



ГЕОМОРФОЛОГИЯ И КАРТОГРАФИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И КАРТОГРАФИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
САРАТОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА



Географический факультет
Саратовского государственного университета

Министерство образования и науки РФ
Российский фонд фундаментальных исследований
Институт географии РАН
Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

«ГЕОМОРФОЛОГИЯ И КАРТОГРАФИЯ»

Материалы
XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН
(Саратов, 17 – 20 сентября 2013 г.)

Саратов
Издательство Саратовского университета
2013

УДК [551.4+528.9](082)
ББК 26.823я43+26.17я43
Г36

Геоморфология и картография: материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. — Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 2013. — 600 с. : ил.
ISBN 978-5-292-04197-9

В сборнике материалов XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН представлены статьи, посвященные современному состоянию геоморфологии и картографии, их положению в системе научного знания. Рассматриваются теоретические проблемы геоморфологии, геоморфологического картографирования, современные методы геоморфологических исследований, картографические методы исследования рельефа и использования ГИС-технологий, вопросы морфографии и морфометрии. Особенности применения новых информационных технологий при изучении рельефа показаны на конкретных примерах геоинформационного картографирования, дистанционного зондирования Земли и аэрокосмического мониторинга, цифрового моделирования рельефа.

Для географов, геологов, картографов, геоинформатиков, экологов, преподавателей, аспирантов, магистров и студентов вузов.

Редакционная коллегия:

доктор геогр. наук *В. З. Макаров*
доктор геогр. наук *В. П. Чичагов*
доктор геогр. наук *С. А. Буланов*
кандидат геогр. наук *О. Е. Нестерова*

**Организационный комитет
XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН:**

Председатели оргкомитета: *В. З. Макаров, В. П. Чичагов*

Члены оргкомитета: *О. И. Баженова, С. И. Большов, А. В. Бредихин, В. А. Брылев, С. А. Буланов, О. П. Ермолаев, А. В. Кошкарев, А. Н. Ласточкин, Э. А. Лихачева, А. Н. Петин, А. В. Поздняков, Ю. Г. Симонов, Г. Ф. Уфимцев, А. Н. Чумаченко*

Ученые секретари: *О. Е. Нестерова, В. В. Копнина*

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ)
проект № 13-05-06057 Г.*

УДК [551.4+528.9](082)
ББК 26.823я43+26.17я43

Работа издана в авторской редакции

ISBN 978-5-292-04197-9

© Геоморфологическая комиссия РАН, 2013
© Саратовский государственный университет, 2013

СОДЕРЖАНИЕ

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

<i>Чичагов В. П., Кошкарев А. В.</i> ОТЕЧЕСТВЕННОЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ	10
<i>Симонов Ю. Г., Симонова Т. Ю.</i> СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗНАНИЙ О РЕЛЬЕФЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ	15
<i>Буланов С. А.</i> КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОЕКТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОМИССИИ РАН МАСШТАБА 1 : 2 500 000 И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИХ МАТЕРИАЛОВ В СОВРЕМЕННЫХ ГИС	20
<i>Ласточкин А. Н.</i> ИДЕОЛОГИЯ ТРАДИЦИОННОГО И СОВРЕМЕННОГО (МОРФОДИНАМИЧЕСКОГО) ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ	23
<i>Лихачева Э. А., Некрасова Л. А.</i> СТРУКТУРА КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ОЦЕНКИ АНТРОПОГЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА ОСВОЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ (СРЕДНИЙ МАСШТАБ).....	28
<i>Брылев В. А.</i> ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ.....	31
<i>Лотоцкий Г. И., Чумаченко А. Н.</i> КАФЕДРЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ СГУ 80 ЛЕТ	33
<i>Лопатин Д. В., Нефёдов Д. А., Сытина И. А.</i> ПЕТЕРБУРГСКАЯ ШКОЛА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ К. К. МАРКОВА, ЕЁ ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И ВЕКТОР РАЗВИТИЯ.....	36

Секция 1

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ: ТРАДИЦИИ И СОВРЕМЕННОСТЬ

<i>Борсук О. А., Ковалев С. Н.</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЛАНОВ ГОРОДОВ И УСАДЕБНО-ПАРКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ	40
<i>Бутвиловский В. В.</i> КРАСОТА ТЕМАТИЧЕСКИХ КАРТ КАК КРИТЕРИЙ ОБЪЕКТИВНОГО ОТОБРАЖЕНИЯ ДЕЙСТВИТЕЛЬНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ).....	45
<i>Веселова Л. К.</i> СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА.....	49
<i>Зинченко А. Г.</i> ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ (НА ПРИМЕРЕ «ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000/3»)	53
<i>Измайлов Я. А.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДЕЛЬТОВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ КУБАНИ (МАСШТАБ 1 : 200 000)	54
<i>Кокин О. В.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ КРАЕВЫХ ЗОН ДОЛИННЫХ ЛЕДНИКОВ.....	59
<i>Колодешникова Н. В.</i> КОМПЛЕКСНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ СОЗДАНИЯ КАРТ ГЕОМОРФОДИНАМИКИ	61
<i>Копнина В. В.</i> СОЗДАНИЕ ПРИКЛАДНЫХ КАРТ ДЛЯ РЕКРЕАЦИОННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ.....	65
<i>Кортаев В. Н.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ УСТЬЕВЫХ ОСАДОЧНЫХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ.....	68
<i>Кузнецова Г. Ф., Лоскутов Ю. И.</i> МЕТОДИКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ, СПЕЦИАЛИЗИРОВАННАЯ НА ПОИСКИ ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	71
<i>Кулаков А. П.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ КАРТ ОБЩЕГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ	75
<i>Ликотов Е. Ю.</i> ПУТИ И ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕОДОЛЕНИЯ ДЕЙСТВИЯ ЗАКОНА ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ РАЗНЫХ МАСШТАБОВ (НА ПРИМЕРЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ И КАРТ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ).....	77
<i>Лопатин Д. В.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ В ЦЕЛЯХ ИНДИКАЦИИ НЕ ВСКРЫТЫХ ДЕНУДАЦИЕЙ РУДНОНОСНЫХ ТЕЛ	79
<i>Лукашов А. А., Романенко Ф. А., Рубина Е. А.</i> ОПЫТ УЧЕБНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА.....	82

<i>Лукьянова С. А., Мысливец В. И., Соловьева Г. Д.</i> СОВРЕМЕННЫЙ ОПЫТ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ РОССИИ	87
<i>Невский В. Н.</i> О НОВЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ В ГЕОМОРФОЛОГИИ И ИХ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ	91
<i>Нестерова О. Е., Штырова В. К.</i> СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ	94
<i>Савельева П. Ю., Мистрюков А. А.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ МАСШТАБ 1: 100 000	97
<i>Семиноженко С. С.</i> ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ЦИФРОВОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ РЕГИОНАЛЬНОГО И МИРОВОГО ОХВАТА	101
<i>Халиуллина А. Р., Самсонов Т. Е.</i> МУЛЬТИМАСШТАБНАЯ ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИИ.	106
<i>Чернов А. В.</i> МЕЛКОМАСШТАБНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: МЕТОДИКА, СОДЕРЖАНИЕ, ИСПОЛЬЗОВАНИЕ.	110
<i>Чичагов В. П.</i> ЗОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ АРИДНЫХ РАВНИН И ОСОБЕННОСТИ ЕГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ.	114

Секция 2

Оценка природных ресурсов, риска, опасностей и ущерба социально-экономической среде

<i>Акпамбетова К. М.</i> ТЕХНОГЕННЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ РАЙОНОВ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)	120
<i>Аникина Н. В.</i> АНТРОПОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРА МОСКВЫ	124
<i>Анисимов В. И.</i> РОЛЬ ПРИРОДНЫХ СТИХИЙНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА (НА ПРИМЕРЕ Б. СОЧИ)	128
<i>Багмет О. Б., Палиенко В. П., Спица Р. А.</i> ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ, СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ И НЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И РИСКА	130
<i>Барышников В. И.</i> СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ – ИНДИКАТОР ПОГРЕБЁННЫХ СТРУКТУР	134
<i>Бексеитова Р. Т.</i> РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ И УГРОЗЫ ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ И ИХ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)	137
<i>Белоновская Е. А., Асоян Д. С.</i> ЛАНДШАФТНОЕ ПЛАНИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА.	140
<i>Белоусова Л. И., Гайворонская Н. И., Петина В. И., Петин А. Н.</i> СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ЭКЗОМОРФОГЕНЕЗА В БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ: ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, КАРТОГРАФИРОВАНИЯ И РАЙОНИРОВАНИЯ	144
<i>Беляев В. Р., Беляев Ю. Р., Большов С. И., Голосов В. Н., Кузнецова Ю. С., Луговой Н. Н., Шеремецкая Е. Д.</i> СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СОЧИНСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛУСТАЦИОНАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ)	148
<i>Богданов Н. А.</i> АДАПТАЦИЯ ПРИНЦИПОВ ЭКОЛОГО-ЛИТОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА К ОЦЕНКЕ СОСТОЯНИЯ ЗЕМЕЛЬ ДЛЯ ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ	153
<i>Бойнагрян В. Р., Бойнагрян А. В.</i> ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ И РИСКА ЗАТОПЛЕНИЙ АНТРОПОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИ СМЕЩЕНИИ РЯДА ОПОЛЗНЕЙ В АРМЕНИИ	156
<i>Бондаренко Н. А., Ефременкова О. И., Любимова Т. В.</i> ОЦЕНКА ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РИСКА КРАСНОПОЛЯНСКОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	159
<i>Головачёв И. В.</i> ХАРАКТЕРИСТИКА КАРСТОВОГО ПОВЕРХНОСТНОГО РЕЛЬЕФА В ОКРЕСТНОСТЯХ ОЗЕРА ИНДЕР	161
<i>Григорьев И. И., Рысин И. И.</i> ПРОГНОЗНАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОБРАЗОВАНИЯ В УДМУРТИИ	166
<i>Двинская С. А., Ларченко О. В., Шайдулина А. А.</i> РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РЕКИ ВЯТКИ	170
<i>Дегтерев А. В., Разжигаева Н. Г., Арсланов Х. А., Рыбин А. В.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА (О. МАТУА, ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) В ГОЛОЦЕНЕ.	174
<i>Донцова О. Л., Сахновская Т. А.</i> ОЦЕНКА СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ РЯДА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ	178

<i>Дьяченко Н. П.</i> ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ	181
<i>Иванова З. П., Колосова Н. М., Михеева О. В.</i> ОЦЕНКА СТЕПЕНИ РИСКА ПРИ РАЗРУШЕНИИ ГРУНТОВЫХ ПЛОТИН В УСЛОВИЯХ СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ	183
<i>Козлова А. Е.</i> ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ КРУПНЫХ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ-БОВАНЕНКОВСКОГО И ХАРАСАВЭЙСКОГО.	187
<i>Коковкин А. А.</i> ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА НОВЕЙШЕЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НАМИБИИ	190
<i>Коломиец В. Л.</i> РЕЛЬЕФ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ.	195
<i>Коломиец В. Л.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН В ПРИГРАНИЧНОЙ ПОЛОСЕ ТЕРРИТОРИИ РФ (ПРИБАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)	198
<i>Корхова Ю. А.</i> ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ПРИРОДЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ	202
<i>Лузгин Б. Н.</i> СИСТЕМЫ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕРНЫХ ВПАДИН АЛТАЯ	204
<i>Михайлов К. В., Постнов И. С.</i> ИСТОЧНИКИ, ФАКТОРЫ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ В ХОДЕ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ БОВАНЕНКОВСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПОЛУОСТРОВЕ ЯМАЛ.	208
<i>Паниди Е. А., Трофимец Л. Н.</i> ОСОБЕННОСТИ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОЛЯ АКТИВНОСТИ ЦЕЗИЯ-137 ЧЕРНОБЫЛЬСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ПАХОТНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОЙ ЭКСПОЗИЦИИ, ОСЛОЖНЕННОМ РЕЛИКТОВЫМ МИКРОРЕЛЬЕФОМ, В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОКИ	211
<i>Петин А. Н., Уколова Е. В.</i> ОСОБЕННОСТИ ТЕХНОГЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ СТАРООСКОЛЬСКО-ГУБКИНСКОГО ГОРНОДОБЫВАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА	216
<i>Петрова И. Ф.</i> ПРИНЦИПЫ ОТОБРАЖЕНИЯ КАТЕГОРИЙ «РИСК» И «ОПАСНОСТЬ» НА ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ	222
<i>Петрова И. Ф., Буланов С. А.</i> ОПЫТ ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ СУБЪЕКТА ФЕДЕРАЦИИ С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРА ТРАНСГРАНИЧНОГО ПЕРЕНОСА (НА ПРИМЕРЕ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ)	224
<i>Попков В. И.</i> БЕССТОЧНЫЕ ВПАДИНЫ ТУРАНА.	228
<i>Попов С. В.</i> ЛАНДШАФТ КАМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ АНТАРКТИДЫ (ПО ДАННЫМ МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОЕКТА ВЕДМАР2)	230
<i>Романенко Ф. А.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ НА АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВАХ И ПОБЕРЕЖЬЯХ.	234
<i>Русанов Г. Г.</i> ВОЗМОЖНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСЛЕДСТВИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ГИДРОЭЛЕКТРОСТАНЦИИ «ЧИБИТ» В ГОРНОМ АЛТАЕ	238
<i>Рязанцев Г. Б., Мысливец В. И., Шпилова Л. М.</i> ПРИРОДНЫЕ РИСКИ И ОПАСНОСТИ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ	241
<i>Сергеев А. В.</i> ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ПЕСКА С ПОМОЩЬЮ ПРОГНОЗНОГО КОЭФФИЦИЕНТА	246
<i>Соколова Н. В.</i> ВЫЯВЛЕНИЕ ДИНАМИКИ ЗОН РАЗРЯДКИ НАПРЯЖЕНИЙ, ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РАЗРЫВОВ ЗЕМНОГО ВЕЩЕСТВА РАЗНОГО РАНГА.	251
<i>Харченко Е. Н.</i> ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНОВ ДОБЫЧИ УГЛЕВОДОРОДОВ	255

Секция 3

Новые информационные технологии:

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ, ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ Земли и АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ
МОНИТОРИНГ,
ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА

<i>Абакумова В. Ю.</i> РЕЛЬЕФ РЕЧНОГО БАССЕЙНА: ВОЗМОЖНОСТИ АНАЛИЗА ПО ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА.	260
<i>Андреева И. Ю., Землянов И. В., Горелиц О. В., Павловский А. Е., Шикунова Е. Ю.</i> ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ	263

Асоян Д. С. ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ГОРНЫХ СТРАН ПО МАТЕРИАЛАМ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК.	267
Ботавин Д. В., Ильясов А. К. СОВРЕМЕННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА РУСЕЛ КРУПНЫХ РЕК	273
Важенин Б. П. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ФОТОЛАНДШАФТЕ ПРИ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ	277
Виноградова Т. Н., Иванов А. В., Яшков И. А. ОЦЕНКА ДИНАМИКИ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ С ПОМОЩЬЮ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА САРАТОВА	282
Гильманова Г. З., Рыбас О. В. ОБРАБОТКА ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ БАЗОВЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ТЕОРИИ МАСШТАБНОГО ПРОСТРАНСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ	285
Головань К.Р., Погорелов А.В. ИССЛЕДОВАНИЕ НИВАЦИИ И МАЛЫХ ФОРМ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЛАГОНАКСКОГО НАГОРЬЯ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	289
Гусев В. А., Молочко А. В. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИЙ СО СЛОЖНОЙ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ	291
Данилов В. А., Лашевцева Т. А., Хворостухин Д. П. НАЗЕМНАЯ ЛАЗЕРНАЯ СЪЕМКА И ЕЁ СРАВНЕНИЕ С КАРТОГРАФИЧЕСКИМ И СТЕРЕОФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИМ СПОСОБАМИ ПОЛУЧЕНИЯ ДАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА И РАСЧЕТА МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ	295
Ермолаев О. П., Иванов М. А., Мальцев К. А. АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ПОСТРОЕНИЕ ГРАНИЦ БАСЕЙНОВЫХ ГЕОСИСТЕМ НА ТЕРРИТОРИЮ ПРИВОЛЖСКОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА	301
Зубарев А. Э., Карачевцева И. П., Козлова Н. А., Надеждина И. Е., Патратий В. Д. СПЕЦИФИКА ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ	304
Зубарев А. Э., Козлова Н. А., Надеждина И. Е., Патратий В. Д. ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ ДДЗ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСАДОК СОВЕТСКИХ АППАРТОВ ЛУНА-17, 21	307
Зубарев А. Э., Надеждина И. Е., Шишкина Л. А. ОТ СНИМКА К КАРТЕ НЕБЕСНЫХ ТЕЛ.	310
Калинин В. Г., Пьянков С. В. МАТЕМАТИКО-КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ВОДОХРАНИЛИЩА ПРИ ПОНИЖЕНИИ УРОВНЯ ВОДЫ	313
Карачевцева И. П., Коханов А. А. КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПРИПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЛУНЫ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ РОССИЙСКИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ МИССИЙ.	317
Козлов Д. Н., Жарков Р. В. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ЦИФРОВОЙ ЭХОЛОКАЦИОННОЙ СЪЕМКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МОРФОЛОГИИ ТРУДНОДОСТУПНЫХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ	319
Мокринец К. С. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТСТУПАНИЯ СКЛОНОВ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ КРАСНОЯРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА) НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗА ПЕРИОД 1989 – 2012 ГГ.	323
Шмыков В. И. КАРТИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ И СОСТОЯНИЯ РЕЧНЫХ БАСЕЙНОВ СРЕДСТВАМИ ГИС.	327

Секция 4

Историческая реконструкция, геоморфологическое описание, прогноз развития территорий

Анисимов Л. А., Донцова О. Л. СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОСТРУКТУРЫ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА	330
Бадюкова Е. Н., Жиндарев Л. А., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д., Селезнева Е. В. ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА МОРСКИХ БЕРЕГОВ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА (БАЛТИКА) НА БЛИЖАЙШИЕ 50 ЛЕТ.	334
Бадюкова Е. Н., Свиточ А. А., Шейхи Б. ГЕОМОРФОЛОГИЯ И РАЗВИТИЕ ИРАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ	337
Барщевский Н. Е., Палиенко В. П., Спица Р. А. МОРФОСТРУКТУРНО-НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ	341
Барышников В. И. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ	346
Аржавитина М. Ю., Барышников В. И. ГЕОЛОГИ САРАТОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА В БАШКИРИИ	348

<i>Барышников В. И., Камалов В. Г.</i> ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРИ РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ УФИМСКОГО «ПОЛУОСТРОВА» ПО ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ	351
<i>Бондаренко А. М.</i> О ПОДТОПЛЕНИИ ЗАСТРОЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ	356
<i>Бутвиловский В. В.</i> О МЕТОДОЛОГИИ РЕКОНСТРУЦИИ РЕЛЬЕФА ПРОШЛЫХ ЭПОХ	358
<i>Валиуллина Г. Ш.</i> НИВАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАКАМЬЯ	362
<i>Водорезов А. В., Комаров М. М., Кривцов В. А.</i> СТРУКТУРА РЕГИОНАЛЬНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ОКИ	365
<i>Водорезов А. В., Кривцов В. А.</i> ПОДХОДЫ К РАЙОНИРОВАНИЮ АНТРОПОГЕННОГО РЕЛЬЕФА (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ)	368
<i>Голосов В. Н., Кузнецова Ю. С.</i> ДИНАМИКА РИСУНКА ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ ЗА ПЕРИОД ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ)	372
<i>Добровольская Н. Г., Канатьева Н. П., Краснов С. Ф., Литвин Л. Ф.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР РАЗВИТИЯ ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В СЕВЕРНОМ ПРИВОЛЖЬЕ	376
<i>Ефремов Ю. В., Черноморец С. С.</i> ЛАХАРЫ: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ, ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ	380
<i>Жарков Р. В.</i> ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ХРЕБТА ГРОЗНЫЙ (ОСТРОВ ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)	383
<i>Зайцев В. А., Панина Л. В.</i> СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ.	386
<i>Карпухина Н. В.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДЕГРАДАЦИИ ОСТАШКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЧУДСКО-ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ.	389
<i>Кузнецов Т. В., Ласточкин А. Н.</i> НОВЫЕ ОБЪЕКТЫ И НОВАЯ МЕТОДИКА ПРИКЛАДНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ АРКТИКИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ	393
<i>Ларин С. И., Лаухин С. А.</i> РЕЛИКТОВЫЙ КРИОГЕННЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ИШИМСКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	397
<i>Лотоцкий Г. И., Новиков С. А.</i> ИНТЕНСИВНОСТЬ ДЕНУДАЦИИ В САРАТОВСКОМ ПОВОЛЖЬЕ	401
<i>Мамедов Г. М., Новиков И. С.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ	404
<i>Мелихова Е. В.</i> ДРЕВНИЕ ГОРОДИЩА КАК РЕЛЬЕФОПРЕОБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР.	408
<i>Мельник М. А., Поздняков А. В.</i> К МЕТОДИКЕ ОПИСАНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С НАСЫЩЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЙМЫ).	410
<i>Назаров Н. Н., Фролова И. В.</i> АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	413
<i>Никонов А. И.</i> ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И ИХ РОЛЬ В СОВРЕМЕННЫХ ПРОЦЕССАХ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ ПРОСТРАНСТВ	415
<i>Новиков И. С., Черкас О. В.</i> ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ БЛОКОВОЙ ДЕЛИМОСТИ КУЗБАССА	419
<i>Опекунова М. Ю.</i> МОРФОДИНАМИКА И РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РЕКИ ЛЕНА (ВЕРХНЕЕ ТЕЧЕНИЕ)	423
<i>Останин О. В., Дьякова Г. С.</i> ГЛЯЦИАЛЬНО-МЕРЗЛОТНЫЕ КАМЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АЛТАЯ	427
<i>Попков И. В.</i> ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИМПУЛЬСЫ И ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ОБЛИКА ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА	431
<i>Сазонов И. Г., Попков В. И.</i> О ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ОБЛИКА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД	434
<i>Санин А. Ю.</i> НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО И ЗАПАДНОГО КРЫМА	437
<i>Сизов О. С.</i> ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДРЕВНЕГО ЗОЛОВОГО РЕЛЬЕФА В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	442

<i>Сим Л. А., Брянцева Г. В.</i>	
РЕЛЬЕФ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ	446
<i>Степанова В. И., Баранов И. П.</i>	
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОТОКОВЫХ СТРУКТУР ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА.	450
<i>Пазинич В. Г., Стецюк В. В.</i>	
СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АНТРОПОГЕНА УКРАИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ГОСУДАРСТВ	453
<i>Усков В. А., Стрикалов И. Ю., Водорезов А. В., Милованов С. И., Чернецов А. В., Шишов С. И.</i>	
СОСТОЯНИЕ ДРЕВНИХ ФОРТИФИКАЦИОННЫХ СООРУЖЕНИЙ ГОРОДИЩА СТАРАЯ РЯЗАНЬ (СПАССКИЙ РАЙОН, РЯЗАНСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА	459
<i>Хомчановский А. Л., Федорова Е. А., Хабидов А. Ш., Свиридова Е. А.</i>	
ОСОБЕННОСТИ ЛИТОДИНАМИКИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	463
<i>Хон А. В.</i>	
МОРФОЛОГИЯ ГРЯД КАК ИНДИКАТОР ЛОКАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ	466
<i>Чупина Д. А., Глушкова Н. В., Котлер С. А.</i>	
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ УВЛАЖНЕНИЯ/ИССУШЕНИЯ НА ЮГЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ.	470
<i>Шарифуллин А. Г.</i>	
ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ СТОКА НАНОСОВ РЕК ГОРНЫХ СТРАН	473
<i>Шишов С. И.</i>	
ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАПАДИН НА МЕЖДУРЕЧЬЯХ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ	476

Секция 5

КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

<i>Андрющенко Ф. Д., Баранов Д. В., Висхаджиева К. С., Гаранкина Е. В., Захаров А. Л., Иванов М. М., Корюхин Д. А., Курбатова Е. С., Матлахова Е. Ю., Милеев А. М., Петухова А. И., Рудинская А. И., Семенов А. В., Цветкова Д. Ю.</i>	
КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СОЧИНСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ	480
<i>Баженова О. И., Кобылкин Д. В., Мартыанова Г. Н., Снытко В. А.</i>	
КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ БЕССТОЧНЫХ ОЗЕРНО-ФЛЮВИАЛЬНЫХ МОРФОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ СТЕПНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	484
<i>Важенин Б. П.</i>	
ЦВЕТОСТЕРЕОСКОПИЧЕСКОЕ ОТОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА	488
<i>Виноградова О. В.</i>	
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЭВОЛЮЦИИ РЕЧНОЙ СЕТИ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ.	493
<i>Воскова А. В., Истомина Е. А., Караваев В. А.</i>	
КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ РЕКИ ЛЬКЕЗИ	497
<i>Горбовская Т. В., Данилов В. А., Затонский В. А., Копнина В. В., Нестерова О. Е., Федоров А. В., Хворостухин Д. П.</i>	
ВЫДЕЛЕНИЕ ВОДООХРАННОЙ ЗОНЫ РЕКИ МЕДВЕДИЦЫ НА ОСНОВЕ ИНЖЕНЕРНО-ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ И КАРТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	500
<i>Коркин С. Е.</i>	
ГЕОМОРФОЭКОТОНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ	503
<i>Крюков К. К.</i>	
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФЛЮВИАЛЬНО-ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ ГОРОДА СТАЛИНГРАДА ПЕРЕД 2-й МИРОВОЙ ВОЙНОЙ И СОВРЕМЕННОГО ГОРОДА ВОЛГОГРАДА	505
<i>Лебедева Е. В.</i>	
ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРНЫХ СИСТЕМ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА.	507
<i>Мозжерин В. В., Кажокина В. А.</i>	
КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕМИАРИДНОЙ ПЕДИМЕНТАЦИИ В КОНЦЕ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА – НАЧАЛЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА СЕВЕРЕ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ1.	511
<i>Никольская И. И., Прохорова С. Д.</i>	
ПРИМЕНЕНИЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ОЦЕНКЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЙ РОЛИ ОБРАЖНОЙ ЭРОЗИИ	513
<i>Поздняков А. В.</i>	
ПРОЦЕССЫ ГЕОМОРФОДИНАМИКИ – МЕТОДЫ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ОТОБРАЖЕНИЯ	517
<i>Санников Г. С.</i>	
КАРТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ОЗЁР ТЕРМОКАРСТОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ БОВАНЕНКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, П-ОВ ЯМАЛ)	520

<i>Харченко С. В., Бампи А. И.</i> ЗОНИРОВАНИЕ КРУПНЫХ ГОРОДОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ (СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НА ПРИМЕРЕ КУРСКА И ТАМБОВА)	524
<i>Шварев С. В.</i> ДЕТАЛЬНОЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ НОВЫХ ТЕРРИТОРИЙ МОСКВЫ: ИНТЕГРАЦИЯ ОЦЕНОЧНЫХ ПОДХОДОВ И ПРОИЗВОДНЫЕ МОДЕЛИ	529

Секция 6

Морфография и морфометрия рельефа

<i>Авакян А. А., Аракелян А. А., Бойнагрян В. Р., Ерицян Г. Г.</i> СОСТОЯНИЕ, ЗАДАЧИ И ПРИЛОЖЕНИЯ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕЛЬЕФА АРМЕНИИ.	532
<i>Борсук О. А., Бредихин А. В.</i> МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ПЕЙЗАЖ: НАУЧНОЕ И ХУДОЖЕСТВЕННОЕ ВОСПРИЯТИЕ	536
<i>Борсук О. А., Кичигин А. Н.</i> МОРФОМЕТРИЯ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ: СОДРУЖЕСТВО ГЕОМОРФОЛОГИИ И КАРТОГРАФИИ	538
<i>Вдовина И. А.</i> МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ.	540
<i>Горбовская Т. В.</i> ВИКТОР ПАВЛОВИЧ ФИЛОСОФОВ: ПЕДАГОГ И УЧИТЕЛЬ (К 105-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ).	544
<i>Ефремов Ю. В.</i> МОРФОЛОГИЯ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА	546
<i>Кириллова А. В.</i> МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ КАРТЫ В СОЦИАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ УДМУРТИИ.	550
<i>Лобанов Г. В., Новикова М. А., Полякова А. В., Тришкин Б. В.</i> ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ МОРФОМЕТРИИ БАССЕЙНОВ МАЛЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕГО ПОДНЕПРОВЬЯ)	553
<i>Семенов Ф. В.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ И НЕОГЕНОВОЙ ДРЕНАЖНОЙ СЕТИ МЕТОДОМ МОРФОМЕТРИИ.	555
<i>Терентьева Л. Р.</i> МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛИКТОВЫХ НИВАЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ	559
<i>Трофимова Е. В.</i> МОРФОГРАФИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА ЛЕНСКИХ СТОЛБОВ	563
<i>Тустановская Л. В.</i> НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРНО-МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТОНО-ГЛЯЦИАЛЬНОГО ФЕНОМЕНА «КАНЕВСКИХ ГОР» (УКРАИНА)	567
<i>Уфимцев Г. Ф.</i> МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ КОНТИНЕНТОВ.	571

Секция 7

Геоморфология бассейна Волги

<i>Александровский А. Л., Гласко М. П.</i> ИНТЕНСИВНОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ АЛЛЮВИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЧВ В ПОЙМАХ РЕК ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ	572
<i>Бронгулеев В. В., Каравеев В. А., Маккаевеи А. Н.</i> РОЛЬ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ «АСТРОБЛЕМОВИДНЫХ» ОЗЕР МЕЩЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ	575
<i>Гуменюк А. Е., Никонорова И. В., Павлов А. Н., Петров Н. Ф.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЧЕБОКСАРСКОГО УЧАСТКА ДОЛИНЫ Р. ВОЛГА В СРЕДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ.	579
<i>Коротаев В. Н., Рычагов Г. И.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЛГО-АХТУБИНСКОЙ ПОЙМЫ И ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ.	581
<i>Макаров В. З., Чумаченко А. Н., Гусев В. А., Данилов В. А., Затонский В. А., Проказов М. Ю., Фёдоров А. В.</i> ЛИНЕЙНАЯ ЭРОЗИЯ В САРАТОВСКОМ ПРЕДВОЛЖЬЕ	584
<i>Макаров В. З., Молочко А. В., Пичугина Н. В., Хворостухин Д. П.</i> МИКРО- И МЕЗОФОРМЫ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДИН И ПАДИН)	588
<i>Пищулов С. А.</i> ТИПИЗАЦИЯ СОРОВЫХ ПОНИЖЕНИЙ СВЕРО-ЗПАДНОГО ПИКАСПИЯ	591
<i>Проказов М. Ю.</i> ТРАНСФОРМАЦИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ПОЙМЕННОГО ЛАНДШАФТА СЕВЕРНОЙ ОЗЕРОВИДНОЙ ЧАСТИ ВОЛГОГРАДСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА.	594
<i>Смоктунувич Т. Л.</i> ВКЛАД ГЛАФИРЫ ВИТАЛЬЕВНЫ ОБЕДИЕНТОВОЙ В ТЕОРИЮ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН	597

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

ОТЕЧЕСТВЕННОЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

В. П. Чичагов, А. В. Кошкарёв

Институт географии РАН, Москва, chichagov@mail.ru, akoshkarev@yandex.ru

DOMESTIC GEOMORPHOLOGICAL MAPPING

V. P. Chichagov, A. V. Koshkarev

Institute of Geography of RAS, Moscow, chichagov@mail.ru, akoshkarev@yandex.ru

Вспоминая достижения отечественных геоморфологов в области специализированного геоморфологического картографирования, ощущаешь гордость и радость от полученных ими результатов. Целью предлагаемого сообщения является рассказ о том, как в течение всего нескольких десятилетий — 1950—1990 гг. — наши ученые смогли создать оригинальное, не знающее аналогов в мировой практике учение о геоморфологическом картографировании. Первый автор принимал участие в обсуждении этих вопросов, начиная с 1956 г. Дискуссии были бурными и доброжелательными, они продолжались в специально организованных полевых экскурсиях. Поражал зазор участников и их преданность геоморфологии.

Авторы отдадут себе отчет в невозможности кратко охарактеризовать достижения отечественного геоморфологического сообщества в области геоморфологического картографирования, более подробно эти вопросы отражены в работах [1—4] и др. Подведение итогов работ в этой области начиналось с геоморфологических совещаний 1940, 1953 и 1956 гг.

Со времени создания Межведомственной Геоморфологической Комиссии Отделения геолого-географических наук АН СССР в 1958 г. объединяемое ею геоморфологическое (географическое и геологическое) сообщество приняло активное участие в разработке проблем геоморфологического картографирования. Комиссия полностью посвятила этим вопросам два Пленума — III (1963) и XI (1975) и неоднократно рассматривала вопросы картографирования на других Пленумах.

Намечаются четыре этапа создания этого учения в нашей стране: довоенный — с 1926 по 1947 г., 1947—1963 гг., с 1964 до конца 80-х годов прошлого века, с начала 90-х до наших дней.

Первый этап. Основы генетической классификации и типологии форм рельефа были заложены трудами С. Н. Никитина (1886), Л. С. Берга (1913) и В. П. Семнова-Тяншанского (1915) [5]. Первые работы по геоморфологическому картографированию относятся к довоенному периоду и принадлежат К. К. Маркову (1926, 1940), З. А. Сваричевской (1937) и др., причем наиболее фундаментальным картографическим произведением стала «Карта геоморфологического районирования СССР» в одноименной монографии К. К. Маркова (1947). Появляются первые карты: «Карта геоморфологического районирования Азиатской части СССР» Л. С. Берга (1937), «Геоморфологическая карта Европейской части СССР» под редакцией Г. Д. Рихтера (1937), «Геоморфологическая карта Украины» С. С. Соболева, геоморфологические карты Европейской части СССР и Кавказа Б. Ф. Добрынина (м-бы 1:10 000 000 и 1:35 000 000, 1941), карта геоморфологического районирования Северо-Востока СССР Д. М. Колосова (м-б 1:5 000 000, 1947). В этот период создаются первые классификации морфоструктур СССР И. П. Герасимова (1946), форм рельефа И. С. Щукина (1946). В 1940 г. в Москве состоялась специально посвященная вопросам геоморфологического картографирования конференция с целью необходимости изучения накопленного в этой области и разработок в области содержания геоморфологических карт и принципов построения унифицированных легенд. В это период Б. Ф. Добрынин заложил основы составления отечественного мелкомасштабного картографирования, составив в 1941 г. упоминавшиеся геоморфологические карты Европейской части СССР и Кавказа [2].

Второй этап. После Великой Отечественной войны, во время бурного восстановления и развития нашей страны появились многочисленные обстоятельные работы в этой области, список которых открывают труды Д. В. Борисевича (1950), Н. А. Лебедевой (1952), А. И. Спиридонова (1952, 1958), Н. В. Думитрашко (1953, 1957, 1962), Ю. А. Мещерякова (1954), Б. С. Русанова (1955), А. С. Девдариани (1957), В. В. Ермолова (1958), Л. Б. Аристарховой (1959), Г. С. Ганешина и С. В. Эпштейна (1959), А. Г. Доскач, Н. В. Думитрашко, С. Л. Кушева и др. (1959), А. П. Сигова, И. П. Варламова, А. Д. Наумова (1962) и многих других. Молодые геоморфологи учились геоморфологическому картографированию по одноименной книге А. И. Спиридонова (1952) [5]. Если во время первого этапа

составление геоморфологических карт шло параллельно с разработкой схем геоморфологического районирования и было делом наиболее крупных ученых из больших городов, то во время второго этапа картографирования составлением геоморфологических карт стали заниматься целые коллективы геоморфологов, объединявшие сотни ученых разных городов страны. Геоморфологические карты и легенды к ним разрабатывались в Институте Географии АН СССР, ВСЕГЕИ, Географическом факультете МГУ, многих производственных и учебных организациях. В одном из первых, в Саратовском государственном университете, начиная с 1946 г., при составлении геоморфологических карт успешно применялся и развивался историко-генетический принцип картографирования, согласно которому главной задачей геоморфологического картографирования является выяснение возраста и генезиса отображаемых на картах форм рельефа. Была создана «Геоморфологическая карта Европейской части СССР» в морфогенетической легенде м-ба 1:25 000 000 (Б. А. Федорович, 1954), геоморфологическая карта Средне-Сибирского плоскогорья С. Г. Боча и И. И. Краснова (1958), «Геоморфологическая карта СССР» м-ба 1:4 000 000 под редакцией Б. А. Федоровича и И. П. Заруцкой. Появились первые геоморфологические карты дна Охотского моря (Г. Б. Удинцев, 1957) и Тихого, Южного и Индийского океанов (Ин-т океанологии АН СССР, 1958 – 1964).

В 1963 г. геоморфологическое сообщество СССР коллективно обсуждало вопросы разработки легенд геоморфологических карт разных масштабов на III Пленуме Геоморфологической Комиссии в г. Ленинграде, во ВСЕГЕИ [1]. В изданном по результатам Пленума труде показаны широкий спектр научных взглядов и значительные расхождения в представлениях советских геоморфологов о научных основах, принципах составления геоморфологических карт, особенно энергичная научная дискуссия между участниками Пленума развернулась главным образом по вопросам методики картографирования и особенно содержания легенд к геоморфологическим картам.

На том весьма представительном форуме геоморфологов нашей страны, собравшем около 250 участников (остановимся на наиболее крупных работах), И. П. Герасимов наметил четыре главных методических направления: традиционное – морфогенетическое, аналитическое или генетическое, историческое или возрастное и новое, представлявшее модернизацию морфогенетического направления с позиций морфоструктуры и морфоскульптуры. С. В. Эпштейн рассмотрел четыре категории генетически однородных поверхностей: поверхности, возникшие под воздействием эндогенных процессов; возникшие в результате совместного воздействия эндогенно-экзогенных процессов; поверхности, сформированные экзогенными процессами и поверхности, формирующиеся при участии деятельности человека. Д. В. Борисевич отстаивал морфохроногенетическое направление, доказывая, что карты, составленные в легенде этого направления, превосходят морфогенетические карты, к тому же они, благодаря отдельному изображению системами знаков генезиса, возраста и морфологии, показывают морфоструктуры наиболее полно. А. В. Востряков, А. П. Дедков, А. П. Рождественский, А. А. Романов и В. П. Философов развивали историко-генетический принцип, составляя геоморфологические карты на обширные равнинные регионы Поволжья и Башкирии; легенды этих карт включали три раздела: генезис, возраст рельефа, формы рельефа и элементы тектоники и палеогеографии; эти ученые показали, что эти легенды применимы к составлению карт разных масштабов и могут быть положены в основу унифицированной легенды геоморфологических карт равнинных областей. М. С. Калецкая, О. А. Раковец и Е. Я. Ранцман разработали простую и ясную легенду к геоморфологическим картам Тянь-Шаня, Урала и Алтая: в одном цветовом контуре объединялись возрастная и морфологическая характеристики рельефа, интенсивность окраски соответствовала увеличению энергии рельефа. Легенда предусматривала возможность выделения десяти крупных геоморфологических этапов. Морфологические типы рельефа объединены в легенде в три группы: горы, предгорные возвышенности и подгорные равнины внутриворонных впадин и крупных речных долин. Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонов, Н. Е. Астахов с соавторами создали очень сложные легенды для геоморфологических карт молодых горных стран – Кавказа и Предкавказья. Объявив плодотворность и прогрессивность предложенного И. П. Герасимовым морфоструктурного анализа, они нашли ему применение в картах мелких и обзорных масштабов. В этих легендах выделяются: 1) структурно-тектонические горные области с прямым, активным отражением тектоники в рельефе; они подразделяются на денудационно-структурные хребты, массивы и котловины; вулканические горные области и грязево-вулканические горы и сопки; 2) денудационно-скульптурные горные области с пассивным влиянием тектоники на рельеф; 3) денудационные и денудационно-аккумулятивные равнины и плато и аккумулятивные равнины. Эти авторы подчеркивали, что различие содержания и целенаправленности обзорных и среднемасштабных карт выражается в количестве предлагаемых в легендах значков и в фоновых красках; геоморфологические карты должны были сопровождаться геоморфологическими профилями и блок-диаграммами. С. К. Горелов, А. В. Живаго, Ю. А. Мещеряков и А. П. Сигов разработали проект легенды новой карты поверхностей выравнивания и кор выветривания м-ба 1:25 000 000. Под поверхностями выравнивания понимались выраженные в рельефе суши и дна моря и погребенные базисные полигенетические уровни денудации и аккумуляции, созданные в этапы компенсации тектонических движений экзогенными процессами. Основным принципом построения легенды является историко-генетический, учитывающий геологический возраст поверхностей

выравнивания и их генезис. На разрабатываемой карте предлагается отображать разновозрастные коры выветривания — остаточные и аккумулятивные, начиная с наиболее древней. Ю. А. Мещеряков предложил принципы составления геоморфологических карт Физико-географического атласа Мира нескольких масштабов в интервале от 1:15 000 000 до 1:60 000 000. В основу создания легенд и обобщения фактического материала положены выдвинутые и разработанные И. П. Герасимовым представления о геотектурах, морфоструктурах и морфоскульптурах. Ю. А. Мещеряковым были тщательно разработаны способы изображения элементов морфотектоники суши и дна океанов, а также элементов морфоскульптуры суши. Н. В. Башенина предложила проект легенды геоморфологической карты мира м-ба 1:40 000 000 и изложила свою позицию на вопросы унификации легенд геоморфологических карт.

Большие, серьезные работы по картографированию были выполнены в странах Прибалтики. В Эстонии наиболее известной была составленная К. К. Орвику карта «Распространения форм рельефа последнего оледенения и древних береговых линий Балтийского моря и Эстонии» (1957); в Латвии — «Геоморфологическая карта Латвии» А. И. Яунпутниня по строго выдержанному морфогенетическому принципу (1957); в Литве детальные геоморфологические карты Литвы В. А. Чепулите (1957) и А. Б. Басаликаса (1960). В Белоруссии М. М. Цапенко создал схему «Геоморфологического районирования БССР». На Украине была составлена геоморфологическая карта на территорию Украины и Молдавии, вошедшая в «Геоморфологическую карту СССР» м-ба 1:4 000 000. На территорию Армении и Азербайджана были составлены геоморфологические карты под руководством Н. В. Думитрашко, которая внесла большой вклад в геоморфологическое картографирование Кавказа. На территорию Северного Казахстана была составлена геоморфологическая карта А. Г. Доскач, С. Л. Кушевым и Б. А. Федоровичем (1961). Геоморфологические карты составлялись на территории союзных республик: Узбекской ССР (1963), Армянской ССР (1961), Грузинской ССР (1964), Украинской и Молдавской ССР (1962), Белорусской ССР (1958), Коми АССР (1964), Таджикской ССР (1968), на территории Кустанайской (1963), Сахалинской (1967), Иркутской (1962) областей и Забайкалья (1967). Были составлены геоморфологические карты на территорию всех континентов для Физико-географического атласа Мира (1964), Атласа Мира (1967); созданы первые геоморфологические карты — обзорная геоморфологическая карта Антарктики м-ба 1:20 000 000 (1959), геоморфологические карты Атласа Антарктики м-бов 1:10 000 000, 1:15 000 000 и 1:25 000 000; геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана м-ба 1:5 000 000.

Третий этап ознаменовался расцветом разработки геоморфологических карт в нашей стране. В 1975 г. в Ленинграде, во ВСЕГЕИ состоялся XI Пленум Геоморфологической Комиссии АН СССР под девизом «Проблемы геоморфологического картирования». В геологическом институте применялся термин «картирование». Был заслушан 131 доклад, их содержание было сгруппировано в пять крупных разделов: общие вопросы теории и методы геоморфологического картирования в СССР, специализированное геоморфологическое картирование, структурно-геоморфологическое картирование, инженерно-геоморфологическое картирование и региональное картирование [4]. В первом разделе обсуждалось состояние и задачи геоморфологического картирования в нашей стране (Г. С. Ганешин), легенды к геоморфологическим картам (А. И. Спиридонов, Н. В. Башенина, М. Г. Михайловская и Н. Н. Тальская, А. А. Асеев, Н. С. Благовлин, И. Э. Введенская и др., Г. С. Ганешин, Е. И. Корнутова), рассматривались принципы историко-генетической классификации рельефа (А. А. Романов и В. П. Философов) и возрастной классификации (И. П. Варламов, Ю. А. Гогин и Н. Е. Найденова), классификации геоморфологических карт (Ю. И. Ликуты и В. Ф. Филатов) и др. Во втором разделе были приведены результаты и задачи геоморфологического картирования при геолого-съёмочных работах (А. В. Григорьев и В. К. Еремин, Л. Г. Васютина, Р. О. Галабала, Т. С. Гостева и др.); опыт разработки карт при поисках погребенных россыпей (Ю. П. Казакевич, М. С. Комарова и Н. М. Риндзюмская; опыт специализированного картирования на поиски бокситов (В. Ф. Филатов, Ю. А. Лоскутов, Г. Ф. Кузнецова и др., Н. А. Сягаев и Н. Е. Фельдбарг); россыпей олова (Н. Г. Патык-Кара и Н. Н. Арманд) и др. В третьем разделе подводились итоги структурно-геоморфологического картирования. М. В. Пиотровский выступил с докладом о морфотектоническом картировании как назревшем передовом направлении геолого-геоморфологических исследований; Л. Б. Аристархова о роли общей геоморфологической карты при структурно-геоморфологических исследованиях, Н. Г. Волков и И. Л. Соколовский о структурно-геоморфологическом картировании нефтегазоносных областей, Н. И. Орлова и В. Л. Мосулов о роли морфоструктурного анализа при поисках и оценке сохранности месторождений бокситов и магномагнетита, Н. А. Пшенина показала результаты и перспективы изучения морфоструктурных и морфоскульптурных элементов на космических снимках. Доклады четвертого раздела были посвящены результатам инженерно-геоморфологического картирования для целей крупного ирригационного строительства (Б. А. Федорович, М. Е. Городецкая, Т. П. Грязнова и др.) и для изысканий под гидротехнические объекты Днестровской ГАЭС и канала Дон-Оскол (Г. И. Раскатов, А. И. Трегуб, Г. В. Холмова и др.). Т. П. Грязнова и А. С. Кесь представили доклад о литолого-геоморфологической карте междуречья низовий Амурь и Сырдарья, А. Б. Островский, Н. С. Коробкина, И. П. Балабанов и др. о результатах геоморфологиче-

ского картирования Черноморского побережья в рамках инженерно-геологических съемок. Пятый раздел содержал доклады о картировании современных геоморфологических процессов на территории Украины (В. А. Антипина, В. Е. Некос, В. И. Карпов), о результатах картирования Восточной Сибири (В. И. Бабак, С. П. Горшков, И. А. Сягаев и др.), Общего Сырта (В. В. Коновалов), Балтийского щита (В. Г. Легкова и В. Б. Соколова), Нижнего Поволжья и Южного Предуралья (А. Д. Наумов, Г. П. Гудошникова, В. И. Кузнецова и др.), Колымской низменности (А. И. Музис, Г. А. Максимова и Т. С. Гостева), юго-западной Якутии (Н. И. Отнюков, И. Н. Иванов, В. М. Рукавишников и др.), Литвы (А. Шляпа), северо-запада Восточно-Европейской платформы (В. Б. Соколова и И. В. Кирпичева). О. Г. Токарский, В. М. Седайкин, С. В. Трояновский и др. доложили результаты геоморфологического картирования древних дельт, С. К. Горелов, В. К. Еремин и Б. Н. Леонов рассмотрели принципы построения и содержание легенд Палеогеоморфологического атласа СССР.

По вопросам, поставленным в приведенных работах, были опубликованы сотни статей и десятки монографий. Главные поставленные результаты были с годами достигнуты, были разработаны и увидели свет геоморфологическая карта СССР и карта поверхностей выравнивания и кор выветривания м-ба 1:25 000 000, составленные под руководством Института географии АН СССР, геоморфологическая карта СССР м-ба 1:40 000 000 под руководством ученых ВСЕГЕИ, Физико-географический атлас мира и Атлас природных условий и естественных ресурсов (также институт географии АН СССР), геоморфологические карты Башкирии и Поволжья, Кавказа, Предкавказья и Закавказья, а также других регионов страны. Составленная Н. В. Башениной геоморфологическая карта мира м-ба 1:40 000 000 получилась менее понятной и вызвала ряд замечаний.

Из перечня докладов видна практическая направленность работ по составлению специализированных геоморфологических карт. В этот же период закончилось составление геоморфологической съемки в рамках геологической съемки территории СССР в м-бе 1:200 000. Советские геоморфологи проводили съемочные работы в странах Африки – Марокко, Мали, Гвинее, Тунисе, Ливии, в Азии – Китае, Монголии, Северной Корее, Вьетнаме, Камбодже, на островах Мирового океана.

Одновременно разрабатывались геоморфологические карты на зарубежные территории для национальных атласов Республика Куба (1961), Монгольской Народной Республики (1990) и Республики Вьетнам (1997). При их составлении учитывались и использовались основы атласного картографирования, заложенные К. А. Салищевым и основные представления учения о морфоструктурах И. П. Герасимова.

В те же годы советские геоморфологи принимали активное участие в разработке геоморфологической карты Европы м-ба 1:1 000 000 в составе Комиссии по геоморфологическому картографированию и съемке Международного Географического Союза. Комиссией в начале руководил К. Эмблтон из Великобритании, а затем долгие годы возглавлял Я. Демек, Чехословакия. Итогами ее многолетней работы были создания руководств по геоморфологической съемке разных масштабов, геоморфологическая карта Европы м-ба 1:1 000 000 и множество научных статей. О международном геоморфологическом сотрудничестве написано много работ Я. Демек, Н. В. Башениной, Н. В. Думитрашко, И. П. Герасимовым, Ю. А. Мещеряковым и др. Длительные и порой изнурительные научные дискуссии выявили серьезные расхождения в понимании основных вопросов геоморфологии, принципов, подходов и разработки легенд геоморфологических карт нашими учеными и учеными стран Европы. Итогами совместных обсуждений стало взаимное понимание этих вопросов и усиление научного интереса к геоморфологическим работам наших стран, а, главное, к установлению научных контактов и добрых отношений в те далекие и непростые годы, в годы становления, взлета и укрепления своих международных позиций отечественной геоморфологии.

В 1973 г. учеными Института географии АН СССР была подготовлена и издана монография «Геоморфологическое картоведение СССР и частей света». В ней отмечалось, «что на современном этапе развития геоморфологической картографии можно говорить о выделении геоморфологического картоведения как самостоятельной отрасли знаний» [2, с.7]. Эту продуктивную идею стоит рассмотреть и обсудить на Пленуме.

С 1975 г. Геоморфологическая Комиссия РАН не проводила Пленумов по вопросам геоморфологического картографирования, потому работы российских геоморфологов не обобщались. Но в это период они активно продолжались, среди них преобладали многочисленные новые карты преимущественно в области экологической геоморфологии, инженерной геоморфологии, геоморфологии крупных городов, в частности г. Москвы.

Большой вклад отечественными геоморфологами был внесен составлением пакета геоморфологических карт Национального атласа России. Была детально изучена геоморфология морского дна большинства морей Мирового океана. Мы не рассматриваем результаты исследований последнего 20-летия в надежде, что они будут предметом докладов других геоморфологов на предстоящем XXXIII Пленуме Геоморфологической Комиссии РАН.

В этот период, на рубеже столетий, произошли также существенные сдвиги, связанные с внедрением в практику геоморфологических исследований и картографирования новых инструментов и источников данных. Их начало нужно отнести к 60-м годам, когда, после успешных экспериментов,

стало очевидно, что вслед за этапом математизации географии идет этап или эпоха геоинформационных систем (ГИС). Внедрение «количественных» или, более широко, математических методов в географию и геоморфологию оказалось весьма кстати: работы А. С. Девдариани и В. П. Философова по морфологии и морфометрии рельефа, а позже картометрия в рамках картографического метода исследования (А. М. Берлянт, 1978) и морфометрия, активно разрабатываемая в ту пору Ю. Г. Симоновым, создавали хорошую основу расчетов, графо-аналитических построений и составления разнообразных производных аналитических карт, дополняющих традиционные сюжеты новыми типами частных аналитических и синтетических геоморфологических карт. Примечательно, что одним из первых приложений инструментария ГИС было цифровое моделирование рельефа, отчасти в силу его относительной простоты, отчасти по причине интереса к нему оборонных ведомств. В этот период наметились две ветви развития новых информационных технологий в приложениях к решению задач геоморфологического картографирования, в ту пору тесно связанных друг с другом: автоматизация картографирования и геоинформационные технологии.

Создание автоматизированных картографических систем и переход к цифровым методам создания карт, первоначально топографических, означал упрощение и ускорение процессов их подготовки к изданию, издания и обновления. Такой подход прочно вошел в массовую практику создания и редактирования карт, включая геоморфологические. Это наглядно иллюстрирует пример развития государственного геологического картографирования: несколько поколений листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000, включающих геоморфологические характеристики и сюжеты, давно и успешно ведутся и обновляются с использованием средств автоматизации и ГИС по единым требованиям (ВСЕГЕИ, 2011).

Наиболее многообещающим направлением использования ГИС было и остается цифровое моделирование рельефа, объединяющее методики и технологии создания и использования цифровых моделей рельефа (ЦМР), включая пространственный анализ и интерпретацию результатов их обработки. Отечественная история богата хорошими примерами разработки моделей данных, алгоритмов анализа и оригинальных программ, итогом исполнения которых является карта. Здесь, прежде всего, нужно упомянуть структурно-лингвистическую модель рельефа, разработанную в 80-х гг. И. Г. Черваневым и использованную в разнообразных приложениях, связанных с анализом рельефа флювиального типа (И. Г. Черванев, С. В. Костриков, Б. Н. Воробьев, 2006; С. В. Костриков, 2006). Другим, уже сегодняшним примером, могут служить работы под руководством А. В. Погорелова (А. В. Погорелов, Ж. А. Думит, 2009), показавшие возможность обработки открытых (свободно распространяемых) глобальных и семиглобальных ЦМР, включая SRTM с шагом матрицы высотных отметок 90×90 м, для генерации полного набора производных морфометрических характеристик для целей геоморфологического анализа и гидрологического районирования бассейна р. Кубани, а именно углов наклона и экспозиций склонов, их кривизны, вертикальной и горизонтальной расчлененности, фрактальной размерности рельефа как показателя сложности его организации и многих другие расчетных показателей. Нужно упомянуть еще одну аналогичную по ширине и глубине обработки и анализа работу И. В. Флоринского (2010). Широкое использование российскими исследователями открытых, но достаточно грубых ЦМР, включая ETOPO5, GTOPO30, ETOPO2, ETOPO1, ASTER GDEM и др., связано с сохранившимися до сих пор режимными ограничениями на детальные ЦМР (с детальностью показа элементов рельефа на топографических картах масштабов крупнее 1 : 100 000). К числу недавних многообещающих экспериментов следует отнести использование мультимасштабных моделей данных применительно к общегеографическим и гипсометрическим картам рельефа (Т. Е. Самсонов, 2011), а наиболее оригинальных – преобразование ЦМР в звук (А. А. Медведев, 2012). Наряду с зарубежным коммерческим программным обеспечением для обработки ЦМР используются открытые ГИС и специализированные пакеты собственной разработки, из которых нужно упомянуть «Рельеф-Процессор» (Б. Н. Воробьев и др., 1992) и вычислительный комплекс МАГ (С. М. Кошель, 2004).

Интерес к ЦМР высокого разрешения связан, прежде всего, с задачами практики. Рельеф – безусловно необходимый набор в составе базовых пространственных данных национальных инфраструктур пространственных данных (ИПД), шаг сетки которых достигает значений 5×5 м (бесшовные наборы на территорию США и стран Европейского союза) и лучше, вплоть до субметрового разрешения. Часто они доступны на геопорталах ИПД как коммерческий продукт или в визуализированных формах, включая картографические и виртуально-реальностные. Для них разработаны стандартные спецификации. Цифровое моделирование рельефа ЦМР становится предметом специализированных вузовских курсов для географов (В. В. Хромых, О. В. Хромых, 2011). Перспективна новая облачная среда их существования и использования, как показали эксперименты, выполненные на платформе «Университетского кластера» (А. В. Кошкарев, А. А. Медведев, 2012).

Кроме рельефа суши, предметом геомоделирования рельефа становится дно океанов, морей и внутренних водоемов, поверхность и ложе ледников, поверхность Луны, других планет их спутников. В существенной степени это связано с новыми источниками и технологиями получения данных о рельефе, заменившими топографические карты, а именно, с данными дистанционного зондиро-

вания (ДДЗ): многозональная космическая съемка в видимом и ближнем ИК-диапазонах, радиолокационная съемка радарными с синтезированной апертурой (SAR), воздушное лазерное сканирование (лазерная локация). Аэрокосмические методы геоморфологических исследований, начиная с эпохи визуального дешифрирования аэрофотоснимков, давно вошли в практику геоморфологического картографирования, получив новый импульс своего развития с появлением этих материалов. В частности, они использованы при составлении Геоморфологической карты мира масштаба 1 : 15 000 000 в серии карт для высшей школы (1988) и геоморфологических карт СССР масштабов 1 : 2 500 000 (1987) и 1 : 4 000 000 (1989).

Это лишь немногие примеры, адекватно, но не полно описывающие сегодняшнее состояние научных исследований и практику внедрения геоинформационных технологий и освоения новых источников данных о рельефе для его моделирования и картографирования. Перспективы дальнейшего развития видятся в расширении области применимости и доступности нового инструментария, дополняющего и обогащающего традиционные методы геоморфологического картографирования.

Литература

1. Методика геоморфологического картографирования. М.: Наука. 1965. 176 с.
2. Геоморфологическое картоведение СССР и частей света. М.: Наука. 1973. 248с.
3. Проблемы геоморфологического картирования. Тезисы докладов Всесоюзного совещания по разномасштабному геоморфологическому картированию – XI Пленума Геоморфологической Комиссии АН СССР. Л.: ВСЕГЕИ. 1975. 235с.
4. Геоморфологическое картирование. М.: Наука. 1978. 240 с.
5. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М.: Изд-во МГУ. 1952. 372 с.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗНАНИЙ О РЕЛЬЕФЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Ю. Г. Симонов, Т. Ю. Симонова

Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, tyusimon@rambler.ru

CURRENT STATE OF KNOWLEDGE ABOUT EARTH SURFACE RELIEF AND PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGICAL MAPPING

Ju. G. Simonov, T. Yu. Simonova

Moscow State University, Faculty of Geograpy, Moscow, tyusimon@rambler.ru

Постановка проблемы. В этом году, как и всегда, организаторами XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН на обсуждение вынесена важная и актуальная для геоморфологии проблема – «Геоморфологии и картография». Отношения наших наук исторически известны, и тема нашего собрания призывает нас к широкому анализу всего спектра отношений между двумя науками. Из всего этого спектра мы выбрали то, что кажется нам ближе и важнее для геоморфологии. Из истории прошлых отношений между этими науками мы выбрали некоторый вариант анализа современного состояния геоморфологии на фоне тех ее отношений с картографией, которые доминировали в эпоху Великих географических открытий и, отчасти, во все последующие времена. Уже тогда человечеством был накоплен некоторый опыт и, соответственно, арсенал как геоморфологических, так и картографических знаний. Сами же науки – ни та, ни другая – еще не выстроили своих организационных атрибутов. В те времена не было и государственных научных институтов, которые могли бы создавать единые организационные структуры.

Если задуматься над некоторыми историческими событиями в нашей общей истории, нетрудно вспомнить, что неоднократно в нашей совместной жизни картография приходила геоморфологам на помощь в трудные минуты созревания системы геоморфологических знаний. А геоморфологи в той же истории много раз выбирали рельеф земной поверхности для картографического описания в собственных целях. И каждый раз в составе картографических знаний и умений после такого опыта был скачок, позволявший найти новые возможности для развития этой науки. Так, как нам кажется, шло совершенствование картографией ее собственного метода исследований поверхности нашей планеты. В нашей общей истории так бывало много раз, ведь общественная востребованность наших знаний у геоморфологов и картографов была общей. У истоков развития знаний о рельефе наши работы были больше всего нужны военным для ведения военных действий и государственным органам, нуждавшимся в фискальной информации для сбора налогов на своей и/или завоеванной территории. Наш интерес к проблемам картографии возник позже и был связан с необходимостью передачи результатов наших исследований рельефа земной поверхности. Взаимный интерес во времени исторически развивался. Поэтому в нашем докладе он дан не систематически,

а лишь отдельными фрагментами, что сделано нами для объяснения характера и, отчасти, причин изменения наших отношений. Здесь нельзя обойтись без исторических экскурсов.

Современное состояние геоморфологии и картографии и их положение в системах человеческой деятельности. Ниже, говоря о современном состоянии этих наук, мы не будем останавливаться на проблемах систем соответствующих знаний. Научные знания, как известно, возникают в результате познавательной деятельности человека. А системы знаний образуются по иным законам, когда человек объединяется в социальные группы. Эти группы разным образом определяют судьбу того богатства, которое им принадлежит. Здесь многое зависит от отношения людей к накопленным богатствам. Они продаются и покупаются. Там действует «право» собственности со всеми его следствиями и последствиями. Получение «научных знаний» — это один из особых видов человеческого «жизнеобеспечения», а объем научных знаний — один из признаков уровня развития общества. Эффективность использования научных знаний — это признак культуры. В каждом государстве научные знания, как виды деятельности, имеют свою структуру, деятельность отдельных их видов не остается постоянной. Обычно научные знания (кратко «науки») взаимодействуют друг с другом, и в ходе взаимодействия они обмениваются иногда «квантами» знания, а иногда и целыми их подсистемами. В результате система знаний «усложняется».

Знания обычно получают нами с помощью тех органов человека, которые называют «органами чувств». Обычно называют пять таких органов. Каждый из них действует самостоятельно, принимая разные сигналы извне. Затем органы нашей нервной системы перерабатывают их в человеческие ощущения. Этот процесс изучается целым комплексом наук. Одним из результатов этого изучения является представление о высшей стадии интеграции «чувственных операций» в нашем организме. Так выделен высший процесс (процесс процессов) — человеческое мышление. Его продуктом является *деятельность человека, его поведение и поведение социальных групп*. Проблема эта весьма сложна, текущие решения наук в этой области интересны, но их обсуждение увело бы нас далеко в сторону. И мы опускаем их. Скажем лишь, что для простоты изложения мы в этом докладе приняли несколько определений понятий, необходимых для начала доклада. Первым из них мы назовем такое понятие, как знание. Знанием в этом докладе мы называем некоторый интеграл, который видится нами как некоторый вид «наложения» (а не просто суммы) друг на друга чувственных восприятий, полученных в текущее время всеми нашими органами чувств. К этому «интегралу» как-то подключается *память*, с тем опытом ощущений, которые человек когда-либо пережил. Мы отдаем себе отчет в том, что пытаемся сказать просто о сложном, и скажем, что «знания» может добывать каждый человек. А вот для того, чтобы «ощущения» стали научным знанием, они должны пройти общественную проверку на некотором пространстве и в некоторый отрезок времени. Так со временем возникает «общественное знание», которое некоторым образом связано с «общественным сознанием».

Пока же скажем, что современное состояние геоморфологии и картографии — это результат развития научных знаний обеих наук. Возникали они каждая в свое время, точные даты неизвестны. Но если искать эти начала, то можно увидеть, что эти науки (как и любая другая) передают результаты своих исследований одним из двух известных способов. Одни науки передают знания словами (то есть вербально). Другие используют «знаки». Знаки могут быть *звуками*, в другом случае — *буквами*, в третьем — *цифрами*, могут быть *нотами, картинами и скульптурами*, передающими сложные ощущения и переживания. Люди научились и по-разному передают, принимают и хранят ту информацию, которая обществу необходима. Полученная информация отправляется в опыт. На базе полученной информации принимается решение о действиях, а результаты действия также «отправляются» в память. Копится опыт и какая-то информация оказывается полезной, важной и даже остро необходимой. С этим связаны общественные оценки тех знаний, которые добывает и накапливает каждая наука.

Если оценивать состояние науки на текущий момент времени для «социумов», расположенных в разных природных обстановках и на разных стадиях общественного развития, то оно оказывается различным. Если придерживаться той точки зрения, которая позволяет оценивать состояние той или иной науки по ощущениям востребованности геоморфологических знаний учеными, которые активно работают в каждой из областей, то в настоящее время о состоянии геоморфологических знаний можно сказать следующее. Геоморфология переживает в настоящее время период некоторой рецессии. Совсем недавно наша страна еще вела большие работы по освоению естественных ресурсов. Прикладные исследования геоморфологии были нацелены на выявление запасов тех полезных ископаемых, добыча которых обеспечивала быстрый рост промышленного производства, строительство дорог и промышленных предприятий. В стране была создана геологическая служба. Строительство дорог, гидроэлектростанций и мостов потребовало больших работ в инженерной геологии. Это сразу же стало одним из импульсов, которые определили появление тех направлений, которые в геоморфологии стали обслуживать эту область созидательной деятельности. В геоморфологии появлялись новые направления для изучения рельефообразующих процессов, — особого внимания к ним требовали природные катастрофы. Геоморфологи работали в геологических учреждениях. Так мы подсоединились к изучению недр и связанных с недрами подземных вод.

Геоморфологи оказались необходимыми и для изучения тех процессов и явлений, которые были тесно связаны с подземными водами, с ведением сельского хозяйства. Когда в мировой науке возникли представления об экологическом кризисе, в геоморфологии возник «экологический отклик» – у нас возникло научное направление «экологическая геоморфология». Вряд ли здесь нужно перечислять другие, порой эфемерно существовавшие, научные направления. Но все же мы постоянно ощущали «востребованность» геоморфологических знаний. И эта уверенность была частично причиной введения в нашу науку «принципа» конвергентности рельефа. Он гласил, что формы рельефа в своем внешнем облике не сохраняют никаких следов ни об их происхождении, ни об истории развития. Этот принцип был принят в нашей науке еще в начале XX столетия не только в нашей стране, но и за рубежом. Практически этот принцип до сих пор мешает нам. Мы точно так же, как и многие зарубежные геоморфологические школы, приняли его без тщательной проверки. Теперь же становится ясным, что начинать геоморфологические исследования с истории развития форм нелогично. Геоморфология в XX веке быстро делилась на отдельные научные направления, в которых предметом исследования чаще становились отдельные виды проявления процессов системы экзогенного рельефообразования. Эндогенные процессы изучали в основном геологи. И определение предмета геоморфологических исследований выглядело как-то однобоко. Мы считали, что рельеф земной поверхности создан в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, но главное внимание уделяли экзогенному рельефообразованию. Этого от нас требовала практика. Мы работали и получали достаточно высокие результаты. Научно-техническая революция второй половины XX столетия преобразила весь мир. Мы стали «вооруженными до зубов» приборами, их парк расширился, обогатились методы получения геоморфологических знаний. Мы вооружились знаниями точных наук. У геоморфологии появились лабораторные работы. Мы научились моделировать многие рельефообразующие процессы. Восстановление облика прошедших эпох перестало казаться нам особой «сверхзадачей». Мы практически вписались в проблемы решения экологических задач. Казалось, что вот-вот и откроются перспективы решения космических задач с изучением рельефа поверхностей других планет и космических тел. В конце 1980-х годов многое изменилось. Страна изменила свой политический строй, наметила новые цели для государственного развития. Многие были приостановлены. Те научные наработки, которые были выработаны, не потеряли своей потенциальной востребованности. И нам теперь впору искать дополнительные пути развития нашей науки, но при этом не выбрасывать тот арсенал геоморфологических знаний, который был нами накоплен. Таким несколько тревожным нам кажется современное состояние знаний о рельефе земной поверхности.

Мы исходим из того, что картография – это вполне зрелая наука. Ее предмет продекларирован и известен. Однако нет-нет, да и появляются предложения об изменении определения содержания понятия *предмет исследований картографии*. Споры об этом велись в первой половине ушедшего столетия. Рядом с термином *картография* появился термин *картоведение*. Конечно же, на вопрос о том, какое название должно звучать на титуле картографических работ и полученных картографами знаний, должны отвечать сами картографы. Ю. Г. Симонов в одной из работ обратил внимание на удивительное сходство структуры научных исследований географии и картографии. Он пришел к этому выводу, сталкиваясь с картографией, которая развивалась на соседней кафедре. Теперь он склонен думать, что часть картографии действительно тесно связана с географией, и то, что возникло и развивается в Московском университете на географическом факультете, следует называть географической картографией. Картография – это наука, возникшая на стыке многих наук (гуманитарных, военных и технических). Вряд ли следует думать, что картография – это «наднаука». Системы знаний возникают на границах многих наук. Так возникла на границе физики и химии наука, которую называли физической химией. Если присмотреться к ее результатам, то можно видеть, что результаты исследования этого нового научного образования имеют больше сходства с химией, – новые законы, обнаруженные физико-химическими исследованиями, явно обогащают химию. Нам хотелось бы в этом докладе сказать, что работы, которые выполнены на кафедре картографии географического факультета, адресованы географическому «читателю». Эту проблему можно решать, только выслушав разные точки зрения. В этом докладе мы принимаем, что картография на географическом факультете – это географическая наука. То же можно сказать и о геоморфологии, которая свои результаты вряд ли может отнести к геологическим.

Характеризуя состояние картографии, мы имеем в виду ее географическую сущность. Но, будучи пограничной дисциплиной, она в полном праве может использовать любые методы для того, чтобы получить необходимое решение той или иной задачи. Думается, что встреча этих двух наук, картографии и геоморфологии, на одном факультете была счастливой случайностью. Ибо в геоморфологии (а не в географии) появилось новое направление, которое мы называем *геоморфологическим картографированием*. В геоморфологии его часто называют методом исследования, а следовало бы называть его научным направлением.

Многое бы могло измениться, если бы геоморфологи научились вести полное картографическое исследование. У исследователя рельефа появился бы единый четкий план. Геоморфолог

четче бы мог связать те данные, которые нужны науке геоморфологии и практике. В настоящее время востребованность морфометрической информации повышается. Ведь многим потребителям геоморфологической информации нужны, прежде всего, морфометрические данные. Именно они в большинстве случаев нужны практикам. Мы много сил потратили на то, чтобы геоморфологические карты были нужны потребителям. Мы делали и продолжаем их делать «для себя» — сделать и потом описать словами. В этой части есть много еще не сделанной нами работы. Если же обратиться к истории нашей совместной работы, то нетрудно увидеть, что карты используют тогда, когда они сопровождаются профилями, таблицами и разного рода дополнительными иллюстрациями. В частности, очень важным и необходимым дополнением к картам являются зарисовки, рисунки, фотографии и аэрофотоснимки. Теперь в ходу и материалы дистанционного геофизического зондирования. А в качестве главного аргумента в пользу геоморфологического картографирования можно вспомнить, как во время Великих географических открытий карты и атласы как бы «отодвинули» длинные письменные отчеты и публикации с характеристикой условий и факторов рельефообразования. За отдельными словами и суждениями, разделенными многими страницами текста, нередко терялось представление о формах рельефа как целом. Карты не дополняли, а иногда просто заменяли тексты. Ведь недаром вместо текстов стали появляться атласы или серии карт. Нам кажется, что над этим стоит задуматься — почему маловостребованными оказываются фолианты со многими рассуждениями. Особенно тяжело читать многотомные издания геоморфологических описаний.

Состояние современной картографии нам кажется таким. Картографические способы представлений результатов полевых исследований в настоящее время поддерживаются достижениями техники. Информация с «картинками», тщательно продуманная и отобранная, имеет явные преимущества перед вербальными методами представления научной информации о свойствах рельефа земной поверхности. Это еще один аргумент в пользу сохранения союза геоморфологии и картографии.

На двух последних пленумах Геоморфологической комиссии РАН (Астрахань, 2011; Белгород, 2012), обсуждая современное состояние геоморфологии, мы решили расширить структуру современной геоморфологии и договорились медленно, без революции, ввести в нашу фундаментальную науку о рельефе земной поверхности новый раздел — *антропогенную геоморфологию*. Мы пришли к решению попробовать видеть в действиях современного человека рельефообразующий эффект. На пленуме, который проводится в Саратове, нам кажется логичным вернуться к обсуждению этой проблемы.

Геоморфология и некоторые проблемы геоморфологического картографирования, как приоритетные задачи современности. Из ряда предыдущих совещаний геоморфологической комиссии РАН и наших общих решений следует, что классический вариант структуры нашей науки заслуживает специального рассмотрения. Мы вовсе не призываем забыть все остальные направления геоморфологических исследований и связанные с ними картографические проблемы. Мы исходим из принципа — нам нельзя забывать ничего из прошлых проблем и невыполненных обещаний, пора внимательно осмотреться и выявить изъяны в нашей собственной работе и, не спеша, подправить структуру организации геоморфологических исследований. К этому нас призывает пример методологии, которая нашла в структуре своих исследований методологические изъяны и теперь, не спеша и публично обсуждая, вносит в свою науку дополнения и уточнения. Мы также против спешки, от которой может зависеть будущее нашей науки. Думается, что необходимо слегка уменьшить методологическое разнообразие современных геоморфологических школ. Однако, при общей тенденции к сокращению научных школ в стране, важно сохранить их разнообразие и повысить культуру наших дискуссий. Для того чтобы повысить эффективность наших работ, необходимо инвентаризировать наличие в нашей науке современных направлений. Для этих целей полезно на добровольных началах создать небольшую группу специалистов-геоморфологов, которые могли бы собрать информацию об уже существующих направлениях в современной геоморфологии и используемых методах исследований. Многие направления нам более или менее известны. А вот методы нужно было бы собрать, проанализировать и оценить — не выросли ли они до статуса научного направления. А затем проанализировать и без ненужной суеты рассмотреть еще раз современное положение антропогенной геоморфологии в нашей науке. Только после этого на базе проведенного анализа можно попытаться выработать некоторые критерии наших организационных решений. Давайте, определим, чего следует ожидать, оценивая качество необходимых изменений и дополнений в геоморфологическом картографировании. Для этого нам нужны эксперименты.

Представим, как может измениться геоморфологическое картографирование, если оно начнет обслуживать новое направление, антропогенную геоморфологию, которое мы считаем одним из направлений в исследованиях фундаментальной геоморфологии. Мы имеем в виду положение и содержание методов геоморфологического картографирования в составе нового направления. Если считать, что мы согласились с этим утверждением, то следует принять, что рельеф, созданный человеком, возникает не на пустом месте. Создавая новый рельеф, человек превращает естественные неровности в неровности, происхождение которых становится естественно-антропогенным или антропогенно-естественным (лишь слегка затронутым человеком в его изменениях). Естественно, что для этого потребуются изменения в генетических классификациях рельефа.

Естественный рельеф генетически разнообразен из-за разнообразия условий и факторов, которые определяют ход образования и его динамику (термин «динамика» употребляется в том смысле, который появился в механике). Поэтому, если мы переходим на физическое понимание содержания терминов, то полезно использовать и другие термины – статика и кинематика антропогенного рельефообразования. Так мы введем в наш анализ не только «пространство», обычное понимание объекта, но и его происхождение, эволюцию и историю развития.

Естественно возникает вопрос – а кому это нужно. Мы геоморфологи, и эти фундаментальные знания до сих пор мы или добывали сами, или старались использовать то, что известно другим ученым, которые оставили свои описания. Так, например, практически всегда для характеристики истории развития рельефа нас интересовала история геологического развития. Из нее мы брали представления о направлении эволюции геологического субстрата и о динамике его свойств. В фундаментально-геоморфологических исследованиях это позволяло нам делать свои выводы о том, что, где, когда происходило. Естественно, мы могли давать заключения и о том, что произойдет, если произойдут изменения природных условий. Мы (геоморфологи) собрали большой материал о естественных условиях и факторах. У нас были большие успехи в том, что мы создали методы, которые позволяли делать первые оценки при поисках месторождений полезных ископаемых. И наши рекомендации принимали наши заказчики-геологи, поскольку можно было экономить средства и время, – копать, бурить и находить искомое вещество, а в другое место просто не ходить. Для поисков полезных ископаемых в геологии разрабатывались и применялись не только геоморфологические методы, но и методы других наук. Иногда мы, как и представители других наук, ошибались. Вроде бы, признаки указывали на то, что здесь должны быть полезные ископаемые. Но ... бурили, копали, но не находили. Так случалось. Тогда одни группы специалистов по поискам и добыче полезных ископаемых отказывались от одних методов в начальных фазах поисков. А другие, более «удачливые», оставались.

В инженерных изысканиях бывали похожие ситуации. Но там искали (и находили!) места, где предполагалось размещать промышленность, транспортные системы или жилье. Геоморфологи принимали участие в этих работах. Целесообразность их участия определялась сокращением затрат на изыскания, строительство и эксплуатацию сооружений. Затем приходили иные специалисты и проводили свои исследования, давали заключения, исходя из своих знаний. Это можно проиллюстрировать примерами, но пока мы остановимся. Вроде бы, все было разумно и экономически рентабельно. Лично нами даны сотни, если не тысячи рекомендаций. В различных геоморфологических условиях мы решали по этой методологии прикладные задачи в течение практически сорока лет. Написаны тонны отчетов, которые лежали в геологических фондах и у нас на полках.

Конечно же, рельеф земной поверхности за это время некоторым образом изменился. Его изменяли люди, которые делали новый рельеф по новым правилам, которые возникли при изменении социально-экономических условий. Думается, что человек за это время не мог изменить ни геологические, ни климатические условия рельефообразования. Эндеогенные условия остались практически теми же, естественными. Изменения остались пока в тех пределах, которые существовали на Земле тысячелетия. Сейчас много пишут об изменениях климата и тех явлениях, которые определяются естественно-историческим ходом климатообразующих явлений. Нам кажется, что пока все это происходит в тех пределах, которые отмечались в истории природы Земли. Перед человечеством же стоят, прежде всего, социальные проблемы. Их нужно знать и поэтому изучать. Обычно эти явления изучают социально ориентированные науки. Они описывают их и дают свои рекомендации. Если к нам не прислушиваются и не поручают нам специальных исследований, то это означает, что наших знаний нет в обороте научных экспертиз и проверок состояния окружающей нас среды. Геоморфологии практически нет в школьных программах. А лица, принимающие решения в управляющих структурах, ничего не знают о геоморфологии.

Но ведь так было всегда. Нам кажется, что на этом пленуме нам не следует искать «виновного». Виноваты мы сами. Мы долгие годы оставались в рамках концепций естествознания, а к «человеку» обращались тогда, когда можно было определить возраст наших форм рельефа. Там сделано много. Мы, будучи наукой естественного цикла, работали на совершенствование знаний в естествознании и не рассматривали человека в системе рельефообразующих факторов. Мы сравнительно недавно обратили свое внимание к этому совершенно естественному «феномену», 50 лет – это небольшой срок наших интересов. Нами, можно считать, не описаны типы условий антропогенного рельефообразования. В Белгороде прозвучали важные исторически предложения – включить антропогенные формы в число генетических типов рельефа. Совершенно необходимо изучать не только сами формы рельефа, созданные человеком, но и условия и факторы антропогенного рельефообразования, эволюцию и динамику антропогенного рельефа. Это будут новые знания, которые ранее систематически никем не создавались.

Картография и ее методы придут нам на помощь. Новые методы ими уже накоплены. Некоторые нам известны, и их результаты станут у нас нагляднее. Наша тактика должна оставаться той

же. Сначала мы регистрируем форму и выделяем типы процессов создания антропогенных форм. Оцениваем их с точки зрения устойчивости в естественно-антропогенных условиях рельефообразования. Затем выявляем тенденции трансформации этих форм, учитывая условия их возникновения и востребованность обществом. Вот здесь у нас может возникнуть интерес к устойчивости этих процессов. Так просто нам ввести в наш язык термины, аналогичные понятиям «поверхность выравнивания», «структурная терраса» (определяя понятие «структура» для форм, созданных человеком). Так, например, понятие «пенеплен» очень подходит к процессу «антропогенного выравнивания». Может быть, у нас появятся и другие аналоги, но они всегда должны быть дополнены привычным для нас прилагательным «антропогенный». Формирование языка в этой области геоморфологии — это отдельная задача.

**КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОЕКТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОМИССИИ РАН
МАСШТАБА 1 : 2 500 000 И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИХ МАТЕРИАЛОВ
В СОВРЕМЕННЫХ ГИС**

С. А. Буланов

Институт географии Российской академии наук, Москва, sabulanov@gmail.com

**MAPPING PROJECTS OF GEOMORPHOLOGICAL COMMISSION RAS 1 : 2 500 000 SCALE AND THE
POSSIBILITY
OF USING THEIR MATERIALS IN MODERN GIS**

S. A. Bulanov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, sabulanov@gmail.com

В работе Геоморфологической комиссии РАН (далее «ГК») вопросы специализированного картографирования рельефа и формирующих его процессов всегда занимали одно из центральных мест. Вначале это был отклик на запрос практики — прежде всего геологических организаций, которые не имели крупномасштабных геоморфологических карт различного назначения и нуждались в квалифицированном подходе к их созданию. Впоследствии ГК сама стала выступать инициатором создания картографических произведений, при этом акцент был смещён на обобщения информации о геоморфологии крупных регионов, а также всей страны — Советского Союза — в целом.

Главным результатом деятельности ГК в области картографии стал ряд поистине грандиозных по масштабу и территориальному охвату карт, которые были разработаны и выполнены в ведущих научных и производственных учреждениях — Институтах географии (ныне ИГ РАН) и Физики Земли АН СССР и Министерстве геологии СССР (в основном в его подразделении — во Всесоюзном аэрогеологическом тресте) в тесном сотрудничестве и при непосредственном участии многих других научных, учебных и производственных организаций. Базовый масштаб этих карт — 1 : 2 500 000, территориальный охват — весь СССР (как вариант — Россия и сопредельные государства) или Восточная Европа.

Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Представляет собой обобщение информации по данным вопросам на территорию крупнейшего в мире государства. Это произведение не имело и до сих пор не имеет аналогов в данной сфере знаний, возникшей на стыке геоморфологии, геологии и палеогеографии. Решение о необходимости начать работы по созданию такой карты было принято в 1962 г. на II Пленуме ГК, который проходил в Саратове — т.е. в том же месте, где проходит настоящий Пленум. Проект её был доложен на следующий год будущим руководителем авторского коллектива С. К. Гореловым и обсуждён на III Пленуме ГК [1]. Спустя 7 лет были подведены итоги работы над картой [2], и в 1972 г. она увидела свет в печатном варианте [3].

Геоморфологическая карта Европы. Проект легенды, разработанный Я. Демеком, И. Ф. Геллертом и Е. Шольцем, был обсуждён в феврале 1970 г. в Ленинграде на заседании Президиума ГК. Проект, однако, не был реализован.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Составлена совместно с Международной ассоциацией геодезии (МАГ). В работе принимали участие учёные и специалисты из Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, Чехословакии и Югославии. В подготовке карты со стороны Советского Союза, помимо учреждений Академии наук, принимали участие научные подразделения Главного управления геодезии и картографии и Главного гидрографического управления ВМФ. Методом изолиний в определённой шкале на них показаны скорости современных вертикальных движений (в мм/год). Была опубликована в 1986 г. [3]. Карта имела большой успех и ознаменовала прорыв в изучении современных движений земной коры.

Геоморфологическая карта СССР. Подготовка к её созданию была начата ещё в начале 70-х годов. Это был, пожалуй, самый крупный картографический проект ГК, и ему в настоящем сообщении будет уделено наибольшее внимание. Над этой картой работали более 180 человек из 55 организаций, в числе которых: институты и прочие учреждения АН СССР и практически всех союзных республик; подразделения Министерств геологии СССР и союзных республик; университеты и

прочие учебные заведения; другие ведомства. Редакционно-составительскую группу возглавляли сотрудники Института географии АН СССР: А. А. Асеев, И. Э. Веденская и Е. А. Финько. Разработка легенды для отображения дна морей и типов берегов, а также редактирование макетов карт морского дна выполнены О. К. Леонтьевым.

Принципы построения Геоморфологической карты СССР неоднократно обсуждались на различных форумах и в специализированных изданиях, в том числе на XIX Пленуме ГК [5], на XI заседании Международной комиссии по геоморфологической съёмке и картированию во время XXIII Международного географического конгресса и в журнале «Геоморфология» [6]. В основу её легенды была положена оригинальная методика морфоструктурно-морфоскульптурного картографирования, базирующаяся на теоретических разработках И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова. Следует также отметить, что, в отличие от большинства аналогичных карт, в данной карте был охарактеризован также рельеф дна омывающих морей и океанов.

Работе над Геоморфологической картой СССР масштаба 1:2 500 000 предшествовали другие крупные обобщающие картографические издания: аналогичные по названию и территориальному охвату, но базирующиеся на иных принципах, карты масштаба 1:4 000 000 [7] и 1:5 000 000 [8]. К тому времени имелся также опыт создания геоморфологической карты в масштабе 1:2 500 000, но основанный на иных методических принципах, на крупный северный регион России [9]. Первым воплощением морфоструктурно-морфоскульптурного подхода к картографированию рельефа можно считать мелкомасштабные геоморфологические карты мира и отдельных материков в Физико-географическом атласе мира (1964 г.).

Работа над Геоморфологической картой СССР оказалась исключительно сложной и многоплановой. Фактически параллельно и взаимосвязанно создавались две карты – морфоструктуры и морфоскульптуры. Каждый из авторов предлагал оригинальные варианты фрагментов этих карт на конкретную территорию/акваторию. Затем на их основе составлялись сводные макеты на крупные регионы. Хотя с самого начала была предложена хорошо проработанная единая легенда, в ходе её реализации возникало много вопросов и предложений, которые побуждали руководителей проекта неоднократно корректировать содержание карты. Обсуждению проблем были посвящен ряд докладов на форумах, в том числе и на пленумах ГК [10], по актуальным вопросам созывались специальные совещания [11].

В результате получился весьма разносторонний по направленности и чрезвычайно сложный по содержанию свод условных обозначений, не имеющий аналогов в мировой и отечественной практике, причём не только среди геоморфологических карт. Легенда Геоморфологической карты СССР состоит почти из 800 разнообразных знаков. При этом подавляющее большинство из них – площадные, которые имеют либо оригинальную сплошную цветовую заливку (морфоструктура, речные долины), либо оригинальную штриховку или крап (морфоскульптура). Отдельные формы или комплексы форм обозначаются линейными и точечными знаками. Подробнее о содержании карты и принципах её современного использования изложено в докладе С. С. Семиноженко на XXXIII Пленуме ГК. Статейный вариант опубликован в настоящем сборнике.

Геоморфологическая карта СССР принадлежит к категории общих геоморфологических карт. На ней отражены все основные характеристики рельефа – генезис, морфология и возраст. Для карты показательна многослойность. В результате о каждом фрагменте территории или акватории можно собирать информацию с разных позиций, а также производить сравнения и оценивать соответствия – прежде всего между эндогенными и экзогенными составляющими рельефа.

Выделение морфоструктур произведено в соответствии с определением И. П. Герасимова. Под ними понимаются крупные формы рельефа, в происхождении которых превалирует непрерывно действующее в динамическом смысле тектоническое начало. Вместе с тем морфоструктуры рассматриваются и как историко-генетические категории, отражающие связь с ранее сложившейся тектонической структурой рельефообразующих пород, т. е. выявляющие степень структурного соответствия рельефа. Традиционное деление на равнинно-платформенные области и орогены было дополнено выделением переходных зон.

Типы морфоскульптуры и характерные морфоскульптурные комплексы объединяются в группы, показывающие степень зависимости их исторического развития как от морфоструктурной неоднородности крупных форм рельефа, так и от древней и современной морфоклиматической зональности. Таким образом учитываются различные аспекты экзогенного рельефообразования, и прежде всего – зональность или азональность, реликтовость форм или унаследованность их развития.

Геоморфологическая карта СССР была издана в 1987 г. на 16 листах [12]. Её сопровождала объяснительная записка в виде двухтомной монографии [13, 14].

Карта эрозионной опасности рельефа СССР. Относится к типу специализированных геоморфологических карт, посвящённым морфометрическим характеристикам рельефа. Создавалась в основном силами сотрудников отдела геоморфологии ИГ АН СССР, работа проводилась главным образом в 80-х годах XX века. Содержание карты определяется в основном двумя количественными показателями – густотой и глубиной расчленения, которые вычислялись по топографическим картам

масштаба 1:100 000 и крупнее, с корректировкой по космо- и аэроснимкам, а также с использованием материалов полевых исследований авторов. Хотя была применена традиционная для подобных измерений методика, тем не менее её пришлось скорректировать и по-разному анализировать, например, горные и равнинные регионы, районы с интенсивным развитием овражно-балочной сети, участки с бедлендом и т.п.

По ходу работ над картой эрозионной опасности также были сделан ряд обобщений методического и теоретического характера, который нашёл отражение в ряде публикаций [12–16]. К сожалению, издание карты, намеченное на начало 90-х годов, не состоялось. Карта существует только в рукописном варианте.

Карта современных геоморфологических процессов территории России и сопредельных государств. Несмотря на то, что в названии не оговаривается превалирование экзогенной составляющей современного морфогенеза, участие эндогенных процессов в формировании рельефа не нашло на карте адекватного отражения. Таким образом по существу получилась карта экзогенных процессов с акцентом на степень их опасности и катастрофичности. С. К. Горелов и Д. А. Тимофеев (ИГ РАН) продемонстрировали макет фрагмента карты м-ба 1:2 500 000 в сентябре 1996 г. на XXIII пленуме геоморфологической комиссии РАН в Волгограде. Работа в оригинальном масштабе оказалась незавершённой, на её базе была создана карта в масштабе 1:4 000 000.

Перечисленные карты сразу нашли широкое применение в теории и практике геоморфологических исследований, они до сих пор используются как учебный материал при преподавании специальных курсов в ВУЗах. Однако следует отметить, что адекватного использования в современных исследованиях они не получили. Причина в том, что они, как, впрочем, и многие другие картографические произведения аналогичного времени создания и теоретического уровня в области геоморфологии и смежных наук о Земле, не переведены в электронную среду и потому пока недоступны в наше время большинству потенциальных потребителей.

Таким образом оцифровка указанных выше картографических произведений является актуальной задачей. Создавались они на базе стандартных бланковых карт соответствующего масштаба с равноугольной конической проекцией. С технической точки зрения оказалось целесообразным предварительно трансформировать сканированные растровые изображения в цилиндрическую проекцию Меркатора с целью проверки точности привязки контуров и возможности удаления искажений.

Работа находится в начальной стадии. Пока отсканированы и трансформированы 3 карты: Поверхностей выравнивания и кор выветривания, Геоморфологическая и Эрозионной опасности рельефа. Наибольший интерес вызывает вторая из них в силу насыщенности фактическим материалом и разносторонностью информации.

Литература

1. Горелов С. К., Живаго А. В., Мещеряков Ю. А., Сигов А. П. Проект легенды карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР в масштабе 1:2 500 000. Проблемы геоморфологического картирования. Труды III Пленума Геоморфологической комиссии РАН. 1963 г.
2. Горелов С. К., Дренов Н. В., Мещеряков Ю. А., Тиканов Н. А., Фридланд В. М. Поверхности выравнивания СССР // Геоморфология. 1970 № 1. С. 28–41.
3. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть). Масштаб 1:10 000 000, М., 1986.
4. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР в масштабе 1:2 500 000 (главный редактор И. П. Герасимов, А. В. Сидоренко, 1972).
5. Асеев А. А., Благоволин Н. С., Веденская И. Э., Городецкая М. Е., Доскач А. Г. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 (основные принципы построения легенды). Проблемы геоморфологического картирования. Труды XIX Пленума Геоморфологической комиссии РАН. 1975 г.
6. Асеев А. А., Благоволин Н. С., Веденская И. Э. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 (принципы построения легенды) // Геоморфология. 1975 № 2. С. 3–12.
7. Федорович Б. А. Принципы, положенные в основу Геоморфологической карты СССР в масштабе 1:4 000 000. Общие проблемы геоморфологии. Труды I Пленума Геоморфологической комиссии РАН. 1960 г.
8. Ганешин Г. С., Селивёрстов Ю. П. Геоморфологическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000, подготовленная к печати ВСЕГЕИ. Общие проблемы геоморфологии. Труды I Пленума Геоморфологической комиссии РАН. 1960 г.
9. Стрелков С. А., Загорская Н. Г. Геоморфологическая карта центральной части Севера СССР в масштабе 1:2 500 000. Общие проблемы геоморфологии. Труды I Пленума Геоморфологической комиссии РАН. 1960 г.
10. Веденская И. Э. Морфоклиматическая зональность на территории СССР и вопросы её картографирования. Климат, рельеф и деятельность человека (Труды XV Пленума Геоморфологической комиссии РАН) М.: Наука, 1981. С. 33–40.

11. Веденская И. Э. Иллюстративные черно-белые геоморфологические карты (на примере карт «Морфоструктура СССР» и «Морфоскульптура СССР»). Проблемы геоморфологического картирования. Труды XIX Пленума Геоморфологической комиссии РАН. 1975 г.
12. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000., М.: ГУГК, 1986.
13. Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. М.,: Наука 1986. 197 с.
14. Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР. М.: Наука, 1986. 193 с.
15. Маккавеев А. Н., Сетунская Л. Е., Волкова М. И. Расчленённость рельефа как показатель интенсивности эрозионных процессов (на примере северных и восточных регионов Европейской России) // Геоморфология. 1993 № 2. С. 22 – 31.
16. Курбатова Л. С., Тимофеев Д. А. К познанию морфологической структуры рельефа: опыт картометрического анализа данных о расчленённости рельефа // Геоморфология. 1996 № 3. С. 62 – 71.

ИДЕОЛОГИЯ ТРАДИЦИОННОГО И СОВРЕМЕННОГО (МОРФОДИНАМИЧЕСКОГО) ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

А. Н. Ласточкин

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия,
geomorphSPbGU@yandex.ru

THE IDEOLOGY OF TRADITIONAL AND MODERN (MORPHODYNAMICAL) GEOMORPHOLOGICAL MAPPING

A. N. Lastochkin

Saint-Petersburg State University, St-Petersburg, Russia, geomorphSPbGU@yandex.ru

Геоморфологическое картографирование до сих пор ограничивает себя созданием единственной итоговой модели, произвольно отражающей представления составителя об обычно субъективно выделяемых по различным или смешанным признакам часто неопределённых, разных по сложности и габаритам частях земной поверхности (ЗП). Систематика и формализация последних, их субординация подменяется произвольными авторскими классификациями или отсутствием таковых. Универсальность моделей и легенд, кондиционность изобразительных средств, единство содержания в отражении состава и структуры ЗП на карте отсутствуют. Практически единого понятийно-методического аппарата геоморфологических исследований и картографирования нет. Соответственно, нет данной универсальности, кондиционности и единства ни у одной географической, геологической (четвертичной, гипергенной, инженерной геологии) и геоэкологической (ГГ-Г) дисциплин и карт, объекты и картировочные единицы которых (геокомпоненты, геокомплексы, геополья, геопотоки) жестко связаны с рельефом ЗП. В связи с малым практическим значением геоморфологической продукции сейчас она резко сокращена в программе последней (третьей) геологической съёмки м-ба 1:1 000 000 России [1] до схемы – врезки м-ба 1:2 500 000. Стагнация картографирования рельефа особенно сказалась на печальной судьбе ландшафтного картографирования, ответственность за которую должна взять на себя, по справедливому мнению ведущих ландшафтоведов [2 – 4, и др.], геоморфология. Относительно недавно ее прямо упрекнули в том, что для ландшафтоведения «геоморфологическая информация расплывчата и неопределенна, а принципы генетической трактовки форм рельефа, утвердившиеся даже в крупномасштабных исследованиях, не позволяют однозначно охарактеризовать и дифференцировать отдельные участки ЗП» [4, с. 62]. Данная ответственность распространяется и на низкое качество других видов ГГ-Г картографирования, элементарные картировочные единицы в которых отражают в совокупности своей ландшафтно-экологическую оболочку (ЛЭО) и связаны с элементарными поверхностями (ЭП) и их границами – структурными линиями (СЛ) в современном рельефе.

Попытки перехода в 1970–80-е гг. от традиционного (как правило, морфогенетического) уровня или принципа картографирования на системный уровень развития науки о рельефе в основном сибирскими геоморфологами не увенчались удачей и не привели к качественно новому решению практических задач. Опыт недавней публикации серии статей столичных геоморфологов лишь об одном аспекте системного подхода – *организации* также не привел к успеху. В том и другом случаях эти подходы были изложены в терминах свободного пользования, с игнорированием важнейшего в (том числе и в «досистемной») науке *принципа определенности* – строгой последовательности дефиниций понятий. Названные попытки касались только геоморфологии, и хотя бы поэтому не могли считаться общими теориями систем (ОТС). Они выступали в качестве альтернативы по отношению к морфометрии, которая также, не смотря на свое бурное развитие, не сложилась в единую дисциплину с общей идеологией и понятийно-методическим аппаратом. В морфометрии главным был количественный анализ многочисленных разрозненных показателей ЗП для решения обычно не связанных друг с другом прикладных задач и ничего теоретически общего

не давший для геоморфологии в целом [5] и тем более географии. Сменившие ее так называемые «системные геоморфологические представления», оказались, наоборот, переполненными так называемой «системной», теоретической лексикой, пытающей описать «саморазвитие, функционирование, устойчивость, организованность и даже управление» геосистем без каких либо попыток общепринятого определения названных и не названных здесь понятий. Они имитировали системный подход, но подобно морфометрии, и в отличие от организованных наук, не будучи связанными друг с другом, не основывались на обязательных системных атрибутах: собственном морфологическом материале, системных методах и принципах, строгих определениях, систематики единиц разной сложности (меронов), специальном аппарате изучения состава и структуры ЗП (использующего учение об аналогиях, универсалиях, симметрии и др), а также динамического истолкования первого в рамках морфодинамической концепции.

В слитном, хотя и упрощенном, виде последняя существовала, как не странно, в самых первых, еще не в претендующих на системность, но теоретически обеспеченных (представлениями о пенеппенизации и педиппенизации) работах «патриархов» геоморфологии (Э. Девиса, В. Пенка). Вслед за ними морфология и динамика ЗП разошлись и изучались уже (за редким исключением в экспериментальной геоморфологии и инженерной геологии) отдельно и чаще всего методами анализа показателей хотя и смежных, но разных дисциплин. Например, оценка современных движений земной коры осуществлялась повторным нивелированием по трассам автомобильных и железных дорог, а оценка экзогенных процессов – определением твердого стока в приустьевых гидрологических створах. Несравнимость тех и других значений, интерполированных на разные ареалы транспортной сети и водосборные бассейны даже при их одинаковой мерности (мм/год), очевидна.

Так или иначе все эти опыты не привели к решению важнейших геоморфологических (и зависящих от них всех остальных ГГ-Г) проблем: 1. *организации* – созданию универсального понятийно-методического аппарата изучения и геоязыка, описывающего любой рельеф, созданный различными потоками и /или контролирующей ГГ-Г процессы самых разных категорий; 2. *интеграции* – универсального приложения этого аппарата и геоязыка не только к собственному разнородному геоморфологическому материалу, но и к многочисленным объектам смежных ГГ-Г наук геотопологического ряда, жестко связанных с элементами ЗП и описываемых поверхностями топографического ряда (ПТР); 3. *морфодинамике* – динамическому истолкованию морфологии ЗП и использованию его результатов в самых разных ГГ-Г прогнозах, оценках, поисках и разведке. Названные задачи может решить только общая теория геосистем (ОТГС) [6], в которой центральное место занимает *расширенная геоморфология* – наука о морфологии самых разных объектов на Земле. Морфология рассматривается в качестве «фактора организации процесса познания» [7, с 383], единства в многообразии материала любой научной, в том числе ГГ-Г, области. В биологии, например, известно высказывание Ж. Кювье о том, что при изучении организмов их форма важнее материала, из которого они созданы. Неразрывность системной ориентации исследований с их изначальной направленностью на познание морфологических характеристик биоценозов, организмов, органов, живой ткани, клеток и молекул отражено в следующих словах: «понятие "системный подход" и "морфологические методы" являются нерасторжимыми» [8, с. 77]. Не пора ли и нам, учитывая название нашей науки, осознать и, главное – использовать синонимичность понятий: «морфология», «система» и «рельеф», относя их как к ЗП, так и к любым ПТР, описывающим самые разные показатели элементарных единиц геотопологической дифференциации (ЗЕГД): геокомпонентов, геокомплексов, геополей, геопотоков. При этом роль ее неизмеримо возрастет в качестве единого стержня общей системной теории ГГ-Г наук [6].

Системный современный принцип ориентирует геоморфологическое картографирование не только на отражение статики – рельефа ЗП, но и динамики – создавших и преобразующих его в настоящем и обозримом прошлом и будущем процессов или потоков в ЛЭО и земной коре. При этом рельеф рассматривается в качестве: а) морфологии (состава и строения, по [5,6]) ЗП, отражающей и контролирующей все новейшие гео-, лито- и гидро-динамические и изостатические процессы (потоки) в ЛЭО и земной коре и созданные ими дислокации; б) главного распределителя и перераспределителя всех видов вещества и энергии на ЗП и в ЛЭО, определяющего их естественную делимость; в) СИСТЕМЫ с параметрической и элементарно-структурной формами задания ЗП и ЛЭО, выявлением полной группы формализованных ЗЕГД, структур и их совокупностей при соблюдении всех системологических признаков элементности и структуризации [6]. Данные положения используются при условиях исчерпывающего выявления номенклатуры (всех возможных видов элементов ЗП, ЗЕГД и их совокупностей) и всех вариантов строения ЗП и ЛЭО в результате определения конечного множества тех и других, их формализации, систематики и взаимных отношений в статике и динамике. При пренебрежении этими условиями «системное мышление» в геоморфологии будет продолжать имитироваться с игнорированием системно-морфологического принципа геоморфологического картографирования и принятой в естествознании морфодинамической концепции (парадигмы). За 30 лет специальных системологических исследований эти процедуры, принципы и концепции детально разрабатывались автором [6, 8–11 и мн. др.], и применялись его последователями и учениками в геоморфологии и многих смежных с ней ГГ-Г дисциплинах [11]. Дано тео-

ретическое обоснование и проверены на практике вновь разработанные и заимствованные методы системно-морфологических исследований, решены новые прикладные ГГ-Г задачи на общенаучном идеологическом (морфодинамическом) основании. К сожалению, эти результаты в резко усеченном виде (ограничившись одной аналитической картой) и с многочисленными ошибками, были недавно изложены за границей на симпозиуме по геоморфологическому картографированию [12], где автор указанной публикации, не имея опыта составления названных выше, близких по значению и содержанию карт, без согласования с создателем методологии и внедряющим ее коллективом на территории всей Арктики и Субарктики, взял на себя право представить состояние проблемы картографирования рельефа в России и в Петербурге.

Адресуя к значительно более подробному изложению ОТГС в работах [6, 8 – 11] и не претендуя на столь высокий статус, ниже приводится в тезисной, но связной и полной форме системная идеология и ее использование в геоморфологическом картографировании. При этом под последним понимается составление не традиционной одиночной (аналитической) карты – итога по выбранному (системно-морфологическому) принципу. Учитывая высокую и многостороннюю информативность рельефа ЗП, речь идет об исследовании и картографировании всего ряда запечатленных в нем статических (аналитических, орографических, структурных и др.), динамических (на морфодинамической, морфолитодинамической, экологической, геотопологической и др.) и прикладных аспектов, освещение которых требует создания целого комплекта картографических моделей – геоморфодинамической системы (ГМДС). Она характеризуется не только (как ГИС) единым картографическим оформлением и полистной согласованностью, но, самое главное, – взаимной сквозной содержательной связностью отраженных на разных слоях форм ЗП (аномалий, пликвативных, линейных, магматических дислокаций и др.), процессов (тектоно-магматических и приповерхностных потоков воздушных и водных масс), составляющих их ЭЕГД и районов (геосистемах, надгеосистемах.) самой разной природы (от геоморфологической до антропогенной). Эта связность обеспечивается не только единым геоязыком, универсальной легендой, но и фиксацией соотношений в пространстве сравнимых ЭЕГД на различных слоях ГМДС и морфодинамических, причинно-следственных и других связей между ними.

Первоосновой картографирования рельефа и рельефообразующих процессов является *аналитическая карта*, создаваемая на системно-морфологическом принципе в результате последовательного проведения следующих системологических процедур: 1. *Параметризация ЗП*. Являясь основой геоморфологического картографирования, ОТГС сама базируется на единстве в многообразии, которое обеспечивается непрерывным рядом 4-х морфологических (высота или глубина, уклоны, нормальная и горизонтальная кривизна ЗП) и 3-х геотопологических (азимут падения ЭП, его угол встречи с ГГ-Г значимыми субгоризонтальными потоками, в том числе техногенного вещества и энергии) показателей ЛЭО; 2. *Дискретизация ЗП*. Геометрические места точек с экстремальными и нулевыми значениями морфологических параметров в виде конечного множества границ (СЛ) обеспечивают делимость ЗП. Наряду с характерными точками (ХТ) – вершинами изометричных положительных и отрицательных форм, число и разнообразие СЛ определяет количество ЭП; 3. *Элементаризация ЗП и ЛЭО*. Общее число элементов ЗП и ЛЭО выделено методом полной группы: 20 ХТ, 25 СЛ и 52 ЭП, 52 ЭЕГД. Разнообразие СЛ, ЭП и ЭЕГД возрастает в три раза за счет их различий по горизонтальной кривизне. Все элементы подчиняются признакам (требованиям) элементности: неделимостью, строгими определениями за счет соотношений их со смежными элементами, однородностью и др. [6]. С каждой ЭП связаны элементарные единицы ГГ-Г дифференциации (ЭЕГД); 4. *Систематизация ЭЕГД* включает в себя параметрическую (в соответствии с названными количественными критериями) и корреляционную (отражающую связь их морфологических и геотопологических параметров с ГГ-Г значимыми показателями) общую систематику и мультидисциплинарную элементную базу для всех ГГ-Г объектов; 5. *Геоязык*. Все морфологическое многообразие ЗП и ЛЭО сводится к шести категориям (символам в скобках): «верхам» (P_{0-n} , P_{+5} или P_{1-n}), и «низам» (P_{m-0} , P_{6-} или P_{m-2}) рельефа. Эти элементы, ограничивающие и сопровождающие их ХТ и СЛ, определяют основные особенности структуры ЗП и ее сложных ингредиентов. Далее они подразделяются по форме в профиле (P^{a-c} , P^{c-a} и P^{b-b}) и в плане (P , \bar{P} и \bar{P}), что, увеличивая данное многообразие, оставляет неизменной главную морфологическую черту в ЗП и ЛЭО – единство состава и строения. Многообразие является обозримым и «управляемым» (упорядоченным в связи с законами симметрии, систематизированным по количественным критериям и универсально обозначаемым единым геоязыком при символическом описании, профилировании и картографировании). *Аналитическая карта – основа*, обладает масштабной, объектной (для любого субэарального, субаквального, субгляциального рельефа) и многоцелевой теоретической и практической (для выделения ЭЕГД самых разных ГГ-Г категорий) универсальностью, определяющей местоположение ЭЕГД относительно друг друга и совокупность их гравитационной, циркуляционной, инсоляционной и техногенной экспозиций.

Геотопологическая карта как основа составления карт с полной характеристикой геотопов и занимающих их ЭЕГД создается в результате проецирования на их гравитационную экспозицию циркуляционной, инсоляционной и техногенной экспозиций, сложение которых обеспечивает кар-

тографирование и характеристику всех геокомпонентов, геокомплексов и геополей. Наибольшее значение она имеет при составлении *геоэкологических карт*. Границы на двух этих картах представлены двумерными СЛ, прослеживаемых по вертикали в ЛЭО от поливершинных до полибазисных поверхностей.

Структурная география. Географическое пространство по своему строению и размерам фундаментально различается на планетарно- (ПЭО) и ландшафтно- (ЛЭО) экологические оболочки. Первая складывается из стратифицированных геосфер (горизонтов, страт, поверхностей напластования), а вторая – из элементарных (ЭЕГД) и сложных единиц (форм, дислокаций, аномалий). Физико-географические зоны не являются единицами дифференциации ЛЭО, а прерывистыми выходами на верхних плосковершинных (P_{+5}) и вдольгребневых (P_{-c}) ЭП слабо наклоненных к полюсам слоев ПЭО или свободной атмосферы. Рассмотрение зон и подзон в едином классификационном ряду и даже в одной двурядной схеме с так называемыми аazonальными или типологическими (индивидуальными) ЭЕГД следует считать ошибочным также в связи с *отсутствием у зональных единиц на суше пространственной целостности*. Сам факт появления двурядных систем единиц дифференциации следует рассматривать как первый шаг в утверждении *идеи о двух принципиально разных видах (законах) структуризации ПЭО и ЛЭО и двух принципиально разных частей учения о симметрии шара и плоскости на Земле*. Слоистость отличает строение ПЭО и входящих в него четырех первичных геосфер. ЛЭО, наоборот, характеризуется прежде всего существенной латеральной изменчивостью – разделением на составляющие ее местоположения и их совокупности. *Структурное единство в ГГ-Г многообразии* визуально давно отмечалось в сходстве рисунков (очертаний) на одномасштабных (гипсометрических, геоморфологических, почвенных, ботанических, ландшафтных и мн. др.) картах. Оно объясняется общей для всех их каркасной основой – рельефом ЗП, который, не выступая в роли самостоятельного геокомпонента, играет гораздо более важную объединяющую ЭЕГД всех категорий структурную функцию в ЛЭО. Наряду с мультидисциплинарным единством элементов отмечается *аналогии между структурами естественного и антропогенного происхождения*. Они проявляются между СЛ (транспортные артерии и тальвеги рек, водораздельные и граничные линии и др), ХТ (точки пересечения дорог в населенных пунктах и углы сочленения СЛ разного типа). В связи с этим в естественной и общественной географии используются единые многочисленные структурно-морфометрические показатели и построения (ПТР: карты плотности, расчлененности, анизотропии, симметрии и т.д.). Наиболее эффективным в изучении единства строения ЛЭО и ЗП является *аппарат учения о симметрии*. Основными требованиями к его применению является морфологический принцип выделения, определения, систематики и ограничения ЭЕГД всех категорий, выявление полной группы «идеальных структур» и упрощение реальных фигур с выделением на тех и других элементов симметрии (не путать с морфологическими элементами). Эти требования выполнимы в результате создания СКС с фиксацией трех взаимно перпендикулярных направлений: продольного, поперечного и вертикального и конечным множеством идеальных фигур СКС. Реальные рисунки на картах СКС отражают классическую (радиально-концентрические, эллипсоидные, гиперболические, стреловидные, решетчатые рисунки, трансляция) и расширенную (криволинейную, подобия, гомологии, антисимметрию и др.) симметрию, а также диссимметрию. Карты СКС позволяют выделить морфоструктуры центрального типа (МЦТ), линеаменты и формы ЗП [6, 8 – 11]. В структурный анализ входит трассирование СЛ, корреляция их фрагментов по латерали, определение их согласованных деформаций по вертикали.

Орография, несмотря на свой намного более почтенный возраст, чем перечисленные построения, не доросла не только до системно-морфологического уровня, но и вообще до какого-либо приближающегося к науке состояния. ОТГС предусматривает *рассмотрение формы ЗП или геоморфосистемы (ГМС)* не как некоего неделимого образования, а *в качестве совокупности ее определенным образом связанных элементов по структурному и номенклатурному признакам* через элементы – детерминанты (по положению по вертикали, форме в плане и профиле СЛ и ХТ) и элементы – доминанты (ЭП) признакам. Орографическая карта лежит в основе карты геоморфологического районирования, на которой ГМС сгруппированы по форме в плане и профиле, вытянутости, простиранию, параллельности или конгруэнтности в надгеосистеме (НГМС) или геоморфологические районы. Триада названных геоморфологических карт (аналитическая, орографическая и районирование) целиком соотносится с единицами ГГ-Г картографирования, группирующимися в виде рефренов единиц возрастающей сложности – меронов (например, фации – урочища – местность; элементы дислокаций – дислокации – структурные зоны; оси аномалий – аномалии – районы геофизических полей и т.д.), ряды которых выстраиваются в соответствии с увеличением их габаритов.

Предлагаемое при **геоморфологическом районировании** обобщение всей геолого-геоморфологической информации рассматривается в качестве основания называть его синтетическим картографированием рельефа. НГМС следует выделять и интерпретировать: а) в качестве совокупностей определенным образом расположенных и связанных между собой ГМС разных категорий (НГМС с идиоморфным и голоморфным строением) и б) в качестве (более крупного, чем у группирующихся в этих районах ГМС) элемента ЗП и ЛЭО. Первый аспект предусматривает исследование строения и состава ЗП применительно к единицам высшего уровня сложности и в соответствии с

этим – структурного и номенклатурного принципов их выделения. Второй аспект отражает представления о районе или о части среды, окружающей выделяемые ГМС. Часто он соответствует тектоническому району, или геофизической зоне. Рассматривая НГМС как элемент более крупной ГМС, *систематика геоморфологических районов* повторяет систематику элементов в геотопологии.

Если рассмотренные составляющие геоморфологического картографирования направлены на выявление меронов, то их удлиненность, простираение, ограничение определяется линейными единицами или *линеаментами*. Выделение последних осуществляется на давно разработанных перечисленных и дополнительных (карты линейных элементов, избранных простираений, плотности) построениях.

Площадные и линейные (направляющие, ограничивающие) их единицы в совокупности своей представляют *геоморфодинамическую модель*, в содержание которой входят также точечные (эпицентры землетрясения, вулканические аппараты) и контурные (выраженные на картах СКС, в том числе МЦТ, природа которых еще подлежит выяснению) образования. Современное геоморфологическое картографирование следует развивать с учетом обширного методического багажа, который к настоящему времени накоплен в структурной геоморфологии, новейшей тектонике и морфотектонике. Эти дисциплины объединяются тем, что в их рамках исследуются рельефообразующие неотектонические и неовулканические движения – *выраженные в рельефе перемещения ЗП и по разному соотносящиеся с ними части дислоцированных разновозрастных поверхностей напластования в едином разрезе и блоке земной коры*. К. И. Геренчуком [2] *современная орография соотносится с формами поверхности древнего фундамента*, суммарно отражающей все движения за длительный платформенный этап развития (древней) плиты. При этом не учитывается, что суммирование этих разнонаправленных в различные отрезки времени движений является алгебраическим, а не арифметическим, что привело к формированию целого ряда структурных этажей в ее плитном комплексе с существенной перестройкой структурных планов. Исходя хотя бы из этого, не стоит надеяться на повсеместную согласованность между созданной в новейшее время орографией и сформированным в промежуточный и плитный этапы развития рельефом фундамента древней платформы. Для молодой (эпигерцинской) плиты данные надежды оправданы в большей степени за счет унаследованного от складчатых структур фундамента развития дислокаций промежуточной толщи и платформенного чехла. Можно говорить об *обязательной связи крупных форм ЗП (ГМС) и соответствующих им отдельностей земной коры на разных глубинах только в том случае, если они, даже существенно отличаясь по морфологии (знаку, амплитуде, интенсивности, контуром в плане), образованы разновозрастными смещениями*. Именно тогда они представляют собой единое морфотектоническое образование, которое может по-разному соотноситься с ранее сформированными дислокациями в различных структурных этажах. Это положение является *первым и главным принципом* установления тектонической предопределенности орографических образований и придания им статуса морфоструктур. *Вторым принципом* следует считать соразмерность последних, с увеличением которых уверенность в их тектонической предопределенности возрастает. И *третий принцип* сводится к вписыванию орографических форм ЗП в сетку линеаментов. Дизъюнктивная предопределенность линейных образований в рельефе так же устанавливается с разной степенью надежности, но согласованность их положения и простираения с контурами ГМС увеличивает уверенность в выделении тех и других в качестве комплексных площадных и линейных морфотектонических образований, проявляющихся как в рельефе ЗП, так и в земной коре. Кроме этого следует иметь в виду большую унаследованность линеаментов, которая носит не только сугубо тектонический характер, но и определяется гидро-, гляцио- и лито- изостатическими факторами. Наличие и отсутствие связей между формами залегания слоев в земной коре и формами ЗП потребовали *присудить термину «(площадная) морфоструктура» объемно-динамическое звучание. Оно предусматривает рассмотрение каждой такой морфоструктуры, как части ЗП (ГМС), испытывающей вместе с ее литогенной основой в качестве единого целого определенные по направленности и интенсивности неотектонические смещения относительно смежных (соседних) участков ЗП и соответствующих им блоков земной коры*. Принимая во внимание некорректное использование слова «структура» в геологии (в смысле «дислокация») и в производных от него геоморфологических терминах (определение «морфоструктуры»), и учитывая, что смещения ЗП могут иметь не только тектоническую но и другую (вулканическую, изостатическую) природу, следует существенно развить это изначально статическое понятие. Необходимо здесь обратиться к определению понятия «морфоструктура», как морфотектонического образования, в котором форма ЗП («геоморфологическое содержание») неразрывно связана с ее геологическим развитием в новейший тектонический этап [13, с. 11]. Такая морфоструктура *рассматривается как трехмерное морфотектоническое образование – соответствующая картируемой части ЗП (ГМС) отдельность (блок) земной коры, испытывающая на всю свою глубину в качестве единого целого равные по направленности и интенсивности неотектонические смещения относительно соседних участков ЗП и соответствующих им блоков земной коры*. Данное геоморфологически проявленное смещение обособляет его от других смежных с ним *отдельностей только в неотектонический этап* (новообразованная

форма с гетерогенным содержанием) или в результате длительного развития с одновременным доновейшим заложением в качестве самостоятельной дислокации (унаследованная форма). Оно объединяется, как правило, только частью ЗП и *смещающейся трехмерной отдельностью земной коры* при разной ее морфологической выраженности на разных поверхностях напластования. К таковым относятся не только морфотектонические, но и неовулканические образования, которые несмотря на свою различную природу, могут представлять собой не только дифференцированно развивающиеся формы, но и единое целое сложное геобразование в орогенной области. Наиболее характерно это в СОХ, где морфотектонические формы (океанический рифт, нормальные сбросы, прибортовой выступ на границе рифта и др.) осложнены сугубо неовулканическими образованиями (стратовулканами, эруптивными хребтами и гьярами и т. д.). Одновременное зарождение и функционирование новейших образований разной эндогенной природы требует расширение структурно-геоморфологического термина «морфотектоника» и использование вместо его слова «морфогеодинамика», под которым понимается *одновременное морфологическое проявление новейших и современных тектонических и вулканических процессов. И если прибавить к ним разнообразные морфолитодинамические процессы, понимая под ними не только склоновые, но и вообще все нисходящие и сублатеральные перемещения в разной степени дезинтегрированных минеральных масс (в том числе и вторичный тектогенез), то логично сформулировать представления о морфодинамике в целом, как о главном понятии геоморфологического картографирования в рамках морфодинамической идеологии на системно-морфологическом принципе. Данная идеология и принцип проявляются в виде геоморфологического картографирования на основе ОТГС в качестве комплекса разнонаправленных ГГ-Г исследований.*

Литература

1. Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000). М., 2001, 34 с.
2. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов. 1960. 242 с.
3. Исаченко А. Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М., 1991. 398 с.
4. Глобальные проблемы современности и региональные аспекты / Под ред. Э. Б. Алаева, В. А. Колосова, С. А. Петрова. М., 1988. 174 с.
5. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М., 1978. 237 с.
6. Ласточкин А. Н. Общая теория геосистем. СПб. 2011. 980 с.
7. Философская энциклопедия. Т. V. 1970 480 с.
8. Системные исследования / Под ред. И. В. Блауберга, В. П. Зинченко, В. Ж. Келле и др. М., 1974. 231 с.
7. Григорьев А. А. Закономерности строения и развития географической среды. М., 1966. 382 с.
8. Ласточкин А. Н. Системно-структурная ориентация геоморфологического картографирования // Геоморфология. 1984. № 2. С. 47 – 56.
9. Ласточкин А. Н. Геоэкология ландшафта. СПб., 1995. 277 с.
10. Ласточкин А. Н.. Системно-морфологическое основание наук о Земле. СПб., 2002. 762 с.
11. Ласточкин А. Н., Бочарова Е. В., Егоров И. В. и др. Прикладная геоморфология на основе общей теории геосистем. СПб, 2008, 388 с.
12. Zhiron A. System and morphological basis for the general and special geomorphological mapping / IAG/AIG International Workshop on «Objective Geomorphological Representattion Models: Breaking through a New Geomorphological Mapping Frontier». University of Salerno – Cilento & Valla di Diano Geopark (Italy). October 15–19, 2012.
13. Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., 1977. 250 с.

СТРУКТУРА КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ОЦЕНКИ АНТРОПОГЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА ОСВОЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ (СРЕДНИЙ МАСШТАБ)

Э. А. Лихачева, Л. А. Некрасова
Институт географии РАН, Москва, geomorph@rinet.ru

STRUCTURE MAPPING SOFTWARE ESTIMATION OF ANTHROPOGENIC TRANSFORMATION OF THE RELIEF RECLAIMED AREAS (AVERAGE SIZE)

E. A. Likhacheva, L. A. Nekrasova
Институт географии РАН, Москва, geomorph@rinet.ru

Антропогенная трансформация рельефа (территории) предполагает процесс преобразования одного типа (форм) рельефа, его свойств и связей в другой – антропогенный, где к природным

рельефообразующим факторам добавляется человеческий. Можно сказать и так – это переход от естественной системы к антропогенной.

Оценка антропогенной трансформации рельефа (территории) должна дать ответы, как минимум, на следующие вопросы:

1. Какими свойствами (и, в частности, устойчивостью) обладал естественный рельеф.

2. Каков характер и степень преобразования рельефа: морфологический, морфометрический, морфодинамический.

3. Как изменились процессы (и связи) функционирования системы и каков риск возникновения негативных (разрушительных) процессов.

4. Как изменилась экологическая и рекреационная (в том числе эстетическая) привлекательность территории и как она изменится при дальнейшей ее эксплуатации.

Этот ряд вопросов можно продолжить, но главными (оцениваемыми) свойствами параметрами останутся устойчивость, антропогенно-геоморфологический риск и экологическая привлекательность.

Нами проведена оценка антропогенной трансформации рельефа территорий Центральной России и Московской области. Для ответа на 1-й вопрос использовались карты расчлененности рельефа и сейсмической опасности.

Для территории Центральной России характерны процессы эрозии средней интенсивности, где густота эрозионного расчленения колеблется от 0,3–0,4 км/км² до 1,4–1,6 км/км² до 2,4–2,8 км/км², а глубина не превышает в среднем 50 м, местами от 30–70 и более м. По комплексу экзодинамических условий выделено три категории территорий: 1) благоприятные сейсмические и экзогенные условия, 2) благоприятные сейсмические и относительно благоприятные экзогенные условия, 3) относительно благоприятные сейсмические и относительно благоприятные экзогенные условия.

На достаточно устойчивых в морфодинамическом отношении территориях действиями людей может быть спровоцировано развитие экстремальных геоморфологических процессов как на локальных участках, так и на больших площадях, некоторые из них уже сегодня относятся к территориям с экстремальным развитием антропогенных процессов.

Трансформацию природных условий на территории Центральной России определили: 1) нарушенность пахотных земель (эрозионный смыл 3–10 т/га в год) в различных регионах на площади 20–50% и более; 2) нарушенность земель горнодобывающей промышленностью (отвалы, карьеры, хвостохранилища); деформации ландшафта (оседания, обрушения поверхности и др.); изменение структуры поверхностного стока; сильное изменение пойм и русел рек и др.; 3) интенсивная урбанизация.

Экологическая опасность современных антропогенных процессов (ответ на 3-й вопрос) заключается, прежде всего, в снижении качества почвенных ресурсов, причем не только вследствие деградации почвенного покрова (прироста доли эродированных земель), но и за счет выноса огромной массы питательных веществ и удобрений, гибели посевов, заноса пойменных земель малоплодородным субстратом, заилении русел малых рек и, в конечном итоге, их деградации. Поверхностный сток воды и наносов с сельскохозяйственных и горнопромышленных территорий является одним из главных источников загрязнения водоемов России биогенными элементами, пестицидами, тяжелыми металлами, обусловливающим зарастание водоемов и ухудшение качества водных ресурсов.

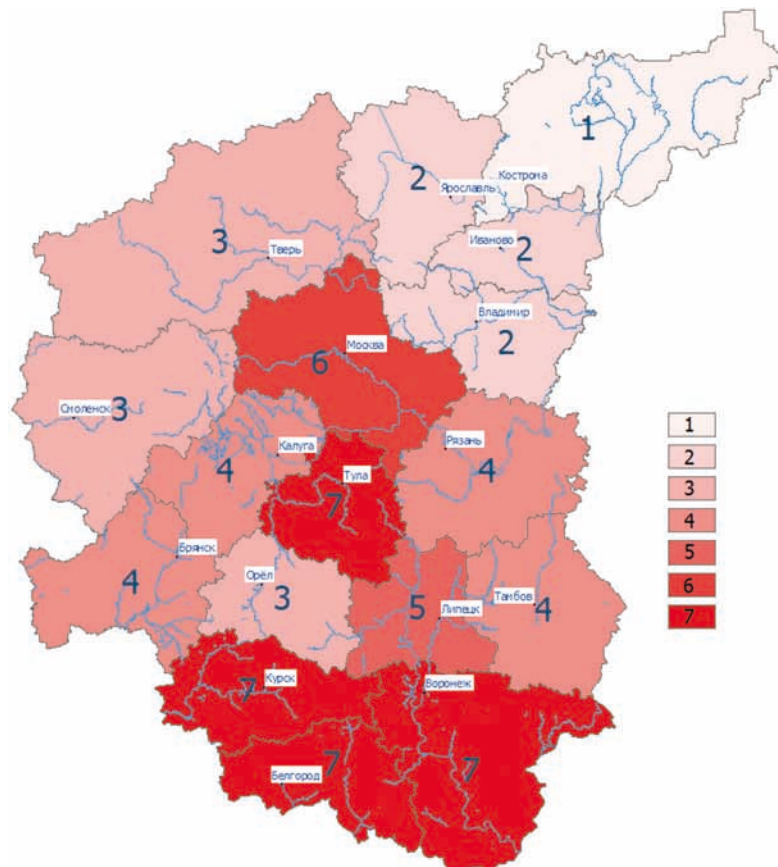


Рис. 1. Комплексная оценка трансформации природной среды ЦФО

Для ответа на 4-й вопрос был выбран экономический показатель – суммарный ущерб от техногенных процессов в денежном выражении (у.е.). Этот показатель является относительным экономическим показателем и свидетельствует некоторым образом и о характере землепользования, и об экологических условиях проживания. Косвенной характеристикой землепользования являются и данные об образовании техногенных грунтов на территории России.

В итоге комплексной оценки (рис. 1) природно-антропогенной трансформации территории Центральной России (в пределах ЦФО) были выделены следующие группы территорий:

Территории областей, получившие комплексный индекс:

1–3: Ярославская, Костромская, Ивановская, Владимирская, Тверская, Смоленская, Орловская – относительно слабая трансформация, в основном за счет развития эрозионных процессов на сельскохозяйственных землях и урбанизированных территориях и активизации природных процессов;

4–5: Калужская, Тамбовская, Рязанская, Брянская, Липецкая – умеренная трансформация за счет сельскохозяйственной нагрузки и активизации техногенных процессов (в том числе, подтопление, эрозия, карстовые и оползневые процессы) и активизации экзогенных процессов на нарушенных и сопредельных территориях;

6: Москва и Московская область – весьма большая трансформация преимущественно за счет интенсивной урбанизации и развития комплекса техногенных и техногенно-активизированных процессов: подтопление, поверхностная эрозия, проседание поверхности, накопление техногенных отложений и ряд других.

7: Тульская, Воронежская, Курская, Белгородская – значительная деформация природной среды преимущественно за счет горнодобывающей промышленности, изменившей расчлененность территории, комплекса интенсивной сельскохозяйственной нагрузки.

Таким образом, в качестве основных показателей трансформации природной среды рассматривались эродированность сельскохозяйственных земель, природно-техногенные процессы и показатели изменения литогенной основы ландшафта – загрязненность и техногенные отложения.

При этом совместный анализ социально-экономических и природных условий и тенденций развития регионов Центрального федерального округа показал, что сильная трансформация природных условий нередко вызвана успешным социально-экономическим развитием региона и, в частности, Московской области.

Московская область является одним из регионов России, где отмечается весьма большая трансформация природной среды.

Степень заселенности территории принято выражать числом поселений на площади в 1 000 км². По этому показателю область относится к регионам с «очень большой плотностью населенных пунктов». По формальным признакам Московскую область можно считать урбанизированной зоной. И, тем не менее, Московская область все еще обладает довольно большим рекреационным потенциалом – экологической и эстетической привлекательностью (рис. 2).

В итоге комплексной оценки трансформации рельефа и рекреационной привлекательности Московской области были выделены территории с различным индексом трансформации:

«незначительный» – 1: районы Верхневолжской озерно-ледниковой низмен-

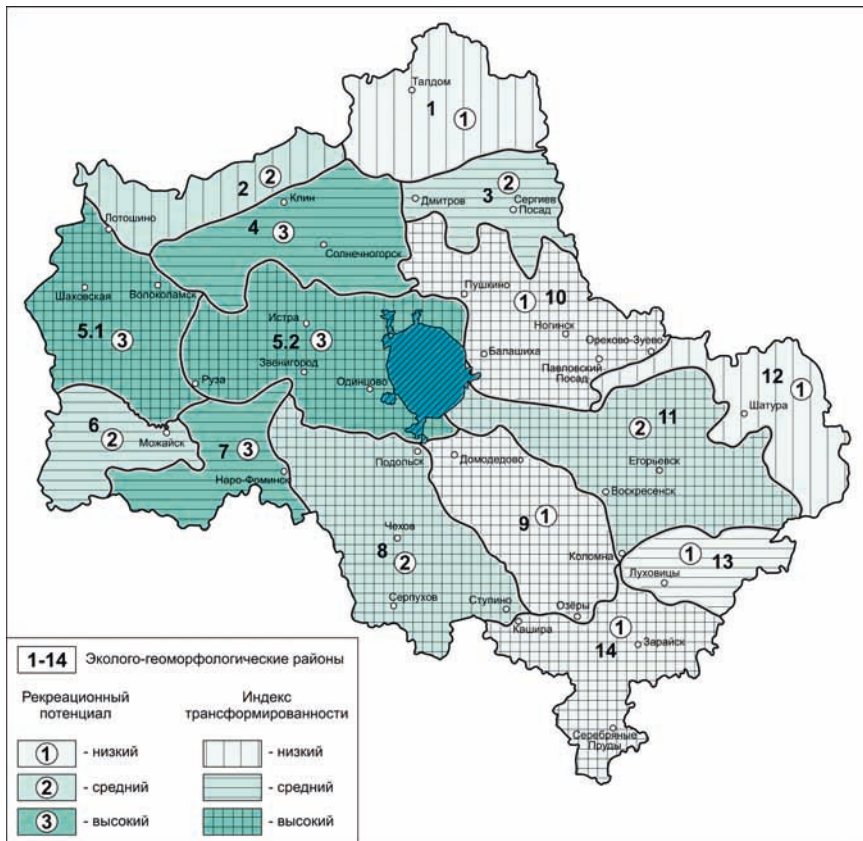


Рис. 2. Оценка рекреационного потенциала ландшафтно-геоморфологических условий Московской области.

ности (1, 2) и район Центральной Мещеры (12), существенно заболоченные и малопривлекательные в рекреационном плане (индекс 1);

индекс трансформации «средний» – 2: Дмитровско-Загорская моренная возвышенность (3), Истринская моренная возвышенность (4), Междуречье рек Протвы, Москвы и Нары (6, 7) и Дединовская пойма (13) – территории, освоенные на 25 – 50%, но не потерявшие рекреационной привлекательности (индекс 2-3);

индекс трансформации «значительный» – 3 характеризует Центральное Подмоскovie (5.1; 5.2), Окско-Москворецкое междуречье (8, 9), Окско-Клязьминское междуречье (10, 11) – это исторически привлекательные районы освоения. Здесь до 75% площадей освоено. Трансформация рельефа развивается за счет активизации эрозии, карста и оползней, а также подтопления. Однако эти районы по-прежнему привлекательны и в рекреационном плане (индекс 3). Хотя в значительной мере уже за счет «цивилизированного отдыха» на дачных участках, санаторно-курортных комплексов.

Выводы

Структура картографического обеспечения оценки антропогенной трансформации освоенной территории может быть представлена следующими группами (комплексами) специальных карт:

1. Оценка устойчивости территории и условий сохранения устойчивости при техногенной (антропогенной) нагрузке.

2. Оценка степени антропогенной опасности и риска.

3. Оценка экологического (санитарно-гигиенического) состояния территории (в том числе и изменения структуры стока и загрязнения грунтов, техногенного пресса и др.).

4. Оценка сохранения (сохранности) экологической и эстетической привлекательности (в том числе и в экономических показателях).

5. Типизация рельефа по типу антропогенного морфогенеза.

Этот набор (комплекс, состоящий из более десятка карт) картографических оценок может быть выполнен с помощью современных ГИС-технологий, что в конечном результате позволит моделировать экологически и динамически равновесные устойчивые антропогенно-геоморфологические системы.

Работа выполняется при поддержке РФФИ – Гранты 13-05-00462 и 13-05-00570

Литература

1. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Э. А. Лихачёва, Д. А. Тимофеев. М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. 640 с.

2. Нефёдова Т. Г., Трейвиш А. И., Лихачёва Э. А., Черногаева Г. М., Некрасова Л. А. Оценка трансформации социально-экономической и природной среды Центрального Федерального округа РФ. / Сб. Инновационные и интегральные процессы в регионах и странах СНГ / Отв. ред. акад. В. М. Котляков. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2011. С. 48 – 67.

3. Лихачёва Э. А., Некрасова Л. А. Оценка антропогенного морфогенеза на территории Московской области / Геоэкологические проблемы Новой Москвы (сб. науч. тр.) / Отв. ред. А. В. Кошкарев, Э. А. Лихачева, А. А. Тишков. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В. А. Брылев

Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград,
brilev_vspu@rambler.ru

MAIN PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGY OF LOWER VOLGA AREA

V. A. Brylev

Volgograd State Social-Pedagogical University, Volgograd, brilev_vspu@rambler.ru

В последние десятилетия геоморфологическая изученность в классическом понимании этой терминологии если не снизилась, то сместилась в сторону изучения русловых и других экзодинамических процессов – береговых, оползневых, геотехногенных.

До 90-х гг. XX столетия геоморфологические исследования на Нижней Волге проводились в соответствии с планами Академии наук СССР [1, 2] или же попутно с инженерно-геологическими изысканиями [3, 4, 5], а также в университетских школах МГУ и СГУ [6] и с поисками нефти и газа [7], то есть планоно, в основном бюджетно.

Около четверти века назад этот период окончился можно сказать в связи с распадом СССР. Но один из итогов был подведен в монографиях автора [8].

Двадцать лет назад в бассейне Нижней Волги усиливаются исследования гидрологов и геоморфологов МГУ им. М. В. Ломоносова [9], но они касаются главным образом Волго-Ахтубинской поймы.

В 1996 г. в Волгоградском государственном педагогическом университете был проведен Пленум Геоморфологической комиссии РАН по проблеме специализированного геоморфологического картографирования. Было отмечено, что в Волгограде сложилась научная школа по геоморфологии, представленная двумя докторами наук и десятью кандидатами географических наук.

В эти же годы усилились творческие контакты с геоморфологами и русловиками МГУ. По линии межвузовского совета, возглавляемого Р. С. Чаловым, было проведено четыре рабочих и пленарных заседаний в Волгограде на базе педагогического университета в период с 1998 г. по 2010 г. и два совещания молодых ученых в 2006 и 2012 гг. Это дало импульс к развитию эрозионно-русловой направленности Нижневолжской геоморфологии.

Также можно отметить, что на съездах Географического общества и других крупных общегеографических мероприятиях наработки волгоградских геоморфологов, как правило, представлены, доложены и опубликованы.

Какие проблемы стоят и решаются геоморфологами Волгограда на территории Нижнего Поволжья?

1. Еще А. Н. Мазарович обращал внимание на то, что Нижнее Поволжье – это узел различных палеорек неогена и квартера, зафиксированный палеодолинами и, следовательно, несущий палеогеографическую и палеогеоморфологическую информацию [10]. «Распутать этот клубок событий – дело захватывающего интереса». В последние десятилетия лишь отдельные исследователи прикоснулись к этой проблеме [11, 12], однако, она еще далека от решения.

2. В рельефе водораздельных поверхностей Нижнего Поволжья и Среднего Дона характерна ступенчатость, ярусность. Поверхности выравнивания исследуемой территории изучали М. В. Пиотровский [13], автор и другие, но проблема их возраста и генезиса также является открытой.

3. Проблема происхождения «плащеобразных» неоген-четвертичных покровов, например, ергенинской свиты, представляет собой еще одну из дискуссионных и интереснейших в общегеоретическом отношении.

4. Наконец, корреляция ледниковых событий с трансгрессией Каспия в плиоцен-антропогене завершает перечень этих захватывающих и интригующих проблем.

5. Но в год юбилея В. И. Вернадского нельзя обойти стороной его высказывания о том, что «человечество стало геологической силой». В Нижнем Поволжье сосредоточены крупнейшие и уникальные сооружения, такие, как плотины на Волге, судоходный канал и крупнейший монумент мира на Мамаевом кургане в Волгограде, построенный, кстати, в оползневой зоне [14]. Исследование оползневых процессов, их природных и антропогенных условий образования и закономерностей распространения также является одной из важнейших задач в Нижневолжском регионе.

Таким образом, у геоморфологов Волгограда впереди обширное поле научной и практической деятельности.

Литература

1. Горелов С. К. Эпохи региональных континентальных перерывов: (объяснит. зап. к палеогеоморфолог. атласу СССР). Л.: Недра, 1982. 200с.
2. Палеогеоморфологический атлас СССР [Карты] / гл. ред. А. В. Сидоренко; отв. ред. С. К. Горелов. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
3. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий прав. Волги. – М.: Наука, 1966. 412 с.
4. Востряков А. В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. 354 с.
5. Москвитин А. И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с. (Труды ГИН АН СССР; вып. 64).
6. Карандеева М. В. Геоморфология европейской части СССР. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1957. 314 с.
7. Цыганков А. В. Методика изучения неотектоники и морфоструктуры Нижнего Поволжья. – Волгоград: Ниж.-Волж. кн. изд-во, 1971. 255 с.
8. Брылев В. А. Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины. – Волгоград: Перемена, 2005. 351 с.
9. Свиточ А. А. Основные черты геологического строения и палеогеографии плейстоцена Нижнего Поволжья / Экология антропогена и современности: природа и человек: материалы конф. Волгоград – Астрахань, 24 – 27 сент. 2004 г. – СПб.: Гуманистика, 2004. С. 67 – 70.
10. Мазарович А. Н. Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья / Землеведение. 1927. Т. 29, вып.3/4. С. 21 – 42.

11. Брылев В. А. О развитии рельефа Нижнего Поволжья в неогене / Геоморфология. 1978. № 3. С. 51 – 56.
12. Брылев В. А. Палеогеоморфология речных долин юго-востока Русской равнины / Геоморфология. 1984. № 3. С. 22 – 30.
13. Пиотровский М. В. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья / Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1945. № 2.
14. Брылев В. А., Корхова Ю. А. Древние и современные оползни Нижнего Поволжья и факторы их образования / Геоморфология. 2010. № 4. С. 37 – 47.

КАФЕДРЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ СГУ 80 ЛЕТ

Г. И. Лотоцкий, А. Н. Чумаченко

Географический факультет СГУ им. Н. Г. Чернышевского, Саратов, fvs01@rambler.ru,
Chumach1313@mail.ru

THE DEPARTMENT OF GEOMORPHOLOGY AND GEOECOLOGY SGU 80 YEARS

G. I. Lototsky, A. N. Chumachenko

The geographical faculty of Saratov State University named after N. G. Chernyshevsky, Saratov,
fvs01@rambler.ru, Chumach1313@mail.ru

История кафедры начинается с 1933 года, когда в составе геолого-почвенно-географического факультета Саратовского университета была открыта кафедра геодезии. Ее организатором и первым заведующим являлся ученик известного советского теоретика-геодезиста члена-корреспондента АН СССР Ф. И. Красовского, первого ректора Московского института геодезии и картографии – доцент В. П. Лузин (1933–1960 гг.). В 1938 году кафедра вошла в состав вновь открытого самостоятельного географического факультета. Вскоре, в соответствии с новыми задачами и требованиями практики, кафедра геодезии реорганизуется в кафедру геодезии и картографии и начинает подготовку специалистов-картографов для производственных и научно-исследовательских организаций.

Основными направлениями научных исследований кафедры на протяжении многих лет были точное и высокоточное нивелирование при изучении современных движений земной коры, гравиметрические изыскания в Поволжье и геодезические наблюдения, связанные с реконструкцией Волги и изучением динамики оползней на ее берегах (В. П. Лузин, В. П. Философов). В это время В. П. Лузиным была завершена обработка, систематизация и оценка высокоточных нивелировок в Поволжье в книге «Нивелирные работы в Поволжье 1-го разряда за 1915–1932 гг. и 2-го разряда за 1930–1933 гг.», а В. П. Философовым впервые предложен и первоначально разработан морфометрический метод поисков тектонических структур, основанный на материалах полевых исследований автора в Поволжье, бассейне р. Дона и других территорий.

В послевоенное время сотрудники кафедры проводят изучение влияния физико-географических условий на точность геодезических измерений, устойчивости геодезических знаков в условиях многолетнемерзлых грунтов (В. П. Лузин, Г. И. Леонтьев, С. И. Машеров), исследование карт с целью повышения их качества, разработку новых типов специальных карт (Б. Н. Киреев, А. В. Сергеев, Л. И. Соколинская), исследования геологии и геоморфологии Поволжья и Западного Казахстана (С. А. Жутеев), разработку приемов точных повторных нивелировок для изучения современных движений земной коры (Г. И. Леонтьев). В 1948 году В. П. Лузиным была опубликована большая работа «Устойчивость геодезических знаков, заложенных в условиях вечной мерзлоты», – итог полевых исследований Дальневосточной и Вилюйской экспедиций, начатых еще в предвоенный период.

В 1960 году кафедра геодезии и картографии преобразована в кафедру геоморфологии и геодезии. Ее заведующим был избран геоморфолог-практик, выпускник географического факультета МГУ, ученик А. А. Борзова доцент В. Г. Лебедев (1960–1971 гг.). Началась специализация студентов по геоморфологии, что потребовало полной перестройки как учебной, так и научно-исследовательской работы коллектива кафедры.

Научные исследования кафедры были направлены на изучение структурной, динамической и климатической геоморфологии, современных движений земной коры Нижнего Поволжья, разработку и совершенствование методов специального картографирования компонентов природной среды. В эти годы В. Г. Лебедевым завершена огромная многолетняя работа по геоморфологии Китая и в 1963 году защищена докторская диссертация «Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая», опубликованная отдельной книгой в 1965 г., а ее автор вскоре был утвержден в звании профессора и назначен ректором Саратовского университета (1965–1970 гг.). Монография В. Г. Лебедева явилась одной из первых в бывшем СССР обобщающих работ по основным проблемам

геоморфологии огромной территории соседнего государства. На богатом фактическом материале автор проанализировал ряд важнейших региональных и теоретических проблем геоморфологии: роль тектонических и особенно неотектонических движений земной коры в формировании современного рельефа, структурно-геоморфологический анализ, особенности морфогенеза во влажных субтропиках и тропиках, проблему древнего оледенения и происхождения лессов, геоморфологическое районирование и др. В другой известной монографии В. Г. Лебедева «Основные проблемы и новейшие теории геоморфологии» (1965 г.) рассматриваются не только важнейшие проблемы геоморфологии, но и новейшие частные теории рельефообразующих процессов, недостаточно представленных в курсе общей геоморфологии или не излагаемых в специальных дисциплинах.

Кафедра геоморфологии и геодезии во главе с В. Г. Лебедевым явилась инициатором двух важнейших комплексных работ, выполнявшихся в Саратовском университете географическим, геологическим и биологическим факультетами — «Создание атласа природных условий и естественных ресурсов Саратовской, Ульяновской и Пензенской областей» и «Комплексное исследование Волгоградского и Саратовского водохранилищ». С этой целью при кафедре были созданы специальная картографическая лаборатория (руководитель В. Б. Попова) и геоморфологический отряд по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ (руководитель Г. И. Леонтьев). В работах по данным проблемам активное участие принимали сотрудники кафедры: Г. И. Лотоцкий, В. П. Лаврентьева, Л. В. Деев и В. К. Штырова. Итогом проведенных исследований явилось составление 140 авторских макетов карт природы и объяснительных записок к ним, а результаты полевых исследований геоморфологического отряда систематически публиковались в периодическом сборнике «Труды комплексной экспедиции по изучению Саратовского и Волгоградского водохранилищ» (Г. И. Леонтьев, Л. В. Деев). Задуманный В. Г. Лебедевым учебно-справочный «Атлас Саратовской области», содержащий ценные данные по природным ресурсам и не потерявший своего значения и поныне, вышел уже после смерти его главного редактора и стал в настоящее время библиографической редкостью.

Многие работы этого времени посвящены выяснению сложных причин происхождения ярусности равнинного рельефа Нижнего Поволжья, влиянию климатических и ландшафтных условий и их изменений на степень его выраженности и сохранности (В. Г. Лебедев, Г. И. Лотоцкий), динамике современных экзогенных процессов (Г. И. Леонтьев, Г. И. Лотоцкий, Л. В. Деев) и роли повторных нивелировок в изучении современных движений земной коры (Г. И. Леонтьев), проблемам картографирования природных условий (В. Б. Попова) и гидрологическим особенностям Нижнего Поволжья (Е. Б. Кривоносова, М. Я. Савельев).

В конце 1960-х — начале 1970-х гг. сотрудниками кафедр географического и геологического факультетов СГУ (В. Г. Лебедевым, В. П. Лаврентьевой, Г. И. Лотоцкий, В. Б. Поповой, Е. Б. Кривоносовой, В. К. Штыровой, А. А. Романовым, К. Н. Разумовой), а также геоморфологами Казанского университета (А. П. Дедковым, О. М. Малышевой) были разработаны методы геоморфологического картографирования и составлен ряд геоморфологических карт и карт четвертичных отложений с объяснительными записками для Саратовской, Пензенской, Ульяновской и южной части Куйбышевской областей, а также — геоморфологическая карта бассейна Нижнего Дона.

В 1971 г. кафедру возглавил известный ученый-геоморфолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, В. П. Философов (1971 — 1986 гг.). К направлениям научных исследований, существовавшим на кафедре, прибавилась морфометрическая тематика, основоположником которой являлся В. П. Философов. Соответствующие изменения были внесены и в учебный план кафедры. На протяжении многих лет под его руководством велись работы по совершенствованию методики составления и интерпретации морфометрических карт, использованию морфометрических построений для выявления новейших и современных движений земной коры, разрывных нарушений и блоковой тектоники, нефтегазоносных структур, изучению погребенного рельефа территории Нижнего Поволжья и др. (С. В. Жачкина, В. И. Анисимов, В. К. Штырова).

Основные положения морфометрического метода изучения рельефа изложены В. П. Философовым в монографиях «Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур» (1960), «Основы морфометрического метода поисков тектонических структур» (1975), в его многочисленных статьях. В них изложены обширные материалы по разработке теории морфометрического метода, интерпретации морфометрических показателей в различных геолого-географических условиях при решении ряда вопросов, связанных со строением земной коры и поисками полезных ископаемых. Он является одним из основоположников историко-генетического учения о формировании рельефа и соответствующего метода геоморфологического картографирования и картирования. Им разработано введение в новую теорию связей гипсометрического и гравитационного полей, предложена методика грави-гипсометрических исследований земной коры, основанная на связи рельефа с мощностью и распределением силы тяжести.

Многие научные разработки В. П. Философова вошли в учебники, учебные пособия, монографии по геологии и геоморфологии. Он по праву был одним из активных представителей и идеологов

Саратовской геоморфологической школы, широко известной и признанной не только в России, но и за ее пределами.

В 1986 г. заведовать кафедрой стал доцент Г. П. Бобров (1986–1991 гг.), В. П. Философов остался профессором кафедры. Сложившиеся направления и тематика научных исследований остались в основном прежними, но расширилась география района исследований. Кафедра выполняла работы по картированию природных условий и изучению геоэкологической обстановки районов газоконденсатных месторождений севера Западной Сибири (Г. П. Бобров, В. К. Штырова, А. Н. Шилкин, Т. В. Горбовская, О. Е. Нестерова). В эти же годы сотрудниками кафедры разрабатывались методика геоэкологического анализа и технология составления геоэкологических карт для регионального мониторинга, охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов. Были составлены серии карт на ряд нефтегазоносных месторождений Тюменской области и Ямала.

С 1991 по 1999 гг. кафедрой руководил чл.-корр. РАН, лауреат Государственной премии СССР, профессор Г. И. Худяков, автор и соавтор более 10 известных геолого-геоморфологических монографий («Юг Дальнего Востока. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», 1972; «Поверхности выравнивания горных стран», 1975; «Геоморфотектоника юга Дальнего Востока», 1977; «Экзогенные геоморфологические системы морских побережий», 1990; «Концепции ноосферных структур», 1993 и др.) и многочисленных статей по геоморфологии и морфотектонике. Им активно пропагандируются и получают поддержку специалистов идеи геолого-геоморфологической конформности, широкого использования геологических и геоморфологических разработок при геоэкологических исследованиях, построения ноосферных структур, выделения энергоопасных зон, антиподальных форм развития геоморфологических структур с различными их объемными характеристиками в зависимости от порядковой их размерности и др. В 1991 г. кафедра была переименована в кафедру геоморфологии и геоэкологии, что соответствовало сложившейся тематике научных исследований ее сотрудников и учебной специализации.

Сотрудниками кафедры, в соответствии с разрабатываемыми спецкурсами по геоэкологии и рациональному природопользованию, совместно со студентами составлялись специальные эколого-географические карты на отдельные районы Саратовского Поволжья, отражающие реальную геоэкологическую обстановку.

По заказу Областной администрации и Комитета охраны окружающей среды и природных ресурсов впервые составлена инвентаризационно-оценочная карта, отражающая состояние окружающей природной среды в Саратовской области на 1994 г. в масштабе 1:200 000 (В. К. Штырова, О. Е. Нестерова, Т. В. Горбовская).

Итогом крупной научно-практической работы данного периода явился изданный в 1996 г. многолистный «Эколого-ресурсный атлас Саратовской области» масштаба 1:500 000. Атлас состоит из 13 карт эколого-ресурсной информации и 7 разделов, в которых отражены природные и антропогенные условия формирования геоэкологической обстановки в области (заместитель главного редактора Г. И. Худяков, редактор В. К. Штырова, авторы карт: А. Н. Чумаченко, И. В. Пролеткин, другие сотрудники географического и геологического факультетов СГУ и «Облкомприроды»).

Под руководством Г. И. Худякова сотрудниками кафедры проводились научные исследования по проблеме «Геоэкосистемы и геоэкология Нижнего Поволжья». Она включала такие взаимосвязанные разделы: геоморфотектонику, структурную геоморфологию и морфометрию (Г. И. Худяков, О. Е. Нестерова, И. В. Нестерова, А. И. Никифоров, Т. В. Горбовская), динамическую и климатическую геоморфологию, современный геоморфогенез и охрану природы (Г. И. Лотоцкий), тематическое картографирование (В. К. Штырова, И. В. Нестерова, В. В. Копнина), применение ГИС-технологий в исследовании природных условий (А. Н. Чумаченко, И. В. Пролеткин, Т. А. Терехова).

С 1999 по 2001 г. обязанности заведующего кафедрой геоморфологии и геоэкологии исполнял доцент Г. И. Лотоцкий. Стратегической научной и учебной целью кафедры являлось продолжение всестороннего изучения разнопорядковых геоморфологических структур, их наземных и глубинных морфотектонических и возрастных характеристик как базовых оснований для оценки глобальных, региональных и локальных геоэкологических состояний территорий. Большое внимание уделялось разработке и внедрению ГИС-технологий в учебный процесс и научные исследования, изучению современного геоморфогенеза Саратовского Поволжья.

В 2001 г. заведующим кафедрой был избран профессор, доктор географических наук А. Н. Чумаченко. С его появлением на кафедре начинает развиваться новое научное направление – геоинформационное картографирование. Открывается учебно-научная лаборатория геоинформатики и тематического картографирования, вводится новая учебная специализация «Геоинформационное картографирование», кроме существующей уже «Использование природных ресурсов и охрана природы», а в 2005 г. открывается новая специальность «Прикладная информатика (в географии)», проводится прием в аспирантуру по специальности 25.00.35 «Геоинформатика». В настоящее время начата подготовка бакалавров по двум направлениям: «География», профиль «Геоморфология»

и «Прикладная информатика (в географии)», профиль «Геоинформатика». Ведется подготовка к открытию бакалавриата по направлению «Картография и геоинформатика».

А. Н. Чумаченко является автором и соавтором ряда монографий и тематических атласов («Компьютерное геоэкологическое картографирование», «Эколого-географическое картографирование городов», «Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века», «Медико-экологический анализ распространения злокачественных опухолей кожи в Саратове», «Экологический атлас г. Балаково», атлас «Туберкулез и окружающая среда в Саратовской области»), многочисленных научных статей.

Сотрудники кафедры активно участвуют в выполнении многочисленных научно-исследовательских, хозяйственных и грантовых работ. Только за последние годы выполнялись следующие работы: «Комплексное геоинформационное картографирование территорий нефтегазовых месторождений», «Разработка и внедрение методов комплексного территориального анализа на основе ГИС-технологий и данных дистанционного зондирования (на примере Саратовской области)», «Создание учебно-краеведческого комплексного географического атласа Саратовской области» и др. Руководитель указанных тем А. Н. Чумаченко. По материалам выполненных работ молодыми сотрудниками защищены кандидатские диссертации (В. А. Данилов, А. В. Молочко), готовится к защите работа Д. П. Хворостухина.

Основными научными направлениями кафедры являются:

- геоинформационное картографирование;
- эколого-географическое и геоэкологическое картографирование и районирование, оценка рисков;
- структурная, климатическая геоморфология и современный геоморфогенез;
- рекреационная и эстетическая геоморфология.

За время существования кафедры ее сотрудниками опубликованы более 20 монографий, большое количество статей, методических пособий, тематических атласов и картографических материалов. Кафедра подготовила несколько сотен высококвалифицированных специалистов, успешно работающих в производственных, научно-исследовательских организациях, в школах и высших учебных заведениях. Некоторые из них стали крупными учеными, руководителями научных и производственных организаций.

Новые направления, появляющиеся на кафедре в каждый из периодов ее развития, вбирали в себя все накопленное за прошлые годы, обогащая его новыми идеями и новыми возможностями. Именно так развивается кафедра сегодня: опора на традиции и стремление к новому – ключ к будущим успехам кафедры геоморфологии и геоэкологии.

ПЕТЕРБУРГСКАЯ ШКОЛА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ К. К. МАРКОВА, ЕЁ ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И ВЕКТОР РАЗВИТИЯ

Д. В. Лопатин, Д. А. Невёдов, И. А. Сытина

Санкт-Петербургский государственный университет, lopatin12@yandex.ru

SAINT-PETERSBURG GEOMORPHOLOGICAL MAPPING K.K.MARKOV SCHOOL

D. V. Lopatin, D. A. Nefedov, I. A. Sitina

Saint-Petersburg State University, lopatin12@yandex.ru

Геоморфологическая карта отображает размещение форм, слагающих их элементарных поверхностей, структурных линий и точек соединений, отвечающих за их образование агентов, факторов и процессов на определённом временном этапе. Морфогенетический принцип картографирования рельефа на системно-морфологической основе позволяет использовать геоморфологические карты в качестве основы для составления других геолого-географических и геоэкологических карт в единой легенде, независимо от характеристик местностей, суши, подлёдной поверхности или морского дна. Согласно принципу построения, все геоморфологические карты подразделяются на синтетические, когда морфология, генезис и возраст рельефа представлены в виде соединения в одном пространстве всех трёх информационных слоёв, аналитические, когда один или все три элемента картографируются в виде однородных поверхностей – элементарных частей целого. Составляют также специальные или поаспектные карты. К ним относятся вторичные модели отображения рельефа (морфометрические, морфотектонические и др.).

К. К. Марков [1,2] является пионером геоморфологической картографии. Его научное мировоззрение формировалось в стенах Географического института и географического факультета государственного университета г. Ленинграда под влиянием выдающихся учителей и предшественников А. Е. Ферсмана, Л. С. Берга, П. В. Виттенбурга, Я. С. Эдельштейна, В. Н. Сукачёва, М. М. Тетяева,

И. Д. Лукашевича, И. Н. Гладцина. Оно формировалось в полемическом споре с другими учёными, в частности, с В. Пенком, Б. Л. Личковым и А. А. Григорьевым. Будучи доцентом (и далее профессором в 26 лет) кафедры геоморфологии и старшим научным сотрудником Института геоморфологии, уже в 1929г в журнале «Геологический вестник», он сформулировал все те три элемента структуры геоморфологической карты, которые и в настоящее время не претерпели изменений: морфография (морфология), способ образования (генезис) и геологический возраст. До этого времени мировая геоморфологическая картография была ограничена лишь освоением общего орографического отображения рельефа. Наиболее ярким последователем школы К. К. Маркова явилась З. А. Сваричевская. Ею уже в 1937г была построена впервые в мире первая синтетическая трёхслойная типологическая геоморфологическая карта [3–6]. Она успешно развивала эти теоретические посылы, предложив представление морфогенетики через новейшую тектоническую составляющую рельефа. Градации рельефа по высотным характеристикам рассчитывались по гипсографическому закону распределения высот и глубин на Земле: а) холмистые предгорья и прилавки, столовые цокольные равнины и плоскогорья – 0–900 м, б) холмогорья и мелкопочные нагорья – 0–900 м, в) низкие горы и мелкогорья – 900–2000 м, г) среднегорья и цокольные равнины – 2000–3000 м, д) высокогорья и цокольные равнины – 3000–5000 м, е) высочайшие горы и цокольные равнины – >5000 м. Немасштабные отдельные формы рельефа предполагалось показывать в виде «слоя» значков. Работа З. А. Сваричевской, как и работа К. К. Маркова оказала большое влияние на последующее развитие геоморфологического картирования.

Во второй половине 30-х годов К. К. Марков переезжает в Москву и на принципах им сформулированных в ЛГУ создаёт лабораторию, а в дальнейшем кафедру, геоморфологического картографирования в МГУ и выращивает золотую плеяду русских геоморфологов-картографов-аналитиков Д. В. Борисевича [7–10] А. И. Спиридонова [11–13] и многих других. В то же время, посеянные им семена в Ленинградском университете, дали замечательные всходы. Неукротимый энтузиазм З. А. Сваричевской способствует расширению зоны своего влияния. Геоморфологическая картография, подчиняясь велению времени, укрепляет свои позиции и не только в ЛГУ. Из выпускников кафедры геоморфологии создаются тематические группы во всех крупных научных и производственных геологических организациях: ВСЕГЕИ, ВНИГРИ Министерства геологии, НИИГА ГУСМП, в многочисленных геологических управлениях, даже при крупных экспедициях. В результате практического применения геоморфологических карт для геологических целей обнаруживается, что передача морфологии (геометрии) рельефа через изогипсы топографической карты и отдельные формы рельефа в виде наложенного «слоя» оказывается мало эффективной.

В результате развития методологии геоморфологии в последующие годы выяснилось также, что топография и геоморфология, оба раздела общей картографии, должны отображать морфологию рельефа с диаметрально противоположных позиций. В задачи топографии входит отображение рельефа, через континуальную непрерывность, изогипсами. Морфологическое картографирование преследует цель дискретизации континуальной поверхности отображения рельефа, через геометрию элементарных поверхностей. Это обстоятельство заставило исследователей вести поиск в этом направлении. И в 1958г В. В. Ермолов [14–15], опираясь на предложения Ю. К. Ефремова [16, 17], П. В. Виттенбурга, А. И. Спиридонова и др., предложил сложить геометрическую мозаику всех неровностей рельефа из генетически однородных поверхностей. Этот приём совмещения морфологии и генезиса в одном слое намного упростил структуру геоморфологической карты. Превратил её из трёхслойной модели рельефа в двухслойную, заметно улучшил точность изображения, читаемость геоморфологических карт основным потребителем её информации – геологами, расширив возможности использования геоморфологической карты в прикладных задачах наук о Земле. Сущность такого подхода картографирования рельефа заключалась в выделении генетически однородных поверхностей и геометрически правильной рисовки границ между ними, подчёркивающих дискретные морфологические единицы – формы рельефа, из сочетания которых и состоит рельеф земной поверхности.

В конце 50-х годов геоморфологическая карта была включена в комплекты съёмочных листов ГГК-1000/200. ВСЕГЕИ взялся за систематизацию и внедрение геоморфологических знаний в геологическую практику. За основу был взят принцип и технология В. В. Ермолова. За дело составления унифицированных легенд геоморфологических карт и съёмочные работы взялись многочисленные выпускники кафедры геоморфологии ЛГУ: Г. С. Ганешин [18–22], С. В. Эпштейн [23, 24] Ю. Ф. Чемиков, В. В. Соловьёв [25, 26], Б. А. Борисов, М. А. Спиридонов, В. Д. Торноградский, Д. Б. Малаховский, Т. В. Николаева, Ю. П. Селиверстов [27] и мн. др. Впоследствии все они стали выдающимися исследователями кайнозойской истории Земли второй половины XXв. Сотрудниками отдела четвертичной геологии и геоморфологии ВСЕГЕИ в течении многих лет осуществлялась попытка построения унифицированной легенды, обеспечивавшей геоморфологической картой геолого-съёмочные листы разного масштаба. К сожалению, она не увенчалась успехом, и министерство природных ресурсов исключило из комплекта листов ГГК-200/1000/3 геоморфологическую карту, также и в

целях экономии средств. Это произошло не только от недомыслия чиновников, но из-за возникших трудностей в точности и однозначности изображения морфологии рельефа наземных, подлёдных и подводных поверхностей рельефа и отсутствия однозначной морфологической систематики. Разрядка горизонталей топографической основы в 20, 40 и более метров топографической основы, и ГРИД-оф подлёдных поверхностей не годилась для дискретизации её на элементарные поверхности. В 1987г в трудах СЕВМОРГЕО такая универсальная систематика была предложена А. Н. Ласточкиным как основа для поисков на дне мирового океана ЖМК и была признана НТС «Севморгео» в качестве системной основы общей геоморфологии [28–33]. А в 2001г по заказу «Минприрода» эта систематика нашла воплощение в виде методического пособия по составлению геоморфологической карты для серии листов ГГК-1000/3 и внедрена НТС ВСЕГЕИ в геологическую практику [34]. В настоящее время по этой методике большим коллективом исследователей и организаций составлены атлас подлёдно-подводной поверхности рельефа Антарктиды [35], аналитическая морфологическая карт-основа геоморфологической карты Северного Ледовитого океана и прилегающей арктической суши, а также геоморфологические карты серии листов ГГК-1000/3 и множество частных работ в прикладной сфере.

В чём же её достоинства в сравнении со всеми предыдущими систематиками? Во-первых, она строится на строгой математической (геометрической) основе рельефа, как геометрической поверхности с трёхмерными координатами неровностей. Во-вторых, она предусматривает конечное количество геометрических поверхностей, структурных линий и точек, описывающих все виды неровностей поверхности рельефа (95), независимо от ландшафтной и структурно-геологической принадлежности к наземному, подводному или подледниковому рельефу. В-третьих, дискретизация континуальной топографической поверхности, описывающей горизонтальную и вертикальную кривизну, рассчитывается путём однозначных и точных геометрических построений структурных линий, разделяющих земную поверхность на элементарные поверхности, точки их схождения и расхождения. В-четвёртых, построенная системно-морфологическая основа геоморфологической карты может использоваться и в структурно-минералогических целях. В этой задаче морфологическая модель может быть подвергнута структурному анализу рельефа и построению на этой основе карт структурно-координатной сети (СКС). Последняя представляет собой вторичную модель морфологической основы геоморфологической карты. Она предназначена для построения карт дизъюнктивной и пликативной тектоники. СКС включает три взаимно-перпендикулярных направления: килевые (базисные), гребневые (вершинные) и дополнительные линии: поперечные и вертикальные. Структурные линии образуют рисунки, отображающие морфотектонические формы. Все они являются несомненными признаками (индикаторами) новейших тектонических образований. Некоторые из них могут рассматриваться как признаки рудоконцентрирующих структурных форм.

Построенная морфологическая карта на системно-морфологической основе может быть использована как подложка морфогенетической синтетической геоморфологической карты с трёхслойно-информационной основой. Она должна быть также системообразующей основой для любой карты ландшафтно-экологического содержания, так как морфология поверхности рельефа является основанием для массо-энергопереноса: тепла, влаги, распределения биогеохимических процессов и перераспределения рыхлого вещества кор выветривания материнских пород, движения эффузивных масс коро-мантийных эксплозий. Всё это убеждает нас в правильности выбранного направления развития науки, анализа рельефа земной поверхности и фиксации результатов на синтетических и аналитических (вторичных) геоморфологических моделях, которые могут быть использованы в широком спектре задач: от инженерно-геологических, неотектонических и прогнозно-минералогических до ландшафтно-экологических, экономико-географических и планировочных.

Литература

1. Марков К. К. О геоморфологической карте. // Геол. вестник, 1929, т. 7, вып. 1 – 3. С. 34 – 41.
2. Марков К. К. Методика составления геоморфологических карт. //Тр. ин-та географии АН СССР, 1948, вып. 39. 278 – 290 с.
3. Сваричевская З. А. Легенда для геоморфологической карты крупного масштаба. ГЭНИИ. ЛГУ, 1937. 21 с.
4. Сваричевская З. А. О геоморфологическом картировании. /Тр. ин-та географии», вып. 39. Проблемы геоморфологии. М. – Л., 1948. С. 274 – 277.
5. Сваричевская З. А. Принципы составления мелкомасштабной геоморфологической карты восточной части Казахстана и Средней Азии. (Тезисы доклада). //Уч. Зап. САИГИМС, вып. 4, 1960. С. 79 – 82.
6. Сваричевская З. А. Опыт составления легенды для обзорных геоморфологических карт. / Геоморфол. картирование. М., АН СССР, 1963. С. 62 – 72.
7. Борисевич Д. В. Универсальная легенда для геоморфологических карт. //Землеведение, МОИП, т. 3 (XLIII), 1950. С. 169 – 182.

8. Борисевич Д. В. Единый метод геоморфологического картирования в средних масштабах. / Материалы I Пленума Геоморфологической комиссии ОГГН АН СССР. М., 1959. 23 с.
9. Борисевич Д. В. Принципы построения легенд геоморфологических карт и вопросы генерализации. /Методика геоморфол. картирования. М., Наука, 1965. С. 19 – 27.
10. Борисевич Д. В. Универсальная морфохроногенетическая легенда для геоморфологических карт крупного, среднего и мелкого масштабов. /Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., Недра, 1970. С 23 – 39.
11. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., Географгиз, 1952. 187 с.
12. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картирование. М., Недра, 1975. 183 с.
13. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., Недра, 1985. 184 с.
14. Ермолов В. В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съёмке северных районов. Л., Ин-т геол. Арктики, т. 83, 1958. 32 с.
15. Ермолов В. В. Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск, Наука, 1964. 42 с.
16. Ефремов Ю. К. Опыт морфологической классификации элементов и простых форм рельефа. // Вопросы географии, вып. 11, 1949. С. 109 – 136.
17. Ефремов Ю. К. Классификация рельефообразующих факторов в связи с задачами геоморфологического картирования. //Вопросы географии, вып. 36, 1954. С. 71 – 90.
18. Ганешин Г. С. Принципы построения легенд сводных геоморфологических карт масштаба 1:500000 – 1:1500000. /Тр. ВСЕГЕИ, 1963. С. 7 – 23.
19. Ганешин Г. С., Современное состояние вопросов геоморфологического картирования в средних масштабах и основные пути их решения. (Материалы 2-го геоморфол. совещания). М., 1959. 27 с.
20. Ганешин Г. С., Селиверстов Ю. П. Геоморфологическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000. М., //ОГГН при АН СССР, 1960. 20 с.
21. Ганешин Г. С., Соловьёв В. В., Чемяков Ю. Ф., Эпштейн С. В. Отражение роли экзогенных рельефообразующих процессов на геоморфологических картах разного масштаба. /Современные экзогенные процессы. Ч. 1, Киев, 1968. С. 10 – 12.
22. Ганешин Г. С. Состояние и задачи геоморфологического картирования в СССР. Геоморфологическое картирование. М., Наука, 1977. С. 5 – 10.
23. Эпштейн С. В. Геоморфологические исследования. /Методическое руководство по геологической съёмке и поискам. М., 1954. 399 – 428 с.
24. Эпштейн С. В. Отчёт о деятельности постоянной Межведомственной геоморфологической комиссии за 1956 – 1958 годы. //Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, №2. С. 147 – 152.
25. Чемяков Ю. Ф., Ганешин Г. С., Соловьёв В. В. и др. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л., Недра, 1972. 384 с.
26. Чемяков Ю. Ф. О теоретических основах крупномасштабного геоморфологического картирования. /Геоморфологическое картирование. М., 1977. С. 47 – 50.
27. Селиверстов Ю. П. Основные принципы построения легенд и составления мелкомасштабных геоморфологических карт. //Изв. Всес. геогр о-ва, 1963, №4. С. 415-419.
28. Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л., Недра, 1978. 247 с.
29. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. Л.,: Недра, 1982, 272 с.
30. Ласточкин А. Н. Рельеф земной поверхности. СПб, 1991. 340 с.
31. Ласточкин А. Н. Морфодинамический анализ. Л., 1987. 256 с.
32. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики: теория, методика и результаты: В 2 т. Т. 1: Общие геоморфологические исследования. СПб., СПбГУ, 2006. 202.с.
33. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики: теория, методика и результаты: В 2 т. Т. 2: Специальные геоморфологические исследования. СПб, СПбГУ, 2007. 244 с.
34. Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н. Методика геоморфологического картирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000). М., ЗАО Геоинформмарк, 2001, 38 с.
35. Геоморфологический атлас Антарктики. СПб., Карта, 2001. 256 с.

СЕКЦИЯ 1 ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ: ТРАДИЦИИ И СОВРЕМЕННОСТЬ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЛАНОВ ГОРОДОВ И УСАДЕБНО-ПАРКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ

О. А. Борсук, С. Н. Ковалев

Географический факультет, МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва,
borsuko39@gmail.ru, kovalevsn@yandex.ru

USING THE TOWN PLANS AND MANOR-PARK COMPLEXES IN GEOMORPHOLOGICAL SURVEYS

O. A. Borsuk, S. N. Kovalev

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow,
borsuko39@gmail.ru, kovalevsn@yandex.ru

Планы поселений дают значительную по объему информацию для географов, экологов, планировщиков, архитекторов и реставраторов. Масштабы планов меняются, как правило, от 1:200 до 1:5000, наиболее часто используются планы 1:500–1:1000. При инженерно-геоморфологических изысканиях важно изображение рельефа в горизонталях (сечение 1–2 м) или отмывкой. В отсутствие полного изображения рельефа, т.е. при знаковом изображении форм рельефа – долин, балок, уступов, необходимо проводить профилирование, составлять продольные и поперечные профили различных форм и элементов форм рельефа. Города и усадебно-парковые комплексы, в основном, приурочены к долинным комплексам, борта которых расчленены оврагами и балками. Приспособление планово-архитектурных решений к рельефу рассматривалось ранее в ряде работ В. А. Николаева [1], С. Н. Ковалева [2], О. А. Борсука с соавторами [3, 4], а также в работах специалистов по культурным ландшафтам [5, 6]. Выбранные для анализа планов исторические города и усадебно-парковые комплексы входят в культурное наследие.

В судьбе городов и усадеб можно проследить некоторую схожесть. Несмотря на различие в площадях (хотя в некоторых случаях площадь усадьбы, вместе с угодьями, была соразмерима с площадью некоторых старинных городов) и времени возникновения прослеживается определенная общность в централизации инфраструктуры.

Первоначально торговые, транспортные и оборонительные потребности заставляли людей основывать населенные пункты на берегах рек. Э. А. Лихачева и др. [7] считают, что выбор участка для строительства города определялся рядом требований или группой характеристик: 1) безопасностью – безопасностью от нападения врагов, от стихийных бедствий и природных опасностей; 2) устойчивостью территории; 3) доступностью связей с другими населенными пунктами, регионом, страной, странами; 4) привлекательностью; 5) наличием ресурсов, необходимых для существования людей и т.д.

Эти требования учитывались в древности и остаются правомочными в той или иной мере и для современности. Практические соображения определяли выбор участков, ограниченных с двух-трех сторон глубокими естественными понижениями – узкими долинами небольших рек, балками и оврагами. Первые поселения располагались и строились в тесной связи с рельефом территории, и чаще всего под его «диктовку» [2]. Водный объект обеспечивает защиту города с одной или нескольких сторон, с другой, по мере развития торговли, являлся транспортным путем. Таковы Москва, Курск, Воронеж, Нижний Новгород, Елабуга и многие другие города.

По характеру планировки русские города, как и крепости, подразделяются на четыре основных типа: круглые, полукруглые, сегментные и секторные [8].

Города круглого типа были относительно мало распространены, поскольку возводились обычно на ровной местности и требовали больших материальных и трудовых затрат для возведения оборонительных сооружений. Посад в городах этого типа равномерно развивался во всех направлениях.

Полукруглый тип был распространен больше, поскольку крепость возводилась с использованием защитных свойств местности. Обычно это города, располагающиеся на берегу реки, озера или моря. Княжий двор, а затем и кремль располагался близко от берега, там же находился «торг» и причалы – это был центр города [8].

Сегментный тип характеризуется постановкой крепости между двумя водными преградами – между рекой и крупной балкой или озером, в соответствии, с чем посад формировался с двух противоположных сторон крепости.

Секторный тип характерен для крепостей, расположенных на мысу, между сливающимися реками, рекой и балкой или серией оврагов, что, соответственно, ограничивало направление развития посада. В подобной ситуации оказалось наибольшее число городов.

Для всех этих типов планировочных схем отличительным качеством является централизация структуры застройки. На начальных стадиях существования поселения как города формирование городской территории центр города ассоциировался с княжим двором. Поскольку для него требовалась максимальная защита, он располагался на высоком берегу. Вокруг него возводились фортификационные сооружения, внутри располагались службы, обеспечивающие основные потребности княжьей семьи, челяди и его дружины. Постепенно оборонительные сооружения усложнялись и модифицировались — появлялись каменные крепостные стены, а с принятием на Руси христианства, возводились культовые сооружения. Население близлежащих деревень перемещалось ближе к кремлю (кремлю) или поглощалось городской территорией — возникали посады, поскольку княжий двор был достаточно самообеспеченным.

Водные преграды и естественные понижения рельефа (балки и овраги) — наиболее часто используемые формы рельефа в градостроительстве. Необходимость учета транспортных путей, системы водоснабжения, оборонительных свойств территории определяла месторасположение первоначального населенного пункта. Высокая расчлененность территории, крупный водоток — позволяли располагать заложенный город в наиболее удобных для тех времен местах. Это — высокий берег реки, окруженный с одной-двух сторон глубокими балками или оврагами. Эти особенности расположения городов прослеживаются практически для всех старинных городов.

В зависимости от времени основания города, овражно-балочные системы оказывали влияние на формирование городской застройки в разной степени [2]. Это вызвано начальной целью закладки населенного пункта — как крепость, как поселение на перекрестке торговых путей, как результат расселения вокруг уже существующего центра. Разная значимость населенного пункта в дальнейшем определяла его укрупнение и сохранение тенденции развития, и, соответственно, возможность целенаправленного переформирования рельефа. Такие города, как Москва и Нижний Новгород закладывались, имея определенный общественно-политический и экономический статус, что в дальнейшем определило их развитие. В тех случаях, когда значение населенного пункта было невелико или оно в силу изменения внешних условий теряло свое значение, населенный пункт (город), длительное время в своем развитии вынужден был подстраиваться под рельеф. Таковы деревенские поселения, малые (г. Балашов) или уездные города (гг. Брянск, Елабуга).

Большое влияние на городскую застройку оказывали государственные программы по унификации городских территорий, что не всегда было успешным. Преобразования Петра I, а затем и Екатерины II значительно изменили характер жизни и облик городов России. В конце XVIII века глобальной перепланировке были подвергнуты практически все города. 11 декабря 1762 г. была создана комиссия под руководством И. И. Бецкого. Ее деятельность заключалась в реконструкции не только столичных, но и провинциальных городов. Согласно указу от 25 июля 1763 года «О сделании всем городам, их строениям и улицам специальных планов, по каждой губернии особо» началась разработка проектов перепланировки российских городов. За 34 года своего существования комиссия перепланировала 416 городов из 497 существовавших на 1787 год. Идеям и принципам строительства, заложенным в этих проектах, архитекторы и строители следовали вплоть до начала XX века.

Существует чёткая приуроченность местоположения поселений к определённым элементам рельефа и неравномерность во времени их образования. При общей тенденции к увеличению числа новых городов, прослеживается и снижение их количества. К тому же существуют периоды времени, когда в один год закладывалось сразу несколько городов или объёмлялось городами. Так было основано в 1146 — 7, 1150 — 7, 1152 — 5, 1250 — 9, 1350 — 12, 1450 — 8, 1550 — 19, 1650 — 26, 1750 — 24, 1850 — 12 городов. Это в основном связано со «смутными временами» нашей истории или ведением военных действий. XII-XIII вв. это распад Киевской Руси, когда основывались новые города и объёмлялись городами малые населённые пункты. XIII-XV вв. — монголо-татарское иго. Этот период характеризуется разнонаправленным трендом: с одной стороны возводились новые города засечных полос, с другой стороны города разрушались во время военных действий или оставались населением. Все это требовало соблюдения главного на тот момент времени условия — безопасности города. Естественно, что города закладывались на территориях со сложным рельефом, который и мог обеспечить это условие, т.е. город основывался на месте слияния реки с крупной балкой или оврагом.

Конец XV — начало XVI веков стал своеобразным рубежом, после которого присоединяемые к России земли составляли с ней единое целое. Процесс присоединения остального наследства Древней Руси растянулся ещё на два столетия.

Начиная с середины XVII в. (условно), в связи с централизацией власти в России и освоением Сибирских земель, число городов (острогов), привязанных к оврагам и балкам, падает. С конца XVII в. их число резко уменьшается из-за Петровских реформ. Промышленное освоение Урала и Севера уже требует более удобных территорий с равнинными условиями.

Если в IX—XVI вв. города изначально закладывались как оборонительные укрепления, а затем прирастали посадами и близлежащими деревнями, то с середины XVIII в. уже сразу строили города. В XVIII—XIX вв. с ростом индустриализации эта тенденция всё более усиливается. При этом овражно-балочные системы в новых и старых городах постепенно засыпаются или используются в инфраструктуре города.

Дальнейшее увеличение числа городов на заовраженных территориях в основном связано с изменением статуса населённого пункта и присоединения новых территорий.

XX в., особенно его вторая половина, охарактеризовался борьбой с оврагами при застройке новых городских территорий. Овраги засыпаются, превращаются в автомагистрали и т.д.

Роль рельефа в градостроительстве неоспорима. Влияние роли рельефа можно проследить на примере г. Москвы. История Москвы начинается с середины XII в., когда князь Юрий Долгорукий в числе ряда «городов», возведенных для укрепления подступов к западным окраинам Суздальского княжества, основал небольшую крепость на месте поселения Дьяково, впервые упомянутого в летописях 1147 г., в месте впадения р. Неглинной в р. Москву. Это было практически идеальное место для города, которому придавалось большое значение — возвышенное, более 20 м над урезом р. Москвы, окруженное с трех сторон водными преградами, водные пути сообщения, наличие нескольких деревень, могущих обеспечить необходимыми припасами и рабочей силой. К началу XVI века Москва уже приобрела черты городского поселения. Существовала крепость («кременец»), посады и система оборонительных сооружений по границе. Условно граница города проходила по р. Москве на юге — р. Неглинной на западе — оборонительным валам на севере и по р. Рачке на востоке. При этом городская территория занимала несколько возвышений, образовавшихся в результате расчленения малыми реками и оврагами первой и частично второй террас р. Москвы [9].

На первом этапе развитие города шло в направлении освоения повышенных частей рельефа, плавно сопрягавшихся с террасовыми уровнями. Пониженные части территории (пойменные террасы) застраивались и заселялись в последнюю очередь, поскольку строительные работы в этих местах были сопряжены с рядом трудностей (наличие болот и заболоченных участков в сочетании с ежегодным затоплением паводковыми водами). Эти территории использовались в основном под сельскохозяйственные угодья. С ростом города возникли новые оборонительные сооружения. Строится стена Китай-города. Нагорная часть Китай-города, являвшаяся продолжением кремлевского холма, с востока была ограничена болотистой местностью. Здесь вдоль берега Москвы-реки вплоть до Яузы тянулся Васильевский луг, а сама Яуза текла в крутых берегах. С северной и восточной стороны Китай-города был ров. Яуза на восточной границе Китай-города, Москва-река на юге и р. Неглинная на западе прикрывали Москву от внезапных набегов татарской конницы. Запруженная речка Ольховка образовывала Великий пруд (будущий Красный пруд). Южная часть Занеглименья примыкала к Чертолью — урочищу, расположенному недалеко от впадения Неглинной в Москва-реку и получившему название от ручья Черторый. Между нынешними улицами Тверской и Бол. Никитская находился Успеньев овраг, длиной около 1 км. Он начинался в районе Георгиевского переулка, пересекал Тверскую улицу и территорию университета, впадал в р. Неглинную на Моховой улице, вблизи Манежа.

Оборонительный ров вдоль стен Белого города тоже был построен с учетом местных водных артерий. В западной части в ров был спущен ручей Черторый, с северной — протоки Неглинной. По восточной стороне на месте рва были отдельные озера, питавшиеся речкой Рачкой.

Второй этап начинается в XVI веке, когда расселение перешло черту Земляного города (современного Садового кольца), В течение XVII века Москва застраивалась узкими полосами вдоль радиальных дорог. Извилистые линии дорог и спусков к берегу соединяли разные уровни города. Таким образом, элементы застройки вступали в тесное взаимодействие с формами природного рельефа, подчеркивали топографические особенности территории. Постепенно засыпались овраги, часть открытых рек и ручьев переводилась в коллекторы.

К началу XVIII века в планировке Москвы сохранялось старинное деление крепостными стенами и земляным валом по современному Садовому кольцу на четыре города: Кремль, Китай-город, Белый город и Земляной город. Древние дороги к Кремлю и Китай-городу из окружавших Москву городов, сел и монастырей превратились в радиальные улицы протяженностью 2—3 версты. Вдоль дорог, продолжавших радиальные улицы, и между ними были расположены слободы и села с ярко выраженной линейной планировкой. Как радиальные улицы, так и отходящие от них переулки шли не прямыми линиями, а извилисто, следуя рельефу местности, обильно рассеченному речками и ручьями с высокими и низкими берегами. Вдоль стен Кремля тянулся крепостной ров шириной 17 сажень. Набережные вдоль стен Кремля и Китай-города были непроезжими и служили свалками мусора. Белый город пересекался р. Неглинной. Северную стену Китай-города к востоку от Неглинной и восточную его стену окружал старинный неглубокий ров, заполнявшийся талыми, дождевыми и грунтовыми водами, стекавшими с Лубянского холма.

Во второй половине XIX века Москва превратилась в один из важнейших индустриальных центров страны. Характерной особенностью Москвы в пореформенное время является сравнительно

быстрая застройка ее коренной территории в пределах Камер-Коллежского вала и заметное расширение фактической границы города за счет прилегающих к нему окраин.

Еще в 60-х годах XIX века застроенные участки занимали меньше трети города, и больше половины территории Москвы составляли сады, пруды и реки, а уже в 1882 г. пустыри занимали только 8% земли в пределах Камер-Коллежского вала, а площадь под садами и бульварами сократилась до 16%.

Правильной планировке Москвы мешали многочисленные речки, холмы, овраги, которыми была изрезана ее территория. Между холмами были низины, где застаивалась дождевая вода. Мелкие речушки и ручейки, пересекая город в разных направлениях, текли открыто, образуя болотистые места, некоторые были засыпаны, но в сырое время давали о себе знать. Не только во время ливней, но и во время самых обычных летних дождей наиболее низкие места города покрывались водой, затоплявшей подвалы и нижние этажи зданий. Берега рек почти не имели набережных и во время половодий обрушивались вместе с расположенными на них строениями; для сообщения между разделенными водой частями города имелось всего два постоянных моста, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга. Прежде всего, осваивались долинныи участки – Замоскворечье и долина Яузы. Но велось строительство и вокруг Кремля на неудобных землях. Болота и овраги постепенно засыпалась. Реки перегораживались плотинами и превращались в цепочку прудов, которые с течением времени заполнялись наносами.

В конце XIX и начале XX века Москва росла чрезвычайно быстро. Этот рост был связан с развитием московской промышленности, дальнейшим расширением торговли, превращением Москвы в крупный железнодорожный узел. Водные пути Москвы для перевозки судов в XIX веке были непригодны – Москва-река сильно обмелела и была шлюзована лишь к 1880 г. Территория Москвы в конце XIX века была ограничена окружной железной дорогой. Дорога была построена в 1903–1908 гг., а в 1917 г. определена в качестве границы города Москвы.

С 1952 г. начинается этап развития города, ознаменовавшийся выходом застройки на Теплостанскую возвышенность. Сначала в Черемушках, а после строительства метрополитана в 1958 г., единственного в Москве поднимающегося на высокий берег р. Москвы, началось освоение Очаково, Баляево, Тропарёво, Ясенево.

На протяжении почти 800 лет территория Москвы увеличивалась благодаря освоению низменных участков. С возрастанием технического прогресса появилась возможность осваивать территории приподнятые на 120 м выше уреза р. Москвы и преобразовывать рельеф под нужды городской инфраструктуры. Такое развитие Москвы в первую очередь объясняется сложностью рельефа территории города. Во-первых, Москва расположена на стыке трёх крупных физико-географических районов: Смоленско-Московской моренной возвышенности (Татаровские высоты), Москворецко-Окской морено-эрозионной равнины (Теплостанская возвышенность) и Мещёрской зандровой низменности. Основная часть современной Москвы занимает сильно расчленённые террасы р. Москвы, заболоченные территории бассейна р. Яузы и слаборасчленённую Мещёрскую зандровую низменность, третья часть города расположена на правом, сильно расчленённом возвышенном берегу р. Москвы.

Множество эрозионных долин – от оврагов до малых рек, к настоящему времени засыпано. Вместе с наличием большого количества захороненных древних построек, древние эрозионные врезы создают опасность развития суффозионных процессов. Для примера: по неустановленным причинам в 2007 г. произошел провал на Ленинском проспекте, скорее всего, связанный с древним оврагом, левым притоком полузасыпанной р. Раменки. Этот овраг был засыпан в 1966 г. во время строительства проспекта. Параллельно ему была проложена трубопроводная магистраль, прекратившая работу в 2004 г. Можно предположить, что именно действующий трубопровод поддерживал условия, при которых суффозионные процессы замедлялись. В обсохшем и растрескавшемся грунте создались условия, при которых поверхностный сток, просачиваясь под землю, за три года вынес достаточное для образования провала количество грунта. То же возможно и при провале на Большой Дмитровке в мае 1998 г, где располагались верховья древнего Успенского оврага. При этом обрушилась часть дома.

В рельефе территории современной Москвы четко прослеживается три основных высотных уровня: 1 – долинный комплекс р. Москвы с высотами в диапазоне – 117–126 м абс. – 145–170 м абс.; 2 – моренная равнина левобережья р. Москвы с плоскими слаборасчленёнными поверхностями с высотами 160–190 м абс.; 3 – средне расчленённые поверхности с высотами 175–250 м абс.

В соответствии с рельефом и потребностями города и его возможностей развитие территории Москвы имеет три этапа развития. На первом этапе – XII–XIV веках, городская территория занимала относительно возвышенные участки речных террас. Второй этап – XV–XIX вв., охарактеризовался освоением, хотя и неудобных, с точки зрения строительства, но легко доступных плоских территорий долины р. Яузы и моренной равнины на левобережье р. Москвы. В течении конца XIX в. начале XX в. территория города постепенно, используя небольшие перепады высот, выходит на правобережье р. Москвы. Третий этап – с середины XX в., при возросших технических возможностях, начинается активное освоение высокого правобережья.

Планы усадебно-парковых комплексов позволяют увидеть особый тип обустройства человека в природе. Д. С. Лихачев в одной из телевизионных передач назвал русскую усадьбу «воротами в природу», подчеркнув, тем самым, важность окружающего усадебно-парковый комплекс ландшафта. Если планы городов, особенно древнерусских, показывают как рельеф и его морфологические особенности влияли на заложение города и его эволюцию, то планы русских усадеб дают возможность увидеть как хозяин, приглашая паркоустроителей, не только встраивается в исходный рельеф, но и преобразует его в соответствии с модой, собственными вкусами и материальной выгодой, чтобы получать доход от хозяйственной деятельности.

Естественно, усадьбы различались по размерам, материальным возможностям хозяев, характеру рельефа участка, дарованного за заслуги перед правителем и Отечеством. Были грандиозные усадебно-парковые комплексы, например, Архангельское, Кусково, Кузьминки, приближающиеся к дворцово-парковым царским (императорским) резиденциям, но преобладали мелкие и средние по площади и возможностям преобразования исходного ландшафта.

В большинстве усадебно-парковых комплексов велось значительное преобразование мелких рек и ручьев, строились плотины. Это позволяло создать многочисленные пруды в оврагах и балках, например, в подмосковной усадьбе Молоди их насчитывалось свыше полутора десятков. Плотины, как правило, были земляные, в основании их закладывался валунный материал, высота их редко превышала 3–5 метров, ниже плотины, на водосборе, дно водотока мостилось глыбами и валунами. Появление в овражно-балочных системах прудов приводило к подъему местных базисов эрозии и затуханию регрессивной овражной эрозии. Пруды использовались для разведения водоплавающих птиц и рыб. Загрязнения органического происхождения и песчано-иловатые частицы, сносимые с водосбора, требовали очистки прудов, что и проводилось раз в 10–20 лет, при спуске искусственных водоемов. На речных поймах, частично или полностью затопляемых при возведении плотин использовались особенности морфологии пойм, такие как наличие нескольких уровней, тип пойм. Иногда для усиления выразительности на незатопляемых участках пойм насыпались небольшие холмики, по которым высаживалась небольшая роща, иногда с ярусом кустарников. На подобных островках возникали зоны уединения и отдыха, как в подмосковном Марфино.

В некоторых случаях (Ярополец Гончаровых, Рай-Семёновское) старицы на пойме соединялись системой каналов со шлюзами для регулирования уровня воды в каналах. Часто усадьба располагалась на высоком берегу, а обширные луговые поймы создавали замечательный «газон», созданный самой природой. Кроме возведения плотин существовали пруды-копани, иногда в приводораздельной части. Последние использовались как отстойники при фермах. Очевидно, они создавались на водоупорных грунтах – озерных глинах, моренах, что приводило к существенным загрязнениям подземных вод. Рельеф усадебно-парковых комплексов заставлял проектировщиков выбирать разные технологии – от осушения, на заболоченных территориях, с созданием антропогенных форм рельефа – валов, горок и дренажных канав, что хорошо видно в подмосковных усадьбах, встроенных в корытообразные широкие ложбины стока талых ледниковых вод (Полтево, Алмазово), до сброса вод с приводораздельных пространств.

Рельеф усадебно-парковых комплексов долинный, поэтому морфология долин разных порядков, его расчленение овражно-балочной сетью, послужило основой для проектирования усадебно-парковых комплексов, что показано в работе О. А. Борсука и В. Н. Топориной [3]. Роль рельефа во встраивании русских усадеб в рельеф рассматривалась в капитальных работах А. П. Вергунова и В. А. Горохова [5], а так же в монографической работе «Культурный ландшафт как объект наследия» под редакцией Ю. А. Веденина и М. Е. Кулешовой [6].

Особо отметим роль «зеленых рельефов», т. е. растительности, которая по высоте древостоя так же создает и силуэтную, и объемную части – уравновешивая, либо контрастируя с рельефом, а иногда усиливая его выразительность. Примером может служить роща на вершине одиночного холма или гряды на фоне монотонного рельефа.

Важна колористика рельефа, которая меняется по временам суток, в зависимости от освещения, сезона года, особенностей растительного покрова. Российские паркоустроители, начиная с А. Т. Болотова широко использовали древесно-кустарниковые «занавеси», создавая многоплановость, акцентируя внимание с помощью аллей, полей на тех или иных объектах ландшафта.

Кроме эстетической задачи решалась и чисто прагматическая, по перегибам склонов, вдоль оврагов шли аллеи. Деревья своими корневыми системами сдерживали процессы плоскостного смыва, подчеркивали пластику рельефа.

Усадебно-парковые ландшафты часто привязаны к видовым точкам и площадкам, откуда открывались виды на окружающие пространства. Понятна роль усадебно-парковых комплексов в формировании культуры «золотого века» в искусстве. Возможно, что угасание, исчезновение русской усадьбы нашло отражение в «серебряном веке» нашей культуры, уход от природы и ностальгия над ней.

Подведем некоторые итоги. Русские города и усадьбы достаточно полно осваивают и встраиваются в рельеф. Город – бегство от природы, усадьба – возвращение в природу. Для любого

исторического города характерна многофункциональность, зонирование территории по функциям: административный центр, торгово-ремесленные, образовательно-культурные объекты. Русская усадьба – сельскохозяйственные функции, мануфактуры, различные промыслы и значительные по площади зоны отдыха – вдохновения (вдохновляющие ресурсы). Город – ярмарка тщеславий, бурлящий котел разнообразных страт, усадьба – камерное поселение, гнездо, как иногда ее называют.

Рельеф города, как правило, в процессе эволюции, сглаживается, выделяются отдельные ярусы-ступени, усадебно-парковые комплексы в процессе преобразования исходной территории усиливают природные особенности рельефа, подчеркивая его выразительность.

Литература

1. Николаев В. А. Ландшафтоведение: Эстетика и дизайн. М.: Аспект Пресс, 2003. 176 с.
2. Ковалев С. Н. Овражно-балочные системы в городах // ООО «ПринтКоВ». М.: 2011. 137 с.
3. Борсук О. А., Топорина В. Н. Влияние структуры речной сети на архитектурно-планировочные решения усадебных комплексов Подмосковья // V Международная научно-практическая конференция «Экология речных бассейнов». Владимир, ВГУ, 2007. с. 121–126.
4. Борсук О. А., Ковалев С. Н. Закономерности строения эрозионно-руслевой сети и их использование в градостроительстве // Маккавеевские чтения 2011. М.: Географический факультет МГУ, 2012. С. 79–88.
5. Вергунов А. П., Горохов В. А. Вертоград: садово-парковое искусство России (от истоков до начала XX века). М.: Культура, 1996. 431 с.
6. Культурный ландшафт как объект наследия / Под ред. Ю.А.Веденина, М.Е.Кулешовой. М.: Институт Наследия; СПб: Дмитрий Булавин, 2007. 620 с.
7. Лихачева Э. А., Тимофеев М. П., Жидков М. П. Город – экосистема М.: ИГРАН. 1997. 280 с.
8. Мокеев Г. Я., Щенков А. С. Русское градостроительное искусство / Планировка городов. <http://www.rels.obninsk.com/Rels/Limited/Um/archit>. 2004. 220 с.
9. Тихомиров М. Н. Древняя Москва. XII-XV вв.; Средневековая Россия на международных путях. XIV-XV вв. // М.: Московский рабочий. 1992. 320 с.

КРАСОТА ТЕМАТИЧЕСКИХ КАРТ КАК КРИТЕРИЙ ОБЪЕКТИВНОГО ОТОБРАЖЕНИЯ ДЕЙСТВИТЕЛЬНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ)

В. В. Бутвиловский

Лейбниц-Институт полимерных исследований, Германия; КузГПА, Россия,
wladimirbutwilowski@googlemail.com

THE BEAUTY OF THEMATIC MAPS AS A MEASURE FOR OBJECTIVE REPRESENTATION OF REALITY (USING THE EXAMPLE OF GEOMORPHOLOGICAL MAPS)

V. V. Butvilovsky

Leibniz Institute of Polymer Research Dresden, Germany; KusGPA, Russia,
wladimirbutwilowski@googlemail.com

Наука – комплекс точных знаний о предмете исследования. Их достоверность оценивается через их адекватность окружающей реальности и успешную практическую реализацию. При этом важными атрибутами научных знаний являются «польза», «простота» и «красота». По крайней мере, так было и должно все-таки быть! Эти атрибуты взаимосвязаны и свойственны только истинным знаниям. Они являются показателями правильности результатов исследований и оценкой гармонии, существующей в природе. «Поиски прекрасного приводят к тому же выбору, что и поиски полезного» – говорит Анри Пуанкаре.

Поэтому речь пойдет о красоте научных результатов, о которой в геологии и геоморфологии говорят, на мой взгляд, явно недостаточно. Даже выделив «эстетическую геоморфологию» как важнейшее научное направление [1, 2, 3, и др.], суть её, в принципе, свели к описанию красоты природных и искусственных ландшафтов (пейзажей). Но эстетику ландшафтов достаточно давно и успешно оценивают ландшафтоведы и дизайнеры. Поэтому не следует «побираться» на чужой ниве. Сфера собственно геоморфологических исследований достаточно обширна и имеет множество проблем, которые и следует решать. Более уместно было бы оценивать красоту геолого-геоморфологических теорий, выводов и структурных построений; и здесь у геоморфологов и геологов непочатый край работы.

Известно, что результаты геолого-геоморфологических работ наиболее наглядно, полно и компактно могут быть представлены на картах. Карты являются синтезом информации, средством коммуникации и одной из основ познания, управления и мониторинга. Как говорится, «все, что дела-

ется в геологии, делается либо для карты, либо на основе карты» [4, с. 147]. Картографирование – это особый метод представления информации, с помощью которого точно и наглядно отражается некоторое пространство и дополнительные возможности его познания. Иначе говоря, карта – средство и способ рассказа о предмете картирования, наглядно и образно выражающие суть предмета. Этот способ основывается на особом картографическом языке, лексика которого использует цветовую палитру, геометрические элементы и знаки. В результате информация о предмете приобретает вид особой картины, которая всегда воспринимается и в эмоционально-эстетическом аспекте: от красивой до безобразной. Но нужно ли оценивать картографические изображения с этих позиций? Обязательно!

Считается, что помимо своего прямого назначения, карты могут быть и произведениями искусства. Утверждается, что эстетика карты проявляется в её композиции, выборе шрифта, чистоте исполнения, в сюжетных изображениях и декоративных картушах. Само слово карта (как и картуш) имеет тот же корень, что и слово картина. Говорят, что географические карты – самая ранняя форма информационного дизайна, и карты являются источником визуального творчества. Однако на примере нового семитомного издания (<http://www.amazon.com/dp/>) видно, что данное картографическое творчество не затрагивает сути и красоты собственно закартированных природных систем, а являет собой разноцветные фантазии визуальных экспериментаторов, меняющих форму и содержание уже имеющихся карт, иногда самым причудливым образом (<http://www.amazon.com/dp/>). К красоте собственно карт эти изображения вряд ли имеют отношение.

Оценка красоты и совершенства результатов интуитивно используется при выборе наиболее приемлемого решения и является важным показателем истинности знаний (<http://trendclub.ru/4067>). Без достаточно развитого эстетического чувства, подчеркивает Пуанкаре, никто никогда не станет крупным творцом в науке. Но что же такое красота? В философии «красота» – это эстетическая категория, обозначающая совершенство, гармоничное сочетание элементов объекта, при котором последний вызывает у наблюдателя эстетическое наслаждение (<http://ru.wikipedia.org/wiki/>). Понятие красоты близко понятию прекрасного, с той разницей, что последнее – это высшая (абсолютная) степень красоты. Прекрасное всегда связано с понятием эстетического идеала, сущностью которого является выразительная форма, к какой бы области действительности она не относилась [5]. Главный атрибут прекрасного – гармония: согласованность, упорядоченность и уравновешенность разнородных элементов. Эта категория отражает закономерный характер развития реальности, внутреннюю и внешнюю согласованность, цельность и соразмерность содержания и формы. Противоположностью красоты является «безобразие», которое определяется как нарушение и (или) искажение некоторого идеального образа или меры. Само по себе слово «безобразное» означает «отсутствие образа», то есть нечто хаотичное, бесформенное; это понятие, производное от деструкции (разрушения), неточности, неправильности, искажения. По мнению немецкого философа Иоганна Розенкранца, развитие идеи прекрасного делает неизбежным анализ и безобразного.

Идеалисты считают прекрасное необъективным, свойственным субъективному воображению и восприятию человека. Материалисты полагают, что прекрасное является объективным свойством действительности. Считаю, что не следует противопоставлять эти точки зрения друг другу. Объективная основа у красоты имеется и проявляется в так называемых универсальных канонах или законах красоты: гармонии, симметрии, соразмерности, порядке и др. С другой стороны, восприятие и оценка красоты во многом субъективна и подвержена влиянию индивидуального, национального и социального вкуса и культуры. Обо всём этом замечательно сказал Иван Ефремов в своем романе «Лезвие бритвы»: «Красота существует как объективная реальность, а не создается в мыслях и чувствах человека... Это наивысшая степень целесообразности, степень гармонического соответствия и сочетания противоречивых элементов во всяком устройстве, во всякой вещи, всяком организме. А восприятие красоты нельзя никак иначе себе представить, как инстинктивное. Иначе говоря, закрепившееся в подсознательной памяти человека... Поэтому каждая красивая линия, форма, сочетание – это целесообразное решение, выработанное природой за миллионы лет естественного отбора или найденное человеком в его поисках прекрасного, т.е. наиболее правильного для данной вещи. Красота и есть та выравнивающая хаос общая закономерность, великая середина в целесообразной универсальности, всесторонне привлекательная... Главное, что я хотел сказать, это то, что существует объективная реальность, воспринимаемая нами как безусловная красота. Воспринимаемая каждым, без различия пола, возраста и профессии, образовательного ценза и тому подобных условных делений людей. Есть и другая красота – это уже личные вкусы каждого. Мне кажется, что вы, художники, больше всего надеетесь именно на эту красоту второго рода, пытаетесь выдавать ее, вольно или невольно, за ту подлинную красоту, которая, собственно, и должна быть целью настоящего художника. Тот, кто владеет ею, становится классиком... Он близок и понятен всем и каждому, он действительно является собирателем красоты, исполняя самую великую задачу человечества после того, как оно накормлено, одето и вылечено... даже и наравне с этими первыми задачами! Тайна красоты лежит в самой глубине нашего существа, и потому для ее разгадки нужна биологическая основа психологии – психофизиология».

Каковы же количественные и качественные показатели красоты, можно ли измерить или сосчитать ее величину? В математике, к примеру, результат считается красивым, если из малого числа условий удастся получить общие заключения, относящиеся к широкому кругу объектов. Полагают, что величина красоты тем больше, чем меньше степень сложности математического объекта (по Г. Биркгофу: $M=O/C$, где M – величина красоты объекта, O – величина порядка, C – величина усилий, затрачиваемых для понимания сущности объекта) или чем проще наглядная модель объекта (по В. Г. Болтянскому: *красота = наглядность + неожиданность + простота + универсальность + ...*). Указанные признаки красивого объекта сформулированы не вполне четко, что объясняется их неполной осознаваемостью. Эксперименты В. А. Филина показали, что красивым или некрасивым любой предмет «делает» не абстрактный эстетический вкус, а конкретные физиологические реакции, общие для людей (<http://www.ogoniok.com/4906/20/>). Чувство прекрасного вполне рационально и имеет биологическую основу. К сожалению, много вещей, которые не вызывают ощущения гармонии, навязаны людям как культурный «багаж». Биолог С. В. Савельев считает, что нужно отфильтровать то, что является красотой с биологической точки зрения, от наносного, пропагандируемого (<http://rusrep.ru/2010/06/savelev/>). Тогда останется то, что предпочтительно. Проблема заключается в том, что наши предпочтения еще не формализованы. С. В. Савельев утверждает, что их формализацией пока никто серьезно не занимался, а люди от искусства не хотят таких исследований. Ведь более объективная оценка не позволит им выдавать за высокое искусство нечто по своему усмотрению и наживаться на этом.

Я считаю, что красота как совокупность разнообразных, симметричных, закономерно упорядоченных элементов внешнего проявления (форм) имеет объективную основу и может тем самым оцениваться показателями разнообразия, симметрии, размерности, последовательности, упорядоченности. Но как и любое другое объективное она воспринимается-ощущается человеком субъективно. Иначе говоря, красота является своего рода симбиозом субъективного и объективного. Ощущение красоты – это позитивно-радостное и полезно-приятное состояние индивида, возникающее при зрительном, слуховом, информационно-логическом и другом восприятии вещей или действий. В природе имеется множество того, что может быть нами воспринято как прекрасное, если его проявление разнообразно, упорядочено, «разноцветно», симметрично, соразмерно, понятно, знакомо, полезно и, тем самым, восприимчиво без негативного ощущения безобразности, бессмысленности и нецелесообразности... Приятным оно может быть, если восприятие вещи нетрудное, имеет элементы новизны, возбуждает интерес, мечты, раздумья, желание ощущать вещь снова и снова, – и при этом в течение некоторого времени не вызывает в наших чувствах и сознании усталости, смятения, сомнения, перенапряжения, психофизиологического неприятия.

И простота, и полезность, и красота есть критерии оценки вещей и явлений соответственно нашей биологической сущности, стремящейся получать от жизни физическое и духовное удовлетворение и радость. В природе проявляются порядок и хаос, закономерное и случайное, возможное и необходимое, простое и запутанное, которые мы воспринимаем всегда эмоционально, преломляя через свои духовно-биологические потребности и интересы. Чем точнее природные системы следуют направляющим законам их развития, тем более красивыми кажутся нашему восприятию формы их внешнего проявления. Нарушение законов и создаваемой ими гармонии пропорций, размеров и форм воспринимается нами чисто психологически как аномалия и уродство, вызывая негативные чувства. Любая вещь в нашем восприятии имеет величину красоты и (или) величину безобразия.

Считаю, что показатели красоты надо разделить на две группы: 1. исходящие из визуальных свойств объекта и обусловленные законами его образования и развития (симметрия и асимметрия, оригинальность и изоморфизм, упорядоченность и разнообразие, соразмерность и иерархия элементов, их фрактальность и геометрическая правильность); 2. исходящие из свойств индивида и обусловленные его физиологией и опытом (интересы и духовно-физиологическое состояние индивида, существующие в его сознании идеальные образы и стереотипы, легкость и быстрота восприятия элементов и их совокупности, вызванные ими позитивные и негативные эмоционально-экспрессивные, аффилиативные и ассоциативные ощущения).

Для определения субъективных показателей красоты и предрасположенности к ее восприятию нужны дополнительные психофизиологические исследования. Однако визуальные свойства вещей можно выявлять, представлять, измерять и оценивать уже при работе с природными объектами, создавая тем самым объективные предпосылки для их эстетического восприятия. Иначе говоря, максимально выявлять столько красоты в объекте, сколько в нем действительно имеется: через запечатленную в нем структуру и функцию искать и обосновывать красивое, замечать и объяснять безобразное. Особенно ярко всё это может быть выражено в оценке симметрии и порядка. Именно симметрия лежит в основе структуры и функции вещей и обусловлена законами их образования и развития. Асимметрия выражает индивидуальность, она связана с условиями реализации природных законов в том или ином конкретном объекте или явлении. Для оценки симметричности (правильности) плоских геометрических фигур, которые и предоставляют нашему обозрению картографические картины, установлена интегральная характеристика формы плоской области (коэф-

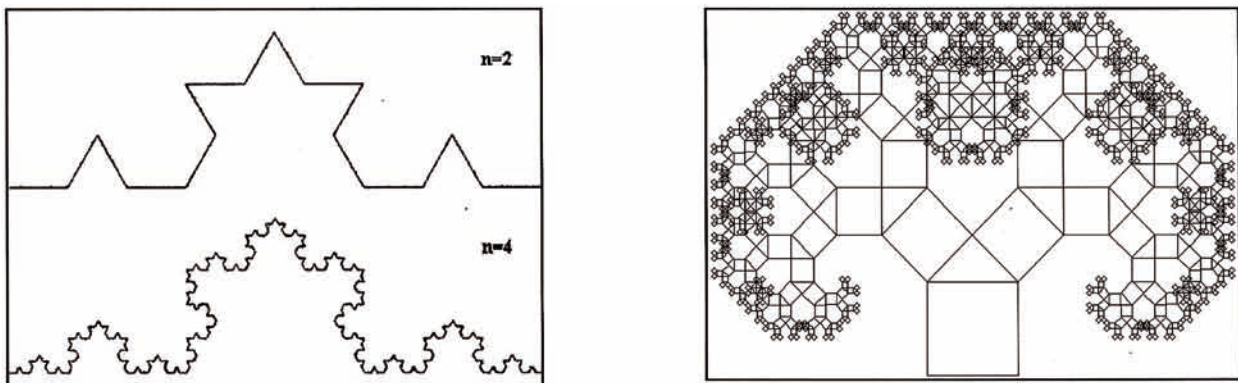


Рис. 1. Кривая Коха и «дерево Пифагора»: простые фрактальные функции

фициент формы) и получены расчетные формулы для определения и оценки коэффициента формы простых и сложных фигур [6]. Иначе говоря, количественная оценка симметрии, соразмерности, упорядоченности, разнообразия, геометрической правильности и т.д. возможна и подсчитываема для любой карты и всех ее элементов.

Идеи симметрии и порядка активно пытаются применить и в геоморфологии [7, 8, 9, и др.]. Но эти попытки во многом не доработаны и, на мой взгляд, обречены на неудачу, потому как нет возможности правильно применять учения о симметрии и порядке, не формализовав элементарные понятия и методику исследований и не имея тем самым точных знаний о структуре и кинематике рельефа, о законах его образования и развития. Поэтому утверждения о том, что рельеф в целом представляет собой царство диссимметричных форм [7, 9], являют собой нонсенс и следуют из непонимания и симметрии, и рельефообразования.

Как математическое описание латеральной структуры рельефа вполне применима, на мой взгляд, теория фрактальности, позволяющая правильно соблюсти разномасштабную иерархию и соразмерность элементов рельефа, учесть симметрию и асимметрию их форм, порядок и последовательность. Для возникновения фрактальной (фрагментарной) структуры рельефа всегда имеются предпосылки [10, рис. 65]. К примеру, денудационное развитие приводит к тому, что из-за неравномерного латерального отступления склонов на различных профилях сноса рельеф почти повсеместно приобретает фрактальную латеральную структуру [10, рис. 58]. Она обычно соответствует так называемым стохастическим фракталам, возникающим при осложнении процесса развития случайными изменениями некоторых его параметров и условий реализации. Таким образом формируется множество природных объектов: симметричные и асимметричные деревья, изрезанные береговые линии, разветвленная гидросеть и т.д. Представить себе структуру фрактала можно на примере береговой линии: издали она имеет вид кривой, однако при приближении у кривой появляются другие неровности, и сколько не приближай взгляд, выявляются всё новые и меньшие (рис. 1).

Следует отметить также и то, что в ходе своего образования и развития рельеф вынужден приобрести и приобретает не только разнообразную фрактальную структуру по латерали и вертикали, но и симметрию своих элементов, их соразмерность, геометрическую правильность и пространственную упорядоченность, выраженную строго закономерными морфологическими, парагенетическими и хронологическими последовательностями геоморфологических элементов и их совокупностей. Иначе говоря, рельеф некой территории приобретает в достаточном количестве всё то, что создает объективную основу для визуального восприятия его структуры красивой, гармоничной и совершенной.

Причины и следствия, кинематика и динамика, условия и возможности, законы и принципы образования и развития рельефа установлены, обоснованы и изложены в специальной монографии [10 и др.], к которой и отсылаю читателя. В ней же обосновано также и то, что локальные нарушения (читай: уродства) симметрии, формы, последовательности элементов рельефа, обусловленные сейсмо-тектоническими разрывами, гравитационными отторжениями, эрозионными подрезами, техногенными выемками и др., либо уничтожаются в ходе дальнейшего развития, либо преобразовываются в меньшие, геометрические правильные (читай: красивые) фрагменты. Тем самым рельеф, как и многие другие природные системы, постоянно совершенствует свою красоту и ликвидирует или преобразует возникающие нарушения своей гармонии. Как правило, эти нарушения (безобразия) локальны и преходящи, а в целом рельеф и его морфоструктура должны быть исключительно разнообразны и неповторимо красивы. Отсюда следует вывод: если генетическая и хронологическая структура рельефа выявлена и закартирована правильно, то она почти везде и почти всегда гармонична и как картографическая картина обязательно красива.

Ранее предложенные подходы и методы геоморфологического картирования не позволяют в полной мере выявлять структуру и функцию рельефа, поэтому со стороны геологов-съёмщиков продолжает «сохраняться скептическое отношение к геоморфологии и ее возможностям в решении

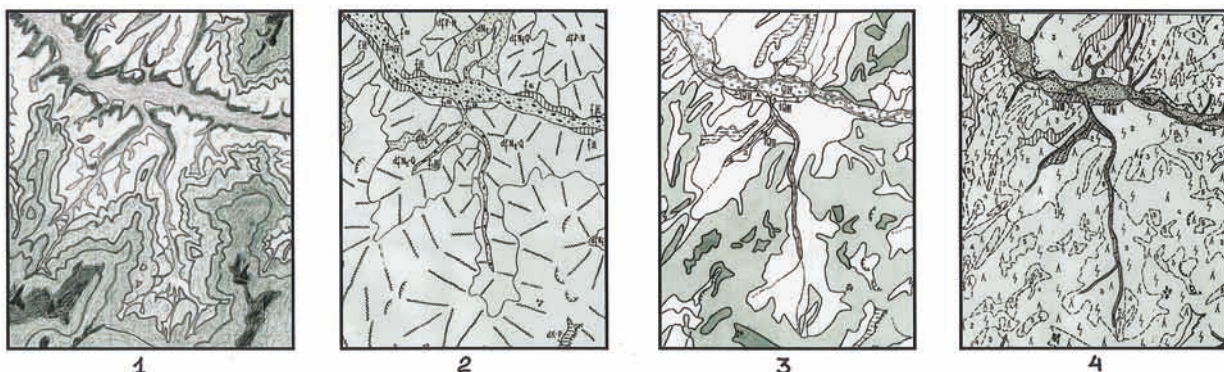


Рис. 2. Геоморфологические карты на одну и ту же площадь, составленные по разным легендам и принципам картирования: 1. по легенде В. В. Бутвиловского [10]; 2. по легенде Г. С. Ганешина [11]; 3. по Международной легенде [11]; 4. по легенде Н. В. Башениной [11]

геологических задач» [11, с. 69]. Следует согласиться с Н. А. Флоренсовым [7], что создававшаяся ситуация обусловлена несовершенством теории и методологии геоморфологии. Для правильного выявления и представления структуры рельефа разработаны альтернативные принципы и методика геоморфологического картирования [10 и др.]. Их теоретической основой являются: 1. определение исходных элементов рельефа; 2. законы и процессы образования и развития этих элементов; 3. теория морфогенеза и морфостратиграфии; 4. морфографические и морфогенетические классификации; 5. морфостратиграфические классификации. Строгие определения терминов понятийного аппарата, аксиомы, точные законы образования и развития рельефа, принципы анализа, синтеза и синхронизации его элементов позволяют вести геоморфологическое картирование достаточно объективно, а новые легенды и организация картографического языка – представлять гармонию структуры и функции рельефа более красивыми картографическими картинками. Создаваемые на этой основе геоморфологические карты обладают не только большей объективностью и информативностью, но большей гармонией, красотой и изяществом, в чем убеждает их сравнение с картами, построенными на основе других методов и легенд (рис. 2).

Литература

1. Любимов Б. П. Об относительности строгих рамок и определение терминов свойств рельефа: экологических, инженерных, эстетических // Геоморфология. 2005, № 1. С. 19-23.
2. Уфимцев Г. Ф. Гималайская тетрадь. (Очерки морфотектоники и геоморфологии Евразии). Москва: Научный мир, 2005. 303 с.
3. Кичигин А. Н., Колбовский Е. Ю., Лихачева Э. А. Величественный рельеф природы // Геоморфология. 2006, № 4. С. 107-113.
4. Салин Ю. С. К истокам геологии. Хабаровск, 1989. 257 с.
5. Лосев А. Ф. Диалектика художественной формы. 1-е изд. М.: Изд-е автора, 1927.
6. Коробко В. И., Коробко А. В. Количественная оценка симметрии. М.: Изд-во АСВ. 2008. 128 с.
7. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
8. Ласточкин А. Н. Морфодинамическая концепция общей геоморфологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 220 с.
9. Уфимцев Г. Ф. Очерки теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1994. 123 с.
10. Бутвиловский В. В. Введение в теоретическую геоморфологию – альтернативные представления. Новокузнецк: Изд-во КузГПА, 2009. 185 с.
11. Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978. 240 с.

СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА

Л. К. Веселова

Казахский национальный университет им. аль-Фараби, Алматы, Казахстан, bek.rt@mail.ru

MODERN TRENDS OF GEOMORPHOLOGICAL MAPPING INTERMOUNTAIN BASINS OF THE CENTRAL ASIAN MOUNTAIN BELT

L. K. Veselova

al-Faraby Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan, bek.rt@mail.ru

В геоморфологических исследованиях горных территорий все больше внимание уделяется созданию картографических моделей природных и природно-антропогенных процессов и явлений – составной части информационного обеспечения их устойчивого развития.

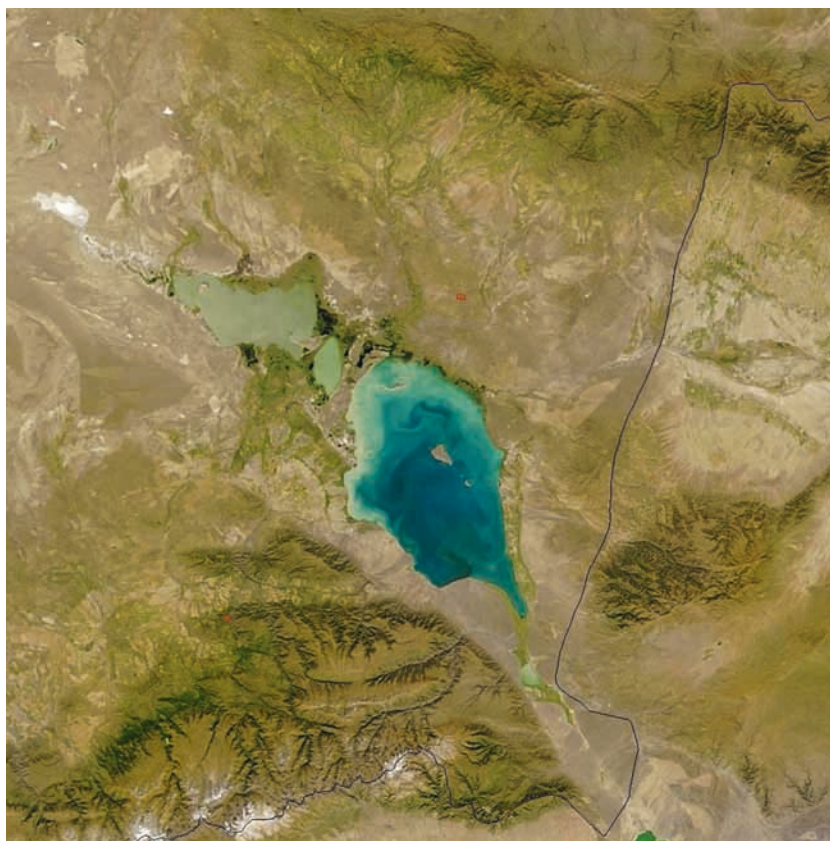


Рис. 1. Космический снимок Алакольской впадины

Наиболее освоенными территориями Центрально-Азиатского горного пояса в пределах Казахстана являются межгорные впадины: Илийская Алакольская, Зайсанская. Моделью достаточно изученной межгорной впадины может быть Алакольская впадина, разделяющая горные массивы Саур-Тарбагатая и Джунгарского Алатау [1]. На востоке она ограничена хребтами Барлык и Майли, а на западе от Балхашской впадины ее отделяет кольцевая (метеоритная) структура горных поднятий Арганаты – Аркалы. В наиболее пониженной центральной части (347–350 м) расположены озера Алаколь, Сасыкколь, Уялы и Жаланашколь. К подножью хребтов абсолютная высота поверхности впадины увеличивается до 700–800 м. (рис. 1)

Основными типами рельефа являются озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-

пролювиальные равнины, сложенные четвертичными глинами, суглинками, песками, валунно-галечниками, которые залегают на песчано-глинистых отложениях неогена.

Над их поверхностью возвышаются массивы песков (Каракум, Сарыкум, Биккум, Бармаккум) и изолированные возвышенности, сложенные породами палеозоя (горы Сиректау, Каржбай, Жайтобе, Аркалы, Арганаты). На юго-востоке Джунгарские ворота (шириной около 10 км) соединяют Алакольскую впадину с впадиной оз. Эби-Нур (КНР).

В тектоническом отношении Алакольская впадина – неотектоническая грабен – синклинорий, состоящий из системы блоков, ограниченных разломами северо-западного простирания: Алакольско-Джунгарский, Аягузско-Барлыкский, Эмельский и другие региональные разломы. Центральная часть впадины соответствует Сасыкольско-Алакольскому поднятию, сводовые части которого поднимаются до высоты 400–496 м в виде цепочки островов: Улькен – Аралтобе, Бала – Арал-Тюбе и др. [2] По данным геодезических исследований, в настоящее время происходят дифференцированные тектонические поднятия отдельных структурных блоков, что является одним из факторов развития процессов экзоморфогенеза в пространстве и времени.

Современные процессы экзоморфогенеза, их площадное распространение и интенсивность отражены на составленных картах Алакольской впадины: геоморфологические системы современных процессов экзоморфогенеза; флювиальные процессы и формы рельефа; эоловые процессы и формы рельефа; карта динамики береговой зоны озера Алаколь; оценочные карты проявления интенсивности эоловых процессов. Карты экзодинамических процессов Алакольской впадины являются составной частью комплекса эколого-геоморфологических карт. Создание их основано на принципах системного подхода.

В основу составления указанных карт положены материалы многолетних полевых геоморфологических съемок, данные дешифрирования аэро- и космоснимков, результаты картометрического анализа топографических карт прошлых лет издания. Непосредственно при составлении карт процессов экзоморфодинамики использовались современные технологии картографирования.

В комплексе современных процессов рельефообразования Алакольской межгорной впадины основными являются флювиальные, эоловые и озерные [3]. Интенсивность развития их в последние десятилетия возрастает в связи с нерациональным использованием природных ресурсов и природных условий (строительство нефтепровода в Китай; плохое состояние дорог республиканского и международного значения, в частности, Алматы – Урумчи; часто необоснованное строительство домов отдыха и туристских баз в береговой зоне озера Алаколь, расширение комплекса курорта Барлык-Арасан; нарушение положений об охране природы в Алакольском государственном заповеднике).

Распространенность, характер и активность процессов экзоморфодинамики определяются местными условиями и факторами, регулируемыми ход и направленность процессов. Распределение

процессов внутри впадины отличается определенными закономерностями. Это связано с палеогеографическими условиями формирования впадин в неоген-четвертичное время [2].

Несмотря на положение Алакольской впадины в аридной зоне, на ее территории широко развиты флювиальные процессы. Активность обусловлена наличием хорошо развитой гидрографической сети. Это система постоянных и временных водотоков, бассейны которых сосредоточены в Джунгарском Алатау (реки Тентек, Ргайты, Жаманты, Токты и др.) и в Саур-Тарбагатае (реки Ай, Тансык, Каракол, Урджар, Эмель). Хорошо выражена дифференциация флювиальных процессов внутри впадины: в пределах средне-верхнечетвертичных конусов выноса преобладают процессы русловой эрозии, по их периферии – процессы аккумуляции.

В строении речных долин хорошо выражены поймы низкого и высокого уровней и комплекс 4-х надпойменных террас. На коренных склонах реки Ргайты, сложенных озерными отложениями нижне-четвертичного возраста, интенсивно развиваются гравитационно-склоновые процессы.

На территории впадины также широко распространена антропогенная флювиальная система, представленная густой сетью водозаборных и распределительных гидротехнических сооружений, используемых в целях орошения, это магистральные каналы Казамбас, Обышевский Тоган и многочисленные оросительные арыки. Антропогенное воздействие способствует развитию процессов заболачивания, засоления, ускоренной эрозии.

Ускоренная эрозия чрезвычайно интенсивна на конусах выноса аллювиально-пролювиальных равнин на севере и юге Алакольской впадины, где расположены массивы орошаемых земель.

Золовые процессы рельефообразования активно развиваются на западе и востоке впадины, где сосредоточены основные песчаные массивы: бугристые, бугристо-грядовые, грядовые пески. Они сформировались в среднечетвертичное время в результате интенсивного развевания более древних, палеоген-неогеновых и нижнечетвертичных аллювиальных, озерных и озерно-аллювиальных отложений. Усиление аридизации климата в голоцене способствовало увеличению их площадей. Пески кварцево-полевошпатовые, в гранулометрическом составе которых преобладает (до 92%) фракция 0,25–0,1 мм. Золовой переработке подвержен слой песка от 10 до 20 м [3].

Наиболее крупные песчаные массивы сосредоточены в западной части впадины: Каракум – 1382 км², Таскаракум – 857 км², Сарыкум – 742 км². На востоке пески образуют небольшие массивы: Бийкум – 301 км², Бармаккум – 471 км², Умбеткосай – шагыл – 345 км².

Изучение золовых форм рельефа данных массивов показало, что процессы золовой аккумуляции и дефляции не вызывают изменение площади каждого из массивов.

Повсеместно в Алакольской впадине развита дефляция почв – один из негативных эколого-геоморфологических процессов, чему способствуют как природные, так антропогенные факторы рельефообразования.

Развитие золовых процессов происходит непрерывно, с разной степенью интенсивности. Осуществлена попытка оценки интенсивности золовых процессов в Алакольской впадине, определен коэффициент интенсивности золового морфогенеза для составления оценочной модели.

Данные анализа составленной карты свидетельствуют о следующем:

- золовый морфогенез отличается динамичностью и устойчивостью на протяжении всего года;
- по направленности проявления золовых процессов, обусловленной, в первую очередь, силой ветра, как главным фактором морфогенеза, поведено районирование территории впадины. Районы преобладающей дефляции Тансык и Жаланашколь, среднегодовая скорость ветра от 2,0 до 4,0 м/сек; район преобладающей аккумуляции Урджар, среднегодовая скорость ветра менее 2,0 м/сек.

Коэффициент интенсивности дефляции изменяется от 0,28 (Бахты) до 8,6 (Тансык). На большей территории впадины коэффициент интенсивности золовых процессов колеблется от 2,1 до 4,9.

Таким образом, земельные ресурсы Алакольской впадины подвержены интенсивным процессам дефляции.

Особого внимания требуют вопросы изучения и картографирования развития озерных процессов в береговой зоне Алаколя. Это связано, прежде всего, с уникальностью происходящих явлений – подъемов уровня воды в условиях усиления аридности климата.

Рельеф побережья озера характеризуется большой динамичностью, особенности которой определяются интенсивной деятельностью аккумулятивно-абразионных процессов, колебаниями уровня режима, как внутригодовыми, так и многолетними. Развитие берегов протекает в условиях непрерывных колебаний уровня, в обстановке интенсивной гидродинамики, обусловленной местными климатическими и гидрологическими особенностями [4]. Вследствие этого происходит постоянное расширение водной акватории и отступление берегов вглубь суши. Подъем уровня воды наблюдается и в настоящее время. Это подтверждается проведенными научными исследованиями и данными фондовых материалов.

Анализ картографического материала (топографические карты масштаба 1 : 200 000, 1 : 500 000, 1943 – 1990 гг.; космоснимков) дало возможность по характеру и положению береговой линии проследить динамику береговой зоны во времени и пространстве.



Рис. 2. Абразионный берег оз. Алаколь у пос. Коктума

В результате исследования процессов рельефообразования береговой зоны озера Алаколь и факторов их образования, была создана картографическая модель динамики береговой зоны юго-западного района озера Алаколь в масштаба 1 : 100 000.

За этот период (1943 – 2000 гг.) уровень воды в озере повысился на 8 м. Максимальное повышение в 4 м было зафиксировано в 1969 году, в начале XXI века – около 1 м. Наибольшие изменения береговой зоны происходят в пределах юго-западного района озера Алаколь. Чрезвычайно активны процессы абразии в районе пос. Коктума, морфологическим выражением чего является наличие абразионного уступа высотой до 8 м (рис. 2). В результате разрушительной работы волн у основания абразионного уступа формируются волноприбойные ниши, висячие овраги, осыпи. Одновременно с увеличением поступления наносов на береговой склон возрастает интенсивность аккумулятивных процессов, что проявляется в росте галечниковых кос (Искара, Кызылагаш и др.)

Уникальность явления – устойчивое повышение уровня воды в озере Алаколь, – на наш взгляд, связано, прежде всего, с современными тектоническими поднятиями морфоструктур в зоне глубинного Джунгарского разлома.

В заключение отметим, что основная закономерность современной экзоморфодинамики территории Алакольской впадины проявляется в направленном увеличении доли эоловых процессов и сокращении площадей развития озерных и флювиальных процессов. Это достаточно хорошо фиксируется на космических снимках высокого разрешения, которые могут быть положены в основу составления карт экзоморфодинамики с последующей оценкой интенсивности проявления рельефообразующих процессов.

Литература

1. Веселова Л. К. Пространственно-временные закономерности морфолитогенеза межгорных впадин Центральной Азии // Актуальные проблемы геосистем аридных территорий. Алматы, 2003. С. 5–9.
2. Диденко-Кислицина Л. К. Кайнозой Юго-Восточного Казахстана. Алматы, 2006. 90 с.
3. Веселова Л. К. Морфоскульптура гор Юго-Восточного Казахстана // Современные рельефообразующие процессы на территории Казахстана. Алма-Ата, 1988. С. 25–29
4. Казанская Е. А. Современная динамика берегов озера Алаколь и Жаланашколь // Геоморфология. 1973, № 3. С. 56–60.

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ
АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ (НА ПРИМЕРЕ «ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000/3»)***А. Г. Зинченко*

ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамбаерга, Санкт-Петербург. anna_zinchenko@mail.ru

**PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF THE RUSSIAN ARCTIC SHELF
(ON EXAMPLE «GOSGEOLKARTA-1000/3»)***A. G. Zinchenko*

I.S.Gramberg's All-Russia Geological Institute for Geology and Mineral Resources of World Ocean (VNIIOkeangeologia), St.-Petersburg, Russia. anna_zinchenko@mail.ru

К настоящему времени практически весь арктический шельф России покрыт листами Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000. Часть из них, главным образом, листы Баренцево-Карской серии, относятся уже к третьему поколению («Госгеолкарта-1000/3»). Впервые в практике Госгеолкарты осуществляется картографирование Арктического глубоководного бассейна, так в процессе составления находятся листы Океанской серии, охватывающие примыкающую к российскому шельфу область океанических поднятий. Эти листы хотя и не имеют статуса Госгеолкарты, но составляются на основе тех же нормативно-методических документов. В комплекте каждого листа имеется геоморфологическая карта масштаба 1:1 000 000 или схема масштаба 1:2 500 000, составленные по аналитическому принципу. В результате уточнено строение дна на больших площадях, выявлены новые объекты. Но, несмотря на значительный объем проделанной работы, она во многом все еще носит экспериментальный характер. Опыт ее насчитывает всего лишь около тридцати лет. На большей части площади геоморфологическое картографирование для целей Госгеолкарты осуществляется впервые, с привлечением вновь полученных материалов и методик. Вследствие этих обстоятельств исполнители сталкиваются с рядом трудностей. Среди проблем мелкомасштабного геоморфологического картографирования арктического шельфа можно выделить как общие, в равной степени касающиеся всех листов, так и специфические для отдельных листов и их групп (например, включающих одновременно сушу и море), а также для определенных серий и регионов. К проблемам первой группы относятся организационно-методические, вызванные недостатком исходных материалов, крайне сжатыми сроками составления листов, малым количеством специалистов, нарушением этапности работ, недоработками в их нормативно-методическом обеспечении, несогласованность действий исполнителей и др.

Недостаток исходных материалов связан не только с недостаточной и неравномерной геолого-геофизической изученностью территории, но и сложностями в получении данных принадлежащих разным организациям. Важнейшей составляющей проблемы является отсутствие единой сертифицированной батиметрической основы на площадь арктического шельфа. В качестве батиметрических основ отдельных листов разными организациями привлекаются разнородные материалы, что неминуемо сказывается на результатах работ по конкретным листам, а также крайне затрудняет увязку листов между собой и создание обзорных карт отдельных регионов и шельфа в целом. Не единичны случаи, когда основа появляется в распоряжении исполнителей со значительным опозданием против принятой схемы производства работ. Это делает невозможным составление опережающей предварительной геоморфологической аналитической карты по системно-морфологическому принципу (карты-основы) [1], которая должна была бы обеспечить единство подхода к анализу рельефа для всех составителей карт комплекта.

Как уже указывалось ранее [2], сниженный статус геоморфологических построений приводит к тому, что главное внимание составителей листа оказывается сосредоточенным на основных документах комплекта, а дополнительные, к которым относятся и геоморфологические, составляются формально и в последнюю очередь. Соответственно, полученные при этом результаты используются в листе далеко не в полной мере. Действующими положениями предусмотрено, что основным результатом геоморфологического картографирования при создании Госгеолкарты-1000/3 является схема масштаба 1:2 500 000 [3]. Однако методические разработки выполнены для масштабов не мельче 1:1 000 000 [4], а приемы и правила генерализации в действующих требованиях не сформулированы. На практике это нередко приводит к тому, что на площади приморской суши используются составленные в прежние годы уменьшенные до масштаба 1:2 500 000 геоморфологические карты масштаба 1:1 000 000 или даже схемы районирования. В то же время на прилегающую площадь шельфа карта (или схема) составляется заново на основе последних данных с использованием приемов системно-морфологического подхода. Увязка построений по морю и суше осложняется еще и тем, что создание макетов на эти области обычно заказывается специалистам разных организаций, нередко придерживающимся противоположных взглядов на происхождение рельефа. Это, в частности, актуально для Баренцево-Карской серии.

Для листов, отличающихся низкой обеспеченностью геологическими данными, рельеф дна становится ведущим видом исходной информации. В этом случае геологическим заданием предусматривается составление не схем, а геоморфологических карт масштаба 1:1 000 000. При наличии удовлетворительной батиметрической основы использование системно-морфологического подхода позволяет выявить все важнейшие морфологические особенности рельефа даже для площадей монотонного строения. Но трактовка генезиса и возраста рельефа при недостатке геолого-геофизической информации носит весьма общий характер и во многом базируется на общетеоретических представлениях исполнителей, а не на фактическом материале. Особенно это характерно для Восточно-Арктического шельфа и глубоководного бассейна.

До настоящего времени далека от завершения генетическая классификация субаквального рельефа, предлагаемая методическими руководствами. Привязанная к генетическим категориям четвертичных образований, она часто является слишком дробной для существующего уровня изученности, в ней недостает обобщенных категорий и категорий смешанного генезиса. Все еще весьма слабо разработан и набор используемых изобразительных средств. Поскольку изначально практически вся палитра была задействована для показа рельефа суши, для шельфа и океана оказался оставлен весьма узкий спектр. Эта особенность присуща и недавно введенной явно недостаточной эталонной базе знаков (ЭБЗ).

При создании листов Госгеолкарты на площадь арктического шельфа России и прилегающие области глубоководного бассейна выполнен большой объем геоморфологического картографирования в масштабах 1:1 000 000 – 1:2 500 000, получены новые данные о рельефе морского и океанического дна. Сохраняется преемственность в картосоставлении от предшествующих работ школы ВСЕГЕИ. Вместе с тем получили развитие новые теоретические и методические подходы [5, 6]. Решение возникающих проблем лежит не только в области совершенствования организации и методики работ, но и в целом в изменении подхода к роли и месту геоморфологических построений в листах Госгеолкарты [2]. Что же касается повышения качества этих построений, то оно невозможно без создания полноценных батиметрических основ, отражающих все особенности строения рельефа дна и без формулирования принципов увязки геолого-геофизической базы листов с такими основами.

Литература

1. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации применительно к задачам Госгеолкарты-1000». 2001. 38с.
2. Зинченко А. Г. Состояние и перспективы геоморфологического картографирования дна морей и океанов в рамках программы «Госгеолкарта-1000/3». Прикладная геоморфология на основе общей теории геосистем. СПб., 2008. С. 106 – 112.
3. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). СПб., ВСЕГЕИ. 2010. 196 с.
4. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплекту Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. СПб., ВСЕГЕИ. 2005.
5. Ласточкин А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле. СПб., Изд-во Санкт-Петербургского университета. 2002. 762 с.
6. Ласточкин А. Н. Общая теория геосистем Ласточкин А. Н. Общая теория геосистем Ласточкин А. Н. Общая теория геосистем. СПб., Изд-во Санкт-Петербургского университета. 2011. 980с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДЕЛЬТОВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ КУБАНИ (МАСШТАБ 1 : 200 000)

Я. А. Измайлов

Международный инновационный университет, Сочи, izmailov.yakub@mail.ru

GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE KUBAN RIVER DELTA REGION (MAP SCALE 1 : 200 000)

Ya. A. Izmailov

International Innovation University, Sochi, izmailov.yakub@mail.ru

Дельтовая область р. Кубани имеет площадь около 5 тыс. км². Границы ее довольно легко очерчиваются благодаря своеобразию геоморфологических, геологических и гидрологических условий. Главными факторами ограничения служит низменный рельеф, распространение современных и средне- позднеголоценовых отложений, а также расчленение единого русла реки на систему многочисленных дельтовых рукавов [1]. Дельта разделяется на две части – приазовскую, большую

по площади, выходящую к юго-восточному берегу Азовского моря (длина морского края 140 км), и причерноморскую – к северо-восточному берегу Черного моря (более 30 км). Южные границы наиболее четки из-за резкого перехода к склонам Западного погружения Кавказского хребта. С восточной и северо-восточной стороны к дельтовой равнине примыкают низкие плейстоценовые террасы Кубани; здесь переход геоморфологически менее контрастен, хотя фиксируется, например, по началу распространения многочисленных «степных блюдеч» – суффузионно-просадочных депрессий на покровных лессах кубанских террас.

В структурном отношении дельтовая равнина приурочена в основном к погруженным участкам Западно-Кубанского и Керченско-Таманского прогибов. В течение позднеорогенного этапа, когда все Предкавказье было занято морскими акваториями, в прогибах формируются мощные толщи молассовых отложений преимущественно песчано-глинистого состава. Мощность мио-плиоценовых отложений достигает здесь 3,0–3,5 км [2]. Средние темпы осадконакопления, по-видимому, близкие к темпам прогибаний, составляли, по нашим расчетам, 0,2–0,3 мм/год при наличии некоторых ускорений и замедлений в течение отдельных этапов. Как показали материалы бурения, неоплейстоценовые отложения представлены здесь довольно мощными (до 200 м) толщами песчано-глинистых осадков. В течение большей части неоплейстоцена (ранний и значительная часть среднего неоплейстоцена) территория представляла собой арену аллювиальной и дельтово-лиманной седиментации, последовательно сменявших друг друга. Эта седиментационная цикличность, по-видимому, была связана с крупными колебаниями регионального базиса эрозии – уровня Азово-Черноморского бассейна, которые приводили к масштабным пространственным миграциям морского края дельты. Существенное значение имела также субаэральное осадконакопление, которым обусловлено наличие в разрезах прослоев и линз лессовидных пород и ископаемых почв. В конце среднего и в верхнем неоплейстоцене в зону современной прибрежной части дельты ингрессировали морские бассейны, свидетельством которых является появление в верхней части четвертичного разреза остатков фауны морских моллюсков. В соответствии с палеонтологическими и геохронологическими материалами можно уверенно говорить об ингрессии ашейского (конец среднего неоплейстоцена) и карангатского (начало позднего неоплейстоцена) бассейнов. Конец позднего неоплейстоцена (поздний валдай) ознаменовался глубокой (не менее минус 80 м) регрессией. Субаэральная седиментация была характерна в это время для всей территории современной депрессии Азовского моря, в осевой части занятой долиной Палео-Дона. Позднеплейстоценовая Палео-Кубань не пересекала Азовскую депрессию, а впадала в регрессивное Черное море, проходя через зоны современных Кизилташского и Витязевского лиманов. Именно здесь зафиксирована максимальная мощность (до 55 м) позднеплейстоцен-голоценовых дельтово-лиманских и морских отложений, заполняющих соответствующей глубины эрозионный врез и отвечающих последнему ледниково-межледниковому эвстатическому циклу. В пределах Азовской дельты, полностью сформированной на завершающих трансгрессивных этапах этого цикла, мощность полигенетической толщи голоценовых отложений не превышает 10–14 м [3, 8]. В целом, область может быть охарактеризована как типичная аккумулятивная веерная дельта, формирующаяся в условиях сравнительно слабых тектонических погружений и трансгрессивного подпора уровня моря. Наблюдаемый рельеф дельты полностью сформировался в течение последних 6 тыс. лет – периода, когда уровень Азово-Черноморского бассейна достиг современного и колебался около нулевых отметок [4].

Геоморфологическое картирование многих участков Черноморского и Азовского побережий в комплексе средне- и крупномасштабных инженерно-геологических съемок проводилось нами с 70-х годов прошлого века [5]. Карта дельтовой области Кубани указанного масштаба составлялась автором в ходе выполнения крупных работ по изучению экзогенных процессов на Азово-Черноморском побережье Краснодарского края. Необходимость составления была обусловлена, прежде всего, практическими потребностями оценки условий формирования процессов заболачивания, подтопления, затопления, эрозии постоянных водотоков, а также абразии в зоне морского края дельты. Вместе с тем, был поставлен и ряд фундаментальных задач, касающихся реконструкции голоценовых береговых линий моря, истории формирования области и т. д. Основную сложность в работе создавало наличие техногенной нагрузки. Огромные площади дельты в течение последних десятилетий были освоены системами рисовых чеков. Крупнейший водохозяйственный комплекс дельты включает оросительные, опреснительные, обводнительные системы: сложную сеть водозаборов, каналов, коллекторов, канав. Руслу многих дельтовых рукавов на значительном протяжении искусственно обвалованы. Техногенная деятельность сопровождалась трансформацией многих первичных форм рельефа, а также сложившегося естественного гидрографического плана. В связи с этим, одной из задач картирования явилось воссоздание обстановки, сложившейся до масштабного освоения территории на основе анализа картографических материалов и, особенно, крупномасштабных аэрофотоматериалов прошлых лет. Комплекс полевых работ включал маршрутное геоморфологическое обследование территории с отбором проб, бурение опорных профилей до глубин 90–100 м, литолого-стратиграфические и некоторые другие исследования. Основные лабораторные работы

включали анализ фауны моллюсков, радиоуглеродное, а также термолюминесцентное датирование. Особо следует отметить большое значение палеонтологических исследований и радиоуглеродного датирования раковин моллюсков из отложений древних морских береговых валов.

Содержание карты: рельеф обрамляющих территорий. При принятых линейных границах картирования невозможно обойтись без отражения геоморфологической информации по смежным районам. В связи с этим выделены (нумерация в соответствии с картой):

- прямой, тектонически предопределенный, холмисто-грядовый рельеф Керченско-Таманской области. Распространен в юго-западной части дельтовой низменности и представляет собой последовательное сочетание невысоких (до 150–165 м) и узких (2–4 км) антиклинальных холмисто-грядовых возвышенностей (1), имеющих субширотную ориентацию с более широкими синклинальными плоскими депрессиями (2). Последние в наиболее пониженных осевых зонах часто заняты акваториями морских заливов и лиманов. Керченско-Таманская область известна широким распространением грядево-вулканических вулканов, которые также нашли отражение на карте (3).

- смещенный и обращенный холмисто-грядовый рельеф периклинальной зоны Северо-Западного Кавказа. Обрамляет дельтовую равнину с юга. Представлен системой абразионно- и эрозионно-денудационных холмисто-грядовых возвышенностей высотой до 200 м (4) и абразионно- и эрозионно-денудационных пологонаклонных высоких равнин (5). Холмистый рельеф расчленен серией неглубоких долин балок и малых рек.

- равнинный рельеф неоплейстоценовых террас реки Кубани. Эти террасы, как отмечалось, окаймляют низкую дельтовую равнину с восточной и северо-восточной стороны. Условно выделяются поздне- (6) средне- (7) и раннеплейстоценовые (8) террасы, имеющие здесь небольшие высоты и последовательно примыкающие к дельте с продвижением с юга на север. Поверхность их повсеместно сложена лессовидными суглинками; границы между низкой дельтовой и сравнительно высокой террасированной равниной не всегда отчетливы, точно так же, как границы между разновозрастными террасами. В этой же категории выделен рельеф пойм рек и крупных балок, находящихся за пределами дельтовой равнины (9).

Содержание карты: рельеф дельтовой равнины реки Кубани. Известная сложность картирования подобных низменных территорий заключается в их однообразии и крайне низкой морфологической контрастности. Гипсометрические амплитуды на протяжении многих десятков километров не превышают 3–4 м, переходы между разными формами большей частью плавные, визуально трудно прослеживаемые. Основная роль в данных условиях переходит к отмеченным выше дистанционным методам, особенно предварительной и окончательной обработке разномасштабных аэрофотоматериалов. Но даже сочетание детальных наземных и дистанционных методов позволило в указанном масштабе дифференцировать рельеф дельтовой области лишь на небольшое количество геоморфологических элементов, краткая характеристика которых приведена ниже.

Современные и голоценовые формы прибрежно-морской аккумуляции (10). Этот элемент, прежде всего, представлен современными пляжами, развитыми почти непрерывной полосой вдоль береговой линии моря в пределах Азовской и Черноморской частей дельты. Пляжи характеризуются как определенной общностью, так и изменчивостью морфологических параметров в зависимости от экспозиции береговой линии, уклонов подводного склона, наличия и насыщенности вдольберегового потока наносов и т.д. Практически повсеместно развиты песчаные с различным содержанием раковинного материала пляжи полного профиля, ширина их колеблется в значительных пределах (от 10–15 до 150–200 м), преобладающие высоты над уровнем моря находятся в интервале 0,5–2,0 м. Более высокие отметки обычно связаны с формами золотой аккумуляции. На отдельных отрезках развиты узкие прислоненные и полного профиля пляжи, которые невозможно показать на карте фоновой закраской; в этих случаях использована система внесмасштабных знаков, о которой сказано ниже. Отрезки полного отсутствия пляжей имеются на Азовском побережье и связаны, в основном, с современными устьями крупных рукавов: Петрушина рукава и Протоки. На многих участках дельтовой равнины обнаружены древние (средне- и позднеголоценовые) формы прибрежно-морской аккумуляции, являющиеся генетическими аналогами современного пляжевого вала и свидетельствующие об ингрессиях моря в зону современной дельты. Картированию таких образований, исследованию их планового рисунка, морфологии и возраста уделялось большое внимание. Это обусловлено значением, которое имеют данные формы для реконструкции планового и высотного положения древних береговых линий моря. Последние, в свою очередь, позволяют количественно определить исторические темпы миграций морских берегов и произвести прогнозную оценку таких миграций. Кроме того, данные о высотном положении береговых линий разного возраста позволяют сделать выводы о колебаниях уровня моря [4, 5]. В процессе составления карты имевшиеся ранее сведения о распространении данных форм были детализированы. Древние береговые валы (субаэральные бары) довольно четко выделяются на крупномасштабных аэрофотоснимках, а наличие хорошо сохранившегося раковинного материала их в отложениях позволяет получить достоверную информацию о палеоэкологических условиях формирования и возрасте. К настоящему времени нами получено по этим обра-

зованиям несколько десятков датировок; подавляющее большинство их выполнено в лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского университета под руководством Х. А. Арсланова [3, 6]. Более древние и удаленные от современного берега моря системы береговых валов, получивших название «джеметинские», отличаются фрагментарным, «островным» расположением на поверхности дельтовой низины. Валы джеметинской стадии характеризуются довольно сложным плановым рисунком, обусловленным, вероятно, неоднократными осцилляциями уровня моря. По результатам картирования этих форм, а также последующих реконструкций очертаний береговых линий выделено до 4–5 самостоятельных генераций, каждая из которых отвечает ингрессионным фазам второго порядка. Последнее подтверждается тем, что при определенной общности планового положения отдельных береговых линий данной стадии отмечаются случаи несогласного причленения их друг к другу, свидетельствующие об абразионных размывах более древних генераций в ходе образования последующих. Наиболее отчетливо выражены системы береговых валов данной стадии в районе пос. Садки, станицы Деревянковской, а также в ряде других пунктов. Например, в районе пос. Садки к югу от Ахтарского лимана протяженность системы превышает 13 км, при ширине до 2 км. Она представляет собой сравнительно приподнятый (до 2,0 м) над дельтовой низиной песчано-ракушечный массив, внутри которого удастся выделить целый ряд отдельных грядкообразных элементарных форм со сложным плановым рисунком, разделенных межрядовыми депрессиями, часто заболоченными или занятыми мелкими озерками. Близкая картина наблюдается и в других пунктах. Максимальное расстояние от современного берега моря, на котором зафиксированы джеметинские валы, составляет 35 км. Абсолютные высоты одновозрастных валов меняются от 0,5–0,6 м до 2,5–2,6 м, некоторые локализованные возвышения связаны с реликтами форм золотой аккумуляции. Таким образом, их гипсометрия мало отличается от таковой современного пляжа. Радиоуглеродный возраст валов джеметинской стадии находится в хронологическом диапазоне 5,8–2,7 тыс. лет [6]. К более молодой – нимфейской стадии была отнесена система довольно четких и лучше сохранившихся валов, в основном, в приазовской части дельты Кубани, протягивающихся на удалении до 14 км от современного берега. Здесь также выделяется до 3–4 самостоятельных генераций валов, которые имеют иногда собственные географические наименования. Отчетливее всего выделяется, так называемая, Казачья или Мостовьянская гряда, как бы срезающая Ачувевский мыс в юго-восточном Приазовье и протягивающаяся на расстояние до 40 км. По гипсометрии отмеченные формы нимфейской стадии мало отличаются от образований предыдущей джеметинской. Радиоуглеродный их возраст от 2,3 до 0,5 тыс. лет [6, 7].

Современные и голоценовые формы прирусловой аккумуляции (11). Сплошное дешифрирование аэрофотоснимков крупного масштаба с последующей генерализацией данных впервые дало возможность получения почти исчерпывающей информации, касающейся распространения указанных форм. Вынесение их на карту продемонстрировало впечатляющую картину сложнейшей древовидной системы прирусловых форм различной размерности, морфологических особенностей и возраста. Аналитическая работа по выявлению истории их формирования, характера миграций, связи с разными генерациями морских голоценовых береговых линий еще только начата. Следует отметить, что и здесь существенную сложность при вычленении естественных элементов рельефа создавала техногенная деятельность в виде почти сплошного обвалования характеризующей зоны реки Кубани и главных рукавов с высотой искусственных валов до 2,0–2,5 м. Можно говорить о нескольких порядках современных форм. Наиболее крупные из них соответствуют отрезку неразделенного русла Кубани в районе вершины дельты (средний объем годового стока за последнее столетие $12 \text{ км}^3/\text{год}$, условно-естественный – $14,2 \text{ км}^3/\text{год}$). Здесь ширина зоны прирусловой аккумуляции составляет от 1,0–1,2 до 2,5–3,0 км, она представлена 1–2 уровнями низкой поймы Кубани на относительных высотах 1,0–2,0 м. В их пределах выделяется серия более мелких форм рельефа в виде системы узких прирусловых валов и разделяющих их понижений. Вблизи вершины дельты река Кубань разделяется на два главных рукава – рукав Кубань (длина 118 км, средний уклон 0,06‰) и рукав Протока (длина 135 км, средний уклон 0,05‰) по которым объем среднегодового стока в многолетнем разрезе распределяется почти поровну [1]. Морфологические показатели зон прирусловой аккумуляции этих рукавов, имеющих ширину до 1,0–1,3 км также сходны между собой. Следующие порядки образуют не столь крупные прирусловые системы многочисленных причудливых по своим очертаниям протоков. С выходом рукавов и протоков в пределы низкой дельты, близкой по уровню к современному уровню моря, зоны прирусловой аккумуляции становятся гипсометрически выше уровня прилегающих низин. Классические поймы при этом трансформируются в системы прирусловых валов. На них расположены многие населенные пункты области, а также основные линейные коммуникации (дороги, трубопроводы, ЛЭП, линии связи и т.д.). Обращает на себя внимание наличие целого ряда заброшенных форм прирусловой аккумуляции. Отмечается также явное несоответствие морфологических показателей ряда из них объему современного жидкого стока. Многие протоки с ничтожными современными расходами характеризуются мощными прирусловыми системами, сопоставимыми с образованиями главных русел. Так, замыкающий с востока дельтовую равнину и

почти отмерший Ангелинский ерик на всем протяжении имеет приустьевую систему шириной до 2,0–2,5 км, т. е. практически такую же, как русло Кубани до расчленения ее на рукава. В целом, анализ отображенной на карте разветвленной системы приустьевых форм разного порядка, как и имеющиеся с античного времени исторические сведения, свидетельствуют о масштабных и весьма быстрых плановых миграциях русел в течение всего времени формирования дельты.

Вся территория дельты за пределами описанных форм рельефа представлена, исключая озерно-лиманские акватории, обширными равнинами, высотные отметки которых, в целом, весьма полого увеличиваются в восточном направлении к вершине дельты от уровня моря до нескольких метров. Геоморфологическая дифференциация равнин может быть произведена с учетом истории развития дельты. Так, уверенно выделяются две основные зоны: зона низких дельтовых равнин в пределах территории голоценовых морских ингрессий и зона приподнятых равнин (так называемая, высокая дельта) за пределами этой территории

Относительно приподнятые участки дельтовой равнины, сформированные преимущественно аллювиальной седиментацией (высокая дельта – 12). Данные участки занимают, главным образом, восточную 35–40-километровую часть низменности. В долине Кубани до деления ее на дельтовые рукава достаточно четко выделяется широкая высокая пойма, имеющая относительные высоты до 3–4 м. С продвижением в западном направлении поверхность ее постепенно переходит в характеризующую поверхность высокой дельты. Таким образом, высокую дельту можно считать одновозрастной с высокой поймой Кубани.

Низменные участки дельтовой равнины, сформированные преимущественно озерно-лиманной седиментацией, частично заболоченные (13). Сюда отнесены обширные территории, главным образом, прилегающие к отмеченной выше высокой дельте с запада. В целом, в развитии зоны низких дельтовых равнин можно выделить несколько стадий, хорошо выраженных с продвижением от морского края к вершине дельты. Вблизи морского края они заняты акваториями многочисленных лиманов, которые постепенно сменяются плавнями, полностью заболоченными, а затем частично заболоченными низинами, представляющими собой сложенные илисто-глинистыми осадками бывшие мелководные озерно-лиманские акватории, выведенные из режима субаквальной седиментации.

Низменные участки дельтовой равнины, сформированные преимущественно озерно-лиманной седиментацией, полностью заболоченные (14). Огромные территории полностью заболоченных низин распространены в основном в западной части дельты, хотя картируются как к югу от рукава Кубани на, так называемой, Закубанской равнине, так и к западу и северу от рукава Протоки.

Содержание карты: прочие обозначения. Кратко охарактеризованными выше 14 геоморфологическими элементами исчерпывается их количество, показанное на карте фоновой закраской. Кроме них использована большая серия масштабных и внемасштабных знаков. Специальными штриховыми обозначениями показаны реконструированные береговые линии разных стадий морских ингрессий на территорию дельты. Разнообразные обозначения использованы для отражения генетических типов морских берегов, особенностей пляжей, других форм рельефа высоких порядков.

Краткие выводы. Составление геоморфологической карты дельтовой области Кубани позволяет решить ряд конкретных практических вопросов, касающихся дальнейшего взаимодействия человека с природной средой территории. Существенное значение имеет выполненная реконструкция первичной, естественной обстановки формирования дельты до периода интенсивного хозяйственного освоения. Это дает возможность наложения на карту различных схем техногенной нагрузки и получения соответствующей сравнительной информации. Также большое значение, как нам представляется, будут иметь данные о характере площадного распространения и параметрах приустьевых валов разного порядка. Как отмечалось, именно с этими формами связаны здесь многие селитебные зоны и транспортные коммуникации. Информация о них, несомненно, будет способствовать рационализации современного и, главное, перспективного строительства объектов жилищно-коммунального и транспортного комплексов.

Изучение, в том числе и в ходе настоящего картирования, очертаний береговых линий среднего и позднего голоцена, а также их датирование выявили очень большие (десятки метров в год) темпы пространственных миграций берегов за этот период, особенно, в пределах Азовской дельты. Современная направленность развития природных условий не исключает, а, возможно, и делает весьма вероятными подобные же масштабные миграции уже в течение XXI века.

Литература

1. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани. М., 2010. 728 с.
2. Геология СССР. Т.9. Северный Кавказ. М., 1968. 756 с.
3. Измайлов Я. А., Арсланов Х. А., Тертычная Т. В., Чернов С. Б. Реконструкция и датирование голоценовых береговых линий моря в дельте Кубани. Вестник ЛГУ. Сер.7. Вып. 3 (21). Л., 1989. С. 61–69.
4. Балабанов И. П., Измайлов Я. А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного моря за последние 20 тыс. лет. Водные ресурсы. №6. М., 1988. С. 54–62.

5. Островский А. Б., Коробкина Н. С., Балабанов И. П., Измайлов Я. А. Геоморфологическое картирование Черноморского побережья и шельфа Западного Кавказа и Таманского полуострова в комплексе средне- и крупномасштабных инженерно-геологических съемок. Геоморфологическое картирование. М., 1978. С. 174–177.

6. Измайлов Я. А. Позднеголоценовые морские береговые линии в дельте реки Кубани. Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. М., 2010. С. 71–78.

7. Izmailov Ya. A., Arslanov Kh. A., Chernov S. B. Marine coastal bars of the Middle and Upper Holocene in the relief of the Kuban River Delta and their chronology. IGSP 521 «Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation (2005–2011). Odessa, 2011. P. 103–106.

8. Chepalyga A. L., Izmailov Ya. A., Zinko V. Field Trip Guide IGSP 521 – 481. Gelendzhik-Kerch. 2007. 40p.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ КРАЕВЫХ ЗОН ДОЛИННЫХ ЛЕДНИКОВ

О. В. Кокин

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический институт РАН, Москва, osip_kokin@mail.ru

GEOMORPHOLOGICAL MAPS OF VALLEY GLACIERS' MARGINAL ZONES

O. V. Kokin

Geographical faculty of M.V. Lomonosov MSU, Geological Institute of RAS, Moscow, osip_kokin@mail.ru

В работе рассмотрено содержание крупномасштабных геоморфологических карт краевых зон горно-долинных ледников Западного Шпицбергена и предлагается система условных обозначений к ним политоморфогенетическому принципу, в основе которой лежат классификации генетических категорий и морфологических разновидностей ледникового рельефа А. И. Спиридонова [1], на классификации ледниковых форм рельефа, разработанной по результатам изучения ледникового рельефа на архипелаге Шпицберген советскими геоморфологами, гляциологами и геологами [2, 3, 4], на классификации ледниковых отложений Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского [5] и имеет некоторые авторские дополнения.

Из первой классификации заимствовано деление ледникового рельефа на собственно ледниковый и водно-ледниковый. Однако, в отличие от А. И. Спиридонова, в рассматриваемой схеме водно-ледниковый рельеф разделяется на флювиогляциальный, созданный потоками талых вод, и лимногляциальный рельеф, созданный деятельностью застойных или слабопроточных водоемов. Кроме того, в отдельные группы выделяются рельеф ледникового карста и рельеф ледников.

Собственно ледниковый рельеф включает в себя экзарационные, аккумулятивные и напорные формы. Экзарационный рельеф делится на два вида: 1) созданный, по С. В. Калеснику [6], ледниковой абразией, т. е. истиранием породы породой, и 2) созданный ледниковым выпаживанием, т. е. отщеплением или откалыванием кусков породы из растрескавшегося ложа. В результате абразии возникают исстрихованные и отполированные скалистые поверхности, борозды, желоба, бараньи лбы, курчавые скалы, образуется ледниковая мука. На исследованной территории встречаются только отполированные и исстрихованные поверхности выходов коренных пород. На составленных геоморфологических картах эти формы не отображались. Ко второму виду экзарационного рельефа относятся уступы, ригели, флиггберги, ванны (или бассейны, по С. В. Калеснику) выпаживания, кары (днища каров), трог. На геоморфологических картах бассейны выпаживания (как «междуригельные», так и «языковые») не показаны дополнительным знаком, т. к. их положение фиксируется ригелями и озером.

А. И. Спиридонов различает три основных типа форм аккумулятивно-ледникового рельефа: краевой (конечный или фронтальный), боковой (береговой) и донный. Краевой рельеф представлен кончоледниковыми грядами и валами, некоторые из которых могут находиться ниже уровня моря. Боковой рельеф выражается в боковых (береговых) грядах и валах, а также в береговых моренных террасах оседания. Благодаря сложному строению ледников, некоторые береговые морены могут участвовать в строении гряд срединной морены. Из-за того, что срединная морена может состоять как из материала поверхностной и внутрiledниковой боковой морены, так и из материала донной морены [7], ее нельзя однозначно отнести к боковому или донному ледниковому рельефу. Кроме того, после отступления ледника гряда срединной морены оказывается спроецированной в области распространения основной морены. Л. С. Троицкий [8] предлагает делить донный рельеф в зависимости от воздействия структуры ледника на его формирование на аструктурный и структурный.

К аструктурному рельефу относится хаотичный холмисто-грядовый рельеф. В составе структурного рельефа выделяются продольные и поперечные формы. Продольные формы представлены ориентированным грядовым моренным микрорельефом (так называемая флютинг-морена), ориентированными мореными валами (друмлинами) и скалами с хвостом (*cragandtail*) [9]. Поперечные формы представлены «ребристой мореной».

Напорное происхождение имеют только краевые формы, и к ним относятся конечноморенные валы и гряды.

Во флювиогляциальном рельефе можно выделить формы, созданные потоками внутриледниковых и внеледниковых талых вод. В свою очередь каждые из них имеют эрозионное и аккумулятивное происхождение. К эрозионным формам, созданным потоками внутриледниковых талых вод, относятся маргинальные, донно-ледниковые каналы, борозды, ложбины, ванны, исполиновые котлы, каньоны (ущелья). Аккумулятивные формы, созданные внутриледниковыми потоками, представлены озами, флювиогляциальными камами и камовыми террасами.

Среди эрозионных форм, созданных потоками внеледниковых талых вод, выделяются маргинальные и береговые каналы, борозды, овраги, ущелья, долины, уступы размыва, в том числе и так называемые террасовые уступы в коренных породах [8], выработанные потоками, текущими вдоль края ледника и постепенно перемещающимися вслед за понижением его поверхности в результате таяния.

Аккумулятивный рельеф, созданный потоками внеледниковых талых вод, состоит из маргинальных флювиогляциальных террас, переходных конусов, зандровых конусов, ледниковых дельт, а также полей внутренних, расположенных между отступившим краем ледника и проксимальным склоном краевого вала, и внешних зандров, находящихся с дистальной стороны краевого вала [8]. Кроме того, к этим формам следует добавить флювиогляциальные отложения вдоль русел постоянных потоков талых вод, которые слагают собой форму рельефа, подобную речным поймам. К тому же, в будущем, при полной деградации ледников, данные отложения примут участие в строении речных пойм или террас.

Лимногляциальный рельеф, по А. И. Спиридонову [1], делится на абразионный и аккумулятивный рельеф, созданный деятельностью застойных и полустойных внутриледниковых водоемов и приледниковых (плотинных) озер. К абразионному рельефу относятся абразионные уступы, а к аккумулятивному – береговые валы, лимногляциальные равнины, озерноледниковые камы, а также любые формы, сложенные ленточными глинами.

Под рельефом ледникового карста подразумеваются просядочные формы, возникшие в моренных отложениях в результате неравномерного протаивания блоков мертвого льда, перекрытых моренным чехлом.

Формы рельефа поверхности ледников отражают особенности дренажной системы ледниковой поверхности. К ним относятся русла поверхностных ледниковых потоков, выходы подледниковых потоков (ледниковые туннели), колодцы, поглощающие поверхностные водотоки, обрывистый край ледника, трещины (кревассы).

Кроме ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа в структуру условных обозначений включены прибрежно-морские, флювиальные и денудационно-тектонические формы. Они упрощенно отображены на геоморфологических картах с целью показать ледниковый комплекс краевых зон ледников в качестве звена взаимосвязанного пространственно-геоморфологического ряда.

Таким образом, для крупномасштабных геоморфологических карт краевых зон долинных ледников Западного Шпицбергена предлагается использовать следующую систему условных обозначений:

Ледниково-аккумулятивный рельеф: 1 – область распространения основной и абляционной морены (местами с погребенными мертвыми льдами); 2 – область распространения и ориентировка флютинг-морены в пределах основной морены; 3 – друмлины; 4 – «террасы оседания»; 5 – гряды срединной морены с ледяным ядром; 6 – гряды боковой (или береговой) морены; 7 – комплекс гряд и валов напорной морены; 8 – насыпные краевые валы; 9 – подводные краевые валы.

Ледниково-экзарационный рельеф: 10 – контуры крупных выступов коренного ложа (ригели, флиггберг).

Флювиогляциальный рельеф: 11 – зандровые равнины; 12 – палеоканалы стока талых ледниковых вод, временные водотоки талых вод (как ледниковых, так и снеговых) и «пойменные зандры» вдоль их русел; 13 – наледно-флювиогляциальные поля; 14 – зандровые конусы; 15 – флювиогляциальная дельта; 16 – эрозионные врезы-овраги в рыхлых породах (на дистальном склоне напорной морены); 17 – V-образное ущелье в скальных породах.

Лимногляциальный рельеф: 18 – камово-западинная равнина; 19 – гряды, сложенные ленточными глинами; 20 – отдельные камы.

Ледниково-карстовый рельеф: 21 – воронки и просядки; 22 – термоцирки.

Рельеф ледников: 23 – поверхностные потоки талы ледниковых вод; 24 – выходы подледниковых потоков (туннелей); 25 – колодцы (ледниковые мельницы); 26 – ледниковые обрывы; 27 – трещины (кревассы).

Аллювиальный рельеф: 28 – пойма; 29 – надпойменные террасы; 30 – «постоянные» летние водотоки; 31 – дельты.

Морской рельеф: 32 – комплекс морских голоценовых террас; 33 – уступы террас.

Денудационно-тектонический рельеф: 34 – водораздельный хребет с гребнем, обвальными склонами и коллювиальными шлейфами.

Прочее: 35 – ледники; 36 – малые озера.

Литература

1. Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа, 1970. 456 с.
2. Семевский Д. В. Плейстоценовые отложения Шпицбергена // Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л: НИИГА, 1967.
3. Троицкий Л. С. Гляциогеографические исследования на Шпицбергене // Материалы гляциол. исслед. Вып. 13. М., 1967.
4. Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.
5. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология. СПб.: Недра, 1993. 328 с.
6. Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963. 551 с.
7. Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 200 с.
8. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.
9. Динамическая геоморфология. Под ред. Г. С. Ананьева, Ю. Г. Симонова, А. И. Спиридонова. М.: МГУ, 1992. 448 с.

КОМПЛЕКСНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ СОЗДАНИЯ КАРТ ГЕОМОРФОДИНАМИКИ

Н. В. Колодешникова

АСФ КемГУ, г. Анжеро-Судженск, natalya-guslova@yandex.ru

COMPLEX TECHNOLOGY OF CREATION OF THE MAPS GEOMORFODINAMIC

N. V. Kolodeshnikova

ACD Kemerovo state University, str. Anzhero-Sudzhensk, natalya-guslova@yandex.ru

Одной из форм изображения рельефа земной поверхности традиционно считается геоморфологическая карта, содержащая информацию о морфологических особенностях рельефа, его генезисе, возрасте. Динамика развития форм рельефа земной поверхности получила отражение на картах геоморфодинамики, которые имеют наибольшую практическую значимость, так как несут количественную информацию об интенсивности протекания современных геоморфологических процессов.

Разработка методики картографирования геоморфодинамики и ее апробирование происходило в результате полевых и камеральных исследований. На основе проведенных исследований была разработана комплексная технология создания карт геоморфодинамики, состоящая из нескольких этапов.

1. Выбор объекта исследования

Выбор объекта исследования определяется целями и задачами предполагаемой работы, личными предпочтениями автора, актуальностью.

Объектом наших исследований был выбран Чуйско-Катунский геоморфологический узел (Горный Алтай). Исследуемый участок, площадью 68 км², располагается в Центральном Алтае. В морфологическом отношении он представлен долинами рек Чуи и Катунь с серией надпойменных террас и обрамляющими их хребтами: с запада и юго-запада это отроги Теректинского хребта, с севера – Айгулакского, с востока и юго-востока – Северо-Чуйского. Абсолютные высоты местности изменяются от 722 м (урез реки), до 1400–1700 м. Таким образом, обрамляющие хребты возвышаются над долинами рек на 680–980 м.

2. Разработка или выбор картографической идеи (принципов картографирования)

Геоморфологическое картографирование как одно из молодых направлений практической картографии, получило развитие в первой половине 20 века. Изначально основным принципом содержания геоморфологической карты являлся «принцип триады» – обязательное отображение на карте морфологии, генезиса и возраста рельефа. [1]

С середины 20 века геоморфологическую карту оценивают уже не только как способ представления результатов исследований, но и как самостоятельный инструмент исследования. Получает

развитие аналитический принцип картографирования, предполагающий картировать реально существующие геометрические элементы рельефа: «границы и простые поверхности», «элементарные поверхности», «генетически однородные поверхности», «элементарные поверхности ограничения», «элементарными гранями рельефа» [2, 3, 4, 5].

В 60–70-е годы 20 века получает развитие морфоструктурное картографирование [6, 7], а в дальнейшем к основным признакам рельефа, отображаемым на картах, добавляется еще одна характеристика – современная динамика рельефа. В геоморфологии начинает развиваться морфодинамическая концепция [8].

В настоящее время на первое место в теории и практике геоморфологического картографирования выходят геоинформационные системы.

Основными принципами, которыми мы руководствовались при разработке методики составления карт морфодинамики являются: 1) карты геоморфодинамики должны содержать сведения о количественной величине расхода вещества в литопотоках; 2) информация о скорости и направлении процессов рельефообразования представляется в количественной форме; 3) при картографировании учитывается рельефообразующая роль человека (как новой геологической силы, по В. И. Вернадскому); 4) на картах и в пояснительной записке приводится количественная характеристика изменения в пространстве границ геоморфосистем; 5) отражается линия, на которой баланс расхода вещества равен нулю, то есть динамически равновесная граница (приходная p и расходная r части равны: $p - r = 0$) со своим направлением и скоростью пространственного положения.

Эти принципы предусматривают рассмотрение геоморфосистем как устойчиво развивающихся природных целостностей. Необходимо отметить, что состояние устойчивого динамического равновесия свойственно всем природным системам. Но в настоящее время в качестве D -потока все чаще выступает человеческая деятельность. Поэтому целью данной методики является картографическое отображение перехода в функционировании геоморфосистем от состояния устойчивого развития, находящегося под действием естественных факторов, к новому состоянию устойчивого развития, обусловленному антропогенной деятельностью.

3. Разработка или выбор легенды

Первая общая легенда для геоморфологической карты была создана в 30-е годы 20 века [9]. В основу легенды были заложены морфоструктурные единицы, имеющие свой возраст и генезис, которые обозначались горизонталями, штриховкой и немасштабными знаками, индексами и штриховкой, цветной раскраской соответственно.

Разработке легенды геоморфологических карт посвящают свои работы многие авторы: В. В. Ермолов, А. А. Корженевский, А. А. Романов, В. П. Философов, Н. В. Башенина, О. К. Леонтьев, Ю. Г. Симонов, С. С. Воскресенский, И. П. Заруцкая, А. И. Спиридонов, Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков и др.

Предпринимаются попытки создать унифицированную легенду [2, 9, 10].

Переход к построению карт мелких масштабов вносит свои коррективы относительно принципов составления легенды. Считается, что объекты геоморфологического картирования для карт разных масштабов (мелкого и крупного) должны быть различны [1, 6, 7, 11].

В основу разработанной нами легенды к картам геоморфодинамики положена идея о рельефообразующих литодинамических потоках, охарактеризованная выше.

Первоначально все формы рельефа объединяются в группы (категории рельефа) в зависимости от режима развития, в котором они находятся. Это, либо динамически равновесный режим развития, устанавливающийся при условии длительного постоянства расхода вещества в эндогенном и экзогенном потоках, либо переходный режим развития, когда баланс вещества в литопотоках меняется по пространству и в течение времени в силу каких-либо причин. А далее выделяются формы рельефа, образованные литодинамическими потоками различного характера.

Основными способами изображения форм рельефа на карте являются штриховка, цвет, границы, немасштабные и линейные условные знаки. Возраст форм рельефа показывается оттенками цветов.

В количественной форме отражаются морфометрические показатели (высота, толщина и т. п.), временной интервал (например, период сплывания селевой массы), скорости и интенсивность проявления того или иного процесса, баланс и количество вещества и др. Они обозначаются горизонталями или отдельными цифрами.

4. Подготовка и анализ топографических карт

Для того, чтобы созданная с помощью ГИС технологий карта отвечала всем научным и техническим требованиям, необходим качественный исходный материал, на основе которого будет создаваться топооснова. В качестве топоосновы для создания ЦМР для выбранного района исследования были использованы карты 1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 50 000 масштаба издательства ЛКФ.

5. Подготовка и анализ спектральных и морфометрических характеристик космоснимков

Уточнение топоосновы целесообразно производить с помощью космических снимков. Сегодня на сайте АРИС (Минсельхоз РФ) в *Internet* имеется композиции сшитых спектрально-интегральных космиче-

ских снимков на всю территорию России полученных с космического аппарата Landsat ETM (разрешение [пиксел – мм] – 15 м). С помощью космических снимков можно изучать медленные изменения (тектонические движения, смещения береговых линий или русел рек и др.), быстрые изменения (смена синоптической обстановки, экологической ситуации и т. п.), периодические и циклические изменения (сезонные, фенологические явления и др.), эпизодические и катастрофические изменения или замещения (землетрясения, сход лавин, появление гарей на месте лесов).

6. Создание цифровой модели рельефа (ЦМР)

Сегодня географические информационные системы являются новым способом получения и обработки информации и позволяют реализовать сбор, систематизацию, хранение, обработку, оценку, отображение и распространение данных, а также получение на их основе новой информации и знаний о пространственно-временных явлениях. Благодаря их появлению на первое место в создании и использовании карт выходят компьютерные технологии.

Практическое внедрение новых технологий в геоморфологическое картосоставление можно подтвердить тем, что ведется работа по разработке пакетов программ нацеленных на автоматизацию геоморфологического анализа. Например, разработан пакет программ для формирования цифровых и электронных карт потенциала эрозионной стойкости почвогрунтов [12]. Предложена методология создания морфодинамической карты с использованием географической информационной системы на примере бассейна р. Можи (р-н Кубатану, шт. Сан-Паулу, Бразилия) [13]. С помощью специального программного модуля в ГИС включаются новые инструменты (порядки долин, базисные поверхности, разности между базисными поверхностями, морфоизогипсы), которые позволят создать векторные модели основных морфометрических параметров [14].

Спектр предлагаемого сегодня программного обеспечения ГИС очень широк. Программы отличаются по своим функциональным возможностям и назначению. Отметим лишь некоторые, наиболее известные в нашей стране, программные продукты – *ArcView*, *Arc/Info*, *ArcGIS*, *Autodesk Autocad*, *AutoCad Map* и другие программы компании *ESRI*, *MapInfo* (MapInfo Corp.), *MGE* (Intergraph), *GeoDraw/GeoGraph/GeoConstructor* (ЦГИ ИГ РАН, Москва), *Atlas GIS* (Strategic Mapping Inc.), *WinGIS/WinMAP* (Progis), *Geocad System* (Геокад, Ltd, Новосибирск), *Sinteks/Tri* (Трисофт), *Panorama* (GeoSpectrum International, Москва).

Цифровая модель рельефа Чуйско-Катунского геоморфологического узла была создана при использовании программного продукта *MapInfo*.

7. Полевые инструментальные измерения

Полевые исследования на выбранном участке проводились в период с 2003 по 2012 гг. с использованием нивелирной съемки, маршрутного описания, зачистки и описания обнажений четвертичных отложений, инструментального измерения антропогенных форм рельефа и др.

8. Уточнение ЦМР на основе новых данных

9. Расчет основных динамических параметров

Для района исследования были определены следующие количественные показатели: объем вещества между базисной поверхностью и поверхностью геоида, объем вещества между вершинной и базисной поверхностями, величина разгрузки земной коры за счет эрозионных процессов, скорость речной эрозии, расход вещества в эрозионной системе, скорость денудации, скорость понижения водоразделов, расход вещества в денудационной системе, густота расчленения склонов и др.

10. Геоморфологическое картографирование (составление карты)

В результате проведенной работы была составлена карта геоморфодинамики Чуйско-Катунского геоморфологического узла 1 : 25 000 масштаба в электронном формате.

11. Создание пояснительной записки к карте

Исследуемый район находится в динамически равновесном режиме развития, установившемся в условиях длительного постоянства расхода вещества в эндогенном и экзогенном потоках. Данный участок представляет собой сочетание форм рельефа, ограниченных склонами различной крутизны прямолинейного профиля, образующегося в силу того, что количество вещества, поступающего за счет деятельности F-потока равно количеству вещества, выводимого из обращения за счет проявления D-потока. Такое соотношение установилось в условиях длительного постоянства расхода вещества в эндогенном потоке. Это подтверждается характерным очертанием водоразделов, когда склоны долин сходятся в вершинной точке и имеют прямой профиль.

Для динамического баланса расходов вещества в эндогенном и экзогенном литопотоках, образовалась базисная поверхность, высотные отметки которой составляют 700–800 м. Таким образом, для самоорганизации эрозионных процессов, то есть для поддержания баланса расходов вещества в реках и в эндогенном потоке в данном случае имеется объем вещества, равный $1 - 1,5 \text{ км}^3/\text{км}^2$.

Вершинная поверхность имеет высотные отметки 2 000–2 200 м и ограничивает объем вещества, необходимый для самоорганизации пространственного перераспределения продуктов выветривания денудационными процессами и равный в данном случае $0,5 - 1,5 \text{ км}^3/\text{км}^2$. Средняя величина разгрузки земной коры за счет эрозионных процессов на участке исследования составляет $255 \text{ кг}/\text{см}^2$.

Скорость эрозии реки Чуи на данном участке составляет 1,2 мм/год, а реки Катунь 1,5 мм/год. Исходя из того, что рельеф в данном участке находится в состоянии динамического равновесия, можно полагать, что интенсивность эндогенных процессов будет соответствовать величине эрозии и не будет превышать 1,5 мм/год. Таким образом, расход вещества в эрозионной системе на данном участке будет равен 1200 м³/год.

Скорость денудации на участке исследования равна 0,4 мм/год, следовательно скорость понижения водоразделов составляет 0,04 мм/год, при абсолютной величине 848–960 м. Расход вещества в денудационной системе при площади горизонтальной поверхности 61 250 000 м² в данном случае будет соответствовать значению 2 450 м³/год.

Данный участок привлекает внимание исследователей тем, что здесь сохранилась толща осадочных отложений мощностью до 250 м и более с вырезанным в ней и хорошо сохранившимся комплексом террас различного генезиса. По нашим представлениям накопление осадочной толщи связано с моментом начала спуска прайозер, занимавших в плейстоцене долины Чуйской и Курайской котловин. Формирование террасовых отложений отражает момент окончания спуска озер, когда из верховий поступает все меньше и меньше материала, и аккумуляция сменяется эрозионными процессами. На ход событий накладывают отпечаток и тектонические процессы, несомненно, имевшие место.

Характеристика форм рельефа:

1. Формы рельефа, образованные литопотоками, вызванными действием влекущих сил струйных течений, и формы рельефа, образованные аккумуляцией в древних озерных бассейнах: пойма высотой 2–4 м; терраса высотой 14–16 м; терраса высотой 20–26 м; терраса высотой 27–32 м; терраса высотой 34–39 м; терраса высотой 42–45 м; терраса высотой 46–56 м; терраса высотой 57–64 м; терраса высотой 65–73 м; терраса высотой 76–83 м; терраса высотой 85–100 м; терраса высотой 105–114 м; нерасчлененные надпойменные террасы разных уровней; флювиально-гляциально-селевые формы высотой 160–170 м; реликты предположительно флювиально-гляциально-озерной равнины высотой 173–193 и 225–271 м; реликтовые прирусловые валы; конусы выноса в устьях рек и временных водотоков; уступы эрозионно-аккумулятивных террас, выработанные в флювиальных отложениях; уступы эрозионно-аккумулятивных террас, выработанные в коренных породах;

2. Формы рельефа, образованные склоновыми литопотоками площадного действия (не концентрированные в струи):

А. Обусловленные действием веса продуктов выветривания: склоны с характерным обваливанием при отсутствии сил трения (склоны крутизной >42°);

Б. Обусловленные действием веса и изменением объема продуктов выветривания вследствие колебания влажности и температуры, уменьшением их внутреннего трения, действием влекущей силы талых и дождевых вод: реликты склонов первой генерации (коренные склоны долин Чуи и Катунь); комплекс склоновых форм рельефа южной экспозиции с густотой расчленения 16,6 км/км², образованные совокупностью склонов 2–4 генерации (фрактальные склоны); комплекс склоновых форм рельефа северной экспозиции с густотой расчленения 9,4 км/км², образованные совокупностью склонов 2–4 генерации (фрактальные склоны); днища долин временных водотоков; склоны плоскостной и ручейковой денудации;

3. Формы рельефа, формирующиеся литопотоками, организованными или predeterminedными человеческой деятельностью: границы зоны, использующейся по пастбищное скотоводство; участки развития тропинчатого микрорельефа; шоссейная дорога; зона распространения техногенных экскавационных и аккумулятивных форм рельефа вдоль шоссейных дорог; мачты линий электропередач с техногенными экскавационными и аккумулятивными формами рельефа вокруг них; антропогенные формы рельефа реликтового характера (кольцевые микроформы); скорость боковой эрозии.

Литература

1. Ганешин Г. С. Геоморфологическое картирование и картирование четвертичных отложений при геологосъемочных работах. М.: Недра, 1979. 112 с
2. Борисевич Д. В. Универсальная легенда для геоморфологических карт // Землеведение. Нов. сер.: Т. III (XLIII). М., 1950. С. 169–182
3. Эпштейн С. В. Геоморфологические исследования // Метод. рук. по геол. съемке и поискам. М., 1954. С. 399–428
4. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1974. 184 с
5. Ермолов В. В. Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск: Наука Сиб. отд-ние, 1964. 42 с
6. Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологического картирования в СССР / Методика геоморфологического картирования. М., 1965. С. 3–8
7. Башенина Н. В., Трещев А. А. К методике морфоструктурного анализа для геоморфологической съемки горного рельефа // Геоморфология. 1971. № 3.

8. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Современная геоморфология: основные направления развития // Геоморфология. 1988. № 4. С.3–7.
9. Геоморфологическое картирование. Учеб. пособие для студентов географов и геологов. М.: Высшая школа, 1977. 375 с
10. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1985. 184 с
11. Шукин И. С. Опыт генетической классификации форм рельефа // Вопросы географии. 1946. Вып. 1. С. 33–62
12. Малов А. А., Максимов И. И. Получение и применение цифровых прогнозных карт эрозионных процессов // Экол. вестн. Чуваш. Респ. 1998. № 19. С.10
13. Mapa morfodinamica: uma abordagem metodologica de uso de -Eistema de Informa-Еcao Geografica (SIG) / Castro Jose Flavio Morais // Geociencias. 1998. 17, 1. P.161–185. Порт.; рез. англ.
14. Kurlovich D. M. Basement – cover relationship in the Polotsk area of the Polotsk-Kurzeme deformation zone: implications from GIS-models of correlation / D.M. Kurlovich // Acta Geographica Silesiana. – 2008. – № 4. – P. 25 – 35.

СОЗДАНИЕ ПРИКЛАДНЫХ КАРТ ДЛЯ РЕКРЕАЦИОННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

В. В. Копнина

Саратовский государственный университет, Саратов; kopnina_v@mail.ru

CREATION OF APPLIED CARDS FOR RECREATIONAL GEOMORPHOLOGY

V. V. Kopnina

Saratov State University, Saratov; kopnina_v@mail.ru

Для организации и планирования рекреационной деятельности необходимо иметь большой массив информации географического характера, которая была бы удобна и эффективна в использовании. Рельеф является одним из элементов географической системы и своими свойствами влияет на рекреационное использование территории. В последние годы активно развивается новое направление прикладных геоморфологических исследований – рекреационная геоморфология. Рекреационная геоморфология рассматривается как новое направление прикладных геоморфологических исследований.

Предмет рекреационной геоморфологии – рекреационно-геоморфологические системы и функции рельефа в них, проявляющиеся в ходе рекреационной деятельности и взаимоотношений рельефа, рекреантов и организаторов отдыха.

Одной из наиболее важных составных частей информационных рекреационных ресурсов, по мнению А. В. Бредихина и А. А. Сазиной является рекреационно-геоморфологическая информация [1]. Одним из методов рекреационной геоморфологии является рекреационно-геоморфологическое картографирование. РГК учитывает и показывает различные свойства рельефа для потребителей отдыха.

Этот вид геоморфологического картографирования носит прикладной характер, так как обращен к потребителю и направлен на принятие решений в области создания и управления рекреационной деятельностью и выбора туристического продукта. Одним из важных условий создания таких карт, является понятный способ изображения, доступная (адаптированная) терминология, облегченные условные обозначения и визуализация геоморфологических образов посредством представления географически привязанных изображений рельефа.

В соответствии с принципами картографирования геоморфологических объектов, в зависимости от типов потребителей и их целей, созданные прикладные карты могут быть инвентаризационными, аналитическими, комплексными, синтетическими, оценочными, прогнозными, рекомендательными. В качестве основы для таких карт необходимы общегеографические или топографические карты разных масштабов.

Вид созданных карт зависит от нужд потребителей. К потребителям можно отнести отдыхающих (рекреантов) и организаторов отдыха. Для рекреантов важны больше инвентаризационные карты, которые регистрируют наличие, местоположение и состояние геоморфологических объектов. Для организаторов отдыха более актуален анализ и прогноз развития местности, что передается на соответствующих прикладных картах.

Анализируя опыт составления карт оценки рельефа для целей рекреации можно признать морфометрический подход самым распространенным. Такие карты сделаны для территории Болгарии, Большого Сочи и Красной Поляны, Загальского заповедника, Лагонакского нагорья [2, 3, 4, 5, 6].

Для того чтобы дать целостную оценку рекреационной ценности рельефа авторы исходят из следующих его параметров: гипсометрия (абсолютные высоты и относительные превышения), уклоны

Рекреационно-геоморфологическое картографирование в зависимости от типа потребителей

	Потребитель (рекреант)	Организатор отдыха
Необходимая информация	абсолютная высота над уровнем моря; основные формы рельефа (неровности); местоположение и информация о геоморфологических памятниках природы; смотровые точки; маршрутная сеть (велосипедные, лыжные, треккинг, прогулки)	абсолютная высота над уровнем моря; основные формы рельефа (неровности); характер подстилающей поверхности; генезис и возраст рельефа; морфометрические характеристики (уклон, экспозиция, расчлененность); устойчивость рельефа к разным видам нагрузок; геоморфологические риски; устойчивость рельефа к нагрузкам; сейсмичная и вулканическая опасность; описание геоморфологических памятников природы; оценка смотровых точек; безопасность маршрутной сети (велосипедной, лыжной, треккинг, прогулки)
Виды карт	общегеографические; топографические; туристские; инвентаризационные	общегеографические; инвентаризационные; аналитические; комплексные; синтетические; оценочные; прогнозные; рекомендательные
Способы изображения	горизонтали; высотные отметки; отмывка рельефа; перспективные изображения; значки и линейные знаки	горизонтали; высотные отметки; значки и линейные знаки; качественный и количественный фон; ареалы

местности (крутизна склонов), степень расчлененности (горизонтальное и вертикально расчленение), экспозиция склонов.

Эти основные морфометрические свойства рельефа определяют не только его индивидуальные орографические черты, но и характеризуют рекреационные свойства территории как на региональном, так и на локальном уровне. В совокупности перечисленные морфометрические параметры определяют рекреационные качества рельефа и в связи с этим подлежат соответствующей рекреационной оценке. Эти параметры Ю. Г. Симоновым и В. И. Кружалиным характеризуются как основные (или первичные) рекреационные свойства рельефа [2].

Можно выделить следующие направления в создании прикладных рекреационно-геоморфологических карт:

1. Оценка свойств рельефа для рекреационных целей (эстетических, оздоровительных, познавательных).
2. Инженерно-геоморфологическая оценка рельефа при строительстве рекреационных объектов.
3. Оценка геоморфологической опасности и риска в процессе рекреационной деятельности.
4. Анализ рельефа для проектирования трасс, маршрутов, объектов.

Как пример, рассмотрим создание карт оценки рельефа для развития горнолыжного спорта.

В рекреационной географии рельеф рассматривают с традиционных ресурсных позиций. Горные склоны с их морфологическими и морфометрическими показателями, такими, как абсолютная высота, форма продольного профиля, уклон, длина, плановые очертания и др., в полной мере являются рекреационным ресурсом горнолыжного туризма. Эти показатели во многом определяют специализацию горнолыжных трасс и всего горнолыжного курорта для различных групп рекреантов [7].

Планировочная организация рекреационных территорий должна проводиться в соответствии с принципом «привязки к доминирующему типу ресурсов». В проектах районной планировки предлагается проводить оценку природных условий для организации учреждений и горнолыжных склонов по специальным критериям. Из характеристик рельефа по этим критериям оценивается абсолютная высота территории над уровнем моря, средняя крутизна, перепад высот (превышение склонов) и экспозиция.

Для территории горнолыжных курортов наиболее важными климатическими показателями являются характеристики снежного покрова. Их детальное пространственное распределение на конкретных участках рельефа без проведения специальных микроклиматических наблюдений можно получить только косвенными методами. Продолжительность залегания снежного покрова зависит, во-первых, от высоты над уровнем моря, во-вторых (причем в очень значительной степени), от различий в радиационном нагреве разных участков рельефа, т. е. от неравномерного распределения радиационного тепла по склонам разной экспозиции и крутизны [8].

На одной и той же высоте склоны северных экспозиций (северные, северо-восточные, северо-западные) будут получать гораздо меньше радиационного тепла, чем ровное место, а склоны южных экспозиций (южные, юго-восточные, юго-западные) — больше.

Среди различных видов активного отдыха горнолыжное катание более всего зависит от природных условий. Первостепенное значение имеет наличие в течение четырех-пяти месяцев в году плотного снежного покрова. Другими факторами, предопределяющими удобства и привлекательность горнолыжного отдыха, являются высота местности, особенности рельефа, погодные условия горнолыжного сезона, характер растительности, отсутствие лавинной и селевой опасности и, безусловно, разнообразие и уникальность ландшафтов.

При выборе склонов для катания обращают внимание на лавинную опасность, которая возникает не только от обилия снежных осадков и других погодных условий, но и от крутизны склонов и характера растительности. Наибольшее число лавин характерно для незалесенных склонов вогнутой формы с диапазоном крутизны от 25 до 50°. Исследование природно-климатических условий в различных зарубежных и отечественных горнолыжных районах показало, что наиболее популярные из них расположены на высоте 1500–1800 м над уровнем моря, характеризуются умеренно низкими температурами (средняя температура января минус 5–6°С), продолжительным солнечным освещением (1900–2000 ч в год), обилием снега (в полосе освоения до 3 м), размещением мест активного отдыха вне лавиноопасных зон.

Существуют методические приемы для проектирования территорий, пригодных для организации горнолыжного отдыха. Они включают:

1. Определение потенциальных горнолыжных местностей в регионе.
2. Выявление и профилирование горнолыжных склонов в каждой горнолыжной местности.
3. Технологическая оценка рельефа по функциональной пригодности для организации горнолыжного отдыха.
4. Интегральная оценка по ряду показателей для последующего ранжирования горнолыжных местностей.
5. Экспедиционное обследование местностей, получивших наивысший ранг.

Для анализа территории на первом этапе необходимо выявить территории с комбинацией благоприятных показателей: перепад высот, экспозиция и крутизна склонов, транспортная доступность [9]. Создаются аналитические карты по каждому отдельному показателю. Для создания итоговой оценочной карты можно использовать бальный метод и произвести оценку территории по степени благоприятности.

По показателю превышения (перепад высот) к благоприятным относятся склоны от 700–1500 м, к среднеблагоприятным – от 150–700, неблагоприятным – менее 150 м. По экспозиции благоприятными считаются склоны северной, северо-западной и северо-восточных экспозиций. К благоприятным относятся склоны с крутизной 12–25°, к средним 6–12°, к неблагоприятным – 0–6° и более 30°.

Для создания прикладных карт незаменимым инструментом является использование географических информационных систем (ГИС). ГИС представляют возможности создания большого количества графических баз данных с разнообразной структурой атрибутивной информации, а использование дополнительных модулей и функций программных комплексов позволяет преобразовывать пространственные базы данных в удобную форму для самых разнообразных целей.

Цифровое моделирование рельефа (ЦМР) – одна из основных моделирующих функций геоинформационных систем. Использование ЦМР в рекреационно-геоморфологическом картографировании позволяет автоматизировать некоторые процессы:

- аналитическая отмывка рельефа;
- расчет «элементарных» морфометрических показателей: углов наклона (уклонов), экспозиций склонов и др; построение синтетических морфометрических карт;
- оценка формы склонов;
- построение профилей поперечного сечения рельефа;
- трехмерная визуализация рельефа в форме блок-диаграмм и других объемных каркасных (нитяных), полутоновых (светотеневых) и фотореалистичных (текстурированных) изображений, в том числе виртуально-реальностных, например путем драпировки поверхности рельефа цифровыми космо- или аэрофотоизображениями;
- оценка зон видимости или невидимости с заданной точки (точек) обзора; оценка проходимости территории.

Литература

1. Бредихин А. В., Сазонова А. А. Рекреационно-геоморфологическое картографирование // Вестник МГУ. Серия 5 География. 2007. №1
2. Симонов Ю. Г., Кружалин В. И. Инженерная геоморфология. М., 1989.
3. Анисимов В. И., Заседателю Ю. В. Рекреационный потенциал рельефа (на примере ТРК Большого Сочи) // Изв.РГО. Т.126. Вып.3.1994.
4. Анисимов В. И., Заседателю Ю. В. Морфометрический анализ горного рельефа для целей рекреации (на примере района Красной Поляны) // Геоморфология. 1993. №1 С. 51–57
5. Мехбадиев М. М. Морфометрическое исследование рельефа Загатайского заповедника с применением ГИС в целях развития туризма // http://dataplus.ru/news/arcreview/detail.php?ID=975&SECTION_ID=29
6. Антипцева Ю. О., Думит Ж. А. Морфометрический анализ рельефа с использованием ГИС-технологий при оценке рекреационного потенциала Лагонакского нагорья (Северо-Западный Кавказ) // Геоморфология, 2009.

7. Бредихин А. В. Рельеф как условие и ресурс рекреационной деятельности. // Вестн. Моск. Унта, Сер. 5, география, 2003, № 1, С. 58–59
8. Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А. Микроклиматические особенности территории проведения зимних олимпийских игр «Сочи-2014» и методы их оценки // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, выпуск 559. Санкт-Петербург, 2009.
9. Зырянов А. И., Мышлявцева С. Э. Методика выявления территорий пригодных для организации горнолыжного отдыха (на примере Пермского края) // Туризм и рекреация. М., 2009, С. 65–71

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ УСТЬЕВЫХ ОСАДОЧНЫХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В. Н. Коротаев

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: vlaskor@mail.ru

GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF MOUTH SEDIMENTAL AND GEOMORPHOLOGICAL SYSTEMS

V. N. Korotaev

Department of Geography, Moscow State University, e-mail: vlaskor@mail.ru

Изображение речных дельт на мелкомасштабных геоморфологических картах проводилось давно [1–3]. Как правило, они показывались как аллювиальные, аллювиально-морские или дельтовые части прибрежной равнины. Крупномасштабные геоморфологические карто-схемы известны для некоторых больших дельт, где помимо гидрографической сети дельтовых водотоков и водоемов выделялись различные морфологические элементы (Дунай, Волга, Терек, Сев. Двина, Лена, Хуанхэ, Миссисипи и др.) [4–11]. Однако, в перечисленных примерах картографированием была охвачена только территория современного дельтового разветвления, а большая часть аллювиального конуса выноса, сформированного в устьях крупных рек за последние 7–5 тыс. лет, оставалась вне внимания исследователей.

На побережьях Мирового океана в устьях крупных рек в позднем голоцене появились огромные скопления терригенного материала, общая площадь которых составляет около 5 млн. км², или 2% поверхности Земли. Это глобальное природное событие явилось следствием стабилизации постгляциальной трансгрессии, создавшей предпосылки для интенсивной аккумуляции речных наносов в виде устьевых конусов выноса. В широких пределах варьируют размеры субаэральных дельтовых равнин, занимающие от 1/10 до 1/1000 общей площади речного бассейна; различны форма и объемы дельтовых тел. Аллювиально-дельтовые равнины, сформированные в период от 7–5 до 2,5–1,5 тыс. лет назад в устьях крупных рек на океанических побережьях и на берегах окраинных морей, как правило, перекрывают позднеплейстоценовые дельтовые тела с абсолютным возрастом отложений более 10 тыс. лет. Субаэральная часть таких дельт обычно представлена несколькими региональными субдельтами, связанными с пространственными перемещениями зон активного дельтообразования [12–15]. Поэтому при определении границ аллювиально-дельтовых равнин, образованных в устьях крупных рек на побережьях океанов и окраинных морей, предлагается за верхний предел их распространения считать вершину позднеголоценового ингрессионного залива (лимана) или устьевой лагуны. За нижнюю границу речной дельты принимается подводное окончание устьевого конуса выноса (авандельты).

Традиционно часть низовья реки и предустьевое пространства моря, где формирование рельефа и отложений происходило под действием так называемых устьевых процессов, называли устьевой областью реки. Однако гидрологические границы устьевой области не всегда совпадают с границами природных устьевых объектов геолого-геоморфологических исследований, которым было присвоено другое определение – устьевые системы (УС). Под устьевыми геоморфологическими и осадочными системами понимается комплекс субаэральных и субаквальных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских аккумулятивных и эрозионных форм рельефа и слагающие их отложения, сформированные рекой и морем в пределах устьевого конуса выноса реки в течение позднего голоцена.

Это понятие позволяет объединить в одном определении взаимосвязанные в масштабе геологического времени и по ведущему рельефообразующему фактору, но различные по возрасту и литологии части единой природной устьевой геосистемы – субаэральную дельтовую равнину (активную и отмершие ее части) и субаквальную мелководную платформу (авандельту), где процессы формирования дельтовых фаций сменяются шельфовым седиментогенезом. Устьевая область, дельта и устьевое взморье – составные и неотъемлемые части устьевой системы. В её пределах выделяются следующие участки: придельтовый и дельтовый, который в свою очередь подразделяется на собственно дельтовый (субаэральная дельта с общей узловой точкой для водотоков – вершиной

дельты) и авандельтовый (субаквальная часть конуса выноса с устьевыми барами, нижняя граница которого располагается в районе свала глубин и в области развития морского барообразования, где происходит смена формирования дельтовых фаций шельфовым седиментогенезом). Таким образом, объектом нашего исследования являются природные устьевые системы, возникшие в устьях рек в постгляциальный период формирования океанических побережий и берегов окраинных морей за последние 7–5 тыс. лет.

Для составления геоморфологических карт устьевых систем окраинных и внутренних морей России была разработана при участии проф. Г. И. Рычагова унифицированная легенда, построенная по традиционному генетико-возрастному принципу. Основой для составления геоморфологических карт являлось полевое дешифрирование аэроснимков, описание литологии пойменных и террасовых разрезов, изучение спорово-пыльцевых диаграмм и определение абсолютного возраста дельтовых отложений радиоуглеродным методом по содержанию C^{14} изотопа в растительных, древесных и костных остатках. Обычно применялся способ работы на ключевых участках, выбранных после рекогносцировочных маршрутов и облета дельт, где по материалам полевого и камерального дешифрирования и анализа топографических карт и космических снимков выделялись предполагаемые разновозрастные поверхности пойм и дельтовых островов. В качестве дешифровочных признаков для разделения дельтовой равнины на разновозрастные и генетически неоднородные геоморфологические уровни принимались форма, размер и тон фотоизображения различных элементов рельефа. Таким образом, имея достаточно апробированный прием выделения типов, форм и элементов дельтового рельефа по определенным дешифровочным признакам на аэро- и космических снимках и возможность выборочного определения абсолютного возраста дельтовых отложений на ключевых участках, можно было составлять геоморфологические карты и схемы геоморфологического районирования на обширные территории дельтовых равнин.

На картах и геоморфологических схемах речных дельт, формирование которых происходит в зоне взаимовлияния речных и морских факторов, основные типы рельефа суши и их возраст выделялись фоновой окраской и индексами, а формы рельефа и их элементы – штриховкой и значковыми изображениями. Флювиальным формам была определена зелено-желтая гамма цветов, а морским – сине-голубая, в целом соответствующая легенде геоморфологических карт СССР масштабов 1:50 000 – 1:25 000, принятой в 1960 г.

В современных речных дельтах, прошедших длительный эволюционный путь развития и несколько стадий выполнения заливов и выдвигания на открытое взморье, процессы первичного дельтообразования с формированием устьевых баров локализованы в приморской части дельт и на устьевом взморье. На остальной части дельтовой равнины преобладают процессы переформирования древних участков дельтовой поймы современными русловыми процессами. В легенде это нашло отражение в условном разделении флювиальных форм на созданные русловыми и устьевыми процессами. К первым отнесен комплекс плейстоценовых надпойменных террас и голоценовых пойм в пределах дельты. Речные поймы делятся на молодые (низкую аккумулятивную, островную и сегментную, формирующуюся в настоящее время при зарастании осередков, побочней, обмелевших протоков, слабо закрепленной поверхностью высотой до 1 м; и высокую, сегментно-проточную, в основном сформированную и заросшую кустарником, высотой до 2 м); зрелые (аккумулятивные, сформированные и заросшие кустарником, не затопляемая, ежегодно, сегментно-гривистая высотой до 3 м) и старые (давно сформированные, аккумулятивные, с сильно измененным первичным рельефом золовыми, болотными или криогенными процессами, заросшие таежной и луговой растительностью, сильно заозеренные и заторфованные, высотой до 5 м). На поверхности пойм и в русле реки значками показываются прирусловые валы, отмели, осередки, уступы пойм и террас, подвалья перекаатов, высота пойм над меженным руслом, направления перелива половодных вод.

Собственно дельтовые формы рельефа, содержащиеся в основании дельтового острова баровый осередок, представлены комплексом островов и пойменных поверхностей: современные формирующиеся устьевые косы и баровые осередки высотой до 1 м; молодые дельтовые острова высотой до 2 м, абс. возраст до 500 лет; зрелые дельтовые острова высотой до 3 м, абс. возраст до 1 тыс. лет; старая аллювиально-дельтовая пойма высотой до 5 м, абс. возраст более 1500 лет. Значками показываются контуры устьевых баров (подводных конусов выноса в устьях дельтовых водотоков), направления стоковых и штормовых течений, направление потоков морских наносов, береговые формы рельефа. Специфика геоморфологических процессов в дельтах подчеркивается нанесением на карту, например, криогенных форм рельефа (булгуняхов, полигонов, байджарахов), золовых (дюны, барханы, бугры), биогенных (мангры, тростник) и т.п.

Легенда геоморфологической карты устьевой системы реки масштаба 1:25 000–1:100 000

Геоморфологические границы:

1) Границы форм рельефа и их частей: 1 – четко выраженные, 2 – нечетко выраженные; 2) Границы структурно-тектонические: 1 – геоструктур, 2 – локальных новейших структур (а – поднятия, б – опускания).

Основные типы и формы рельефа:

Флювиальные формы: А – созданные русловыми процессами: 1 – голоценовые речные поймы: 1а – молодая (низкая) аккумулятивная, со слабо закрепленной поверхностью формирующаяся при зарастании русловых осередков, кос, побочней и обмелевших проток за последние 50–100 лет, островная и сегментная пойма высотой до 1 м, 1б – молодая (высокая) аккумулятивная, в основном сформировавшаяся и заросшая кустарником за 100–500 лет, сегментно-проточная высотой 1–2 м, 1в – зрелая аккумулятивная, заросшая густым кустарником и сформированная за последние 1000–1500 лет, затопляемая в половодье полностью не каждый год, сегментно-гивистая с ярко выраженным русловым рельефом высотой до 3 м, 1г – старая аккумулятивная с первичным рельефом, измененным криогенными и болотными процессами, заросшая лесной и луговой растительностью, сильно заозеренная, редко затопляемая во время высоких половодий, начало формирования которой происходило не позднее 2500–4500 лет, высотой до 5 м, 1д – древняя аккумулятивная с очень сильно измененным первичным русловым рельефом, не затопляемая, с термокарстовым рельефом и лесотундровой растительностью, формирование которой завершилось 5–6 тыс. лет назад, высотой 5–7 м; 2 – плейстоценовые речные террасы: 2а – I надпойменная сартанско-голоценовая высотой 5–10 м; 2б – II надпойменная каргинско-сартанская, высотой 15–20 м; 2в – III надпойменная зырянско-каргинская высотой 30–40 м (аллювиально-озерная).

Формы и элементы форм рельефа русел, пойм и речных террас:

Русло: прирусловые отмели, подвалы перекатов. Пойма: прирусловые валы (гривы), уступы размываемые и отмершие, ложбины, староречья, корги (льдонапорные валы), направление перелива вод. Терраса: уступы размываемые и отмершие, сухие русла, останцы.

Б – созданные устьевыми процессами: 1 – голоценовые дельтовые поймы: 1а – современные (50–100 лет), формирующиеся устьевые косы и баровые осередки высотой до 1 м, 1б – молодые (до 500 лет) дельтовые острова высотой до 2 м, 1в – зрелые (абс. возраст до 1500 лет) дельтовые острова высотой 3 м, 1г – старая аллювиально-дельтовая озерно-термокарстовая равнина (возраст 1,5–2,5 тыс. лет) высотой до 5 м, 1д – древняя аллювиально-дельтовая равнина (возраст более 2,5 тыс. лет) высотой 5–7 м.

Формы и элементы форм дельты и устьевого взморья:

Устьевое взморье: устьевые бары, приустьевые подводные косы, направление стоковых течений. Морские формы: А – созданные волновыми процессами: 1 – голоценовые террасы: 1а – современная (до 100 лет) низкая лайда и пляж высотой до 1 м, 1б – современная (до 500 лет) высокая лайда или аккумулятивная барьерная терраса высотой до 2 м, 1в – зрелая (аккумулятивная) барьерная терраса высотой до 2 м (абс. возраст до 1500 лет), 1г – старая аккумулятивная барьерная терраса высотой до 4 м (абс. возраст до 4 тыс. лет); 2 – плейстоценовые террасы: 2а – аккумулятивная лагунно-морская (фацция губы) сартанского возраста высотой 5–10 м, 2б – аккумулятивная лагунно-морская каргинского возраста высотой 10–25 м, 2в – аккумулятивная прибрежно-морская казанцевского возраста высотой 30–40 м. Б – созданные сгонно-нагонными и приливо-отливными процессами: 1 – осушка.

Формы и элементы форм рельефа авандельты и морских террас:

Авандельта: подводные береговые валы, эрозионные ложбины, подводные реликтовые речные долины, древние береговые бары, направление штормовых и приливных противотечений, направление миграций и потоков вдольбереговых наносов. Морская терраса: береговые валы, клифы активные и отмершие, осушки. Криогенные формы: А – созданные мерзлотными процессами: 1 – морозобойные трещины, полигональные формы; 2 – байджежахы; 3 – булгуняхи, гидролакколиты. Б – созданные термокарстовыми процессами: 1 – аласовые котловины; 2 – термокарстовые долины; 3 – бургисто-западинный рельеф. Эоловые формы: А – созданные эоловыми процессами: 1 – прибрежные дюны, 2 – бургистые пески. Озерно-аллювиальные формы: А – созданные совокупным действием реки и озера: 1 – едома (озерно-аллювиальная приморская равнина верхне-среднеплейстоценового возраста с высотами 40–60 м. Тектоно-денудационные формы: А – созданные совокупным действием тектонических, денудационных и гравитационных процессов: 1 – структурно-денудационный: 1а – крупногрядовое среднегорье, сильно расчлененное на терригенно-карбонатных палеозойско-мезозойских породах и складчато-глыбовых структурах, 1б – полого-увалистое низкогорье, среднерасчлененное на терригенно-карбонатных палеозойских породах и складчато-глыбовых структурах, 1в – куэстовый, сильно расчлененный па моносинклинальных структурах, 1г – грядовое низкогорье сильно расчлененное; 2 – обвальное-осыпное: 2а – склоны делювиального накопления, 2б – склоны обвальное-осыпного накопления.

Формы и элементы форм эрозионно-тектонического происхождения:

Тектонические: грабены и горсты, глубинные разломы и разрывные нарушения, уступы. Флювиально-гравитационные: пролювиальные и осыпные конусы выноса.

Геоморфологическое картографирование устьевых осадочных и геоморфологических систем на основе унифицированной легенды позволяет наглядно представлять пространственное соотноше-

ние между различными типами и формами рельефа суши и дна и проводить палеогеоморфологические реконструкции (восстанавливать направление палеостока реки и этапы формирования устьевой системы).

Геоморфологическое картографирование устьевых систем в комплексе с анализом схем вертикальных и горизонтальных деформаций дна и берегов дельтовых рукавов и устьевых баров дает возможность оценивать интенсивность и направленность дельтоформирующих процессов (скорость заполнения долинных заливов и темпы нарастания морского края речных дельт).

Комплекс методических приемов геоморфологического картографирования и анализа аллювиально-дельтовых равнин применялся при разработке практических рекомендаций по инженерному регулированию морских устьев рек, в частности для выбора оптимальных вариантов судовых трасс в дельтовых рукавах и на акватории устьевых баров.

Литература

1. Геоморфологическая карта Европейской части Кавказа (м-б 1:2500000). М.: Изд-во ВАГТ Мингео СССР, 1970. 2 листа.
2. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана. Л.: Тр. НИИГА, 1965. Т. 143.
3. Геоморфологическая карта СССР (м-б 1:4000000). М.: ИГАН-МГУ, 1960. 4 листа.
4. Гидрология устьевой области Дуная /Под ред. Я. Д. Никифорова и К. Дьякону. М.: Гидрометеиздат, 1963. 383 с.
5. Геология дельты Волги /Под ред. М. В. Кленовой. Л.: Гидрометеиздат, 1951.
6. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен Северо-Востока Русской Равнины (графические приложения). М.: Аэрогеология, 2005. 5 листов.
7. Бернанд Х., Лебланк Р. Обзор четвертичной геологии прибрежных равнин северо-западной части Мексиканского залива // Четвертичный период в США. М.6 Мир, 1968. 157–220.
8. Li Congxian. Deltaic sedimentation // Modern Sedimentation in Coastal and Nearshore Zone of China. Beijing: China Ocean Press, 1986, pp. 230–376.
9. Григорьев М. Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН. 174 с.
10. Макаров А. С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лена в голоцене // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географ. наук. СПб.: Лемма, 2009. 16 с.
11. Возраст дельты Терека // Тр. Океанографической комиссии АН СССР. 1960. Т. VI (Исследование устьев рек). С. 85–88.
12. Коротаев В. Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 224 с.
13. Коротаев В. Н. Эстуарно-дельтовые системы // Геоморфология. 2008. № 3. С. 55–65.
14. Коротаев В. Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Географический ф-т МГУ, 2012. 540 с.
15. Коротаев В. Н., Чистяков А. А. Процессы седиментации в устьевых областях рек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2002. № 5. С. 3–7.

МЕТОДИКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ, СПЕЦИАЛИЗИРОВАННАЯ НА ПОИСКИ ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Кузнецова Г. Ф., Лоскутов Ю. И.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Новосибирск, loskutov@sniiggims.ru

METHODS OF GEOMORPHOLOGICAL MAPPING, SPECIALIZED IN SEARCH FOR HARD MINERALS

Kuznetsova G. F., Loskutov Yu. I.

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk,
loskutov@sniiggims.ru

Геоморфологическая карта – основной инструмент изучения рельефа и связанных с ним месторождений твёрдых полезных ископаемых (МТПИ). От того, по каким принципам составлена геоморфологическая карта, насколько объективно она отражает закономерности строения рельефа, будет зависеть и достоверность наших прогнозов при поисках МТПИ.

Методика геоморфологического картографирования применительно к поискам МТПИ разрабатывалась в СНИИГГиМСе в конце 60-х начале 70-х годов прошлого века, когда перед страной и институтом была поставлена задача поисков мезозойско-кайнозойских латеритных бокситов на Сибирской платформе. Тематические исследования возглавлял выпускник Саратовского государ-

ственного университета (СГУ) В. Ф. Филатов. В «теоретическую группу» входили В. Ф. Филатов, Ю. И. Лоскутов, Г. Ф. Кузнецова, А. А. Климович, Н. Р. Филатова. При разработке методики построения специализированных геоморфологических карт мы придерживались следующих принципов:

- геоморфологическая карта, как модель реального рельефа, должна максимально точно и объективно отражать особенности его строения;
- геоморфологическая карта должна быть понятна геологам и в наибольшей мере отвечать задачам поисковых работ.

При составлении геоморфологических карт на исследуемую территорию мы исходили из того, что наибольшую точность и объективность обеспечивает метод картографирования субгоризонтальных и наклонных (склоны) граней (поверхностей) рельефа. Таким образом, объектом (единицей) картирования являются грани (поверхности) рельефа, что обеспечивает не только точность и объективность отражения рельефа, но и «структурность» карты и возможность построения на её основе других карт.

При этом сразу же возникает вопрос – все ли характеристики граней рельефа (морфология, генезис, возраст) являются необходимыми при поисках бокситов? Для прогноза бокситоносности в первую очередь необходимо знать, существовала ли данная поверхность рельефа в период рудообразования (мел-палеогеновое время), то есть необходимо знать её возраст. А что такое возраст поверхности рельефа: начало или конец её формирования, или же весь период её образования?. [1]

Учитывая опыт геологии, мы пришли к выводу, что под геологическим возрастом деструктивной грани рельефа следует понимать отрезок времени в геохронологической шкале от начала вреза, приведшего к формированию данной поверхности, до окончания денудационной планации. Это окончание может быть вызвано погружением и захоронением поверхности или её воздыманием и расчленением. А возрастом аккумулятивной поверхности рельефа считать отрезок времени накопления рельефообразующей толщи, отделённой от нижележащих отложений геологически устанавливаемым размывом. Однако московская и санкт-петербургская школы геоморфологов [2, 3] рекомендуют определять возраста рельефа как длительность его существования – такой «антропогенный» подход мы считаем непродуктивным.

Не менее важен для выяснения перспектив поверхности и её *генезис*. Так, пострудная денудационная поверхность является бесперспективной на бокситы, а под синхронной ей аккумулятивной могут сохраниться рудные залежи. Генезис рельефа – достаточно сложное и точно не определённое понятие [4]. Прежде всего надо разобраться, что значит «вновь созданная поверхность»? По мнению В. В. Ермолова, впервые обратившего на это внимание, «поверхность считается вновь образованной только в том случае, если она заняла новое положение в пространстве» [5, с. 10]. Но при внимательном рассмотрении это условие является ни достаточным, ни необходимым: можно привести многочисленные случаи изменения положения поверхности в пространстве, а сама поверхность при этом остаётся неизменной – это пликативные и дизъюнктивные дислокации поверхностей выравнивания, перемещения блоков отседания, оползни и т.д. С другой стороны, возможен вариант когда положение поверхности в пространстве не изменяется по сравнению с исходным и всё же можно говорить о возникновении новой поверхности: это компенсированное накопление осадков, значительно реже – при денудации.

По нашему мнению, поверхность (грань) рельефа можно считать новообразованной только в том случае, если она слагается новыми порциями минерального вещества и занимает новое геоморфологическое положение, определяемое соотношением её со смежными гранями и слагающими их геологическими телами. Но возникает вопрос, какое количество минерального вещества (снесённого или накопившегося) следует считать достаточным и необходимым, чтобы говорить о вновь образованной поверхности, т. е. о поверхности другого генезиса. Это зависит от масштаба процесса и масштаба исследований – при принятом масштабе работ результаты генетических преобразований должны быть геологически измеримы.

Морфология рельефа – это база, на основе которой осуществляются все геоморфологические построения [6]. Термин «морфология земной поверхности» впервые был предложен К. Ф. Науманом в 1852 г. [7]. В российской литературе под «морфологией рельефа» понимаются «внешние очертания рельефа, определяемые его размерами, абсолютной и относительной высотой, формой вершин или впадин, крутизной и формой склонов, степенью эрозионного расчленения» [8].

Вслед за К. К. Марковым, А. И. Спиридоновым и др., мы считаем, что изображение рельефа при помощи горизонталей (изогипс) является лучшим средством изображения рельефа, наглядно передающим его морфографические и морфометрические особенности. Морфология рельефа играет определяющую роль как в образовании, так и в сохранности кор выветривания и связанных с ними МТПИ. Без знания морфологии невозможно реконструировать пути переноса и локализации полезных компонентов при денудации коры выветривания.

Таким образом, мы пришли к выводу, что специализированные на бокситы геоморфологические карты будут отличаться от «общих геоморфологических карт» только спецнагрузкой: показом мест находок галек и обломков бокситов, минералогического состава кор выветривания, их спе-

циализации по видам полезных ископаемых (золото, марганец, фосфор и др.). Кроме того, показываются мелкие и внemasштабные формы рельефа, которые имеют существенное значение при определении перспектив бокситоносности: реликты древних водораздельных гряд («червячные водоразделы»), отдельные останцы, карстовые образования. Тщательно картировались также все склоны, так как склоны, существовавшие в эпоху рудообразования, контролировали формирование подступных и останцовых залежей бокситов, а в пострудную эпоху влияли на возможность сохранности бокситовых руд.

Специализация геоморфологической карты на поиски золота, связанного с корами выветривания, в принципе мало чем отличается от вышеизложенной специализации при поисках бокситов. Добавим лишь, что обязательно надо показывать фрагменты древних долин, сохранившихся в рельефе, сквозные долины и провальные формы рельефа, фиксирующие наличие погребённых карстовых полостей, с которыми возможна связь золотого оруденения куранахского типа. Отображаются также и тектонические разломы, выражающиеся в рельефе в виде уступов, так как уступы, совпадающие с длительно живущими тектоническими разломами, могли контролировать образование так называемых «россыпей тектонических уступов» [9].

При составлении специализированной геоморфологической карты современного рельефа путём картирования граней (поверхностей) рельефа алгоритм действий должен быть следующим. По топографической основе производится расчленение рельефа на морфологические грани, рёбра, точки и составляется каркас карты [5], на которой таким образом отображаются поверхности выравнивания, расчленения [10] и перемещения, или поверхности упрощения и усложнения [11]. Топографическая основа используется на порядок крупнее, чем сама геоморфологическая карта. Далее конструируется в первом приближении «геоморфологическая лестница», на которой отображается только «морфологический возраст» выделенных граней. Корреляция фрагментов поверхностей выравнивания на данном этапе осуществляется по морфологическим данным (абсолютным и относительным высотам, по морфологии микро- и мезорельфа) с использованием топоосновы, аэрофото- и космоснимков. При этом по абсолютным высотам сопоставляются наиболее плоские, т.е. наиболее близкие к изопотенциальным уровням, части поверхностей выравнивания.

Затем производится сопоставление построенной схемы рельефа с геологической картой (такого же или более крупного масштаба) и определяются генезис и геологический возраст выделенных граней рельефа. Осуществляется синхронизация [12], т.е. устанавливается одновозрастность фрагментов поверхностей выравнивания, пространственно разобщённых. «Геоморфологическая лестница» насыщается геологическим содержанием и корректируется. На основе установленного возраста производится идентификация разобщённых участков поверхностей выравнивания и объединение одновозрастных фрагментов в один уровень.

Итак, на специализированной геоморфологической карте, так же как и на общей, картируются все три характеристики рельефа (морфология, генезис, возраст) отдельными, независимыми друг от друга изобразительными средствами. Основным изобразительным средством — цветом (используется цветовая гамма геологической шкалы) показывается геологический возраст рельефа как наиболее важная характеристика. Тем самым достигается унификация геоморфологических карт на основе геохронологической шкалы. Генезис показывается площадными значками, а морфология — горизонталями, так как словесная характеристика не даёт столь полного отображения рельефа, как топографическая основа с горизонталями. Карта сопровождается геоморфологическими разрезами в масштабе карты и «геоморфологической лестницей» (аналогом стратиграфической колонки), на которой отображается относительный и геологический возраст картируемых граней.

Мы не будем подробно останавливаться на методике и приёмах определения возраста и генезиса граней рельефа, так как неоднократно излагали это ранее [13, 14]. Отметим лишь, что мнение о большой субъективности и неточности в определении возраста рельефа легко устраняется, если следовать по пути геологии, где под возрастом какого-либо стратиграфического подразделения понимается не начало и не конец завершения осадконакопления, а отрезок времени в геохронологической шкале от начала осадконакопления данного типа до его окончания.

При использовании геоморфологических карт при поисках алмазов в Якутии выявились некоторые особенности [15]. Специализация геоморфологической карты на алмазы заключается в выносе на эту карту всей информации не только по алмазоносности, но и любой другой, которая имеет значение при определении перспективности территории на коренные и россыпные месторождения алмазов. Поэтому мы на геоморфологическую карту вынесли следующие показатели:

- контуры кимберлитовых (лампроитовых) полей;
- контуры рудно-россыпных узлов и полей;
- россыпные месторождения и проявления алмазов;
- коренные месторождения и проявления алмазов;
- отдельные находки алмазов вне контуров рудно-россыпных полей;
- кольцевые, полукольцевые и дуговые структуры;
- разрывные нарушения, выражающиеся в рельефе;

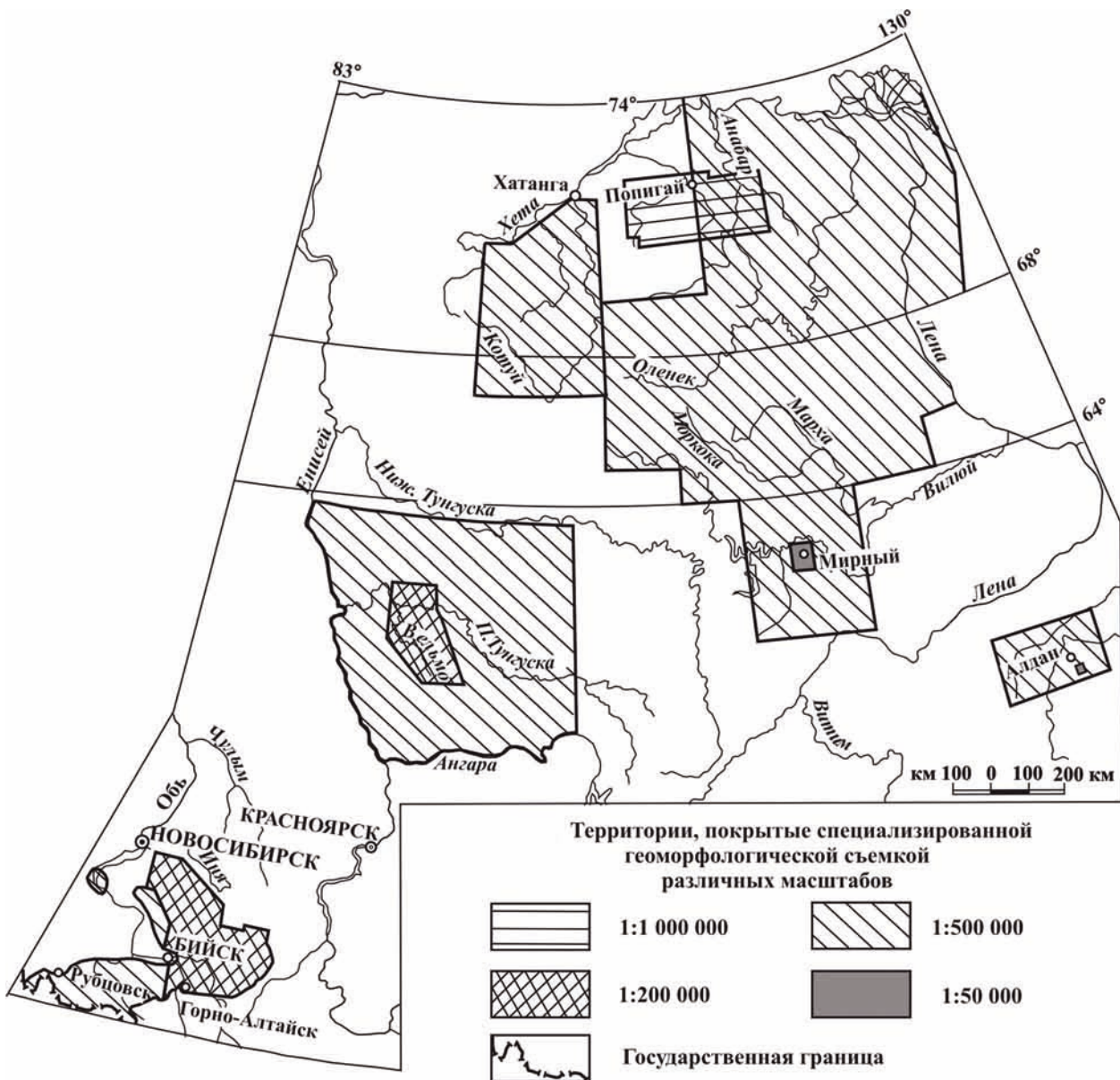


Рис. 1. Покрывание специализированной геоморфологической съёмкой различных масштабов

- контуры палеодолин;
- мелкие и внемасштабные формы рельефа, имеющие значение при проведении алмазопроиско-вых работ: реальные и предполагаемые кратеры диатрем, карстовые воронки и полости открытые и погребённые, сквозные долины, ледниковые формы рельефа, линии современных водоразделов главных и второстепенных речных систем.

Геоморфологическая карта современного рельефа, составленная по указанным выше принципам и специализированная на алмазы позволяет: 1) построить серию палеогеоморфологических карт на временные срезы, в течение которых происходило разрушение и снос алмазосных магматитов; 2) восстановить историю развития рельефа и судьбу россыпных и коренных месторождений алмазов, в частности, определить величину денудационного среза алмазосных диатрем; 3) провести морфоструктурный анализ территории, обратив особое внимание на купольные структуры, выражающиеся в рельефе.

На основе вышеизложенной методики мы построили геоморфологические карты в основном масштаба 1 : 500 000, специализированные на бокситы (Красноярский край), золото (Салаир, Горная Шория и север Горного Алтая, Алтайский край, Якутия – междуречье Амги и Алдана) и алмазы (Якутия) (рис. 1). Как видим, методика апробирована на территории как платформ, так и складчатых сооружений. Для Сибирской платформы характерно ярусное строение рельефа с серией денудационных поверхностей выравнивания различного возраста, преимущественно мезозойских [16].

В качестве заключения отметим, что разработанная нами методика геоморфологического картографирования, специализированная на поиски твёрдых полезных ископаемых, подтвердила свою эффективность и оказалась востребованной производственными организациями.

Литература

1. Время и возраст рельефа / Б. П. Агафонов, Г. С. Ананьев, В. М. Белоусов и др. Новосибирск, 1994. 192 с.
2. Геоморфология: Учеб пособие для студ. высш. учеб. заведений / Ю. Г. Симонов. СПб., 2005. 427 с.
3. Геоморфология: Учеб пособие для студ. высш. учеб. заведений / С. Ф. Болтрамович, А. И. Жиров, А. Н. Ласточкин и др. М., 2005. 528 с.
4. Генезис рельефа / Г. Ф. Уфимцев, Д. А. Тимофеев, Ю. Г. Симонов и др. Новосибирск: 1998. 176 с.
5. Ермолов В. В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов // Тр. НИИГА, т. 83, Л., 1958, С. 5–32.
6. Морфология рельефа / Г. Ф. Уфимцев, Д. А. Тимофеев, Ю. Г. Симонов и др. М., 2004. 184 с.
7. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948. 343 с.
8. Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С. Терминология общей геоморфологии. М., 1977. 200 с.
9. Спорыхина Л. В., Орлова Н. И., Петроченков А. А. Методика поисков и прогнозирования полигенных россыпей олова и золота // Руды и металлы, 1996, № 3, С. 31–38.
10. Лебедева Н. А. О легенде геоморфологической карты // Вестник ЛГУ, сер. геогр., 1952, № 1, С. 115–119.
11. Филатов В. Ф., Лоскутов Ю. И. Генетическая классификация естественных граней рельефа // Геоморфология, 1980, № 1, С. 41–47.
12. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М., 1979. 173 с.
13. История формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа / В. Ф. Филатов, Ю. И. Лоскутов, Г. Ф. Кузнецова и др. Новосибирск, 1976, 87 с.
14. Лоскутов Ю. И., Кузнецова Г. Ф., Филатова Н. Р. Методические рекомендации по составлению геоморфологических и палеогеоморфологических карт средних и крупных масштабов, специализированных на поиски гипергенных полезных ископаемых. Новосибирск, 1995. 99 с.
15. Лоскутов Ю. И. Геоморфологическая карта как инструмент поиска коренных месторождений алмазов по россыпям и ореолам рассеяния алмазов и их минералов-спутников // Материалы XIV международного совещания «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения». Новосибирск, 2010, С. 393–397.
16. Процессы формирования рельефа Сибири / Н. А. Флоренсов, Л. Н. Ивановский, Г. Ф. Уфимцев и др. Новосибирск, 1987. 129 с.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ
ПРИ СОСТАВЛЕНИИ КАРТ ОБЩЕГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ**

А. П. Кулаков

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, kulakov@tigdvo.ru

**THE GEOMORPHOLOGICAL AND PALEOSEISMOGEOLOGICAL DATA
FOR COMPILING MAPS OF GENERAL SEISMIC ZONING OF THE RUSSIAN FEDERATION TERRITORY**

A. P. Kulakov

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok, kulakov@tigdvo.ru

Карты ОСР (общего сейсмического районирования) для территории России составляются уже несколько десятилетий. Они являются нормативными документами, поэтому регулярно (по крайней мере, раз в десять лет) дополняются поступающими сейсмостатистическими данными и в таком виде предоставляются пользователям. В основу методологии создания модели зон ВОЗ для карт ОСР-2012 положена линеаментно-доменно-фокальная модель источников землетрясений (ЛДФ-модель), которая используется сейсмологами и в настоящее время [1].

Вместе с тем, известно, что в восточных регионах России в прошлом и начале нынешнего столетия были проведены крупные морфоструктурно-палеогеографические и палеосейсмогеологические исследования, которые дали новые материалы для рассмотрения проблемы сейсмичности региона. В последние годы для территории ДВ Федерального округа России было проведено сопоставление материалов морфоструктурных и палеосейсмогеологических исследований [2], что позволило выявить новые, неизвестные ранее сейсмоактивные морфоструктуры, зоны, районы, которые не отражены на существующих картах ОСР-97 и ОСР-2012, но, тем не менее, занимают значительные по площади территории, в том числе освоенные человеком.

Выявлен принципиально новый тип сейсмоактивных морфоструктур Востока Азии, представленный серией отрицательных кольцевых структур (впадин) диаметром от нескольких сотен км до 1,0 – 2,0 тыс. км. Это впадины окраинных морей (Берингова, Охотского, Японского и др.) и впадины восточной окраины континента, диаметром 300 – 500 км (Средне-Амурская, Ханкайская, Саньцзян и др.). Впадины начали формироваться в юрское - меловое время и испытывают унаследованное тектоническое погружение в наши дни [3,4]. Высокая сейсмическая активность упомянутых мегаморфоструктур убедительно подтверждается множеством палеосейсмодислокаций, выявленных различными исследователями в их пределах [6 – 12 и др.].

Рассматриваемые мегаморфоструктуры на Дальнем Востоке России распространены довольно широко [10 – 13 и др.], что, в свою очередь, приводит к общему повышению уровня сейсмической опасности для региона в целом.

В рассматриваемых сейсмоактивных морфоструктурах – впадинах существует, по-видимому, своеобразный механизм землетрясений, который принципиально отличается от упомянутой выше модели ЛДФ [1]. По мнению автора, землетрясения в таких морфоструктурах обусловлены их унаследованным тектоническим погружением, которое происходит не плавно, а дискретно, поэтому временами быстрые погружения (обрушения) дна геодепрессий вызывают землетрясения на всей территории мегаморфоструктур.

Впадины, как установил еще Г. И. Худяков [3], являются наиболее активными элементами современного морфоструктурного плана дальневосточного региона России. Тектоническое погружение этих мегаморфоструктур а. следовательно, и землетрясения в их пределах будут происходить и в ближайшем геологическом будущем, то есть еще сотни и тысячи лет, принося значительный вред человеку. Поэтому на создаваемых сейчас картах общего сейсмического районирования должны быть показаны все виды региональных сейсмоактивных морфоструктур, зон, районов, а не только «традиционные» геолого-тектонические образования, для которых разработаны определенные модели землетрясений.

Карты ОСР, по мнению автора, должны составляться на морфоструктурно-палеосейсмогеологической основе, что позволит с максимальной объективностью и точностью отобразить на картах сейсмоопасные структуры и сейсмоопасные районы земной коры различного типа и ранга, и более эффективно осуществлять профилактические мероприятия, направленные на защиту населения и экономической инфраструктуры от возможных сильных землетрясений, что особенно важно для ряда регионов России, где сейсмическая опасность достаточно высокая.

Литература

1. Уломов В. И., Перетокин С. А. О развитии методов общего сейсмического районирования территории Российской Федерации при создании карт ОСР-2012. Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Восточной Сибири и Дальнего Востока. Материалы научного симпозиума. Хабаровск, ДВО РАН, 2010, С. 177 – 181
2. Кулаков А. П. Новые сейсмоопасные районы в Дальневосточном Федеральном округе России. «География» и природные ресурсы», 2012 №3. С. 172 – 178
3. Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 255 с.
4. Васильев Б. И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. Ч. I. 176 с. Ч. II. 241 с.
5. Алексеев М. Д., Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря. Геология и геофизика. 1975, № 8, С. 87 – 95.
6. Важенин Б. П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
7. Олейников А. В., Олейников Н. А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 184 с.
8. Олейников А. В., Олейников Н. А. Палеосейсмогеология и сейсмическая опасность Приморского края // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 76 – 84.
9. Сейсмоструктура и сейсмическое районирование Приамурья. Отв. ред. Солоненко В. П. Николаев В. В., Семенов Р. М., Оскорбин Л. С. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
10. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа (Объяснительная записка к карте структур центрального типа, масштаб 1 : 10 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
11. Кулаков А. П., Мясников Е. А. Восточная окраина Азии: региональные морфоструктуры и сейсмическая опасность. Вестник ДВО РАН, 2006. № 3. С. 61 – 75.
12. Кулаков А. П., Мясников Е. А. Бассейн оз. Ханка: новые представления о морфоструктуре и сейсмической опасности. Вестник ДВО РАН. 2008. № 4, С. 51 – 57
13. Золотов М. Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья. Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3 – 33.

**ПУТИ И ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕОДОЛЕНИЯ ДЕЙСТВИЯ ЗАКОНА ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ
СОДЕРЖАНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ РАЗНЫХ МАСШТАБОВ
(НА ПРИМЕРЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ И КАРТ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ)**

Лукутов Е. Ю.

Тюменский государственный университет, Тюмень, likutov@front.ru

**WAYS AND POSITIVE RESULTS OF THE LAW GENERALISATION OF GEOGRAPHIC MAPS
OF DIFFERENT SCALES
(ON THE EXAMPLE OF THE GEOMORPHOLOGICAL MAPS AND OF THE QUARTER FORMATIONS MAPS)**

Likutov E. Y.

Tyumen State University, Tyumen, likutov@front.ru

Генерализация (обобщение) содержания географических карт считается их объективным свойством, как и процесса картографирования, и получила математическое обоснование [1]. Выделяется несколько видов генерализации объектов: 1) локализованных по пунктам; 2) локализованных на линиях; 3) сплошного распространения; 4) локализованных на площадях; 5) рассеянного распространения; а также – 6) показателей движения и связей [1]. На геоморфологических картах и картах четвертичных образований (далее – КЧО) чаще всего генерализуются по своему количеству объекты 1; 2; 4 и 5-го видов, по форме к объединению контуров – также и 3-го вида.

Для геоморфологических карт и КЧО, как, впрочем, и для других карт природы, первостепенное значение имеет сохранение на них фактических данных в их максимальной полноте. Оно подчёркивается не более чем 5%-ной сохранностью форм и элементов рельефа, формировавшихся в течение геоморфологического этапа развития территории, в его современном срезе, как и геологических событий в геологическом разрезе. Данные эти тем более представительны, что получены как при полевых исследованиях различного территориального охвата [2, 3], так и при ЭВМ-моделировании [4].

Эти две группы обстоятельств находятся в непримиримом противоречии. Известны два основных пути его разрешения: либо максимально генерализовать объекты и получить наглядную, читаемую карту, но мало (или – банально) информативную; либо максимально сохранить факты и получить карту информативную, но плохо читаемую или не читаемую.

При построении геоморфологической карты одного из участков Станового хребта (в геологосъёмочный отчёт) [5] мы столкнулись с очень сложным строением рельефа [6]. Один из аспектов сложности состоит в том, что многие важнейшие для установления строения и динамики рельефа его формы и элементы имеют небольшие длину и особенно ширину. Это – не только пойма, которая, кстати, показывается обычно сугубо преувеличенной ширины на большинстве геоморфологических карт и (в виде ареалов распространения современного аллювия в пределах поймы) КЧО. Это – и надпойменные террасы трёх уровней, террасовал, и склоны: дефлюкционно-солифлюкционные (с наибольшими скоростями смещения обломочного материала на склонах в пределах территории исследований), дефлюкционно-осыпные, курумово-дефлюкционные, курумово-осыпные. Все они составляют основное содержание строения рельефа района исследований [5,6], а значит и его формирования. Таким образом, пойдя мы по известному, проторённому пути «объективной» и «математически обоснованной» генерализации – получили бы малосодержательную геоморфологическую карту, каких много в комплектах графических приложений к геологическим отчётам. Востребованность их очень близка к нулевой, о чём явно свидетельствует их подчёркнуто свежий внешний облик.

Наша же картосоставительская цель была иной: построить такую геоморфологическую карту, которая была бы максимально возможно содержательной и читаемой, обеспечивающей при этом: 1) содержательность главы «Геоморфология» [7]; 2) максимально близкое к объективному геоморфологическое и морфоструктурное районирование территории исследований; 3) выработку геоморфологических критериев поисков россыпей и рудопроявлений (месторождений) золота. Для этого нужно было сохранить максимум данных о строении рельефа. Обычные способы: предельно аккуратное, вынужденно преувеличенное, нанесение контуров форм и элементов рельефа, занимающих небольшие (не выраженные в масштабе карты) площади и нанесение только буквенных и цифровых индексов, поясняющих условные обозначения способом качественного фона – не привели к положительным результатам. Карта не только получалась малочитаемой. На ней не отражались особенности строения рельефа – как выявленные, так и возникающие на карте вследствие объективной познавательности карт [8] и тем более – закономерности формирования рельефа, особенно – речных долин.

Размышления над всеми возможными способами изображения явлений и объектов на географических картах, детальное изучение возможностей каждого из них привели к построению принци-

пиально новой, универсальной системы условных обозначений (легенды) геоморфологических карт [9]. Главное ее содержание: двойное обозначение для каждого из картографируемых геоморфологических объектов: для выраженных в масштабе карты – способ качественного фона (с буквенными обозначениями и буквенной (или цифровой) индексацией); для не выраженных в масштабе карты – способом значков. Значки в легенде подобраны так, что отвечают следующим требованиям: 1) отражают содержание (строение и формирование) обозначаемого объекта; 2) невелики по размерам и одновременно отличимы от других условных обозначений (в том числе и от других значков); 3) просты в исполнении.

В результате была достигнута цель картографирования [5–7] и выполнены задачи [10], поставленные в ходе съёмочных работ.

Принципиально такая же легенда разработана нами и применена при построении КЧО (пять листов) в рамках работ по ГДП-200 (геологическом доизучении площадей масштаба 1 : 200 000).

При изменении масштабов карт (как геоморфологических, так и КЧО), построенных по разработанной нами легенде, одни и те же объекты изображаются способом качественного фона (если они выражены на площади в данном масштабе карты) или способом значков (если они не выражены на площади в ином, более мелком, масштабе карты). Именно поэтому система условных обозначений с двойным обозначением картографируемых объектов и является универсальной.

Универсальность легенды вместе с выполненными упомянутыми выше требованиями к значкам снимает практически все ограничения полноты содержания геоморфологических карт и КЧО, накладываемыми масштабом карт и генерализацией их содержания. Лимитирующий фактор остаётся всего один: наличие достаточного места (площади) для изображения всех картографируемых значками объектов. (И, по нашим данным, действует он крайне редко или не действует совсем.) Плюс ко всему сохраняются практически ничем не ограниченные возможности пополнения содержания легенды.

С применением системы условных обозначений, построенной на основе того же принципа двойного обозначения объектов, предложенной нами в составе группы авторов [11], создана Карта современной динамики рельефа Северной Евразии (масштаб 1 : 5 000 000) [12], изданная Роскартографией.

Последующие исследования вызвали необходимость дальнейшего совершенствования разработанной универсальной системы условных обозначений геоморфологических карт. В ходе картографирования проявлений опасных рельефообразующих процессов (далее – ОРП) (в масштабе 1 : 50 000) в рамках инженерно-экологических изысканий в полосе по обе стороны трассы проектируемого и строившегося в ту пору Северо-Европейского газопровода стали очевидными задачи предметного (специализированного) картографирования ОРП вдоль линейных объектов: трасс и просек газопроводов, железных и автодорог (как шоссе, так и грунтовых). Изображение проявлений ОРП значками загромождало (иллюстративно перегружало) карту, делало ее нечитаемой. Учитывая линейно вытянутую форму объектов, ради безопасных строительства и эксплуатации которых и велись изыскания, мы обратились к способу линейных знаков в виде узких разноцветных полос. Каждым из таких знаков отображён определённый ОРП или их ассоциация, в составе каждой из которых, в свою очередь - до шести различных ОРП [13]. При этом для объектов, не выраженных в масштабе карты, продолжили применять способ значков.

Таким образом, мы разработали универсальную легенду с тройным обозначением объектов одного и того же содержания тремя различными способами: 1) выраженных в масштабе карты – качественным фоном (с буквенными обозначениями и буквенной (или цифровой) индексацией); 2) выраженных на линиях - способом линейных знаков; 3) не выраженных в масштабе карты – способом значков. – Степень сохранения и концентрации информации о строении и формировании рельефа увеличилась еще больше по сравнению с универсальной легендой с двойными обозначениями объектов одного и того же содержания, выраженных и не выраженных в масштабе карты. И действие закона генерализации содержания географических карт преодолено в ещё более полной мере.

Проведённые исследования [5–9, 13] а особенно и, в частности, построение защищённых геоморфологических карт (общей и ОРП) и КЧО показывают, что действие закона генерализации содержания географических карт, считавшегося до недавних пор незыблемым и получившего математическое обоснование [1], практически полностью преодолено (в частности - для карт разных масштабов) разработкой и применением универсальных легенд карт с двойным и тройным обозначением картографируемых объектов одного и того же содержания.

Фрагменты построенных геоморфологических карт намечается продемонстрировать в ходе доклада.

Литература

1. Салищев К. А. Картоведение: Учебник. – 3-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1990. 400 с.

2. Дарвин Ч. О неполноте геологической летописи // Происхождение видов путём естественного отбора. М.: Просвещение, 1986. С. 207–237.
3. Воскресенский С. С. История развития рельефа и формирование долинной сети // Геоморфология Амура-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. Ред. С. С. Воскресенский. Ч.1. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 256–274.
4. Клёнов В. И. ЭВМ-моделирование в задачах геоморфологической корреляции // Всес. совещ. по проблеме геоморфологической корреляции XVIII Пленум Геоморфологической комиссии АН СССР (тезисы докладов). Тбилиси: Мецниереба, 1986. С. 94.
5. Ликатов Е. Ю. Геоморфологическая карта бассейнов верхних течений рек Нижняя, Средняя и Верхняя Ларба. Масштаб 1:200000 // Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рр. Нижняя, Средняя и Верхняя Ларба: Отчёт Ларбинской партии о результатах групповой геологической съёмки и геологического доизучения площадей масштаба 1:50000, проведённых в 1989-1995 гг. на территории листов О-51-140-Г, -141-В, N-51-8-Б, -9-А,Б, В-а,б, -Г-а,б. Графические приложения / Отв. Исполнитель к.г.-м.н. Стриха В. Е. Благовещенск: ГПП «Амургеология», 1995.
6. Ликатов Е. Ю. Геоморфологический очерк южного макросклона Станового хребта // Геоморфология. 2003. №4. С.72–87.
7. Ликатов Е. Ю. Геоморфология// Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рр. Нижняя, Средняя и Верхняя Ларба: Отчёт Ларбинской партии о результатах групповой геологической съёмки и геологического доизучения площадей масштаба 1:50000, проведённых в 1989-1995 гг. на территории листов О-51-140-Г, -141-В, N-51-8-Б, -9-А,Б, В-а,б, -Г-а,б. В 2-х книгах. Кн.1: Текст отчёта / Отв. Исполнитель к.г.-м.н. Стриха В. Е. Благовещенск: ГПП «Амургеология», 1995. С.258–291.
8. Ликатов Е. Ю. Картографические произведения как познавательные системы // Геодезия и картография. 2010. №9. С.33–36.
9. Ликатов Е. Ю. Универсальная легенда общих геоморфологических карт разных масштабов и результаты ее применения // Проблемы специализированного геоморфологического картографирования: материалы межгос. совещания - XXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Волгоград, 7–11 октября 1996 г. Волгоград: Перемена, 1996. С.18–20.
10. Ликатов Е. Ю. Основные закономерности рельефообразования Станового хребта в связи с поисками россыпных и коренных месторождений золота // Геоморфология. 2003. №4. С.87–92.
11. Опыт картографирования геоморфологических процессов на примере Приамурья / В. И. Готванский, Е. Ю. Ликатов, М. Н. Гусев и др. // Проблемы специализированного геоморфологического картографирования: материалы межгос. совещания - XXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Волгоград, 7–11 октября 1996 г. Волгоград: Перемена, 1996. С. 76–78.
12. Карта современной динамики рельефа Северной Евразии (в пределах России и сопредельных стран). Масштаб 1:5000000 / Гл. редактор В. М. Котляков; Зам. гл. редактора С. К. Горелов. М.: ИГ РАН, 2003. 4 п.л.
13. Ликатов Е. Ю. Ассоциации рельефообразующих процессов и их феноменальное геоморфодинамическое свойство // Рельеф и экзогенные процессы гор / Материалы всероссийской конференции с международным участием, посвящённой 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л. Н. Ивановского (Иркутск, 25-28 окт. 2011 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2011. Т.1. С. 32–35.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
В ЦЕЛЯХ ИНДИКАЦИИ НЕ ВСКРЫТЫХ ДЕНУДАЦИЕЙ РУДНОНОСНЫХ ТЕЛ**

Д. В. Лопатин

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lopatin12@yandex.ru

GEOMORPHOLOGICAL MAPPING ORE-FIELDS FOR INDICATION OF DEEP ORE GEOLOGICAL BODIES

D. V. Lopatin

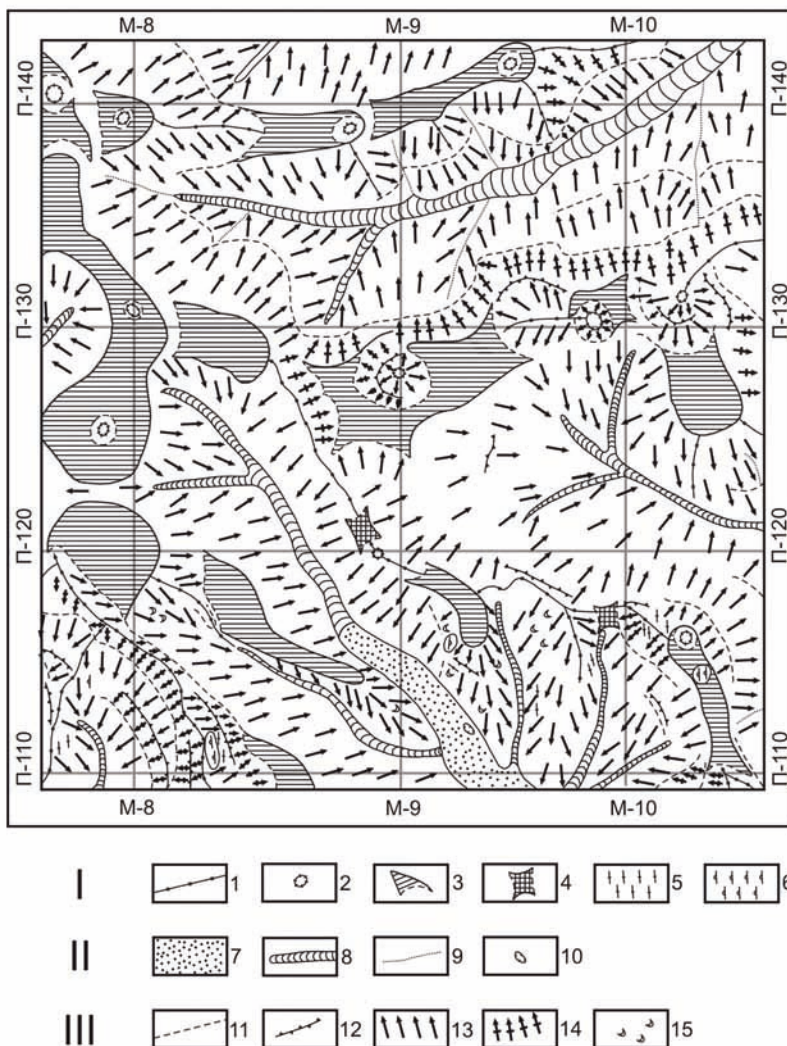
Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, lopatin12@yandex.ru

Содержание геоморфологической карты определяется теми задачами, которые мы ставим перед геоморфологией. Они сводятся к анализу рельефа земной поверхности, выяснению его морфологии, установлению происхождения и последовательности его формирования. Поэтому геоморфологическая карта является важнейшим документом, отображающим сущность наших пред-

ставлений о рельефе и уровень его познания. Специальные работы, такие как поиски не вскрытых эрозией рудоносных тел, требуют от геоморфологии получение специальной информации – индикаторов, косвенно указывающих на наличие неких тел на некоем удалении от поверхности. Для получения таких индикаторов необходимо произвести детальную геоморфологическую съёмку на топогеодезической основе. Это делается для пространственного совмещения полученных данных с геолого-геофизическими, геохимическими данными и для привязки к конкретным геологическим телам, формам и элементам форм их отображающих, в том числе и через тонометрические образы на дистанционной основе. Из всех этих и некоторых других свойств поверхности устанавливаются индикационные связи между поверхностными и глубинными элементами геологической структуры.

Геоморфологическая индикация целесообразна в тех рудных узлах и полях, где традиционные методы исчерпали свои возможности, в виду малой контрастности рельефа, плохой обнажённости субстрата и малой чёткости отображения рудоносных тел в геофизических полях. Такие тела могут прорываться через твердь земной коры по ослабленным разрывной тектоникой зонам и структурным «окнам», возникающим в их пересечениях. Структурные неоднородности земной коры возникают также при воздействии на поверхность слабо проявленных тектонических деформаций: «всплывающих» лёгких магматических тел и погружающихся тяжёлых, кольцевых деформаций, сквозных скрытых рудоконцентрирующих структурных форм и др. Цель геоморфолога – найти их с помощью вышеозначенных действий.

В основе методики картографирования рельефа рудных полей положен морфогентический принцип отображения рельефа с элементами склоновой морфодинамики, передающейся через микрорельеф. Работа по созданию карты включает 2 этапа. На первом проводится ряд рекогносцировочных маршрутов для изучения всего разнообразия форм и микроформ рельефа с целью создания базы данных, необходимой для построения легенды к карте. На втором – производится сама карта. Легенда к ней расширяется и уточняется в процессе картографирования.



I. Водораздельный комплекс форм рельефа: 1 – валообразные водоразделы, 2 – куполовидные вершины, 3 – субгоризонтальные (угол наклона $0-3^\circ$) водораздельные и склоновые денудационные поверхности и поверхности отпрепарированных сундучных складок, 4 – седловинные субгоризонтальные поверхности, 5 – структурный линейный микрорельеф, 6 – структурный бугристый микрорельеф.

II. Долинный комплекс форм рельефа: 7 – днища структурно-денудационных долин, 8 – ложбины неруслового стока, 9 – тальвеги, 10 – термокарстовые западины, воронки, котловины.

III. Склоновый комплекс форм рельефа: 11 – отрицательные перегибы склонов, тыловые швы аккумулятивных и денудационных поверхностей, 12 – положительные перегибы склонов, 13 – дефлюкционные пологие (угол наклона $3-12^\circ$) склоны, 14 – крутые (угол наклона более 12°) дефлюкционные и дефлюкционно-делювиальные склоны, 15 – склоновые мерзлотные бугры пучения.

ПР-153 – ПР-200 – профили геоморфологического картографирования (З-В). М-21 – М-19 – магистральные профили (С-Ю).

Рис. 1. Фрагмент генерализованной в масштаб 1:25000 геоморфологической карты масштаба 1:10000

При картографировании рельефа рудных полей используется масштаб 1:10000. На первом этапе обращается внимание на общие закономерности рельефообразования: его геометрические контуры, статику или пластику – особенности горизонтальной и вертикальной кривизны поверхности. Изучаются состояние развития рельефа, в зависимости от рельефообразующих процессов, или кинематики, а также динамика рельефообразования – направленности развития, крутизны склонов, и генезиса склоновых процессов. На втором этапе производится отображение этих составляющих на карте. Динамические характеристики картографируются векторами. Векторы ориентируются по направлению токовых линий переноса обломочного материала и стока вод по нисходящей ветви литодинамического потока. Их длина ассоциируется с крутизной склонов. Чем угол наклона меньше, тем длиннее вектор и наоборот. Цвет вектора обозначает генезис процесса на склонах. На генерализованных картах масштаба 1:25000 и мельче или на чёрно-белых вариантах карт эти тонкости не всегда выполнимы и заменяются упрощёнными общими знаками одинаковой длины. Способом линейных атрибутов картографируются однозначно выделяемые элементы и линии сочленения граней рельефа (талвеги ложбин стока, водоразделы, уступы, перегибы склонов, бровки, тыловые швы и т. д.). Внемасштабными знаками показываются группировки генетически однородных микроформ. Штриховкой и крапом обозначаются генезис субгоризонтальных аккумулятивных и денудационных поверхностей, выделенных с позиций морфодинамики. Возраст рельефа для данной задачи не имеет решающего значения и поэтому не отображается на карте, но по мере необходимости обсуждался в процессе описания рельефообразования.

Детальность съёмки масштабов 1:10000 и крупнее позволяет картографировать формы рельефа и микрорельефа, имеющие относительную высоту в 1 м, с точностью проведения и привязки контуров до 0,2 мм в масштабе карты (что составляет 2 м на местности). Точность отображения достигается инструментальной высокоточной привязкой всех точек к топогеодезической сети, выполняемой специальным топоотрядом, подготавливающим площадку к геофизической съёмке того же масштаба.

Картографирование осуществляется по топографическим профилям путём маршрутной фиксации форм, микро- и нанорельефа всей площади, пересекающим рудное поле с востока на запад, и магистралям, расположенным меридионально. Расстояние между профилями составляет 100 м, а между магистралями – 1 км. Профили пикетируются через 50 м; нумерация пикетов должна возрастать с запада на восток. Для точной привязки точек фиксации наблюдений между пикетами используется мерная лента и дополнительная разбивка визирных линий через каждые 10 м. Может использоваться и спутниковая привязка точек наблюдения.

В процессе картографирования измеряются углы наклона склонов, азимуты путей движения и механизм перемещения рыхлых отложений по склону, изучается генезис склоновых отложений, их мощности, вещественный состав, литологические особенности, микроморфологические характеристики поверхности, геологическая характеристика выпуклых и вогнутых неоднородностей коренного рельефа, ориентировка трещин и линейных параметров геологических структурных форм.

При движении по профилю картографируется полоса шириной в 100 м: по 50 м в стороны от линии профиля. Между профилями съёмка проводится в визуальном режиме, используя горный компас с визиром или буссоль и мерный инструмент. Контурные поля микроформ и другие геоморфологические границы наносятся на пикетажную маршрутную ленту с миллиметровой разграфкой, с которой вся информация в последующем переносится на пикетный план. Можно осуществлять привязку наблюдений и с помощью спутникового позиционирования.

Сложные участки, характеризующиеся высокой насыщенностью микроформами, сложной геометрией рельефа, в случае необходимости, картографируются в $M=1:5000$, с соответствующим сгущением маршрутной сети. По участкам «несбивок» и «нестыкочков» проводятся дополнительные увязочные маршруты и дешифрируются снимки высокого разрешения. Предложенная методика отличается от официально принятых для данного масштаба высокой технологичностью и может проводиться специалистами разной квалификации, в том числе и студентами старших курсов.

Для выявления структурных индикаторов производится генерализация данных геоморфологического картографирования методом выявления неоднородностей с признаками линейно ориентированной и центрзональной симметрии в геометрии рисунков размещения однотипных форм и микроформ рельефа. Аналогичная работа выполняется с топографическими картами по выявлению признаков разрывной тектоники. Отдельно проводится тонометрический анализ структурных неоднородностей по снимкам высокого разрешения. Далее, проводится совмещение в пространственных координатах всех трёх информационных «слоёв» и выявляются узлы совпадений по всем трём параметрам анализа. Затем изучаются закономерности размещения таких узлов. Если три из них или больше располагаются по прямолинейному или кольцевому закону распределения, то они соединяются линиями, которым придаётся значение признаков глубинных разломов, контролирующих глубинные рудоносные тела. На следующем этапе проводится уточнение полученных прогнозно-геоморфологических данных по серии морфометрических карт, и с учётом их прибавоч-

ной информации строится картосхема признаков структурно-минерагенического прогнозирования не вскрытых эрозией глубинных рудоносных структурных форм земной коры.

Данная методика была опробована в Юго-Восточном Забайкалье на Орловско-Спокойненском рудном поле в пределах Агинской центральнональной тектономагматической структурной формы позднего мезозоя. Локальное Шалинское сводовое орогенное поднятие было полностью покрыто геоморфологической съёмкой м-ба 1:10000 площадью 374 км². В результате анализа полученных материалов была составлена технологическая схема проведения прогнозно-минерагенических работ полного комплекса, рекомендуемая для районов тектоно-магматической активизации закрытых и полузакрытых горно-геологических условий с малококонтрастным рельефом и не контрастными аномальными геофизическими полями. Более подробно методика рудного прогнозирования на базе геоморфологической съёмки опубликована в работах [1–2]. Результаты исследований отображены на ниже приведённой технологической схеме.

Схема прогнозирования не вскрытых эрозией редкометалльных интузий при использовании геоморфологического анализа рельефа рудных полей областей тектономагматической активизации

1. Получение общих представлений о закономерностях строения рельефа региона.
2. Изучение физико-географических условий рельефообразования.
3. Изучение экзодинамические условия дифференциации рельефа рудного поля.
4. Изучение структурно-геоморфологических условий строения рудного поля.
5. Геоморфологическая классификация рельефа и построение легенды
6. Создание или использования готовой методики построения полевой геоморфологической карты рудного поля.
7. Выявление основных структурно-геоморфологических закономерностей при генерализации данных геоморфологического картографирования.
8. Выявление геоморфологических признаков рудоконтролирующих структурных форм.
9. Комплексный линеаментный анализ геоморфологической карты.
10. Структурное дешифрирование АФС крупных масштабов.
11. Выявление структуры линеаментного поля по данным картометрии.
12. Пространственное совмещение данных картосхем 9–11
13. Составление карт плотности линеаментов.
14. Составление и анализ морфометрических карт по 17 параметрам.
15. Выявление элементов прогноза оруденения по всем аспектам морфоструктурного и тонометрического анализа.
16. Составление карты мощностей рыхлых образований для изучения миграции вторичных геохимических ореолов.
17. Осуществление комплексного прогноза рудоконтролирующих структурных форм по геоморфологическим данным
18. Совместный анализ прогнозных элементов, выделенных по геоморфологическим данным с материалами геофизических и геохимических съёмок и на качественном и количественном уровнях.
19. Выделение прогнозных площадей и точек под разведочное бурение.

Литература

1. Лопатин Д. В., Томилов Б. В., Шавель Н. И. Комплексное прогнозирование редкометалльных штоков на Орловско-Спокойненском рудном поле (Восточное Забайкалье) с использованием геоморфологических и дистанционных методов. // Региональная геология и металлогения, 2011, №48. С. 98–107.
2. Лопатин Д. В., Шавель Н. И. Крупномасштабное геоморфологическое картографирование на примере Орловско-Спокойненского редкометалльного рудного поля в целях комплексного прогнозирования рудоносных штоков. // Геоиорфология, 2012, №3. С. 52–60.

**ОПЫТ УЧЕБНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ
В ГОРНЫХ РАЙОНАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

А. А. Лукашов, Ф. А. Романенко, Е. А. Рубина*

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва,
smoluk@yandex.ru; faromanenko@mail.ru

*Государственный университет по землеустройству, Москва, kartaelena@mail.ru

THE EXPERIENCE OF THE TRAINING GEOMORPHOLOGICAL MAPPING
IN MOUNTAINOUS AREAS OF KOLA PENINSULA

Lukashov A.A., Romanenko F.A., Rubina E.A.*

Moscow State University M.V.Lomonosov, Faculty of Geography, Moscow,
smoluk@yandex.ru; faromanenko@mail.ru

*State University Land Use Planning, kartaelena@mail.ru

Геоморфологическое картографирование, один из важнейших элементов познания территории, применяется для решения самых разных задач [1, 2]. Первостепенными среди них представляются собственно научные, нацеленные на отражение и выяснение происхождения тех или иных комплексов и форм рельефа. Поэтому геоморфологическое картографирование у нас в стране и в том числе на кафедре геоморфологии особенно бурно развивалось в 60–70-е годы прошлого века. Существовавшее тогда разнообразие принципов и способов разномасштабного геоморфологического картографирования объяснялось рядом причин. Во-первых, методика геоморфологической съёмки была еще недостаточно отработана и постоянно совершенствовалась. Во-вторых, происходило внедрение в практику геоморфологического картографирования морфоструктурного анализа, основанного на выявлении зависимости форм и элементов рельефа разного порядка от тектонического строения. В-третьих, в разных по рельефу регионах страны различались задачи и масштабы работ [1].

В середине 70-х годов в МГУ вышла серия трудов по геоморфологическому картографированию, в которых отражалось состояние и перспективы развития методик отражения рельефа на картах. Кроме того, геоморфологические карты в течение десятилетий входили в состав стандартного пакета карт, составляемых при государственных геологических съёмках масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000, наряду с геологической картой, картами четвертичных отложений и полезных ископае-



Рис. 1. Районы учебной геоморфологической съёмки на Кольском полуострове в 1992–2012 гг.

мых. Именно в результате этих съёмок появились чёткие контуры основной ресурсной базы, которая на долгие годы стала основой экономического развития СССР, а потом и России. При дальнейшем детальном изучении недр составление и анализ геоморфологических карт масштаба 1 : 50 000 способствовало решению задач поисковой геологии – реконструкции условий формирования, поиска и эксплуатации месторождений минерального сырья.

В настоящее время при проведении государственной геологической съёмки нового поколения (Геолкарта-1000/3) геоморфологическая карта (как и карта четвертичных отложений) исключена из списка обязательных карт и схем. Составление геоморфологической схемы в масштабе 1 : 2 500 000 или 1 : 5 000 000 предусматривается лишь «в зависимости от особенностей геологического строения, экологического состояния регионов и их народнохозяйственного значения» и обязательно только в районах, «...перспективных на россыпные полезные ископаемые» [3, стр. 17].

Тем не менее, специальные геоморфологические карты динамики современных геоморфологических процессов, включая оценку природных рисков, – важный элемент при проектировании, строительстве и эксплуатации различных сооружений, транспортных путей, непременная составляющая ОВОСов, ОСОСов, ТЭО и т.д. И здесь их значение только растёт по мере увеличения количества объектов строящейся инфраструктуры, которая приобретает иногда трансконтинентальные масштабы (например, трубопроводы или ЛЭП). Поэтому любой специалист-геоморфолог, работающий как в науке, так и в производстве, должен по-прежнему в совершенстве владеть методикой составления различных геоморфологических карт и их интерпретации.

Традиционно обучение основам геоморфологического картографирования входит в программу специальных учебных геолого-геоморфологических практик студентов 2-го курса кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ.

В 1970–80-е гг. практика проводилась в Украинских Карпатах (урочище Апшинец в долине р. Чёрной Тисы в Раховском районе Закарпатской области) под руководством Г. С. Ананьева и А. А. Лукашова. По итогам практики составлялся отчётный комплект карт в масштабе 1 : 25 000, очень близкий к стандартному набору государственной съёмки: карта фактического материала, геологическая карта, общая геоморфологическая карта по стандартным методике и легенде [4]. В более мелком масштабе (1 : 30 000 – 1 : 100 000) и более свободной системе условных обозначений составлялись также схемы шлихового опробования (до начала 1980-х гг.), схемы геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков (АФС) и геоморфологического районирования. Группы были многочисленны, и непосредственно картографированием занимались не все студенты. Но в ходе дальнейших практик в разных производственных и научно-производственных организациях практически все выпускники получали навыки работы с геоморфологическими картами, составление которых непременно входило в отчёты о полевых работах.

В 1990-е годы ситуация резко изменилась. Производственные практики в значительной степени потеряли глубину и ширину, исчезла как собственно производственная, так и отчётная составляющая, и в лучшем случае студенты участвовали в составлении специальных и/или аналитических карт мелкого или, наоборот, очень крупного масштаба. Геоморфологические карты в курсовых и дипломных работах стали редкостью. Навыки полевого картографирования утрачивались, а потребность в них, после некоторого спада, снова начала возрастать, особенно в новом тысячелетии, когда увеличилась интенсивность строительных работ.

Учебная геолого-геоморфологическая практика в 1992 г. под руководством А. А. Лукашова переехала на Кольский полуостров, где в 1948 г. профессором Г. К. Тушинским в г. Кировске была организована Хибинская учебно-научная станция (ХУНС). В этом году ей исполняется 65 лет. В 2013 г. готовится 22-я по счёту Хибинская практика геоморфологов. Всего же за 21 год (1992–2012) учебную геолого-геоморфологическую практику в Хибинах прошли 272 студента, в том числе 8 иностранных студентов (Казахстан, США, Чехия). Всё это время одним из преподавателей оставался её организатор профессор А. А. Лукашов. В 1993–97 гг. он вёл её вместе с Е. А. Рубиной, с 1998 г. – вместе с Ф. А. Романенко.

Хибинская практика традиционно состоит из четырёх частей: обзорных маршрутов студентов под руководством преподавателей (5–7 дней), самостоятельной геоморфологической съёмки в окрестностях ХУНС (2–7 дней, в зависимости от погоды и транспортных возможностей), самостоятельной съёмки из выносных лагерей в многодневных маршрутах (до 10–15 дней), составление отчёта (обычно в Москве). За 21 год многодневными маршрутами охвачены не только многие районы Хибинских тундр, но и Ловозёрские тундры, Монче- и Чуна тундры, Панские и Фёдоровы тундры, Кандалакшские горы, полуостров Рыбачий (рис. 1). Это позволяет студентам познакомиться с разными типами и формами структурно-тектонического, ледникового, флювиального, морского и антропогенного рельефа в разнообразной геологической обстановке.

Геоморфологическое картографирование сохраняется в программе практики в полном объёме, хотя состав отчётного комплекта изменился. Более не составляется геологическая карта, т.к. состав и условия залегания щелочных пород, слагающих Хибинскую интрузию, слишком сложны

для студентов 2-го курса. Но отдельные элементы геологической карты сохраняются (например, границы между рыхлыми четвертичными и скальными породами). В обязательном комплекте появилась морфоструктурная карта, масштаб которой (1 : 25 000 – 1 : 200 000) определяется районом картографирования. Сохраняются карты фактического материала и схемы дешифрирования АФС. Иногда добавляются дополнительные карты, например, снежников-перелетков и/или водоснежных потоков. Но теперь каждый студент составляет геоморфологическую карту (1 : 25 000) на выделенный ему участок Хибин, Прихибинской равнины или соседнего горного массива. Таким образом, каждый получает навыки полевого картографирования.

Оно проводится пока традиционным ручным способом, хотя всё шире используются приборы GPS. Попытки отдельных студентов составить карты своих участков в электронном виде с использованием, например, пакета CorelDRAW, как правило, не отличаются высоким качеством и в практику пока не вошли.

При картографировании до сих пор используются специальные учебные (облегчённые) топоосновы масштаба 1 : 25 000, которые были изготовлены Е. А. Рубиной и М. Г. Михайловской вручную, а затем размножены. Если на районы, где проводится самостоятельная съёмка, такие основы отсутствуют, то карты могут составляться в масштабах и более мелких – 1 : 100 000 и 1 : 200 000, на открытых топографических основах, имеющих в продаже. Тогда легенда меняется в зависимости от масштаба.

Уже на первой практике в 1992 г. А. А. Лукашов разработал первый вариант системы условных обозначений к геоморфологической карте масштаба 1 : 25 000. Затем совместно с Е. А. Рубиной была подготовлена легенда, использующаяся с рядом уточнений, в том числе сделанных Ю. Р. Беляевым, в течение всего времени проведения практики. В ее основе – легенда для карт съёмочных масштабов, разработанная на кафедре геоморфологии, которая составлялась для использования на разных территориях [1].

Легенда построена по морфогенетическому принципу. Основное средство картографического изображения – качественный цветовой фон – отдано происхождению, а не современным геоморфологическим процессам.

В течение всех лет проведения практики, с расширением исследуемых и картографируемых территорий, начальная легенда изменялась и дополнялась. Например, основной раздел легенды назывался «Генетически однородные поверхности», «Генетические комплексы рельефа», «Морфологические комплексы рельефа», пока не установилось окончательное определение «Морфогенетические комплексы». Внутри раздела традиционно выделялись три категории, сначала называвшиеся ярусами, а затем комплексами рельефа.

В легендах карт рельеф представлен тремя основными комплексами: вершинный комплекс, склоновый комплекс и комплекс днищ долин и равнин. В свою очередь, эти три основные категории в зависимости от масштаба показываются с разной степенью детальности.

Вершинный комплекс Хибин представлен массивами с платообразными поверхностями и горными хребтами со слабо округлыми или острыми гребнями, часто асимметричными. Во всех масштабах, от 1 : 25 000 до 1 : 200 000, платообразные поверхности отображаются в масштабе карты, а гребни хребтов – с разной степенью детальности. Интересен набор седловин разной формы и разной высоты, в том числе приуроченных к зонам блокоразделяющих тектонических нарушений. Различие их форм лучше всего показывается на карте наиболее крупного масштаба. Генерализация в изображении этого комплекса рельефа на картах разных масштабов представлена в таблице 1.

Таблица 1

Фрагменты легенд геоморфологических карт разных масштабов

1 : 25 000	1 : 100 000	1 : 200 000
<u>Вершинный комплекс</u>	<u>Вершинный комплекс</u>	<u>Вершинный комплекс</u>
1. Платообразные поверхности	1. Платообразные поверхности	1. Платообразные поверхности
2. Округлые гребни а) симметричные б) асимметричные	2. Округлые гребни	2. Округлые гребни
3. Острые гребни а) симметричные б) асимметричные	3. Острые гребни	
4. Седловины а) мягко очерченные б) четко очерченные в) щелевидные со скальными стенками	4. Седловины а) мягко и четко очерченные б) щелевидные со скальными стенками	3. Седловины

Склоновый комплекс горных массивов занимает наибольшую площадь и представлен склонами разного генезиса от первично-тектонических до целиком переработанных денудацией. Генетическое и морфологическое разнообразие склонов зависит от тектонического режима территории и климатических условий. Склоны массивов, исходно являвшиеся фронтальными уступами тектонических нарушений, в дальнейшем подверглись масштабной ледниковой обработке. Поэтому большая часть склонов самых высоких районов Хибинских и Ловозерских гор показывается на картах как тектоно-экзарационные и экзарационные. И покровный, и горные ледники разрушали склоны, образуя трог и кары часто с отвесными стенками, и оставляя острые межкарные гребни. На склонах широко распространены эрозионно-камнепадные (лавиновые) лотки, залеженные по тектоническим нарушениям.

В разные годы, в зависимости от того, где проходило основное картографирование рельефа (внутри горного массива или на внешних склонах, на равнине или в процессе маршрутной съемки), склоновый комплекс подразделялся на склоны: денудационные, аккумулятивные и гравитационной аккумуляции; на склоны: выработанные в коренных породах и в рыхлых отложениях. В сложившемся варианте условных обозначений к карте основного съемочного масштаба склоны подразделяются на: склоны сноса и транзита (склоны, стенки, обрывы, уступы) и склоны накопления.

Выделение типов склонов, способов их изображения на картах разных масштабов обуславливает и генерализацию генетических типов склонов применительно к более мелким масштабам.

Нижний ярус рельефа представлен днищами троговых долин в горных массивах и окружающими равнинами. Самые крупные долины (Малая Белая и Тульйок в Хибинах, Тавайок-Мурнуай-Сейдозеро в Ловозерах) наследуют области расседания горных массивов. По субмеридиональному грабену заложилась сквозная долина Кунийок-Кукисийок и озера Большой и Малый Вудъявр. В днищах долин и на равнинах представлены формы рельефа различного генезиса: созданные горно-ледниковым и покровным оледенением, флювиальным и флювиогляциальным, озерным и озерно-ледниковым. Детальность их отображения определяется масштабом карты.

Отдельным разделом представлены проявления моделировки рельефа различных генетических комплексов. Современный облик рельефа во многом определяется типом их переработки. Перечень отражаемых преобразующих процессов от масштаба к масштабу меняется: в масштабах 1 : 25 000 и 1 : 100 000 моделировка рельефа передается цветными значками, накладываемыми на качественный фон, подчеркивая современную динамику рельефа, что на картах масштаба 1 : 200 000 сделать затруднительно. Поэтому проявление современных процессов входит в характеристику типов склона, например, тектоно-экзарационные склоны, подверженные воздействию лавин, селей и водоснежных потоков, или тектоно-денудационные склоны со стенками обвального сноса. Для европейского горного Заполярья характерны такие специфические процессы, как лавины и водоснежные потоки, морозное выветривание и обвально-осыпные процессы.

Картографирование геоморфологических процессов является важной составляющей как для учебных целей, так и для прикладных, например, при изучении возможностей прокладки дорог для транспортировки руды.

Район практики расположен в промышленно освоенном регионе. Добыча и переработка минерального сырья уникальных месторождений за 70 и более лет привели к глубокому горнотехническому преобразованию рельефа горных массивов. В зависимости от условий залегания ископаемых и способа их разработки техногенный рельеф формируется в разных морфологических комплексах рельефа [5]. Поэтому в легендах съемочных масштабов через некоторое время после начала Хибинской практики появился и постепенно расширялся раздел, посвященный созданию и развитию форм антропогенного рельефа.

Таким образом, крупномасштабные карты, составленные в морфогенетической легенде, позволяют анализировать происхождение форм и элементов рельефа. Пользователь карты получает информацию об истории морфолитогенеза, наряду с детальной характеристикой облика рельефа и его моделировкой.

Такой подход целесообразен для территорий, подлежащих промышленному, селитебному, транспортному и рекреационному освоению, позволяя повысить безопасность перечисленных видов освоения. Опыт разномасштабного геоморфологического картографирования, накопленный авторами в Хибинах и соседних горных массивах, применим и на других территориях Кольского полуострова, в Шотландии, северной половине гор Скандинавии, в свободных ото льда районах Новой Земли, на Полярном и Приполярном Урале.

На повестке дня сейчас стоит переход на картографирование в электронном виде с использованием современных программных пакетов MapInfo, ArcGIS и др. Но его студенты осваивают уже на старших курсах, используя навыки, полученные в ходе учебного картографирования на Хибинской практике, когда им часто приходится наносить контуры форм и элементов рельефа непосредственно под дождем и ветром, отбиваясь от комаров и мошки.

Литература

1. Геоморфологическое картирование / под ред. Н. В. Башениной. М. : Высшая школа, 1977. 375 с.
2. Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа, 1970. 456 с.
3. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третьего поколения). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
4. Башенина Н. В., Леонтьев О. К., Пиотровский М. В., Симонов Ю. Г. Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съёмки в масштабе 1:50000 – 1:25000. М.: Изд-во МГУ, 1962. 202 с.
5. Лукашов А. А., Зайцев Г. А., Рубина Е. А. Хибины как арена интенсивного горнопромышленного освоения // Вопросы региональной географии и геоэкологии. Вып. 2. Рязань: 2002. С. 12 – 21.

**СОВРЕМЕННЫЙ ОПЫТ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ
МОРСКИХ БЕРЕГОВ РОССИИ**

С. А. Лукьянова, В. И. Мысливец, Г. Д. Соловьева

Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, geomorpho2006@yandex.ru

CONTEMPORARY EXPERIENCE OF GEOMORPHIC MAPPING OF THE RUSSIAN SEA COASTS

S. A. Lukyanova, V. I. Myslivets, G. D. Solovieva

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, geomorpho2006@yandex.ru

Предисловие

Морские берега, где сталкивается взаимодействие четырех природных сфер – литосферы, гидросферы, биосферы и атмосферы, а также антропосферы, особенно ощутимой в последние десятилетия, – являются наиболее динамичной зоной земной поверхности. Каждая из названных сфер обладает своим комплексом факторов, которые, воздействуя друг на друга в разных сочетаниях, приводят к быстрому изменению характера береговой зоны. Это обстоятельство чрезвычайно затрудняет картирование морских берегов, тип которых может быстро меняться, иногда на прямо противоположный по своему характеру. Поэтому составленные карты типов морских берегов, по сути, являются. причем в большей степени, чем другие карты, мгновенной (в геологическом смысле) «фотографией», отражающей облик берега в определенный период времени и при существующих в данный момент условиях. Это особенно важно в условиях проявления такого мощного фактора, как современный подъем уровня моря. Отсюда следует важность периодического обновления карт морских берегов, когда путем сравнения картографических материалов разных лет можно получить информацию о направлении и интенсивности изменений берега.

С началом нового века и развитием информационных технологий все чаще возникает мнение о ненужности бумажного варианта карт (в том числе и береговых), который вытесняется сейчас компьютерным аналогом с его возможностями наложения разных карт, оперативного их обновления или быстрого укрупнения необходимых участков. Однако, несмотря на многие преимущества компьютерных карт, старый, классический (бумажный) вариант продолжает существовать и пользуется спросом у научной общественности.

В отмеренное нынешним веком первое десятилетие береговые карты на бумажной основе появлялись неоднократно, как региональные, так и общие, как индивидуальные произведения, так и как часть разноплановых атласов прибрежных земель. В составлении этих карт принимали участие крупные научные коллективы, использовавшие результаты своих новейших исследований.

Берега арктических морей России

В начале нынешнего века в Лаборатории морской геоморфологии географического факультета МГУ была составлена Карта типов берегов Российской Арктики (м-б 1:2500000), которая фрагментами была позже опубликована в издании «Экологическое состояние арктического побережья России и безопасность природо-пользования» [1]. Эта карта базируется на традиционной для указанной лаборатории генетической легенде, разработанной О. К. Леонтьевым [2].

Современные берега формировались в постледниковую трансгрессию Мирового океана, закончившуюся примерно 5000–7000 лет назад. Такой возраст имеют практически все берега Мирового океана. Однако дальнейшее их преобразование под воздействием главного фактора – морского волнения (на фоне медленного современного повышения уровня океана) имеет значительные региональные различия. Местные геолого-тектонические неоднородности побережий, их физико-географические и климатические особенности, масштабы волнового воздействия на берега отдельных регионов определяют черты индивидуальности отдельных участков побережья, нахождение

берегов на разных стадиях развития. Поэтому современное состояние береговой полосы окраинных морей определяется в основном длительностью и интенсивностью воздействия волновых процессов на морской край суши.

Этому принципу полностью отвечает классификация морских берегов О. К. Леонтьева. В соответствии с этой классификацией берега образуют генетический ряд от неизменных и слабоизмененных морем до переработанных морским волнением. Эти главные категории морских берегов составляют основное содержание легенды к «Карте типов берегов Арктики», которая характеризует пространственное распространение берегов разных типов в пределах отдельных северных морей и всего арктического побережья России.

В первую категорию – неизменных и малоизмененных морем берегов включены все типы берегов с малым волновым воздействием, без выделения их разновидностей, но подразумевая в их составе такие берега, как – сбросовые, шхерные и т. д. Категория преобразованных морем берегов подразделяется на абразионные берега, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные берега. Среди абразионных берегов выделяются несколько разновидностей – абразионно-денудационные, собственно абразионные, абразионные отмершие и термоабразионные берега. Аккумулятивные берега подразделяются на следующие разновидности – берега, созданные волновыми процессами (пляжевые и лагунные), созданные приливными и сгонно-нагонными процессами (осушные), созданные устьевыми процессами (дельтовые).

Типизация берегов исходит из представления, что наиболее широкое распространение получают берега, которые равновесны условиям окружающей среды. К ним относятся состав и свойства пород, преобладающих в береговой зоне, характер волнения и интенсивность его воздействия на береговые уступы, относительные колебания уровня моря, источники и объем поступающего в береговую зону терригенного материала. Идея учета перечисленных компонентов является основополагающей при разработке классификации морских берегов. Большое значение для достижения подобного равновесия имеет также время действия активных берегоформирующих факторов – ветра, волнения, течений и наиболее значительных колебаний уровня моря. Вполне очевидно, что продолжительность динамически активного периода для берегов полярных стран и береговых районов низких широт сильно отличается. Береговые процессы в арктических морях возможны лишь тогда, когда кромка льда расположена на значительном удалении от берега, что обеспечивает достаточный разгон ветровых волн и усиление переработки берегов. В связи с этим берега приполярных областей характеризуются преобладанием относительно более молодых типов в генетической иерархии берегов: неизменных морем и абразионных. Среди последних отмечается большое количество абразионных берегов с отмершим клифом, что свидетельствует о связи их эволюции с проявлениями гляциоизостатического поднятия прибрежных территорий. На побережьях умеренных и теплых стран, где продолжительность воздействия берегоформирующих процессов значительно больше, напротив, преобладают более зрелые аккумулятивно-абразионные и аккумулятивные берега.

Значковыми обозначениями на «Карте типов берегов Арктики» отмечается влияние некоторых дополнительных факторов, способствующих преобразованию берега. Это разные виды склоновых процессов – осыпи, оползни, обвалы, а также влияние приливов и нагонов на участках размыва берега при повышении уровня в результате воздействия этих процессов.

Специальный раздел легенды учитывает литологическое разнообразие пород, слагающих береговые уступы. Выделено несколько классов пород с учетом их устойчивости к волновому воздействию. Литологическая характеристика представлена штриховкой вдоль береговой линии со стороны суши.

На карту вынесены также количественные оценки, касающиеся высоты и скорости отступления клифов, при наличии соответствующих сведений.

Применение охарактеризованной выше легенды позволило показать на карте довольно полную (в соответствии с масштабом карты) информацию, весьма полезную прежде всего при научном анализе современного состояния и возможностей прогноза дальнейшего развития арктических берегов России.

Берега Сахалина

В 2002 г. вышел в свет «Атлас береговой зоны Сахалина» (составлен, в основном, коллективом ДВГУ) – первое в нашей стране картографическое произведение такого рода [3]. Атлас посвящен лишь одному природному объекту – береговой зоне – и рассматривает его в разных аспектах: историческом, геологическом, геоморфологическом, экологическом, социальном. Каждый раздел снабжен серией карт, основные из них (например, карта четвертичных отложений) выполнены в масштабе 1 : 4 000 000, остальные – более мелкие.

Атлас предназначен для широкого круга пользователей, в том числе, непрофессиональных, но прежде всего, для школьников и студентов ВУЗов, а также для практиков, «осваивающих прибрежную зону Сахалина» (с.1). Вероятно, поэтому картографический материал подается здесь в несколько упрощенном виде, здесь нет сложных теоретических рассуждений. Теория отчасти вос-

полняется терминологическим словарем, где дается объяснение употребляемых научных терминов. По-видимому, по той же причине в атласе отсутствуют теоретически строго выдержанные легенды к картам, которые заменены краткими и конкретными Условными обозначениями.

Своеобразно представлена в Атласе геоморфология береговой зоны и один из ее основных аспектов – типы морских берегов. Всего выделено 7 типов берегов, перечень которых дан в оглавлении Атласа: берега абразионные в коренных породах, абразионные в рыхлых породах, абразионно-денудационные, абразионно-аккумулятивные выровненные, аккумулятивные, с отмершим клифом и прислоненной террасой, лагунные берега. Каждому типу берега посвящены одна, максимум две (лагунные берега) страницы Атласа, где представлена, прежде всего, мелкомасштабная схема распространения выделенного типа берега в пределах Сахалина. Схема сопровождается кратким описанием названного типа берега с перечнем его особенностей. Представлены также характерные профили этого типа берега и фотографии конкретных его участков.

Раздельный показ каждого типа берега на картосхеме значительно облегчает поиск его распространения в плане. Однако отсутствие общей карты типов берегов несколько затрудняет определение соотношения разных типов берегов и их взаимосвязей. Общая карта в масштабе 1:4000000 представлена для показа эволюции берегов (точнее – береговой линии) в голоцене. На этой карте нанесено положение береговой линии всего Сахалина в настоящее время и 6000 лет назад, что позволяет проследить тенденцию и интенсивность смещения береговой линии под воздействием абразионно-аккумулятивных процессов за длительный срок.

В целом, прекрасно изданный Атлас оставляет самое благоприятное впечатление и может служить хорошим подспорьем для учебы и для работы в береговой зоне Сахалина.

Берега Азовского моря

Еще одним солидным картографическим документом для широкого пользования является «Экологический атлас Азовского моря», изданный в 2011 г. Южным научным центром РАН [4]. Учитывая широту и разноплановость возможного потребителя представленной в Атласе информации, в нем так же нет сложных теоретических выкладок. Правда, картографическому изображению типов берегов здесь предшествует довольно пространная характеристика берегов Азовского моря, где дается описание разных их типов с привязкой к месту развития и с особым упором на показ разновидностей береговых кос, столь характерных для Азовского моря. Специально рассматривается динамика наиболее изменчивой из них – косы Долгой. Даются краткие представления о современных геоморфологических процессах в береговой зоне моря. Рассказ о морских берегах завершается картой «Геоморфологических процессов в береговой зоне Азовского моря» (м-б 1:500000), хотя основным содержанием карты служит показ типов берегов.

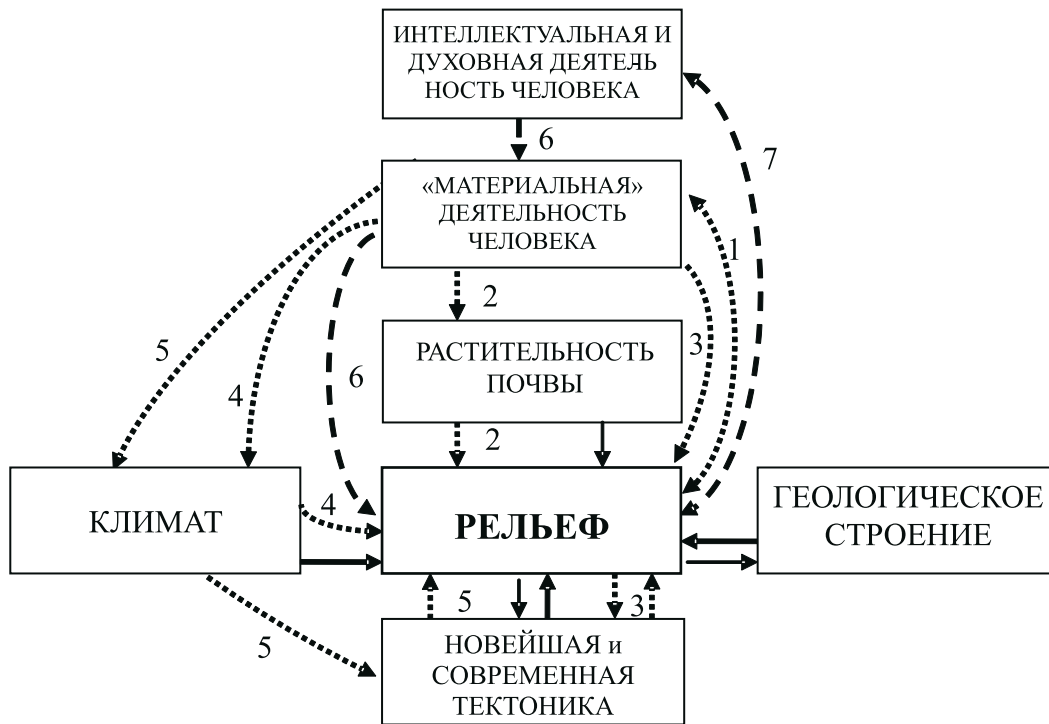
Легенда к этой карте представлена в виде кратких условных обозначений, где выделено 6 типов берегов: абразионный, абразионно-оползневой, периодически обновляющиеся оползни, отмерший береговой обрыв, аккумулятивный, аллювиально-морской. Под общим заголовком «Типы берегов» здесь выделены и сами типы, и элементы рельефа абразионного берега. По сути, здесь всего четыре типа берега, «периодически обновляющиеся оползни» и «отмерший береговой обрыв» – это лишь осложняющие детали (или, по крайней мере, разновидности) абразионного типа берега.

В целом, карта берегов носит несколько схематичный характер, хотя и отражает, в общем, особенности берегов Азовского моря. Основной упор авторы Атласа делают на визуальный показ морских берегов. Посвященный берегам раздел содержит более 55 прекрасно выполненных цветных фотографий, наглядно дополняющих карту и дающих полное представление о характере морских берегов Азова и связанных с ними геоморфологических процессах.

Берега Балтики

Еще один вид карты типов берегов на бумажном носителе включен в состав «Атласа геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря» [5], который составлен силами ВСЕГЕИ. Весь материал Атласа разделен на два равноценных по объему и содержанию раздела в соответствии с описанием двух разных частей Российского сектора – восточной части Финского залива (Ленинградская область) и юго-восточного побережья Балтийского моря (Калининградская область). Атлас имеет в целом геологическую направленность, Карта типов берегов в обоих разделах завершает серию геологических карт разного рода. Характеристика типов морских берегов Ленинградской и Калининградской областей дается в едином масштабе (1:700000) и в единой системе условных обозначений, что необходимо для обеспечения согласованности карт, возможности их сравнения и совместного применения.

«Атлас рассчитан на использование в профессиональных, учебных и познавательных целях» (с.1), но прежде всего, конечно, в научных исследованиях. Поэтому разработка системы условных обозначений к картам (в том числе и к береговой) потребовала строгого подхода. Легенда к Карте типов берегов, основанная на морфогенетическом принципе, заимствована почти целиком из старых картографических источников. Эта хорошо известная легенда, основанная на морфогенетическом принципе, была разработана в 1950–1960 годах для издававшихся тогда больших атласов мира – «Физико-географического» и «Морского, т. II» [6, 7]. В новом геологическом атласе



Связи, являющиеся предметом изучения традиционной геоморфологии:

основные → *второстепенные*

Связи, являющиеся предметом изучения антропогенной и экологической геоморфологии

.....→

- 1 – техногенное преобразование рельефа (географическая оптимизация экономической деятельности) и прямое воздействие рельефоформирующих процессов на безопасность и экономическую деятельность человека
- 2 – прямое и опосредованное антропогенное воздействие на растительность, приводящее к изменению рельефа
- 3 – антропогенно обусловленное изменение регионального режима денудации и аккумуляции, приводящее к изостатическим компенсационным движениям
- 4 – глобальные и региональные антропогенно обусловленные изменения климата, влияющие на режим выветривания, денудации, аккумуляции
- 5 – глобальное антропогенное изменение климата, активизирующее, с помощью ряда экзогенных передаточных «механизмов», современные тектонические процессы

Связи, являющиеся предметом изучения социальной (социально-исторической, эстетической) геоморфологии:

---▶

- 6 – градостроительство, ландшафтный дизайн
- 7 – культурологические, геополитические и философские аспекты формирования человеческого сознания, первобытных сообществ, этносов, государств

Рис. 1. Тематическая структура современной геоморфологии и ее междисциплинарные связи

эта легенда полностью воспроизводится (конечно, с некоторыми купюрами в отношении тех типов берегов, которые отсутствуют в регионе). Однако ей придан, может быть, более упорядоченный облик. Она представлена в Атласе в виде таблицы, состоящей из трех вертикальных граф. Первая графа, не совсем удачно названная «группы», представляет комплексы главных процессов, сформировавших определенную часть берегов, т. е. их генезис: сформированные субаэральными и тектоническими процессами, формирующиеся преимущественно неволновыми процессами, формирующиеся преимущественно волновыми процессами, техногенные.

Вторая графа (основная) дает перечень собственно морфогенетических типов берегов, составляющих содержание карты. В пределах Финского залива развиты 8 типов берегов: от шхерного, слабо размываемого морем, до волнового аккумулятивного и техногенного. Преобладающее значение имеют волновые берега и среди них – разные виды абразионных: выравнивающиеся абразионно-бухтовые, выравнивающиеся абразионно-аккумулятивные, выровненные абразионные. В пределах Калининградского побережья отмечены 7 типов берегов, от эловых до тех же волновых аккумуля-

тивных и техногенных. Здесь так же преобладают волновые типы берегов, но с некоторым преобладанием разных типов аккумулятивных: выровненные аккумулятивные, аккумулятивные. Большую роль на этом побережье играют лагунные берега с несколькими разновидностями (подтипами). Последние перечислены в третьей вертикальной графе легенды, которая содержит дополнительные признаки морфогенетических типов берегов: в основном, отложения, в которых развит тот или иной тип берега, наличие клифа или геоморфологическая принадлежность этого типа (дюна, приустьевой участок и т. д.)

Все типы берегов и их разновидности показаны на карте линиями и значковыми обозначениями разного цвета.

Карта типов берегов (как и все другие карты Атласа) сопровождается довольно подробным текстом, в котором дается характеристика берегов каждого типа и их пространственного расположения. В целом, карта достаточно полно для своего масштаба показывает особенности морских берегов обоих регионов и позволяет провести не только их научное сопоставление и изучение, но и учитывать характер берегов при планировании и выборе места для разного рода освоения береговой зоны человеком.

Заключение

Проведенный краткий обзор картографического обеспечения морских берегов России показал, что в начале нового столетия картографирование морских берегов в классическом (бумажном) варианте проводится весьма активно и затрагивает все морские бассейны. При этом отмечается явная приверженность исследователей к составлению разного рода специальных региональных или бассейновых атласов, куда составной частью входит карта морских берегов соответствующего региона, в основном, мелкого масштаба. Общая тематическая направленность атласа (геологический, экологический, общегеографический), в целом, не отражается на содержании береговых карт, по-видимому из-за их мелкого масштаба, не позволяющего показать какие-то тематические детали в строении морских берегов. Однако большую роль в определении характера Карты типов берегов играет выбор авторами атласов контингента пользователей информацией, что сразу же сказывается на повышении или снижении сложности легенды и самой карты.

Как известно, главное при составлении карт – это легенда, определяющая не только вид, но и содержание карты. Применение при составлении Карт типов берегов старых, давно известных легенд показало их полную жизнеспособность. Новый материал по морфологии и динамике морских берегов свободно вписывается в разработанные ранее легенды с их широким охватом морских и субаэральных процессов, формирующих разные типы берегов. Как свидетельствует новый опыт картографирования, эти легенды хорошо работают в разных природных условиях, когда может значительно меняться комплекс берегоформирующих процессов. В целом, обновленные старые легенды позволяют создавать полноценные береговые карты.

Литература

1. Экологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007, 585 с.
2. Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г., и др. Карта типов берегов и побережий Мирового океана // Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 116–126.
3. Атлас береговой зоны Сахалина. Владивосток: ДВГУ, ФГУП «Приморское аэрогеодезическое предприятие», 2002, 51 с.
4. Экологический атлас Азовского моря. Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН, 2011, 325 с.
5. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря. СПб: ВСЕГЕИ, 2010, 77 с.
6. Ионин А. С. Геоморфология берегов океанов и морей // Физико-географический атлас мира. М.: ГКГК СССР, 1964. С. 264–265
7. Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам Физико-географического атласа мира) // Тр. Океаногр. Комиссии АН СССР, Т. XII, 1961, С. 94–108.

О НОВЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ В ГЕОМОРФОЛОГИИ И ИХ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В. Н. Невский

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, nevsky@tig.dvo.ru

ON NEW DIRECTIONS IN GEOMORPHOLOGY AND THEIR CARTOGRAPHIC INTERPRETATIONS

V. N. Nevsky

Pacific Geographical Institute of the Russian Academy of Sciences, FEB, nevsky@tig.dvo.ru

В конце XX века геоморфология стала выходить за традиционные тематические рамки, в которых она продержалась почти столетие. Появились новые направления, прочно вошедшие в структуру

современной геоморфологии – экологическая и антропогенная геоморфология [1]. В настоящее время мы становимся свидетелями формирования уже «второго поколения» новых направлений, также претендующих на статус самостоятельных дисциплин. Так, например, появилась и успешно развивается социальная геоморфология (и включаемая в неё эстетическая геоморфология) – не совсем понятное для многих направление, воспринимаемое скорее как дань моде, лишенное специфических объектов исследований и своей методологии. В чем причина таких изменений?

Исторический «контекст» развития геоморфологии и смежных с нею наук в той или иной степени отражает фундаментальные изменения всей системы естественных и социальных наук в пору так называемого постмодерна – преобладающего элитарного умонастроения, название которого было впоследствии перенесено культурологами на всю современную эпоху. Общие установки этой эпохи описаны достаточно обстоятельно; они имеют свои причины, хотя единства во мнениях на этот счет нет и, по-видимому, не будет. Применительно к геоморфологии следует выделить три основных фактора, способствующих изменению внутренней структуры геоморфологии и появлению новых направлений: 1) полная топографическая изученность рельефа Земли и достижение достаточно адекватного представления о «механике» эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов; 2) резкое усиление антропогенного фактора преобразования рельефа, как прямого, так и опосредованного; 3) формирование общенаучной тенденции «встраивания» человека в систему природных связей и, в самом широком смысле, в научную картину мира.

Тематическая структура современной геоморфологии и ее междисциплинарные связи

К настоящему моменту складывается (или уже сложилась) достаточно сложная структурная конфигурация геоморфологии, которая позволяет сравнить ее с системой наук. На приведенном рисунке отмечены «традиционные» направления и связи, существующие уже более века, и новые, сформированные за последние двадцать – двадцать пять лет и формирующиеся в настоящее время.

Как известно, геоморфологическая карта является одновременно и средством познания рельефа, и конечным «продуктом» многих геоморфологических исследований. Соответственно каждая из отмеченных связей в идеальном случае должна иметь определенный набор картографических форм и свой методологический инструмент.

Связи, не имеющие на рисунке номеров, отражают традиционные направления в геоморфологии, которые сложились в процессе становления науки. Им соответствует огромное разнообразие общих и тематических карт со своими легендами и методическими приемами построения легенд. Пронумерованные связи отражают новые научные направления, оформившиеся в последние 20 – 25 лет.

Связь 1 – традиционный, наиболее давний предмет изучения, относящийся к сфере антропогенной, или экологической геоморфологии. В ней выделены два аспекта, каждый из которых имеет свою картографическую интерпретацию. Направление «к рельефу» объединяет все формы антропогенных изменений топографии – образование положительных и отрицательных форм горных выработок (котлованов, карьеров, отвалов), дамб, насыпей и пр. К отдельной категории, но в рамках этой же связи, следует отнести «продукты» антропогенно обусловленных, т. е. опосредованных изменений, такие, как абразионные и аккумулятивные берега водохранилищ, участки морских берегов, измененные с помощью различных инженерных сооружений, участки речных русел ниже крупных плотин и ряд других. Все эти антропогенные и антропогенно обусловленные формы рельефа являются объектами разнообразного картографирования, которым занимается не только геоморфология, но и инженерная геология. Направление «от рельефа» объединяет обширную группу карт геоморфологических процессов, представляющих опасность для жизнедеятельности человека. Этот инструментальный сложился в виде определенного набора разномасштабных тематических карт; и дальнейшие его изменения связаны, главным образом, с совершенствованием технических средств наблюдений, идентификации опасных экзогенных геоморфологических процессов (ЭГП) и, также, с прогнозированием этих процессов, оценкой их вероятности и мощности. В этой области преобладают «карты-снимки», отражающие современное состояние форм рельефа, генерирующих опасные геоморфологические процессы или способствующие их распространению. Список карт подобного содержания и методик их составления обширен. К настоящему времени сложились определенные правила для аналитического и синтетического картографирования, и существенных методических изменений не ожидается.

Связь 2 отражает очевидный, но мало изученный аспект экологической геоморфологии. Известно, что изменение (и особенно уничтожение) растительного покрова вызывает определенные преобразовательные процессы в рельефе, которые могут распространяться на большие площади. В районах с достаточно сильным антропогенным воздействием такие изменения носят массовый характер и существенно меняют облик рельефа. Особенно наглядно это проявляется там, где история активного антропогенного воздействия насчитывает одно – два столетия. К таким районам, в частности, относится юг Российского Дальнего Востока. Катастрофическая или просто относительно быстрая деградация растительного покрова провоцирует активизацию устойчивого «набора» опасных ЭГП. Главные из них – линейная эрозия (опаснейшее ее проявление – образование и рост

оврагов), дефляция, из склоновых — обвалы и оползни. Селевые потоки в ряде случаев также объяснены своим происхождением относительно быстрой смене типов растительности.

Самая актуальная задача данного направления — разномасштабное картографирование, дополняющее картографирование опасных ЭГП. Физические аспекты ЭГП в значительной степени потеряли актуальность и интересуют, в основном, специалистов по моделированию. (Следует отметить, что прогностические способности современных моделей существенно уступают надёжности прогнозирования опасных экзогенных процессов по натурным признакам и с помощью мониторинга.) Картографическая интерпретация данной связи может иметь одну из двух форм: 1) дополнительного текстового содержания в легенде с набором традиционных условных знаков, т.е. увеличения смысловой нагрузки некоторых категорий легенды, и 2) введения дополнительного несплошного картографического слоя с соответствующими знаками в легенде. Эти формы могут дополнять друг друга [2]. Однако такой способ подходит только для крупномасштабного эколого-геоморфологического картографирования. По мере уменьшения масштаба методика картографирования будет все более стремиться к некой разновидности традиционного двухкомпонентного ландшафтного картографирования. В этом случае наименьшей модификации по сравнению с традиционными методиками будет подвержена категория «тип рельефа», и наибольшей — категория «тип растительности», так как именно тип растительности будет являться основным определяющим признаком-индикатором современных изменений в рельефе.

Связь 3 тесно связана с первой. Но если связь 1 «обрывается» на формировании типичных антропогенных и антропогенно обусловленных форм рельефа, то связь 3 включает в данную геоморфологическую систему современную тектонику и представляется в виде причинно-следственной линии: «изменение режима денудации и аккумуляции, транспорт наносов — формирование аккумулятивных и денудационных макроформ рельефа — изостатические компенсации — активизация ЭГП» [3]. Понятно, что в настоящее время невозможно вычленив антропогенную составляющую этой глобальной системы по простой причине — низкой скорости изостатического реагирования. Соответственно картографическая интерпретация этой связи может выглядеть как некий огрубленный прогноз на будущее для ряда крупных речных бассейнов (например, Волги), где в течение нескольких десятков лет наблюдается существенное изменение ранее сложившейся конфигурации областей и скорости осадконакопления. Объектами картографирования будут служить области с наибольшей скоростью накопления осадков и области с наиболее высоким горизонтальным градиентом баланса денудации и аккумуляции.

Связи 4 и 5 («климатические») — самые непривычные для геоморфологов. Если первая из них в той или иной форме уже рассматривалась рядом специалистов, то вторая еще ждет своих исследователей. Эта связь проявляется в виде двух причинно-следственных линий: 1) антропогенно обусловленные глобальные изменения климата — глобальное изменение режимов денудации и аккумуляции (и соответствующие изменения рельефа) — изостатические компенсационные движения — дальнейшие изменения рельефа; и 2) антропогенно обусловленные изменения климата — таяние материковых ледников — гляциоизостатические поднятия — активизация ЭГП. Очевидно, что эти проблемы пока не являются актуальными, и вопрос картографической интерпретации данных связей — дело отдаленного будущего. И если мы, в принципе, можем определить районы, где данные процессы будут наиболее активными, то будущие климатические изменения (дихотомия «потепление — похолодание») до сих пор остаются предметом споров климатологов и не могут быть однозначно спрогнозированы.

Связь 6 относится к области исследований гуманитарной, или эстетической геоморфологии и отражает преобразовательную деятельность человека с целью «облагораживания» или адаптации рельефа в своих целях, не имеющих прямого отношения к экономике. Данное направление невозможно без картографической интерпретации. Главная отличительная черта картографирования — простота, даже примитивизм. Здесь господствуют феноменологические легенды, не требующие унификации. Очевидно, что эта связь во многом сходна с первой (техногенной). И там, и здесь рельеф представляется как ресурс. Но между ними есть существенные различия. Связь 1 — утилитарный, прагматический аспект экологической геоморфологии. Связь 5 имеет другую этимологию и другую смысловую нагрузку; и поэтому искусственные формы рельефа в данных случаях принципиально отличаются друг от друга. Впрочем, в современной культуре существует и такое уникальное направление, как «техногенная эстетика», а представители этого направления имеют дело с собой, не утилитарной идеологией конструирования ландшафта.

Связь 7 не имеет пока видимых очертаний. Она может быть описана только в виде исторического процесса. Сама постановка проблемы выводит геоморфологию далеко за ее привычные пределы. Отправной точкой здесь являются принципы географического детерминизма, с которыми согласны далеко не все географы, но которые практически невозможно опровергнуть. Уже сейчас на основании различных, прежде всего, археологических данных мы можем установить некоторую вероятностную корреляцию между рельефом и некоторыми существенными чертами становления и

развития цивилизаций. Первые шаги в этом направлении были сделаны основоположниками современной геополитики (Ф. Ратцель, Х. Маккиндер, Л. Гумилев), однако данная связь должна быть прослежена с более ранних времен, предшествовавших образованию человеческих сообществ. Некоторые современные геоморфологи в той или иной степени касались этой интересной темы [4, 5]. Поскольку задача находится лишь в начальной стадии решения (на уровне определения причин и следствий), то картографической интерпретации в обозримом будущем она не потребует.

Анализ вероятных перспектив развития геоморфологии позволяет надеяться на то, что геоморфология пока еще имеет возможность сохранить статус поисковой науки, хотя становится очевидной и другая перспектива: значительная часть нашей науки в скором будущем превратится в технологическое дополнение геологии.

Литература

1. Тимофеев Д. А., Борсук О. А., Уфимцев Г. Ф. Геоморфология вчера, сегодня, завтра // Геоморфология. 1999. №4. С. 3–10.
2. Невский В. Н. Опасные экзогенные геоморфологические процессы Дальневосточного региона России и их картографирование // Инженерная экология. 2009. №5. С. 22–34.
3. Brocklehurst S. H. Tectonics and geomorphology // Progress in Physical Geography. 2010. Vol. 34(3). P. 357–383.
4. Кружалин В. И. Экологическая геоморфология суши. М.: Научный мир. 2001. 176 с.
5. Рельеф и человек. Научный мир, 2007. 200 с.

СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Нестерова О. Е., Штырова В. К.

Саратовский государственный университет имени Н.Г.Чернышевского, Саратов,
olganesterova12@mail.ru

CONTENT AND METHODS OF THE STRUCTURAL AND GEOMORPHOLOGICAL MAP OF SARATOV REGION

Nesterova O. E., Shtyrova V. K.

Saratov State University of N.G. Chernyshevsky, Saratov, nesterova@sgu.ru

Более чем за полувековую историю картографирования рельефа для разных целей создано множество типов карт. В современных геолого-геоморфологических исследованиях различных территорий актуальным остается составление геолого-геоморфологических карт, особенно для нефтегазонасных территорий, где вероятен поиск новых месторождений и высока экологическая напряженность.

Данные о связи рельефа с геологическими структурами, геофизическими особенностями территории позволяют дать оценку рельефа и использовать приемы, позволяющие поставить орографические и геологические материалы на службу генетическому изучению рельефа. С этой целью при описании орографических особенностей территории необходимо применять количественную характеристику форм рельефа, точное определение границ орографических элементов, выяснять геометрические соотношения между различными элементами орографии в плане и профиле. Для этого привлекаются данные о геологической структуре, движении земной коры, геофизические материалы.

Изучение взаимосвязи геоморфологических и геологических (тектонических) элементов или структур, позволяет установить влияние структурно-тектонических условий на облик рельефа. Основным методическим приемом, направленным на выяснение связи рельефа и тектоники является выявление морфоструктур, т.е. закономерно построенных морфотектонических образований и структурно-геоморфологическое картографирование территории.

Методика выявления морфоструктурных образований не разработана до конца теорией геоморфологии и выделение морфоструктур опирается, главным образом, на оценки местных геолого-геоморфологических обстановок и интуицию исследователя.

Научный подход к анализу связи рельефа и тектоники требует проведения типизации морфоструктур и их элементов на основе выявленных классификационных признаков. В своем исследовании мы пытаемся использовать для этого хорошо разработанную предшественниками геоморфологами генетическую классификацию типов рельефа.

Выявление морфоструктурных элементов форм рельефа разного порядка и их комплексов, отображающих роль, как древних, так и новейших структур в формировании земной поверхности является, по нашему мнению, главной целью структурно-геоморфологического картографирования.

Продолжая традиции саратовской школы геоморфологического картографирования, А. В. Воспрякова, А. А. Романова, В. Н. Зайонца, В. П. Философова, Г. И. Худякова мы предлагаем свой подход составления и содержания структурно-геоморфологической карты Саратовской области.

Для создания этой карты используется методика морфоструктурного анализа, приемы которого разнообразны. Как одна из специальных карт она является сводкой данных о тех или иных структурно-обусловленных особенностях рельефа. Строится на основе топографической карты соответствующего масштаба.

Легенда предусматривает показ морфоструктур и их элементов, подразделяемых по геоморфологическим признакам, выраженных в современном рельефе тектонических структур и границ структурно-геоморфологических районов (элементов) с различными типами связей рельефа и тектоники. Она состоит из четырех разделов с подразделениями внутри них.

В первом разделе (I) показаны морфоструктуры разных порядков, представленные пластово-денудационными равнинами с проявлением новейших пологих деформаций, сформировавшихся на осадочных породах юрского, мелового и палеогенового возраста:

первого порядка

- А. Юго-восточный склон Воронежской антеклизы;
- Б. Рязано-Саратовский прогиб;
- В. Волго-Уральская антеклиза (Жигулевско-Пугачевский свод);
- Г. Прикаспийская впадина;

второго – третьего порядка

Южный склон Токмоковского свода, Аткарский выступ, Всеволодчинско-Хватовский прогиб, Терешкинско-Неверкинский прогиб, Приволжская моноклираль, Балаковская вершина Жигулевско-Пугачевского свода, Перелюбская деперссия, Клинцовский выступ, Марковская депрессия, Ровенский выступ.

Элементы морфоструктуры, такие как зоны поднятий и погружений, их границы представленные структурно-денудационными уступами, флексурами, сбросами, разрывными нарушениями, опознаваемыми в рельефе, брахиантиклиналями, показываются на карте значками и линейными знаками.

Таблица 1

Элементы морфоструктуры, изображаемые на карте

Пликативные	
1	Древние флексуры, активизирующиеся в неоген-четвертичное время
Дизъюнктивные	
2	Сбросы, заложенные и развившиеся в новейший тектонический этап
3	Сбросы, заложенные и развившиеся в новейший тектонический этап
4	Тектонические швы длительно развивающиеся
5	Осевые зоны крупных неотектонических поднятий (типа сводов)
6	Осевые зоны неотектонических поднятий (типа валов)
7	Области значительной аккумуляции в неоген-четвертичное время
8	Оси неотектонических прогибов
Границы соляной тектоники	
9	Новейшие структурные формы, выраженные в рельефе а) положительные; б) отрицательные
10	Новейшие структурные формы, выраженные в рельефе комплексом геоморфологических признаков а) положительные; б) отрицательные
11	Разломы и линеаменты выраженные в рельефе а) подтвержденные геолого-геофизическими данными б) выделенные по геоморфологическим признакам

Структурно-геоморфологическое исследование не ограничивается выявлением морфоструктур и их элементов, а предполагает решение вопроса о происхождении современных морфоструктур, выяснение движущих сил их развития, механизмов образования крупных форм рельефа. Эта задача методически может быть решена через оценку роли эндогенного и экзогенного факторов развития морфоструктур. Ведущая роль в создании морфоструктур всегда остается за тектоническими движениями, но последующее развитие морфоструктур определяется взаимодействием эндогенных и экзогенных факторов. Противоречивое взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов сложным и разнообразным способом проявилось в формах рельефа и их генетических типах. Это приводит нас к необходимости оценки происхождения морфоструктур.

Во втором разделе легенды (II) показываются геоморфологические признаки тектонических структур через выявление морфоскульптурных особенностей, таких как эрозионно-денудационные элементы, формы расчленения склонов и междуречий представленные в рельефе оврагами, гравитационными формами, комплексом пролювиально-делювиальных форм и др.

Таблица 2

Морфоскульптурные особенности

А. Признаки тектонических поднятий

а) региональных	
1	преобладающее развитие денудационного рельефа (dnN_2)
б) локальных	
2	эрозионные террасы
3	резкое сужение долин
4	участки повышенной расчлененности рельефа
5	аномальное (тектоническое) повышение геоморфологических уровней
6	врезанные меандры
7	перехват рек
8	участки развития выпуклых склонов
9	куэсты
10	участки развития грядово-холмистых пространств
11	участки радиального рисунка долин в плане

Б. Признаки тектонических опусканий

а) региональных	
12	участки преобладающего развития аккумулятивного рельефа (aN_2)
б) локальных	
13	аккумулятивные террасы
14	резкие расширения долин
15	гидрографические узлы
16	заболоченные участки террас
17	аномальные понижения геоморфологических уровней
18	блуждающие меандры
19	локальное увеличение количества стариц
20	участки преобладающего развития вогнутых склонов
21	участки плоских водораздельных пространств

В. Признаки линейных нарушений

22	спрямленные участки долин
23	коленообразные изгибы долин
24	крестообразное расположение долины и ее притоков
25	резко выраженная асимметрия склонов
26	прямолинейные денудационные уступы

Все геоморфологические признаки тектонических поднятий обозначаются оранжевым и коричневым цветами, признаки опусканий – зеленым, линейных нарушений – красным. Группируясь по цвету, они четко изображают площади с теми или иными структурно-геоморфологическими особенностями.

Поскольку тектонические формы, выраженные в рельефе (морфоструктуры) всегда в той или иной мере затронуты денудацией или аккумуляцией, то мы посчитали возможным выделить элементы морфоструктур по ведущему генетическому фактору – денудационному. Например, независимо от степени денудационной переработки склон продолжает оставаться элементом морфоструктуры. Показывая его по ведущему генетическому фактору – тектоническому или денудационному, мы передаем и стадию развития склона, которая оценивается по качественным показателям. Изучение форм и элементов форм экзогенного происхождения, возраста рельефа, литологии рыхлых отложений на террасах и склонах накопления, существенно дополняет характеристику рельефа, информацию о его развитии и динамике.

При создании структурно-геоморфологической карты неоценимую помощь оказывает тщательный анализ аэрокосмических материалов, которые помогают выявить некоторые геоморфологические признаки тектонических структур, плохо выявляемые камерально или в полевых условиях.

Полученная в конечном итоге структурно-геоморфологическая карта должна передавать характерные особенности рельефа как эндогенного, так и экзогенного происхождения. Морфоструктурные особенности рельефа отражают его первичный генезис, и эндогенная генетическая составляющая получает главное место. В легенде карты сохранена и традиционная нагрузка геоморфологических карт, хотя её изображение соподчинено с морфоструктурными особенностями территории.

Проведя краткий анализ составленной структурно-геоморфологической карты Саратовской области масштаба 1:500000, приходим к выводу о целесообразности применения морфоструктурного метода исследований для областей со сложным геологическим строением и неустойчивым режимом неотектонических движений.

Литература

1. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов: Изд-во ЛГУ, 1960. 240 с.
2. Востряков А. В., Ковальский Ф. И. Геология и полезные ископаемые Саратовской области. Саратов: Изд-во СГУ, 1986. 126 с.
3. Востряков А. В., Зайонц В. Н., Наумов А. Д., Романов А. А., Философов В. П. Геоморфологическое картирование равнин. Изд-во Саратовского университета, 1974. 161 с.
4. Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Изд-во Высш.школа, 1970. 455 с.
5. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. Института Географии АН СССР, 1965. 400 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ МАСШТАБА 1 : 100 000

П. Ю. Савельева, А. А. Мистрюков

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирский государственный университет,
Новосибирск, poli@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru

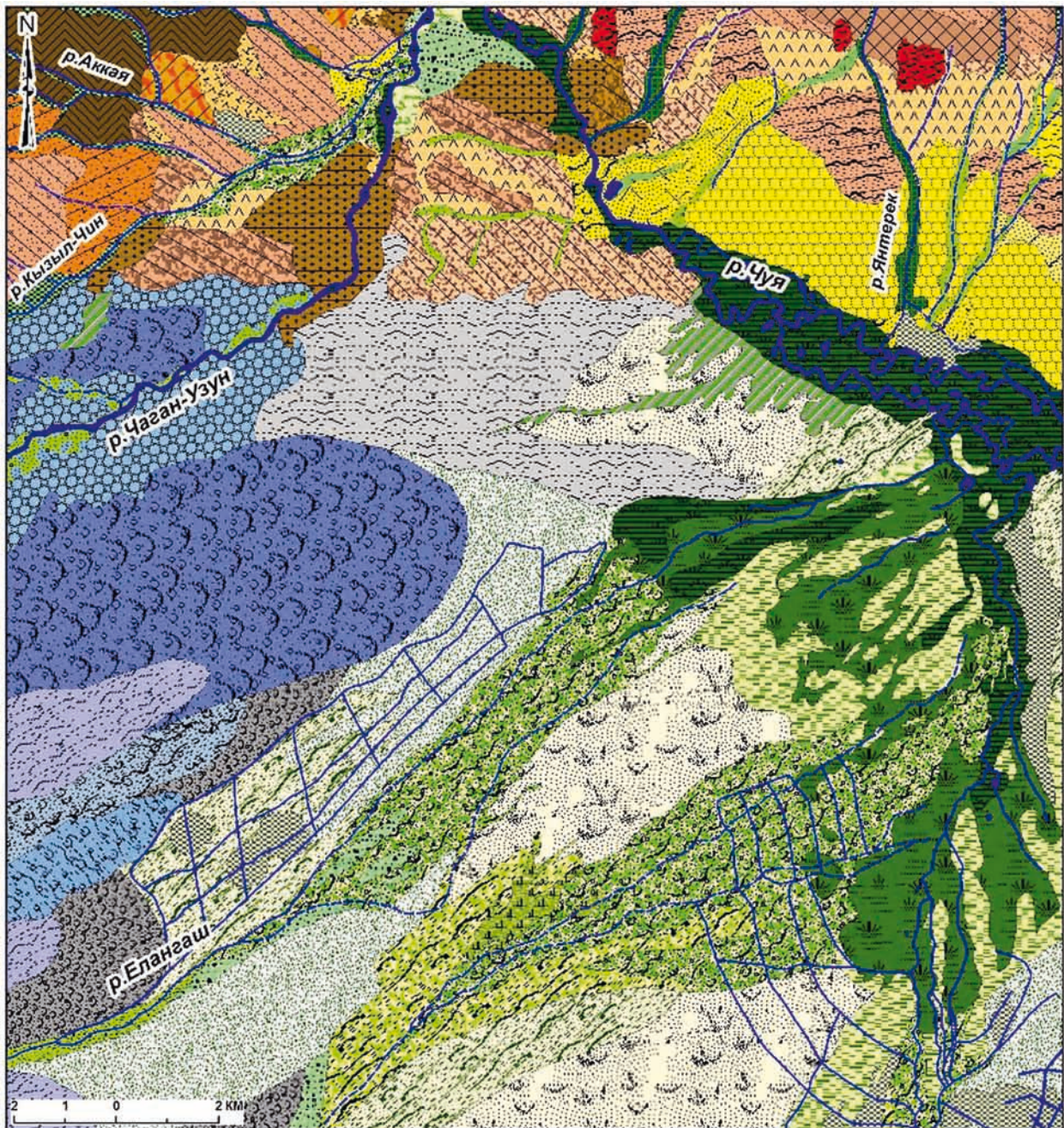
GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE CHUYA DEPRESSION IN GORNY ALTAI THE SCALE 1 : 100 000

P. J. Saveleva, A. A. Mistryukov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk State University,
Novosibirsk, poli@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru

Авторами представлены результаты изучения геоморфологического строения Чуйской впадины, основанные на материалах полевых наблюдений и дешифрирования космоснимков, проводимых с целью реконструкции истории развития этого района с позднего плейстоцена до наших дней. При среднемасштабном геоморфологическом картографировании района мы использовали снимок *Landsat*, дешифрирование которого позволило провести детальный анализ рельефа района, выделить границы геоморфологических поверхностей и определить возрастные генерации элементов мезорельефа. Для более детального анализа рельефа и при составлении крупномасштабных геоморфологических карт на отдельные участки района, где хорошо проявлены элементы микро-рельефа, использовался снимок высокого разрешения *QuickBird* и крупномасштабные аэрофотоснимки. Итогом проведенных работ послужило создание электронной геоморфологической карты, по детальности соответствующей масштабу 1 : 100 000 (Рис. 1). Легенда геоморфологической карты Чуйской впадины разработана по морфогенетическому принципу:

1. Флювиальные формы
 11. образованные постоянными водотоками
 111. аккумулятивные (поймы)
 1111. широкие, задернованные, местами заболоченные, с разветвленными и меандрирующими руслами, старицами;
 1112. подверженные размыву, слабо задернованные;
 1113. осложненные неглубокими разветвленными каналами стока, слабо задернованные.
 112. эрозионно-аккумулятивные
 1121. узкие долины небольших рек с хорошо выраженными террасами, прирусловыми валами и островками;



1111	11243	2111	2125	311	332	4111	4124	426
1112	11244	2112	2131	312	333	4112	4125	427
1113	11245	2113	2132	313	334	4113	4126	431
1121	1211	2121	2133	321	335	4114	421	432
1122	1212	2122	221	322	341	4115	422	433
1123	1213	2123	222	323	342	4121	423	434
11241	1221	2124		331	343	4122	424	435
11242	1222			344	4123	425		

Рис. 1. Фрагмент геоморфологической карты Чуйской впадины.

Условные обозначения см. в тексте

- 1122. террасы, сложенные водноледниковыми, ледниковыми, озерно-ледниковыми отложениями, поверхности которых изменены более поздними флювиальными процессами;
- 1123. долины небольших рек с многочисленными извилистыми и разветвленными руслами и с поймами, почти полностью задернованными и частично заболоченными;
- 1124. долины небольших пересыхающих водотоков
 - 11241. узкие с частично заболоченными и задернованными поймами, извилистыми руслами, врезанными в слаблитифицированные и рыхлые отложения;
 - 11242. широкие с разветвленными руслами, слабопрорезанные в озерно-флювиальные отложения;

- 11243. узкие, врезанные в коренные плотные породы;
 - 11244. с частично заболоченной, задернованной поймой и с извилистыми руслами, врезанные в озерно-ледниковые отложения;
 - 11245. широкие с многочисленными извилистыми разветвленными руслами и островками, врезанные в озерные и флювиогляциальные отложения.
12. образованные временными водотоками
- 121. эрозионные
 - 1211. большие промоины;
 - 1212. широкие врезанные ложбины стока местами с задернованными днищами;
 - 1213. овраги на склонах, сложенных ледниковыми и флювиогляциальными отложениями.
 - 122. аккумулятивные
 - 1221. с поймами, частично заболоченными задернованными, и неглубокими каналами стока;
 - 1222. конуса выноса, частично задернованные, осложненные промоинами и разветвленными каналами стока.
2. Ледниковые формы
- 21. аккумулятивные
 - 211. морены с хорошо сохранившимися поверхностями
 - 2111. с холмисто-западинным микрорельефом и конечными валами;
 - 2112. с хорошо выраженными конечно-моренными валами и межморенными понижениями;
 - 2113. холмистые с западинами и термокарстовыми озёрами.
 - 212. морены размытыми поверхностями
 - 2121. плоские с ровной поверхностью;
 - 2122. плоские со слабоволнистой поверхностью;
 - 2123. холмистые, первичный рельеф которых нарушен небольшими оврагами и рытвинами;
 - 2124. размытые с мелковолнистым рельефом, осложненные глубокими эрозионными рытвинами;
 - 2125. сильно размытые, сглаженные, осложненные микрогрядами и неглубокими эрозионными рытвинами.
 - 213. боковые морены
 - 2131. перекрытые маломощным чехлом ледниковых отложений, поверхности которых изменены процессами денудации;
 - 2132. перекрытые мощным чехлом ледниковых отложений, первичный рельеф которых осложнен небольшими оползевыми формами и глубокими рытвинами и промоинами;
 - 2133. осложненные крупными оползнями.
 - 22. экзарационные (склоны ледниковых долин)
 - 221. сложенные коренными породами с формами ледниковой экзарации и местами перекрытые маломощным чехлом ледниковых отложений;
 - 222. крутые обвально-осыпные склоны, поверхности которых сглажены процессами оплывневого и делювиального смыва.
3. Аккумулятивные равнины
- 31. сложенные озёрно-флювиогляциальными отложениями
 - 311. осложненные волнисто-грядовым рельефом;
 - 312. плоские с небольшими холмами с редкими эрратическими валунами;
 - 313. плоские с редкими эрратическими валунами с многочисленными оврагами и промоинами.
 - 32. сложенные флювиогляциальными отложениями
 - 321. со следами многочисленных линейно направленных блуждающих русел и островов;
 - 322. с сетью небольших веерообразно разветвленных блуждающих сухих русел;
 - 323. с ровной поверхностью перекрытой крупным валунно-глыбовым материалом.
 - 33. слабонаклонные, сложенные озёрно-флювиогляциальными отложениями, поверхности которых перекрыты мощным чехлом делювиально-пролювиальных отложений
 - 331. с поверхностями, осложненными промоинами и разветвленными слабоврезанными каналами временных водотоков;
 - 332. с поверхностями, осложненными холмисто-бугристым микрорельефом, подчеркнутым сетчатым рисунком ложбин и промоин;
 - 333. с поверхностями, осложненными мелкорестристым микрорельефом;
 - 334. с ровными поверхностями;
 - 335. с поверхностями, осложненными озерными абразионно-аккумулятивными уступами.
 - 34. сложенные озёрно-флювиогляциальными отложениями, поверхности которых преобразованы современными процессами
 - 341. измененные в процессе хозяйственной деятельности человека;
 - 342. с буграми пучения, кочками и мелкими термокарстовыми озерами;
 - 343. солончаками;

344. солончаками, частично заболоченными.

4. Склоны

41. эрозионно-денудационные, сложенные коренными породам
 411. частично перекрытые маломощными склоновыми отложениями
 4111. отдельные небольшие останцово-денудационные возвышенности, поверхности которых частично денудированы и перекрыты маломощными склоновыми отложениями;
 4112. отдельные небольшие останцово-денудационные возвышенности, осложненные эрозионно-аккумулятивными уступами (озерного и водно-ледникового происхождения);
 4113. склоны, осложненные абразионными уступами (озёрные террасы);
 4114. склоны средней крутизны, осложненные структурно обусловленными уступами;
 4115. очень крутые и крутые склоны сильно расчлененные.
 412. местами перекрытые рыхлыми отложениями склонового ряда
 4121. местами осложненные эрозионно-аккумулятивными уступами (озерного и водно-ледникового происхождения);
 4122. небольшие межгрядные понижения, с пролювиально-делювиальными отложениями;
 4123. плоские широкие водораздельные поверхности;
 4124. средней крутизны с выступами коренных пород, в понижениях перекрытые маломощными коллювиально-делювиальными отложениями;
 4125. средней крутизны, слаборасчлененные, перекрытые шлейфами коллювиально-делювиальных отложений;
 4126. пологие и средней крутизны перекрытыми шлейфами делювиально-коллювиальных отложений, с отдельными выступами коренных пород.
42. эрозионно-денудационные сложенные коренными слабо литифицированными породами, местами значительно перекрытые рыхлыми склоновыми отложениями
 421. склоны средней крутизны с выступами и коренных пород;
 422. останцово-денудационные возвышенности с широкими плоскими водоразделами, перекрытыми частично или полностью пролювиально-делювиальными отложениями, осложненными эрозионно-аккумулятивными уступами;
 423. пологие, слаборасчлененные склоны, частично перекрытые шлейфом склоновых отложений;
 424. склоны средней крутизны, расчлененные многочисленными оврагами и долинами временных водотоков, с холмисто-грядовым и мелкобугристым рельефом;
 425. оползнями;
 426. склоны пологие и средней крутизны, перекрытые маломощными шлейфами склоновых, преимущественно делювиально-коллювиальных отложений;
 427. склоны пологие и средней крутизны, с сильно размытыми поверхностями, перекрытыми делювиальными шлейфами, расчлененные многочисленными оврагами и долинами временных водотоков.
43. аккумулятивные поверхности, сложенные пролювиальными, делювиальными и коллювиальными отложениями
 431. шлейфы, перекрывающие широкие межгрядные понижения, осложненные промоинами;
 432. широкие пологозалегающие шлейфы, осложненные узкими неглубокими ложбинами стока;
 433. небольшие конуса выноса и шлейфы у подножья склонов;
 434. маломощные шлейфы перекрывающие подножья пологих склонов хребтов;
 435. делювиально-пролювиальные шлейфы, осложненные абразионно-аккумулятивными уступами.

Чуйская межгорная впадина расположена в Юго-Восточной части Горного Алтая и является самой крупной впадиной в данном регионе. Она окружена серией хребтов: на западе — хребтом Чихачёва, на севере — Курайским хребтом, на юге — Южно-Чуйским хребтом и на юго-западе — Северо-Чуйским хребтом. Абсолютные отметки в центральной части впадины, составляют 1750—1850 м, увеличиваясь к периферии до 2000 м., в северной части, они увеличиваются до 2150 м. Протяженность впадины около 70 км и ширина достигает 40 км. Территория впадины довольно сильно расчленена рекой Чуя и ее часто пересыхающими притоками, такими как: Кызылшин, Юстыт — на востоке, и Елангаш, Себыстей, Ирбисту, Кокозек, Тархата, Чаган-Бургазы, Чаган-Узун — в северо-западной части района.

Поверхность Чуйской впадины в юго-восточной части представляет собой равнину с плоским дном, сложенную преимущественно валунно-галечниками озёрно-флювиогляциальными отложениями, местами перекрытыми маломощной пачкой алевритов. В зонах островной мерзлоты рельеф осложнен буграми пучения в виде вытянутых мелких гряд и холмов. Неглубокие дефляционные

котловины часто представлены солончаками. Понижения, где находятся небольшие ручьи, искусственные оросительные каналы и пойма долины реки Чуя часто сильно задернованы и заболочены с большим количеством термокарстовых озер. В долинах рек Бугузун, Юстыт, Бар-Бургазы хорошо развит комплекс эрозионно-аккумулятивных террас. В верховьях этих долин выделяются размытые моренные поля, частично перекрыты более молодыми флювиальными отложениями. Комплекс морен хорошо развит также в долине реки Кокоря. Предгорные участки равнины осложнены террасовыми уступами, небольшими долинами постоянных и временных водотоков с конусами выноса и шлейфами. Эта часть впадины в настоящее время наиболее активно подвергается постоянным дефляционным процессам.

Слабо всхолмленный рельеф в северо-западной части равнины объясняется наличием хорошо развитого комплекса морен. На этом участке можно наблюдать, как хорошо сохранившиеся увалисто-холмистые морены с конечными грядами, так и размытые поверхности морен. Склоны морен, как правило, крутые, формируются за счет эрозионного вреза мелких ручьев и рек, а характер их крутизны определен внутренним строением (глыбо-валунно-галечники, плотно сцементированные алевро-песчаным цементом). Эти склоны очень сильно подвержены процессам денудации, поэтому у подножья морен часто формируются коллювиальные осыпи, оплывы, оползни. Флювиогляциальные равнины и шлейфы расположены с внешней стороны конечных морен. Их поверхности сложены галечниками и валунами, вымытыми из морен. Эти морфологические элементы также подвергаются размыву, их поверхности часто осложнены более современными формами такими как: пролювиально-делювиальными шлейфами и аллювиальными равнинами.

Особую группу составляют отроги хребтов, обрамляющие Чуйскую впадину, представляющие собой элементы расчлененного низкогорного и останцового рельефа. В областях влияния ледников на коренных склонах иногда можно наблюдать следы ледниковой экзарации (бараньи лбы), а так же склоны с четко выраженными мелкими и более крупными террасами озёрно-ледникового происхождения. Террасовые уступы могут быть параллельно склону (в виде ступеней) или слегка наклонные. На некоторых склонах выделяются уступы структурно обусловленного рельефа, ориентированные согласно отдельности и слоистости осадочных толщ. Поверхности уступов слабонаклонные, местами замкнутые коллювиально-делювиальными отложениями (щебень, дресва, отломы). Большая часть коренных пород подвергается активному выветриванию, поэтому эти поверхности представляют собой щетки остроугольных пластин. В некоторых местах привершинные части склонов могут быть крутыми, либо наоборот, водораздельные пространства имеют небольшие углы наклона и носят ярко выраженный выровненный характер, местами полностью перекрытые остатками коры выветривания. Склоны хребтов расчленены рывтинами, промоинами и небольшими оврагами. Выносимый с коренных склонов рыхлый обломочный материал скапливается в межгрядных понижениях и седловинах, либо осаждается в виде широких шлейфов и конусов выноса у подножья склонов.

Деградация последнего оледенения повлекла смену основных экзогенных рельефообразующих процессов в ледниковых долинах. В настоящее время зона аккумуляции сместилась в сторону современного оледенения. В верховьях ледниковых долин, в карах и цирках, по-прежнему преобладают процессы экзарации, морозного выветривания и нивации. В области дегляциации, где в настоящее время активизированы эрозионные, гравитационные, делювиальные, солифлюкционные процессы, рыхлый материал выносится водотоками с бортов ледниковых долин, и его основная часть затем переротлагается в самой впадине и за ее пределами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты №13-05-00599а и № 12-05-314-13мол-а).

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ЦИФРОВОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ РЕГИОНАЛЬНОГО И МИРОВОГО ОХВАТА

С. С. Семиноженко

Институт географии РАН, Москва, grey_wolf.88@mail.ru

PRINCIPLES AND METHODS OF DIGITAL MAPPING FOR GEOMORPHOLOGICAL MAPS OF REGIONAL AND GLOBAL COVERAGE

S. S. Seminozhenko

Institute of Geography of RAS, Moscow, grey_wolf.88@mail.ru

Трудно представить себе отрасль знаний, в которой бы не использовались современные достижения в области компьютерного анализа и моделирования. Тотальная компьютеризация охватила даже такие, казалось бы, не формализуемые науки, как социология, лингвистика и т.д. Не обошла

она стороной и географию. Почти повсеместно в географических науках используются системы сбора, хранения, обработки и распространения данных, получившие название геоинформационные системы (ГИС), стали доступны новые источники данных, появились новые продукты научной деятельности, такие как электронные карты и атласы. В последнее время их можно найти и использовать в среде Интернета [1].

Геоморфология, являясь составной частью физической географии, также делает шаги в сторону электронного картографирования, ГИС анализа и моделирования. Год от года постоянно растет число публикаций, где рассматривается методика использования ГИС в геоморфологических исследованиях или приводятся примеры такого использования [1]. Однако большинство геоморфологических материалов до сих пор хранятся в аналоговом виде, что мешает их обработке и анализу. Особенно остро проявляется эта проблема в случае мелкомасштабных геоморфологических карт, поскольку основная часть работ по геоморфологическому картографированию в настоящее время идет в основном в крупных масштабах, решая конкретные прикладные задачи.

За время существования геоморфологии на территорию России и мира было создано множество обзорных карт общего и тематического содержания. Все они содержат большое количество уникальной информации. До сих пор вопросом оцифровки мелкомасштабных геоморфологических карт почти никто не занимался. Проблему осложняет тот факт, что на данный момент не существует единых критериев и стандартов представления геоморфологической информации в ГИС системах. Поэтому перед нами была поставлена задача выработать такие критерии для мелких масштабов (1 : 1 000 000 и мельче), а также методику преобразования аналоговой геоморфологической информации в электронный вид.

Работа будет выполняться на базе Геоморфологической карты СССР 1:2500000. Эта карта выполнена на шестнадцати листах. Ее легенда состоит из более чем 800 условных обозначений, сведенных в блоки различных уровней обобщения. Она принадлежит к категории общих геоморфологических карт, поскольку на ней отражены все основные характеристики рельефа – генезис, морфология и возраст. Благодаря типологическому принципу построения ее легенды она может служить основой для всякого рода региональных обобщений и составления карт районирования разного целевого назначения [2].

Идеальным вариантом было бы перевести всю Геоморфологическую карту СССР в цифровой вид. В этом случае мы бы получили несколько площадных, точечных и линейных слоев, где каждому объекту на карте соответствует некоторая семантическая информация, состоящая из значений атрибутов, характерных для данного слоя. На основе этой информации мы могли бы проводить полноценный ГИС анализ. Например, выделить все объекты с одним значением какого-либо атрибута и создать из них новый слой, или посмотреть, какие из этих объектов лежат в пределах областей из другого слоя и т.д. Однако в связи с большим объемом информации полная оцифровка карты потребует большого количества времени и человеческих ресурсов. Поэтому было решено провести частичную оцифровку, выбирая только интересующие нас объекты. А так как нам хотелось бы получить обобщенную характеристику территории бывшего СССР, мы почти не будем цифровать мелкие геоморфологические единицы, представленные на карте, а только их группы так, как они обобщаются в легенде, или даже объединять некоторые блоки знаков друг с другом.

Эта карта содержит множество слоев информации, которую можно вычленивать, проводя избирательную оцифровку. Главная особенность карты состоит в том, что на ней отдельно показаны морфоструктура и морфоскульптура.

В морфоструктуре прежде всего выделяются платформенные равнины и орогены. Но так как деление суши на равнины и орогены является весьма сложной задачей, которую пытались решить многие исследователи, здесь выделяются также зоны их сочленения.

В пределах этих трех подразделений на карте выделены одиннадцать наиболее крупных морфоструктур (в свою очередь эти морфоструктуры делятся на типы морфоструктур, общим количеством 402 знака, но мы их рассматривать не будем).

Морфоструктуры платформенных равнин:

- 1 цокольные равнины, плоскогорья и горные массивы древних щитов с устойчивыми новейшими сводовыми и блоковыми поднятиями;
- 2 цокольные равнины, островные низкогорья, массивы и кряжи выступов складчатого основания платформ с преобладанием новейших сводовых и блоковых поднятий;
- 3 пластовые равнины и плато древних и молодых плит, испытавшие пологие деформации разного знака:
 - 3.1 пластово-денудационные равнины и плато с преобладанием новейших поднятий;
 - 3.2 пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями на рыхлых неоген-четвертичных отложениях.

Морфоструктуры зон сочленения платформенных равнин с орогенами:

- 4 Равнины и низкогорья, созданные дифференциальными новейшими движениями разного знака:

- 4.1 пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями;
- 4.2 пластово-денудационные и цокольные равнины, возвышенности и хребты, созданные поднятиями.

Морфоструктуры орогенов:

- 5 горные сооружения, омоложенные новейшими преимущественно блоковыми поднятиями, сформировавшиеся на консолидированных породах допалеозойских и палеозойских складчатых комплексов;
- 6 горные сооружения, возрожденные и перестроенные новейшими сводово-блоковыми поднятиями, сформировавшиеся преимущественно на консолидированных породах допалеозойских и палеозойских складчатых комплексов;
- 7 горные сооружения, возрожденные новейшими сводово-блоковыми поднятиями и перестроенные рифтогенезом; сложены гетерогенными породами разновозрастных складчатых комплексов;
 - 7.1 горы и грабены рифтовой зоны;
 - 7.2 горы, плато и впадины предрифтовой зоны;
- 8 горные сооружения, обновленные или возрожденные новейшими блоковыми поднятиями, а также складчатыми деформациями преимущественно на слабо консолидированных породах мезозойских складчатых комплексов;
- 9 горные сооружения, созданные новейшими сводово-блоковыми поднятиями, а также складчатыми деформациями на различно консолидированных породах преимущественно альпийских складчатых комплексов;
- 10 горные сооружения, созданные новейшими сводово-блоковыми поднятиями, а также складчатыми деформациями тихоокеанского орогенеза на различно консолидированных породах преимущественно мезозой-кайнозойских комплексов
 - 10.1 в области развития преимущественно осадочных складчатых комплексов;
 - 10.2 в области развития осадочно-вулканогенных комплексов;
- 11 горные сооружения, созданные новейшими поднятиями разной интенсивности, а также вулканизмом
 - 11.1 в области кайнозойского вулканизма альпийского орогенеза;
 - 11.2 в области раннекайнозойского вулканизма тихоокеанского орогенеза;
 - 11.3 в области позднекайнозойского вулканизма тихоокеанского орогенеза.

Помимо собственно горных сооружений в орогенах выделяются межгорные депрессии и внутригорные понижения.

По соотношению образовавших данную морфоструктуру экзогенных и эндогенных процессов, перечисленные типы морфоструктур делятся на денудационно-тектонические, структурно-денудационные, пластовые денудационные, денудационные, пластово-аккумулятивные, аккумулятивные, структурно-денудационные и т. д.

По морфологическим особенностям морфоструктур также выделяется множество категорий. Среди равнин и зон сочленения это: кряжевые возвышенности, ступенчатые равнины, наклонные равнины, субгоризонтальные равнины и т. д. Среди орогенов: глыбовые хребты, складчато-глыбовые хребты, глыбовые нагорья, глыбовые плоскогорья, складчато-глыбовые плоскогорья, грабены, синклинали и т. д.

В пределах пластово-денудационных равнин и плато морфоструктуры в виде исключения подразделяются и по характеру геологического субстрата на осадочных породах, пронизанных пластовыми интрузиями, и на эффузивных породах.

Также для каждой морфоструктуры даны преобладающие абсолютные отметки, характерные для высотных ступеней.

Для положительных морфоструктур даны оценки интенсивности новейших поднятий.

В довершение для каждого типа морфоструктур даны индексы их возраста.

При оцифровке некоторые из приведенных выше 11 морфоструктур будут объединены:

Номера объединяемых морфоструктур	Критерий объединения
1, 2	Относятся к цокольным равнинам
3.1, 3.2	Относятся к пластовым равнинам
4.1, 4.2	Зоны сочленения равнин и орогенов
5, 6	Горные сооружения, связанные с блоковыми поднятиями
7.1, 7.2	Горные сооружения, перестроенные рифтогенезом
8, 9, 10	Горные сооружения, связанные со складчатыми деформациями
11	Горные сооружения, созданные вулканизмом

Межгорные депрессии и внутригорные понижения независимо от морфоструктуры, к которой они принадлежат, будут объединены в отдельный блок.

Целесообразно хранить выделенные зоны в одном площадном слое т. к. они не перекрываются. Предполагается каждой зоне присвоить следующие обобщенные атрибуты: тип (равнины, зоны сочленения, орогены, межгорные депрессии и понижения), генезис (складчатые деформации, вулканизм, рифтогенез и т. д.), формирующая порода, интенсивность новейших поднятий, морфология, характерные абсолютные отметки, возраст.

Раздел легенды «Морфоструктура суши» завершается показом элементов морфоструктуры. К элементам морфоструктуры отнесены: разрывные тектонические нарушения, выраженные преимущественно уступами, разрывные тектонические нарушения, выраженные комплексом косвенных признаков, кольцевые структуры, комплексы форм соляно-купольной тектоники, конусы действующих вулканов, конусы потухших вулканов, кальдеры, лакколиты. Оба типа разрывных тектонических нарушений вместе с кольцевыми структурами и возвышенностями-брахиантиклиналями составят один линейный слой. Остальные элементы морфоструктуры будут показаны в точечном слое.

Морфоскульптура подразделяется в легенде на типы, комплексы форм и отдельные формы. Так как типы морфоскульптуры несут основную нагрузку, а комплексы форм и отдельные формы дополняют эту информацию, остановимся подробно на типах. Всего их выделено 32. Каждый из них выделять не будем, а также как поступили в случае с морфоскульптурой, оцифруем только крупные обобщающие блоки, представленные в легенде.

1 Азональная

1.1 Контролируемая преимущественно морфоструктурными условиями

- 1.1.1 созданные эрозионно-денудационными процессами;
- 1.1.2 созданные процессами комплексной денудации;
- 1.1.3 созданные процессами абразии;
- 1.1.4 созданные процессами аккумуляции;
- 1.1.5 созданные процессами аккумуляции и последующей эрозии;

2 Зональная

2.1 Унаследовано развивающаяся и современная

- 2.1.1 созданные или глубоко преобразованные процессами криогенеза;
- 2.1.2 созданные или глубоко преобразованные процессами криогенного и гляциального морфогенеза;
- 2.1.3 созданные или глубоко преобразованные процессами комплексной аридной денудации;

2.2 Реликтовая

- 2.2.1 созданные или глубоко преобразованные процессами экзарации;
- 2.2.2 созданные или глубоко преобразованные процессами криогенного и гляциального морфогенеза;
- 2.2.3 созданные процессами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции;
- 2.2.4 созданные процессами ледниковой аккумуляции и последующей эрозии;
- 2.2.5 созданные процессами водно-ледниковой аккумуляции и последующей эрозии.

Помимо этого, для каждого типа морфоскульптуры дана характеристика глубины расчленения.

При оцифровке мы также объединим некоторые из этих блоков:

Номера объединяемых морфоструктур	Критерий объединения
1.1.1, 1.1.2	Созданы денудационными процессами
1.1.4, 1.1.5	Созданы процессами аккумуляции
2.2.3, 2.2.4, 2.2.5	Созданы процессами аккумуляции

Все типы морфоскульптур будут сведены в одном площадном слое. Им будут присвоены следующие атрибуты: зональность (азональная, зональная), тип (контролируемая преимущественно морфоструктурными условиями, унаследовано развивающаяся и современная, реликтовая), генезис (денудация, аккумуляция, экзарация и т. д.), глубина расчленения.

Комплексы форм и отдельные формы мы поместим в площадных, линейных или точечных слоях, в зависимости от типа их условного знака в легенде карты. Примерное их распределение по слоям выглядит следующим образом:

Слой	Объекты
Точечный	Овраги, небольшие глубоко врезаемые долины, воронки и поля, пещеры, западины и степные блюдца, осыпи и обвалы, оползни, карьеры, терриконы, отвалы и т.д., денудационные останцы, толтры, пуги, водно-ледниковые конусы выноса, термокарст, бугры пучения, глинистый карст, пролювиальные конусы выноса, курчавые скалы и бараньи лбы, друмлины, моренные холмы, камы, водно-ледниковые конусы выноса и дельты, золовые древние береговые и параболические дюны, бэровские бугры.

Линейный	Денудационные уступы, абразионные уступы, конечно-моренные гряды, грядовые (кыры), сухие русла и русла пересыхающих водотоков, сельги, конечно-моренные гряды и маргинальные озы, береговые валы, береговые валы или моренные гряды (дискуссионные), эрозионно-мерзлотно-тектонические или моренные гряды (дискуссионные)
Полигональный	Гигантские наледы, нерасчлененный комплекс криогенных форм на равнинах, нерасчлененный комплекс нивально-гравитационных и криогенных форм в горах, эоловые, бедленды, солончаки, денудационно-дефляционные котловины, астроблемы, троговые долины, ложбины стока ледниковых вод

Каждому объекту будут присвоены атрибуты: зональность (азональная, зональная), тип (контролируемая преимущественно морфоструктурными условиями, унаследовано развивающаяся и современная, реликтовая), класс (комплекс форм, отдельная форма), генезис (денудация, аккумуляция, экзарация и т. д.).

Отдельный раздел легенды составляют границы.

1 Материковых и горных оледенений

- 1.1 раннеплейстоценового (Окского);
- 1.2 максимального среднеплейстоценового (Днепровского, Самаровского);
- 1.3 среднеплейстоценового (Московского);
- 1.4 максимального позднеплейстоценового (Валдайского, Зырянского), В Западной Сибири по данным В. А. Николаева и др.;
- 1.5 максимального позднеплейстоценового (Валдайского, Зырянского), В Западной Сибири по данным Г. И. Лазукова;
- 1.6 позднеплейстоценовых горных;

2 Многолетней мерзлоты

- 2.1 области с неглубоко залегающей верхней поверхностью многолетнемёрзлых горных пород по данным 1970 г. (за исключением гор Средней Азии и Кавказа);
- 2.2 южная граница распространения полигонального рельефа (по Б. И. Втюрину, 1975);
- 2.3 максимального распространения многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене (по В. В. Баулину, А. А. Величко, Н. С. Даниловой, В. П. Нечаеву).

Они будут показаны в отдельном линейном слое. Их атрибуты: тип (границы материковых и горных оледенений, границы многолетней мерзлоты), название.

Завершается легенда показом берегов.

1 Малоизмененные морем

- 1.1.1 с ледниково-тектоническим расчленением (фиордовые и шхерные);
- 1.1.2 с эрозионно-тектоническим расчленением (риасовые);
- 1.1.3 тектонически обусловленные (сбросовые);
- 1.1.4 вулканически обусловленные;

2 Преобразованные

2.1 Абразионные

- 2.1.1 абразионно-денудационные;
- 2.1.2 абразионные (выровненные и бухтовые);
- 2.1.3 абразионные отмершие;
- 2.1.4 термоабразионные и ледовые;
- 2.1.5 абразионно-аккумулятивные;

2.2 Аккумулятивные

- 2.2.1 созданные волновыми процессами, с примкнувшей аккумулятивной террасой;
- 2.2.2 созданные волновыми процессами, лагунные;
- 2.2.3 созданные приливными и сгонно-нагонными процессами (осушенные);
- 2.2.4 созданные устьевыми процессами (дельтовые);
- 2.2.5 участки размыва аккумулятивных форм;
- 2.2.6 участки влияния приливов.

Все они будут показаны в линейном слое и включать следующие атрибуты: тип (малоизмененные морем, преобразованные), вид (абразионные, аккумулятивные), название.

Стоит отметить, что та же схема деления на морфоструктуру и морфоскульптуру дана в легенде и для дна морей и океанов. Но на данный момент мы сосредоточим свои усилия исключительно на суше.

Получившуюся цифровую геоморфологическую модель территории бывшего СССР было бы неплохо дополнить мерфометрическими и экологическими характеристиками. Для мерфометрии планируется использовать какую-нибудь ЦМР из свободно доступных сейчас в интернете, например ASTGTM с разрешением около 30 м. А для экологической характеристики эколого-геоморфологические карты, а также дополнить их данными по землетрясениям, лавинной, оползневой опасности и пр.

Литература

1. Кошкарёв А. В. Геоморфологическое картографирование средствами ГИС: итоги и очередные задачи Антропогенная геоморфология: наука и практика. Белгород, 2012. С. 56–60.
2. Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих морей. М.: Наука, 1986. 192 с.
3. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2,5млн.

МУЛЬТИМАСШТАБНАЯ ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИИ

А. Р. Халиуллина, Т. Е. Самсонов

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, aigulkaboox@mail.ru

MULTISCALE HYPSONETRIC MAP OF RUSSIA

A. R. Khaliullina, T. E. Samsonov

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, tsamsonov@geogr.msu.ru

Работа посвящена созданию мультимасштабной гипсометрической карты России и сопредельных государств с использованием цифровых моделей рельефа открытого доступа и схемы геоморфологического районирования бывшего СССР. Актуальность исследования обусловлена необходимостью обобщения данных о рельефе Земли на разных уровнях его иерархической организации. Эта задача востребована в учебном процессе и научных исследованиях, при проведении регионального геоморфологического анализа, исследованиях масштабных эффектов в организации рельефа и природной среды в целом.

1. Создание интерактивной схемы геоморфологического районирования

Геоморфологическое районирование, как и другие виды физико-географического районирования, является необходимым этапом обобщения региональных исследований, на котором сложный и обильный материал организуется в определенную систему, позволяющую наиболее логично и полно представить географические закономерности строения, развития и пространственного размещения рельефа поверхности. Под геоморфологическим районированием понимается разделение территории на геоморфологические территориальные категории – регионы разного таксономического ранга [1].

На основе схемы геоморфологического районирования СССР под редакцией С. С. Воскресенского [1] была создана интерактивная электронная схема геоморфологического районирования (рис.1), которая использовалась для определения границ орографических единиц, подсчета ста-

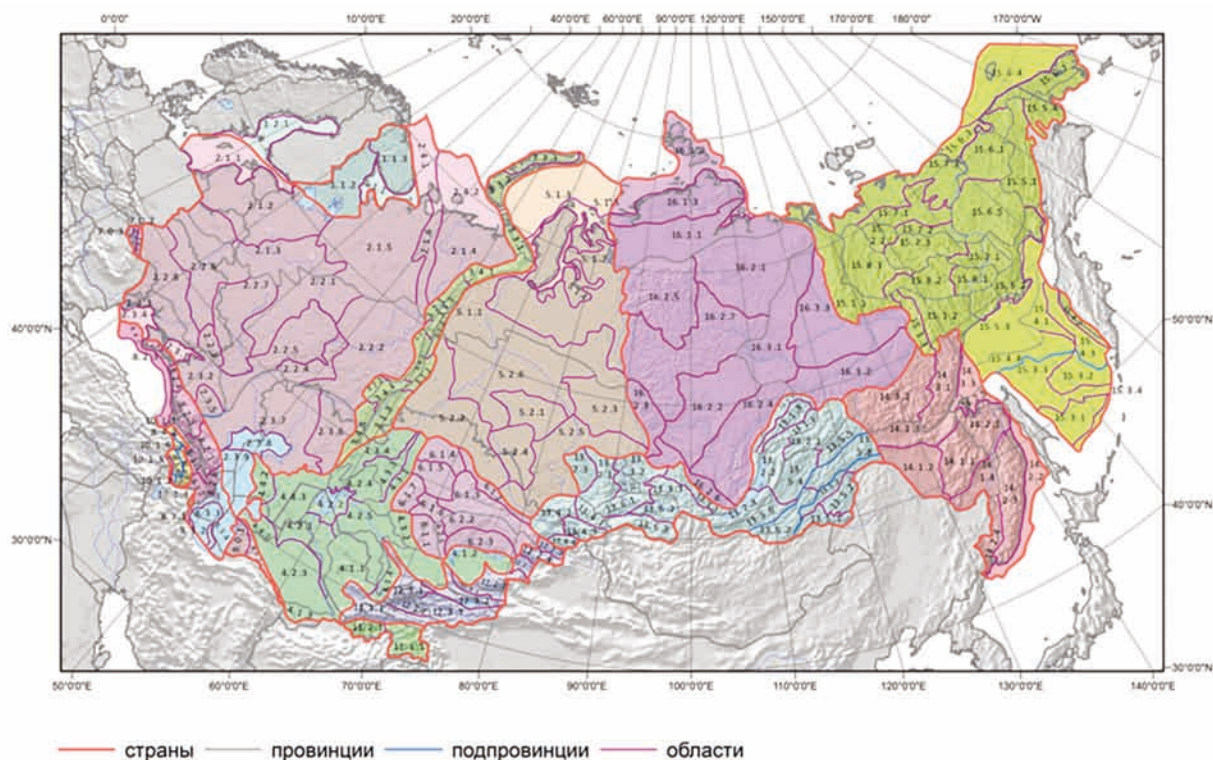


Рис. 1. Схема геоморфологического районирования России и стран СНГ

тистических данных по отдельным регионам, автоматического формирования их подписей. Работа была выполнена в программном продукте ArcGIS Desktop 10.0. Схема была отсканирована по отдельным фрагментам. Все растровые файлы были спроецированы в коническую равнопромежуточную проекцию со срединным меридианом соответствующим выбранному участку территории. Поскольку схема сильно генерализована, для привязки в качестве основы была выбрана цифровая карта масштаба 1:8 000 000. Привязка осуществлялась по характерным точкам береговой линии и объектов гидрографии. Чтобы избежать взаимного перекрытия листов, границы стран оцифрованы контуром с небольшим отступом, после чего собраны в мозаику. Для обеспечения правильной стыковки листов по границам регионов привязка корректировалась.

На следующем этапе произведена оцифровка границ всех иерархических уровней, начиная с самого крупного уровня стран, заканчивая самыми мелкими – районами. Оцифровка производилась линиями, для верификации стыковки линий использовался инструмент Замыкание (*Snap*), чтобы при последующем преобразовании линий в полигоны (при помощи инструмента *Feature to Polygon*) не было разрывов и не сформированных полигонов. Это позволило обеспечить топологическую корректность результатов.

Наиболее трудоемким этапом было атрибутирование полигонов, оно происходило по принципу «от большего к меньшему». Всего было атрибутировано 16 стран, 52 провинции, 56 подпровинций, 200 областей, 136 подобластей. Помимо этого в базе данных содержатся 940 районов. В дальнейшем планируется дополнить районы атрибутивной информацией, а также использовать созданную схему для региональной дифференциации параметров генерализации.

2. Разработка гипсометрических шкал

Следующим этапом является разработка гипсометрических шкал. В данном вопросе важно изучить опыт гипсометрического картографирования [2], а также применение основ цветоведения, рассматривающих закономерности цветового восприятия. На первом этапе разработано несколько шкал послойной окраски разного типа для миллионного масштаба. Тестирование шкал производилось на Мультимасштабной гипсометрической карте Европейской части России [3].

Применение однородных цветовых рядов для данной задачи не является целесообразным, поскольку цвет должен давать подробную информацию о рельефе. Поэтому на карте опробованы смешанные цветовые ряды. Зелено-коричневые шкалы являются одними из самых распространенных, поскольку человек ассоциативно соотносит эти цвета с типами местности.

Низменности на таких шкалах оформляются в зеленоватых тонах. Так как этот тип рельефа занимает наибольшие площади на карте, они лучше смотрятся в спокойных тонах из-за различий в восприятии окрасок больших и малых площадей. Использование их в зелено-коричневых шкалах обеспечивает гармоничность цветовых сочетаний и постепенность перехода низменностей к возвышенностям. Также на этих территориях целесообразнее применять подобные оттенки, поскольку они чаще всего наиболее заселенные из-за чего имеют большую тематическую нагрузку.

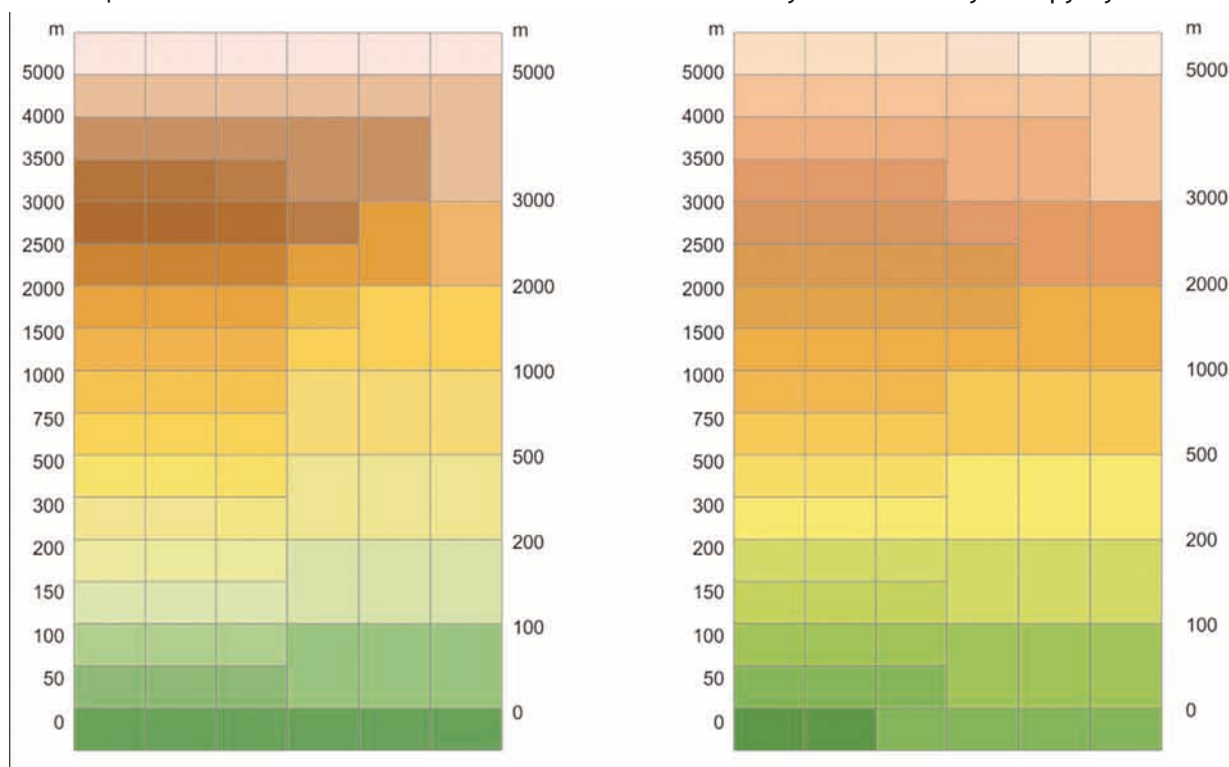


Рис. 2. Варианты шкал послойной окраски для мультимасштабной карты рельефа

Для гипсометрической окраски возвышенностей на картах применяются оттенки желтых и охристых цветов. Лимонно-желтые тона обычно сильно выбиваются из цветового ряда, поэтому их нужно приглушать. Светлые бледно-оранжевые тона обладают меньшей светлотой, поэтому смотрятся лучше, совместно со светлыми зелеными тонами, они создают гармоничное сочетание. Оформление возвышенностей в оттенках охристо-зеленых тонов с переходом их в охристые в горной части выглядит живописно благодаря мягким переходам тонов в их естественной последовательности. Для цветового оформления гор используются оранжевые и коричневые цвета. При этом было отмечено, что чем коричневый цвет темнее, тем меньше его пластичность.

Шкалы на затемнение дают хороший пластический эффект, однако плохо сочетаются с отмывкой, шкалы на осветление хорошо подходят для отображения горного рельефа, особенно в сочетании с отмывкой. Светлые оконечности горных вершин становятся похожими на ледники. В результате экспериментов было выбрано две осветляющиеся шкалы, наилучшим образом подходящие для отображения рельефа, создающими эффект пластичности и сочетающиеся с отмывкой. Далее происходила генерализация этих шкал для более мелких масштабов (рис. 2).

При трансляции гипсометрических шкал в более мелкие масштабы необходимо учитывать соблюдение плавного перехода от одного масштабного уровня к другому. Для решения этой задачи был применен следующий принцип. Масштабный уровень, для которого необходима генерализация, окрашивался в цвета предыдущего более крупного. После чего при помощи визуального анализа выявлялись плохо различимые ступени, оценивалось общее восприятие пластики рельефа, после чего для определенных интервалов изменялись цветовые характеристики (цветовой тон, насыщенность, светлота). Также важно учитывать, что при трансляции шкал в более мелкие масштабы площадь цветowych пятен увеличивается, это влияет на зрительное восприятие более высоким уровнем раздражения глаза, поэтому с увеличением масштаба шкала должна становиться более светлой и менее насыщенной.

3. Общегеографическая основа карты

В качестве источников общегеографических данных были использованы базы данных для общегеографических карт масштабов 1 млн, 2,5 млн и 8 млн. На карте миллионного масштаба отображены все объекты гидрографии, крупные реки изображены в масштабе карты, речная сеть подробная. Также полигональными объектами показаны озера и водохранилища. Населенные пункты с населением до миллиона человек изображаются пунсонами, с населением свыше миллиона – ареалами. Размер пунсона изменяется в зависимости от численности (менее 2 000, 2 000 – 10 000, 10 000 – 100 000, 100 000 – 500 000, 500 000 – 1 000 000). Из путей сообщения на карте отображены железные дороги. Для карт масштаба 1 : 2 500 000 условные знаки схожи. Населенные пункты имеют такую же классификацию, за исключением пунктов с числом жителей менее 2 000 жителей.

На картах масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 10 000 000 речная сеть менее подробная. Отображены населенные пункты с числом жителей от 10 000 человек, классификация пунсонов для 5 млн следующая: 10 000 – 100 000, 100 000 – 500 000, 500 000 – 1 000 000, пункты с населением более 1 000 000 также показаны ареалами. Отличие классификации на карте масштаба 1 : 10 000 000, в отображении пунктов с населением более 1 000 000 пунсоном. Пути сообщения на всех картах представлены железными дорогами. Также на всех масштабных уровнях обозначены границы стран со столицами.

4. Составление карты

Мультимасштабная карта охватывает территорию России и стран СНГ. Основными рабочими масштабами были выбраны 1 : 1 000 000, 1 : 2 500 000, 1 : 5 000 000, 1 : 10 000 000. Для каждого из масштабов существует диапазон, в пределах которого показывается данный уровень детализации (Таблица 1), это обеспечивает плавный переход от одного уровня к другому. Карта по назначению является настольным научно-справочным пособием, может быть использована в учебном процессе, для изучения и получения статистических данных о рельефе и для формирования представления об иерархической структуре рельефа. Карта по умолчанию просматривается в цилиндрической проекции Миллера со средним меридианом 100° на эллипсоиде WGS 1984.

Таблица 1

Масштабы и масштабные диапазоны уровней детализации

Масштаб	Диапазон
1 : 1 000 000	1 : 750 000 – 1 : 1 750 000
1 : 2 500 000	1 : 1 750 001 – 1 : 3 750 000
1 : 5 000 000	1 : 3 750 001 – 1 : 7 500 000
1 : 10 000 000	1 : 7 500 001 – 1 : 15 000 000

В качестве источников данных о рельефе использовались цифровые модели рельефа открытого доступа. Для карты миллионного масштаба была выбрана модель GMTED2010, имеющая разрешение 30 секунд, что соответствует максимальному уровню детализации для масштаба 1 : 1 000 000. Для

масштабного уровня 1:2 500 000 использована модель ЕТОРО1 с разрешением около 2км, для уровня 1:5 000 000 выбрана та же модель, подверженная фильтрации инструментом Фокальная статистика в режиме подсчета среднего значения (*Focal Statistics*), для масштаба 1:10 000 000 использована модель ЕТОРО2 также с использованием фильтра. Выбор ЦМР проходил экспериментальным путем в ходе сравнения нескольких участков полученной карты с теми же участками на Мультимасштабной гипсометрической карте рельефа Европейской части России [2], составленной путем автоматической генерализации ЦМР на основе структурных линий. Не смотря на то, что

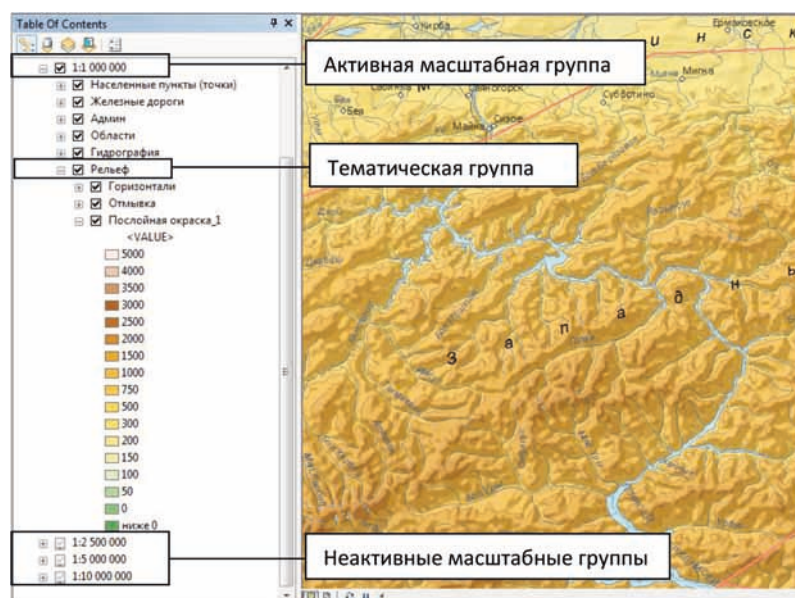


Рис. 3. Структура слоев мультимасштабной карты

удалось добиться детализации изображения рельефа, соответствующей масштабу отображения, изображение получилось излишне сглаженным, как в силу фильтрации, так и в силу характера исходных ЦМР. Поэтому для Европейской части РФ были использованы модели, подготовленные в работе [3], а в дальнейшем планируется генерализовать рельеф на всю территорию страны с использованием структурных линий.

Структура слоев карты представлена на рисунке 3. Слои сгруппированы по масштабу, далее по тематике. Активный масштаб определяется по масштабу отображаемой территории в окне карты, диапазон прописывается в свойствах слоя.

Для отображения рельефа выбран способ изолиний с послойной окраской в сочетании с аналитической отмывкой, метод обеспечивает пластичность, хорошую читаемость рельефа, цветовое оформление позволяет сравнивать территории с разными типами рельефа, сопоставлять относительные высоты отдельных регионов. Сечение горизонталей для всех масштабных групп использовалась аналогичное Мультимасштабной карте рельефа Европейской части России [3]. В масштабах 1:1 000 000, 1:2 500 000 и 1:5 000 000 используется полная шкала 0-50-100-150-200-300-500-750-1 000-1 500-2 000-2 500-3 000-3 500-4 000-5 000 м. Для масштаба 1:10 000 000 использована шкала 0-100-200-500-1 000-1 500-2 000-2 500-3 000-4 000-5 000 м. Масштабы 1:20 000 000 и 1:50 000 000 схожи, первый отличает наличие горизонталей 4000 м, шкала имеет следующий вид 0-100-200-500-1 000-2 000-3 000-5 000 м. Также в списке слоев карты присутствует слой геоморфологического районирования. Для каждого масштабного уровня подписываются различные геоморфологические ранги области, провинции и страны. В масштабах 1:1 000 000 и 1:2 500 000 подписаны все области. При масштабе 5 млн подписываются также провинции. При 10-миллионном масштабе – страны.

Расчет статистики углов наклона и высот

Расчет статистики углов наклона и высот производился на основе ЦМР ГТОРО30. Для того чтобы ошибки при подсчете статистики из-за искажения ЦМР были минимальные, модель разрезана на зоны при помощи регулярной сетки прямоугольных ячеек (*Fisnet*), соответствующая делению на зоны по 6°. Каждая из них спроецирована в проекцию UTM в соответствии со своим центральным меридианом, после чего произведен подсчет. На заключительном этапе создана мозаика, в которую были добавлены растровые фрагменты, на перекрывающихся границах использовался режим Смешение (*Blend*). После чего мозаика экспортировалась в единый растр.

Далее при помощи инструмента *Zonal Statistics* и объединения таблиц, данные о рельефе были занесены в атрибутивные таблицы геоморфологического районирования.

Так как созданная мультимасштабная карта представляет из себя интерактивное справочное пособие, было решено использовать информационные карточки, на которых будут отображаться статистические данные о морфометрии рельефа каждого региона геоморфологического районирования всех иерархических уровней. Во всплывающем окне представлена следующая информация: название и иерархическое положение выбранного региона внутри более крупных регионов, площадь территории, данные о высотах и углах наклона (максимальные, минимальные, средняя высота и углы и стандартное отклонение) (рис.4).

В дальнейшем планируется рассчитать морфометрические характеристики рельефа разных регионов по ЦМР более высокого разрешения, дающих более корректные величины.

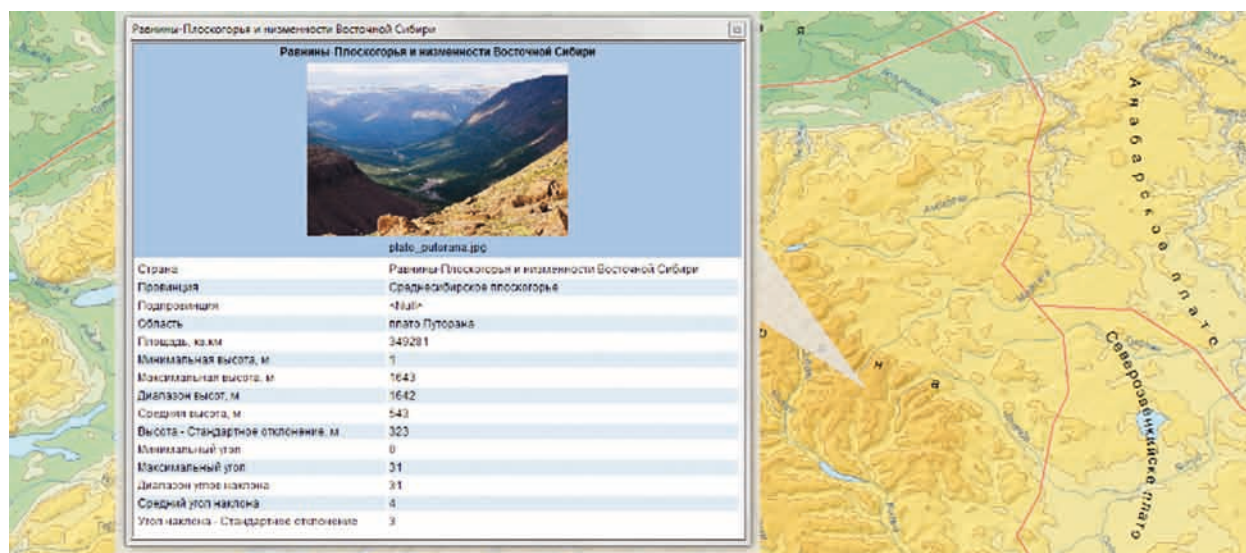


Рис. 4. Интерактивное всплывающее окно с данными о регионе

Заключение

В ходе работы создана интерактивная схема геоморфологического районирования России и стран СНГ, разработан ряд шкал послышной окраски для разных масштабных уровней, подсчитаны статистические данные по регионам, созданы интерактивные информационные всплывающие окна. Созданная гипсометрическая мультимасштабная карта на данный момент является результатом интеграции разномасштабных источников данных о рельефе, представляя собой прототип интерактивного справочного пособия о рельефе России и сопредельных государств.

В дальнейшем планируется использование схемы геоморфологического районирования для дифференциации параметров генерализации рельефа, применение структурной генерализации и полное наполнение схемы геоморфологического районирования атрибутивной информацией. Помимо этого планируется рассмотреть и решить вопрос автоматизации подбора цветовых шкал и проведения дополнительных горизонталей.

Литература

1. Воскресенский С. С., Леонтьев О. К., Спиридонов А. И. и др. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей: Учеб. пособие для студентов географ. специальностей вузов. М.: Высшая школа, 1980. 343 с.
2. Заруцкая И. П. Методы составления рельефа на гипсометрических картах. М.: Издательство геодезической литературы, 1958. 216 с.
3. Самсонов Т. Е. Мультимасштабное картографирование рельефа: общегеографические и гипсометрические карты. Saarbrücken: LAP Lambert Academic Publishing, 2011. 208 с.

МЕЛКОМАСШТАБНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: МЕТОДИКА, СОДЕРЖАНИЕ, ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

А. В. Чернов

Московский государственный университет, географический факультет, г. Москва,
Alexey.chernov@inbox.ru

SMALL-SCALE MAPPING OF FLOODPLANE-CHANNEL COMPLEXES: METHODOLOGY, THE CONTENT, USE

A. V. Chernov

Moscow State Union, faculty of Geography; Moscow; Alexey.chernov@inbox.ru

Мелкомасштабное картографирование рек получило распространение в конце прошлого столетия, когда в двух ведущих организациях, изучающих реки и происходящие в них процессы – МГУ и Государственном гидрологическом институте (ГГИ), стали составляться мелкомасштабные карты речных русел. При этом в обоих научных коллективах обозначились различные подходы к такому картографированию. Если в ГГИ составлялись, по сути, фактологические карты типов речных русел, то в МГУ изначально был применен комплексный подход: на картах показывались не только морфодинамические типы русел, но и весь спектр важнейших факторов, определяющих их развитие:

геолого-геоморфологические условия развития русловых деформаций, уклоны рек, состав русловых наносов, некоторые динамические характеристики русел (скорость размыва берегов), рельеф речных пойм, особенности деятельности человека в речных руслах и на речных берегах. Иными словами, основным принципом, которым руководствовались исследователи МГУ, явилось максимально полное отображение на карте или серии карт всего набора явлений и процессов, связанных с морфологией и динамикой речных русел и морфологией пойм, представляющих собой геосистему – пойменно-русловой комплекс (ПРК).

Выполнение этой цели подразумевает решение ряда задач, позволяющих отобразить на карте все компоненты речных русел и пойм, их важнейшие составные части, основные факторы, влияющие на их развитие, их современную динамику, экологическое состояние, уровень исходящей от них опасности и многие другие характеристики русел и пойм, оценивающие их с различных сторон. Эти задачи можно свести к следующим [1]:

1. Разработка общего содержания карт, заключающаяся в выборе объектов картографирования.
2. Разработка детального содержания карт, заключающаяся, в том числе, в классификации картографируемых объектов.
3. Совмещение картографируемых объектов и их свойств, т.е. распределение их по сериям карт, решение вопросов об объединении тех или иных компонентов и свойств на одной или же на разных картах.
4. Подбор способов изображения картографируемых объектов, явлений и процессов.
5. Разработка легенд карт.

Мелкомасштабное картографирование является оптимальным для получения обзорной информации о динамике речных русел и изменениях, происходящих в речных долинах на уровне федеральных округов, бассейнов крупнейших рек и всей России в целом. На них отображаются основные природные и антропогенные факторы, влияющие на морфологию и динамику русел и пойм, все морфодинамические типы русел, основные формы руслового рельефа, морфологические типы пойм и современную динамику русел. Именно мелкомасштабное картографирование является одним из основных методов географического анализа, так как позволяет охватывать и сравнивать большие и разнообразные по своим условиям и проявлениям картографируемого объекта территории.

Мелкомасштабные карты по характеру являются аналитическими, а после ряда картографических преобразований могут стать и синтетическими.

В зависимости от масштаба исследований, который определяется их целями и задачами, выбирается масштаб картографирования русел и пойм; от него, в свою очередь, зависит не только степень генерализации, но и способы картографирования. При мелкомасштабном картографировании ни один из объектов не может быть изображен непосредственно в масштабе, поэтому степень условности изображения на таких картах весьма высока.

Мелкомасштабное картографирование русловых процессов и создающихся ими речных русел и пойм, оказалось возможным только после применения новых способов изображения на карте разнообразно насыщенных линейных объектов с помощью сочетания ряда приемов картографического изображения – линейных знаков, качественного фона, значков и др. Для отображения большого количества форм рельефа, их элементов и процессов, относящихся к речным руслам и поймам, были разработаны «многоканальные» линейные знаки в виде лент, вытянутых вдоль положения рек на топографической основе, и вложенных в эти ленты полосы разного цвета, штриховки и крапа, несущих различное и разнообразное содержание. Это позволило показывать на картах весь комплекс явлений и процессов, относящихся к пойменно-русловым комплексам: морфологические типы русел, их динамику (в том числе количественно), характер речных берегов и поймы, особенности антропогенного использования русел рек и воздействия на них, рельеф речных пойм. Сопровождение линейных полос значками еще более расширило возможности показа – с их помощью стали отображаться явления, не имеющие сплошного распространения в русле и долине: пороги и водопады, обвалы и осыпи, карст в руслах и т. д.

Однако применение линейных знаков, пусть даже комплексных, только в сочетании со значками не обеспечивает показа на картах региональных факторов русловых процессов, т. е. факторов, имеющих площадное распространение и воздействующих одновременно на многие реки, текущие по большим территориям. Широкое проявление их воздействия делает ненужным вкладывание информации о них в «прокрустово ложе» линейных знаков, показывающих русла и поймы каждой крупной реки. Кроме того, с помощью линейных знаков можно показывать русла и поймы только на крупнейших, крупных и средних реках (длиной не менее 100–500 км в зависимости от масштаба карты), так как при картографировании малых рек соответствующие им полосы будут перекрывать друг друга на картах. Следовательно, малые реки со всей их спецификой в этом случае оказываются вне картографирования. С другой стороны, большие пространства на картах, находящиеся между линейными знаками, остаются белым фоном, т. е. не несут никакой информации.

Поэтому было предложено использовать территорию, не занятую линейными знаками, в основном для показа важнейших факторов русловых процессов, имеющих региональное распространение: геолого-геоморфологических условий формирования русел, уклонов рек, модуля стока наносов и т. д., а также – состояния малых рек. Способом показа этих факторов и объектов был выбран качественный фон: цветовой для одних, штриховой – для других.

Первые мелкомасштабные карты рек стали составляться только тогда, когда был накоплен достаточный и достоверный фактический материал об особенностях русловых процессов и формирования долин в целом на реках, протекающих в разных природных условиях разной плотностью населения и его промышленной и сельскохозяйственной деятельностью. В ГГИ картографирование речных русел явилось составной частью и даже итогом крупного аналитического обобщения о руслах и русловых процессах на реках Советского Союза [2]. В МГУ перед мелкомасштабным картографированием речных долин и русел ставились вначале только образовательные задачи, однако потом этот способ подачи и анализа данных о реках стал применяться и в различных областях теоретической и конструктивной географии [3].

Первой мелкомасштабной картой русловых процессов, на которой были показаны особенности распространения речных русел, стала карта «Русловые процессы на реках СССР» [4], выполненная в масштабе 1:4000000 и изданная в серии «Карты для высших учебных заведений» – последнем крупном образовательном проекте в стране. На этой карте показывались следующие характеристики рек длиной более 500 км: их ширина, морфодинамический тип русла, морфологический тип поймы, русловые наносы, направленность вертикальных русловых деформаций, особенности аккумулятивного рельефа дна и другие характеристики. Своя информация давалась о водохранилищах: разделение их на зоны по условиям подпора, наносы, характер берегов и др. Качественным фоном показывались литологические условия развития русловых деформаций – свободные они, ограниченные или наблюдается чередование этих условий, уклоны рек. Название этой карты не вполне отражает её содержание – по сути, это была первая комплексная фактологическая карта речных русел и важнейших условий их формирования – процессы, как таковые, на ней отсутствовали. Однако она быстро нашла своё применение в учебном процессе на географических факультетах университетов, в воднотранспортных, сельскохозяйственных, мелиоративных вузах, и вызвала потребность в создании морфодинамической карты речных русел, на которой, наряду со статической информацией, отражалась бы и динамика речных русел.

Такая карта была создана тем же научным коллективом из МГУ вслед за первой – это была карта «Морфология и динамика русел рек Европейской России и сопредельных областей», выполненная в масштабе 1:2000000 [5]. Принципы отображения информации были на ней сохранены теми же, что и на карте «Русловые процессы на реках СССР»: линейные знаки несли информацию о руслах, фон – об условиях их развития. Новым на этой карте был, помимо увеличения числа русловых явлений, показ динамики русел – скорости размыва берегов различного литологического состава. К динамической составляющей карты можно также отнести показанные на восьмимиллионной врезке модули стока наносов с водосборов и мутность рек. Также на этой карте впервые проведено комплексно-русловое районирование по преобладанию тех или иных типов русел и пойм.

Составлением этой карты завершилось образовательное направление в картографировании речных русел и пойм, но одновременно началось и получило широкое развитие прикладное картографирование рек и русловых процессов. Основными заказчиками русловых карт в данном направлении явились органы территориального управления, органы охраны окружающей среды и Министерство чрезвычайных ситуаций, акценты в содержании карт определялись в соответствии с их назначением, а формой подачи материала стали настенные и настольные одиночные карты и страницы в атласах.

Для органов территориального управления всех уровней продолжали составляться комплексные карты речных русел и долин; помещённые в атласы, они выполняли не только информационную, но и общеобразовательную функцию. К таким картам можно отнести отдельную карту «Русловые процессы на реках Алтайского края» [6], карту речных русел и русловых процессов в Атласе Ханты-Мансийского автономного округа [7], и, наконец, карту «Русловые процессы» во 2-м томе Национального атласа России [8]. Также была составлена комплексная карта русел и русловых процессов (размывов берегов) на реках бассейна Амура, составленная под проблему трансформаций русел пограничных рек и переданная в органы управления водными ресурсами в виде фондового материала, т. е. без её издания.

Расцвет карт, посвящённых геоэкологии долин и русел рек, пришелся на 90-е годы прошлого столетия. Специально для составления геоэкологических карт речных долин и русел были разработанные качественные и количественные оценки геоэкологической напряженности, вызванной природными русловыми деформациями и деятельностью человека в руслах и на берегах рек. Интегральная оценка напряженности показывалась на этих картах в баллах.

После обработки информации, показанной на картосхемах – иллюстрациях результатов анализа геоэкологической ситуации в России в целом, её Европейской части и отдельных регионов, были подготовлены две интегральные карты 20-тиллионного масштаба в Экологическом атласе России [9]: это карта антропогенных изменений речных русел и пойм, и карта собственно геоэкологического состояния речных русел. В первой показывается степень антропогенного изменения речных русел и пойм – заиления русел малых рек (показывается качественным фоном) и механические изменения (карьеры, русловые низконапорные водохранилища) в процентах от длины участка реки для больших рек (линейными знаками); также для больших рек показаны скорости естественных изменений положения русел, иными словами, размыва берегов.

На второй карте дается оценка геоэкологического состояния больших (линейными знаками) и малых (качественным фоном) рек в 5 градациях (баллах): очень слабая, слабая, сильная и очень сильная.

В 2000-е годы акцент в русловом картографировании сместился на оценку опасности и рисков русловых процессов. Критерии геоэкологической напряжённости были транспонированы для оценки опасности русловых процессов, связанной, как правило, с размывами берегов и занесением гидротехнических объектов движущимися наносами. При этом было принято, что картографированию подлежат все потенциально опасные явления и процессы, а не только те, что представляют реальную опасность для человека именно сейчас или в ближайшем будущем, т.е. процессы, не зависящие от наличия или отсутствия в настоящее время объектов приложения опасности. В состав развернутых условных обозначений таких карт включается подробное описание возможных последствий опасных процессов в речных руслах – от локальных, причиняющих некоторые неудобства, до катастрофических, когда рекой смываются целые населенные пункты.

В эти же годы по заданию различных ведомств и проектных институтов был подготовлен и передан в фонды этих организаций целый ряд карт опасности русловых процессов на различные территории – от всей России (в масштабах от 5 до 2,5 млн) до ее отдельных регионов (бассейны рек Амура, Урала). Окончательная реализация этого направления произошла в рамках МЧС – по его заказу были составлены карты опасности русловых процессов на реках всех Федеральных округов России, помещенные в изданные Атласы природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций округов. В 2010 году все окружные карты опасности русловых процессов были сведены в единую карту «Опасность изменения речных русел и пойм», помещенную в сводном Атласе природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций всей Российской Федерации [10].

По состоянию на сегодняшний день (2013 год) потребность в традиционных картах комплексного и геоэкологического (включая потенциальную опасность) содержания, по крайней мере, на федеральном уровне решена, но она по-прежнему остается актуальной для различных регионов или речных бассейнов. Более того, перед картографированием русловых процессов и речных долин в целом стоят новые задачи развивающие уже решенные. К ним относятся содержания и способов отображения на мелкомасштабных картах пойменно-русловых комплексов и прогноза русловых деформаций и их экологически неблагоприятных и опасных следствий.

Для решения первой задачи в рамках структуризации пойменно-русловых комплексов создается их типизация [11]. Однако при решении этого вопроса оказалось, что морфологические типы пойменно-русловых комплексов больших рек при уменьшении масштаба картографирования и генерализации объединяются в определенные сочетания тех или иных типов, и эти сочетания объективны. Например, выделяются «пойменно-русловые комплексы меандрирующих русел относительно прямолинейными отрезками между сериями излучин, с сегментно-гривистой поймой на всем протяжении участка с данным типом русла», «ПРК относительно прямолинейных русел и отдельными одиночными или смежными излучинами и параллельно-гривистой и сегментно-гривистой поймой», «ПРК относительно-прямолинейных русел с одиночными и односторонними разветвлениями и ровной и ложбинно-островной поймой». Очевидно, что количественные соотношения разных типов русел и пойм также играют свою роль в выделении сочетаний. Несмотря на кажущееся множество возможных сочетаний ПРК, их число конечно.

Типизация пойменно-русловых комплексов малых рек требует объединения различных типов русел и пойм в определенные сочетания при любом масштабе картографирования, так как на таких реках, даже находясь на местности, почти невозможно выделить только извилистые или только прямолинейные участки.

Выделение конечного числа типичных для большинства рек сочетаний пойменно-русловых комплексов, которые по аналогии с почвенными комплексами, можно назвать «русловыми катенами», и является первой задачей разработки новых пойменно-русловых карт.

Картографирование прогноза русловых деформаций также является будущей задачей пойменно-руслового картографирования. Оно требует разработки способов отображения будущих изменений русел и пойм с позиций оценки риска. Скорости современных горизонтальных русловых

деформаций даются на картах уже сейчас, однако по ним ничего нельзя сказать о том, к каким последствиям эти деформации приведут – несут ли они в себе риски, т. е. разрушат ли они тот или иной объект, какой ущерб и когда при этом нанесут, или выявленные деформации русел останутся незамеченными на малонаселенных берегах рек.

Успешное выполнение задач по картографированию русловых процессов, поставленных на первом этапе его исполнения, даёт основания предполагать, что развитие этого направления в геоморфологическом картографировании будет продолжаться и успешно решать поставленные перед ним теоретические и прикладные задачи.

Литература

1. Чалов Р. С., Чернов А. В. Мелкомасштабное картографирование русловых процессов // Геодезия и картография. 2000. № 3. С. 35–43.
2. Кондратьев Н. Е. и др. Русловой процесс. Л.: Гидрометеиздат. 1959. 372 с.
3. Чалов Р. С., Чернов А. В. Идеи К. А. Салищева и картографический метод в русловедении // Университетская школа географической картографии (к 100-летию профессора К.А. Салищева). М.: Аспект-Пресс. 2005. С. 141–149.
4. Русловые процессы на реках СССР. Карта в масштабе 1:4000000. М.: ГУГК. 1990.
5. Морфология и динамика русел рек Европейской России и сопредельных областей. Карта в м-бе 1:2000000. М.: ФГСК. 1999.
6. Русловые процессы на реках Алтайского края. Карта в масштабе 1:1000000. М.:ГУГК. 1991.
7. «Русловые процессы на реках [Ханты-Мансийского АО]» и «Морфология и динамика русел рек Оби и Иртыша. Типы пойм Оби и Иртыша» // Атлас Ханты-Мансийского Автономного округа. Т. II. Природа и экономика. Ханты-Мансийск-М.: 2004.
8. Русловые процессы // Национальный атлас России. Том 2. Природа. Экология. М.: ФАГиК. 2007. С. 130–132.
9. «Антропогенные изменения речных русел и пойм», «геоэкологическое состояние речных русел» // Экологический атлас России. Географический ф-т МГУ. Изд-во «Карта». М.: 2002.
10. Опасность изменения речных русел и пойм // Российская федерация. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций. М.: Изд-во «ДИК». 2010. С. 452–465.
11. Чернов А. В. Опыт типизации пойменно-русловых комплексов, как геоморфологической системы // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем // Мат-лы XXXI Пленума Геоморф. комис. РАН. Часть II. Астрахань, 2011. С. 262–265.

ЗОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ АРИДНЫХ РАВНИН И ОСОБЕННОСТИ ЕГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

В. П. Чичагов

Институт географии РАН, Москва, chichagov@mail.ru

AEOLIAN RELIEF OF ARID PLAINS AND ITS MAPPING

V. P. Chichagov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, chichagov@mail.ru

Основой картографирования рельефа засушливых равнин является классификация форм двух типов: денудационного и аккумулятивного. Изученность форм рельефа этих типов существенно различается прежде всего тем, что первые изучены гораздо хуже вторых. Мне посчастливилось в 1956–1980 гг. работать с Б. А. Федоровичем, ему были свойственны увлеченность, огромные знания, большой объем работ по изучению пустынь и широкая популяризация своих знаний о пустынях. В его время активно действовали замечательные исследователи аридных регионов, но именно ему принадлежат теоретические разработки основ учения о песчаных пустынях, создание классификации золового песчаного рельефа и многое другое. К этим вопросам мы вернемся позже.

Дефляционно-денудационный аридный пенепплен. Чрезвычайно своеобразный рельеф формируется в пределах равнин, созданных длительной и интенсивной дефляционной денудацией [1]. Обширные плоские каменистые равнины разных типов с ареалами и ярусами холмов, мелкосопочником, бедлендом, редкими островными горами [2], с плоскодонными, едва врезанными фрагментами древней речной сети и озерных бассейнов, локальными песчаными массивами в плоских понижениях, наконец, редкие крупные впадины с высотами ниже уровня моря. Все эти формы длительное время испытывают разрушения дефляцией и подвергаются локальной аккумуляции. В условиях, свойственных северо-сахарским равнинам со стабильной тектонической ситуацией, слабыми новейшими и современными движениями, золовые процессы стирают следы рельефообразования

предшествующих эпох не независимо от их размеров. Ныне полностью не выражена в современном рельефе долина крупной, сопоставимой с миоценовым Нилом, безымянной реки, впадавшей в миоцене в зал. Бол. Сирт и оставившей в его пределах крупную дельту. Рельеф окружающих равнин – денудационных плато, созданных на кровле известняков миоцена, за последние 5,5 млн лет стал полностью дефляционным. В плиоцене, в пределах плато с абс. высотами около 270 м. была вырезана тектоникой и опущена ниже уровня моря крупная впадина Каттара. Ее в целом плоское, наклонное, блоково-ступенчатое днище имеет высоты 133 м. ниже ур. моря на западе и – 76 – 66 м. на востоке. На первый взгляд ее облик кажется однородным, (привлекают внимание следы боев второй мировой войны), но результаты проведенного анализа многозональных космических снимков позволили создать содержательную геоморфологическую интерпретационную схему с поразительным разнообразием рельефа. На ней выделены: морфоструктуры и их элементы (сбросовые склоны, днища прогибающихся впадин), морфоструктуры, измененные экзогенными процессами (плато, денудационные равнины, аккумулятивно-денудационные равнины, аккумулятивные морские равнины, аккумулятивные равнины, преобразованные эоловыми процессами), а также формы и комплексы форм рельефа (островные горы, денудационные уступы, вадии, днища дефляционно-озерных равнин; эоловые дюны, гряды и барханы; бары, пляж и проч. [3]. В рельефе наклоненного в северо-северо-востоку днища впадины Катара различаются расположенная на юго-западе Большая песчаная пустыня с мощными (30 – 100 м.) песками и смежная с ней – на ее северо-восточном продолжении аллювиально-пролювиальная равнина, испытывающая мощную переработку дефляцией.

Вдоль северо-западного обрамления впадины Катара развиты островные горы. Аналогичные формы распространены к северо-востоку от них в пределах Северо-Синайской экстрааридной равнины, имеют дефляционный генезис и рассмотрены нами ранее [4]. Их строение в целом сходное, преимущественно дефляционное. Более разнообразный и испытывавший значительные антропогенные изменения рельеф островных гор развит в Малой Азии, на Ближнем и Среднем Востоке [5]. В Центральной Азии он сохранился в близком к первозданному виде в условиях, близких к семиаридным [6]. Эти формы здесь представлены двумя типами: древним и молодым.

Древние островные горы на восточной окраине Центральной Азии имеют относительные высоты от 100 до 500 м. Они характеризуются рядом особенностей: трехъярусным строением – центральное поднятие, пьедестал и окружающее кольцевое понижение; округлыми и плоскими вершинными поверхностями, асимметричным строением центрального поднятия в поперечнике, наличием от одного до трех перегибов на склонах с горизонтальными или наклонными площадками, уступами, плечами и зарубками; несовпадением контуров центрального поднятия и пьедестала; четко выраженным перегибом между центральным поднятием и пьедесталом; ступенчатостью строения и останцовым рельефом пьедесталов; линейным, эрозионным – балочным расчленением пьедестала; различной выраженностью в рельефе кольцевой депрессии; денудационным – флювиально-дефляционным генезисом рельефа островных гор; повсеместно развитой сложной системой трещиноватости. Приведенные признаки говорят о сложном рельефе островных гор этого типа, они создавались денудацией в результате нескольких этапов развития рельефа древней равнины, в их создании принимали участие флювиальные процессы, не оставившие следов в пределах окружающих равнин. Судя по отсутствию в их пределах каких либо датированных отложений, эти горы подвергались длительным и мощным экзогенным разрушениям, включая дефляцию. Все это свидетельствует в пользу реликтового происхождения и, судя по значительной разнице в высотах, возможно, разновозрастности островных гор Восточной Монголии. Эти формы рельефа давно потеряли связь с исходными и современными равнинами. Возраст гор этого типа может варьировать в широких пределах от начала формирования Восточно-Монгольской равнины в позднем мезозое до позднего плейстоцена, когда здесь функционировала речная сеть [7], древность гор рассмотренного типа подтверждается развитием по их периферии педиментов. Происхождение гор неясно, возможно, некоторые из них являются откопанными, типа рассмотренных в свое время А. Пенком [8] – своеобразными борнхардтами – денудационный срез в геоморфологический этап развития здесь превышает 1 км. [9], рельеф других был предопределен интенсивной дефляцией, о чем убедительно писал С. Пассарге [10], третьи представляют собой древние твердыши (термин И. С. Щукина) [11]. Последние могут располагаться в зонах влияния древних – мезозойских меридиональных зон тектонических нарушений – параллельно им и вблизи них, а также вне их.

Островные горы второго типа являются вырезанными из поверхности среднеплейстоценовой террасы р. Керулен и сохранившими связь с ней, их возраст может быть отнесен к позднему плейстоцену. Это – типичные горы-свидетели и останцы-свидетели, которые изучал Л. С. Берг в Приаралье [12]. Они имеют четкую связь с исходными равнинами и представлены двумя типами, одни, более высокие произошли в результате расчленения уступа плато, другие занимают более низкое положение в рельефе и созданы в результате деструкции днищ сухих долин. Необходимо отметить высокую геоморфологическую информативность этих гор (рис. 1).

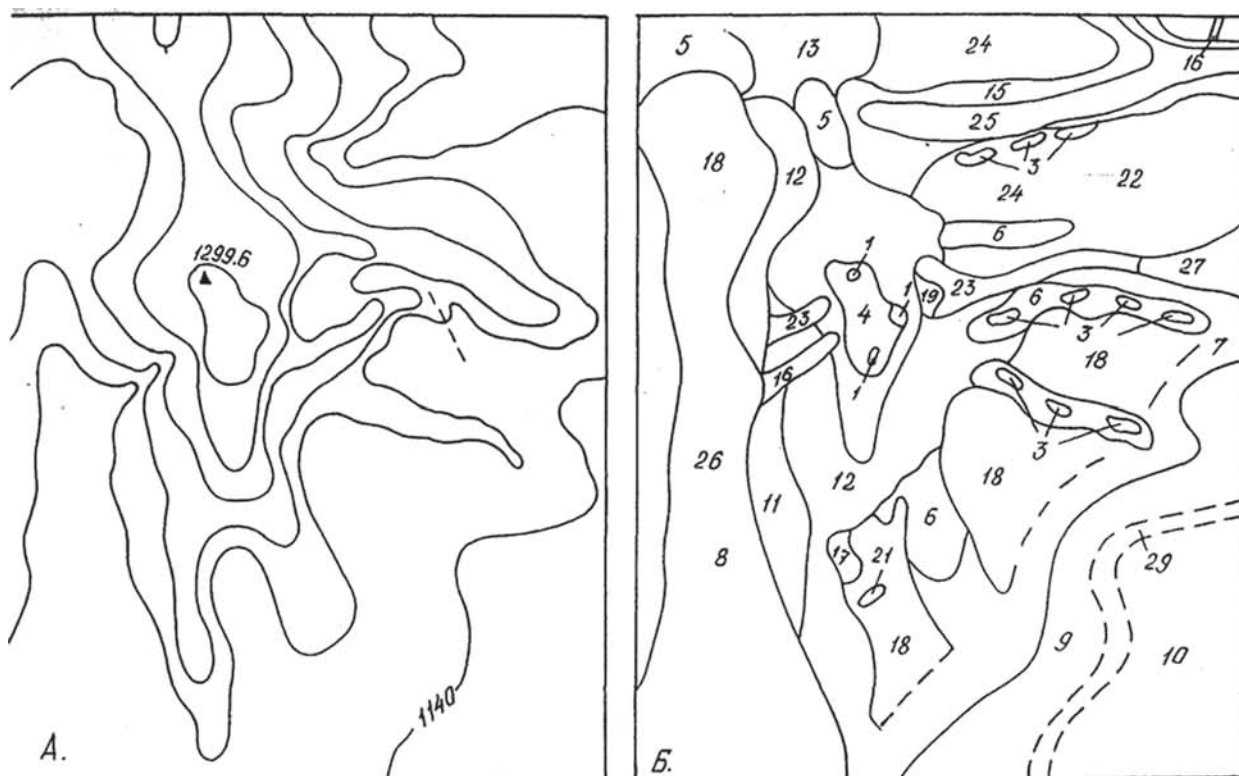


Рис. 1. Строение рельефа южного склона г. Дуулгат-Ула:
А – в изогипсах, Б – морфогенетическое. М-б 1:5000

- | | | |
|--|--|---|
| 1. скальные останцы. | 12. склоны средней крутизны. | 19. миниатюрные нивальные кароподобные водосборы. |
| 2. скальный уступ. | 13. пологие склоны. | 20. нивальные ниши. |
| 3. откопанные холмы. | 14. сайры узкие длинные глубоко врезанные. | 21. нивальные площадки. |
| 4. вершинная поверхность. | 15. сайры широкие, не глубоко врезанные. | 22. плащи обломков. |
| 5. перевальная равнина. | 16. сайры короткие, круто падающие. | 23. каменные потоки. |
| 6. ступенчатые поверхности уступов. | 17. короткие, слабо врезанные ложбины. | 24. щебнистые потоки. |
| 7. наклонные, слабо вогнутые поверхность подножий. | 18. широкие циркообразные водосборные цирки. | 25. песчаные потоки. |
| 8. днища малых сайров. | | 26. покровы рыхлых отложений днищ широких сайров. |
| 9. днища больших сайров. | | 27. конусы выноса. |
| 10. днище впадины. | | 28. щебнисто-обломочные отложения днищ сухих долин. |
| 11. крутые склоны. | | |

Картографирование рассмотренного рельефа чрезвычайно сложно в пределах денудационных равнин и более просто в островных горах. Еще более сложно изображение на бумаге эолового песчаного рельефа. Первые опыты относятся к середине XIX в., когда появляются зарисовки эоловых форм большой точности [13], но начало развития картографирования песчаных пустынь относится к середине XX в. и принадлежит Б. А. Федоровичу – лидеру изучения пустынь из Института географии АН СССР. Прежде всего, он создал первую универсальную комплексную классификацию песчаных эоловых форм рельефа [14]. Она была проведена по семи типам: происхождению, составу и возрасту песчаных толщ; по формам рельефа; отдельным формам рельефа и деталям их ландшафтов; размерности расчленения; сплошности расчленения; характеру подстилающих песков и по степени закрепленности растительностью. Формы рельефа изображались так, как они представляются геоморфологу с самолета и на аэроснимках, т.е. их размеры, форма и расположение должно изображаться детально, с предельным подобием. «Именно такое, так сказать, «портретное сходство» изображения на карте с фактическим рельефом позволяет нам, зная закономерности динамики рельефа песков, судить о режиме ветров в изучаемой местности со значительно большей детальностью, чем это можно сделать даже по самой густой сети метеорологических станций» [14, с. 17]. Классификация форм эолового рельефа проводилась по двум типам: оголенных – незадернованных песках (барханы серповидные, барханные цепи, поля клиновидных барханов, оголенные гряды и комплексные барханы – барханы, барханные цепи и оголенные гряды) и песках, поросших растительностью (мелкобугристый рельеф, продольный ветру грядовый рельеф, поперечный ветру грядовый рельеф, ячеистый, лунковый и пирамидальный рельеф). Среди отдельных форм рельефа песков выделялись прикустовые кучевые скопления, бугры и косы, чоколаки, гривы томмок, продольные ветру; ярданги, язвы развевания; понижения среди песков, изрытые норами грызунов и занятые покровом пустынного мха. Поскольку одна и та же песчаная форма может иметь разную

высоту и площадь (бархан от 0,5 до 10 м., гряда от 0,5 до 75 м.), особое внимание уделялось классификации песков по размерности их расчленения. По этому признаку были выделены пески ровные и малорасчлененные с отдельными формами высотой до 1 м., пески малорасчлененные с глубиной расчленения до 3 м. и расстоянием между гребнями 10–30 м., пески среднерасчлененные с глубиной расчленения до 10 м. и расстояниями между гребнями менее 100 м.; те же пески с показателями до 30 м. и до 400 м.; пески глубокорасчлененные – до 75 и до 3,5 км. Была разработана сложная классификация форм эолового песчаного рельефа.

Составленные Б. А. Федоровичем мелкомасштабные карты эолового песчаного рельефа Средней и Центральной Азии позволили ему придти к новым для середины прошлого века выводам: рельеф песков является отпечатком движения приземных воздушных струй и в отдельных случаях отражает динамику более высоких слоев атмосферы; карты песков показывают, что песчаные пустыни Азии обычно располагаются южнее оси барометрического максимума и что рельеф песков отображает растекание воздушных потоков почти исключительно на юг от продольной оси этого максимума; в пустынях восточной части Центральной Азии – Алашане и Ордосе с преобладающим барханным рельефом доминирует рисунок, созданный восточноазиатским муссоном; рельеф песков крупных впадин Тарима и Цайдама свидетельствует о значительном влиянии впадин на циркуляцию мощных воздушных масс. Б. А. Федорович подчеркивал огромную роль изучения рельефа песков новыми методами дешифрирования аэрофото- и позже космических снимков [15]. В 70-е годы XX

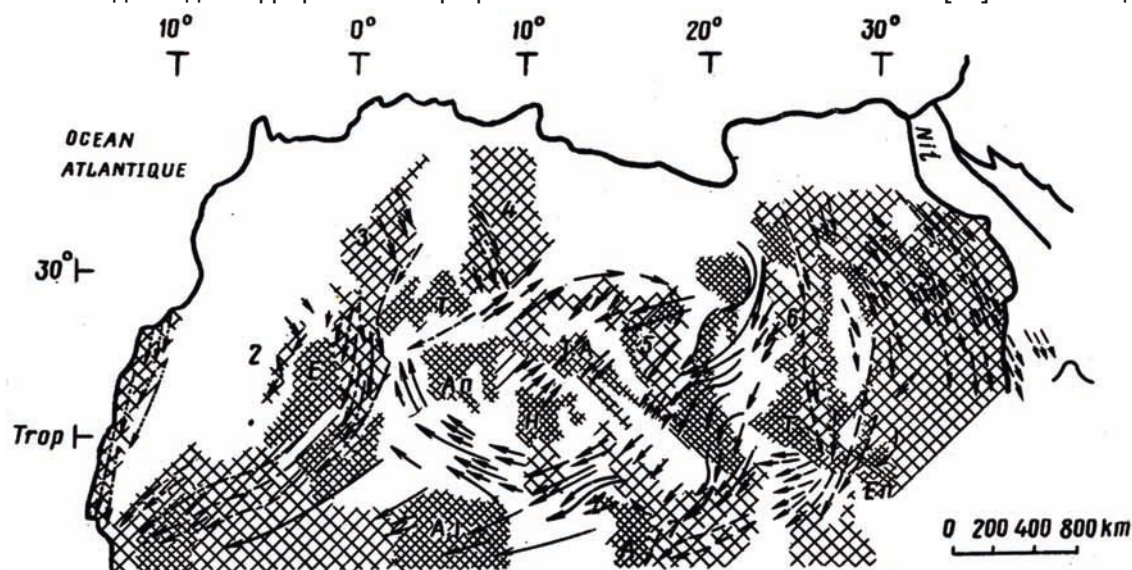


Рис. 2. Песчаные эоловые потоки в Сахаре по данным дешифрирования космических и аэроснимков [16]

в. аналогичная методика была применена при дешифрировании эоловых песчаных форм Сахары мелкомасштабных снимков NOAA-3 [16] (рис.2).

Выяснился характер циркуляции песка ветропесчаными потоками в пределах всей Сахары: выделены три крупных линейных или кругообразно замкнутых потока, которые выносят песок с севера на юг пустыни вдоль трасс пассатов: восточный поток с ССВ на ЮЮЗ пересекает Египет и смежную часть Ливии, изгибается в районе тропика, огибает нагорье Тибести, движется в направлении с ВСВ на ЮЮЗ, пересекая северную часть республики Чад и Нигер южнее плато Аир и Ифорас. Центральный поток значительно более сложен, начинается на 27° с. ш. и 18° в. д., имеет квазизамкнутую кругообразную форму (двигаясь по часовой стрелке) и огибает возвышенности Центральной Сахары. В южной части от него отходит небольшой поток и присоединяется к предыдущему на широтном участке последнего. Западный поток начинается в пределах Большого Западного Эрга, огибает плато Эль-Эглаб и разделяется на два потока. Первый направлен на ЮЗ, соединяется с береговым атлантическим песчаным потоком, возникающим в районе Кап-Джуби и следующим в ЮЗ направлении между 16 и 20° с. ш. Приблизительно в этих же широтах к ним присоединяется восточный поток, пересекающий Сахару вдоль южной части. В те же годы И. Г. Уилсон создал схему распределения главных линий песчаных потоков в Сахаре по данным проявления ветров [17] (рис.3).

Сравнение рис 2 и 3 показывает их сходство в восточной части Сахары и существенные расхождения в центральной и западной. Более того, на составленных картах эолового песчаного рельефа Западного и Восточного Больших Эргов американскими учеными [18] по методике очень близкой к методике Б. А. Федоровича по материалам космических съемок NASA (см. рис. 4) изображена существенно иная ветровая ситуация. Приведенные материалы свидетельствуют о песчаном рельефе пустынь как весьма сложном объекте картографирования. Составление карт на эти геоморфологические объекты будет отражать как истинную картину рельефа, так и значительные поправки

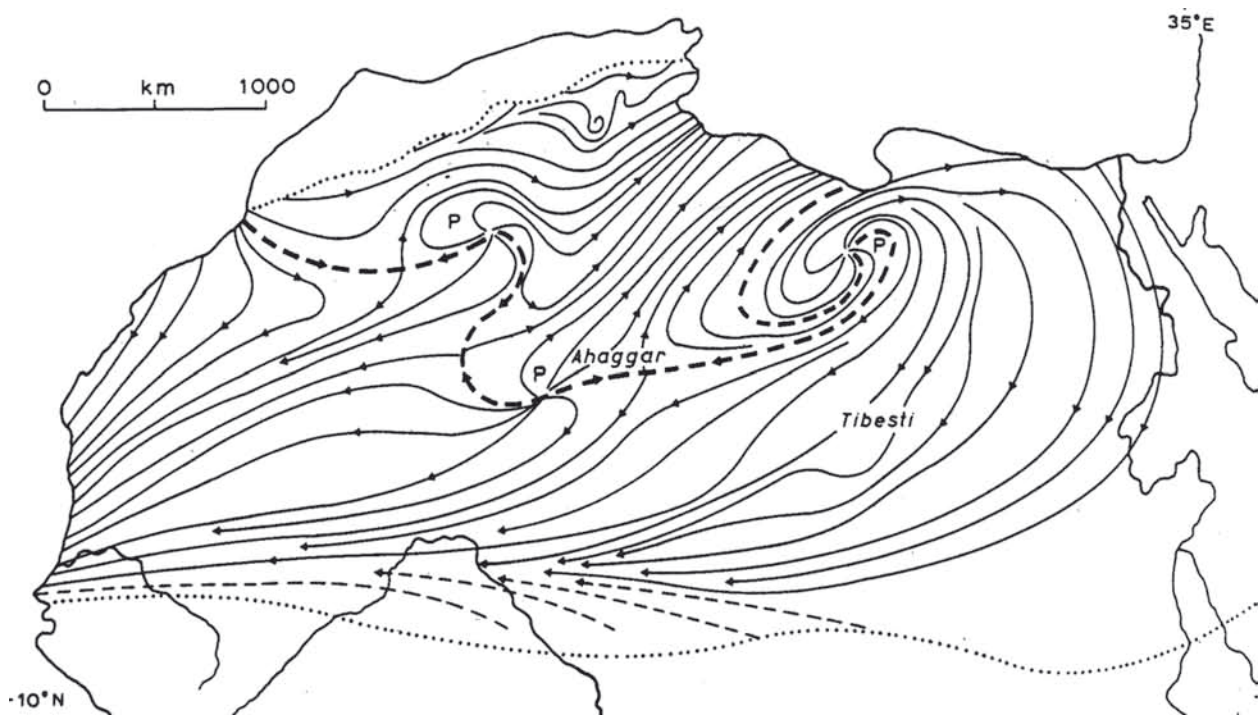


Рис. 3. Основные линии песчаных эоловых потоков в Сахаре по наблюдениям за ориентировкой ветров [17]

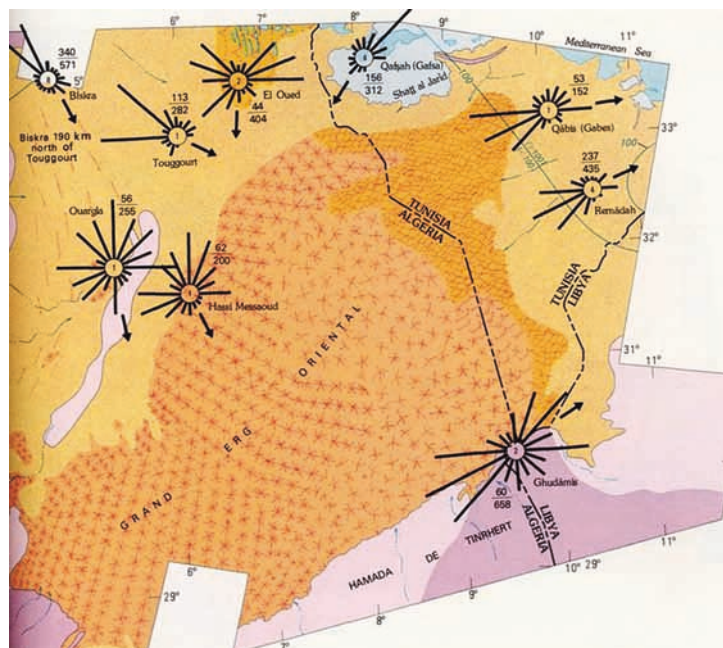


Рис. 4. Карта песчаного рельефа Большого Восточного Эрга [18]

за счет интерпретации ветровых режимов, связи песчаных форм с направлением ветров и проч. В заключение отметим большие успехи в создании карт песчаного рельефа пустынь второй половины прошлого века. Из них наиболее интересными представляются карты Б. А. Федоровича, А. Арнагельдыева, его коллег из Института пустынь Туркмении и ряда других ученых.

Литература

1. Чичагов В. П. Устойчивость и изменчивость семиаридных эоловых систем / Развитие рельефа и его устойчивость. М.: Наука. 1993. С. 97–125.
2. Чичагов В. П. Генетические и динамические особенности рельефа островных гор Восточной Монголии // Геоморфология. 1995. № 4. С. 92–106.
3. Тальская Н. Н. Использование многозональных космических снимков для изучения современных рельефообразующих процессов и составления геоморфологических карт (на примере Ливийской пустыни) / Применение дистанционных методов при создании тематических карт. М.: Москов. филиал Географич. Об-ва СССР. 1978. С. 14–22.

4. Чичагов В. П. Морфоструктура полигенетических равнин: разломная тектоника (на примере Синайской пустыни) // Геоморфология. 2013. №1. С. 17–32.
 5. Чичагов В. П. Аридная геоморфология. Платформенные антропогенные равнины. М.: Научный Мир. 2010. 520 с.
 6. Чичагов В. П. Деструктивный рельеф гобийского пенеplена в Юго-Восточной Монголии // Геоморфология. 1994. №4. С. 85–99.
 7. Сырнев И. П. Древние долины на Восточно-Монгольских равнинах // Геоморфология. 1982. № 3. С. 69–74.
 8. Penck A. Die Morphologie der Wusten // Geographische Zeitschrift. 1909. Heft 10. S. 545–558.
 9. Жанчивланский редкометалльный гранитный массив в Монголии. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та. 1984. 112 с.
 10. Passarge S. Rumpfche und Inselberge // Zeitschrift der Deutsche Gesellschaft. LVI. 1904. S. 193–204.
 11. Щукин И. С. Общая морфология суши. 1938. М.-Л.: ОНТИ. 476 с.
 12. Берг Л. С. К морфологии берегов Аральского моря // Ежегодник геол. и минерал. России. 1902. Т.5. С. 181–196.
 13. Strickland W. W. Forms of Sand. London. 1846. 16 p.
 14. Федорович Б. А. Вопросы классификации песков для целей картирования на примерах Западной Туркмении / Землеведение. 1960. Т. 5. С. 9–24.
 15. Федорович Б. А. Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы // Проблемы физич. географии. 1948. Вып. 13. С. 59–87.
 16. Менге М. Циркуляция песка в Сахаре по данным космических снимков ее влияние на процессы опустынивания / Геоморфология и палеогеография. Мат-лы XXIII Международного географического конгресса. Секция 1. М. 1976. С. 170–174.
 17. Wilson I. G. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs // Geogr. Jour. 1971. 137. P. 180–197.
 18. A Study of Global Sand Seas. Geol. Serv. Prof. Paper. 1052. Washington: United State Government Printing Office. 1979. 429 p.
-

СЕКЦИЯ 2 ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ, РИСКА, ОПАСНОСТЕЙ И УЩЕРБА СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

ТЕХНОГЕННЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ РАЙОНОВ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

К. М. Акпамбетова

Карагандинский государственный университет им. Букетова Е.А., Казахстан, akamshat@yandex.ru

TECHNOGENIC MORPHOLITOGENES OF THE AREA OF THE MINING OPERATIONS (THE CENTRAL KAZAKHSTAN)

K. M. Akpambetova

Karaganda State University named after E.A.Buketov, Kazakhstan, akamshat@yandex.ru

Одним из факторов техногенного преобразования рельефа, в результате которого появляются земли, утратившие естественное плодородие, является горнодобывающая промышленность. Добыча полезных ископаемых и их первичная обработка производятся во всех природных зонах и типах ландшафтов Казахстана, в том числе, и в аридных условиях Центрального Казахстана. В развитии техногенного рельефа можно выделить следующие этапы:

- 1 этап – возникновение техногенных форм;
- 2 этап – формирование рельефа и поверхностных горизонтов новообразованных форм до полной стабилизации процессов усадки техногенной горной массы;
- 3 этап – в течение этого этапа техногенный рельеф развивается под действием зональных экзогенных, а также эндогенных рельефообразующих процессов [18].

На первом этапе выделяют несколько стадий:

- а – подготовительная, когда осуществляется отвод территории под горные работы, очистка от растительного покрова, водоотвод и осушение, создаются объездные пути и др.;
- б – вскрытие месторождения с предварительным снятием и складированием плодородных грунтов и почвенного слоя;
- в – добыча полезных ископаемых, увеличение площадей отвалов. Эта стадия заканчивается завершением горных работ и образованием отвально-терриконовых комплексов (карьерно-отвальных при открытой добыче). Создание техногенных форм рельефа продолжается от нескольких дней до десятков лет.

Состав горной массы отвалов, которая формируется под непосредственным влиянием технологии горных работ, весьма разнообразен. Применение безтранспортных и комбинированных систем добычи с многократной перевалкой вскрыши увеличивает долю вскрышных и межпластовых пород в поверхностном слое отвалов. В результате окисления содержащихся в них химически агрессивных соединений и минералов грунтосмеси становятся токсичными и непригодными для использования в хозяйстве. Единственный способ рекультивации таких территорий – это перекрытие токсичных грунтов нанесением на поверхность мощного слоя нейтральных пород. Техногенные формы сопоставимы по размерам с естественными, и нередко превосходят их: высоты отдельных терриконов достигают 200-метровой отметки, высота терриконов Карагандинского бассейна – от 80 до 120 м.

На втором этапе также выделяют несколько стадий. В первую стадию происходят эрозионное расчленение техногенной формы и первичная усадка техногенной горной массы. На поверхности появляются первичные сообщества микроорганизмов и разреженные группировки высших растений (рис. 1). Продолжительность стадии зависит от зонально-климатических условий, механического состава и водно-физических свойств грунтосмеси. Она заканчивается затуханием эрозии и формированием горизонтов выщелачивания и вымывания из поверхностного слоя техногенных масс. Вторая стадия характеризуется образованием в поверхностном слое уплотненного горизонта на глубине 30–50 см. Устанавливается режим и уровень грунтовых вод, завершается усадка, возникают водоупорные и водоносные горизонты [18]. На третьей стадии развиваются сообщества зарослевого, лугового типов, начинается формирование гумусового горизонта, достигается равновесие между смывом и накоплением рыхлого материала, устанавливается угол естественного откоса. Продолжительность стадии – до нескольких десятков лет, в течение которого образуется сомкнутый растительный покров и почвенный профиль, подобный профилю почв на прилегающих территориях, но с менее мощными горизонтами.



Рис. 1. Отвал, расположенный в районе жилого комплекса г.Караганды, с фрагментами культурного слоя. Фото автора

Третий этап характеризуется схожестью техногенных форм с естественными, особенно по почвенному и растительному покрову. Однако в структуре подпочвенных горизонтов и в рельефе сохраняются черты техногенного происхождения: своеобразие форм – терриконов, уступов ярусных отвалов, протяженных траншей и др.

Добыча полезных ископаемых – один из наиболее мощных видов техногенеза. Его воздействие на природную среду возрастает и захватывает все большие территории. Происходит почти полное уничтожение природных ландшафтов, возникают земли занятые скважинами, шахтами, карьерами, отвалами пород, отходами первичного обогащения руд, угольными терриконами, транспортными магистралями. Здесь формируются особые техногенные ландшафтно-геохимические системы – горнопромышленные ландшафты (ГПЛ). Их основная геохимическая черта – слабоконтролируемое рассеяние больших масс веществ с аномально высоким содержанием элементов, которые, как правило, негативно воздействуют на ландшафт. Специфическая особенность ГПЛ – наложение техногенного загрязнения на природные геохимические аномалии – вторичные ореолы и потоки рассеяния месторождений в почвах, растениях, поверхностных и подземных водах. Большое значение имеет выделение техногенных геохимических барьеров – механических, физико-химических, био-геохимических, на которых повышается концентрация элементов загрязнителей. Подобные барьеры могут возникать стихийно, в ходе техногенной миграции, но могут создаваться и специально, с целью локализации загрязнения. Как и в природных условиях, в районах развития горной промышленности рационально различать геохимические и элементарные ГПЛ. Выделение элементарных ГПЛ затруднено в связи с неясностью отнесения к ним терриконов, шахт и т.д. Главные геохимические особенности ГПЛ определяются техногенными параметрами, в второстепенные – природными [42].

В местах как открытых, так и подземных или шахтных разработок минерального сырья после проведения всех стадий работ первичный рельеф значительно преобразуется, меняется соотношение форм рельефа, возникают как положительные, так и отрицательные формы. После окончания разработок остаются карьеры и различного рода выемки. Днища этих отрицательных форм заняты обычны отработанными водами шахт или, если шахта больше не используется, вода испаряется и на поверхности образуются трещины, которые придают им вид «папирусов пустыни» (по выражению З. А. Сваричевской) (рис.2).

На железомарганцевом месторождении Восточный Камыс отработка минерального сырья проводится шахтным и открытым способами. На промышленной площадке образовались положительные и отрицательные формы рельефа. На крутых склонах карьера месторождения развиваются эрозионные процессы, происходит оползание, обваливание пород, тем самым создаются опасные зоны или участки. Кроме того, отвалы постоянно подвергаются воздействию процессов выветривания, загрязняя окружающую среду химическими элементами, содержащимися в породе.



Рис. 2. «Папирус пустыни» на днище котловины. Фото автора

Наиболее опасной и широко распространённой формой разрушения откосов выемок и уступов отвалов являются оползни. В практике горных работ известны оползни объёмом в сотни тысяч и десятки миллионов кубических метров. Иногда оползни перед отвалами перекрывали площади в десятки раз превышающие занятые самими отвалами [15]. Нередко на месторождениях полезных ископаемых после отработки остаются вспомогательные материалы, различного рода выемки (шурфы, канавы), которые в дальнейшем подвергаются естественным природным процессам (атмосферные осадки, таяние снега и т.п.) и оказывают негативное воздействие на окружающую среду. По мнению Е. А. Рубиной [18], на невыположенных и не закреплённых бортах траншей начинается струйчатый размыв, в результате которого образуется овраг. Самое отрицательное воздействие оказывают остаточные траншеи, если на большой площади вокруг них на поверхности оказываются токсичные грунты. Слабо уплотнённые грунты, на которых невозможно нормальное развитие растительности, подвергаются интенсивным эрозионным и оползневым процессам. Так создаются бросовые земли, которые нельзя использовать в хозяйственном отношении.

В районе исследования выделен и такой тип техногенного рельефа как линейно-дорожный. К нему отнесены железные, автомобильные, грунтовые, проселочные дороги, трубопроводы, насыпи для транспортных путей. Площади, занимаемые автодорогами, достаточно велики. Например, в развитых странах под автострадами и железными дорогами с дополняющими их объектами находится такое количество земли, которое лишь немного уступает площади урбанизированных территорий. Автодороги строятся как для форсированного освоения «диких» территорий, так и со вспомогательными целями – вдоль железных дорог и магистральных трубопроводов.

Антропогенные процессы, непреднамеренно возникающие в зонах автодорог, можно разделить на две группы. В первую группу входят процессы, прямо обусловленные перераспределением грунтов и изменением рельефа в связи со строительством дороги. Это осыпи и обвалы на таких участках, где дорога проходит в выемках, осадка дорожной насыпи на грунтах с низкой несущей способностью, уплотнение насыпи и т.п. Ко второй группе относят создание запыленности от движущегося транспорта и рассеивание вокруг дороги загрязняющих веществ (твёрдых частиц, угарного газа, углеводородов, окислов азота и серы, сажи). Рассеивание загрязняющих веществ в придорожной полосе наиболее существенно сказывается на природных объектах в тех случаях, когда дорога проходит по берегу реки или озера.

Строительство железных дорог связано с большими нарушениями природной среды, чем при создании автодорог [15]. Изменение процессов механического сноса и аккумуляции в зонах железнодорожного строительства во многом похоже на то, что связано при создании автострад. В зонах железных дорог происходит распыление железа, окислы и гидроокислы которого накапливаются в почве поблизости от них. Негативный эффект на почвенно-растительный покров оказывают потери нефти и нефтепродуктов. Они возникают в результате интенсивного испарения при наливке, сливе и в процессе перевозок; утечки из-за неплотности между котлом цистерны и наливными и слив-



Рис. 3. Грунтовая дорога к обогатительной фабрике шахты им. Костенко. Карагандинский бассейн. Фото автора

ными устройствами; при сбросе не утилизованных остатков груза в пунктах очистки недослитых цистерн. Помимо нефти и нефтепродуктов в полосах железных дорог рассеиваются мелкие фракции угля, концентратов руд черных и цветных металлов, других сыпучих грузов, перевозимых на открытых платформах.

Железные дороги соединяют не только крупные населённые пункты между собой, но и формируют подъезды к выработкам полезных ископаемых для погрузочно-разгрузочных работ, для доставки минерального сырья на переработку и дальнейшей транспортировки. Территория Карагандинского угольного бассейна изрезана не только железными дорогами, но и грунтовыми, просёлочными дорогами (рис. 3).

Трубопроводы как средства транспорта топлива, сырья и других материалов на большие расстояния широко применяются во всех странах, и этим объясняется их ускоренное строительство. В аридной зоне Казахстана трубопроводы также имеют большое распространение, особенно в районах добычи нефти и газа. В угольной промышленности эксплуатация этого вида транспорта ограничена, его использование связано с подачей к месту назначения измельчённого каменного угля, руды и рудных концентратов, отходов производства. Такие техногенные формы, как дамбы, валы и насыпи сопровождают разработки месторождений минерального сырья. Их влияние на окружающую среду связано, в первую очередь, с загрязнением воздуха пылью, загрязнением водоёмов, почвенно-растительного покрова. Меняются геолого-геоморфологические, метеорологические, гидрологические условия территории. Земли, отведённые под эти формы, в дальнейшем выбывают из использования в сельском хозяйстве.

Золоотвал Карагандинской ТЭЦ-1 представляет собой два водоёма (восточный и западный), разделённые дамбой, высотой 1,30–6,20 м и длиной до 800 м. Западный водоём разделён небольшой дамбой на две ячейки. Поверхность дамбы почти ровная с небольшим понижением в центральной части дамбы и характеризуется абсолютными отметками 541,9–544,2 м. Дамба отсыпана в 1967 г., сложена насыпными грунтами, представленными горелой породой терриконов, состоящей из щебня и валунов, песчаников и алевролитов с суглинистым заполнителем до 40%. Встречаются прослой четвертичных суглинков небольшой мощности (до 0,8 м) и аральских глин со щебнем, величиной от 1 до 15 см. Для отсыпки дамб на площадке золошлакоотвала четвертичные грунты, залегающие выше уровня грунтовых вод, являются наилучшими. В качестве материала для отсыпки дамб можно также использовать глинисто-обломочные грунты элювия скальных пород и красно-бурые глины.

По данным [15], добыча 1 млн т железной руды приводит к нарушению от 14 до 640 га земель, марганцевой руды – от 76 до 600 га, угля – от 2,6 до 43 га, руд для производства минеральных удобрений – от 22 до 97,1 га, нерудных строительных материалов – от 1,5 до 583 га.

Серьёзной градостроительной проблемой последних лет является формирование техногенных горизонтов подземных вод и подтопление территорий городов и промышленных комплексов.

В Центральном Казахстане подтопленными оказались территории городов Караганда, Жезказган, Темиртау, Балхаш и др. В связи с осуществлением крупных гидротехнических и водохозяйственных проектов (канал Иртыш-Караганда-Жезказган) на обширных территориях происходят региональные изменения природных условий. Расположение крупных месторождений полезных ископаемых в аридных ландшафтах исследуемого региона, их добыча спровоцировала формирование особого рельефа – техногенного.

Техногенные формы рельефа, как положительные, так и отрицательные, подвергаются воздействию экзогенных процессов (выветривание, оползание, обваливание и т.д.), и тем самым загрязняют окружающую среду химическими элементами, содержащиеся в отвальных породах. Территории, на которых остаются отработанные карьеры, шахты, шурфы и каналы, представляют собой опасные участки для местного населения.

Литература

1. Зайцев Г. А., Рубина Е. А. Картографирование равнинного рельефа, изменённого горнодобывающей промышленностью // Вестник Моск. Ун-та. Сер. География, 1987. № 5. С. 40–45.
2. Перельман А. И., Касимов С. Н. Геохимия ландшафтов. Изд. 3-е. М.: Астрей-2000, 1999. 768 с.
3. Горшков С. П. Экзодинамические процессы освоенных территорий. М.: Изд-во Недр, 1982. С. 187–208.

АНТРОПОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРА МОСКВЫ

Н. В. Аникина

Институт географии РАН, НПП «Георесурс», Москва, nikitina.nadine@gmail.com

ANTHROPOGENIC TRANSFORMATION OF RELIEF OF CENTRAL PART OF MOSCOW

N. V. Anikina

Institute of Geography of RAS, Moscow, nikitina.nadine@gmail.com

Одной из задач геоморфологического анализа городской территории является изучение антропогенного преобразования рельефа, а также оценка степени изменения рельефообразующих процессов. Кроме того, работа по восстановлению естественного первозданного рельефа необходима и для комплексной характеристики геоморфологических процессов в городе.

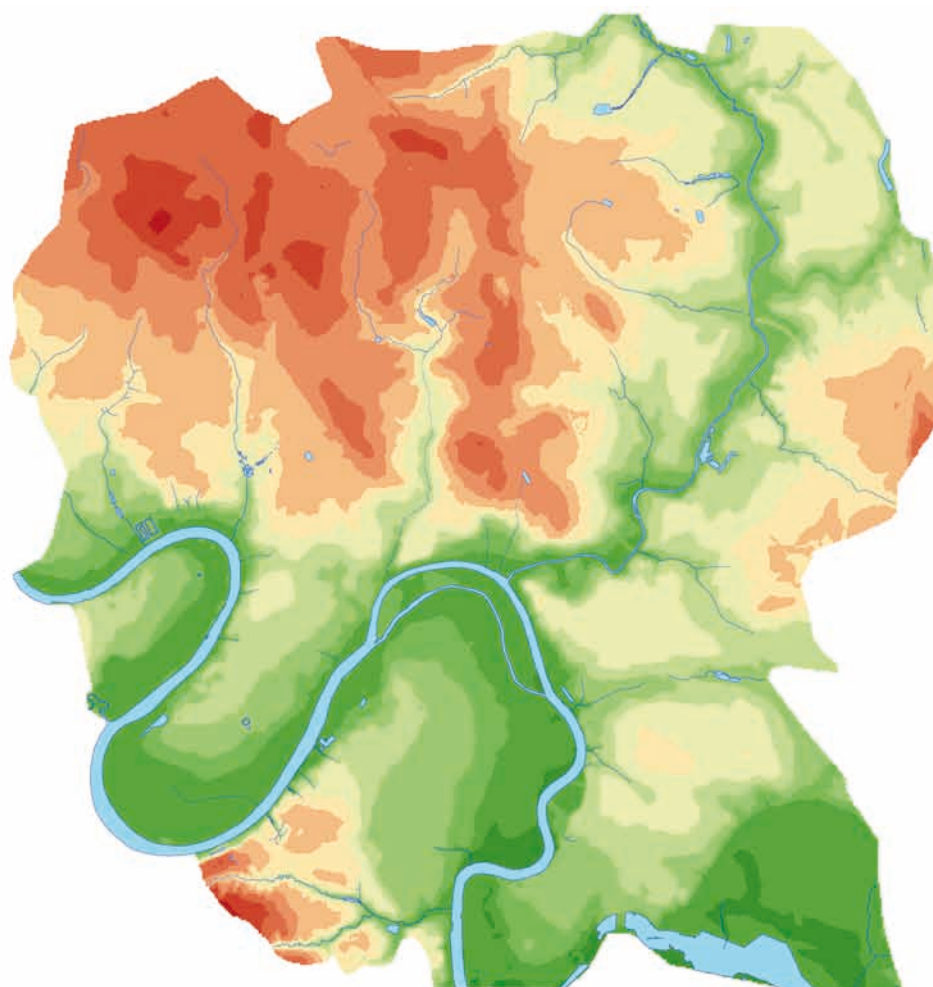
Естественный рельеф активно изменяется в связи с застройкой, благоустройством и вертикальной планировкой территории. Основные тенденции изменения рельефа состоят в общем нивелировании (срезке, подсыпке) рельефа, стирании геоморфологических граней на поверхности, постепенном исчезновении естественного микрорельефа, общем фоновом повышении абсолютных отметок, а также появлении антропогенного микрорельефа (курганы, земляные валы, дамбы, насыпи, карьеры, рвы, дорожные выемки и др.) [1]. Рельеф обычно становится мягче по своим контурам, с более пологими переходами от возвышенностей к низинам.

Одним из методов изучения трансформации рельефа является сравнение серии разновременных топографических карт. Первой подробной топокартой Москвы является нивелирный план 1888 года. Он был составлен *Дмитрием Петровичем Рашковым* в 1878–1879 гг. на основе топографической съемки, проведенной в 1874–1877 годах. Эта карта размером 190×183 см печаталась в 6 красок, но до наших дней дошел только черно-белый вариант. На ней показана Москва в границах конца XIX века. К этому времени территория города уже была покрыта довольно густой жилой застройкой, спланирована сеть улиц, сохранившихся практически без изменений до сих пор.

Рельеф на плане Рашкова показан с помощью изолиний в относительных отметках (в саженях) над меженным урезом р. Москва с шагом через каждую сажень, что соответствует примерно 2 м. Такая точность изображения рельефа делает этот план важнейшим источником информации о рельефе столицы конца XIX века, детальный масштаб карты позволяет сравнить ее с более поздней топокартой Москвы 1984 года масштаба 1 : 10 000 (с изолиниями рельефа, проведенными через 2 м).

Исследуемый участок обладает сложной конфигурацией, связанной с границами плана 1888 года. На нивелирном плане показана Москва в границах на конец XIX века. Она ограничена Замоскворецкой излуциной р. Москва до нижнего течения р. Чура в районе Канатчиково, Дорогомиловской излуциной, Хорошево, долиной реки Копытовка на севере, Окружной железной дорогой на востоке, Сукиным болотом на юго-востоке.

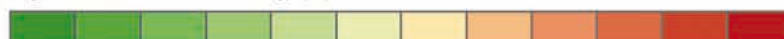
Для оценки степени трансформации рельефа первоначально необходимо было привести карту к принятым в настоящее время единицам – абсолютным отметкам над уровнем моря в метрах. Для этого изолинии топоплана были векторизованы, а их значения переведены сначала из саженей в метры (длина сажени составляет 2,1336 м), а затем с помощью данных о меженном уровне



Условные обозначения

1:100 000

Рельеф Москвы в 1888 году (м)



116 - 120
120 - 125
125 - 130
130 - 135
135 - 140
140 - 145
145 - 150
150 - 155
155 - 160
160 - 165
165 - 170
170 - 175

Речная сеть

- Постоянные водотоки в открытом русле
- Временные водотоки
- Погребенные водотоки

Рис. 1. Рельеф и водотоки Москвы в 1888 году

р. Москвы. Реки в то время относительная отметка была переведена в абсолютную. На основании новых данных с помощью программного продукта ArcMap 9.3 была построена новая ЦМР центра Москвы на 1888 год с разрешением ячейки 5 м. Другим источником данных является ЦМР, построенная на основе данных топокарты 1984 года масштаба 1:10000.

Общий характер рельефа центра города за 100 лет практически не изменился, остается тем же соотношением водоразделов и долин, почти не меняются границы водосборных бассейнов. Абсолютные отметки рельефа незначительно увеличились. Так в 1888 году максимальная отметка на данной территории составляла 171,5 м, тогда как в 1984 году 172,4, минимальная отметка осталась почти без изменений (116,2 в 1888 и 116,4 в 1984), средние высоты также незначительно поменялись в сторону увеличения (141,5 в 1888 году и 142 в 1984). При этом средние и максимальные уклоны местности не изменились.

Другим важным параметром, по которому принято судить о степени преобразованности рельефа является мощность техногенных образований [2]. Одной из первых карт мощностей техногенных отложений является схема Ф. В. Котлова (1962 г.) на центр Москвы в пределах Садового

кольца. Более поздние карты мощности техногенных отложений (Сипягина, 1980; Э. А. Лихачева и др., 1998) построены уже для территории всей Москвы в целом, однако показывают, скорее, фоновые значения мощности.

Для данной работы были проанализированы показатели более 12 000 геологических скважин и построена карта мощности техногенных грунтов. Их средняя мощность составляет 2,8 м, максимальная увеличивается до 20 м. Значительные площади, засыпанные техногенными отложениями мощностью более 10 м, наблюдаются в долинах рек Неглинная, Сара, Кровянка, Копытовка, в районе метро Беговая, в районе Лужнецкой поймы у Фрунзенской набережной, засыпаны несколько участков Сукина болота в районах Печатники и Текстильщики.

При этом необходимо отметить, что накопление мощной толщи техногенных грунтов не всегда ведет к изменению морфометрического облика рельефа и свидетельствует о значительном его преобразовании [2]. Подошва техногенных отложений является поверхностью естественного рельефа в местах, где изменение рельефа шло путем накопления грунтов. Однако одной из сложных задач геоморфологии городских территории является реконструкция естественного рельефа в области денудации [1]. Анализируя ЦМР 1888 года вместе с данными о положении подошвы техногена по базе скважин, можно выделить области измененного рельефа на 1888 год. Это долина р. Неглинная и др.

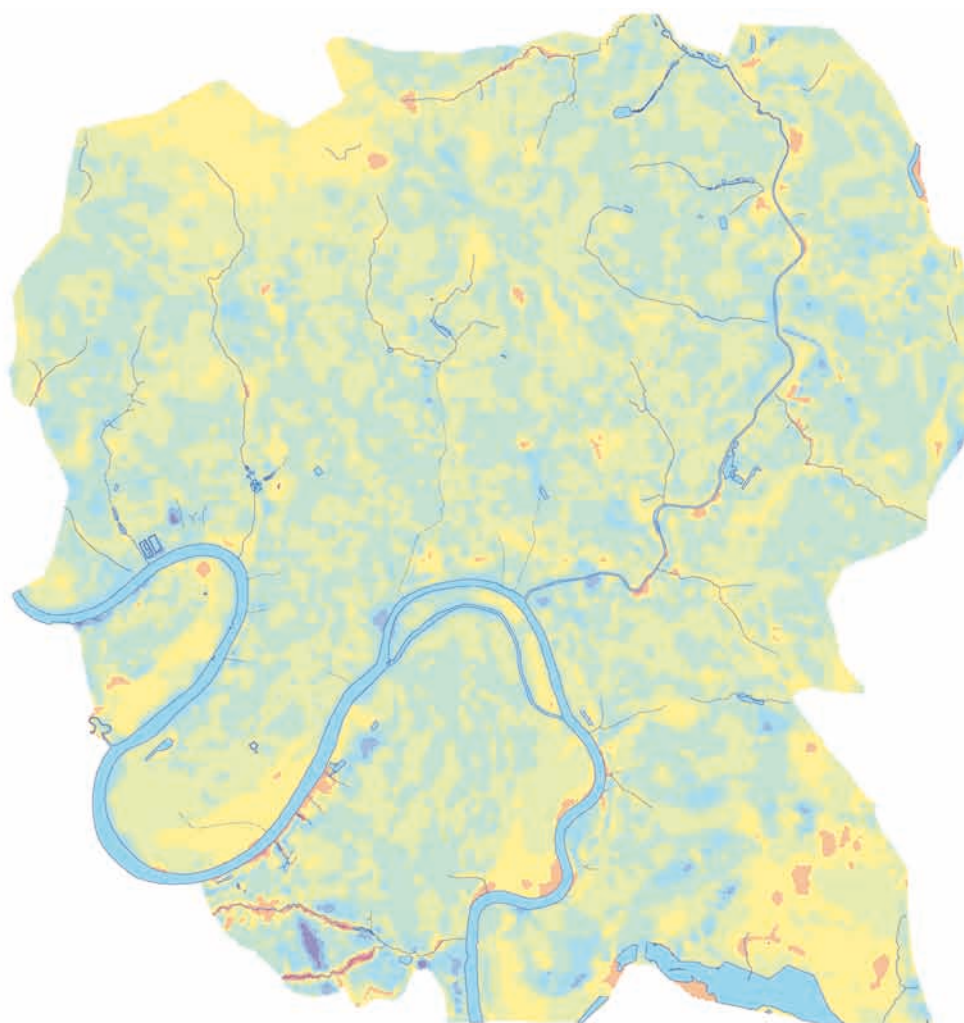
Вопрос технопогребенных долин малых рек является ключевым для геоморфологии Москвы. Отличительной чертой Москвы является наличие значительного числа уничтоженных (засыпанных техногенными грунтами или помещенных в трубы) оврагов и долин малых рек, причем в центральной части города доля технопогребенных долин малых рек составляет почти 100%. Реконструкцией долинной сети на территории города занимались многие ученые: Б. М. Даньшин, Ф. В. Котлов, И. К. Сипягина, Э. А. Лихачева, Ю. А. Насимович и другие. Ими были созданы довольно подробные карты на территорию всего города, однако масштаб топоплана делает возможность еще больше детализировать некоторые долины.

Обращает внимание отличия в речной сети, произошедшие за 100 лет. Процесс трансформации рельефа начался задолго до конца XIX века, однако на топоплане представлено и довольно большое число сравнительно слабо измененных долин. В 1880 году большинство рек еще имело наземный сток. На карте показано течение рек Пресни, Студенца, Копытовки, притоков Яузы, Кровянки и т. д. Неглинная была убрана под землю в XIX веке (в 1817–1823 была убрана часть от Самотечной улицы до устья, а в 1862–76 остальная часть реки до Селезневской улицы) [3], так что ее на карте уже нет, хотя долина ясно читается. Кроме нее к концу XIX века засыпано и некоторое количество небольших рек, таких как Рачка, Сорочка, Вавилон, Проток, Сара, Бубна и т. д. На карте приведена составленная схема водотоков с указанием состояния на 1888 год, составленная с использованием существующих данных для масштаба 1 : 10 000 (рис. 1).

Антропогенные изменения рельефа города могут идти в двух направлениях: в сторону аккумуляции (засыпка отрицательных форм, создание локальных насыпей и валов, площадное накопление культурного слоя и т. д.) и в сторону денудации (срезка возвышенностей, уступов, выполаживание склонов, создание искусственных выемок, осадка поверхности в результате статических нагрузок и т. д.) [1]. И если аккумулятивная деятельность человека сравнительно легко фиксируется по мощности культурного слоя, то анализ антропогенной денудации провести значительно сложнее. В данной работе на основе сопоставления двух топографических карт примерно сопоставимого масштаба удалось выделить области аккумуляции и денудации для центра Москвы (рис. 2).

Области аккумуляции, показанные на схеме, подтверждаются также данными геологических скважин по мощности техногенных образований. Другими словами, контуры на схеме изменения абсолютных отметок рельефа и на карте мощности техногена практически совпадают. Наиболее яркими примерами выделенных областей аккумуляции служат:

- 1) район поймы Москвы реки между Комсомольским проспектом и Фрунзенской набережной (подсыпки в среднем 5–6 м),
- 2) верхняя часть долины реки Копытовки в районе Марьиной рощи (Складочная улица) (мощность техногенных отложений в среднем 5–7 м),
- 3) засыпанные долины рр. Кровянки и Чуры (мощность техногенных отложений достигает 19–20 м),
- 4) засыпанный участок Сукина болота между Южнопортовой и Шоссейной улицами в районе Печатники (подсыпки до 12 м, в среднем 7–8 м),
- 5) северная часть Сукина болота в районе пересечения Волгоградского проспекта с ТТК (мощность техногенных отложений до 16 м, в среднем 7–10 м),
- 6) долина реки Синичка, притока Яузы (мощность техногенных отложений до 8 м, в среднем 3–5 м),
- 7) долина р. Пресня (заполнена техногенными отложениями мощностью до 7–10 м),
- 8) верховья долины р. Ходынка (мощность техногенных отложений до 5 м),



Условные обозначения

1:100 000

Схема изменения абсолютных отметок рельефа (м)

Область денудации		Область аккумуляции	
	-17 - -10		0 - 2
	-10 - -5		2 - 5
	-5 - -2		5 - 10
	-2 - 0		10 - 18

Рис. 2. Изменения абсолютных отметок рельефа

9) верхняя часть долины р. Неглинная к северу от Суворовской площади (мощность техногенных отложений до 10 м).

Области денудации:

- 1) Прорезь окружной железной дороги в районе Канатчиково;
- 2) Срезка и выравнивание склона Москвы реки в районе улицы 1905 года;
- 3) Котлован в районе Храма Христа Спасителя на ул. Волхонка;
- 4) Срезка и выполаживание рельефа в районе Парка Горького;
- 5) Котлован в районе комплекса Москва-Сити.

Таким образом, трансформация рельефа в городе идет по нескольким направлениям. Во-первых, это накопление техногенных отложений и повышение отметок поверхности. Как правило, речь идет о сравнительно небольших мощностях техногенных отложений в пределах 1–2 м. Во-вторых, идет процесс нивелирования рельефа за счет уничтожения овражной сети и долин малых рек. На данной карте эти процессы видны на примере долин рр. Чура, Кровянка, Копятовка, Синичка, Неглинная, Пресня и т. д. И наконец, выравнивание и выполаживание рельефа, как за счет срезов склонов и холмов, так и за счет заполнения отрицательных форм рельефа техногенными отложениями.

Литература:

1. Котлов Ф. В. Изменения природных условий территории Москвы под влиянием деятельности человека и их инженерно-геологическое значение. М.: изд. АН СССР. 1962, 261 с.
2. Лихачева Э. А., Зеергофер Ю. О., Краснов А. Ф. и др. Опыт оценки изменения рельефа городской территории (на примере г. Москвы) // Новейшие методы геоморфологических исследований., М.: МФГО СССР, 1981, С. 72 – 84.
3. Лихачева Э. А., Маккавеев А. Н., Курбатова Л. С. Древние и современные процессы в долине реки Неглинной / Геоморфология, 2001, №4, С. 58 – 67.

РОЛЬ ПРИРОДНЫХ СТИХИЙНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА (НА ПРИМЕРЕ Б. СОЧИ)

В. И. Анисимов

Ростовский государственный университет путей сообщения (филиал в г. Туапсе), Сочи,
atlas1945@mail.ru

THE ROLE OF NATURAL ELEMENTAL PHENOMENA IN THE FORMATION OF THE RELIEF FORMATION (BY THE EXAMPLE OF B. SOCHI)

V. I. Anisimov

Rostov state University of Means of communication (the branch in Tuapse), Sochi, atlas1945@mail.ru

Формирование рельефа региона во многом связано с особенностями и своеобразием геологического строения. На относительно узком участке суши (20–50 км) встречаются отложения в возрастном интервале от протерозоя до четвертичного периода. Стратиграфия отложений, особенно меловых и палеогеновых, является достаточно уникальной, так как представлена полным разрезом. Литологический состав, главным образом, осадочных пород, неоднороден, характеризуя тем самым сложные инженерно-геологические условия региона. В пределах данной территории встречается практически весь комплекс четвертичных отложений, но особый интерес представляют морские и аллювиальные, дающие наиболее полное представление о четвертичной истории бассейна и речной сети.

Сложность рельефа региона связана с большой тектонической раздробленностью, активным проявлением неотектонических процессов и современной сейсмичностью (8–9 баллов), прогрессирующим опусканием берегов, литологической неоднородностью, которые способствуют высокой активности экзогенных процессов: развитию оползней, исчезновению пляжей, разрушению морских берегов, подтоплению устьев рек и др.

На основе генетических и морфологических различий на территории Большого Сочи выделяются четыре высотные зоны, характеризующиеся своими специфическими типами и формами рельефа и несущие различную рекреационную нагрузку. Первая – зона высокогорного альпийского эрозионно-тектонического рельефа расположена на высоте более 1800 м над уровнем моря, вторая – среднегорного эрозионно-тектонического и эрозионно-денудационного на высоте 600–1800 м, третья – низкогорного эрозионно-денудационного на высоте 200–600 м, четвертая – пологохолмистого эрозионно-тектонического и абразионно-тектонического рельефа – до 200 м.

Стихийные явления – это природные процессы, проявляющиеся порой как мощные разрушительные силы, не подчиняющиеся влиянию человека. К ним относят землетрясения, оползни, обвалы, сели, камнепады, наводнения, снежные лавины, смерчи, паводки и мн. др.

Стихийные явления возникают в природе независимо друг от друга, проявляются во взаимодействии и часто возникают под влиянием человека. Независимо от источника зарождения стихийные явления характеризуются значительной мощностью и различной продолжительностью – от нескольких минут (землетрясения) до нескольких часов (сели, оползни) и месяцев (наводнения).

Воздействие человека на природную среду нередко осуществлялось и осуществляется без достаточных научных обоснований с нарушением технологии строительства инженерных коммуникаций, без возведения специальных сооружений, предназначенных для защиты объектов народного хозяйства от стихийных явлений.

Это объясняется потребительским отношением к природным ресурсам, преследованием личных и ведомственных интересов, желанием получить сиюминутную выгоду.

Федеральная целевая программа современного освоения территории Большого Сочи как горно-климатического курорта, разрабатываемый Генеральный план развития города Сочи, и Программа строительства Олимпийских объектов являются наглядными примерами того, как недоучет особенностей развития природной среды региона может привести к негативным стихийным процессам с возможными катастрофическими последствиями.

Пышная субтропическая растительность, мягкий климат и теплое Черное море делают город-курорт притягательным для отдыхающих и туристов со всей России и зарубежья. Горные хребты защищают Сочи от холодных зимних ветров с севера, а Черное море, прогреваясь летом, отдает свое тепло зимой, повышая температуру воздуха. Черное море – самое теплое море в нашей стране. Купальный сезон в Сочи длится с середины мая до конца октября. Самая теплая вода в море бывает в августе: средняя температура морской воды составляет 26–27°С. Зимой море сильно охлаждается, и в феврале устанавливается самая низкая в году температура морской воды: 8–9°С.

Сочи не похож на привычный город с бесконечной чередой каменных зданий, площадей, мостовых и улиц. Это город-парк, город-заповедник. Он настолько вписан в окружающую среду, что практически является ее частью. Территория города полностью входит в состав Государственного национального парка. Большую часть Сочинского Причерноморья составляют горы и достигают высот более 3000 метров над уровнем моря.

Сочинское Причерноморье – это самое теплое место в России. Черноморское побережье – единственные в России субтропики, лучшая приморская климатическая и бальнеологическая здравница мира.

Однако необходимо сознавать, что все это природное богатство, с его экзотичностью и уникальностью, при неразумном природопользовании может быть уничтожено стихийными явлениями, как естественно-природными, так и антропогенными.

Территория Сочинского Причерноморья является частью Северо-Западного Кавказа и охватывает зону сочленения Скифской плиты, альпийской складчатой системы Большого Кавказа и остаточной геосинклинальной впадины Черного моря с позиций современной геодинамики эта зона представляет собой характерный пример области коллизионной тектоники, связанной с накоплением деформаций сжатия в субмеридианальном направлении и продолжающимся тектоническим поднятием Б. Кавказа (в среднем 10 мм в год) и активной сейсмичностью (8–10 баллов).

Сейсмическая активность на Западном Кавказе во времени весьма непостоянна. За последние 150 лет в пределах данной территории наблюдалось увеличение сейсмической активности в периоды: 1830–1840, 1870–1909 гг. и в настоящее время, начиная с 50-х годов.

На территории Краснодарского края с 1793 по 2005 годы произошло 104 землетрясения с магнитудой более 4.

По имеющимся данным наибольшей силой обладали землетрясения 1799, 1834, 1879, 1926, 1966, 1970 гг.; повторялись они в среднем через 40 лет (от 35 до 47 лет).

Анализ сложившейся сейсмо-геодинамической обстановки в Краснодарском крае показывает, что наиболее сейсмоопасной в последнее десятилетие является прибрежная зона Черного моря в районе городов Анапа – Новороссийск – Геленджик – Туапсе – Сочи и поселка Красная Поляна 70 (67%) землетрясений с магнитудой более 4.

Оползни широко распространены на Черноморском побережье и склонах долин рек. Как правило, оползни действующие, редко недействующие, имеют форму цирков, вытянутых по склону, с хорошо выраженными границами, трещинами отрыва и уступами. В крупных оползнях (глубина захвата до 12–15 м) смещению подвергаются делювий и подстилающие глины, в мелких (глубина захвата до 3–6 м) – только делювий. Оползание происходит по глинам, мергелям, глинистым сланцам и песчаникам. Основными факторами, способствующими образованию оползней, являются наличие слоев с падением их по склону, значительная крутизна склона (более 15–30°) и искусственная подрезка склонов. Причинами возникновения оползней являются переувлажнение пород атмосферными осадками, подземными водами и подмыв морского берега.

Оползневые накопления являются реальной опасностью формирования твердой составляющей катастрофического селя. Оползневые участки разделены на три категории по степени их пораженности оползневым процессом:

- от 10% до <30% – среднепораженные (вытянутые вдоль гребней узкие участки);
- от 30% до < 60% – сильнопораженные;
- более 60% – очень сильнопораженные.

Наряду с оползневыми участками на горных склонах в местах повышенной тектонической трещиноватости более стойких к выветриванию пород развиваются обвально-осыпные шлейфы шириной до 120 м.

Более 35% территории Сочи, особенно в пределах зоны низкогорного и полого-холмистого рельефа имеет площадную пораженность оползнями. Высокий уровень оползневой опасности сохраняется в пределах междуречий: Мамайка-Сочи, Сочи-Бзугу, Бзугу–Мацеста, Агура–Хоста, Хоста–Кудепста и др.

Геологическими факторами, которые могут способствовать развитию стихийных процессов являются:

1. Тектоническая раздробленность территории с разнонаправленной сеткой глубинных разломов.

2. Неотектоническая активность, связанная с прогрессирующим поднятием Большого Кавказа и опусканием дна Черного моря.

3. Сейсмическая активность прибрежной зоны Черного моря и горной котловины Красная поляна.

4. Литологическая неоднородность горных пород, их сильная трещиноватость, особенно в прибрежной зоне, сложенной терригенным флишем.

Стихийные явления во многих случаях возникают во взаимодействии друг с другом, то есть в парагенетической связи, при этом возрастающая интенсивность воздействия человека на природную среду может ускорить стихийные явления. Роль антропогенного фактора в Сочинском Причерноморье проявляется в интенсивном воздействии тяжелой строительной техники и бетонных работ на природную среду, возведение крупных инженерных объектов (высотных зданий, портов, эстакад, ЛЭП, искусственных островов, спортивных объектов и др.), выборка галечно-гравийного материала из русел рек, вырубка лесов, сокращение площади зеленых насаждений и др.

Происходит постепенное накопление в природной среде негативной энергии, которая при определенных условиях может найти выход в виде стихийных явлений.

Возможные последствия стихийных явлений:

1. Разрушение и уничтожение инфраструктуры города, возможно с человеческими жертвами (землетрясения, оползни, сели, смерчи, наводнения, паводки, снежные лавины и др.).

2. Уничтожение пляжей и разрушение прибрежной инфраструктуры (активные волно-прибойные процессы, шторма, выборка аллювия из русел рек, активная боковая и глубинная эрозия рек).

3. Возникновение острого дефицита в водоснабжении города (выборка гравийно-галечного материала из рек, вырубка лесов и др.).

4. Ухудшение экологической обстановки и здоровья населения (загрязнение воздушной и водной среды, повышенная влажность, солнечная радиация, вырубка зеленых насаждений, транспортная проблема).

5. Уничтожение рекреационных ресурсов, в том числе минеральных вод, месторождений лечебных морских илов в Имеретинской бухте, пляжей, приморских парков, памятников природы, истории, культуры (все виды стихийных явлений).

6. Превращение города-курорта в заурядный приморский город с грузовыми портами, высотными зданиями на фоне убогих строений прошлого века и исчезающей зелени приморских парков.

Уже сейчас город подвержен медленным растянутым во времени экологическим кризисам, из которых наиболее сильно проявляются: оползневой кризис, мидиевый кризис, флористический кризис, пляжный кризис, архитектурный кризис.

Сочи – это город-курорт низковисотной застройки с обилием древесной растительности и разумной эксплуатацией речных долин, горных склонов, прибрежной и шельфовой зон моря. И это единственный правильный путь его развития.

ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ, СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ И НЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И РИСКА

О. Б. Багмет, В. П. Палиенко, Р. А. Спица
Институт географии НАН Украины, Киев,
bagmet@ukr.net, v_palienko@ukr.net, spytseyaroman@rambler.ru

APPROACHES TO ESTIMATE OF GEOMORFOLOGICAL, RECENT GEODYNAMICAL AND NEOGEODINAMICAL DANGERS AND RISKS

Bagmet O. B., Palienko V. P., Spitsa R. A.
Institute of Geography NAS of Ukraine, Kiev,
bagmet@ukr.net, v_palienko@ukr.net, spytseyaroman@rambler.ru

В последние десятилетия в мире возросло количество проявлений опасных природных процессов и техногенных катастроф, что является результатом интенсивного строительства, землепользования и т.д. Следствием этих процессов может быть не только экономический ущерб, но и человеческие жертвы, что обусловило формирование нового научного направления – географии рисков. Исследование проблем рисков имеет давнюю историю, однако о систематическом научном изучении рисков можем говорить лишь начиная с середины 80-х годов прошлого века.

В современной научной литературе широко применяются понятия «катастрофа», «риск», «опасность», «чрезвычайная ситуация», «стихийное бедствие», «устойчивость», имеющие многочисленные определения и часто употребляющиеся как синонимы.

Геоморфологическая опасность рассматривается как возможность, угроза бедствия, несчастья, катастрофы со стороны какого-либо геоморфологического объекта. Геоморфологический риск определяется как вероятность наступления (или активизации) нежелательного геоморфологического события и возможных материальных потерь в связи с нарушением динамического равновесия геоморфосистемы или ее отдельных частей, а также сопровождается опасными или катастрофическими для человека или объектов процессами [1].

Риск измеряется в единицах стоимости или физических единицах и является категорией вероятностной. Различают прямой и непрямой; экономический, социальный и экологический, объектный, локальный, региональный, дискретный и непрерывный, собственный (от одной генетической опасности) и суммарный (от нескольких генетических опасностей). Риск, как и опасность, изменяется во времени, поэтому следует различать фоновый (усредненный) риск и риск реальный [2, 3].

В геоморфологии различают природный, антропогенный, дополнительный и приемлемый риски. Природный риск возрастает до максимума, например, в зонах активных разломов, в областях повышенной неотектонической активности структур, сейсмогенных деформаций земной коры, извержений вулканов, а также в районах с интенсивными атмосферными и гидрологическими и др. процессами. Антропогенный риск максимален в районах концентрации крупнейших промышленных предприятий, где возможны природно-антропогенные катастрофы типа землетрясений, вызванных нарушением равновесия в недрах, например, в результате добычи полезных ископаемых. Дополнительный риск связан с каскадным развитием катастрофических явлений, когда одна катастрофа провоцирует другие стихийные бедствия или аварии на крупных промышленных объектах, на транспорте. Приемлемый риск – вероятность возникновения событий, негативные последствия которых незначительны по сравнению с ожидаемой выгодой; оценивается по результатам общего анализа уровней природного, антропогенного и дополнительного риска [4].

Совокупность методов, позволяющих выявить возможные опасности, оценить риск, выработать систему рекомендаций и методик управления и снижения последствий проявления любых опасных процессов представляют собой инструментальный риск-анализа, который предусматривает:

- определение факторов риска;
- выявление источников риска;
- выбор методов оценки риска;
- обоснование прогнозов и сценариев развития неблагоприятных процессов;
- разработку рекомендаций по снижению риска и предотвращению последствий рискованных ситуаций, а также мониторинговых мероприятий по слежению за опасными объектами и процессами [5].

Концептуально проблема геоморфологического, современного геодинамического и неогеодинимического риска рассматривается с учетом эндогенных, экзогенных и природно-антропогенных процессов, а также геолого-геоморфологических условий в качестве факторов, определяющих непосредственно или косвенно вероятность возникновения критических ситуаций, которые могут повлиять на дестабилизацию экологической обстановки в районах расположения селитебных или хозяйственных объектов. Выявление геодинамической опасности и риска является особенно важным при инженерном освоении территории.

Геодинамическая опасность определяется как величина воздействий в результате современных геодинамических процессов, ожидаемых в данном пункте и вероятность их проявления в ожидаемое время. Она оценивается с учетом данных об активности и дифференцированности в пространстве современных быстрых (сейсмогенных) и медленных тектонических движений, в частности в зонах активных разломов и морфоструктурных узлах. Одним из важных аспектов при этом является учет неогеодинимических режимов и обстановок, предшествовавших этапу современной эндодинамики и определявших степень мобильности и «подготовленности» разновозрастных и генетически неоднородных морфоструктур для реализации современных тектонических движений земной коры. Главными задачами специализированных современных геодинамических и неогеодинимических исследований являются: проблемно ориентированное изучение эндогенных и связанных с ними активизаций экзогенных процессов на протяжении неотектонического этапа, особенно на последних его стадиях (в частности в антропогене и на современном этапе), выявление неотектонических и структурно-геоморфологических факторов, критериев, показателей для оценки современного и неогеодинимического риска, разработка конструктивных рекомендаций по его мониторингу [6, 7].

Решение таких задач осуществляется с помощью изучения пространственно-временных закономерностей геодинамики площадных и линейных структур с учетом взаимообусловленности процессов, которые выявляются с помощью сопряженного ретроспективного поэтапного морфоструктурно-неотектонического анализа. Учитывая необходимость обеспечения высокого уровня достоверности результатов и аргументированности выводов, фактологическая база при разработке проблемы современного и неогеодинимического риска должна включать данные о закономерностях строения и развития рельефа, формировании новейших отложений, закономерностях распространения

экологически значимых геодинамических процессов, активных разломных зон, результатах оценки дестабилизирующих эколого-неогеодинамических процессов и т. п.

Концептуальным стержнем решения проблемы современного и неогеодинамического риска является восприятие эндогенных процессов в качестве одного из главных факторов, определяющих непосредственно или косвенно вероятность возникновения критических ситуаций, которые могут повлиять на дестабилизацию обстановки той или иной территории, в частности в районах расположения объектов повышенного экологического риска – АЭС и др. [6].

В связи с этим особое внимание уделяется обоснованию эколого-геодинамического районирования территории с учетом быстрых и медленных движений земной коры площадных структур, пространственных закономерностей расположения активных разломов и узлов их пересечения, участков и зон с высокими градиентами скоростей вертикальных и горизонтальных движений земной коры и т. п. Необходимым также является учет взаимообусловленности различных процессов, что выявляется с помощью сопряженного анализа морфоструктуры и неотектоники, направленного на выявление признаков локализации опасных геодинамических процессов, хронологии их проявления и ареалов воздействия.

Основными направлениями исследований с целью решения проблем современного и неогеодинамического риска являются: последовательный, поэтапный ретроспективный морфоструктурно-неотектонический анализ, детальное изучение эндодинамических событий антропогена, в частности, плейстоцен-голоценовых, исторических и современных. Особое внимание обращается на выявление пространственно-временных закономерностей современной и неогеодинамики региональных, субрегиональных и локальных структур, закономерностей нетектонической активизации линейных структур, синергетики экологически значимых эндогенных, экзогенных и техногенных процессов, дестабилизирующих факторов и эколого-неогеодинамического риска и др. [8].

Зонирование территории по степени геодинамического риска на региональном, субрегиональном и локальном уровнях осуществляется на основе использования данных о пространственных закономерности проявления экологически значимых эндогенных, экзогенных, а на некоторых участках природно-техногенных процессов, с учетом плотности населения, расположения важных народнохозяйственных объектов и т. д. [9].

Региональный анализ морфоструктурных-неотектонических условий осуществляется с целью выявления общих закономерностей неогеодинамики крупных региональных морфоструктур, отвечающих неотектонически активным региональным структурам, которые могут повлиять на ход сейсмических явлений, связанных с удаленными эпицентрами землетрясений. Субрегиональный анализ направлен на выявление дифференцированности показателей неотектонической активности структур более низкого ранга для получения информации о расположении участков с различным режимом неотектонических движений (колебательные, прерывистые, унаследованные и др.), особенно в антропогене, выявление структур, в границах которых возможно проявление сейсмических явлений от удаленных и местных землетрясений. Локальный (объектный) анализ направлен на детальное изучение неотектонических деформаций в пределах морфоструктур непосредственно в районе расположения экологоопасных объектов, где могут возникнуть явления, процессы или события, которые повлияют на безопасность их функционирования. Целью исследования на этом уровне является оценка неотектонической активности разломно-блоковых структур всех рангов, особенно в позднем плейстоцене, голоцене и на современном этапе.

Обеспечение региональных, субрегиональных и локальных исследований осуществляется с помощью использования морфоструктурной-неотектонической ГИС, которая позволяет обоснованно выделить неотектонически активные структуры, в частности разломные зоны, являющиеся потенциально опасными с точки зрения проявления криповых и импульсных современных тектонических движений земной коры, а также опасных экзогенных геологических процессов .

Для оценки рисков и опасностей весьма важным является определение устойчивости геосистем. Под устойчивостью понимают способность системы к адаптации под действием статических, динамических, циклических нагрузок в течение всего периода антропогенного воздействия на нее [10]. Устойчивость является важным условием безопасного функционирования природно-техногенных геосистем повышенного экологического риска.

К основным геолого-геоморфологическим (морфоструктурным) факторам устойчивости относят ресурсоемкость, уязвимость и геодинамику геоморфосистем. Ресурсоемкость геоморфосистемы рассматривается в морфогенетическом аспекте, уязвимость – определяется современной степенью сложности и нарушенности структурно-вещественных комплексов; геодинамика включает активность эндодинамической, экзодинамической и технодинамической составляющих в определенный период времени. Анализ и синтез указанных составляющих осуществляется различными способами, например, с использованием матричной системы сравнения показателей. Установлено, что чем выше ранг геоморфосистемы, тем большее значение имеют эндогенные составляющие, меньше – экзогенные и еще меньше – техногенные [11].

Схема проведения морфоструктурных и неогеодинимических исследований с целью оценки устойчивости территории включает этапы: функционального зонирования и районирования геоморфосистемы; оценку ресурсоемкости и уязвимости геоморфосистем и составление соответствующих отраслевых и комплексных территориальных кадастров; оценку геодинимики геоморфосистем и составление кадастров опасных геолого-геоморфологических процессов, а также моделирование геодинимических рисков; оценку устойчивости геоморфосистем к различным видам природопользования в различные периоды времени; обоснование соответствующих схем районирования и управления развитием территории и т. д.

При оценке геодинимической опасности, в первую очередь, учитываются сейсмогенерирующие разломы с учетом геолого-геоморфологических признаков активности, трансрегиональные разломные зоны с признаками контрастных однонаправленных вертикальных и горизонтальных движений земной коры, а также с признаками знакопеременных неотектонических движений; морфоструктурно-неотектонические узлы с проявлениями импульсных движений и сейсмических деформаций, морфоструктурные узлы с признаками сложной пространственной дифференциации медленных молодых (позднеплейстоцен-голоценовых) и современных тектонических движений земной коры в границах разломно-блоковых структур.

На протяжении последних 15 лет в Украине проводятся детальные морфоструктурно-неотектонические исследования в районах расположения действующих атомных станций с целью обоснования мероприятий по обеспечению их безопасного функционирования. При проведении этих исследований одной из главных проблем является обоснование предельных параметров неогеодинимически активных структур, в частности разломов, с целью предупреждения возникновения чрезвычайных ситуаций. При этом для районирования территории по степени неогеодинимической опасности используются, как правило, экспертные оценки, интегрально отражающие суммарный эффект нелинейных функций отдельных факторов.

С привлечением количественных геодинимических показателей и качественных характеристик геолого-геоморфологической среды в районах функционирования АЭС в Украине обосновано выделение районов с различной степенью геоморфологического, неогеодинимического и современного геодинимического риска [6, 12].

Очень высоким геоморфологическим и геодинимическим риском характеризуются районы с сейсмичностью 7–8 баллов, значительной тектонической раздробленностью, высокой плотностью активных разломов, вдоль которых отмечаются проявления импульсных и криповых-импульсных современных вертикальных и горизонтальных движений земной коры, со скоростями медленных современных поднятий 4–5 и более мм/год. Характерна значительная по интенсивности активизация более трех разновидностей опасных процессов экзогенного происхождения, в том числе катастрофических, проявляющих тесную связь с неотектонически активными структурами.

К районам с высоким геоморфологическим и геодинимическим риском отнесены территории с проявлением устойчивых однонаправленных медленных современных движений земной коры со скоростями до 4 мм/год и сейсмичностью 5–6 баллов; тектоническая раздробленность в их пределах менее значительная, чем в предыдущем случае, отмечается проявление криповых-импульсных и импульсных движений вдоль активных разломов, а также активизация нескольких разновидностей экзогенных процессов в пределах морфоструктур различных типов.

К территориям со средним уровнем геоморфологического и геодинимического риска отнесены такие, где наряду с сейсмичностью 4–5 баллов прослеживаются активные разломы, испытывающие преимущественно криповые движения. Скорости современных знакопеременных движений составляют 2–3 мм/год в границах значительных по площади ареалов, а экзогенные процессы имеют ограниченный по площади спектр негативного воздействия на окружающую среду.

Слабый геоморфологический и геодинимический риск присущ относительно спокойным в сейсмическом отношении районам (4–5 баллов), которые не характеризуются проявлением опасных экзогенных процессов.

Литература

1. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) [Текст] / отв. ред. Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев. М.: Медиа-ПРЕСС (в двух томах), 2002. 640с.
2. Мягков С. М. Проблемы географии риска [Текст] / С. М. Мягков // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. геогр. 1992. № 5. С. 3–8.
3. Гошовський С. Екологічна безпека техноприродних геосистем у зв'язку з катастрофічним розвитком геологічних процесів [Текст] / С. Гошовський, Г. Рудько, Б. Преснер. Львів-Київ: ЗАТ Нічлава», 2002. 624с.
4. Ясаманов Н. А. Степень риска природных катастроф [Текст] / Н. А. Ясаманов, О. П. Иванов. // Проблемы безопасности при чрезвычайных ситуациях. ВИНТИ. 1992. № 4. С. 16–30.
5. Молочко А. В. Геоинформационное картографирование геоэкологических рисков эксплуатации нефтяных месторождений (на примере Саратовской области) [Текст] / А. В. Молочко // Известия Саратовского университета. 2010. Т. 10. Сер. Науки о Земле. Вып. 1. С. 35–40.

6. Палієнко В. П. Концептуальні засади оцінки еколого-неогеодинамічного ризику [Текст] / В. П. Палієнко: мат. наук.-техн.смп. «Геомоніторинг – 99», 13–16 лист. 1999, м. Моршин. Львів, 1999. С. 70–73.
7. Палиенко В. П. К проблеме неогеодинимического риска [Текст] / В. П. Палиенко // Новые географические знания и направления исследований. Киев: ИД «Академперіодика», 2006 в. С. 232–241.
8. Палієнко В. П. Геодинамічні дослідження в контексті комплексної оцінки території з метою вирішення проблем екологічної безпеки [Текст] / В. П. Палієнко // Екологія довкілля та безпеки життєдіяльності. 2002 б. №4. С. 3–10.
9. Палієнко В. П. До проблеми геодинамічної небезпеки стосовно об'єктів атомної енергетики України [Текст] / В. П. Палієнко, М. Є. Барщевський, Ю. М. Швидкий // УГЖ. 2000 а. №1. С. 39–44.
10. Лобацкая Р. М. Оценка приемлемого риска геологической среды в условиях природно-техногенных загрузок [Текст] / Р. М. Лобацкая: тезисы докладов научного симпозиума «Геодинамическая безопасность, мониторинг и прогноз», Красноярск, 17–19 марта 2010 г. Красноярск, 2010. С. 5–7.
11. Мясников Е. А. Морфоструктурные аспекты устойчивого развития территории (вопросы методики и методологии) [Текст] / Е. А. Мясников // Теория геоморфологи и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях: материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н. А. Флоренсова (Иркутск, 20–24 сентября 2010 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. С. 106–107.
12. Палиенко В. П. К проблеме оценки эколого-неогеодинамического риска в Украине [Текст] / В. Палиенко // Пробл. техноприродных аварий і катастроф у зв'язку з розвитком небезпечних геологічних процесів: мат. наук.-техн. конф. Київ, 1997 г. С. 93–97.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ – ИНДИКАТОР ПОГРЕБЁННЫХ СТРУКТУР

В. И. Барышников

Башкирский государственный университет, Уфа, bvialpgeo@yandex.ru

MODERN RELIEF – INDICATOR OF BURIED STRUCTURES

V. I. Baryshnikov

Bashkir State University, Ufa, bvialpgeo@yandex.ru

В структуре земной коры известны многочисленные несогласия между её отдельными горизонтами. Такие несогласия выражены несоответствиями структурных планов разновозрастных комплексов, обусловленные различными геодинамическими обстановками, сформировавшими разноеобразие рельефа как на границах структурно-формационных комплексов, так и внутри самих комплексов. Результаты проведённого автором исследования структурных планов современного рельефа и нефтеносных комплексов палеозоя Южного Приуралья дистанционными методами по материалам космосъёмки, данным бурения и сейсмопрофилирования, показали сложность в их наследовании и, при этом, сохранение в разрезе локальных тектонически «живых мест», пронизывающих земную кору с разных глубин до современной поверхности. Исследования проводились в рамках программы структурного прогноза на глубокие горизонты при нефтепоисковых работах.

Территория исследований по палеозойскому структурно-тектоническому плану расположена на юго-восточном склоне Южно-Татарского свода, а по новейшему (неоген-четвертичному) – на западном склоне Шкаповской вершины Шкаповско-Ромашкинского свода. По результатам исследований (Рождественский, 1971), новейший свод представляет собой «крупное поднятие верхнепермских слоёв». В сопоставлении со структурными планами палеозоя, новейший свод показывает положение, независимое от палеозойского Татарского свода. [1] Региональная независимость новейшего свода выражается несоответствием структурных планов верхнепермских слоёв с планами нижнепермского комплекса и более глубоко залегающих маркирующих горизонтов. Сопоставление планов обнаруживает и морфологическое, и площадное (контурное) несхождение между структурными формами. Лишь на отдельных участках отмечается достаточно хорошее соответствие структур палеозойского комплекса, как между собой, так и с морфологией современного рельефа (район Туймазинского поднятия и др.) [2]. Несответствие планов объясняется различными режимами их образования. Морфология Шкаповско-Ромашкинского свода определяется по денудационному срезу поверхности татарских и казанских отложений и останцам эродированной кровли уфимского яруса. Структурные планы маркирующих горизонтов залегающих под верхнепермским комплексом фиксируются по стратиграфически одновозрастным, но не срезанным, а лишь эродированным кровлям кунгурского, артинского, сакмарского ярусов и более глубоких горизонтов.

Современный рельеф новейшего свода имеет прямую связь с тектоническими структурами верхнепермских слоёв – мелкими локальными формами: брахиантиклиналям, брахисинклиналям, куполам и др.

В рельефе участки локальных структур имеют геоморфологическое выражение в виде морфо-структурных образований, которые благодаря альбедо, хорошо выявляются на космических снимках по фоторисунку.

Структурный анализ современного денудационного среза верхнепермских напластований показывает, что территория имеет блоковое строение, границы между которыми чётко фиксируются структурно-геоморфологическими зонами. На территории выявляется до шести–семи блоков – Серафимовско-Леонидовский, Балтаевский, Троицкий, Суллинский, Белебеевский, Ермакеевский. В современном рельефе блоки характеризуются как морфо-структурные образования, отражающие тектоническое дробление земной коры за неоген-четвертичное время. Блоки испытывали дифференцированное воздымание – одни (Серафимовско-Леонидовский, Балтаевский) опережали другие, что отразилось на их гипсометрическом уровне, морфологическом выражении и степени внутриблоковой раздробленности. Серафимовско-Леонидовский блок имеет валообразное выражение. Балтаевский блок – форму купольного поднятия, а Ермакеевский, Суллинский и Троицкий блоки являются сегментами обширного поднятия, восточная часть которого обособляется в самостоятельный Белебеевский блок, в строении которого неясно проявляется структурный выступ, расположенный между долинами ручьёв Кармалка и Ар-Елга.

Помимо участков деформации, имеющих изометрическую конфигурацию, в строении рельефа чётко прослеживаются линейные структурно-геоморфологические зоны являющиеся вторичным эффектом внутри блокового дробления напластований пермского комплекса пород. В современном плане блоков-поднятий проявляются участки локальной тектонической деформации земной коры. Вся сложность и структурное разнообразие современного плана территории обязаны двум основным механизмам структурообразования – новейшим движениям земной коры и денудационному срезу, обнажившему разновозрастные породы верхнепермских образований. В строении последних проявились признаки (контуры) глубокофокусного (палеозойского) очага локального тектонического возбуждения земной коры. Аккумулятивные структуры в современном плане территории неизвестны.

Характерной чертой нижнепермского комплекса напластований является согласные стратиграфические и несогласные структурные контакты между сакмарскими, артинскими и кунгурскими отложениями. Несогласие структурных контактов объясняется кратковременными размывами на рубеже веков, затронувшими верхние горизонты толщ. У кунгурского яруса размыва кровля гипсово-ангидритовой толщи. У артинского яруса отмечается сокращение его мощности до полного выпадения по отдельным участкам (Белебеевский, Давыдовский, Городетский и др.) Сульфатная пачка сакмарского яруса, отделяющая его от артинских образований сохранилась не на всей территории и не везде представлена сульфатами (Датский участок и др.) [2].

Эрозионный характер структурных контактов нижнепермских комплексов определяет и характер соответствия их планов на локальном уровне. Так структурный план сакмарских отложений отличается от плана артинских и кунгурских ярусов изменением в контурах локальных структур, их морфологии, размерности, амплитуде и пространственной ориентировке, что объясняется облеканием эродированных поверхностей форм рельефа, последующим размывом структур облекания и увеличением их амплитудности поздней тектоникой. При этом региональные планы артинских и кунгурских отложений сохраняют общие черты строения сакмарского плана.

Структурный план сакмарских отложений построен по данным бурения с учётом четырёх структуроформирующих факторов: палеогеографических условий сакмарского века, тектоники палеозоя, тектоники послепалеозойского времени и геоморфологического режима рубежа сакмарского и артинского периодов осадконакопления. В региональном плане поверхность яруса погружается в юго-восточном направлении. Моноклиальность погружения нарушается ступенчатостью. Подножье ступеней опирается на террасы, наклоненные в том же направлении, что и погружение толщи. Поверхности террас расчленены, а глубина врезов меняется от 1 до 25 м и более. На поверхности террас имеют место локальные резко пониженные формы рельефа, образование которых, видимо, связано с процессами карстования того времени. В строении террас выявляются приподнятые участки, в пределах которых сгруппировано по несколько локальных структур положительного знака. Например, в районе д. Исмагилово, п. Аксаково, д. Илькино, юго-восточней с. Ермакеево, в районе расположения скв. 123, 108, 229, 210 – Рятамак; 570, 622, 569, 587 – Серафимовка; 114, 120, 102, 118, 90 – Рятамак и др. По характеру морфологии и резкой смене пространственной ориентировки это эрозионные останцы от структур облекания – палеоморфо-структур. Ядра этих образований расположены в структурно-формационных комплексах каменноугольных и девонских отложений, а современная амплитуда образована поздними ($N+Q$) движениями земной коры.

Отмечается плановое несоответствие структур по разрезу нижнепермского комплекса, закартированных по маркирующим поверхностям различных стратиграфических уровней. Так скв. 7 Чат-

башевской площади, пробуренная на структуру кунгурского репера «К4» прошла мимо (севернее) структуры по кровле сакмарского яруса. Кармалкинская структура, подготовленная комплексом методов – сейсморазведка + дистанционные методы + структурное бурение на гамма-РП Sm, не находит проявления по кровле P1Sm. Подобные несоответствия описаны и в отчётах по структурному бурению Туймазинской ГПК. [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9] В строении сакмарских отложений, равно как и артинских, не исключается наличие аккумулятивных структур в виде одиночных биогермных построек небольшого размера. [10]

Очевидно, что такие участки будут характеризоваться повышенной трещиноватостью всех толщ лежащих над погребенным ядром возбуждения. Керновый материал нижнепермских и каменноугольных и девонских отложений юго-запада Башкирии показывает, что трещиноватость пород, слагающих отложения, имеет два состояния – запечатанные трещины и раскрытые. Раскрытые трещины нередко заполнены нефтью и они, видимо, моложе запечатанных, т. е. образованы новейшими движениями. Запечатанные трещины, очевидно, были связаны гидросферой. Произошло гидрохимическое преобразование карбонатных пород и кальцитовое пломбирование трещин. Чередование по разрезу зон повышенной трещиноватости говорит, что трещины образовались в результате периодических колебательных движений локальных участков. [11, 12]

Структурно-геоморфологический анализ рельефа по космоснимку позволил выявить на фоне новейшего структурного плана локальные участки аномальные по отношению к его строению. Данные бурения и сейсмопрофилирования показали последовательную структурную связь аномальных участков по разрезу поздних напластований с погребёнными очагами возбуждения, лежащими на разных глубинах. Такими возбудителями стали положительные формы палеорельефа – останцы, рифы-одиночки, мелкие складки, выступы, структурные носы и др. Возбуждённые молодыми движениями, они приобретают более коротковолновую частоту колебаний, аномальную по отношению к региональной. Энергия возбуждения, передаваясь в вышележащие напластования, деформирует, перестраивает и дробит их только в границах конической зоны, расширяющейся вверх по разрезу от очага возбуждения, создавая систему вертикальной трещиноватости и тектонической расслоенности. В современном структурном плане такие участки аномально проявляются в виде геометрически закономерного, изометрического расположения локальных форм рельефа – от скульптурных до мелких деформаций в гипергенных напластованиях. [13, 14, 15, 16]

Часть аномальных участков своим местом положения отвечала залежам нефти расположенным в терригенных и карбонатных структурно-формационных комплексах каменноугольно-девонского разреза палеозоя. Эта особенность проявления структур аномальных локальных участков на региональном фоне новейшего плана Южного Приуралья была использована как поисковый признак погребённых структур при нефтепоисковых работах, позволивший выявить более десяти залежей нефти в продуктивных структурно-формационных комплексах палеозоя, как в депрессионных, так и в сводовых низкопорядковых образованиях – Башкирском своде, Камско-Бельской депрессии и др.

Литература

1. Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М. Наука, 1971., С. 81 – 86.
2. Снигирёв В. Ф. Дополнительный (второй) проект поисково-разведочного бурения на Рятамакской площади. Договор 0296 за 1999г. (в книге и папке) 1999г. Фонды Башнипинефть.
3. Мингазова Н. А. Геологический отчёт по структурному бурению на Светловской площади за 1983 – 1984 гг. в 2-х томах. 1984 г. Фонды Башнипинефть.
4. Мингазова Н. А. Результаты структурного бурения на Датской площади. Отчёт о подготовке объектов к поисковому бурению за 1989 – 1992 гг. В 1 книге и 1 папке. 1992г. Фонды Башнипинефть.
5. Самсонов М. П., Шароноса Т. Г., Цыбульский В. Я. и др. Отчёт по теме: «Составление сводной структурной карты Западной Башкирии по маркирующим горизонтам сакмарского яруса» (тематические партии №№ 1, 3) в 3-х томах. 1981г. Фонды Башнипинефть.
6. Кузнецова Г. Н. Результаты структурного бурения на Макаровской площади. Отчёт о подготовке объектов к поисковому бурению за 1987 – 1989 гг. в 1 кн. и 1 папке. 1989г. Фонды Башнипинефть.
7. Уваров И. А. Геологический отчёт по структурно-поисковому бурению на Карамала-Губеевской площади 1964 г. Фонды Башнипинефть.
8. Селезнев Л. В. Итоги структурно-поисковых работ Туймазинской геолого-поисковой конторы треста «Башзападнефтеразведка» за 1963 – 1964 гг. Фонды Башнипинефть.
9. Смирнов В. А., Цыбульский В. Я. Геологический отчёт за 2000 год. В 1 кн. и 1 папке. г.Бирск, 2001г. Фонды Башнипинефть.
10. Мешалкин Н. Итоги структурно-поисковых и разведочных работ треста «Башзападнефтеразведка» за 1955 год. Часть П – Структурно-поисковое бурение. 1956г. Фонды Башнипинефть
11. Тюрехин А. М. Влияние трещиноватости на эффективность пустотного пространства продуктивных горизонтов карбонатной толщи палеозоя платформенной части Башкирии. Тр. ВНИГРИ, вып. 228, 1964. С. 138 – 154

12. Газмеев Б. Г. Итоги структурно-поисковых работ Октябрьской геолого-поисковой конторы треста «Башзападнефтеразведка» за 1956 год. 1957г. Фонды Башнипинефть.
13. Барышников В. И. Дистанционные исследования в геологопоисковых работах на нефть. В кн. «Минерально-сырьевая база РБ: реальность и перспективы». Уфа, ТАУ, 2002. С. 134–144.
14. Барышников В. И., Новосёлова Л. П. Об изучении структурных планов и комплексов платформенного палеозоя Южного Приуралья. В сб. «Научные проблемы геологоразведочных работ на нефть», вып. 95. Уфа, БашНИПинефть, 1998. С. 129–134.
15. Барышников В. И., Константиновская О. П. Зоны геоморфогенеза палеозойской толщи Южного Приуралья. В сб. «Научные проблемы геологоразведочных работ на нефть», вып. 95. Уфа, БашНИПинефть, 1998. С. 134–142.
16. Барышников В. И. Кольцевые структуры Южного Урала и Приуралья. В сб. материалов VII МНПК «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». Уфа, ИГ УНЦ РАН-Башнедра, 2008. С. 97–99.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ И УГРОЗЫ ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ И ИХ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

Р. Т. Бексеитова

Казахский Национальный Университет им. аль-Фараби, г. Алматы, РК, Bek.rt.52@mail.ru

REGIONAL PROJECTS AND ENVIRONMENTAL THREATS GEOMORPHOLOGICAL SAFETY AND MAPPING (FOR EXAMPLE TERRITORY CENTRAL KAZAKHSTAN)

R. T. Bekseitova

Al-Farabi Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan, Bek.rt.52@mail.ru

Опасности и угрозы возникают в результате взаимодействия двух сторон – источника или носителя опасности и объекта, на который опасность или угроза направлена. Источники опасности – это условия и факторы, которые при определенных условиях проявляют свои негативные свойства, деструктивность, и, по своей сути, имеют естественно-природное, техническое и социальное происхождение [1, 2].

Основным объектом и субъектом опасностей и угроз является человек. Человек является носителем различных опасностей и угроз для окружающей среды, и, одновременно, нейтрализатором угроз и опасностей, регулятором «безопасности».

Помимо человека, объектами безопасности выступают географические объекты (природные системы, эколого-геоморфологические системы и др.), различные сферы обеспечения жизнедеятельности человека). Для всех этих объектов характерна масштабно-иерархическая структура.

Понятие «опасность» охватывает явления, процессы и действия, которыми люди наносят вред природе, окружающей среде, а последние – людям. Особой разновидностью опасности является риск – возможная опасность предпринимаемых действий или сами действия, связанные с такой опасностью. Угроза – это потенциальная опасность, для реализации которой необходимо приложения некоторой энергии, усилия [1, 3]. Например, возможный переход угрозы оползня в реализованную опасность при выпадении длительных осадков (в этом случае склон «насыщается» влагой и утяжеляется и часть его отрывается), при дополнительных нагрузках или сотрясении (в этом случае сила сцепления по плоскостям микротрещин резко снижается и часть склона опять же срывается).

С методологической точки зрения необходимо прежде всего уяснить, что является источником угрозы окружающей среде и каким образом опасность влияет на внутренние структурные связи геоморфологических систем, на взаимосвязи между последними. Принципиальность данного вопроса определяется тем, что концентрация внимания на угрозах ведет к бесконечной борьбе с угрозами, не затрагивая причины, их порождающие. Например, большие площади отвалов и терриконов в районах горнорудных разработок, сухость климата и, соответственно, частые и сильные ветры на территории Центрального Казахстана стала причиной их развевания на десятки и сотни километров, осаднения и последующей деградации почвенного слоя и растительного покрова в пределах сельскохозяйственных земель, усиления их дефляции, эрозионного расчленения и смыва мелкоземистых частиц. В связи с этим предпринимаются усилия по ослаблению отмеченных явлений – посадка лесозащитных полос, посев кустарников и трав. Результаты этих усилий, по сравнению с масштабами реализованных угроз, малозначительны. А дело в том, что все эти усилия не затрагивают причин реализованных опасностей – малой мощности почвенного горизонта, низкого содержания гумуса и высокой щелочности почв, их низкого влагосодержания, сухости климата и значительных амплитуд температур. Указанные причины необходимо изучить заранее и в совокупности и вносить соответствующие коррективы при освоении природных ресурсов региона.

Основные экологические проблемы Карагандинской области и их решение

№	Проблемы	Пути решения проблемы	Принимаемые меры
1	Загрязнение ртутью донных отложений реки Нуры	Очистка донных отложений реки Нуры	Проблема решается в рамках Правительственного Зонтичного проекта «Улучшение окружающей среды для устойчивого развития Акмолинской, Восточно-Казахстанской, Павлодарской, Карагандинской областей и г. Астаны РК». Финансирование ведется Всемирным Банком реконструкции и развития и из республиканского бюджета.
2	Проблема утилизации твердых бытовых отходов (ТБО).	Основным вопросом решения проблемы является строительство мусороперерабатывающего завода в г. Караганде	Строительство мусороперерабатывающего производства в г. Караганде В 2006 – 2013гг.
3	Проблема рекультивации нарушенных земель, оставшихся бесхозными.	Проведение инвентаризации нарушенных земель. Рекультивации	Управлением ПРИРП в проект «Региональной программы по охране окружающей среды Карагандинской области на 2008 – 2010 гг.» включено мероприятие по проблеме инвентаризации и рекультивации нарушенных земель на 2008 – 2013 годы (85,3 млн тенге).
4	Проблема безопасного хранения и удаления высокотоксичных отходов и химически опасных отходов Караганда-Темиртауской промзоны	Проведение проектно-изыскательских работ по строительству полигона.	Управлением ПРИРП направлено инвестиционное предложение по разработке ТЭО – 15 млн. тенге (2008 г.) и ПСД – 70 млн. тенге (2009 г.) для строительства полигона в МООС для включения в проект отраслевой программы охраны окружающей среды на 2008–2013гг.
5	Отсутствие очистных сооружений г. Балхаш и аварийное состояние очистных сооружений г. Шахтинска	Строительство очистных сооружений г. Балхаш и капитальный ремонт очистных сооружений г. Шахтинска	В разрабатываемую Правительственную Программу «Обеспечение устойчивого развития Балхаш-Алакольского бассейна» дано предложение о включении мероприятия по строительству очистных сооружений г. Балхаш для финансирования из республиканского бюджета. Подана заявка на полную капитальную реконструкцию очистных сооружений г. Шахтинска в проект разрабатываемой Региональной программы охраны окружающей среды Карагандинской области. Выполнение проекта запланировано на 2008 – 2012 гг.
6	Неэффективность всего комплекса очистных сооружений г. Караганды	Повышение эффективности всего комплекса очистных сооружений г. Караганды	В проект «Региональной программы по рациональному использованию и охраны водных объектов Карагандинской области на 2008 – 2012 годы» включена реконструкция и расширение системы водоотведения г. Караганды с финансированием из республиканского бюджета.
7	Последствия многолетней эксплуатации Семипалатинского ядерного полигона (СИЯП).	Необходимо продолжение радиоэколого-геохимических исследований на землях прилегающих к полигону Каркаралинского района.	Разработана «Программа дополнительных радиологических исследований на территории СИЯП». Реализуется Программа по комплексному решению проблем бывшего Семипалатинского испытательного ядерного полигона. Запланировано мероприятие «Проведение радиоэколого-геохимических исследований и мероприятий на территориях Карагандинской области, прилегающих к СИЯП.
8	Проблема восстановления и сохранения экосистемы озера Балхаш.	Сохранение экосистемы озера Балхаш	Для решения проблемы разработана Программа «Обеспечение устойчивого развития Балхаш-Алакольского бассейна». В проект Региональной программы по рациональному использованию и охраны водных объектов Карагандинской области на 2008 – 2014 годы вошли мероприятия по решению данной проблемы с финансированием как из областного, так и республиканского бюджетов.
9	Выброс шахтного метана из ликвидируемых угольных шахт Карагандинского угольного бассейна.	Утилизация и использование шахтного метана, выделяющегося из ликвидируемых угольных шахт Карагандинского угольного бассейна	В проект «Региональной программы по охране окружающей среды Карагандинской области на 2008–2010 гг.» вошло мероприятие «Утилизация метана, выделяющегося из ликвидируемых угольных шахт Карагандинского угольного бассейна» с финансированием в 2009 – 2010 годах в сумме 101,2 млн тенге.
10	Экологическое районирование территории области	Экологическое районирование административных областей должно проводиться согласно Постановления Правительства РК от 3.02.1997г. №137	Экологическое районирование территории области вошло в проект «Региональной программы по охране окружающей среды Карагандинской области на 2008 – 2014 гг.»

В основе причины опасности лежат противоречия, возникающие в результате взаимодействия внешних и внутренних явлений и факторов, которые меняют свою содержание и направленность развития под воздействием этих внутренних (свойства литологического субстрата, наличие и характер микротрещин в горных породах, устойчивость горных пород к денудации и ее пространственная изменчивость и др.) и внешних (циклические изменения климата, антропогенные воздействия на геолого-геоморфологическую основу и динамические компоненты географической среды) явлений и факторов. Эти противоречия определяют содержание двух задач – анализа взаимодействия и развития причинных факторов, и своевременной адекватной реакции на имеющиеся и могущие возникнуть опасности и угрозы. Решение первой задачи требует выделения и группировки факторов на дестабилизирующие и стабилизирующие. Решение второй задачи является основой для выработки и реализации конкретных мер в системе обеспечения экологогеоморфологической безопасности.

Угроза, имея предметный характер, при ярко выраженном опасном состоянии своего содержания, приобретает весьма конкретную действенную характеристику, которая фиксируется в алгоритме действий (различные программы и проекты по стабилизации природных и природно-техногенных процессов в зонах активного промышленного освоения, государственные и региональные программы по улучшению окружающей среды и ее компонентов – морфолитоогенной основы, воздушного бассейна, водных ресурсов, почв, зональных и азональных типов растительности, утилизация бытовых и иных отходов, т. п.), которые необходимо реализовать для снижения угрозы, степени ее опасности. В приведенной ниже таблице показаны основные экологические проблемы Центрального Казахстана (иначе – исходящие от них опасности и угрозы) и программы (проекты) их решения. Как видно из таблицы каждая проблема, в той или иной степени, затрагивает морфолитоогенную основу и экзодинамические процессы. Для нас представляет интерес проблема, обозначенная, как экологическое районирование территории Карагандинской области. Ее решение включает изучение всех компонентов окружающей среды, их комплексирование на определенной основе. Такой основой, на наш взгляд, должна являться эколого-геоморфологическая среда, дифференциация которой (эколого-геоморфологические системы) обусловлена техногенно-модифицированной (в той или иной степени) морфолитоогенной основой исследуемой территории. Принципы выделения эколого-геоморфологических систем Центрального Казахстана [4, 5] основаны на известных зонально-азональных подходах выделения таксонов физико-географического районирования с учетом морфоструктурных, морфоорографических и морфометрических, литологических особенностей исследуемой территории. Степень безопасности выделенных систем определялась по типам природопользования, их силе (радиусу воздействия), плотности (концентрации на единицу площади) и времени воздействия (старые и новые производства), технологии производства (старые изношенные и новые модернизированные).

Проблема эколого-геоморфологической безопасности особенно близка Казахстану и его регионам, в т. ч. Центральному Казахстану. Все опасности и угрозы безопасности геоморфологической среды региона взаимосвязаны и взаимообусловлены цепной реакцией – «причина – следствие». Катализатором и возбудителем большинства экзодинамических процессов, создающих определенные опасности и угрозы окружающей среде, является антропогенная деятельность, нарушающая целостность и устойчивость литогенной основы – арены действий этих процессов.

Многообразии опасностей, угроз и источников их возникновения требует их классификации. Представляется целесообразным группировать опасности и угрозы по следующим признакам, позволяющие построить соответствующие картографические модели:

- по направленности против тех или иных объектов (морфография рельефа, морфометрия рельефа, рельефообразующие процессы как природного, так и антропогенного характера, горные породы);
- по источникам и движущим силам (геологические, геоморфологические, гидрологические, почвенные, ландшафтные, антропогенные);
- по масштабам (региональные или площадные, локальные, точечные, диффузные);
- по характеру и интенсивности проявления (мгновенные – обвалы, лавины, взрывные пустоты и котловины; внезапные – осыпи, оползни, карстовые провалы, шахтные провалы; медленные – природные и антропогенно-обусловленные делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, эоловые и другие процессы и создаваемые им формы рельефа; обжидаемые и неожиданные; малые и значительные – овраг и овражный бедленд, отдельный террикон и поля отвалов и пустошных свалов, небольшое подтопление и заболоченные поля, т. д.);
- по последствиям (необратимые, обратимые, доминантные, катализирующие);
- по причинности (закономерные природные и антропогенно-обусловленные, случайные техногенные).

Классификация угроз может иметь различную основу (рис. 1), каждая из которых может быть представлена в виде картографической модели исследуемой территории

Карты «Экологического атласа Казахстана» [6], на которых дана комплексная оценка современного состояния окружающей человека природной среды, недостаточны для решения природоохран-



Рис. 1. Общая классификация угроз для эколого-геоморфологической среды

ных задач и управления эколого-геоморфологическими рисками Центрального Казахстана. Для решения этих задач необходимо создание специальной электронной серии эколого-геоморфологических карт территории Центрального Казахстана на основе вышеприведенной классификации опасностей и угроз, с целью эколого-геоморфологического мониторинга, а также дальнейшего практического использования этих карт в деле обеспечения эколого-геоморфологической безопасности территории Центрального Казахстана.

Литература:

1. Ярочкин В. И., Бузанова Я. В. Теория безопасности. М.: Мир, 2005. 176 с.
2. Шершнева Л. И. Безопасность // Безопасность. М., 1994. №4. С. 13–19.
3. Лесков М. А. Гомеостатические процессы и теория безопасности // Безопасность. М., 1994. №4. С. 66–72.
4. Бексеитова Р. Т. Принципы выделения эколого-геоморфологических систем Центрального Казахстана // Вестник КазНУ, сер. Географическая. Алматы, 2009. №1(28). С. 80–84.
5. Бексеитова Р. Т. О понятии «морфолитотип» в эколого – геоморфологических исследованиях // Материалы Международной научно-практической конференции «Современные проблемы экологии и созологии». Алматы, 2001. С. 55–56.
6. Экологический атлас Казахстана // 3 том Национального Атласа Казахстана. Алматы. 2006

ЛАНДШАФТНОЕ ПЛАНИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Е. А. Белоновская, Д. С. Асоян

Институт географии РАН, Москва, belena53@mail.ru, ds-asoyan@rambler.ru

LANDSCAPE PLANNING OF THE MOUNTAINS TERRITORIES IN THE CENTRAL CAUCASUS

E. A. Belonovskaya, D. S. Asoyan

Institute of Geography RAS, Moscow, belena53@mail.ru, ds-asoyan@rambler.ru

Наиболее массивная и приподнятая часть Северного Кавказа – Центральный Кавказ отличается высокогорными и среднегорными хребтами, вулканическими массивами и плато с ледниковым и

денудационно-тектоническим рельефом. Для региона характерно разнообразие природных условий, сочетание гляцио-нивалльных, горно-луговых, лесных, горно-степных ландшафтов, распространение которых подчинено закону высотной поясности.

История освоения Центрального Кавказа уходит вглубь веков. Древнего человека в эпоху неолита привлекали низкогорные ландшафты, представлявшие собой оптимальную полосу обитания, лежащую в зоне контакта лесов и степей и поэтому наиболее богатую природными ресурсами. В широколиственных – в основном дубово-грабовых лесах в обилии произрастали дикие плодовые деревья и кустарники, где древние люди находили и пищу, топливо, строительные материалы и убежище от врагов. С первых веков нашей эры происходило сокращение горных и предгорных степей в результате распашки. В это же время началось освоение межгорных котловин в среднегорьях и использование, по-видимому, первично безлесных пространств под пашни и пастбища. Для стабилизации склонов при распашке активно применялось террасирование, что приводило к изменению рельефа. В XX веке к традиционным типам хозяйственного воздействия (распашке, рубке лесов, выпасу и сенокосению) добавились новые формы: горные разработки, строительство, рекреация, горнолыжный и летний туризм. Постсоветские реформы привели к трансформации землепользования в горах и, прежде всего, к изменениям в использовании основного природного ресурса – пастбищных и сенокосных угодий.

Уязвимость горных экосистем и ландшафтов к воздействиям как природных, так и антропогенных факторов ведет к деградации почвенно-растительного покрова и, как следствие, к активизации склоновых процессов вплоть до кризисной экологической ситуации [1–3]. Все это определяет первоочередность решения проблем устойчивого развития, улучшения экологической обстановки, мониторинга, охраны и рационального использования природных ресурсов горных районов Центрального Кавказа.

Наиболее действенный механизм выполнения поставленных задач по оптимизации хозяйственного использования и сохранения природного разнообразия районов Центрального Кавказа – ландшафтное планирование, которое невозможно без всесторонней оценки экологического состояния региона и крупномасштабного геоморфолого-геоботанического картографирования. В связи с этим в горных районах Центрального Кавказа нами выполнены комплексные исследования проявлений природно-антропогенных процессов в Дигории и межгорных котловинах: Верхне-Фиагдонской, Даргавской, Кармадонской (Северная Осетия-Алания) и в Баксанской долине в районе слияния рек Баксан и Адылсу (Кабардино-Балкария) [4, 5]. Исследования проводились методами тематического дешифрирования аэрокосмических снимков и оценочного экологического картографирования с привлечением литературных (в том числе фондовых) источников, результатов многолетних камеральных и полевых геоморфологических и геоботанических работ авторов.

По результатам дешифрирования космических снимков и аэрофотоснимков изучены элементы горного рельефа и растительного покрова. На космических снимках растительный покров и различия в его структуре наиболее четко выражены цветовыми контрастами. По этому признаку можно наиболее точно выделить вертикальные пояса, а также ареалы развития комплексов склоновых как природных, так и природно-антропогенных процессов с их границами. Именно полевое дешифрирование позволило разделить горно-степную растительность, разреженный травянистый покров, обнаженные скальные обрывы и антропогенные объекты (населенные пункты, полосы отчуждения вдоль дорог, кошар, ферм и т. д.), выраженные одними и теми же дешифровочными признаками на снимках.

По данным интерпретации космических изображений и полевых исследований в котловинах Северо-Юрской депрессии установлены актуальные высотные границы вертикальных почвенно-растительных поясов и, в соответствии с ними, выделены парагенетические комплексы экзогенных процессов. В зависимости от типов растительности и степени задернованности склонов установлена интенсивность процессов: обвальнo-осыпных, линейной и русловой эрозии, плоскостного смыва и др. По данным дешифрирования аэрофотоснимков и полевых работ составлена геоморфолого-геоботаническая карта-схема масштаба 1 : 25 000 на Верхне-Фиагдонскую котловину.

Выявлена роль сугубо антропогенного воздействия на активизацию или стабилизацию природных процессов. Активизация процессов и трансформация их в природно-антропогенные процессы происходит вследствие неумеренного выпаса скота и образования скотобойных троп, застройки и увеличения полос отчуждения вдоль дорог и вокруг поселков и несанкционированного строительства карьеров. Выявлена дорожная и овражная эрозия на грунтовых дорогах к кошарам, пастбищам и сенокосам под Скалистым хребтом. Вместе с тем, стабилизирующее воздействие оказывает восстановление растительного покрова, прежде всего, стихийное возобновление лесов вследствие забрасывания пастбищ и сенокосов. Сохранившиеся земледельческие террасы также тормозят процессы плоскостного смыва. Особо следует сказать об интенсивном загрязнении поверхности пойм и террас в днищах долин рек и в окрестностях поселков отходами бытового мусора, брошенными ржавеющими очистными сооружениями и сельскохозяйственной техникой.

В результате анализа и обобщения полученных материалов было проведено ландшафтное зонирование районов исследования и составлена таблица, в которой приведены характеристики отдельных природных компонентов, опасных экзогенных процессов, типов природопользования, а также экологически безопасные и наиболее перспективные способы природопользования (табл. 1).

Таблица 1

Ландшафтное планирование горных районов Центрального Кавказа

Ландшафты и высотные почвенно-растительные пояса, ярусы рельефа (м)	Растительность, почвы, рельеф	Комплексы экзогенных природных и природно-антропогенных процессов, оценка экологической ситуации	Тип природопользования (степень трансформации)	Перспективы использования. Рекомендации
1	2	3	4	5
Гляционивальный (2900–5500)	Отсутствие растительного и почвенного покрова на обрывистых (>35°), обвально-осыпных (15–20°) склонах	Катастрофическая: обвалы ледников, обвально-осыпные, лавины, наиболее селеопасные районы	Отсутствует	Альпинизм, скалолазание, горнолыжный спорт, парапланеризм
Азональные ландшафты в альпийском и субальпийском поясах (2918–2700–2400)	Группировки на осыпях, скалах, примитивных почвах (проективное покрытие до 1–3% или свободные от растительного и почвенного покрова участки) на обрывистых (>35°) и обвально-осыпных (15–20°) склонах	Угрожающая и опасная: обвально-осыпные, оползневые, пролювиальный, линейная и русловая эрозия, наиболее селеопасные районы	Отсутствует	Альпинизм, скалолазание, спортивный туризм
Горно-луговые в альпийском поясе (2918–2700), в эрозионно-тектоническом Боковой хр., в куэстовом Скалистом хр.	Альпийские низкотравные луга, (проективное покрытие 30–50%; высота травостоя – 10–15 см) на маломощных, щебнистых, оторфованных, криотурбированных почвах на обвально-осыпных (15–20°), аккумулятивных (8–10°) склонах	Угрожающая и опасная: обвально-осыпные, оползневой, солифлюкция, линейная и русловая эрозия, районы высокой и средней селеопасности	Летние пастбища	Альпинизм, скалолазание, парапланеризм
Горно-луговые в субальпийском поясе (2700–2400)	Субальпийские среднетравные и высокоотравные луга (проективное покрытие – 90–100%; высота травостоя – до 100 см) на маломощных и среднетравных, щебнистых, многогумусовых в т. ч. слабосмытых почвах на обвальных (>22°), обвально-осыпных (15–20°), аккумулятивных (8–10°) склонах	Относительно безопасная: обвально-осыпные, оползневой, линейная и русловая эрозия, средне селеопасные районы	Сенокосы, сезонные пастбища	Горный туризм, альпинизм, горное животноводство
Горно-лугово-степные в горно-лесолугово-степном поясе (2400–1400), в Северо-Юрской депрессии в «подветренных ландшафтах»	Горные луговые ковыль-ные степи (проективное покрытие – 100%, высота травостоя – до 70 см) на полноразвитых, многогумусовых, слабо- и среднесмытых почвах на обвально-осыпных (6–20°), аккумулятивных (8–10°) восточных и южных склонах	Относительно безопасная: районы слабой селеопасности: оползневой, делювиальный, линейная и русловая эрозия	Сенокосы, пастбища, овощеводство, огородничество, сбор лекарственных растений	Горно-добывающая деятельность, горное животноводство, туризм, велотуризм, укрепление склонов в придорожных откосах
Горно-степные в горно-лесолугово-степном поясе (1400–1100), Северо-Юрской депрессии	Горные бородачевые, полынно-типчаковые, трагакантовые степи (проективное покрытие – 50%, высота травостоя – до 40 см) на каштановых почвах на обвально-осыпных (6–20°) и аккумулятивных (8–10°) восточных и южных склонах	Угрожающая и опасная: оползневой, делювиальный, плоскостной сыв, линейная и русловая эрозия	Пастбища	Горный туризм, садоводство, стойловое животноводство

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5
Горно-лесные в горно-лесо-лугово-степном поясе (2200 – 1100) и в Северо-Юрской депрессии	Лесные сообщества (сосна, береза, ольха, можжевельник) на обвально-осыпных (6 – 20°) северных и западных склонах	Относительно безопасная: делювиальный, плоскостной смыв, линейная и русловая эрозия	Пастбища, сенокосы, сбор лекарственных растений и ягод, рубка леса	Туризм, в том числе образовательный и научный; садоводство, стойловое животноводство. Рекультивация отвалов в горно-промышленных районах, утилизация свалок
Горно-луговые в горно-лесо-лугово-степном поясе, (2200 – 1100), Северо-Юрской депрессии	Разнотравно-злаковые луга на маломощных, каменистых и полноразвитых мелкоземистощебнистых, иллювиально и аккумулятивно-гумусовых почвах на месте сведенных лесов на обвально-осыпных (6 – 20°) северных и западных склонах	Относительно безопасная: делювиальный, плоскостной смыв, линейная и русловая эрозия, районы слабой селеопасности; опасность средняя	Пастбища, сенокосы	Регулирование нагрузки на пастбища, численности и породного состава стада
Пойменные ландшафты в днищах межгорных котловин	Пойменные луговые сообщества, заросли облепихи, природно-антропогенные группировки на осыпных склонах (6 – 20°) и аккумулятивных (8 – 10°)	Трансформированные: плоскостной смыв, аллювиально-пролювиальный, овражная, русловая, дорожная эрозия	Приусадебные хозяйства, овощеводство, огородничество, городские и сельские поселения	Соблюдение экологических норм городского хозяйства (очистительные канализационные сооружения)
Участки поселений в днищах котловин	Полная трансформация почв и растительного покрова в районах поселков, бывших обогатительных фабрик и хвостохранилищ (Хоникомское), в придорожных зонах отчуждения	Антропогенно-трансформированные: природно-антропогенного генезиса плоскостной смыв, линейная эрозия, загрязнение, районы слабой селеопасности и неселеопасные	Полная трансформация экосистем	Соблюдение экологических норм городского хозяйства (очистительные канализационные сооружения)

Литература

1. Белоновская Е. А., Асоян Д. С., Попова В. В., Чернавская М. М. Опыт комплексных исследований взаимодействия природных компонентов в альпийском поясе Большого Кавказа. // Известия РАН, сер. географ. 2007. № 1. С. 120 – 129.
2. Асоян Д. С., Белоновская Е. А., Грачева Р. А. Природно-антропогенные склоновые процессы в межгорных котловинах Северной Осетии-Алании. Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений: Материалы VII Международной научной конференции (Владикавказ, 14 – 16 сентября 2010 г.) Владикавказ: Изд. «Терек», 2010. С. 563 – 566.
3. Асоян Д. С. Опасные современные геоморфологические процессы на Большом Кавказе // Геоморфология, 2007. № 3. С. 24 – 37.
4. Асоян Д. С. Методика эколого-геоморфологического картографирования горных стран по материалам космических съёмок // Ж. Геоморфология, № 4, 1999. С. 29 – 39.
5. Асоян Д. С., Белоновская Е. А., Коротков К. О. Выявление механизмов взаимодействия рельефа и растительного покрова для оценки экологической ситуации в высокогорьях Большого Кавказа методом дистанционного зондирования. «Картография XXI века: теория, методы, практика» Доклады II Всероссийской научной конференции по картографии, посвященной памяти А. А. Лютото (Москва, 2 – 5 октября 2001). М.: Институт географии РАН, 2001. С. 236 – 245.

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ЭКСОМОРФОГЕНЕЗА В БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ:
ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, КАРТОГРАФИРОВАНИЯ И РАЙОНИРОВАНИЯ**

Л. И. Белоусова, Н. И. Гайворонская, В. И. Петина, А. Н. Петин

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Белгородский государственный национальный исследовательский университет»

**MODERN PROCESSES EXOMORPHOGENESIS IN THE BELGOROD REGION:
FEATURES OF DEVELOPMENT, MAPPING AND ZONING**

L. I. Belousova, N. I. Gayvoronskaya, V. I. Petina, A. N. Petin

Federal state Autonomous educational institution of higher professional education
«Belgorod state national research University»

Геолого-геоморфологические и природно-климатические условия Белгородской области (широкое развитие лессовидных суглинков, сильно пересеченный рельеф и значительные перепады высот, ливневый характер осадков, дефицит лесонасаждений) способствуют развитию в ее пределах широкого спектра ЭГП. Природные предпосылки усугубляются тем, что территория Белгородской области относится к регионам с интенсивным и дифференцированным по площади техногенным воздействием на литогенную основу и рельеф, связанных с высокой степенью распаханности земель и широкомасштабной добычей полезных ископаемых.

Доминирующая роль среди ЭГП в Белгородской области принадлежит эрозии и оползневым процессам. С эрозионными процессами связано развитие таких форм, как овраги и балки, создающие здесь своеобразный овражно-балочный рельеф. Образование и развитие оползней связано с широким распространением склонового типа местности. Эти виды ЭГП являются одними из основных показателей неблагоприятного эколого-геоморфологического состояния территории области.

Энергию и интенсивность протекания данных экзогенных процессов в основном обуславливают глубина вертикального расчленения рельефа и уклоны земной поверхности. В Белгородской области глубина вертикального расчленения изменяется от 20 до 110 м. Большую часть территории занимают ареалы со средним и значительным расчленением (60–80 м и 80–100 м). Высота водоразделов, склонов и их крутизна достаточны, чтобы временные потоки достигали размывающих скоростей. На долю склоновых земель области с крутизной – 3–8° приходится 30% ее территории и около 5% имеет крутизну более 10°. Наличие таких углов наклона обуславливает формирование овражно-балочного рельефа.

Эрозионные процессы. Из 2145,8 тыс. га сельскохозяйственных угодий области 60% поражено эрозией, из них 1,5% находится под оврагами. В результате интенсивной эрозии с пахотных земель области ежегодно смывается от 7 до 14,5 млн тонн почвы, что соответствует смыву от 0,5 до 1,2 мм в год, а это в 2–7 раз больше естественного почвообразовательного процесса [7].

Значительную опасность эрозия представляет и для других компонентов природы, а также объектов хозяйственной инфраструктуры. Негативное косвенное влияние эрозии проявляется многопланово в виде: а) сокращения площадей пастбищ и сенокосов в поймах рек и днищах балочных систем из-за наносов, поступающих из активно развиваемых оврагов; б) загрязнения водоемов удобрениями, ядохимикатами, пестицидами и тяжелыми металлами, выносимыми талыми водами с полей; в) увеличения затрат на гидротехнические сооружения при прокладке дорог, трубопроводов и других видов коммуникаций в эрозионно опасных местах. Кроме того, многие эрозионные формы рельефа служат местом складирования промышленных и бытовых отходов, а они, как известно, характеризуются слабой защищенностью подземных водоносных горизонтов, вследствие чего загрязняющие вещества могут легко проникать на значительную глубину и представлять потенциальную опасность для человека, использующего загрязненные воды для питьевого водоснабжения.

Помимо эрозионных процессов, уклоны земной поверхности также оказывает влияние на механизм и интенсивность проявления оползневых процессов, которые образуются на склонах крутизной от 3–70 и более.

Оползни. В Белгородской области оползневые процессы развиваются под влиянием двух групп факторов: природных и техногенных. Густая и глубоко врезанная долино-балочная сеть осложнена мелкими оползневыми деформациями и оплывинами, локализирующимися на крутых склонах оврагов и балок.

В Белгородской области оползневые процессы наиболее интенсивно проявились в восточной и центральной частях, несколько меньше – в юго-западной и значительно реже в – северо-западной (отсутствуют характерные для других частей территории участки сплошного или интенсивного развития оползней).

В восточной части области ареалы с высокой степенью интенсивности проявления оползневых процессов приурочены к водораздельным участкам левосторонних притоков рек Тихой Сосны и Оскола. К югу, в верховьях рек Ураева и Айдар, интенсивность снижается. На остальной территории (левобережье реки Оскол, бассейны рек Тихой Сосны и Айдара) наблюдается средняя интенсив-

ность проявления оползневых процессов. Здесь они развиты в однородных (в большинстве случаев четвертичных) неслоистых породах. Поверхность скольжения их неровная и в основном определяется силами сцепления оползающих пород. Это в основном оползни первого порядка, захватывающие ранее не вмещающие породы. Оползни второго порядка встречаются реже. Их образование чаще всего связано с возобновлением интенсивности старых оползней в результате изменения базиса эрозии или искусственного подтопления.

Наиболее пораженными участками в центральной части области являются верховья правых протоков р. Оскол: реки Орлик, Халань, Холок, междуречья правых притоков рек Нежеголи, Кореня и Корочи. Оползни центральной части области по классификациям, как правило, относятся к оползням первого порядка, асеквентным, по механизму смещения в основном к оползням течения, реже — скольжения. По возрасту, в подавляющем большинстве, это современные оползни четвертичного возраста. Размеры оползней варьируют в широких пределах.

Интенсивность оползневых процессов резко снижается в западном направлении. Так, в бассейне р. Ворсклы, несмотря на высокую в целом расчлененность территории, оползневые процессы слабо развиты и не играют доминирующую роль в общей пораженности территории ЭГП.

В северо-западной части оползни встречаются крайне редко, лишь по долинам рек бассейна Сейма. Наиболее распространены оползни без ясных границ, представляющие собой результат медленного пластического течения склонов, которые в данном районе не отличаются крутизной ($5 - 10^\circ$).

Формирование техногенных оползней связано с переувлажнением грунтов и подрезкой основания оползнеоопасных склонов при строительстве и эксплуатации транспортных магистралей, а так же перегрузкой грунтов от движущегося транспорта.

Карст развит в турон-маастрихтском инженеро-геологическом комплексе, включающий в своем составе мел и отдельные терригенные отложения, преимущественно карбонатного происхождения. Существенную роль в активизацию карстовых процессов вносит антропогенный фактор, способствующий усилению агрессивности природных вод.

Карстовые формы в Белгородской области представлены в основном двумя морфогенетическими типами: поверхностным и погребенным.

К поверхностным карстовым формам относятся карры, поноры, воронки, блюдца, котловины, провальные колодцы и карстовые трещины. Особенно широкое развитие в области получили лунковые и ячеистые карры. Приурочены они обычно к крутым меловым склонам речных долин, балок, оврагов, чинков и платообразных останцов. Максимальная плотность мелового карста в области достигает 50 шт./км². Особенно интенсивно закарстованы междуречья Убля — Котел, Псел — Пселец. Несколько меньшими величинами карстовых форм (10—25 шт./км²) характеризуются верховья рек Короча и Корень, Тихая Сосна, Черная Калитва, Айдар.

Суффозия. Суффозионные формы приурочены в основном к поймам и первым двум надпойменным террасам рек Северский Донец, Оскол, Сейм, а также к бассейнам рек северо-восточной части области — к площади распространения ледниковых отложений. Выражается суффозия на поверхности в виде деформаций и образований блюдцеобразных западин диаметром 50—200 м и глубиной 1—2,5 м. Они препятствуют сельскохозяйственному освоению территории в местах их распространения.

Эоловые процессы. На территории области эоловые формы рельефа представлены бугристыми грядами песками и дюнами. Источником образования эоловых форм рельефа служат разнозернистые пески. Дюны наиболее развиты по долинам рек Оскол, Северский Донец и его притока Нежеголи, а также реки Тихая Сосна. Представлены они навеванием гряд песков фронтом 1,0—1,5 км и мощностью 2—5 м. Одной из разновидностей эоловых процессов является дефляция, которая на территории области приурочена к почвам легкого механического состава — песчаным и супесчаным. Доля дефлированных почв среди общей площади почв области невелика — только 26,6 тыс. га, или менее 1%.

Абразия на территории области имеет локальное распространение. Она характерна для берегов Старооскольского и Белгородского водохранилищ и ряда других искусственных водоемов. Абразионные меловые уступы в правобережной части Белгородского водохранилища стали неотъемлемой частью береговых ландшафтов.

Заболачивание. Из-за высокой дренированности территории области речной и овражно-балочной сетью болота не имеют широкого распространения. Заболоченные земли в основном сосредоточены в поймах рек и в зонах техногенного подтопления Белгородского водохранилища.

Техногенный морфогенез и антропогенная морфоскульптура. Анализ техногенного морфогенеза позволил нам выделить на территории Белгородской области следующие типы антропогенного рельефа (морфоскульптур):

- горнопромышленный (карьеры, шахты, отвалы, хвостохранилища и т. д.);
- урбанизированный (города, крупные населенные пункты);
- водохозяйственный (пруды, водохранилища, каналы);
- агрогенный (пашня, сады, поля орошения, пастбища, террасы на склонах и т. д.);
- линейно-транспортный (автомобильные и железные дороги, трубопроводы, ЛЭП);

- техногенно-накопительный (свалки промышленных и бытовых отходов, пруды-испарители, отстойники);
- бelligеративный (окопы, оборонительные противотанковые рвы, воронки от авиабомб и снарядов и т. д.);
- антропогенно-реликтовый (курганы, земляные валы, оборонительные сооружения).

Принципы и методы картографирования ЭГП

В настоящее время изучение современных процессов экзоморфогенеза основывается на развитии новой парадигмы в геоморфологии – системно-динамического анализа, которая получила развитие в трудах А. П. Дедкова, В. М. Мозжерина [4], В. Б. Выркина [2] и др. Согласно их представлениям, системно-динамическая парадигма ориентирует исследователей на познание систем процессов в их взаимосвязях и взаимодействиях, формирующих современный облик рельефа конкретных территорий. При этом основой для использования системного подхода может служить концепция «ведущего процесса». Именно ведущие процессы, по мнению Л. Н. Ивановского, З. А. Титовой, В. Б. Выркина [3, 5], являются основными элементами системы. Их сочетание и взаимосвязи в пространстве и во времени характеризуют структуру системы в целом и определяют ее наиболее устойчивые свойства. Только ведущие процессы удовлетворяют оптимальному выбору между абстрагированием и конкретным объективным отражением реальной геоморфологической действительности и позволяют определить важнейшие закономерности формирования и развития рельефа.

Одной из насущных задач геоморфологических исследований является картографирование современных экзогенных процессов рельефообразования. Создание таких карт имеет научное и прикладное значение. Однако создание таких карт имеет свои трудности, связанные с многообразием проявления в природе ЭГП. Выход из этой ситуации многие исследователи видят в использовании принципа абстрагирования, реализуемого на высоком уровне, который позволяет выявить главные факторы и тенденции развития рельефа.

Как известно, ведущие процессы могут рассматриваться в генетическом и пространственном аспекте [3]. В первом случае ведущий процесс определяет форму рельефа и условия протекания сопутствующих ему процессов. Выделение ведущего процесса обычно не вызывает больших затруднений. Сложнее обстоит дело с выделением ведущего процесса в пространственном аспекте, из-за отсутствия гомогенных ареалов ЭГП, т. е. одного действующего процесса. Поэтому стержневой проблемой составления подобных карт является их генерализация, осуществляемая методом отбора наиболее существенного и типичного в процессах рельефообразования.

При картографировании ведущих процессов рельефообразования широко используется принцип системности, позволяющий сопряжено изучать процессы, группирующие парагенетические единства [6].

При выделении ведущих процессов рельефообразования в Белгородской области нами учитывались три основных параметра ЭГП: площадь распространения, продолжительность и прерывность их протекания и интенсивность развития. Эти параметры ЭГП выявлялись визуально в полевых условиях и при использовании материалов дистанционного зондирования поверхности Земли (аэрофото- и космоснимки различных масштабов).

Сама методика картографирования современных экзогенных процессов рельефообразования довольно подробно изложена в трудах В. Б. Выркина [3] и других исследователей. Здесь мы лишь отметим, что специфика рассматриваемого картографирования ЭГП заключается во взаимосвязанной характеристике ведущих процессов, форм или комплексов форм рельефа. Такие карты представляют собой синтез геоморфологических карт и карт процессов.

На основании изложенных выше принципов и методов нами были составлены карты основных ведущих процессов ЭГП и форм рельефа для территории Белгородской области в масштабе 1 : 200 000 (развития эрозионных процессов, оползнеобразования, распространения карстово-суффозионных процессов, дефляции и др.). При этом особое внимание уделялось техногенному морфогенезу, который на территории Белгородской области имеет широкое распространение из-за высокой степени техногенной трансформации рельефа [8, 9].

Районирование современных экзогенных процессов рельефообразования

Районирование современных рельефообразующих процессов представляет важный завершающий этап геоморфологических исследований. Районирование ЭГП позволяет с помощью анализа структуры конкретной территории (основных ведущих процессов, особенностей их пространственных сочетаний и учета индивидуальных характеристик) находить черты сходства и различия в современном развитии рельефа и выделять по этому признаку территориальные единицы, совокупность которых отражает дифференциацию рассматриваемого региона по характеру и степени проявления экзогенного морфогенеза.

По условиям и степени проявления современных экзогенных процессов с учетом современной неотектоники авторами исследования проведено геоморфологическое районирование территории Белгородской области.

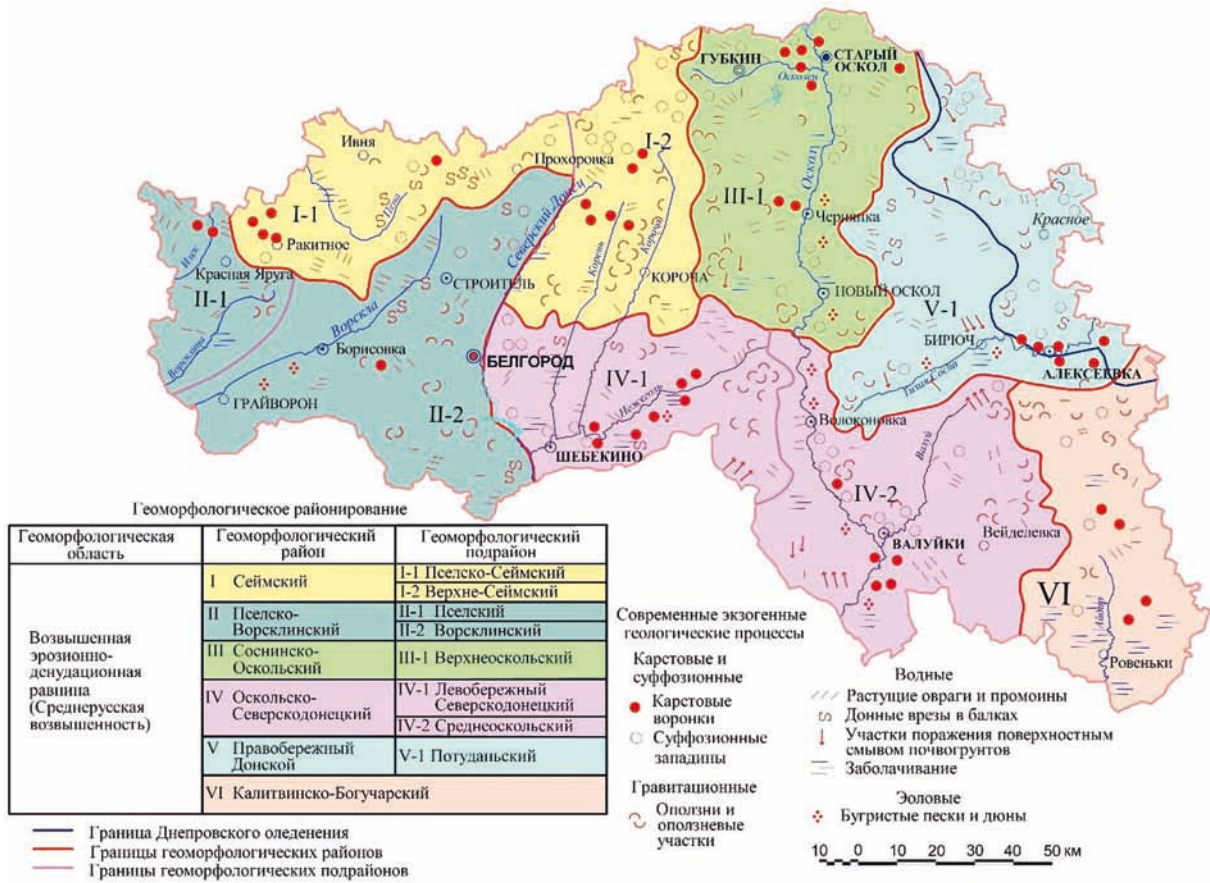


Рис. 1. Схема геоморфологического районирования территории Белгородской области

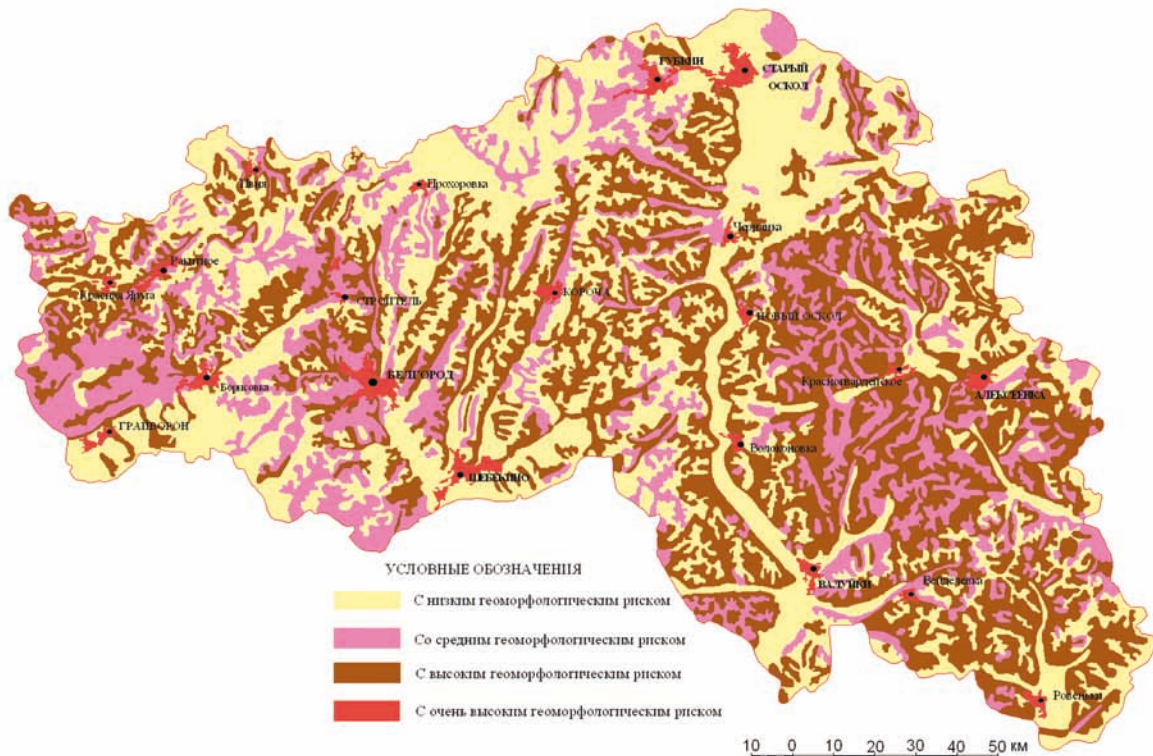


Рис. 2. Карта геоморфологических рисков территории Белгородской области

Основной единицей схемы геоморфологического районирования является область, отвечающая неотектонической структуре I порядка – Среднерусской возвышенности – т. е. область возвышенной эрозионно-денудационной равнины. В границах Белгородской области эта область объединяет 6 геоморфологических районов и 9 подрайонов, которые приведены ниже на карто-схеме (рис. 1). Подробная характеристика геоморфологических районов приведена в докладе.

Основными характеристиками, отражающими степень опасности и риска ЭГП, являются: интенсивность и активность их проявления, мощность (параметры) и скорость протекания, обусловлен-

ные в значительной мере генезисом процессов. Интенсивность определяется коэффициентом пораженности, выражающим отношение площади (длины, числа) всех форм проявления данного процесса (независимо от возраста) ко всей площади участка. Активность выражается через отношение действующих форм конкретного процесса на данном участке к общему числу этих форм. Мощность определяется размерами форм проявления процесса, чаще всего — это площадь и объемы. Важнейшим параметром опасности является скорость.

С учетом указанных выше параметров проявления ЭГП и их влияния на экологическую обстановку, условия проживания и хозяйственную деятельность населения была составлена карта геоморфологических опасностей и рисков Белгородской области (рис. 2). На этой карте выделены четыре группы ареалов с различным уровнем геоморфологической опасности и риска: с низким геоморфологическим риском (водораздельные пространства и слабо покатые склоны с углом наклона земной поверхности до $2-3^\circ$); со средним геоморфологическим риском (приводораздельные склоны с углом наклона до 5°); с высоким геоморфологическим риском (склоны речных долин и крупных овражно-балочных систем с уклонами от $5-10^\circ$ и более), а также береговые уступы водохранилищ; с очень высоким геоморфологическим риском (селитебные и горнопромышленные территории).

Таким образом, возникновение неблагоприятных экологических ситуаций может быть вызвано экстремальными проявлениями как отдельных экологически опасных экзогенных процессов, так и совместными их сочетаниями.

Литература

1. Белоусова Л. И. Региональные особенности развития и распространения экзогенных геоморфологических процессов на территории Белгородской области [Текст] / Л. И. Белоусова // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Сер.: Естественные науки. 2011. №3(98), вып. 14. С. 162–169.
2. Выркин В. Б. Классификация экзогенных процессов рельефообразования // География и природные ресурсы. 1986. №4. С. 20–24.
3. Выркин В. Б. Современные экзогенные процессы рельефообразования: картографирование, анализ структур, районирование // География и природные ресурсы. 2008. №4. С. 123–129.
4. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Современные тенденции развития геоморфологии // М.: Наука, 1988. С. 205–212.
5. Ивановский Л. Н., Титова З. А., Выркин В. Б. Проблемы прогноза современных процессов рельефообразования // География и природные ресурсы. 1983. №4. С. 20–25.
6. Кашменская О. В., Хворостова Концепция картографирования геоморфологических систем. Новосибирск: Изд-во Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1989. 13 с.
7. Милащенко Н. З., Акулов П. Г. Научные основы расширенного воспроизводства плодородия почв в ЦЧО. В кн.: Повышение эффективности земледелия и агропромышленного производства Белгородской области. М.: Росагропромиздат, 1990. С. 4.
8. Петина В. И. Антропогенный морфогенез на территории Белгородской области и его экологические последствия / В. И. Петина, Н. И. Гайворонская, Л. И. Белоусова // Изменения состояния окружающей среды в странах содружества в условиях текущего изменения климата. М.: Медиа-Пресс, 2008. С. 224–229.
9. Петин А. Н. Антропогенный морфогенез и техногенная трансформация рельефа на территории Белгородской области / А. Н. Петин, В. И. Петина, Н. И. Гайворонская, Л. И. Белоусова // Антропогенная геоморфология: наука и практика: Материалы XXXII Пленума Геоморфологической Комиссии РАН, Москва-Белгород: Изд. Дом «Белгород», 2012. С. 93–98.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СОЧИНСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛУСТАЦИОНАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ)

*В. Р. Беляев, Ю. Р. Беляев, С. И. Болысов, В. Н. Голосов, Ю. С. Кузнецова,
Н. Н. Луговой, Е. Д. Шереметская*

Географический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва, sheremetskaya@gmail.com

MODERN GEOMORPHIC PROCESSES AND HAZARDS WITHIN THE SOCHI AGGLOMERATION (REPEATED OBSERVATION RESULTS)

*V. R. Belyaev, Yu. R. Belyaev, S. I. Bolysov, V. N. Golosov, Y. S. Kuznetsova,
N. N. Lugovoy, E. D. Sheremetskaya*

Lomonosov Moscow State University, Geographical Department, Moscow, sheremetskaya@gmail.com

Сочи — крупнейший курортный центр России. Количество отдыхающих в пик летнего сезона в отдельные годы здесь превышает постоянное население (более 440 тыс. чел.). Активный приток капиталов, населения и масштабное строительство, связанные с проведением зимних Олимпийских игр в 2014 году, дают возможность городу реализоваться в качестве полноценной, крупной агло-

мерации. Основные населенные пункты, входящие в состав муниципального образования «Город-курорт Сочи», тяготеют к долинам рек и узкой прибрежной полосе, ограниченной низкогорьями, что обуславливает ограниченность земельных ресурсов, пригодных для размещения жилых и туристических комплексов, объектов хозяйственной инфраструктуры. В процессе развития города используются как «точечные», не освоенные до настоящего момента площади среди сложившейся застройки, так и крутые (до 30°) склоны, днища речных долин, свободные участки береговой зоны.

Территория Сочи характеризуется набором природных и антропогенных особенностей, благоприятствующих активному развитию современных экзогенных процессов (в т. ч. опасных). В геологическом отношении район расположен в области развития покровно-складчатой флишевой зоны, с чередованием легко разрушающихся алевролитов, аргиллитов, мергелей и песчаников. Регион входит в зону 8–9 балльных землетрясений. Горный рельеф обладает высоким энергетическим потенциалом, характеризуется значительными перепадами высот в сочетании с широким распространением крутых (15–35°) склонов. Мощным фактором рельефообразования выступает субтропический климат, характеризующийся огромным количеством осадков, часто выпадающих в виде ливней, и высокими среднегодовыми температурами. За последние 10 лет количество осадков составило около 1700 мм/год, из них порядка 1400 мм/год приходилось на стокоформирующие. Среднегодовые температуры колебались в пределах 13–17°С с годовой амплитудой до 22°С. Сочетание особых геологических, геоморфологических и климатических условий с высокой антропогенной нагрузкой обуславливает необходимость мониторинга темпов и проявлений рельефообразующих процессов, оценку геоморфологических опасностей для строительства и эксплуатации объектов городской инфраструктуры.

Полустационарные исследования экзогенных процессов сосредоточены на выявлении скоростей выветривания типичных горных пород, изучении динамики процессов массового смещения рыхлого чехла (крипе), линейной эрозии временных водотоков и русловой эрозии малых рек, суффозии, береговых процессов. Большая часть стационаров расположена на водосборах левых притоков долины р. Бзугу – долине руч. Селецкая щель и Коренном овраге. Наблюдения за береговыми процессами проводятся на участке побережья между устьями рек Лоо и Псоу.

Для изучения скоростей выветривания горных пород (комплексный стационар в Коренном овраге) был выбран метод, опробованный Г. С. Ананьевым в Карпатах в 1970–80-е гг. [1]. Отобранные образцы местных горных пород валунной размерности взвешиваются, описываются, фотографируются и помещаются на дневную поверхность и в грунт в упаковке, проницаемой для воздуха, воды, температурных колебаний, но препятствующей удалению выветрелого материала. В феврале 2006 г. было отобрано два комплекта образцов алевролита, аргиллита и песчаника (по одному образцу каждой породы в комплекте). Один комплект помещён в грунт на глубину 0,30 м, другой – на дневную поверхность. Повторные вскрытия стационара проводились зимой 2007 и 2013 гг. (табл. 1).

Установлено, что более всего выветриванию подвержен аргиллит, обладающий наибольшей, среди изучаемых пород, теплопроводностью. Уже за 1-ый год образец на дневной поверхности из монолитной породы превратился в совокупность оскольчатых обломков щебнистой размерности. Образец в грунте подвергся подобным изменениям за 7 лет. Остальные обломки в целом сохранили первоначальную форму. Результаты измерений показали, что максимальные скорости выветрива-

Таблица 1

Результаты изучения динамики выветривания обломков горных пород на стационаре в овраге Коренной

	Основной обломок				Неперемещённый мелкозём		Суммарные потери вещества, %/год		
	Масса образца, граммы		Скорость выветривания (2006–2013 гг.)		Масса в 2013 г., граммы	Скорость формирования, %/год	2006-2007	2007-2013	2006-2013
	2006 г.	2013 г.	%/год*	мм/год**					
Образцы на дневной поверхности									
Алевролит	2383	2260	0,7	36,5	28	0,2	2,6	0,3	0,6
Песчаник	1978	1652	2,4	47,1	22	0,2	13,8	0,4	2,3
Аргиллит	1117	основной обломок не сохранился		44,5	581	7,4	6,6	0,1	1,0
Образцы на глубине 0,30 м									
Алевролит	946	915	0,5	23,1	6	0,09	1,7	0,1	0,4
Песчаник	1382	1118	2,7	42,5	78	0,8	15,7	–	1,9
Аргиллит	269	основной обломок не сохранился		27,1	27	1,4	10,4	0,1	1,6

* - здесь и далее процент высчитан относительно первоначальной массы образца в 2006 г.

** - скорость выветривания высчитывалась на основании аппроксимации формы образца простыми геометрическими фигурами – усеченной призмой и параллелепипедом. При расчете скоростей выветривания аргиллита использовался максимально крупный из сохранившихся к 2013 г. обломков.

ния отдельно взятого образца горной породы (в мм/год) фиксируются для песчаника, обладающего высокой пористостью и относительно слабой силой сцепления между составляющими его отдельными зернами, минимальные – для алевролита. При этом у песчаника скорость сопоставима для образцов в разных условиях залегания, а у образцов аргиллита и алевролита – повышена на дневной поверхности.

Скорость формирования неперемещённого мелкозёма – элювия – максимальна для аргиллита, вне зависимости от его положения и воздействия внешних факторов среды. Однако на поверхности, этот процесс протекает активнее. Скорости формирования песчанистого и алевролитисто-глинистого элювия песчаников и алевролитов на поверхности практически равны, в то время как, попадая в толщу рыхлых отложений, затронутых процессами почвообразования, песчанистый мелкозём высвобождается быстрее.

Суммарные потери вещества отражают скорости денудации. При их оценке необходимо учитывать механический вынос не растворённого материала в результате просеивания глинистых частиц через сетку упаковки непосредственно на стационаре, при промачивании и прорастании корнями растений, вынос растворенного вещества фильтрующейся через упаковку водой, субъективные потери при извлечении, транспортировке и измерении образцов. Допуская, что субъективные потери минимальны, можно выстроить следующий ряд горных пород по степени увеличения скоростей денудации: алевролит – аргиллит – песчаник. Для алевролитов и песчаников скорость денудации выше в условиях их расположения на дневной поверхности, для аргиллитов – тенденция обратная.

Изучение процессов медленного массового смещения рыхлого чехла (крипа) проводится на двух стационарах. Стационар в долине руч. Селецкая щель был организован в 1977 г. группой исследователей под руководством А. А. Ажигирова при участии В. Н. Голосова. Повторные наблюдения проводились в 1980 и 1986 гг. Затем ряд наблюдений был прерван и возобновлен авторами в 2005 и 2013 гг. Удалось восстановить два шурфа на правом борту долины. В исследованиях использовался метод Янга, основанный на применении постоянных и смещающихся реперов. На основании проведённых измерений можно говорить об изменении скоростей крипа в толще покровного чехла и в разных частях склона, провести сопоставление последних данных с результатами прошлых лет [2, 3].

Для смещающегося покрова характерно общее убывание скоростей движения сверху вниз, что связано с уменьшением воздействия колебаний температуры и влажности с глубиной. В верхней части склона скорости смещения покровного чехла изменяются от 59,06 мм на глубине 0,15 м за период с 2005 по 2013 гг. до 34,64 мм на глубине 0,45 м и 28,57 мм на глубине 0,75 м. В средней части склона шпилька в приповерхностной части чехла была нарушена; на глубине 0,45 м смещение составило 9,61 мм, на глубине 0,75 м – 11,21 мм. Обращает на себя внимание тот факт, что общие скорости смещения в верхней части склона (шурф 1) во всей толще грунта и для всех периодов оценки больше, чем ниже по склону (шурф 2). Это может быть связано с максимальным воздействием колебаний влажности и температуры грунта на приводораздельную и примыкающие к ней поверхности.

Значительный рост скоростей смещения (табл.2) за последнее десятилетие (почти в два раза относительно измерений 2005 г.) связан, скорее всего, с резким увеличением антропогенной нагрузки на территорию (по водоразделу проложена дорога и ведутся строительные работы).

Второй стационар по изучению крипа был заложен в Коренном овраге в 2006 г. Здесь использовался метод лунок, пробуренных на всю глубину рыхлого чехла в средней части склона и наполненных толченым кирпичом. Повторное вскрытие лунок позволяет получить скорости крипа относительно неподвижных реперов и наблюдать непрерывную эпюру смещения.

Полученные скорости оказались на порядок выше, чем значения, полученные для Селецкой щели. В приповерхностном слое скорость смещения составила 75 мм, на глубине 40 см – 45 мм,

Таблица 2

Скорости массового смещения материала по склону
(по материалам собственных наблюдений и данных А. А. Ажигирова, В. Н. Голосова, 1990)

период оценки, гг.	1980 – 1986			1980 – 2005			2005 – 2013			1980 – 2013		
	по склону	по вертикали	результатирующее	по склону	по вертикали	результатирующее	по склону	по вертикали	результатирующее	по склону	по вертикали	результатирующее
шурф 1	2,19	3,60	2,41	2,25	0,43	2,34	4,20	-0,46	4,70	2,72	0,10	2,91
шурф 2	2,42	2,54	2,23	1,72	0,00	1,97	3,50	-1,76	4,17	2,15	-0,43	2,50

на глубине 80 см – 25 мм за 7 лет. Большая часть факторов, влияющих на темпы процессов смещения чехла, сильно не отличается на двух рассмотренных водосборах. Наиболее вероятная причина высокой вариабельности темпов крипа может быть связана с характером залегания коренных пород. В случае выхода флишевых пластов под углом к поверхности склона, характер контакта будет неровным в связи с разными скоростями выветривания местных пород. Такая «щетка» будет удерживать рыхлый чехол на склоне. В случае залегания коренных пород с падением параллельно склону, поверхность напластования выступает в качестве дополнительного «ускорителя» процессов массового смещения рыхлого чехла.

Динамика антропогенно спровоцированной линейной эрозии изучается на примере системы форм, включающей в себя крупный эрозионный врез и приуроченные к нему многочисленные эрозионные борозды. Система располагается на правом борту долины руч. Селецкая Щель. Первоначально склон был задернован и, по-видимому, не был подвержен активным эрозионным процессам, кроме существовавшего оврага. Позже, при строительстве плотины, со склона по левому борту оврага была произведена выемка грунта. Образовавшийся карьер имеет правильную, почти прямоугольную (110×40 м) в плане форму; дно характеризуется уклоном 5–10° в сторону правой стенки, что совпадает с падением пластов коренных пород на юго-запад. Несмотря на то, что дно карьера в рамках рекультивации было засеяно многолетними травами, произошла активизация эрозионных процессов, поскольку морфология выемки предопределила наличие искусственного линейного понижения в тыловом шве под правым склоном. В этом понижении происходила концентрация стока, а впоследствии сформировался новый врез, унаследовавший местоположение старого оврага. Можно предположить, что ливневые дожди высокой интенсивности выпали вскоре после засева карьера, когда противоэрозионная устойчивость всходов многолетних трав была еще крайне низкой. В результате, весь засев был полностью смыт и до сих пор на этом участке склона растительность практически отсутствует.

Днище бывшего карьера осложнено сложной системой эрозионных борозд и промоин, впадающих в основной овраг под углом, близким к 30°. В 2013 г. насчитывается около 14 основных разветвленных борозд, в то время как по подсчетам 2005 г. их количество составляло 17 штук. Первоначальное формирование системы борозд связано, по всей видимости, с экстремальным стоком при крайне малой площади их водосбора. На межбороздовом пространстве протекает плоскостной смыв при влиянии подповерхностного стока, формирующегося по кровле аргиллитов. В результате происходит вымывание мелкозёма из трещин залегающих выше слоёв мергелей и алевролитов, облик отдельных участков дневной поверхности начинает напоминать «булыжную мостовую».

При организации стационара в 2005 г. были проведены измерения системы малых эрозионных форм методом «замеров водороин». В 2013 г. проведена подробная тахеометрическая съемка, с фиксацией тальвегов, тыловых швов днища и бровок всех эрозионных форм – борозд, промоин и главного оврага. По результатам съемки рассчитаны объемы МЭФ.

В настоящее время объем главного оврага составляет примерно 674 м³. В 2005 г. этот параметр был близок к 250 м³. Налицо существенное увеличение размеров оврага, в первую очередь за счет боковой эрозии и некоторого углубления в среднем течении. Линейный рост формы был очень ограничен. Это обусловлено тем, что уже по состоянию на 2005 г. овраг практически полностью выработал максимально возможную длину для данной площади и формы водосбора, отсутствия почвенно-растительного покрова, литологии коренных пород и режима стока. Суммарный объем выноса материала из борозд и промоин в 2013 г. составил около 109 м³ против 70 м³ в 2005 г. Общий объем эрозионной сети в настоящее время равен приблизительно 787 м³. В 2005 г. он был в 2,5 раза меньше и составлял около 320 м³. Таким образом, можно говорить о крайне высоких скоростях эрозионных процессов во временных водотоках в районе г. Сочи при способствующем им антропогенном воздействии (уничтожение почвенно-растительного покрова). В то же время, необходимо учесть различную точность использованных методов измерения, так как в 2005 г. замеры объемов МЭФ основывались на измерениях характерных площадей поперечных профилей рулеткой с последующим измерением длин и интегрированием. Очевидно, что подробная тахеометрическая съемка с использованием высокоточного геодезического оборудования позволяет выполнить детальную оценку объемов МЭФ и прямое сравнение результатов должно учитывать этот факт.

На территории Сочи активно протекает суффозия. Ключевой участок по её изучению находится в привершинной части северо-западного склона горы Луковой. Это система воронок, каналов и тоннелей, приуроченная к крупной ложбине с пологим днищем. Её образование, видимо, связано с общим проседанием поверхности в результате активного вымывания материала рыхлого чехла. Стационар был организован зимой 2005 г. В настоящий момент имеется ряд из четырех систем замеров параметров форм (ширины по бровкам и по днищу, глубины, расстояния между формами) – февраль и сентябрь 2005 г., февраль 2006 и 2013 гг. В первые два года измерения проводились с использованием рулетки и GPS-приёмника относительно системы из трёх жестких реперов. В 2013 г.

Результаты расчета объемов суффозионных форм на СЗ склоне г. Луковая

	Зима 2005 г.	Сентябрь 2005 г.	Зима 2006 г.	Зима 2013 г.
Общее количество измеренных воронок, шт	60	65	7	26
Общий объем воронок, м ³	60,6	36,6	43,2	77,17
Общее количество крупных воронок, шт.	3	4	4	6
Общий объем крупных воронок, м ³	60,3	36,1	42,5	76,74
Общее количество измеренных каналов, шт.	3	3	–	3
Общий объем измеренных каналов, м ³	14,4	19,4	–	9,4

проведена тахеометрическая съемка. Расчеты объемов открытых форм (табл. 3) производились с помощью «приближения» их к простым геометрическим фигурам (цилиндр, куб и т. д.).

С февраля по сентябрь 2005 г. произошло практически повсеместное уменьшение максимальной глубины суффозионных воронок. В течение первой половины года осадки выпадают неравномерно, характерны экстремальные ливни, приводящие к активизации, прежде всего, оползневых и эрозионных процессов. Для открытых суффозионных форм это период уменьшения объемов в результате заплывания, заваливания отсевшими или подмытыми блоками породы. При этом экстремальные события сменяются периодами с настолько небольшим количеством осадков, что энергии потока не хватает для активного выноса материала. С сентября 2005 г. по февраль 2006 г. общий объем открытых форм увеличивается, преимущественно, за счет всех крупных воронок. Вторая часть года (конец лета – осень) характеризуется не такими экстремальными, но практически постоянными во времени осадками. Видимо, именно этот сток осуществляет постепенное «освобождение» воронок и вынос большей части накопившегося материала по подземным тоннелям за пределы основной суффозионной системы.

Замеры воронок, проведенные зимой 2013 года, позволяют говорить о многолетних темпах роста открытых суффозионных форм. За семилетний период их общий объем увеличился почти в два раза, а ежегодные потери материала составили около 5 м³/год, что сравнимо с объемом наиболее крупных воронок в данной системе.

Прирост объемов каналов, сосредоточенных в гипсометрически нижней части системы, осуществляется значительно медленнее. Видимо, это связано с тем, что основная сила потоков в нижней части склона тратится не столько на развитие «местных» суффозионных форм, сколько осуществляет вынос поступающего «сверху» материала. Замеры каналов в 2013 г. показывают заметное уменьшение их объемов. Это связано с активными строительными работами (в непосредственной близости от системы каналов проложена бетонная дорога), в ходе которых естественная система была нарушена.

Полевое обследование берегов Чёрного моря на участке между устьями рек Лоо и Псоу позволило выделить 5 типов берегов: абразионный, абразионно-денудационный, абразионно-аккумулятивный, аккумулятивный и техногенный. Наиболее часто встречаются абразионно-аккумулятивные берега.

Практически на всем протяжении исследованного участка берега возведены берегозащитные сооружения, имеющие различную степень сохранности и эффективности. Как правило, используются пассивные продольные конструкции (волноотбойные стенки, волноломы, волногасящие наброски фигурных массивов, габионы) и поперечные активные конструкции (морские буны). Основным средством защиты выступают буны и волноотбойные стенки. В связи с активным освоением береговой зоны и строительством новых объектов, в том числе портов и объектов олимпийской инфраструктуры, возникает необходимость дополнительной защиты берегов. Это проявляется в наличии экспериментальных участков берегозащиты и возведении новых набережных. Так на участке от мыса Константиновский до нового Имеретинского порта сооружена экспериментальная полупроницаемая конструкция, состоящая из бетонных блоков размерностью 1×1×1 м. Однозначной оценки эффективности берегозащитных сооружений на исследуемом участке побережья дать нельзя. Одни участки защищены удовлетворительно, на других – защитные мероприятия проведены с нарушением строительных норм и правил. Важной проблемой является снижение функциональной работоспособности берегозащитных сооружений в связи с окончанием срока их эксплуатации.

Таким образом, полустационарные и стационарные наблюдения на ключевых участках в пределах активно развивающейся и трансформирующейся территории города-курорта Сочи призваны уточнить представления о механизме и оценке интенсивности современных рельефообразующих процессов. Подобные исследования могут стать надежной основой для выработки рекомендаций по районным планировкам и проектированию, разработки систем защиты существующих и строящихся объектов от опасных геоморфологических процессов.

Литература

1. Ананьев Г. С. Стационарные исследования геоморфологических процессов на территории бывшего СССР. Геоморфология. 1992. №4. С. 33–41.
2. Ажигиров А. А., Голосов В. Н. Оценка медленных смещений почвенно-грунтовых масс при инженерно-географических исследованиях. Геоморфология. 1990. №1. с. 33–39.
3. Болысов С. И., Голосов В. Н., Григорьева Т. М., Деркач А. А., Кузнецова Ю. С., Маркелов М. В. Современные геоморфологические процессы как условие развития города-курорта Сочи. Сб.: Рекреационное природопользование, туризм и устойчивое развитие регионов. Материалы международной научно-практической конференции. Барнаул, 2007. С. 66–71

**АДАПТАЦИЯ ПРИНЦИПОВ ЭКОЛОГО-ЛИТОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА К ОЦЕНКЕ СОСТОЯНИЯ
ЗЕМЕЛЬ ДЛЯ ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ**

Н. А. Богданов

Институт Географии РАН, Москва, nabog@inbox.ru

**ECOLOGO-LITODINAMIC APPROACH PRINCIPLES ADAPTATION FOR ECOLOGO-GEOMORPHOLOGIC
TERRITORIAL STATUS EVALUATIONS CARTOGRAPHY**

N. A. Bogdanov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, nabog@inbox.ru

Освоение территорий изменяет исходное состояние окружающей среды. Трансформации прежде всего затрагивают геоморфологические условия, во многом определяющие качество экологической ситуации. Расширение сферы антропогенеза сопровождается ростом повторяемости природных явлений, активно генерирующих региональные и глобальные *литодинамические* процессы, которые преобразуют внешний облик Земли. Более 75% от общей повторяемости такого рода явлений приходится в настоящее время на гидрометеорологические события (ураганы, смерчи, наводнения, цунами и др.) [1]. Общеизвестна и масштабность антропогенного воздействия на окружающую среду.

Составляющие геоморфологических условий в определенном сочетании влияют на многогранный комплекс признаков качества жизни – опасность/безопасность, комфортность существования; санитария и гигиена; условия для творчества, лечения, отдыха, туризма и т. п. Принятие управленческих решений также во многом руководствуется экологически значимыми, в том числе и геоморфологическими, характеристиками среды. Их совокупность включает такие традиционные параметры, как: геологическое строение, наличие линейных элементов; динамика денудационно-аккумулятивных процессов; морфометрия, генезис, история развития рельефа; литологические характеристики, физико-механические свойства морфолитосистемы. Однако комплексные оценки ее устойчивости, равно как и отклика на природное и антропогенное воздействие, должны учитывать не только традиционные параметры среды.

Эколого-геоморфологическое состояние земель диагностируется и по геохимическим, токсикологическим, биологическим и другим характеристикам рыхлых отложений. Учитывать необходимо и возможные вторичные неблагоприятные механические, химические, патогенные и мутагенные последствия от воздействия измененной морфолитосистемы на здоровье человека, качество сопредельных сред, техническое состояние, сохранность и функционирование техногенных объектов (фундаментов зданий и сооружений, технических и транспортных средств, промышленно-хозяйственных коммуникаций, мест хранения продукции, полигонов утилизации отходов и др.).

Пристальное внимание должно уделяться и *загрязнению* среды, которое трактуется как накопление или избыточная аккумуляция ингредиентов, не свойственных ранее данной территории или не характерных для содержания в таких количествах веществ (химических, обломочного материала и др.) [2]. Процесс относится к разряду литодинамических, активно участвующих в рельефообразовании. К нему можно отнести многочисленные явления: заносимость судоходных фарватеров, аванпортов или автодорог; селевые потоки, скопления на дневной поверхности и в разрезе рыхлых отложений отходов и токсикантов (тяжелых металлов и радионуклидов, диоксинов, пестицидов, онкопатогенных углеводов и др.).

Диагностика и мониторинг совокупности таких параметров обеспечат оценку текущего состояния и прогноз тенденций развития рельефообразования, результаты которых представляются не только в цифровом, текстовом, табличном виде, но и нуждаются в наглядности.

Состояние окружающей среды с помощью данных о рельефе отражает геоморфологическая карта. Экологические ее разновидности относятся к разряду тематических специальных карт, пред-

назначенных для решения практических задач, включая прогноз развития ситуации при тех или иных состояниях и свойствах морфолитосистемы [3, 4]. На отображение территориальной неоднородности ее экологического состояния и ориентировано эколого-геоморфологическое картографирование.

Основные функции образно-графических произведений и требования к их изобразительности должны обеспечивать — *наглядность, лаконизм и доходчивость восприятия* продукции для разнообразных нужд потребителя. Однако именно эти моменты *технологии* эколого-геоморфологического картографирования, как показывает опыт, разработаны недостаточно (принципы, способы и приемы наглядной передачи информации). Понятие «*технология*» употребляется здесь как совокупность способов и средств производства данного вида продукции.

Для диагностики вещественно-энергетических (*литодинамических*) потоков применяется интегральный *эколого-литодинамический подход (ЭЛП)* [5]. Он представляет собой совокупность способов и приемов для решения теоретических и практических задач при оценке состояния территорий и выделении проблемных зон по морфолитодинамическим и геохимическим характеристикам. Оценки производятся операционной системой — комплексом мер и средств получения представлений о тестируемом объекте. Комплекс состоит из блоков-инструментариев: *принципы, индикаторы, трассеры, экспертные показатели* состояния земель и динамики среды. Принципы представляет последовательность основных правил диагностики: «*целесообразность — доминанта — оптимизация — нормирование — ранжирование*». Алгоритм применим как на суше, так и в прибрежной зоне моря, где оценивается, а на карте фиксируется пространственная неоднородность экологической ситуации. Отобразить подобную неоднородность, также порождаемую *литодинамикой* (процессами деструкции—аккумуляции), призвана и эколого-геоморфологическая карта.

Цель работы — адаптировать принципы *ЭЛП* к оценке состояния земель для эколого-геоморфологического картографирования.

Основное предназначение *ЭЛП* и эколого-геоморфологических карт во многом сходно. В правилах отбора информации для специальных геоморфологических карт во главу угла издавна также поставлен аналогичный подходу принцип «целесообразности» [3].

Целесообразность, в данном случае, касается технологии картографирования геоморфологических условий для определенного рода деятельности. Из совокупности характеристик выбираются *оптимальные* показатели (необходимые и достаточные), которые обеспечивают решение *доминирующей* (ключевой) задачи. *Доминантой* является выделение на местности и отражение на карте участков, дифференцированных по благополучию (или проблемности) эколого-геоморфологического состояния обследуемой территории. При дифференциации неоднородности используется комплекс экологически значимых и *оптимальных* для диагностики характеристик. В зависимости от ситуации ими могут быть морфометрические, морфологические, литологические, динамические, гранулометрические, геохимические, микробиологические, гигиенические и другие параметры среды. *Оптимизация* при картографировании обеспечивает рациональный выбор таких методов и технических средств отображения, как: а) *масштаб карты* и акцентирование передачи информации в соответствии с целевым назначением продукта; б) *позиционирование*, с учетом физиологических возможностей восприятия пользователем картографируемых объектов (точечных, площадных и линейных, включая границы геоморфологических систем); в) *дифференциацию* совокупности геоморфологических условий. Форма построения легенды должна *наглядно, лаконично и доходчиво — оптимально* фокусировать внимание потребителя образно-графической продукции на особенностях экологической ситуации с помощью главных диагностических признаков. Информативность карт увеличивается с использованием экологического *нормирования*. Оно обеспечивает *ранжирование* (разграничение, дифференциацию) качественного состояния территорий (опасного или безопасного) в зависимости от количественных показателей. Наиболее перспективны из них *интегральные*, опирающиеся на пороговые характеристики (гигиенические нормативы, лимитирующие параметры среды, фоновые концентрации веществ и аналогичные состояния ландшафта и т. п.).

Снижение риска негативных последствий той или иной человеческой деятельности предусматривает включение в легенду карты ряда ограничений. Например, в отношении устойчивости рельефа к механической трансформации — морфометрические, литологические, динамические, инженерно-геологические и др. Ограничения могут быть экогеохимические и эколого-гигиенические — как пороговые уровни загрязнения или разрушения цементирующего материала морфолитосистемы. Знание пороговых концентраций химических веществ и критических физических нагрузок позволит отделить области предсказуемости событий от районов спонтанного и технопланного их развития.

Особая ценность карт заключается в прогнозе — оценке возможности прямого или вторичного опасного воздействия измененной морфолитосистемы на сопредельные среды и здоровье человека (динамического, токсикологического, радиологического, бактериологического и др.). Очаги, таящие угрозу такого рода воздействий, позиционируются как *геоморфологически проблемные зоны*, наличие которых повышает неоднородность состояния освоенных земель (экогеохимического, эколого-гигиенического, геоэкологического и др.).

Принципы ЭЛП использованы нами в методических приемах эколого-геоморфологического картографирования для нужд берегозащиты. Критерии «фон» и «аномалия» употреблялись при диагностике состояния прибрежной зоны Балтийского моря в районе техноплагенной морфо- и литодинамической аномалии у порта Лиепая (Латвийская ССР) [6].

Примером диагностики *неоднородности* земель, характерных избыточным накоплением в рыхлых отложениях токсичных солей и тяжелых металлов в условиях ильменно-бугрового ландшафта низовий Волги, служит «*Эколого-геоморфологическая карта для нужд землепользования и строительства*» (поселки Икрянинского района Астраханской области) [7].

«*Целесообразность*» картографирования обоснована здесь необходимостью выбора гигиенически и технологически безопасных мест для строительства жилья, возведения коммунально-бытовых и промышленных объектов, а также в целях сельскохозяйственного использования земель (овощеводство, пастбищное животноводство и т.п.). «*Доминирующим*», наиболее важным фактором для гигиенически и технологически безопасного осуществления данных видов деятельности является направленность миграционных процессов «*накопления-рассеяния*» патогенных, химически агрессивных солей и токсичных микроэлементов. Очаги устойчивой их концентрации в рыхлых отложениях, выполняющих определенные формы рельефа, идентифицируются на карте как *геоморфологически проблемные зоны*. Они приурочены к понижениям (межбугровым, ильменным, пойменным, соровым и т.п.), выполненным суглинистыми гумусированными засоленными нейтрально-слабощелочными ($pH < 7,5$) отложениями. *Доминирующий миграционный процесс* в зонах — устойчиво интенсивная концентрация тяжелых металлов (*Mn, Cr, V, Ni, Co, Cu, Ag, Zn, Pb, Sn, Hg*), *As* и водорастворимых солей (сульфатов, хлоридов и др.). «*Оптимальными*» параметрами оценок состояния среды являются рельеф, контролирующий миграцию загрязняющих веществ (*ЗВ*), и концентрации их в образцах грунта (исходного и повторно отобранного, спустя определенный промежуток времени). «*Ранжированием*» выявлена эколого-гигиеническая неоднородность территории по участкам с разной направленностью миграционного процесса, а также гигиенических характеристик состояния территории («хорошее», «удовлетворительное», «неудовлетворительное»).

Выводы:

1. Эколого-геоморфологические карты отображают качество условий существования человека. Тематическую разновидность образно-графической продукции представляют *ситуационные* (фиксация обстановки текущего момента) и *прогнозные*, в том числе и количественно обоснованные *вероятностные* карты, отражающие тенденции развития рельефообразующих процессов.

2. Разнообразие экологической информации дифференцируется на картах по комплексу характеристик. К ним относятся: а) параметры зон риска абразии песчаных пляжей, авандюн, дна прибрежного мелководья и др. (учет важен для строительства жилья, прокладки трубопроводов, иной хозяйственно-бытовой деятельности); б) распределение вдоль прибрежно-морских рекреаций динамически активных зон возникновения и локализации участков развития мощных разрывных течений (представляют опасность для жизни отдыхающих); в) удаленность источника от очагов накопления *ЗВ* в рыхлых отложениях, слагающих определенные формы рельефа (понижения, местные базисы эрозии и проч.); г) дислокация очагов концентрации *ЗВ* (растворенных, взвешенных и влекомых наносов, сорбционных форм химических элементов и др.) по отношению к интересующему объекту (с наветренной/подветренной стороны от здания, подводного препятствия; портовых, берегозащитных сооружений и др.) под воздействием динамических факторов среды (ветра, волнения моря, течений береговой зоны, эрозии и др.) и т. п.

3. При составлении карт необходимо исходить из их целевого назначения, отраженного в названии: «*Эколого-геоморфологическая карта для нужд ...*» (берегозащиты, туризма, отдыха, добычи прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов и сыпучих строительных материалов, строительства и эксплуатации зданий или трубопроводов, для иной человеческой деятельности);

4. Основу легенды и выбор изобразительных средств составляет оценка состояния земель (комфортность, благополучие/проблемность, опасность/безопасность для жизни и хозяйствования). Качество среды определяется количественными характеристиками: данные об устойчивости или неустойчивости морфологических комплексов к антропогенным воздействиям, вероятность вторичного отклика морфолитосистемы и др. Зачастую, отклик имеет негативный характер для качества окружающей среды и здоровья человека.

5. Легенда карты должна содержать экологические ограничения: комплекс пороговых геоморфологических характеристик (динамических, морфометрических, литологических, литолого-токсикологических и др.), определяющих как безопасное существование человека, так сохранность и безаварийное функционирование антропогенных объектов.

Знание тенденций развития морфолитосистемы и пороговых нагрузок обеспечивает возможность прогноза структуры эколого-геоморфологической неоднородности территорий.

Литература

1. Современные глобальные изменения природной среды. В 2-х томах. Т.1. М.: Научный Мир, 2006. 696 с.
2. Щукин И. С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Сов. Энциклопедия, 1980. 703 с.
3. Геоморфологическое картографирование в мелких масштабах. М.: Изд-во МГУ, 1976. 206 с.
4. Геоэкология Москвы: методология и методы оценки состояния городской среды / отв. ред. Г. Л. Кофф, Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев. М.: Медиа-ПРЕСС, 2006. 200 с.
5. Богданов Н. А. Эколого-литодинамический подход: научные основы и методы оценки состояния территорий. Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: НПП ЭАЦ, ИГ РАН, 2008. 50 с.
6. Богданов Н. А. Морфолитодинамический аспект экологии побережья Балтийского моря // Геоморфология. №3. 1993. С. 56–63.
7. Геоэкология дельты Волги: Икрянинский район. Богданов Н. А., Чуйков Ю. С., Чуйкова Л. Ю., Шендо Г. Л., Рябкин В. Р. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. 384 с.

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ И РИСКА ЗАТОПЛЕНИЙ АНТРОПОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИ СМЕЩЕНИИ РЯДА ОПОЛЗНЕЙ В АРМЕНИИ

В. Р. Бойнагрян, А. В. Бойнагрян

Ереванский госуниверситет, Ереван, vboynagryan@ysu.am, boynagar@gmail.com

ESTIMATION OF DANGER AND RISK OF FLOODING OF ANTHROPOGENIC OBJECTS IN THE TIME OF DISPLACEMENT OF SOME LANDSLIDES IN ARMENIA

V. R. Boynagryan, A. V. Boynagryan

*Yerevan State University, Yerevan, vboynagryan@ysu.am, boynagar@ysu.am

По данным МЧС Армении [1] и нашим исследованиям, активные оползни в Армении занимают площадь в 34679 га, из них наибольшая пораженность ими характерна для Вайоц Дзора (11816 га), Арарата (8334 га) и Тавуша (5459 га). Это связано с геологическим строением вышеназванных областей республики, наличием глинистых или оглиненных пород, лессовидных суглинков, многочисленных зон дробления и гидротермального изменения пород, различных разрывных нарушений, крутых и нередко выпуклых склонов и активным воздействием человека на склоны в процессе его хозяйственной деятельности.

Часть из этих активных оползней расположена на склонах долин крупных рек Армении и их «языковые» части доходят до основных автодорог, проложенных вдоль русел рек. Эти оползни постоянно угрожают безопасности автодорог, периодически перекрывают их и русло реки, формируя временные озера.

При оценке степени опасности и риска затоплений антропогенных объектов от смещения оползней в Армении мы исходим из того, насколько активен тот или иной оползень, как близко он расположен к руслу реки и может ли он перекрыть это русло, а также каковы будут потери (величина ущерба) от затопления хозяйственных объектов.

При изучении рыхлообломочных отложений в долинах рек республики в их разрезах нами неоднократно фиксировались слои озерных отложений, свидетельствующие о существовании временных озерных бассейнов разного размера. Они могли образоваться не только в результате неотектонических подвижек отдельных частей долин, но и в результате перекрытия русел палеорек древними оползнями. Следовательно, опасность перекрытия русел рек оползнями в республике вполне возможна и в наши дни, что уже не раз происходило в долинах рек Лернаджур (1968 г.), Агстев (Овкский, Агарцинский и др. оползни), Гетик и др.



Рис. 1. Лернаджурский оползень



Рис. 2. Разрушенная оползнем железная дорога (а), перекрытые сползшими массами полотно железной дороги (б) и обходная автомобильная дорога (в) [3]

Самым трагичным в наши дни было смещение оползня в долине р. Лернаджур (правый приток р. Памбак) 27 апреля 1968г. у с. Нижняя Килиса. Этот оползень – обвал объемом 500 тыс. м³ сорвался с левого склона речной долины и вышел на правый склон, перекрыв правобережную надпойменную террасу вместе с селом и захоронив под собой 30 домов и 34 жителя. За оползнем в течение очень короткого времени образовалось запрудное озеро глубиной около 10 м, длиной 600–650 м и шириной у створа запруды 150–200 м (рис. 1) и [2, 3].

Неоднократные затопления сельских домов, расположенных близко к руслу р. Агстев, отмечались при смещениях Агарцинского оползня у одноименного села. Этот оползень значительно активизировался еще в 1985 г. на склоне между железнодорожным полотном и автомобильной дорогой, а также выше железнодорожного полотна. В результате в 90-х годах железная дорога здесь была полностью разрушена, а в 1996 г. оползневые массы полностью перекрыли автодорогу (рис. 2).

После прекращения противооползневых мероприятий на этом участке произошла активизация оползневого тела и уже 3 апреля 2001 г. оползень перекрыл на 75% русло реки Агстев. Только срочные меры, предпринятые сотрудниками МЧС Армении, позволили ликвидировать создавшуюся критическую ситуацию. Однако уже с мая 2005 г. новые подвижки оползня фактически каждую весну приводят к полному перекрытию русла реки Агстев и затоплению более 20 сельских домов с их приусадебными участками. В апреле 2006 г. уровень воды в одном из корпусов сельской школы составлял 1,2 м. На сегодняшний день почти полностью разрушены и затоплены ряд строений, расположенных близко к руслу реки (рис. 3).

Большую опасность с точки зрения перекрытия речной долины и образования запрудного озера представляют собой упомянутый выше Агарцинский оползень, а также Овкский, Одзунский (на левом склоне долины р. Дебед у одноименного села), оползни долины р. Гетик (Мартунинский, Айгутский, Дпрабакский, Ттуджурский), которые весьма активны и их «языковые» части периодически перекрывают автодорогу, проходящую вдоль русла реки, или выходят прямо в русло, оставив для водного потока лишь небольшое пространство. Любой из вышеуказанных оползней может перекрыть русло р. Гетик, создав временную запруду и временное озеро. При прорыве запруды скопившаяся за ней вода хлынет вниз по долине, сметая все на своем пути, и далее по реке Агстев в сторону гор. Иджеван.



а – перекрытая оползнем автодорога,
б – обрушившиеся в русло реки Агстев оползневые массы,
в – разрушенные сельские строения,
г – общий вид оползневого участка

Рис. 3. Современная ситуация на участке Агарцинского оползня



Рис. 4. Современная ситуация на участке смещения Овкского оползня в 2004 г

А. Т. Асланян [4] отмечает, что Овкский оползень еще на ранних стадиях своего развития не раз запрудивал долину реки Агстев. Образующееся при этом озеро простиралось вверх по долине реки Агстев до устья реки Гетик. В 2004г. активная часть этого древнего оползня деформировала автомагистраль М-4 на 117км и перекрыла часть русла реки Агстев (рис. 4).

Наибольшую опасность представляют оползни у сел Мартуни и Айгут. «Язык» Мартунинского оползня фактически перекрыл русло реки Гетик и для прохождения водного потока здесь осталось пространство шириной всего в 2–3м (рис. 5).

Здесь еще древний оползень отклонил русло реки Гетик на север

примерно на 1 км, что свидетельствует о возможном повторении данного сценария с перекрытием русла реки и затоплениями.

Весьма активен Айгутский оползень мощностью смещающейся массы в 25–51 м, расположенный на правом склоне долины реки Гетик и неоднократно деформирующий единственную здесь автомобильную дорогу и обрушивающийся в русло реки (рис. 6).

Аналогичная ситуация может возникнуть у с. Личкадзор (станция Айрум) в долине р. Дебед, где в октябре 2011г. оползень – обвал перекрыл автодорогу и обрушился в русло реки, «потянув» за собой 35 машин и лишив жизни 5 человек. Если бы горизонтальная составляющая оползня была чуть больше, то он перекрыл бы русло, натворив больше бед. В настоящее время сползшие массы убраны, дорога восстановлена, но опасность образования нового оползня здесь сохраняется (рис. 7).

Таким образом, на ряде участков в Армении возможно образование запруд в руслах рек в результате смещения некоторых крупных активных оползней с последующим затоплением вначале участков долины выше запруд, а после прорыва запруд – ниже запруд с образованием паводочной



Рис. 5. Современная ситуация в «языковой» части Мартунинского оползня

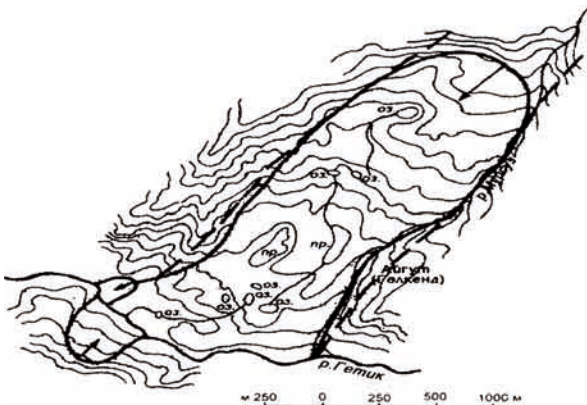


Рис. 6. Айгутский оползневой участок



а б
 Рис. 7. Ситуация в октябре 2011 г. на участке Айрумского оползня (а) и современная обстановка (б)

волны высотой в несколько метров и значительными разрушениями и затоплениями многих антропогенных объектов по пути движения водных масс из запрудных озер.

Исследование выполнено при финансовой поддержке ГКН МОН РА в рамках научного проекта № SCS 11- 1e075.

Литература

1. Снижение уязвимости линий и объектов жизнеобеспечения территории РА, подвергшихся катастрофам. Ереван: Фонды УЧС РА, 2003. 124 с.
2. Бойнагрян В. Р. Склоны и склоновые процессы Армянского нагорья. Ереван: Изд-во ЕГУ, 2007. 280 с.
3. Бойнагрян В. Р., Степанян В. Э., Хачатрян Д. А., Ядоян Р. Б., Аракелян Д. Г., Гюрджян Ю. Г. Оползни Армении. Ереван, 2009. 308 с.
4. Асланян А. Т. Крупные олистостромы плио–плейстоценового возраста в долине р.Агстев (АрмССР) // Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. 1979, № 1, С. 24–32.

ОЦЕНКА ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РИСКА КРАСНОПОЛЯНСКОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Н. А. Бондаренко, О. И. Ефременкова, Т. В. Любимова
 Геологический факультет КубГУ, Краснодар,
 nik_bond@mail.ru, efremenkova.krr@gmail.com, tv-luy@yandex.ru

ASSESSMENT OF GEODYNAMIC RISK OF AREA OF KRASNAYA POLYANA OF GREATER CAUCASUS

N. A. Bondarenko, O. I. Efremenkova, T. V. Lyubimova
 Kuban State University, Geological Faculty, Krasnodar,
 nik_bond@mail.ru, efremenk-ova.krr@gmail.com, tv-luy@yandex.ru

В последние десятилетия работами по геодинамическому районированию было показано, что повсеместно существующие геодинамически активные зоны земной коры (границы блоков разных рангов) оказывают влияние на различные аспекты человеческой деятельности (разработка месторождений, строительство и эксплуатация инженерных сооружений, дорог, трубопроводов, ведение сельского и лесного хозяйства, авиация и др.).

Границы блоков, называемые также геодинамически активными зонами (разломами), рассматриваются в настоящее время как зоны повышенного риска для инженерных сооружений и ведения хозяйственной деятельности [1].

В данной работе дается оценка макротрещиноватости и расчлененности рельефа участка горного массива Краснополянской зоны Мегасвода Большого Кавказа, как одних из ведущих факторов при формировании степени геодинамического риска.

Материалы. Краснополянская зона входит в состав центрального сегмента мегасвода Большого Кавказа. В последние годы данный участок горного массива испытывает колоссальную техногенную нагрузку, в связи со строительством Олимпийских объектов и активным рекреационным освоением территории.

Фактическим материалом служила схема неотектонического районирования бассейна р. Мзымта [2]. А также использовались фондовые материалы и средства Microsoft Office.

Описание метода. Качественная оценка макротрещиноватости сводилась к измерению пространственной ориентации разломов 2-го порядка, выделяемых внутри блоков наивысшего ранга [2]. Для облегчения вычислений измерения проводились с точностью до 10° . По результатам замеров были построены лучевые диаграммы макротрещиноватости.

Для выявления количественной оценки расчлененности произведен расчет энтропии высотных отметок рельефа. Была рассчитана энтропия для каждого выделяемого блока по следующим формулам [3]:

$$H_r = \frac{-\sum_{i=1}^N P_i \times \log P_i}{H_m}; H_m = \log N, \text{ где}$$

H_r – относительная энтропия;

H_m – максимальная энтропия;

N – число возможных абсолютных отметок вершин;

P_i – вероятность встречи вершины с x -абсолютной отметкой.

Результаты. На первом этапе работы были проведены замеры пространственной ориентации разломов и, на основе полученных результатов, построены круговые диаграммы макротрещиноватости.

Анализируя полученные диаграммы, можно сделать следующие выводы:

- 1) в 15-ти изученных блоках четко прослеживается неоднородность в пространственной ориентации макротрещин;
- 2) в целом прослеживается сочетание общекавказской и антикавказской ориентации макротрещин;
- 3) отмечены блоки с минимальным и максимальным количеством трещин-разломов;
- 4) отмечены блоки с выдержанной и крайне неоднородной ориентацией трещин-разломов.

Блоки Ахцунский, Яшкский, Обер-Хуторский, Суликовский и Причерноморский имеют минимальное количество макротрещин (1–2 шт.). В пределах Яшкского и Причерноморского блоков прослеживается общекавказское направление трещин-разломов. В пределах Суликовского и Обер-Хуторского блоков – антикавказское направление. В пределах Ахцунского блока отмечены макротрещины как обще-, так и антикавказского простирания.

Среди блоков с относительно небольшим количеством трещин-разломов отмечены следующие блоки: Алитиповский, Краснополянский, Агепстинский и Верхнегалионский. Ориентация макротрещиноватости Краснополянского и Верхнегалионского блоков тяготеет к общекавказскому направлению, однако имеет некую степень неоднородности. Для макротрещин Алитиповского и Агепстинского блоков характерна ориентация с севера на юг, что указывает на отклонение от общепринятой для района пространственной ориентации.

Блоки Адлерский, Медовеевский, Бзерпский, Пслушеновский, Кешанский и Ахштырский отличаются крайней неоднородностью пространственной ориентации макротрещин. Здесь отмечена как общепринятая пространственная ориентация, так и отклоняющаяся от нее.

Важно отметить, что блоков с неоднородными качественными показателями макротрещиноватости выделено наибольшее количество (6 из 15-ти шт.). Это указывает, в первую очередь, на высокую степень геодинамической активности территории. Также следует подчеркнуть такую особенность, как соседство блоков с различной степенью макротрещиноватости. Зоны сочленения блоков со значительно отличающимися качественными показателями макротрещиноватости (например, Пслушеновский-Яшкский) являются зонами повышенного геодинамического риска.

На втором этапе работы нами разработана условная классификация блоков по степени геодинамической опасности. Таким образом:

- А) практически не опасные – блоки Ахцунский, Яшкский, Обер-Хуторский, Суликовский и Причерноморский;
- Б) весьма опасные – блоки Алитиповский, Краснополянский, Агепстинский и Верхнегалионский;
- В) очень опасные – блоки Адлерский, Медовеевский, Бзерпский, Пслушеновский, Кешанский и Ахтырский.

Также наиболее опасные участки – зоны сочленения блоков с сильно отличающимися показателями макротрещиноватости. Это зоны:

- 1) блок Адлерский – блок Ахцунский;
- 2) блок Пслушеновский – блок Яшкский;
- 3) блок Ахштырский – блок Причерноморский;
- 4) блок Адлерский – блок Причерноморский;
- 5) блок Ахцунский – блок Ахштырский;
- 6) блок Ахцунский – блок Кешанский;

- 7) блок Бзерпский – блок Суликовский;
 8) блок Пслушеновский – блок Обер-Хуторский.
 Результаты расчета энтропии высотных отметок рельефа следующее (табл. 1).

Таблица 1

Результаты расчета энтропии высотных отметок рельефа

№ блока	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
H_r	0,97	0,91	0,96	0,97	0,86	0,99	0,86	0,86	0,94	–	–	0,79	0,92	0,86	0,81

Выводы. Из результатов проведенных исследований можно заключить следующее:

- исследуемая территория, помимо сложного неотектонического строения, отличается весьма разнообразными показателями макротрещиноватости;
- пространственная ориентация макротрещин соответствует как общекавказскому направлению, так и антикавказскому, а также направлению, отличающемуся от общепринятой региональной ориентации;
- участков с максимальной степенью развития трещин-разломов выделено наибольшее количество;
- соседство блоков с различной степенью развития макротрещин обуславливает наличие максимально опасных геодинамических зон.

С точки зрения геодинамического риска Краснополянская зона Большого Кавказа носит крайне сложный характер.

Литература:

1. Батугин А. С. К оценке геодинамического риска // Рукописи, депонированные в издательстве Московского государственного горного университета. М., 2006. С. 44–52.
2. Ефременкова О. И. Уточнение неотектонического строения бассейна р. Мзымта по результатам трассирования границ разноранговых линейных элементов // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону, 2013. в печати.
3. Пендин В. В. Качественный и количественный анализ в инженерной геологии. М., 2006. С. 108 – 109.

ХАРАКТЕРИСТИКА КАРСТОВОГО ПОВЕРХНОСТНОГО РЕЛЬЕФА В ОКРЕСТНОСТЯХ ОЗЕРА ИНДЕР

И. В. Головачёв

Геолого-географический факультет АГУ, Астрахань, bask_speleo@mail.ru

FEATURES OF KARST SURFACE RELIEF IN THE VICINITY OF LAKE INDER

I. V. Golovachev

Astrakhan State University, Geological-geographical Faculty, Astrakhan, bask_speleo@mail.ru

Впервые автору довелось побывать в окрестностях озера Индер весной 2011 года, в ходе спелеологической экспедиции, организованной Астраханским отделением Русского географического общества. При характеристике данного карстового района используются как результаты личных исследований, так и опубликованные ранее материалы различных исследователей [1, 4–12].

Озеро Индер находится на территории Индерборского района Атырауской области Республики Казахстан. На северном и северо-восточном берегах озера развит сульфатный карст, обусловленный выходом на дневную поверхность древних осадочных пород позднепалеозойского возраста. Карстующиеся породы подняты на дневную поверхность вследствие соляного тектогенеза и составляют верхнюю часть кепрока соляно-купольного массива. Карст района озера Индер, согласно классификации Н. А. Гвоздецкого [2], относится к Индерско-Эмбенскому карстовому округу Западно-Прикаспийской карстовой провинции Нижневолжско-Уральской карстовой области Восточно-Европейской карстовой страны.

Так же, как и район окрестностей озера Баскунчак, Индерское поднятие издавна привлекало к себе внимание многих отечественных исследователей, таких как: П. С. Паллас, П. А. Православлев и др. Однако наиболее полные и систематические исследования данного района и, соответственно, карста района начались только в середине 30-х годов в связи с открытием и разведкой месторождения боратов [4]. В 1935–1936 годах здесь работала Индерская Боратовая экспедиция ЦНИГРИ. Карстовые процессы и явления изучались З. В. Яцкевичем [12], Г. Р. Алещенко [1], С. С. Коробовым и И. К. Поленовым [7], Э. И. Нурмамбетовым [9, 10], А. В. Сотниковым и Ю. В. Архидьяконских [11].



Рис. 1. Гипсовые холмы Индерского поднятия (фото И. В. Головачёва)



Рис. 2. Карстовые воронки:

слева - гравитационная
справа - коррозионная

Район окрестностей озера Индер располагается на левобережье реки Урал и представляет собой солянокупольное поднятие в виде платообразной возвышенности, приподнятой над окружающей степью на 20–25 м и осложнённой гипсовыми холмами и карстовыми воронками (рис. 1, 2). Сводная часть Индерского соляного купола сложена нижнепермскими отложениями кунгурского яруса (каменная соль с ангидритом, калийно-магнезиальные соли) и имеет площадь около 250 км². Поверх древних пермских отложений залегают отложения кепрока мощностью около 60 м, представленные толщей элювиального гипса (eI_P₂-Q) [7].

Впадина озера Индер представляет собой типичный компенсационный прогиб. Площадь озера Индер равна 110–115 км². Плато Индерского поднятия, сложенное гипсовыми породами, круто обрывается с южной стороны к прилегающей тектонической впадине, которая является местным базисом эрозии и областью дренажа карстовых вод данного поднятия. Остальные стороны возвышенности представлены куэстообразными грядами.

Поверхность плато активно закарстована. Плотность поверхностных карстовых форм достигает 200–300 шт./км². Основным составляющим элементом карстового ландшафта на плато являются карстовые воронки. Активность гипсового карста на Индерском поднятии составляет величину 1,87 мм/год [1].

Анализируя собранные материалы по геологии Индерского района, З. В. Яцкевич [12] пришёл к выводу, что формирование рельефа данного солянокупольного поднятия проходило под действием как эндогенных (эпейрогенические колебания и тектоника), так и экзогенных причин (физического и химического выветривания пород, а также агрессивности по отношению к ним природных вод). Причём в развитии рельефа Индерского района солянокупольному тектогенезу отводится только косвенная роль, так как сами тектонические структуры стали местом активного развития экзогенных процессов. При взаимодействии этих факторов сформировался рельеф поднятия – приподнятая, всхолмленная платообразная равнина. Таким образом, развитие карста на Индерском поднятии произошло (и происходит в настоящее время) под действием экзогенных факторов и процессов. А тектоника только обусловила развитие карста, создав общую предрасположенность к его развитию.

С. С. Коробов и И. К. Поленов [7] выделяют ряд факторов, способствующих развитию карста на Индерском поднятии: состав пород кепрока (серый среднекристаллический гипс), трещиноватость пород кепрока (глубокие открытые трещины до 10–16 м глубиной и даже более), приподнятость карстующегося массива над базисом эрозии (до 35–40 м над озером Индер), климатические особенности (континентальность и аридность климата, ливневой характер осадков), карст интенсивен в период таяния снега и ливневых дождей, малая мощность покровных (хвалынских) образований и их песчанистый (супесь и лёгкий суглинок) состав. По характеру обнажённости карст этого района данные авторы относят к голому или средиземноморскому типу. Однако правильнее было бы отнести его к задернованному или полуздернованному типу, так как карстующиеся породы перекрыты тонким чехлом хвалынских отложений (Q_3hv), среди которого встречаются отдельные участки обнажённых карстующихся гипсов, различные по площади.

З. В. Яцкевич [12] по морфологическим признакам делит все карстовые формы рельефа на две основные группы: микроформы и макроформы. К первой группе он относит вертикальные тонкие (диаметр до 2 мм) и длинные (5–10 см) каналцы, развитые на поверхности гипсов. Кроме того, к микроформам он относит небольшие бороздчатые карры (ширина 1–3 см, длина 5–15 см). На крутых склонах ($50–75^\circ$) они развиваются в борозды значительных размеров (ширина 10–20 см, длина 2–5 м, глубина 10–15 см).

Макроформы представлены *воронками* разных типов, *понорами*, *оврагами*, *котловинами*, *долиноподобными понижениями* и *пещерами*.

Воронки – наиболее распространённая на плато форма карстового рельефа. С. С. Коробов и И. К. Поленов [7] выделяют здесь четыре морфологических типа воронок: *блюдецобразные* (западины с диаметром в верхней части 15–20 м и глубиной до 3–4 м); *колодцеобразные* (глубиной до 15–20 м, с крутыми или вертикальными стенками); *конусообразные* (глубиной от 2–3 м до 10–15 м, с выпуклыми склонами); *асимметричные* (длиной до 50 м, шириной 20–25 м, глубиной 5–10 м, с различной крутизной склонов). Однако нами были встречены и воронки *чашеобразные* (глубиной от 2–3 м до 10–15 м, с вогнутыми склонами). Наиболее распространённой формой являются хаотично расположенные конусообразные и чашеобразные воронки. Асимметричные воронки образуются на склонах, литологических контактах или вдоль нарушений сбросового типа. Крутые склоны асимметричных воронок тяготеют к сбросам, склонам гряд, к породам с меньшей трещиноватостью и рстворимостью. Колодцеобразные воронки приурочены к сбросам, которые прослеживаются с крыльев купола в кепрок. Воронки этого типа на равнинных участках возвышенности развиваются цепочкой на протяжении 1–2 км вдоль систем трещин, которые обязаны своим образованием неравномерной скорости накопления элювиального гипса над литологически разными горизонтами, составляющими свод соляного массива. В ходе экспедиционных работ нами также было встречено несколько карстовых колодцев. Стенки колодцев изъедены вертикальными бороздами, которые придают им ребристый характер. В верхней части гипсы, как правило, сглаженные и сильновыветрелые. Стенки вертикальные, реже крутонаклонные. Поперечное сечение колодцев в верхней и средней части округлое или слабо овальное, в нижней части овальное или прямоугольное, за счёт разгрузки в трещину. Дно колодцев обычно завалено обломочным материалом с маломощным чехлом делювиальных отложений. В нижней части колодцев породы свежие, плотные, покрытые мхом. На стенках двух колодцев нами обнаружено произрастание папоротника (*Cystopteris fragilis*). На дне некоторых колодцев имеются вертикальные щелевидные и трубообразные поноры различных размеров.

Наиболее интересным из обследованных нами колодцев является колодец Одноглазый (рис. 3). Сечение колодца овальное. Горловина колодца имеет размеры 10 м × 4 м, в средней и нижней части – 6–5 м × 1 м. Максимальная глубина его до 29 м. У самого дна колодец переходит в большой грот, имеющий высоту до 6 м, ширину около 11 м и длину около 13 м (рис. 4). Потолок и стенки грота во многих местах выложены красивым оптическим гипсом. Посреди грота под колодцем располагается конус обвальных отложений высотой до 4–5 м, занимающий всю площадь дна грота. На дне колодца в течение всего лета лежит фирновый снег и лед, поэтому местные жители используют такие колодцы как холодильники.

Для карста этого района характерно наличие трёх основных генетических типов воронок: поверхностного выщелачивания (или коррозионных), провальных (или гравитационных), просасывания (или коррозионно-суфозионных, или коррозионно-суффозионно-эрозионных) (рис. 2).

Нами был встречен всего один относительно свежий карстовый провал, образовавшийся в недавнем прошлом и развивающийся в настоящее время (рис. 6). Его образование, по-видимому, было спровоцировано вибрацией грунтов, так как он находится в непосредственной близости от крупной автодороги, по которой происходит движение карьерной техники.

Провал имеет следующие размеры: длина 4,5 м, ширина 1,5 м, глубина 3,5 м. В стенках провала обнажаются гипсы (чёрные, битуминозные, мелко и среднезернистые) со следами карстовой обработки. Под одну из стен уходит карстовый субгоризонтальный трубообразный понор – канал длиной 1,5 м и диаметром 0,5–0,6 м. Дно провала перекрыто делювиальными отложениями вперемешку



Рис. 3. Колодец Одноглазый
(фото С. А. Поспеева)

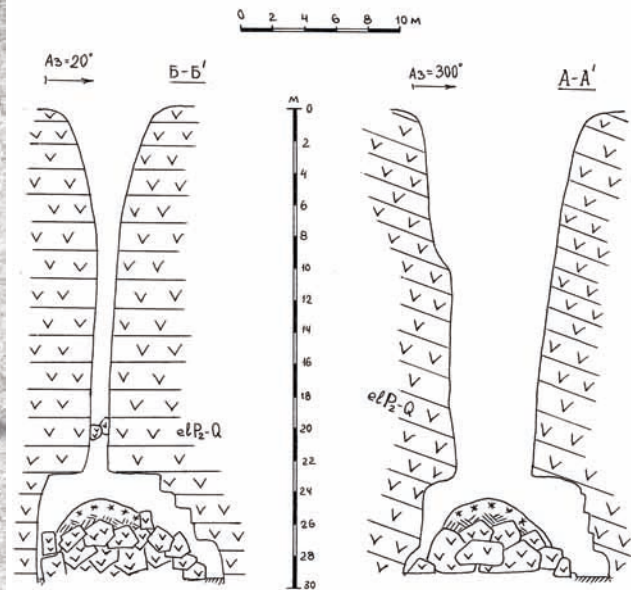


Рис. 4. Разрезы колодца Одноглазый
(Съёмка: И. В. Головачёв, Е. А. Лисица, 2011 г.)

с рыхлым материалом заполнителем – светло-жёлто-коричневой супесью однородной по цвету и составу, морского генезиса. Судя по внешнему виду провала и характеру отложений, здесь происходит процесс вскрытия (реставрации) древнего погребённого карста.

Карстовые котловины (диаметр от 50 до 250 м, глубина до 20 м) образуются вследствие слияния карстовых воронок. Имеют правильную циркообразную форму и, обычно, плоское дно. В одной из котловин располагается вход в карстовую пещеру Утелис-Кстау (рис. 7).

Поноры приурочены к трещинам и зонам нарушений. Для данного района отмечено два вида поноров: щелевидные и колодцеобразные (или трубообразные).

Карстовые овраги – «слепые ложбины разнообразной формы и величины с понорами на дне...» [12] – встречаются двух типов. Первый тип: короткие, но имеющие значительную глубину (до 10–12 м). Они образуются путём слияния ряда линейно ориентированных карстовых воронок,



Рис. 5. Котловина на гребне бугра
(фото И. В. Головачёва)



Рис. 6. Карстовый провал
(фото И. В. Головачёва)



Рис. 7. Карстовая котловина с входом в пещеру Утелис-Кстау (фото И. В. Головачёва)

в условиях малой мощности покровных четвертичных отложений. Второй тип: длинные (протяжённость 700–800 м) и глубокие (до 20 м). Овраги этого типа имеют карстово-эрозионный генезис. Они характерны для участков с большой мощностью покровных отложений (7–15 м). Через овраги этого типа вглубь карстующегося кепрока поступают хвалынские супеси и суглинки.

Долиноподобные понижения характеризуются сглаженными формами, наличием воронок и поноров на дне, тяготеющих к центральной, осевой, наиболее трещиноватой зоне проседания. Такие понижения формируются над крупными карстовыми каналами, вследствие проседания их кровли. По ним можно судить о направлении стока карстовых вод.

К положительным формам карстового рельефа в данном районе З. В. Яцкевич [12] относит гипсовые холмы. Они имеют различную морфологию и морфометрию в зависимости от места расположения на плато (рис. 1). Холмы центральной части поднятия высокие (до 20–25 м), резкой формы и имеют более крутые склоны (до 40–45°), а ближе к окраинам плато они становятся более пологими. Холмы, возникшие на месте небольших купольных антиклинальных складок, имеют характерную подковообразную форму (холмы «Курган-тау»).

Гребни холмов осложнены котловинами, образованными за счёт обрушения кровли подземных полостей, образованных благодаря растворению соли.

На одном из гипсовых бугров нами в ходе экспедиционных работ была замерена подобная котловина. Её ширина составляет в среднем около 26 м, а длина более 150 м, при глубине максимально до 6–8 м. Она имеет крутые гипсовые склоны, неровное дно, заваленное крупноглыбовым обломочным материалом, перекрытым чехлом делювиальных отложений (рис. 5).

Таким котловинам, как правило, сопутствуют разрывные трещины, обычно ориентированные вдоль длинной оси бугра и выклинивающиеся к поверхности. К подобным трещинам приурочены небольшие пещеры разрывного генезиса без явной карстовой проработки.

Район окрестностей озера Индер требует дальнейшего детального карстолого-спелеологического обследования. Полученные данные позволят глубже понять историю формирования рельефа Северного Прикаспия.

Литература

1. Алещенко Г. Р. Гипсовый карст на примере соляного купола Северного Прикаспия. // Труды Казахстанского НИИ минерального сырья. Выпуск 6. Алма-Ата, 1961. С. 134–146.
2. Гвоздецкий Н. А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с. (Природа мира).
3. Головачёв И. В. Карст и пещеры Северного Прикаспия [Текст]: монография / И. В. Головачёв. Астрахань: Издательский дом «Астраханский университет», 2010. 215 с.
4. Голубов Б. Н. Бессточен ли Каспий? // Бюллетень МОИП, отдел геологический. Т. 59. Выпуск 3. М., 1984. С. 110–124.
5. Горбунова К. А. Карст гипса СССР. Пермь: изд-во ПГУ, 1977. 84 с.
6. Горбунова К. А. Морфология и гидрогеология гипсового карста. Пермь: изд-во ПГУ, 1979. 95 с.
7. Коробов С. С., Поленов И. К. Карст одного солянокупольного поднятия Прикаспийской впадины. // Гидрогеология соляных месторождений и минеральные воды. Л.: Недра, 1964. С. 84–97.
8. Косыгин Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актыбинской области. // Изв. АН СССР, сер. геол., Вып. 1, М.: АН СССР, 1940.
9. Нурмамбетов Э. И. О связи подземных вод Индерского солянокупольного поднятия с водами реки Урал. // Известия АН Казахской ССР, серия геологическая, № 3. Алма-Ата, 1964. С. 93–97.
10. Нурмамбетов Э. И. О закарстованности гипсовой шляпы одного из соляных куполов. // Вестник АН Казахской ССР, Выпуск 10. Алма-Ата, 1965. С. 50–55.

11. Сотников А. В., Архидьяконских Ю. В. О карстовых водах соляных куполов Прикаспийской впадины. // Гидрогеология и карстование. Выпуск 5, Пермь: изд-во ПГУ, 1974. С. 150–153.
 12. Яцкевич З. В. Материалы к изучению карста Индерского поднятия. // Известия Всесоюзного географического общества. Т. 69, выпуск 6, 1937. С. 937–955.

ПРОГНОЗНАЯ МОДЕЛЬ ОВРАГООБРАЗОВАНИЯ В УДМУРТИИ

И. И. Григорьев, И. И. Рысин

Удмуртский государственный университет, Ижевск, rysin@uni.udm.ru

MODEL FORECAST GROWTH RAVINES IN UDMURTIA

I. I. Grigoryev, I. I. Rysin

Udmurt State University, Izhevsk, rysin@uni.udm.ru

Овражная эрозия является одним из наиболее опасных природно-техногенных рельефообразующих процессов, наносящий большой ущерб земледелию и окружающему ландшафту. Для научно обоснованной борьбы с оврагами и прогнозирования их роста необходимы длительные стационарные и полустационарные наблюдения. С этой целью с 1978 г. нами проводятся регулярные мониторинговые исследования за развитием более 160 оврагов, расположенных в пределах 28 ключевых участков на территории Удмуртской Республики (УР) [1]. По происхождению все исследуемые овраги относятся к антропогенным, которые мы подразделяем на 2 группы: агрогенные (сельскохозяйственные) и техногенные.

Для анализа отобраны четыре временных ряда среднегодовых скоростей роста оврагов по различным регионам УР за последние 34 года начиная с 1978 по 2011 годы. При выборе ключевых участков мы учитывали следующие особенности: а) на исследуемых оврагах не применялись противоэрозионные и другие мероприятия, препятствующие их развитию; б) более половины наблюдаемых на участках оврагов характеризуются признаками роста; в) вблизи ключевых участков должны быть гидрометеостанции, чтобы в дальнейшем определить влияние гидрометеорологических условий на рост оврагов.

Целью работы является построение математической модели динамики изменения скоростей оврагообразования, учитывающей периодическую составляющую и позволяющей прогнозировать будущие скорости роста оврагов на ближайшие четыре года. Математическое моделирование осуществлялось при активном участии д.ф.-м.н., профессора А. В. Лётчикова. Ранее для прогнозирования роста оврагов за 20-летний период (1978–1997 гг.) нами была разработана мультипликативная модель [2].

Графики представленных временных рядов приведены на рисунке 1. Первичный кросс-корреляционный анализ показал сильную зависимость приведенных временных рядов, что дает основания для построения единой математической модели для всех приведенных рядов. Полученные коэффициенты корреляции Пирсона приведены в таблице 1.

Таблица 1

Корреляционная матрица зависимостей временных рядов

	УР	Б. Волково	Ижевск	Сарапул
УР	1,00	0,85	0,91	0,77
Б. Волково	0,85	1,00	0,81	0,85
Ижевск	0,91	0,81	1,00	0,79
Сарапул	0,77	0,85	0,79	1,00

Описание математической модели. В общем случае для каждого исходного временного ряда исследовалась последовательность положительных чисел $x(t)$ ($t = 1, \dots, 34$), характеризующая среднегодовые скорости оврагообразования по территории. При анализе построенных графиков временных рядов наилучшую аппроксимацию дала экспоненциальная функция. Поэтому для дальнейшего анализа рассматривался ряд логарифмов $y(t) = \ln(x(t))$.

Из полученного ряда был выделен тренд: $y(t) = f(t) + z(t)$, где $z(t)$ – остатки временного ряда после выделения тренда. В качестве универсального тренда для всех кривых была выбрана следующая функция (рис. 2):

$$f(t) = c_0 + c_1 t + c_2 t^2 + c_3 t^{5/2} \quad (1)$$

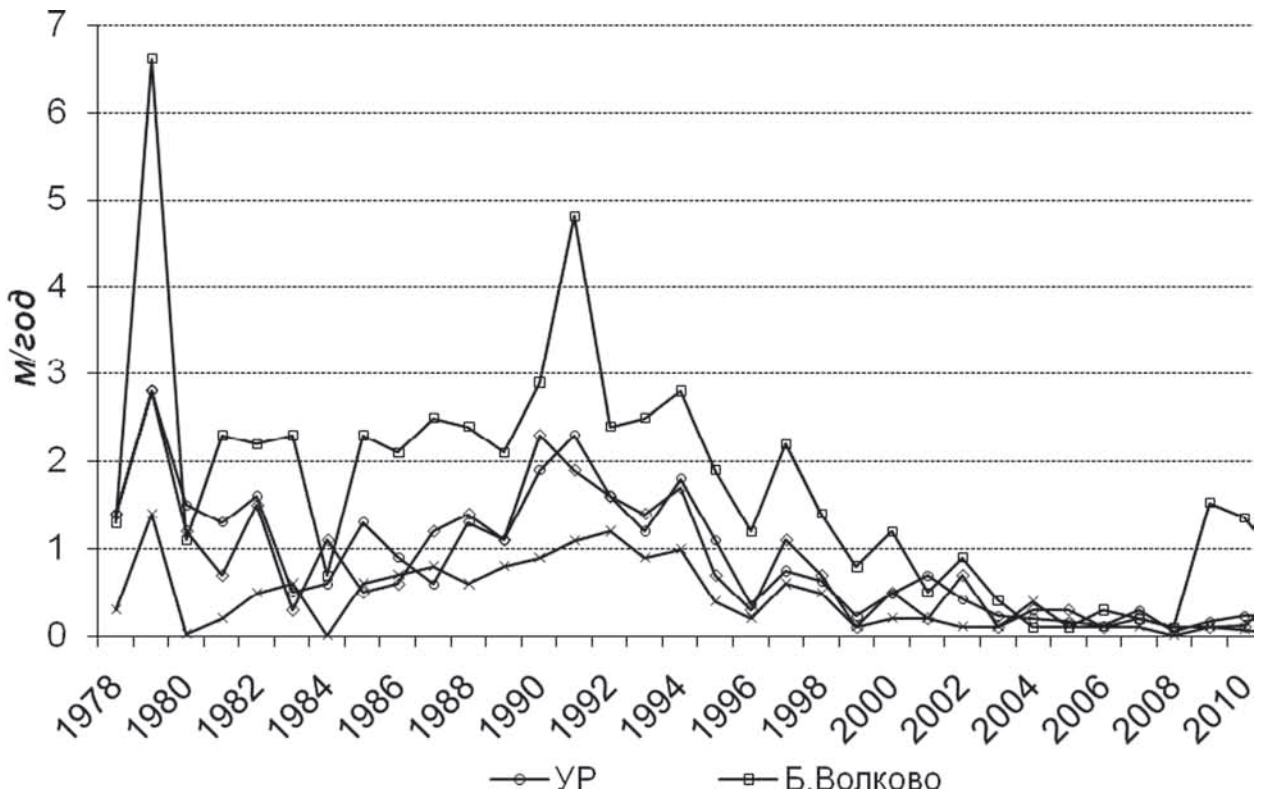


Рис. 1. Графики временных рядов по ключевым участкам (Б. Волково, Ижевск, Сарапул) и по всем наблюдаемым оврагам на территории республики (УР)

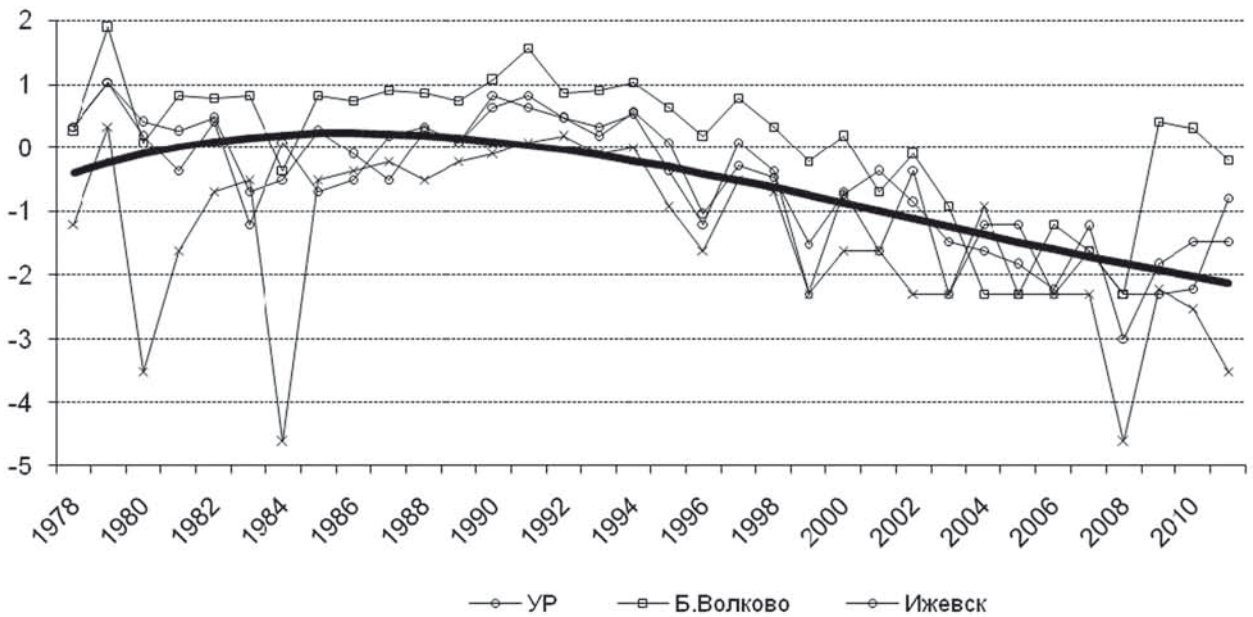


Рис. 2. Графики временных рядов логарифмов и выделенного тренда

Из остатков $z(t)$ выделялась периодическая (гармоническая) составляющая $g(t)$ периода T : $z(t) = g(t) + e(t)$. Для выбора периода T строилась периодограмма $I(T)$ ($T = 2, \dots, 14$) по следующему алгоритму (см. [3], стр. 132). Вначале для каждого T находились следующие величины:

$$A(T) = \sum_{t=1}^{34} z(t) \cdot \cos\left(\frac{2\pi t}{T}\right), B(T) = \sum_{t=1}^{34} z(t) \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right)$$

Из полученных величин находилась периодограмма (рис. 3):

$$I(T) = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{1}{34} \cdot (A^2(T) + B^2(T))$$

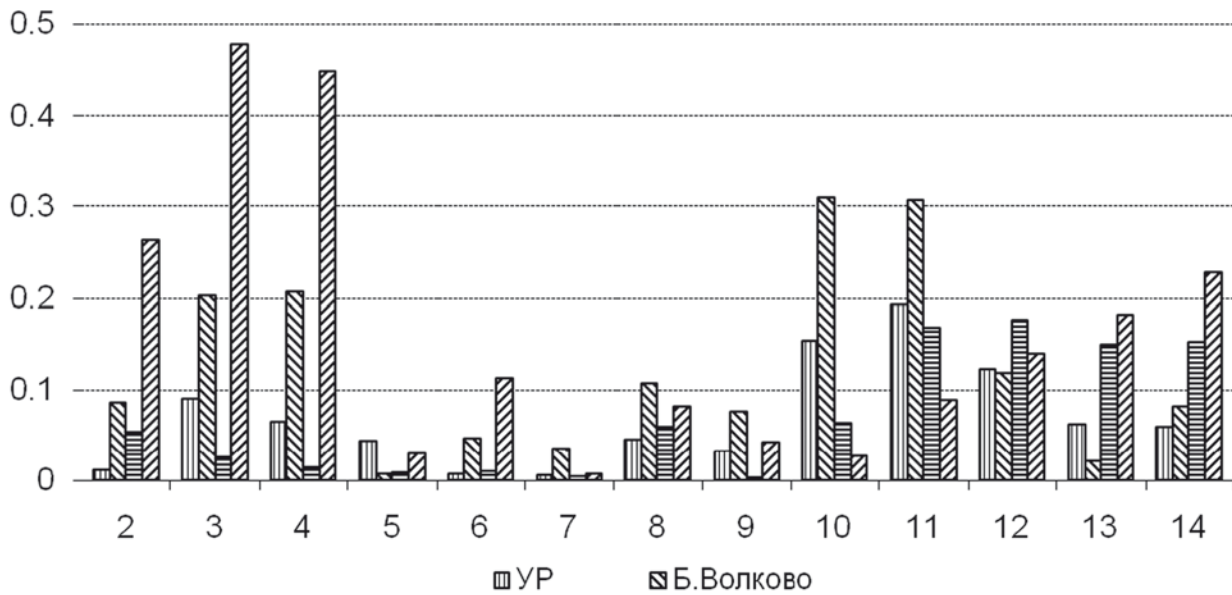


Рис. 3. Периодограммы остатков после выделения трендов

Проанализировав все периодограммы, в качестве основного периода выбран $T = 12$. Для него построен ряд Фурье (см., например, [4]):

$$g(t) = \sum_{k=1}^6 a_k \cdot \cos\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) + \sum_{k=1}^5 b_k \cdot \sin\left(\frac{2\pi kt}{T}\right). \quad (2)$$

Таким образом, в результате комплексного анализа всех временных рядов была построена общая математическая модель динамики скоростей оврагообразования, описываемая следующим уравнением:

$$y(t) = f(t) + g(t) + e(t), \quad (3)$$

где функции $f(t)$ и $g(t)$, заданные по формулам (1) и (2), определяют детерминированную составляющую модели, $e(t)$ является стохастической составляющей.

Выделение детерминированной составляющей проводилось методом наименьших квадратов с вычислением коэффициентов построенной модели $a_1, \dots, a_6, b_1, \dots, b_5, c_0, \dots, c_3$ для каждого заданного временного ряда по отдельности. Вычисленные коэффициенты детерминации и значения статистики Фишера показывают о наличии линейной связи компонент детерминированной составляющей и исследуемых временных рядов ([5], стр. 72). Показатели адекватности моделей приведены в таблице 2.

Таблица 2

Коэффициенты детерминации и статистика Фишера

Показатели адекватности модели	УР	Б.Волково	Ижевск	Сарапул
Коэффициент детерминации R^2	0,82	0,72	0,68	0,71
Статистика Фишера	6,05	3,47	2,93	3,27

После выделения детерминированной составляющей анализировалась на автокорреляцию стохастическая составляющая. Для этого строилась периодограмма остатков, и высчитывались автокорреляция с лагом 1 и статистика Дарбина-Уотсона ([5], стр. 117). Результаты проведенного анализа представлены на рисунке 4 и в таблице 3.

Таблица 3

Коэффициенты автокорреляции и статистика Дарбина-Уотсона

Показатели	УР	Б. Волково	Ижевск	Сарапул
Коэффициент автокорреляции АКФ(1)	0,34	0,63	-0,08	-0,08
Статистика Дарбина-Уотсона	1,25	0,74	2,06	2,12

Для временных рядов Ижевск и Сарапул проведенный анализ показал слабую автокорреляционную зависимость остатков. Для них дальнейшее моделирование не проводилось. Для рядов УР и Б. Волково, у которых проведенный анализ не показывал отсутствие автокорреляции остатков временного ряда, была построена авторегрессионная модель первого порядка:

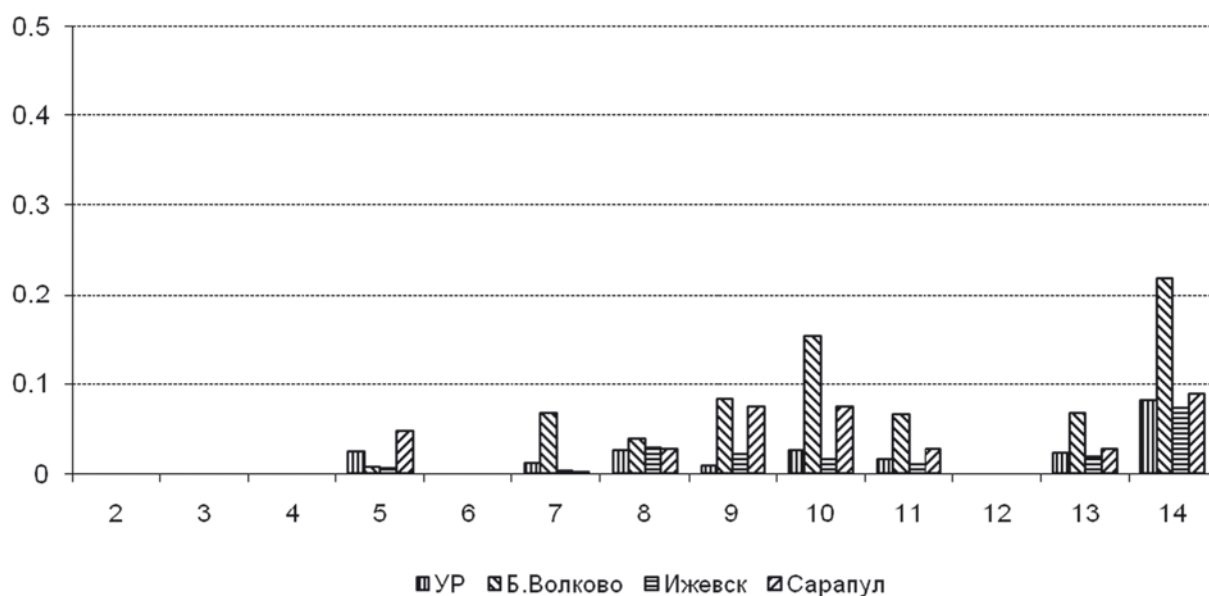


Рис. 4. Периодограммы остатков после выделения трендов и гармонической компоненты

$$e(t) = d_0 + d_1 e(t-1) + \varepsilon_t, \quad (4)$$

Остатки новой модели снова анализировались на автокорреляцию остатков ε_t . Результаты проведенного анализа представлены на рисунке 5 и в таблице 4.

Таблица 4

Коэффициенты автокорреляции и статистика Дарбина-Уотсона остатков модели авторегрессии первого порядка

Показатели	УР	Б. Волково
Коэффициент автокорреляции АКФ(1)	-0,06	-0,04
Статистика Дарбина-Уотсона	1,99	1,96

Построение прогноза. Целью построения описанной динамической модели временных рядов была их экстраполяция и прогнозная оценка будущих значений на ближайшие четыре года. Для построения прогноза для рядов Ижевск и Сарапул применялась следующая формула:

$$x(t) = \exp \{f(t) + g(t)\}, \quad t = 35, \dots, 38, \quad (5)$$

где функции $f(t)$ и $g(t)$ определены по формулам (1) и (2), коэффициенты которых были найдены при построении математической модели. Соответственно прогнозные значения временных рядов УР и Б. Волково находились по следующим формулам:

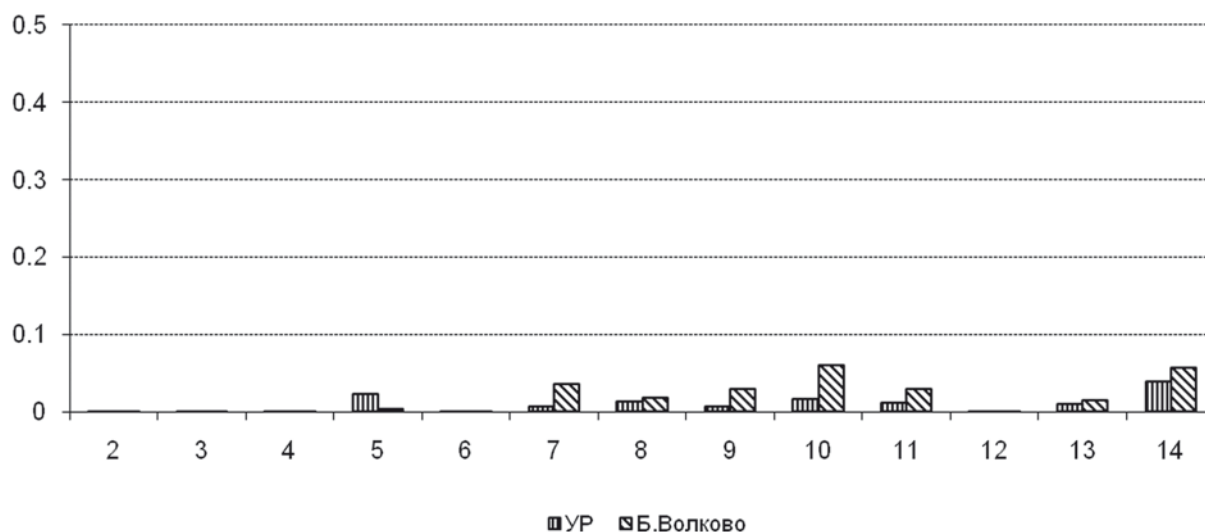


Рис. 5. Периодограммы остатков модели авторегрессии первого порядка

$$x(t) = \exp \{f(t) + g(t) + e(t)\}, t = 35, \dots, 38,$$

где $e(t)$ рассчитывалась по рекуррентной формуле:

$$e(t) = d_0 + d_1 e(t-1).$$

Полученные прогнозные значения рядов представлены в таблице 7.

Таблица 7

Прогноз среднегодовой скорости роста оврагов (м/год)

Годы	УР	Б.Волково	Ижевск	Сарапул
2012	0,232	0,834	0,255	0,029
2013	0,236	0,580	0,169	0,030
2014	0,264	1,079	0,581	0,029
2015	0,295	1,916	0,399	0,042

Литература

1. Рысин И. И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 1998. 274 с.
2. Летчиков А. В., Рысин И. И., Чиркова Л. С. Прогнозирование овражной эрозии во времени // Процессы и экологическая обстановка в бассейнах малых рек. Ижевск, 1999. С. 87–94.
3. Д. Бриллинджер. Временные ряды. Обработка данных и теория. М.: Мир, 1980. 536 с.
4. М. Кендэл. Временные ряды. М.: Финансы и статистика, 1981. 191 с.
5. Прикладная статистика. Основы эконометрики: Учебник для вузов: В 2 т. 2-е изд., испр. Т. 2: Айвазян С. А. Основы эконометрики. М.: ЮНИТИ-ДАНА, 2001. 432 с.

РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РЕКИ ВЯТКИ

*С. А. Двинских, О. В. Ларченко, А. А. Шайдулина**

Пермский государственный национальный исследовательский университет,

*Естественнаучный институт ПГНИУ, г.Пермь, Россия, hydrology@psu.ru

RIVER BED DEFORMATIONS OF VYATKA

*S. A. Dvinskikh, O. V. Larhchenko, A. A. Shaidulina**

Perm State National Research University, Perm, Russia,

*Institute of Natural Science of PSU, Perm, Russia, hydrology@psu.ru

Дно и берега рек всегда подвергались воздействию хозяйственной деятельности человека, прямому или косвенному, а в настоящее время интенсивность такого воздействия возросла чрезвычайно. Сегодня русловые процессы становятся квазиестественными, приобретая новые особенности при расширении и усилении антропогенных воздействий. Результатом этих воздействий является ухудшение экологической ситуации, риск разрушения и аварий хозяйственных объектов. Поэтому оценка и прогноз вида и интенсивности руслового процесса приобретает особо важное значение.

Объект наших исследований – река Вятка на участке от г. Слободской до п. Мурыгино. Горизонтальные деформации нами оценивались путем сравнения совмещенных планов участков рек и их пойм, а также с помощью гидроморфологических зависимостей и их критериальных выражений для разных типов процессов.

Основным фактом, определяющим важность изучения русловых деформаций, является наличие здесь двух крупных городов – Киров и Кирово-Чепецк, а также множества других, более мелких поселений. На реку постоянно оказывается активное антропогенное воздействие, которое преобразует и меняет уникальный гидрологический режим, свойственный этому водному объекту. В зону исследования попал участок русла, относящийся к разными типами меандрирования – свободному, незавершённом и ограниченному. Также здесь имеет место и побочный тип руслового процесса, который встречается как в качестве самостоятельного, так и вместе с другими типами русловых процессов. Учет типа руслового процесса определяет метод прогноза русловых деформаций и оправдываемость результатов их прогнозирования.

Не только антропогенные воздействия влияют на русловые деформации, но и река активно влияет на объекты инфраструктуры, которые каким-либо образом связаны с её руслом. Такими объектами являются мосты, водозаборы, берегоукрепительные сооружения, пойменные, а в особенности, русловые карьеры и многие другие. И это воздействие реки на инфраструктуру с одной стороны, и инфраструктуры на реку с другой является наиболее интересной для анализа, позволяющего определить величину горизонтальных русловых деформаций.

На изучаемом отрезке р.Вятки было выделено 4 типа участков, которые испытывают непрерывное воздействие от техногенной деятельности человека:

1. Мостовые переходы
2. Водозаборы
3. Берегоукрепления
4. Пойменные карьеры

Мостовые переходы представлены двумя видами – тремя автодорожными (в г. Слободской, а также старый и новый мосты в г. Киров) мостами и одним железнодорожным (п. Гирсово). Основной проблемой для них является размыв оснований опор в результате увеличения скорости течения в районе расположения мостовых переходов. Мосты перегораживают пойму, стесняют развитие русла и способствуют созданию нового режима движения воды и наносов. Зона влияния может простираться как на всю длину, так и на ее часть, охватывающую ряд макроформ или морфологически однородных участков, однако всегда приводят к перестройке русловых форм на всех структурных уровнях.

В качестве наглядного примера ниже приведено исследование а/д мостового перехода в районе г. Слободской. Скорость течения на рассматриваемом участке изменяется от 0,45 до 0,60 м/с при неразмывающей – 0,13 м/с. Следовательно, можно говорить, что в целом для речного участка характерен размыв. Кроме этого, на размыва опор мостового перехода могут влиять следующие факторы:

1. Конфигурация русла выше моста (на участке длиной около 1 км) способствует сгущению изобат (сосредоточению глубин) у правого берега, сюда же смещается динамическая ось потока. Все вместе это способствует размыву опор мостового перехода.

2. В створе моста явно отмечается сужение пропускной способности русла, следовательно, под мостом и за ним скорости увеличиваются – происходит размыв.

3. К мосту приурочена крупная плесовая лощина: вследствие возникновения подпора от насыпи автодороги в период половодья под мостовым переходом формируются значительные уклоны и скорости течения.

4. Разработка ПГС, производящаяся выше моста, приводит к изъятию части наносов и, следовательно, к осветлению потока, вследствие чего поток начинает размывать русло реки в районе моста. За мостом наблюдается переотложение наносов (формирование побочней).

В зависимости от гидрологического сезона и водности года каждая из вышеперечисленных причин может быть ведущей. Так, в период половодья или высоких паводков основной причиной размыва опор может быть выход воды на пойму и ее стекание в русло в районе моста. Возможно, что в период межени на первый план выходит влияние разработок ПГС выше по течению. Но в том и другом случае, существенную роль играет конфигурация русла.

Анализ совмещенных планов за 1989 и 2011 годы [1, 2] показывает, что к 2030 г. будет происходить сужение русла. За 40-летний период (1989–2030 гг.) ширина русла уменьшится, максимальное сужение русла произойдет в вершине излучины и составит 170 м. Вдоль левого берега аккумулятивная отмель будет увеличиваться (рис. 1). Выше по течению, на расстоянии 400 м выше моста, ширина русла уменьшится на 60 м, а в створе моста примерно на 80 м. Ниже моста ширина русла останется практически неизменной.

Таким образом, размыв опор моста будет происходить и дальше: побочень у левого берега будет продолжать увеличиваться, за счет этого русло будет продолжать сужаться, скорости течения нарастать. Единственно реальное мероприятие по предотвращению размыв опор моста – их укрепление.

Помимо мостовых переходов, активное техногенное влияние на реку оказывают водозаборы. На исследуемом участке р.Вятка исследовано шесть водозаборов, которые принадлежат различным предприятиям: ООО «ЭСО КЧХК», ООО ТЭЦ-3, водозабор г. Кирова (Корчемкино), завода Искож, ООО ТЭЦ-4, завода ОЦМ. Суть проблемы во всех случаях – занесение русловыми наносами. И хотя передвижение наносов по дну и занесение оголовок водозаборов в большей степени зависит от вертикальных деформаций, поступление наносов в поток, прежде всего, связано с размывом береговой линии (т. е. горизонтальными деформациями) или разработкой русловых карьеров.

В качестве примера влияния горизонтальных русловых деформаций на водозаборы приведено подробное исследование водозаборов ООО «ЭСО КЧХК» и ООО ТЭЦ-3, находящихся в городе Кирово-Чепецке. Данные объекты располагаются в непосредственной близости друг от друга, (около 300 м) на левом берегу р. Вятки, и испытывают одинаковое влияние на свою работу со стороны реки.

Водозабор ООО «ЭСО КЧХК» обеспечивает дочерние предприятия «КЧХК» водой для целей промышленности за счёт забора воды из реки Вятка. Забор воды на питьевые и хозяйственно-бытовые нужды осуществляется из водопроводных сетей МУП «Водоканал» г. Кирово-Чепецка. Водозабор расположен на левом берегу реки Вятка на 733 км от устья (г. Кирово-Чепецк). Водозабор состоит из двух русловых водозаборных сооружений с суммарной мощностью 3,0 м³/с с двумя насосными станциями 1-го подъема. Очистные сооружения представлены вращающимися сетками. РЗУ – жалюзий-



Рис. 1. Совмещенные планы русла за 1989 г. (синий цвет), 2011 г. (космоснимок) и прогнозируемое положение русла в 2030 г. (желтый цвет)

ные экраны водоприемных окон. Одна из станций (74-й корпус) по типу является заглубленной с отдельным водоприемным колодцем, другая (216-й корпус) с совмещенным колодцем. Водозаборные сооружения введены в эксплуатацию в 1963 г. в соответствии с проектом Г-298, разработанным трестом «Водоканалпроект» в 1948 г. и в 1972 г. с привязкой типового проекта №4-18-751 «Водоканалпроект».

Водозабор ООО ТЭЦ-3 обеспечивает потребности в воде на промышленные нужды за счёт забора воды из реки Вятка, в питьевой воде для хозяйственно-питьевых целей – из артезианских скважин. Забор воды для производства горячей воды населению осуществляется из водопроводных сетей МУП «Водоканал» г. Кирово-Чепецка. Количество водозаборов из реки Вятки – один. Ввод в эксплуатацию – 1958 год. Местоположение – левый берег реки Вятки на 733 км от устья. Водозабор оборудован рыбозащитным устройством – рыбозаградителем ценного типа с подключением импульсного тока и барабанными сетками с ячейками 4×4. Насосная станция является наземной, совмещенной с водоприемником берегового типа. Имеет РЗУ совмещенного типа с подключением импульсного тока и барабанными сетками. За период с 1996 по 2000 гг. произошло снижение объемов забора пресной воды из природных водных объектов с 174,34 млн м³ до 123,61 млн м³, в частности в 2000 г. произошло снижение объемов водопотребления по сравнению с 1999 г. на 17,5 млн м³, связанное с сокращением объемов забора воды на ТЭЦ-3 г. Кирово-Чепецка на 8,5 млн м³, в связи с увеличением выработки электроэнергии в режиме, не требующем расхода охлаждающей воды и ТЭЦ-4 г. Кирова на 1,8 млн м³, за счет уменьшения передачи воды на БХЗ г. Кирова, в связи с сокращением объемов производства на последнем.

Анализ карт за период 1985–1991 гг. свидетельствует о том, что чуть выше водозаборов «ЭСО КЧХК» и ТЭЦ-3 в 1985 г. водный поток проходил по двум рукавам, максимальные глубины отмечались по центру русла. За период 1985–1991 гг. остров, находящийся выше по течению, трансформировался в полуостров, примкнув к левому берегу. Поток воды, ранее текущий по двум рукавам, стал проходить по одному – правому, что способствовало его постепенному размыву. Динамическая ось потока сместилась в сторону правого берега, что способствовало его размыву, а вдоль левого берега после стала формироваться аккумулятивная отмель. За период 1991–2011 гг. левый рукав полностью прекратил свою деятельность и стал заполняться наносами. Наносы, поступающие в поток в результате размыва правого берега действующего рукава, перемещаются вдоль него, откладываются ниже по течению, образуя аккумулятивную отмель, занимающую большую часть русла. Вдоль левого берега начались процессы эрозии.

Анализ совмещенных планов за 1989 и 2011 гг. [1,2] показывает, что к 2030 г. будет происходить усиление кривизны излучины в районе бывшего острова, значительный размыв в ее вершине;



Рис. 2. Совмещенные планы русла за 1989 г. (синий цвет), 2011 г. (космоснимок) и прогнозное положение русла в 2030 г. (зеленый цвет)

здесь правый берег сместится за 20-летний период на 120 м (со скоростью 6 м/год) (рис. 2). Это приведет к значительному изменению кинематической структуры потока.

В районе водозаборов за 20 лет русло практически не изменит своего положения: левый берег будет размываться (скорость его отступления 0,05 м/год), а вдоль правого – будет нарастать аккумулятивная отмель (до 2,5 м/год). В итоге, русло несколько сузится с 260 м (в 2011 г.) до 220 м (в 2030 г.), т. е. примерно на 40 м.

Следующим типом антропогенных объектов, оказывающих непосредственное влияние на гидродинамический режим реки и развитие горизонтальных русловых деформаций, являются берегоукрепления. Именно они препятствуют естественному развитию русловых процессов, и искусственно меняют положение гидродинамической оси потока. В область наших исследований попали четыре подобных сооружения: берегоукрепления на правом берегу в районе Заречного парка г. Киров, берегоукрепления и причальная стенка на левом берегу от Александровского сада до старого моста в г. Киров, левый берег в пос. Гирсово, левый берег в пос. Мурыгино.

В качестве примера приведен прогноз для участка расположения берегоукреплений на правом берегу в районе Заречного парка (рис. 3).

У южной части г. Киров выше впадения р. Хлыновки развивается плавная правосторонняя излучина. При этом средняя скорость смещения правого вогнутого в плане берега составляет от 2 до 5,5 м/год. Смещение будет продолжаться и в будущем. В процессе смещения берег подступил к Заречному парку г. Кирова.

К настоящему времени его участок длиной около 350 м чуть ниже вершины излучины укреплен бетонным откосом. Однако для стабилизации излучины в плане необходимо продлить этот

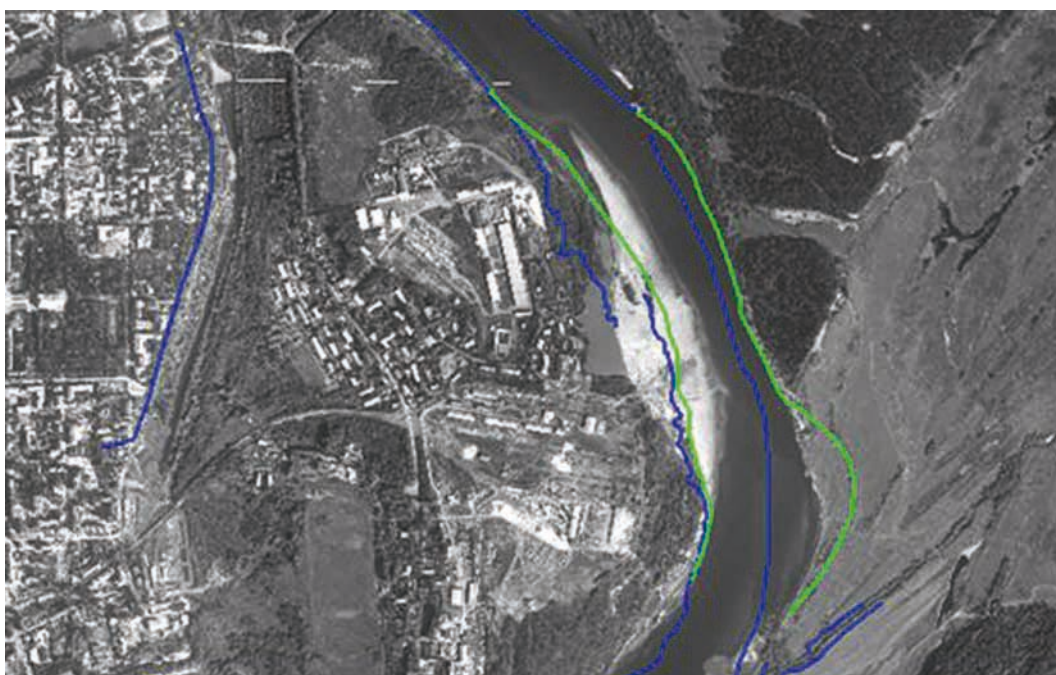


Рис. 3. Совмещенные планы русла в районе Заречного парка за 1989 г. (синий цвет), 2011 г. (космоснимок) и прогнозное положение линии левого берега в 2030 г. (зеленый цвет)

участок берегоукрепления вверх по течению на 850–900 м, т. к. основное воздействие потока на правый берег приходится выше этого укрепленного участка. В противном случае излучина будет развиваться, и берегоукрепления будут разрушены (рис. 3). Разрушение берегоукреплений связано с большими скоростями течения, величина которых в условиях весеннего половодья 5% обеспеченности составляет более 1,2 м/с, в летне-осеннюю межень (0,8 м/с и более).

Последним из выделенных и изученных нами (четвертым), типом объектов, которые оказывают влияние на режим реки Вятки, являются пойменные карьеры.

Принципиальная схема воздействия разработки руслового карьера достаточно хорошо изучена. В ходе разработки месторождений существенным образом изменяется русловой рельеф, а также размеры и форма поперечного сечения русла. одновременно нарушается баланс русловых наносов по длине реки.

Однако пойменные карьеры не оказывают такого значительного влияния на русловые процессы, так как поступление материала из них возможно только в период высоких уровней при затоплении поймы.

Карьер Миронов Луг является пойменным, но поступление наносов из него вносит значительные изменения в гидрологический режим реки из-за промыва перемычки со стороны русла реки Вятки в карьер.

Основной эффект от поступления наносов заключается в изменении на большем или меньшем участке русла формы его поперечного сечения, уничтожении форм руслового рельефа, видоизменении форм русла; и следовательно, изменение некоторых характеристик гидрологического режима реки.

Но что самое главное, происходит нарушение естественного баланса руслоформирующих наносов в зоне влияния добычных работ.

В ходе проведенного анализа получены следующие выводы:

В пределах изучаемого участка имеются разные русловые формы – острова, осередки, побочни, и разные типы русловых процессов – осередковый, побочневый, меандрирование разного типа. Совмещение карт участка р. Вятки от п. Слободской до п. Мурыгино за 1989 и 2011 гг. [1, 2] позволил дать общую картину плановых деформаций и их прогноз до 2030 г.

Все упомянутые методы оценки плановых деформаций имеют существенные общие недостатки, которые очень ярко проявляются при оценке деформаций русел меандрирующих рек. Данные методы никак не учитывают связность грунтов и крупность наносов. Никак не отражены условия транспорта наносов и их баланс (хотя при оценке плановых деформаций меандрирующих рек заведомо имеет место дефицит наносов в пределах рассматриваемого участка). Не учитывается циклический характер процесса отступления бровки берега при развитии излучин. Полевое обследование и анализ большого количества материалов инженерно-гидрологических изысканий показало, что отступление бровки берега при развитии излучин имеет циклический характер: размыв дна – нарушение устойчивости берегового склона – обрушение – формирование мелководного русла с повышенной скоростью течения, переката – размыв и т. д. Указанные недостатки обуславливают значительное несоответствие прогнозируемых и фактических величин деформаций русла.

Литература

1. ВСН 163-83 Миннефтегазстроя «Учет деформаций речных русел и берегов водоемов в зоне подводных переходов магистральных трубопроводов».
2. СТО ГУ ГГИ08.29–2009 «Учет руслового процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки». СПб.: Нестор-История, 2009. 184 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА (О. МАТУА, ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) В ГОЛОЦЕНЕ

А. В. Дегтерев, Н. Г. Разжигаева*, Х. А. Арсланов**, А. В. Рыбин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки,
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, d_a88@mail.ru

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки,
Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

**Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION AND ERUPTIVE HISTORY OF SARYCHEV PEAK VOLCANO (MATUA ISLAND, CENTRAL KURILES) DURING THE HOLOCENE

A. V. Degterev, N. G. Razjigaeva*, H. A. Arslanov**, A. V. Rybin

Действующий влк. Пик Сарычева (координаты кратера – $48,092^\circ$ с. ш., $153,20^\circ$ в. д., абсолютная высота – 1446 м), являющийся одним из наиболее активных вулканов Курильской островной дуги, занимает северо-западную часть необитаемого о. Матуа, расположенного почти в самом центре архипелага (рис. 1), располагаясь в северной оконечности группы Центральных Курильских островов – между о. Райкоке (на севере) и о. Расшуа (на юге). В плане остров имеет форму эллипса размером $6,4 \times 12$ км и площадью 52 км^2 , длинная ось которого вытянута вкрест простиранию Курильской дуги.

По данным [8] наземные вулканические постройки на о. Матуа приурочены к поверхностям надводных и подводных морских террас, срезающих вершину огромного комплексного вулканоида. При этом среди островов Расшуа, Ушишир и Кетой, вулканоид о. Матуа является наиболее крупным, размер его подводного основания составляет 30×40 км, объем – 1200 км^3 . Наземные вулканические образования занимают большую часть о. Матуа, их доля составляет 50 км^2 (96%), остальные 2 км^2 (4%) приходятся на морские аккумулятивные образования. К востоку от о. Матуа находится о. Топорковый – небольшой ($1 \times 1,6$ км) плоский островок треугольной формы (рис. 1). Юго-восточная оконечность о. Матуа представляет собой плоскую равнину со средними отметками высот 40–60 м над уровнем моря, в то время как северо-западная часть целиком занята постройкой влк. Пик Сарычева – одного из самых активных вулканов Курильских островов (рис. 2) [4].

Первое упоминание о влк. Пик Сарычева относится ко второй половине XVIII в. В описаниях сотника И. Черногo, посещавшего о. Матуа в 1760-е гг. содержатся краткие сведения о недавнем извержении вулкана, полученные им со слов местных жителей [9]. В последующие десятилетия, вплоть до середины XX в., все исследователи, когда-либо посещавшие о. Матуа с влк. Пик Сарычева, также ограничивались, с разной степенью детальности, описанием природных особенностей

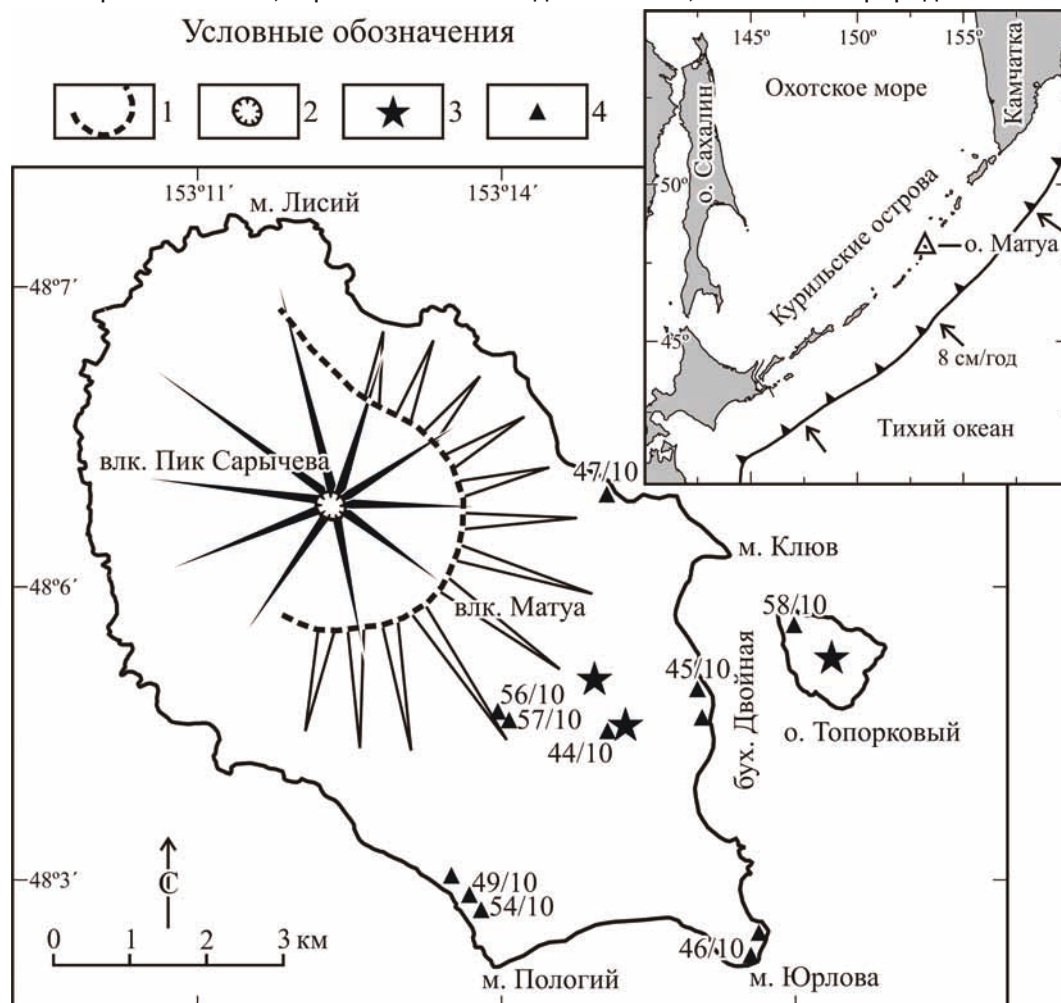


Рис. 1. Схема района исследований:

1 – границы кальдеры Матуа, 2 – современный кратер влк. Пик Сарычева, 3 – одноактные эруптивные центры, 4 – изученные разрезы. На врезке - положение о. Матуа с влк. Пик Сарычева в системе Курильской островной дуги



Рис. 2. Действующий влк. Пик Сарычева, вид с северо-востока. Фото В. Б. Гурьянова, 2010г.

и проявлений вулканической активности [2, 11]. Ситуация кардинально переменялась лишь к началу второй половины XX в., когда начались планомерные геолого-геофизические исследования Курильской островной дуги.

Первые данные о геологическом строении и морфологии влк. Пик Сарычева содержатся в работах Г. С. Горшкова (1948, 1954, 1967), который выделил и описал основные элементы его постройки: молодой внутрикальдерный конус Пик Сарычева и древний, частично разрушенный влк. Матуа, осложненный кальдерой (рис. 1). Позже эти данные были подтверждены и дополнены исследованиями Е. К. Мархинина (1964), который более подробно изучил геологическое строение о. Матуа, выполнив, в частности, стратиграфическое расчленение лавовых комплексов и их петрографическое описание. Работы, проводившиеся В. Н. Шиловым (1962) и В. Н. Андреевым с соавторами (1978), были посвящены изучению извержений вулкана, происходивших в 1960 и 1976 гг., поэтому вопросы геологического строения района практически не затрагивали. Затем наступил длительный перерыв в изучении вулкана, который был прерван лишь в 2006 г. благодаря экспедиционным исследованиям в рамках «Курильского Биокомплексного проекта: человеческая уязвимость и способность к восстановлению при субарктических изменениях» [<http://depts.washington.edu/ikip/index.shtml>].

В 2008–2010 гг. нами были проведены комплексные геолого-геоморфологические исследования на о. Матуа, направленные на реконструкцию истории формирования и динамики активности влк. Пик Сарычева в позднем плейстоцене-голоцене [1, 3, 5, 6, 10], результаты которых нашли частичное отражение в данной работе. Исследования включали работы по изучению геолого-геоморфологического строения района исследования, в т. ч. морфологии вулканической постройки и почвенно-пирокластического чехла, радиоуглеродное датирование пирокластических отложений (Отдел эволюционной географии и геоэкологии СПбГУ, г. Санкт-Петербург) и изучение вещественного состава продуктов активности вулкана (Аналитический центр ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток).

История эруптивной деятельности в голоцене начинается с мощного эксплозивного извержения на влк. Матуа в самом начале голоцена (возможно на границе позднего плейстоцена-голоцена) около 11 500 лет назад (здесь и далее приводится календарный возраст, рассчитанный в программе «CalPal» [<http://www.calpal-online.de/>]) произошло мощное эксплозивное извержение на влк. Матуа, в результате которого была образована кальдера Матуа размером 3,5×5 км, формирование которой сопровождалось частичным обрушением постройки (рис. 3). Примерно в это же время, практически субсинхронно, с кальдерообразующим извержением возникли и одноактные эруптивные центры – Топорковый и Круглый.

Последующие проявления активности были локализованы в пределах образованной кальдеры и связаны с вулканическим аппаратом Пра-Сарычева (рис. 2). Новый цикл эруптивной деятельности вулкана, продолжавшийся большую часть голоцена (около 10 500 лет), характеризовался частыми различными по силе эксплозивными извержениями – от слабых (VEI=1) до сильных и очень сильных (VEI=4 и выше). В течение рассматриваемого цикла периоды напряженной активности вулкана сменялись периодами ослабления, вплоть до ее полного прекращения. Этапы усиления эруптивной деятельности вулкана происходили 9 500–7 000, 4 700–4 100, 3 150–1 750 лет назад. Не менее четырех раз имели место периоды покоя длительностью не менее 1000 лет. Вулканический аппарат Пра-Сарычев, действовавший в это время, судя по всему, был представлен экструзивным куполом, воз-

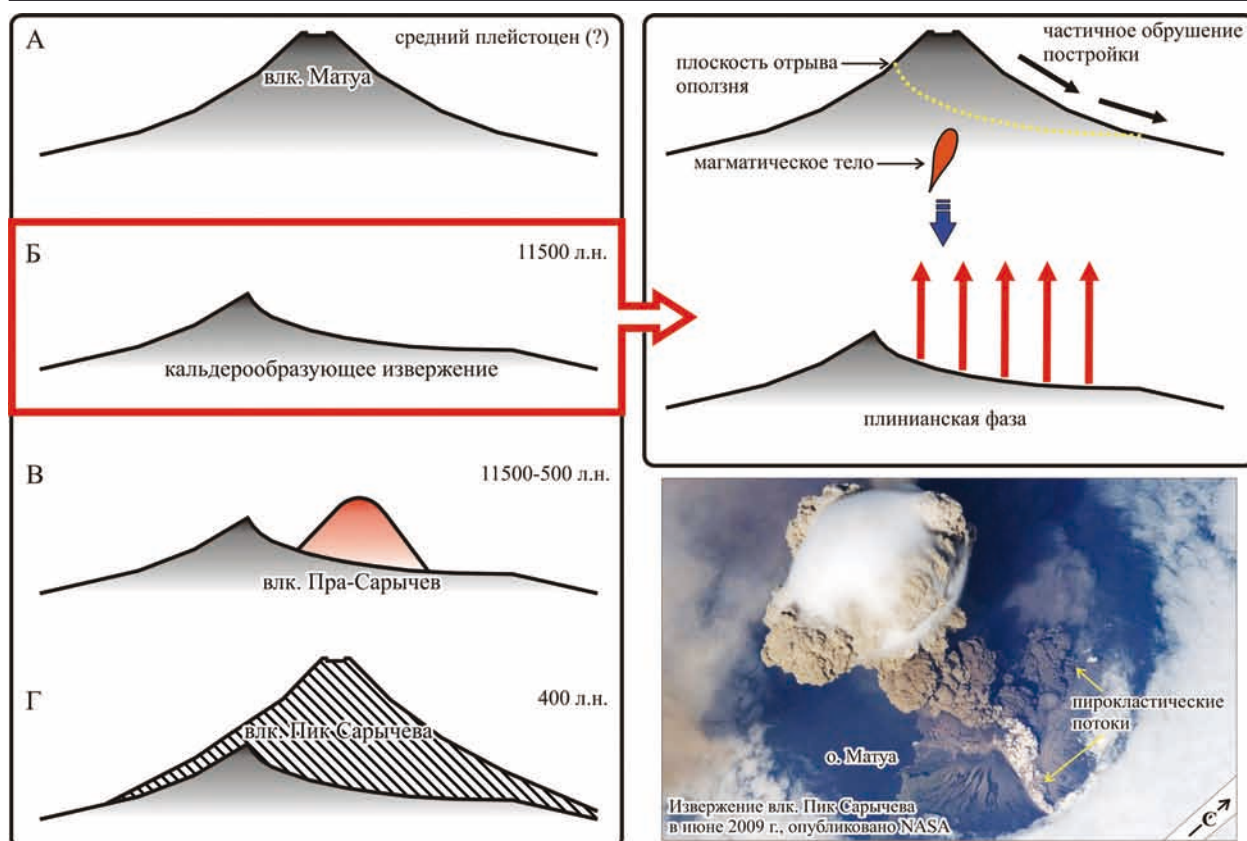


Рис. 3. Основные этапы геоморфологической эволюции влк. Пик Сарычева в голоцене. На врезке показано извержение вулкана в июне 2009 г. (опубликовано NASA)

можно серией куполов. Об этом свидетельствуют отложения обломочных лавин, характерных для проявлений экструзивного вулканизма.

В позднем голоцене деятельность вулкана начала кардинально меняться: частые эксплозивные извержения, в течение которых вулкан извергал пемзовидные андезиты и андезибазальты, сменились извержениями шлаков исключительно андезибазальтового состава [1, 3, 10]. Это было связано с началом формирования стратовулкана Пик Сарычева (~500 лет назад), являющегося современным действующим вулканическим аппаратом о. Матуа (рис. 3).

Его образование началось с мощных эксплозивных извержений, сопровождавшихся выбросом большого количества тефры, многочисленными пирокластическими и лавовыми потоками, которые шли на формирование его постройки. Судя по всему, влк. Пик Сарычева сформировался на руинах постройки влк. Пра-Сарычева, послуживших пьедесталом для него, поэтому не весь объем его конуса был образован за 500 лет. Отложения влк. Пик Сарычева полностью перекрыли фрагменты ранее существовавшего вулкана. Переход от экструзивного влк. Пра-Сарычева к стратовулкану Пик Сарычева, вероятно, был постепенным: начавшись в позднем голоцене, он окончательно завершился около 500 лет назад. Мощные эксплозивные извержения, предварявшие формирование стратовулкана Пик Сарычева, впоследствии сменили более слабые; большая часть их произошла уже в течение исторического времени. Характерным эпизодом современного эруптивного цикла стало крупное эксплозивно-эффузивное извержение влк. Пик Сарычева в июне 2009 г. (рис. 3), являющееся на Курильских островах одним из самых сильных в XX в.

Литература

1. Арсланов Х. А., Мелекесцев И. В., Разжигаета Н. Г. и др. Возраст почвенно-пирокластического чехла и хронология вулканической активности на о. Матуа (Центральные Курилы) в голоцене // Материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода, г. Апатиты, 12–17 сентября 2011 г. Т. 1. Апатиты - СПб.: Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. С. 43–45.
2. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
3. Дегтерев А. В., Рыбин А. В., Мелекесцев И. В., Разжигаета Н. Г. Эксплозивные извержения вулкана Пик Сарычева в голоцене (о. Матуа, Центральные Курилы): геохимия тефры // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 16–26.
4. Дегтерев А. В., Рыбин А. В., Разжигаета Н. Г. Исторические извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Центральные Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Выпуск № 17. С. 102–119.

5. Левин Б. В., Мелекесцев И. В., Рыбин А. В. и др. Экспедиция «Вулкан Пик Сарычева – 2010» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 152–159.
6. Левин Б. В., Рыбин А. В., Разжигаева Н. Г. и др. Комплексная экспедиция «Вулкан Сарычева – 2009» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2009. № 6. С. 98–104.
7. Мархинин Е. К. Вулкан Сарычева // Бюллетень вулканологических станций. 1964. № 35. С. 44–58.
8. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
9. Полонский А. С. Курилы // Краеведческий бюллетень. 1994. № 3. С. 3–86.
10. Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Гребенникова Т. А. и др. Роль климата и природных катастроф в развитии ландшафтов о. Матуа (Центральные Курилы) в позднем голоцене // Изв. РАН. Сер. географ. 2012. № 3. С. 71–80.
11. Сноу Г. Записки о Курильских островах // Краеведческий бюллетень. 1992. № 1. С. 89–127.

ОЦЕНКА СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ РЯДА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ

О. Л. Донцова, Т. А. Сахновская
КубГУ, Краснодар, doncovaol@mail.ru

MUDFLOW HASARD IDENTIFICATION FOR SOME URBAN AREAS OF KRASNODAR REGION

O. L. Doncova, T. A. Sahnovskaya
KubSU, Krasnodar, doncovaol@mail.ru

Селевые потоки – сложные явления, возникновение и формирование которых определяется суммой факторов как природного, так и антропогенного характера. Важным фактором возникновения селевых потоков в горных районах являются климатические условия, которые относятся к быстропеременным и влияют на формирования экзогенных геологических процессов. Быстропеременные климатические факторы включают температурный режим, количество атмосферных осадков и особенности их выпадения, расходы воды в реках [1, 4, 5, 6].

При определении селеопасной территории рассматривается площадь селевых бассейнов – горных рек, содержащие селевые очаги или активные стокообразующие поверхности, в которых селевой поток проходит до конуса выноса или неселеносной реки, где и прекращает свою деятельность в результате снижения скорости потока. Селевые бассейны урбанизированных территорий Черноморского побережья по площади разнообразны – от микроселевых (на их долю приходится 35–70% от общего количества бассейнов), представляющих собой водосбор селевого очага (площади 0,1–0,5 км²), до классических, имеющих множество селевых очагов, селевые русла и хорошо выраженный конус выноса. Наибольшие площади таких селевых бассейнов составляют десятки и реже сотни км², на их долю приходится менее 1% [2].

Значительную роль в активизации селей играет хозяйственная и инженерная деятельность человека. В результате добычи сырья для цементной промышленности в г. Новороссийске, активное строительство в г. Туапсе и строительство олимпийских объектов, дорожное строительство в г. Сочи привело к полному уничтожению древесно-кустарникового покрова на значительных территориях, в результате чего делювиальным смывом был снесен рыхлый элювиально-делювиальный покров, что является источником формирования селевого потока.

Основой прогнозирования селевого потока являются: сбор, систематизация и анализ многолетних данных о последствиях воздействия селей за все годы наблюдений, а также результаты прогноза селеопасных территорий и прогноза основных параметров селей, возникновение которых возможно в пределах рассматриваемого региона.

Прогнозирование селевых явлений включает:

- прогнозирование селей в пространстве и во времени;
- прогнозирование значений их основных характеристик;
- заблаговременное предсказание формирования селевого потока в данном селеактивном районе;
- прогнозирования последствий селей является оценка возможного ущерба от их действия;
- выяснение данных о возможных объектах воздействия.

В связи с этим в настоящее время значительно повысился интерес к проблеме оценки риска природных катастроф. Решение этой проблемы позволит более рационально и безопасно использовать территорию, а также уменьшить возможный ущерб при активизации опасных экзогенных геологических процессов.

В настоящей работе была проведена количественная оценка рисков таких селеопасных районов, как города Новороссийск, Туапсе и Сочи. В этих районах не раз наблюдались сходы селей, а в г. Сочи в связи с увеличением антропогенной нагрузки, частота их многократно увеличилась. Стоит отметить, что оценка рисков велась по средним значениям, что позволяет охарактеризовать ситуацию в целом.

Оценка риска от селей в целом основана на формуле риска: $R=Q \cdot P$

где: Q – возможный ущерб, P – вероятность события.

Эта формула общего характера и согласно ей величина риска зависит от стоимости ущерба и вероятности неблагоприятных событий. Стоимость ущерба зависит от стоимости сооружений и плотности населения на рассматриваемом районе. Масштабное строительство существенно увеличивает величины этих параметров и, следовательно, стоимость ущерба.

Количественная оценка рисков проводилась по трем видам риска: оценка, экономического, социального и индивидуального [3]. Для поражаемой территории характерно соответствующая вероятность возникновения селей. В настоящее время определена вероятность схода катастрофических селей по результатам проведенных наблюдений за столетний период [2]. По этим данным принимается следующая вероятность возникновения селей в определенном районе $P(H)$ и площадь (S) поражаемой территории (таблица 1):

Таблица 1

Населенные пункты	$P(H)$ (случай/ год)	S (км ²)
Новороссийск	0,001	30
Туапсе	0,0009	5
Сочи (до начала стр-ва олимпийских объектов)	0,0005	35
Сочи (в настоящее время)	0,013	35

Социальная уязвимость населения Черноморского побережья связана показателями относительных потерь здоровья и жизни людей, находящихся в эпицентре событий. В данном регионе количество людей подверженных риску связано с сезонной миграцией. Так в летний период численность населения возрастает в 2– 3 раза. При расчете социального риска учитывалось плотность населения имеющее постоянное место проживания на данной территории.

Для расчета социального риска используется формула:

$$R_s(H) = P \cdot (H) S \cdot d_p,$$

где d_p – плотность населения.

Данные для расчета социального риска приведены в таблице 2.

Таблица 2

Населенные пункты	$P \cdot (H)$ (случай/ год)	S (км ²)	d_p (чел./км ²)
Новороссийск	0,001	30	340
Туапсе	0,0009	5	57
Сочи (до начала стр-ва олимпийских объектов)	0,0005	35	116
Сочи (в настоящее время)	0,013	35	116

Экономический риск является основным показателем при оценке селевой опасности территории. Именно ущерб от природных катастроф является основной категорией определения риска. В это понятие включаются экономические потери, определение стоимости объектов находящихся на территории возможного поражения.

Для расчета экономического риска:

$$R_e(H) = P \cdot (H) S \cdot d_e,$$

где d_e – стоимость объектов к единице площади.

Данные для расчета экономического риска приведены в таблице 3.

Таблица 3

Населенные пункты	$P \cdot (H)$ (случай/ год)	S (км ²)	d_e (чел./км ²)
Новороссийск	0,001	30	3000
Туапсе	0,0009	5	1000
Сочи (до начала стр-ва олимпийских объектов)	0,0005	35	3000
Сочи (в настоящее время)	0,013	35	3000

Для расчета индивидуального риска принимаются статистические данные по району Новороссийска, из 30 000 пострадавших погибло 59 человек. Отсюда отношение количества пострадавших с летальным исходом к общему количеству пострадавших равно 0,002, т. е. один человек из 500 погибает:

$$R_i(H) = \frac{P \cdot (H) (P_d(H))}{P_t(H)}$$

где $P_d(H)$ – количество человек с летальным исходом,
 $P_t(H)$ – общее количество человек, находившихся в зоне риска.

Данные для расчета индивидуального риска приведены в таблице 4.

Таблица 4

Населенный пункт	$P(H)$ (случай/ год)	$P_d(H)$ (чел.)	$P_t(H)$ (чел.)
Новороссийск	0,001	20	10200
Туапсе	0,0009	0.65	285
Сочи (до начала стр-ва олимпийских объектов)	0,0005	8	4060
Сочи (в настоящее время)	0,013	8	4060

Результаты расчетов для г. Новороссийска и г. Туапсе приведены в таблице 5.

Таблица 5

Населенный пункт	Физический риск (км ² /год)	Экономический риск (тыс.руб./год)	Социальный риск (полный)	Индивидуальный риск (чел/чел·год)
Новороссийск	2,9	8700	986	$6,8 \cdot 10^{-3}$
Туапсе	0,40	40	23,48	$1,5 \cdot 10^{-3}$

Как видно из расчетов, риск увеличивается в более густонаселенных в районах, что скорее всего связано с повышенной антропогенной нагрузкой на территории.

Для Новороссийского селеопасного участка характерно то, что в ряде балок основное питание селей происходит за счет материала, накопившегося в отвалах карьеров цементных заводов.

Высокая степень риска обусловлена не только техногенным фактором, но и особенностями метеоклиматических условий. Так, повышенная частота селей в этом районе объясняется двумя основными качественными факторами: большое количество рыхлого материала в отвалах карьеров и выпадение большого количества осадков, а также периодическим образованием смерчей.

В районе г. Туапсе формирование селей связывается с широким развитием сети мелких эрозионных форм и с площадной вырубкой леса, а также высокой антропогенной нагрузкой на склоны в целом. В результате селевых паводков в этом районе отмечались случаи разрушения мостов, жилых построек, заносы железнодорожных полотен.

В настоящей работе район Сочи было решено выделить отдельно, т.к. он служит наиболее ярким примером того, насколько и каким образом техногенный фактор воздействует на активность опасных процессов и соответственно значения рисков. Развитие курорта Красная Поляна связано с прокладкой новых дорог, трасс энергоснабжения, возведением новых зданий и сооружений в горной местности, что сопряжено с риском ущерба от селей.

Результаты расчетов для г. Сочи приведены в таблице 6. В первой строчке находятся данные, характеризующие период до начала строительства олимпийских объектов, во второй – ситуация в настоящее время.

Таблица 6

Район г. Сочи	Физический риск (км ² /год)	Экономический риск (тыс.руб./год)	Социальный риск (полный)	Индивидуальный риск (чел/чел·год)
показатели риска до всплеска урбанизации	0,0875	6,825	10,1675	$0,087 \cdot 10^{-3}$
показатели риска в настоящее время	2,275	262,5	264,355	$0,2275 \cdot 10^{-3}$

Как видно, из таблицы 6, после увеличения антропогенной нагрузки склонов, все показатели риска возросли, как минимум, на порядок.

Таким образом, проанализировав полученные результаты, можно сделать следующие выводы:

- увеличение техногенной нагрузки ведет к возрастанию всех количественных показателей риска.

- величина таких рисков, как социальный и индивидуальный, для курортной зоны меняется в зависимости от сезона. В период наибольшего притока отдыхающих, риск соответственно будет увеличиваться. При этом социальный риск увеличивается, а индивидуальный нет.
- для Черноморского побережья характерно неравномерное распределение риска. Чем выше плотность населения, тем выше показатели рисков. На экономический риск наибольшее влияние оказывает стоимость территории, которая может пострадать в случае схода селей.
- самые высокие показатели риска относятся к территории г. Новороссийска, что можно объяснить длительным антропогенным воздействием на склоны. Однако, стоит отметить, что наиболее динамичной и неустойчивой в настоящее время является территория г. Сочи, что отразилось в серьезном скачке показателей риска за последнее время.

Для дальнейших исследований и получения более полной картины проявления селей на Черноморском побережье, необходимо провести оценку риска по различным сценариям, что предусматривает построение дерева решений и более детальный анализ селеопасных территорий. Построение детальных карт в масштабе 1 : 10000 с определением мест наиболее вероятного схода селей.

Литература

1. Андреев Ю. Б., Божинский А. Н. Проблемы оценки и картографирования природного риска на примере лавин и селей, 1996.
2. Измайлов Я. А., Полецук А. Т. и др. Отчет о результатах регионального обследования экзогенных геологических процессов на территории Краснодарского края (по работам 1978 – 1982 гг.)
3. Оценка и управление природными рисками. Тематический том/ под ред. А. Л. Рагозина. М.: Издательская фирма «КРУК», 2003. 320 с.
4. Перов В. Ф. Селеведение (учебное пособие). Географический ф-т МГУ. Москва, 2012. 272 с.
5. Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Труды Международной конференции. Пятигорск, Россия, 22–29 сентября 2008г. Отв. ред. С. С. Черноморец. Пятигорск: Институт «Севкавгипроводхоз», 2008, 396 с.
6. Таланов Е. А. Оценка степени эрозионного расчленения бассейнов и основные закономерности селевой опасности в горных районах. Материалы Всероссийской конференции с участием иностранных учёных «Процессы самоорганизации в эрозионно-руслых процессах и динамике речных «Fluvial systems-2012»» г. Томск, 3 – 12 июля 2012.

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Н. П. Дьяченко

Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград,
ms.npdyachenko@mail.ru

ECOLOGO-GEOMORPHOLOGICAL RISKS OF VOLGOGRAD REGION

N. P. Dyachenko

Volgograd State Social-Pedagogical University, Volgograd, ms.npdyachenko@mail.ru

Экологический риск, как потенциальная опасность и вероятность проявления неблагоприятных последствий антропогенного воздействия, рассматривается как возможность возникновения чрезвычайной ситуации в природопользовании. При определении степени риска важно установить характер и уровень проявления опасных процессов, нарушающих устойчивость природной среды. В типизации природных и экологических рисков выделяется группа рисков, обусловленных наступлением опасных геолого-геоморфологических явлений и вызывающих нежелательные для хозяйственной деятельности изменения рельефа территорий.

Геоморфологические риски представляют собой нарушение динамического равновесия геоморфологической системы или отдельных ее частей, которое проявляется (завершается) интенсивными кратковременными разномасштабными процессами изменения рельефа земной поверхности, имеющими опасный или катастрофический характер для человека, его жизнедеятельности и функционирования хозяйственных систем. Резкое усиление природных процессов и явлений с неблагоприятными для окружающей природной среды эффектами, существенно предопределенное деятельностью людей, следует определить как антропогенно-геоморфологический риск [1].

В отношении возникновения чрезвычайных ситуаций муниципального, межмуниципального и регионального уровней в Волгоградской области наибольшую опасность в группе геоморфологических рисков представляют овражная эрозия, переработка берегов водохранилищ, оползнеобразование, карст и просадки лессовых грунтов.

В южной части Правобережья Волги степень опасности овражной эрозии характеризуется как умеренно-опасная, в северной (за исключением Хоперско-Бузулукской равнины) – как опасная с

вероятностью образования чрезвычайных ситуаций регионального уровня, которая характеризуется плотностью оврагов до 2,1–5 ед./км² и густотой овражной сети 0,5–1,3 км/км² и более [2]. Коэффициент овражного расчленения в пределах Калачской возвышенности достигает 1,5 км/км², Медведицких Яров – 2 км/км², Восточно-Донской гряды и Доно-Медведицкой гряды – 3 км/км², Правобережья Волги в пределах Приволжской возвышенности – 3,5 км/км².

Степень переработки берегов Цимлянского водохранилища оценивается как умеренно-опасная. Для Волгоградского водохранилища определяется опасная степень переработки берегов, с относительно постоянными во времени разрушениями побережий, охватывающими большую часть периметра водохранилища и приводящая к крупным потерям и показателям ущерба. Катастрофические потери при размыве берегов Волгоградского водохранилища составили 717,6 га в год, Цимлянского – 108, а среднемноголетние – соответственно 179,4 и 27 [2]. Суммарная величина размыва за весь период наблюдений составила по правому берегу Волгоградского водохранилища на участках Пичуга 62,3 м, Горный Балыклей – 46,5 м, Камышин – 5,8 м, по левому берегу – Левчуновка – 125,9 м, Молчановка – 72,9 м при средней скорости размыва от 0,17 до 7,4 м в год [3].

Категории оползневой опасности выделяются по степени пораженности территории оползнями, то есть по отношению суммарной площади проявления оползней к общей площади рассматриваемой территории. На большей части оползневых склонов Волгоградского Правобережья отмечен умеренный и малоопасный тип процесса с пораженностью территории менее 10% и вероятностью возникновения чрезвычайных ситуаций муниципального уровня. По берегам Волги, Волгоградского и Цимлянского водохранилищ отмечается опасный тип оползневых процессов, который характеризуется следующими параметрами: пораженностью территории 10–25%, опасностью оползневых явлений периодичностью 5–100 раз в 100 лет, максимальным объемом 100 тыс. м³ и более, глубиной захвата пород до 20 м и скоростью смещения до 5–10 м/с [2]. По времени образования оползни Волгоградского Правобережья относятся к трем этапам оползнеобразования: позднеплейстоценовому, голоценовому эрозионному и голоценовому природно-техногенному с возможной современной активизацией [4].

Карстовые проявления связаны с карбонатными породами меловой и каменноугольной систем и прослеживаются преимущественно в пределах Арчединско-Донских поднятий. Карстовые процессы характеризуются умеренно-опасным уровнем проявления с пораженностью территории в пределах 3–10%, скоростью карстовой денудации до 1–2 м³/м² в год, диаметром поверхностных карстовых форм до 3–10 м и более и риском провалов 0,2–0,5 раз за 10 лет на 1 км².

На территории Волгоградской области широкое распространение имеют лессовые просадочные породы, определяющие во многом степень устойчивости геологической среды. Регионально-генетическими типами таких отложений являются валдайские, верхнехвалынско-современные и ательские лессовые породы [5]. Степень просадочности пород возрастает с северо-запада на юго-восток от малоопасного и умеренно-опасного уровня – до опасного. Опасной степенью с вероятностью чрезвычайных ситуаций регионального уровня характеризуется территория северного денудационно-аккумулятивного плато Ергеней. Опасность просадок лессово-суглинистого покрова отложений отмечена здесь пораженностью территории в 60–70%, величинами просадки 25–50 см и реже более того, площадью одновременного проявления просадок до 2,5 тыс. м², продолжительностью послепросадочных деформаций 30–50 лет и более, объемом единовременных деформаций пород до 10 тыс. м³ и максимальной скоростью развития просадок до 50–500 см/сутки [2].

В Волгоградском Заволжье серьезные геоморфологические риски природопользования связаны с воздействием суффозионных и дефляционных процессов.

Таким образом, значительные территории Волгоградского Поволжья подвержены высокой вероятности возникновения чрезвычайных ситуаций регионального уровня, обусловленных опасной степенью проявления геоморфологического риска.

Литература

1. Лихачева Э. А., Тимофеев Д. А. Экологическая геоморфология: Словарь-справочник. М.: Медиа-ПРЕСС, 2004. С. 154–155.
2. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Российской Федерации. Под общ. ред. С. К. Шойгу. М.: ИПЦ «Дизайн. Информация. Картография», 2005. 270 с.
3. Шубин М. А. Литомониторинг: теоретические и прикладные аспекты. Волгоград: Принт, 2005. С. 125.
4. Корхова Ю. А. Древние и современные оползни Волгоградского Правобережья Волги. Автореф. дис. на соиск. ученой степ. канд. геогр. наук. Волгоград, 2012. С. 16–17.
5. Брылев В. А. Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины: монография. Волгоград: Перемена, 2005. 351 с.

**ОЦЕНКА СТЕПЕНИ РИСКА ПРИ РАЗРУШЕНИИ ГРУНТОВЫХ ПЛОТИН
В УСЛОВИЯХ СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ***З. П. Иванова, Н. М. Колосова, О. В. Михеева*ФГБОУ ВПО Саратовский Государственный аграрный университет им. Н. И. Вавилова, г. Саратов,
miheevaolya@gmail.com**ASSESSMENT DEGREES OF RISK AT DESTRUCTION OF SOIL DAMS IN THE CONDITIONS
OF THE SOCIAL AND ECONOMIC ENVIRONMENT***Z. P. Ivanova, N. M. Kolosova, O. V. Mikheyeva*

FGBOU VPO the Saratov State agrarian university of N. I. Vavilov, Saratov, miheevaolya@gmail.com

Водные объекты и в частности водохранилища – это акватическое жизненное пространство с совершенно определенными функциями и особенностями. Так как водохранилища это искусственные водоемы, созданные за счет водоподпорного гидротехнического сооружения (плотина), то они нуждаются в тщательной эксплуатации, т. е. все мероприятия и работы должны обеспечить нормальное и безаварийное функционирование объекта. Особенно это касается плотин, водовыпусков, донных порогов, водозаборов и т. д. Ненадежное состояние гидротехнических сооружений, в частности плотин, может привести к чрезвычайным ситуациям.

Безопасность гидротехнических сооружений – это комплексный показатель, включающий в себя как технические, так и социальные, экономические и экологические аспекты.

Обеспечение безопасности гидротехнических сооружений включает планирование мероприятий по предупреждению опасных состояний гидротехнических сооружений и окружающей среды.

Наиболее важным и трудоемким является процесс анализа и оценки рисков аварии ГТС, экспертная оценка состояния объекта, соответствия риска аварий допустимому уровню, установленному нормативной документацией [1, 2].

Оценка риска аварий включает в себя ряд последовательных процедур:

1) анализ возможных сценариев возникновения аварии; 2) определение нагрузок на гидротехническое сооружение; 3) определение условной вероятности возникновения аварии при воздействии на сооружение установленных нагрузок; 4) построение полей поражающих факторов при развитии аварийной ситуации; 5) оценка рисков и ущерба при аварии на гидротехнических сооружениях.

Анализ факторов, влияющих на риск аварии, может основываться на материалах декларации безопасности гидротехнических сооружений [2].

Оценка эксплуатационного состояния грунтовой плотины как технической системы, состоящей из множества элементов, узлов и конструкций и находящейся под воздействием многочисленных нагрузок, является сложной и ответственной задачей эксплуатации гидротехнических сооружений. Грунтовая плотина считается исправной, если она отвечает всем эксплуатационным требованиям и эстетическим показателям. Ответить на вопрос, исправна ли грунтовая плотина, можно лишь тогда, когда каждый элемент и узел плотины отвечает всем эксплуатационным и эстетическим требованиям. Проверка же каждого элемента и узла на соответствие предъявляемым им требованиям делает задачу оценки состояния плотины сложной, длительной и дорогой.

Деформация грунтовых плотин происходит под воздействием сил тяжести, гидростатического и гидродинамического (фильтрация, сработка уровня воды) давления воды, вибрации водосбросных сооружений, при сейсмических воздействиях от движущегося транспорта.

При эксплуатации грунтовой плотины все ее элементы подвергаются воздействию различных факторов. Влияние этих факторов проявляется в виде отклонений параметров плотины от расчетных значений, возникающих в течение эксплуатации. Эти отклонения иногда могут быть настолько значительными, что дальнейшая эксплуатация плотины становится невозможной, с точки зрения теории надежности наступает отказ. Под отказом следует понимать событие, заключающееся в нарушении работоспособного состояния.

Для оценки эксплуатационных качеств сооружений наряду с традиционными показателями необходимо иметь представление о количественной характеристике надежности. Она должна быть установлена, рассчитана на основе анализа поведения основных параметров системы при ее эксплуатации.

Для современных систем сооружений ранее используемая качественная характеристика надежности не может быть использована для рационального проектирования, строительства и эксплуатации. Надежность может быть определена как способность сооружения обеспечивать и сохранять в условиях эксплуатации значение заданных показателей в течение всего срока эксплуатации в границах установленных допусков или как способность безотказно работать в течение определенного интервала времени при заданных условиях эксплуатации.

При больших отклонениях показателей за пределы допусков система сооружений работает менее качественно, с большими простоями, неполадками, с меньшей эффективностью. Под эффективностью следует понимать вероятность выполнения системой сооружений заданных, техническими условиями функций. Если для оценки качества сооружения достаточно характеризовать его только с учетом выполнения функций в различных состояниях, то тогда надежность совпадает с эффективностью. Эффективность следует оценивать с учетом достигнутого уровня развития науки и технологии строительства.

Для разработки критериев надежности можно использовать функции распределения вероятностей. Наряду с этим при оценке надежности элементов сооружений можно использовать приемы теории массового обслуживания и динамического программирования.

Для качественной и количественной оценки надежности системы сооружений необходимо иметь данные о безотказности, восстанавливаемости и готовности.

При оценке надежности сооружения и его составляющих элементов важное значение имеет оценка безотказности. Для элементов системы, которые не восстанавливаются в течение заданного времени, характеристики надежности системы сооружений совпадают с ее характеристиками безотказности.

Под безотказностью сооружения следует понимать вероятность того, что его характеристики будут находиться в пределах нормы в течение определенного интервала времени в реальных условиях эксплуатации.

Как известно, исправное и неисправное состояния системы являются противоположными событиями, поэтому:

$$P(t) + Q(t) = 1, \quad (1)$$

где $P(t)$ – безотказность системы; $Q(t)$ – вероятность отказа системы.
Безотказность системы рассчитывается по формуле:

$$P(t) = \frac{N_0 - n(t)}{N_0} \quad (2)$$

где N_0 – число элементов в начале испытаний; $n(t)$ – число отказавших элементов за время t ; $P(t)$ – статистическая оценка, выражающая безотказность работы.

Под наработкой понимают продолжительность или объем работы системы, измеряемые в часах, километрах, гектарах, кубических метров и других единицах.

Вероятность отказа системы следственно равна:

$$Q(t) = 1 - P(t), \quad (3)$$

Частота отказов несет в себе всю информацию о случайном явлении – времени безотказной работы.

Интенсивностью отказов называется отношение числа отказавших элементов в единицу времени к среднему числу элементов, исправно работающих в данном отрезке времени.

Статистическое выражение имеет вид:

$$\lambda(t) = \frac{n(\Delta t)}{N_{cp} \Delta t} \quad (4)$$

где $N_{cp} = (N_i + N_{i+1})/2$ – среднее число исправно работающих элементов в интервале Δt ; N_i – число элементов, исправно работающих в начале интервала Δt ; N_{i+1} – число элементов, исправно работающих в конце интервала Δt .

При оценке степени преимущества одной системы перед другими иногда более удобной характеристикой оказывается вероятность отказа.

При исследовании статистических данных выявлено, что из наиболее подверженных разрушению были выбраны: зона крепления верхового откоса, зона крепления низового откоса, зона крепления гребня плотины, зона сопряжения с основанием, зона влияния верхнего бьефа, зона влияния нижнего бьефа, низовой откос и тело плотины.

Для каждой выбранной зоны был проведен расчет надежности по формулам (2) и (3), была определена интенсивность отказа каждой рассматриваемой зоны плотины во времени (λ) по формуле (4).

По полученным данным проведенных расчетов были построены графики зависимости безотказности системы (выбранной зоны плотины) $P(t)$ от вероятности отказа $Q(t)$ точка пересечения двух зависимостей дает нам период времени, через который произойдет первый отказ выбранной зоны плотины (рис. 1).

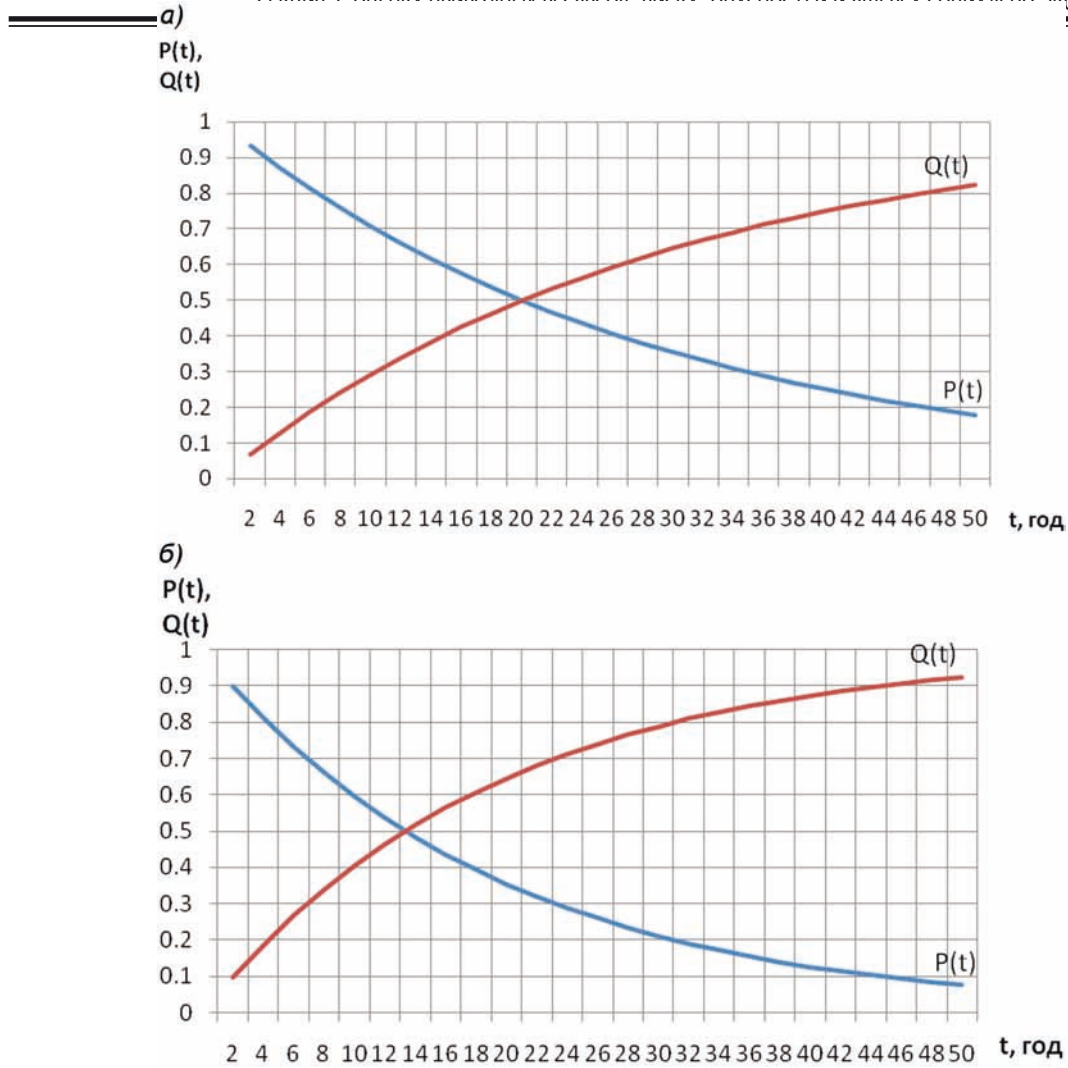


Рис. 1. Зависимость безотказной работы выбранной зоны плотины $P(t)$ от вероятности отказа $Q(t)$: а) крепление верхового откоса, б) крепление низового откоса

В соответствии со ст. 9 Федерального закона «О безопасности гидротехнических сооружений» собственник гидротехнического сооружения и эксплуатирующая организация обязаны: «систематически анализировать причины снижения уровня безопасности гидротехнического сооружения и своевременно осуществлять разработку и реализацию мер по обеспечению технически исправного состояния гидротехнического сооружения него безопасности, а также по предотвращению аварии гидротехнического сооружения».

Анализируя полученные по статистическим данным графики, можно сделать вывод, что разрушение крепления верхового откоса плотины произойдет примерно через 19 лет, разрушение крепления низового откоса плотины произойдет через 12,5 лет, разрушение гребня плотины произойдет через 12 лет, разрушение зоны основания плотины произойдет через 15 лет, разрушение зоны влияния верхнего бьефа произойдет через 26 лет, разрушение зоны влияния нижнего бьефа произойдет через 17 лет [3].

Оценку риска аварии проводят на основании экспертного анализа уровня опасности аварии и уровня уязвимости ГТС. Для оценки уровня риска аварии вначале рассчитывается коэффициент риска на основе принципа пересечения этих событий, т. е.:

$$r_a = \lambda \cdot v, \tag{5}$$

где λ – коэффициент опасности для ГТС, v – коэффициент уязвимости ГТС [4]. Расчет проводится для тяжелого и вероятного сценариев аварии.

Вероятность возникновения аварии плотины P_a рассчитывается по формуле:

$$P_a = 0,5 \cdot \operatorname{erfc} \left[1,9 \cdot \frac{\ln 0,125}{\ln 0,15} \right]. \tag{6}$$

Уровень риска по значению вероятности аварии на плотине сравнивается с допустимым значением вероятности возникновения аварий.

Денежные выражения расчета убытков в результате аварии ГТС группируются по показателям, характеризующим социально-экономические последствия.

В общем виде вероятный вред от аварии на ГТС по основным составляющим определяется как сумма:

$$I_{\text{общ.}} = I_{\text{л}} + I_{\text{о}} + I_2 + I_{\text{тжэ}} + I_5 + I_{10}, \quad (7)$$

где:

$I_{\text{общ.}}$ – полные убытки (полные ущерб) от аварии ГТС;

$I_{\text{л}}$ – затраты, понесенные в результате гибели, пропажи без вести или травматизма людей;

$I_{\text{о}}$ – ущерб основным (I_1) и оборотным ($I_{\text{об}}$) фондам предприятий, кроме основных и оборотных фондов владельца ГТС;

I_2 – ущерб готовой продукции предприятий, кроме продукции владельца ГТС;

$I_{\text{тжэ}}$ – ущерб элементам транспорта и связи, жилому фонду, имуществу граждан, сельскохозяйственному производству, лесному фонду от потери леса как сырья по рыночным ценам, от затопления и гибели лесов по фактическим затратам на восстановление леса, от сброса опасных веществ (отходов) в окружающую среду, а также ущерб, вызванный нарушением водоснабжения из-за аварий водозаборных сооружений, определяемый как сумма

$$I_{\text{тжэ}} = I_3 + I_4 + I_6 + I_7 + I_8 + I_9, \quad (8)$$

где:

I_3 – ущерб элементам транспорта и связи;

I_4 – ущерб жилому фонду и имуществу граждан;

I_6 – ущерб сельскохозяйственному производству;

I_7 – ущерб лесному хозяйству;

I_8 – ущерб от сброса опасных веществ (отходов) в окружающую среду;

I_9 – ущерб, вызванный нарушением водоснабжения из-за аварий водозаборных сооружений;

I_5 – расходы на ликвидацию последствий аварии и восстановление объекта;

I_{10} – прочие виды ущерба.

Последовательность оценки вероятного вреда следующая.

1. Для принятого сценария аварии определяются показатели ожидаемых социально-экономических последствий, в частности:

– количество людей, которые могут пострадать при аварии;

– объемы основных фондов предприятий, количество жилья, дорог, коммуникаций, объектов инфраструктуры и т.п., которые могут быть подвергнуты силовым воздействиям волны прорыва.

2. Для полученных характеристик в соответствии с действующими базовыми нормами платы за причинение вреда подсчитываются величины ущерба по отдельным составляющим с учетом классификации по силовым воздействиям на объекты и имеющимися выплатами по каждому элементу с учетом коэффициентов экологической обстановки для данного региона Саратовской области.

3. Определяются суммарные величины совокупного ущерба от последствий аварии на ГТС в денежном выражении с учетом расходов, связанных с ликвидацией аварии.

4. Исходя из оценки совокупного размера вреда, в соответствии с действующей классификацией по ЧС проводится оценка масштаба возможной аварийной ситуации на объекте [5].

Минимальные величины затрат (компенсационных выплат) в результате гибели, пропажи без вести или травматизма людей в рамках укрупненных оценок, в соответствии с [6], определяются как:

$$I_{\text{л}} = N \cdot S, \quad (9)$$

где N – число погибших или пострадавших (нуждающихся в госпитализации);

S – средние ориентировочные затраты, отнесенные на одного погибшего и пропавшего без вести человека, принимаемые в размере 2000 МРОТ (МРОТ – минимальный размер оплаты труда, установленный в соответствии со статьей 4 Федерального закона № 82-ФЗ от 19.06.2000 г. с последующими изменениями и дополнениями, определяющий базовую сумму МРОТ, а также платежей по гражданско-правовым обязательствам, установленным в зависимости от МРОТ, в размере 100 руб).

При тяжелом сценарии аварии могут быть погибшие, травмированные от прорывной волны люди.

Согласно «Методики определения размера вреда, который может быть причинен жизни, здоровью физических лиц, имуществу физических и юридических лиц в результате аварии гидротехнического сооружения» [6] оценка возможных потерь (гибель) людей и пострадавших при гидродинамической аварии выполняется в зависимости от зоны воздействия прорывной волны при гидродинамической аварии.

Отнесение зоны к той или иной зоне воздействия допускается производить по критериям, используемым для объектов жилого фонда и имущества граждан.

Таким образом, непринятие своевременных мер по устранению неполадок гидротехнических сооружений до срока их первого отказа может привести к аварийной ситуации на объекте. Обследования и систематические осмотры, регулярные инструментальные наблюдения, а в случае необходимости специальные исследования и испытания сооружений, являются базовыми контролирующими мероприятиями для оценки состояния и работы гидротехнических сооружений при надзоре за их безопасностью. Они являются основной частью технического обслуживания.

Литература

1. Федеральный закон «О безопасности гидротехнических сооружений» от 21.07.97 №117-AP/
2. Положение «О декларировании безопасности гидротехнических сооружений» Утверждено Постановлением правительства РФ №1303 от 06.11.1998 г.
3. Михеева О. В, Панкова Т. А. К вопросу об эксплуатационной надежности грунтовых плотин, Вестник Саратовского госагроуниверситета им. Н. И. Вавилова, №7, 2012. С. 56–60.
4. Методические рекомендации по оценке риска аварий на гидротехнических сооружениях водного хозяйства и промышленности. 2-е издание, переработанное и дополненное. М.: Даровдгео, 2009. 64 с.
5. Постановление Правительства РФ от 21.05.07 № 304 «О классификации чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера».
6. «Методика определения размера вреда, который может быть причинен жизни, здоровью физических лиц, имуществу физических и юридических лиц в результате аварии гидротехнического сооружения» (РД 03-626-03), утвержденная приказом МЧС России и Госгортехнадзора России от 15.08.03 №482/175а.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ КРУПНЫХ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ-БОВАНЕНКОВСКОГО И ХАРАСАВЭЙСКОГО

Козлова А. Е.

Институт географии РАН, Москва, geomorph@rinet.ru

ASSESSMENT OF ECOLOGIC-GEOMORPHOLOGIC SITUATIONS AT THE LARGE GAS CONDENSATE FIELDS BOVANENKOVSKOYE AND KHARASAVEISKOYE

Kozlova A. E.

Institute of Geography of RAS, Moscow, geomorph@rinet.ru

Полуостров Ямал в настоящее время является самым перспективным регионом добычи углеводородного сырья и может стать одним из главных экономических проектов России на ближайшее время. На Ямале разведано 32 газоконденсатных месторождения (ГКМ), самыми крупными из них являются Бованенковское, которое в 2013 году введено в эксплуатацию, и Харасавэйское. Поэтому к этим месторождениям сейчас привлечено первоочередное внимание.

По экспертным оценкам Бованенковское месторождение имеет не только федеральное, но и мировое значение, так как огромные запасы газоконденсата позволят ежегодно увеличивать его добычу. Однако такие темпы освоения повлекут за собой и увеличение масштабов антропогенного преобразования окружающей среды.

Цель сообщения дать оценку возможного возникновения эколого-геоморфологических ситуаций на территориях Бованенковского и Харасавэйского ГКМ в настоящее время и в перспективе.

Оба месторождения расположены в западной части полуострова Ямал, в подзоне типичных тундр, в пределах ступенеобразных разновозрастных геоморфологических уровней: Казанцевской морской равнины, I, II, III морских террас, лайды и аллювиальной поймы (рис. 1).

Состав рельефообразующих отложений геоморфологических уровней представлен мелкозернистыми и пылеватыми песками, супесями, суглинками и глинами. Картируются рыхлые отложения по верхнему горизонту разреза, который имеет аналогичный состав, за исключением суглинков и глин. В условиях хозяйственного освоения пески наиболее уязвимы к техногенным воздействиям и подвержены процессам дефляции.

Сплошное распространение на рассматриваемой территории многолетнемерзлых пород большой мощности (от 300 м до 50 м) определяет высокую объёмную льдистость морских и аллювиальных отложений, которая может изменяться по разрезу, в зависимости от литологии переслаивающихся пород. Средние значения льдистости пород составляют 45–60% [1].

Формирование рыхлых отложений на полуострове Ямал происходило в условиях морского бассейна, поэтому при хозяйственном освоении необходимо учитывать степень их засоленности. По данным Ю. К. Васильчука и В. Т. Трофимова [2] засоленность мерзлых грунтов в пределах Бованен-

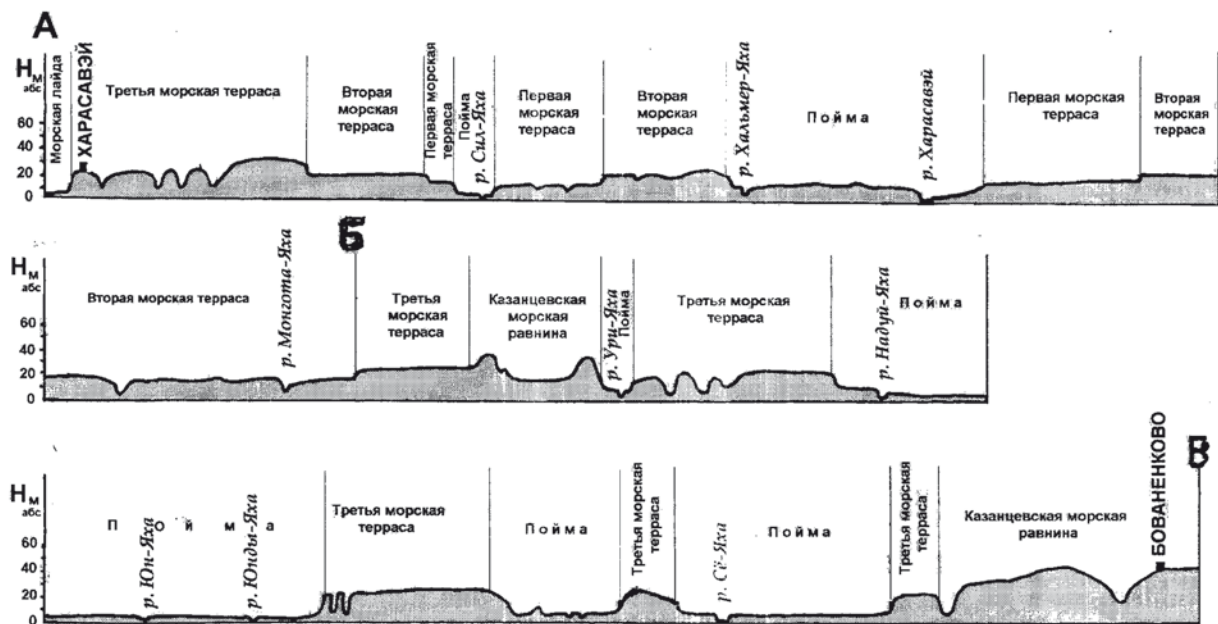


Рис. 1. Геоморфологический профиль через Бованенковское (А-В) и Харасавэйское (Б-В) месторождения.

ковского ГКМ составляет 0,03–2,1%, а Харасавэйского – 0,2–1,4%. При техногенном воздействии засоленные отложения становятся более пластичными и подвижными, способствуя активизации экзогенных рельефообразующих процессов.

Как отмечает Г. И. Исаченко, «природная составляющая имеет универсальное значение – создаёт первичный и повсеместный экологический фон, который не может быть полностью трансформирован или уничтожен техногенными воздействиями» [3, с.5].

Эколого-геоморфологические ситуации возникают, прежде всего, на тех территориях, где создаются предпосылки для активизации экзогенных рельефообразующих процессов, изменения геоэкологических условий, и состояния почвенно-растительного покрова.

Геоморфологические условия изменяются при выравнивании рельефа, при постройке промышленно-производственных и жилых объектов (площадные нарушения), при прокладке транспортных коммуникаций (линейные нарушения) и при прокладке транспортных коммуникаций, сопровождаемых объектами их обслуживания (линейно-площадные нарушения) [4].

Таким образом, при освоении территории Ямала создаётся мощная газотехническая геосистема, которая накладывается на первичный (природный) экологический фон.

Результатом их взаимодействия является формирование зон антропогенной трансформации вокруг строящихся объектов, где могут одновременно проявляться такие негативные факторы как механическое воздействие при строительстве объектов, тепловое воздействие на многолетнемёрзлые породы при их эксплуатации, химическое загрязнение почво-грунтов, перемещение больших объёмов горных пород.

В. П. Антонов-Дружинин [5] установил, что на сооружение погонного километра грунтовой насыпи газопровода в среднем требуется около 6 тыс. м³ песка, а на сооружение такой же по длине дороги с бетонным покрытием или железной дороги – 34–35 тыс. м³. Следовательно, сооружение одного погонного километра газопровода, проложенного в насыпи, сопровождается образованием карьера площадью не менее 2 тыс. м³ (при глубине карьера 3 м, а одного погонного километра дороги образованием карьера площадью 12–13 м³ (при той же глубине).

Последствия техногенных нагрузок и воздействий зависят от продолжительности и площади, на которой они проявляются. Длительные техногенные воздействия могут привести к изменению теплового состояния многолетнемёрзлых пород – увеличению мощности сезонно-талого слоя, образованию таликов, вытаяванию повторно-жильных и подземных льдов и как результат – образованию просадочных форм, что влечёт за собой увеличение заозеренности и заболоченности территории. Все эти процессы влияют на сохранность и безопасность объектов газотехнической геосистемы.

Эколого-геоморфологические ситуации Бованенковского газоконденсатного месторождения. Территориально месторождение расположено преимущественно в пределах аллювиальных пойм рек Надуй-Яхи, Юн-Яхи, Юнды-Яхи, Сё-Яхи и Мордо-Яхи (H=5–8 м), которые образуют единое пространство, шириной до 25 км, включающее останцы III морской террасы (H=25–35 м) и участки Казанцевской морской равнины (H=45–65 м.). (Рис. 1).

Накопление аллювиальных и озёрно-аллювиальных отложений на поймах мощностью до 10 м. сопровождается последующим их промерзанием и формированием повторно-жильных льдов. Сред-

ная объёмная льдистость многолетнемерзлых пород составляет 45 – 65 % [1]. На поймах встречаются многочисленные котловины-хасыреи, занятые термокарстовыми, пойменными и остаточными озерами,

Экзогенные рельефообразование представлено процессами эрозии, термоэрозии и пучения (развиты в спущенных озёрных котловинах-хасыреях), болотообразования и торфонакопления, а также солифлюкции, оползания, плоскостного сноса, развитых на пологих склонах останцов III морской террасы и Казанцевской морской равнины. В условиях интенсивного освоения они резко активизируются.

К моменту сдачи Бованенковского месторождения в эксплуатацию уже было создано его техническое оснащение Построена железная дорога Бованенково-Ухта, которую планируют продолжить от п. Бованенково до вахтового посёлка Харасавэй. Уже функционирует участок автодороги от Бованенково до поймы реки Надуй-Яхи, а многочисленные ответвления соединяют её с различными производственными объектами, посёлками, карьерами. В эксплуатацию уже сдано более 100 производственных объектов и пробурено 745 скважин.

Вокруг каждого техногенного объекта создаётся зона трансформации (изменения) природной среды. Ширина этих зон изменяется от 50 до 500 м [5]. Ареной трансформации, прежде всего, является рельеф и малоустойчивые тундровые ландшафты. Рельеф, испытывая антропогенный пресс, подвергается преобразованиям. Степень этих преобразований характеризует экологическую обстановку в регионе [6].

Чтобы уменьшить негативные последствия, возникшие при хозяйственном освоении месторождений, необходимо разработать комплекс мероприятий, направленных на охрану окружающей среды.

Критерием для оценки эколого-геоморфологической ситуации на территории Бованенковского ГКМ использовался показатель степени нарушенности природной среды природно-антропогенными процессами, который достигает 70%, поэтому на Бованенковском ГКМ она может быть оценена как очень острая.

Эколого-геоморфологические ситуации Харасавэйского газоконденсатного месторождения. Месторождение расположено в пределах III, II, и I морских террас с абсолютными высотами 25 – 35 м, 15 – 20 м, и 7 – 12 м соответственно, лайды (Н=1 – 5 м) и поймы реки Харасавэй (Н=5 – 8 м).

Плоская и пологоувалистая поверхность III морской террасы интенсивно расчленена долинами малых рек, овражно-балочной сетью, склоны которых также подвержены эрозии в виде многочисленных промоин. Густота эрозионного расчленения составляет 1,2 – 1,4 км/км², а глубина – 10 – 30 м [7].

На междуречных пространствах развиты процессы морозобойного растрескивания с образованием повторно-жильных льдов, определяющих рисунок термоэрозионных и термоэрозионно-термокарстовых врезов.

На плоских поверхностях II и I морских террас широко распространены плоско- и крупнобугристые торфяники. После уничтожении в процессе освоения растительного и торфяного покровов, глубина сезонного протаивания значительно увеличится [8], что приведёт к заболачиванию территории.

Строительство железной дороги Бованенково-Харасавэй неизбежно приведут к активизации экзогенных рельефообразующих процессов, чему способствует и высокая льдистость отложений, включающих повторно-жильные и подземные льды.

Проведённые наблюдения на первых пробуренных скважинах в районе вахтового посёлка Харасавэй показали, что вокруг скважины образовалось термокарстовое озеро, обрамлённое болотами. – это зона антропогенной трансформации. При увеличении масштабов строительства площадь этих зон будет расширяться, а процессы начнут развиваться как природно-антропогенные.

В настоящее время эколого-геоморфологическая ситуация на территории Харасавэйского месторождения можно оценить как острая, требующая разработки и применения мероприятий, сглаживающие их негативные последствия.

Заключение. Масштабы хозяйственного освоения на территории полуострова Ямал будут увеличиваться по мере необходимости разработки новых газоконденсатных месторождений.

Эколого-геоморфологические ситуации на территории Бованенковского и Харасавэйского месторождений оценивались с учётом следующих факторов:

1. Главным фактором является активизация экзогенных рельефообразующих процессов. Поражённость территории Бованенковского НГКМ опасными экзогенными процессами составляет до 70%, а Харасавэйского – до 50%.

2. Загрязнение геологической среды в пределах месторождений проявляется преимущественно в захоронении буровых отходов от кустов эксплуатируемых скважин. Химическое загрязнение, наблюдается не только в пределах территорий ГКМ, но распространяется и на соседние по направлению стока поверхностных вод.

3. Перемещение большого объёма горных пород при обустройстве месторождений, прежде всего, связано с уничтожением почвенно-растительного покрова, что также способствует активизации экзогенных процессов.

4. Уплотнение массивов горных пород может вызвать оседание поверхности на участках разрабатываемых месторождений может вызвать оседание поверхности, образование просадок повлекших увеличение заозёрности и заболачивания, привести к изменению рисунка эрозионной сети. Кроме того, оседание поверхности может привести к аварийным ситуациям на объектах созданной инфраструктуры.

В целях рационального природопользования и охраны окружающей среды необходимо определить границы площадных и линейных антропогенных воздействий.

Первоочередные мероприятия на осваиваемых территориях должны включать: рекультивацию нарушенных территорий-восстановление нарушенного почвенно-растительного покрова, биоресурсов, природной и геологической среды, составление карт эколого-геоморфологического мониторинга, предназначенных для контроля за использованием окружающей среды. Программа комплексного, в том числе, и космического мониторинга должна быть дополнена данными об антропогенных изменениях в состоянии природной среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баду Ю. Б. и др. Северо-Ямальская область // Геоэкология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1980 С. 164–169.
2. Васильчук Ю. К. и др. Характеристика грунтов криогенного генезиса // Инженерная геология России. Т. I. Грунты России. М.: КДУ, 2011. С. 397–407.
3. Исаченко Г. И. Теоретические основы и методы эколого-географического картографирования // Сущность и принципы экологического картографирования. Классификация экологических карт. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. С. 5–6.
4. Козлова А. Е. Эколого-геоморфологические ситуации на территории полуострова Ямал. // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем (Материалы XXXI Пленума Геоморфологической Комиссии РАН). Астрахань:, 2011. Ч. II. С. 289–292.
5. Антонов-Дружинин В. П. Физико-географические предпосылки оптимизации геотехнических систем Севера (на примере газотранспортной системы Уренгойского месторождения) Автореф. диссерт. канд. геогр. наук. М.: ИГРАН, 1991. 24 с.
6. Козлова А. Е., Романенко Ф. А. Изменение рельефа при хозяйственном освоении полуострова Ямал // Антропогенная геоморфология: наука и практика (материалы XXXII Пленума Геоморфологической Комиссии РАН). Белгород: Белгород, 2012. С. 243–246.
7. Козлова А. Е., Евдокимов В. И. Оценка природно-техногенных геоморфологических ситуаций на полуострове Ямал // Очерки по геоморфологии урбосферы. М.: Медиа-ПРЕСС, 2009. С. 244–276.
8. Тыртиков А. П. Протаивание грунтов в тундрах Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. Вып. 3. С. 58–71.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА НОВЕЙШЕЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НАМИБИИ

А. А. Кокочкин

Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, kokovkin@itig.as.khb.ru

THE FEATURES OF RELIEF FORMATION OF THE MODERN NAMIBIAN MARGINAL-KONTINENTAL STRUKTURE

A. A. Kokovkin

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences. 65, Kim Yu Chen St., Khabarovsk, kokovkin@itig.as.khb.ru

Намибия – страна юго-западной Африки вытянута вдоль Атлантики на 1 500 км (рис. 1). На востоке и западе ее территории преобладают равнинные ландшафты саванны, пустынь Намиб и Калахари с массивами дюн, в центре – средне-низкогорье с отметками до 2 600 м. Близость Атлантики и особенности климата, менявшегося здесь в новейшее (эоцен-голоценовое) время от семигумидного до семиаридного, во многом и определили ход развития ее новейшей структуры и особенности ее современного рельефа. В 2012 г. было проведено изучение этой структуры, с подготовкой ее комплексной эволюционной модели. Фрагмент этой модели и представлен в данной статье. Фак-

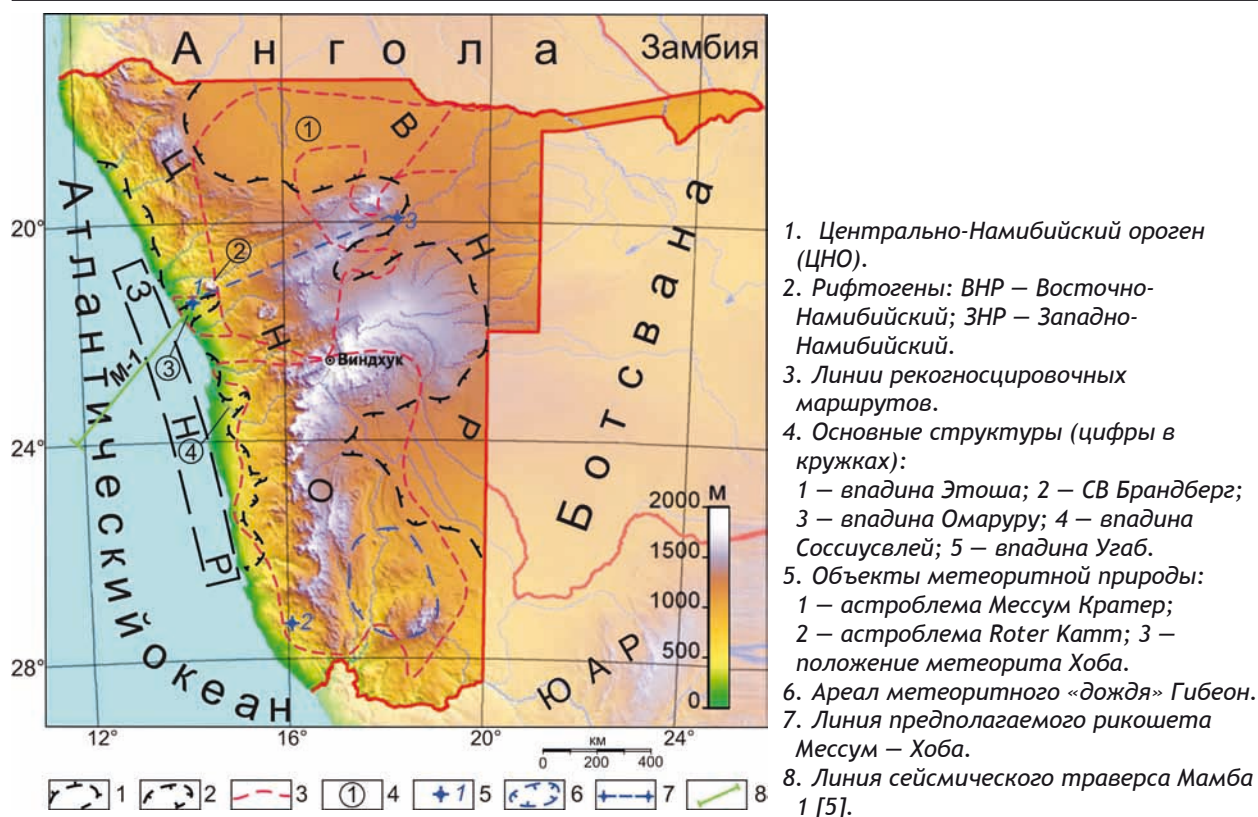


Рис. 1. Обзорная схема Намибии с основными объектами исследований.
 Космоснимок из [http://ru.wikipedia.].

тической основой послужили данные рекогносцировочных маршрутов (около 10 000 км). Новейшее время было насыщено здесь целой совокупностью динамично развивающихся процессов и событий. Рифтогенез и орогенез со сдвиг-надвиговой тектоникой, седиментогенез, экзогенный и эндогенный эпигенез с сопровождающим их рудообразованием, дефляционная эрозия с формированием поверхностей выравнивания и дюнных массивов, бомбардировка метеоритами – все это тесно взаимосвязанное многообразие во многом и определило характер новейшей геологической структуры Намибии и особенности ее современного рельефа.

Согласно волновой модели [2,3], разрабатываемой в рамках концепции расширяющейся Земли, ход структурирования континентальной коры определила иерархически организованная система волновых процессов, возглавляемая глобальной ритмичкой расширительной – сжатия, инициированной океаническими суперплюмами. В позднем мезозое-кайнозое проявлено два ритма расширения (поздний триас – ранний мел и эоцен – голоцен), разделенных позднемеловым – палеоценовым ритмом сжатия. На континентах под действием расширяющихся суперплюмов наращиваются напряжения сжатия. Континентальная кора при этом деформируется с образованием подвижных поясов, развитием орогенных и рифтогенных систем. Ход ее структурирования контролируется глубинными разломами, функционирующими в режиме нелинейного знакопеременного сдвига – разновидности волновых (маятниковых) движений. Сочетание этих «медленных» тектонических процессов определяет, в свою очередь, условия развития геологически «мгновенного» сейсмического процесса с иерархией его волновых систем от глобальных сейсмических поясов до отдельного землетрясения с его локальными резонансными деформационными системами.

По сложившимся представлениям, Атлантический океан начал раскрываться с конца триаса, примерно 200 млн лет назад, с омоложением к югу. Рассматриваемая здесь новейшая окраинно-континентальная структура является одним из результатов взаимодействия Африканского континента с плюмовой системой Атлантики на самом позднем этапе глобального расширения, продолжающегося в режиме сложноорганизованной пульсации до настоящего времени. Геологическая структура Намибии представлена на современной поверхности набором полихронных, гетерогенных структур, формаций и пород с возрастом от архея и протерозоя до квартала [1,6]. Новейшая составляющая этой структуры представлена напряженно развивающейся рифтогенно-орогенной триадой с Центрально-Намибийским орогеном в центре, Западно- и Восточно-Намибийским рифтогенами – в ее краевых частях. В развитии триады, отличающейся тесными внутренними взаимосвязями, достаточно уверенно выделяются два этапа – ранний (эоцен-четвертичный) и суперновейший (плейстоцен-голоценовый). На раннем этапе были сформированы все основные элементы триады.

В структуре орогена в динамичном равновесии с тектоникой в это время активно развивались эрозионные процессы, а в рифтогенах накапливались осадки формации «калахари». В *плейстоцене* — *голоцене* структура триады была подвержена дополнительному сжатию со стороны Атлантики и активизирована.

Центрально-Намибийский ороген (ЦНО) протягивается с юга на север через всю территорию Намибии, с заметной избирательностью наследуя структурный план более ранних складчатых поясов (Каоко и Дамары), отличающихся высокой неоднородностью своего строения. Внутри ЦНО представляет собой систему поднятий с контрастно выраженным низко-среднегорным рельефом ярусного строения. Более сглаженный рельеф нижнего яруса соответ-

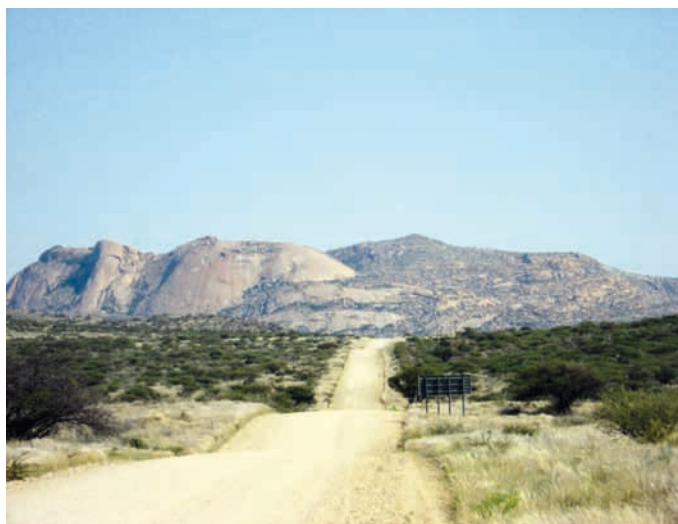


Рис. 2. Гранитная СВ по трассе Виндхук — Свакопмунд. Фото автора, 2012 г.

ствует раннему этапу развития триады, контрастный рельеф верхнего яруса — ее суперновойшему этапу. В воздымающейся структуре орогена все докайнозойские образования были трансформированы новейшей сдвиг-надвиговой тектоникой и подвержены активной эрозии. *Рифтогены*, развивающиеся в тесном взаимодействии с ЦНО, выполнены рыхлыми и слабо литифицированными отложениями формации «калахари» [6]. Эоцен-четвертичный возраст этих осадков датирует время основной фазы развития триады. Наличие же в них большого количества зелено- и пестро-цветных разностей свидетельствует о преобладании при осадконакоплении семигумидных условий. Поставщиком осадочного материала для «калахари» служили породы обрамления рифтогенов со сформированной на них в палеоцене латеритной корой выветривания. Седиментация во всей рифтогенной системе завершилась примерно во второй половине квартала, с началом суперновойшей активизации, развивающейся на фоне нерегулярно усиливающейся аридизации климата. Пик аридизации сместился к концу плейстоцена к югу-западу, в пустыню Намиб. Поднятые, выведенные из седиментации рифтогенные впадины и палеодолины на их бортах были вместе со структурой ЦНО трансформированы сдвиговой тектоникой и подвергнуты масштабной дефляционной эрозии. К голоцену в рифтогенах и на прилегающих к ним бортах орогена были сформированы площадные поверхности выравнивания, синхронно с которыми развивались процессы дюнообразования. Максимальной трансформации в суперновойшее время подвергся ближайший к Атлантике Западно-Намибийский рифтоген (ЗНР). На современном срезе он представлен, в основном, реликтами палеодолиненной сети, фрагменты которой сравнительно неплохо изучены лишь на севере — на ближней периферии известного уранового месторождения Россинг, где в них получил развитие новейший урановый рудогенез.

Вся структура триады и, особенно, структура ЦНО насыщена различными по морфологии и масштабу дислокациями. На плоских, выработанных дефляцией бортах орогена широко распространены взброшенные суперновойшей сдвиговой тектоникой «столовые» горы — эрозионные останцы, сложенные докайнозойскими породами с реликтами палеоценовых и ранне-новейших поверхностей выравнивания. На бортах ЦНО получили развитие экзотического вида поднятия, названные автором *структурами выдавливания* (СВ, рис. 2). Они контрастно выделяются на фоне более ранних морфоструктурных элементов триады, уже спланированных дефляционной эрозией. Вблизи СВ производят впечатление исключительно свежих, едва ли не растущих на ваших глазах структур. Многие из них «всплыли», взломав поверхность плейстоцен-голоценового пенеплена. Размеры СВ достигают $n \times 100 \text{ км}^2$ по площади и до 2 км по высоте. Сложены они, в основном, гранитами. По модели автора [2], СВ формируются в условиях аномального пульсационного сжатия, возникающего под действием знакопеременного сдвига, усиленного здесь прессом Атлантического плюма. Под действием этого двойного сжимающего эффекта самые жесткие блоки неоднородного докайнозойского субстрата «всплывают», выдавливаются на поверхность. В ходе выдавливания они приобретают характерные сглаженные, округлые формы с притертыми поверхностями, покрытыми круто ориентированными бороздами скольжения, обозначающими направление их смещения к поверхности — к действующему там контрастному комплексному (динамическому, плотностному, фазовому) барьеру. Максимальный подъем испытали СВ, сложенные *кольцевыми интрузиями*. Повышенная жесткость и вертикальная ориентировка их цилиндрических тел обеспечили им сохранность в условиях аномального сжатия, способствуя при этом более динамичному их подъему. Примером является крупная (диаметр более 20 км) морфоструктура кольцевой раннемеловой гранитоидной интрузии *Брандберг*

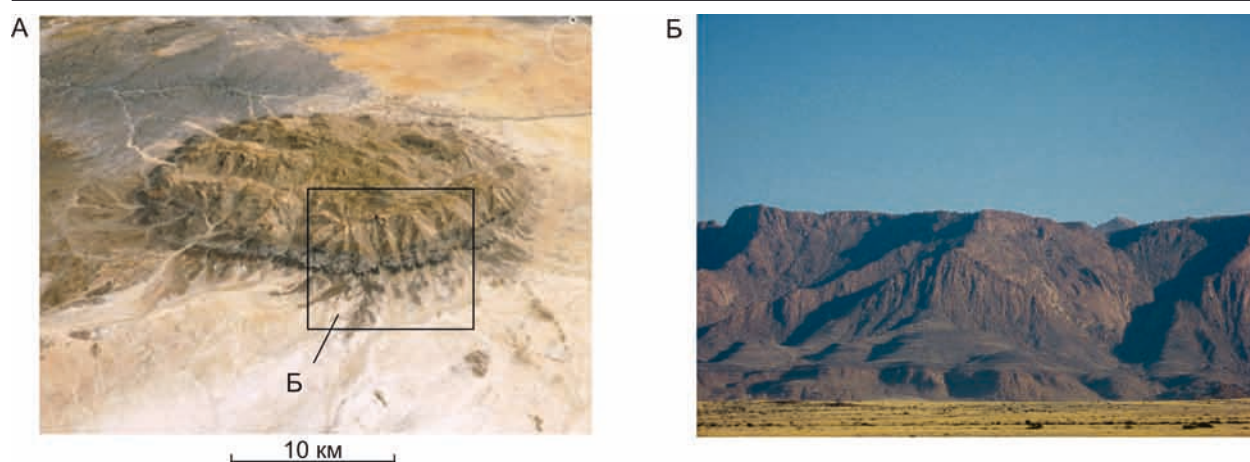


Рис. 3. СВ кольцевой интрузии Брандберг. А. Общий вид СВ. Космоснимок из «Google earth». На заднем плане справа – красноцветные дюны впадина Угаб. Б. Вид на Брандберг с юго-востока. Видны клиновидные срывы – следы воздымания СВ. Фото автора, 2012 г.

(рис. 3), возвышающаяся на 2 км над плоской, выработанной плейстоцен-голоценовой дефляцией поверхностью западного борта ЦНО. Структура Брандберга «всплыла» из вмещающих ее гранитов и сланцев Дамарского пояса вместе с «приваренной» экзоконтактовой оторочкой развивавшихся по сланцам роговиков. При этом она взломала поверхность пенеплена, наложенного не только на породы фундамента новейших рифтогенов, но и на осадки «калахари». Со стороны Брандберг с его плоской вершиной выглядит как типичная «столовая» гора.

Как упоминалось, в плейстоцене-голоцене рифтогенно-орогенная триада Намибии развивалась на фоне смещающейся к югу аридизации климата с сопровождающей ее дефляционной эрозией. Дефляция особенно активно проявлена в рифтогенах и палеодолинах, выполненных механически неустойчивыми рыхлыми осадками. Развитие ветровой эрозии сопровождалось интенсивной пенепленизацией и образованием *дюнных массивов*. Значительная часть структуры Западно-Намибийского рифтогена была перекрыта дюнами пустыни Намиб – одними из самых высоких дюн в мире. Высота отдельных дюн достигает здесь 100 м. Похоже, однако, что многие дюны были «посажены» здесь на суперновейшие поднятия, сложенные породами докайнозойского фундамента (рис. 4). Процесс образования дюн в пустыне Намиб продолжается в весьма активном режиме и в наше время – дюны здесь «живые». Намного менее масштабно дюнообразование проходило на востоке. Здесь также развиты довольно крупные по площади массивы дюн, но эти дюны невысоки – не более 10–15 м. И если на юго-западе Калахари их образование еще продолжается, то на севере они уже в основном закреплены растительностью. По-видимому, начиная примерно с плейстоцена, зону аридизации стала теснить здесь наступающая с севера зона влажных тропиков. На северо-востоке реликтовые массивы дюн дополнительно маскированы техногенными ландшафтами ферм, с запада же они трансформированы еще и суперновейшими структурами ЦНО. В результате, в северной части Калахари и на востоке впадины Этоша дюны сохранились лишь в виде маломощного полого-волнистого, полосчатого плаща эоловых красноземов. Они хорошо фиксируются прямыми наблюдениями, но на космоснимках возникают определенные трудности с их идентификацией. Неудивительно, что Н. И. Корчугановой в работе [2] эти полосчатые дюнные ландшафты обозначены как «загадочные линеаменты». Анализ полученных сведений позволяет сделать вывод о молодом (вероятнее всего, не древнее плейстоцена) возрасте начала дюнообразования. Более ранние датировки дюн [6] отражают, в большей мере, возраст спорово-пыльцевых комплексов, поступивших в них из осадков «калахари» и развитой на обрамлении новейших впадин латеритной коры выветривания.

В конце новейшего этапа заметное влияние на структуру рифтогенно-орогенной триады Намибии оказала *бомбардировка ее метеоритами*. Следы этой масштабной бомбардировки здесь многочисленны и достаточно ярки. На северо-востоке, в районе городка Гротфонтейн на практически



Рис. 4. Дюна долины Соссиусвлей, «посаженная» на выступ гранитов. Фото автора, 2012 г.

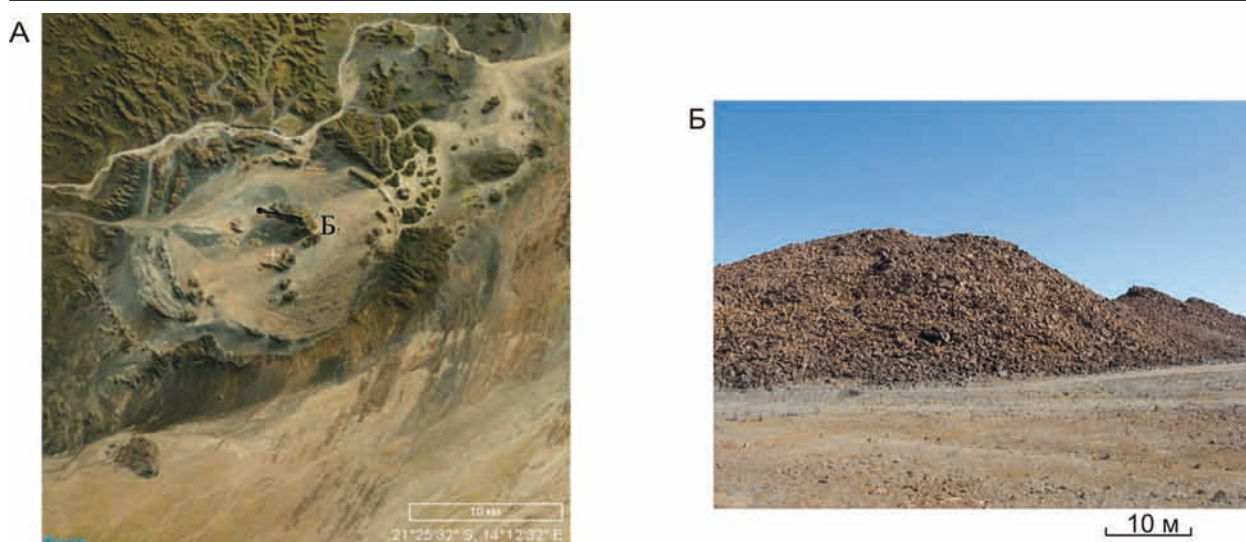


Рис. 5. Астроблема Мессум Кратер.

А. Общий вид астроблемы. Космоснимок из «GeoMixer». Б. Выбитый блок гранитов, прикрытый плащом импактных глыб габбро-диоритов. Фото автора, 2012г.

ненарушенной поверхности коры лежит крупнейший из найденных на Земле метеорит Ноба (60 т), а на юго-западе расположена астроблема Roter Kamt диаметром 2,5 км. Несколько южнее, на территории ЮАР находится астроблема Швайнг (диаметр 1,2 км). В центре Виндхука, столицы Намибии, выставлено несколько «капель» крупнейшего (15 т) из известных на Планете метеоритного «дождя» Гибеон. Севернее ареала Гибеон, в 40 км юго-западнее Брандберга, находится структура «Messum Krater» (Мессум Кратер), имеющая все признаки крупной кольцевой астроблемы (рис. 5). По масштабу и яркости выражения в современном рельефе деформации Мессум Кратера вполне сопоставимы с суперновейшими деформационными структурами ЦНО. Участок коры площадью более 1000 км² был здесь взломан в конце новейшего этапа и превращен в гигантскую брекчию корового уровня, распространяющуюся к северо-востоку, в сторону Брандберга. Не исключено, что дополнительный импульс воздымания эта СВ получила именно под влиянием деформаций Мессума. Юго-западнее гиганто-брекчии находится сама кольцевая структура диаметром около 20 км. Земная кора, по данным сейсмогравера Мамба-1 [5] была нарушена здесь до глубины более 30 км. В центре структуры расположен кратер (диаметр около 12 км), фиксирующий место падения основного метеоритного тела. Кратер обрамлен сегментированным кольцом «столовых» гор, «выбитых» с амплитудой до 400 м. Блоки этого сегментированного кольца сложены, в основном, докайнозойскими породами. Но на отдельных (самых низких) «столах» сохранились и осадки «калахары». В самом центре кратера расположено небольшое полукольцо выбитых блоков, сложенных гранитами и сланцами. Поверхность некоторых гранитных блоков покрыта импактным шлейфом глыб габбро-диоритов. Такие масштабные деформации с выбросом крупных блоков коры на внешнем кольце и образованием небольших поднятий в центральной части, с выбросом импактного шлейфа более мелких обломков, характерны, по мнению В. И. Фельдмана [4], для наиболее крупных кольцевых астроблем. Появление выброшенных сегментированных колец объясняется им упругой отдачей — реакцией твердой мишени (коры) на удар метеорита с близким к нормали направлением падения. Упомянутый метеорит Хоба мог оказаться на поверхности коры в результате раскола метеоритного тела Мессума с последующим рикошетом одной из его частей.

Деформационная структура Мессум Кратер почти не затронута эрозией. Склоны ее поднятий практически лишены делювия и лишь местами прикрыты палевым шлейфом тонкого, лессово-песчаного материала. Внутри кратера развит тонкий плащ песчаного лесса, из-под которого в зачистке дорожного полотна обнажается белая калькрета. На внешнем кольце астроблемы в борту современного сухого русла можно наблюдать, как штокверк калькреты развивается снизу вверх по зонам новейших дислокаций в сланцах и гранитах, распространяясь далее по цементу перекрывающих их осадков базального слоя «калахары». Калькрета — приповерхностное, широко развитое по всей территории Намибии образование, в основном, кальцитового состава. Ее образование связывается обычно с испарительным эффектом. Однако, по данным многочисленных наблюдений автора, она появилась здесь в результате импульсного выброса в приповерхностную зону коры низкотемпературных углекислых растворов. Наличие калькреты в центре Мессум Кратера обозначает возможную связь «калькретизации» с образованием этой астроблемы. Достаточно мощный метеоритный удар (или, что вероятнее, серия таких ударов) с деформациями сквозькорового уровня могли спровоцировать выброс глубинных углекислых растворов в приповерхностную часть коры. Такой

сценарий образования калькреды для насыщенной новейшими астроблемами юго-западной Африки представляется вполне вероятным. Астроблемы Мессум Кратера и Roter Camm, вместе с метеоритом Ноба и ареалом «дождя» Гибсона являются, судя по всему, производными единого потока метеоритов, сформировавшего и многие другие астроблемы Планеты. Суммарный (и не только деформационный) результат воздействия этого суперновейшего потока на земную кору Планеты и ее биологическую оболочку с уже развивавшейся в это время популяцией «homo sapiens» мог оказаться весьма значимым.

Литература:

1. Геология Намибии. / Зубарев Б. М., Межеловский Н. В., Морозова А. Ф., Трофимова Н. Н. М.: Из-во РУДН. 2005. 202 с.
2. Коковкин А. А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозой для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов. // Вестник ДВО РАН, 2006, №3. С. 47–60.
3. Коковкин А. А. «Эволюция структуры Востока Азии и пульсационные процессы глобального и регионального уровня». // М-лы Всероссийской конференции памяти члена-корреспондента РАН Глеба Ивановича Худякова. КОЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСФЕР: ОТ ЯДРА ДО КОСМОСА. Саратов, 17–20 апреля 2012 г. С. 197–203.
4. Фельдман В. И. Астроблемы – звездные раны Земли // Соросовский Образовательный журнал. Науки о Земле. 1999. <http://www.pereplet.ru/obrazovanie/stsoros/845.html>.
5. Bauer K., Trumbull R. B., Vietor T., 2003. Geophysical images and crustal model of intrusive structures beneath the Messum ring complex, Namibia. Earth and Planetary Science Letters 216, P. 65–80.
6. R. Mc G. Miller. The Geology of Namibia. Volume 3. Upper Palaeozoic to Cenozoic. Copyright Reserved, 2008.

РЕЛЬЕФ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Коломие В. Л. ц

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru

THE RELIEF AND EXOGENOUS PROCESSES OF CENTRAL PART OF EAST PREIBAIKALIA

V. L. Kolomiets

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, kolom@gin.bscnet.ru

Согласно геоморфологическому районированию исследуемый район относится к геоморфологической области – Прибайкалью (геоморфологическая провинция – горы Южной Сибири) [1]. Основными орографическими элементами его центральной части являются положительные (горные сооружения – Улан-Бургасы и Морской) и отрицательные (рифтовые – Селенгино-Итанцинская и межгорные впадины – Кика-Зезивандинская и Котокельская) морфоструктуры [2].

Положительные морфоструктуры. Хребет Улан-Бургасы занимает восточную и северо-восточную часть территории (бассейны рек Уналей, Иркилик, Ангыр, Кика, Хаим), его морфоструктура близка к типу горст-антиклинальных сводово-блоковых горных сооружений. Это поднятие играет роль стрессового на фоне всей горной системы Восточного Прибайкалья. Оно простирается от Хамар-Дабанского antecedentного сужения долины р. Селенги на юго-западе до верховий рек Зазы, Оны, Турки и Кыджимита на северо-востоке. Вплоть до зоны Ангырского разлома субширотного простиранья улан-бургасская морфоструктура является монолитным поднятием постоянной ширины (35–40 км), имеющим резко-выпуклый водораздел. Северо-восточнее долины р. Ангыр к ней кулисообразно причленяется горная гряда. Вследствие этого происходит рост ширины всей морфоструктуры до 50 км и в совокупности образуется горное сооружение с двумя водораздельными гребнями, разделенными широкой (5–7 км) протяженной зоной относительного опускания [3]. Нарастание высот хребта происходит также в северо-восточном направлении (максимальная высота 2033 м). Южно-Байкальским сбросом, нашедшим свое выражение посредством Уналейской депрессии и тектонического уступа на междуречьях Уналея – Иркилика – Ангюра от среднегорья Улан-Бургас четко отделяется низкогорный блок.

Западный и северо-западный секторы района (бассейны рек Метешиха, Большая, Кома, Бурля, Большой и Малый Зимарсак, Бурля-Колочная, Большая-Колочная, Малая Сухая) заняты Морским хребтом. Морфоструктура горного сооружения представляет собой брахиформное сводообразное блоковое поднятие асимметричного поперечного профиля (соотношение осей 1:2), состоящее из трех структурных ступеней. Границами его с северо-запада выступает бортовой сброс Среднебай-

кальской рифтовой впадины, а с юго-востока — днище структурно-эрозионной долины рр. Итанцы и Кики. Решетчатый (ортогональный) рисунок речной сети хребта предопределен сочетанием системы разрывов в зависимости от морфологии склонов [3]. Ввиду концентрически заложенных разрывов по периферии северо-восточное низкогорное замыкание имеет округлую форму. Юго-восточная оконечность имеет эллипсовидную форму и ступенчатое строение, она расколота поперечными разломами. Абсолютные высоты центрального водораздельного массива достигают 1500 м, максимальная высота — голец Давыдова (1717 м над урезом моря). Центральный среднегорный массив последовательно окаймляют низкогорные ступени с фоновой высотой 800—950 м.

В зависимости от степени блоковых перемещений, характера взаимодействия с экзогенными факторами в каждом из хребтов можно выделить два типа рельефа — среднегорный (с высотами более 1000 м) и низкогорный (менее 900—1000 м).

Среднегорный рельеф являет собой водоразделы с мягкими куполовидными поверхностями с малой, средней и большой крутизны склонами. Наблюдается, как правило, четкая закономерность: уменьшение крутизны склона происходит от его подошвы к вершинной части. Склоны гор, спускающиеся к Байкалу, имеют нередко крутизну скатов до 60—70°. Для водоразделов характерны субгоризонтальные, полого-покатые, пологие и круто-покатые поверхности с повсеместным распространением реликтовых морозно-солифлюкционных форм рельефа гольцовой зоны (нагорные террасы). Террасы покрыты крупноглыбовыми россыпями мощностью 1,5—2 м, образующимися на гранитоидах и гнейсо-гранитах. В случае залегания карбонатных пород наблюдается дресвяно-щепнистый дезинтегрированный материал со сглаженными гранями и ребрами, под которым находятся разборные породы. Пространство между глыбами заполнено мелкоземом, на их поверхности идут процессы почвообразования. В целом, здесь активны процессы нивальной денудации и морозного выветривания с растрескиванием и разваливанием обнажений коренных выходов горных пород, температурная и стебельковая десерпция, что, в конечном счете, ведет к образованию криопленов с мерзлотными педиментами, нагорными террасами, крупноглыбовыми каменными россыпями и курумами. Для водораздельной поверхности хребта Улан-Бургасы характерны денудационные скалы-останцы высотой до 20—25 м.

На привершинной части в блюдце- и чашеобразных водосборных углублениях большинства рек и других крупных эрозионных форм получил развитие рельеф, созданный медленным солифлюкционным течением мелкообломочного и глинистого материала. Описываемые образования хорошо различимы на аэрофотоснимках по продольному полосчатому рисунку поверхности. Здесь выделяются две основных площадных формы: солиплены — поверхности современного развития криосолифлюкции на пологих склонах и солиары — вогнутые формы рельефа на покатых — умеренно-крутых склонах, переходящие в солифлюкционные струи, оканчивающиеся уже появлением эрозионной формы [4]. Смещаемый вниз по склону мелкообломочный материал через солиар, как правило, поступает в русловой или временный поток, что не способствует образованию аккумулятивных форм.

Вблизи рек склоны массивны, имеют разную степень расчленения, крутизна может достигать существенных значений (30—35°). Профиль склонов выпуклый в верхней и прямой в нижней части. Долины рек глубокие, борта крутые, глубина вреза 300—400 м. Массивность склонов и относительно слабую их расчлененность можно объяснить следующим фактом. Развитие растительного покрова способствует удержанию склонами больших масс поверхностных вод, почти не производящих работу по их разрушению в маломощных потоках, а производящих эрозию преимущественно крупными потоками, способными разрушить корневую систему залесенного склона. Благодаря такому свойству, на склонах вырабатывается сравнительно редкая сеть эрозионных ложбин и распадков. Еще одной причиной формирования ровных крупных склонов является то, что на задернованных склонах наиболее результативной формой массового движения обломков оказывается крип, способствующий сглаживанию мелких неровностей. Основную роль в формировании верхних частей склонов играют процессы вымораживания (курумоторошения), мерзлотный крип и склоновые камнепадные водокаменные потоки в период таяния снегов и обильного выпадения атмосферных осадков в жидкой фазе. Кроме этого, здесь, после схода снега, имеет место подповерхностный, надмерзлотный делювиальный вымыв, связанный с деятельностью вод, стекающими не по поверхности, а в промежутках между крупными обломками оттаивающего в теплый сезон года слоя [5].

Днища эрозионно-денудационных форм различного порядка слабо выражены, нередко заболочены, перекрыты, как правило, отложениями склонового парагенетического ряда континентальных осадочных образований — дисперсионными (осыпными) и дерупционными (обвальными). Днища прямолинейных распадков часто оформлены в широкие и плоские долины выпавивания, образованные в результате движения крупноглыбового материала под действием мерзлотного крипа и солифлюкционных процессов. Мощные курумы долин выпавивания и склонов сохранили мерзлотно-солифлюкционные формы в виде полос и валов. На склонах южной и юго-западной экспозиции к этим процессам добавляется и склоновый смыв.

Низкогорный тип рельефа имеет преимущественное развитие в отрогах, в предгорьях вдоль бортов впадин, на междувпадинных перемычках и внутривпадинных островных горах. Абсолютные высоты колеблются в интервале 600–1000 м, глубина врезания долин первых порядков 50–200 м. Горы резко выпуклые, местами с заостренными гребнями, нередко встречаются выходы скальных пород, видны следы эрозионной деятельности в виде сети борозд и мелких ложек. Склоны имеют слабовогнутый и прямой профиль, часто асимметричны – склоны южной экспозиции сухие и более крутые, нежели северные – лучше увлажненные и более выположенные. Современную поверхность северных склонов оформляют процессы массового перемещения послойно оттаивающего материала в условиях более ровного температурного режима и относительно равномерного увлажнения (солифлюкционные и дефлюкционные процессы). Главными склоновоформирующими процессами на южных склонах выступает делювиальный плоскостной смыв с участием гравитационного сноса. К крутым поверхностям (скальные выходы коренных пород), к тектоническим уступам, а также в случае подмыва и подрезки склона приурочены осыпи. В зависимости от времени формирования часть осыпей погребена под слоями молодого делювия и задернована. Следует отметить, что широкого распространения в низкогорье на данной территории обвальнo-осыпные процессы не имеют. Кроме того, независимо от экспозиции склоны можно разделить на две зоны – верхнюю денудационную и нижнесреднюю аккумулятивную. Соответственно меняется и мощность рыхлых отложений – от десятков сантиметров в верхней части до 10 и более метров у подножий.

Отрицательные морфоструктуры. Селенгино-Итанцинская впадина занимает южную часть исследуемого района и расположена между хребтами Морской и Улан-Бургасы, протягиваясь с юго-запада на северо-восток на 45 км. На северо-восток ее продолжает Кика-Зезивандинская отрицательная структура. В современном виде она более похожа на террасированную долину крупной реки и состоит из трех участков, разделенных островными горами в районе с. Зырянск и сужением вблизи с. Холзаново. Максимальная ширина ее в средней части достигает 3 км. Наиболее пониженную часть впадины представляет современное днище долины р. Итанцы. Юрские и нижнемеловые континентальные отложения подняты здесь в бортах горного обрамления и слагают коренное ложе долины. Террасовый комплекс развит в нижнем течении Итанцы, а в среднем и верхнем – днища долины и ее притоков выглядят как широкая пойма, создавая впечатление «затопленности» подножий хребтов продуктами аккумуляции.

Поздненеоплейстоценовые террасы в низовьях Итанцы постепенно сливаются с террасами р. Селенги: это пойма Итанцы, довольно широкая и заболоченная, высотой 1,5–2,0 м; высокая пойма высотой 3,0 м; I надпойменная аккумулятивная и эрозионная терраса высотой 4 м; II и III надпойменные террасы высотой 6 и 7–8 м, соответственно, аккумулятивные в устьевой части. Этот низкий пойменно-террасовый комплекс занимает центральную часть впадины. Вдоль склона хребта Улан-Бургасы прослеживаются две высокие аккумулятивные террасы: террасоувал высотой 40–45 м и V надпойменная терраса (25 м). Вблизи выхода р. Итанцы в долину р. Селенги верхняя часть толщи V террасы сложена речными и дельтовыми образованиями аккумулятивных циклов каргинского и сартанского времени. Накопление подобных осадков в Усть-Селенгинской впадине происходило в процессе подъема уровня вод оз. Байкал на фоне поднятия южной части Сибирской платформы [7]. Вдоль подножья Морского хребта располагаются разновозрастные конуса выноса, наклонные делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы.

Котокельская впадина занимает северную часть данной территории. Расположена на юго-восточном побережье озера Байкал, имеет в плане субмеридиональную овальную форму. Большая часть депрессии занята водами оз. Котокель, южный, суходольный сегмент Зезивандинским отрогом отделен от Зезивандинского структурного понижения. С юго-западной и западной стороны впадина сочленяется с Кика-Зезивандинской котловиной. С северо-запада и севера депрессия Котокельской грядой отшнуровывается от Среднего Байкала. В свою очередь, эта гряда к северу продолжается низкой горной дугой хребта Черная Грива, а на юге смыкается с отрогом Морского хребта. Северо-восточный край котловины через долину Каточика соединяется с Нижнетуркинской впадиной. В морфоструктурном отношении Котокельская депрессия представляет собой южный отрезок Кикинско-Котокельско-Каточик-Туркинской группы впадин в пределах переходной зоны от Байкальского рифта к передовой ступени хребта Улан-Бургасы. Кроме того, подобные образования по своему развитию, степени морфологической выраженности и сейсмическому режиму отнесены к инфантильным структурам [6].

Слабонаклонное в сторону озера Котокель и долины Кики суходольное днище впадины выполнено разнообразным комплексом рыхлых осадков четвертичного возраста аквального (озерные, лимно-болотные, аллювиально-озерные, аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения), коллювиального (делювиально-солифлюкционные и пролювиально-делювиальные осадки) и эолового (эолово-делювиальные отложения) парагенетических рядов континентальных образований. Лимний характерен и для побережья озера Байкал в районе губы Таланка.

Кика-Зезивандинская впадина занимает северо-восточный отрезок района работ и расположена юго-западнее Зезивандинского отрога. Имеет резковыраженное асимметричное строение: юго-восточный склон ее очень крутой, прямолинейный и расчленен глубокими ущельеобразными долинами. Противоположный северо-западный склон пологий и холмистый.

В прибортовых частях впадин наибольшее развитие получил рельеф, созданный совместной деятельностью временных водотоков и склоновых процессов, и представлен наклонными поверхностями предгорных шлейфов, конусов выноса различных морфометрических параметров. В зависимости от совокупности проявления внешних агентов, образуется та или иная форма в подножьях склонов. Таковы коллювиальные конусы и шлейфы, связанные с обвально-осыпными склонами; коллювиально-солифлюкционные каменные потоки, конусы и шлейфы, имеющие прямую связь с гравитационно-солифлюкционными склонами; делювиально-солифлюкционные конусы и шлейфы подножий солифлюкционных склонов; делювиально-пролювиальные шлейфы флювиально-гравитационных склонов и конусы выноса временных потоков.

Особым видом склоновых отложений выступает эолово-делювиальный генотип, сформированный за счет дефляции поверхностей песчаных террасовых толщ впадин и делювиального переотложения эоловой пыли на поверхности склонов. Они особенно широко представлены на склонах низкогорного рельефа северного макросклона хребта Улан-Бургасы.

Таким образом, в результате детальных геолого-геоморфологических изысканий для центральной части Восточного Прибайкалья дана структурная и морфологическая характеристика среднегорного и низкогорного рельефа, а также рельефа и рыхлых отложений днищ впадин и долин крупных рек. Среднегорный рельеф состоит из: а) слабо расчлененных водораздельных поверхностей выравнивания; б) сильно расчлененных блоковых массивов и ступеней со склонами различной крутизны, моделированных совокупным действием флювиальных, гравитационных и нивально-солифлюкционных процессов. Низкогорья представлены значительно расчлененными, крутосклонными блоковыми массивами и слабо расчлененными поверхностями со склонами средней крутизны. Склоновоформирующими процессами в низкогорном рельефе является суммарный набор тех же явлений, свойственных среднегорью. Впадины и долины рек являют собой днища межгорных и внутригорных прогибов, рифтовых депрессий активного и пассивного рифтогенеза, структурных долин с постоянными водотоками, их поймами и террасовым комплексом.

Литература

1. Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. М.: Высшая школа, 1968. 368 с.
2. Краснощеков Ю. Н., Чередникова Ю. С., Коломиец В. Л. Экосистемы Восточного Прибайкалья и их среднемасштабное картографирование // География и природные ресурсы. 2009. № 1. С. 66–75.
3. Резанов И. Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
4. Рельеф Алтае-Саянской горной области / Чернов Г. А., Вдовин В. В., Окишев П. П. и др. Новосибирск, Наука, Сибирское отделение, 1988. 206 с.
5. Коломиец В. Л., Гладышев С. А., Безрукова Е. В., Рыбин Е. П., Летунова П. П., Абзаева А. А. Природная среда и человек в позднем неоплейстоцене Северной Монголии // Археология, этнография и антропология Евразии. 2009. № 1(37). С. 2–14.
6. Солоненко В. П., Тресков А. А., Жилкин В. М. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
7. Kolomiets V. L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International. 2008. V. 179, March. Elsevier Ltd. P. 58–63.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН В ПРИГРАНИЧНОЙ ПОЛОСЕ ТЕРРИТОРИИ РФ (ПРИБАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)

В. Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bsnet.ru

THE GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF KHAMAR-DABAN RIDGE IN THE BORDER-LINE STRIPE OF RUSSIAN FEDERATION TERRITORY (PRIBAIKAL MOUNTAIN COUNTRY)

V. L. Kolomiets

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, kolom@gin.bsnet.ru

Западная часть хребта Хамар-Дабан в полосе территории Российской Федерации, граничащей с Монголией, характеризуется высокогорным резкорасчлененным эрозионно-гольцовым рельефом. Его поверхности моделированы совокупным действием флювиальных, ледниковых, нивальных,

нивально-водных, солифлюкционных и гравитационных процессов. Склоны имеют разную крутизну, осложнены формами мезо- и микрорельефа (нагорные террасы, денудационные останцы, эрозионные борозды, ложбины камнепадов, кары, курумы, солифлюкционные натечные террасы, оплывины, полосы и т. п.). Осевая часть хребта Хамар-Дабан является разделом водосборных бассейнов рек джидинского и байкальского направлений стока, ей свойственны высоты, превышающие на всем своем протяжении 2 000 м (средние высоты 2 200–2 300 м).

Нарастание высот происходит с востока (водораздел рр. Снежная – Мозайха) на запад, достигая величины 2 623 м (г. Халбуртуй на водоразделе рр. Цакирка – Зун-Ихил), после чего имеет место постепенное снижение гребня к средним показателям с отдельными понижениями в 2 100 м и, вновь, последующим повышением до 2 502 м (отрог Улан-Сардык). Затем, на относительно коротком участке, следует резкий спад абсолютных высот до минимума в 1 908 м (перевал Хамар-Худуй, водораздел рр. Тотхолта – Ехэ-Худуй) и повторное увеличение до господствующих отметок. На западном фланге (водораздел рр. Джиды – Зун-Мурина), в свою очередь, имеется структурное понижение с отметкой 1 960 м, после чего наблюдается четкое возрастание осевой линии до максимума 2 636 м (г. Хасын-Эхэн-Ундэр).

Система многочисленных притоков I–III порядков Джиды, Зун-Мурина, Снежной создает густо расчлененный рельеф, глубина вреза варьирует от 100 до 400 м при средних глубинах 200–300 м. Более крупные реки IV–V порядков имеют врез от 300 до 700 м со средними значениями 400–450 м. Крутизна склонов возрастает от гребня к подошве, междуречные пространства в большинстве своем уплощенные, с мягкими очертаниями, особенно такое положение характерно для участков развития вулканогенного рельефа. Подножья склонов зачастую перекрыты конусами и шлейфами разного литологического состава – от крупных глыб и валунов до супесчано-суглинистых осадков различного генезиса. Днища долин относительно больших рек (Биту-Джида, Джиды, Хохюрта, Ехэ-Худуй, Тотхолта, Салбартуй, Цакирка, Хубутуй, Хангарул, Снежная) имеют двухуровневую пойму, ширина колеблется от 50–100 до 600–700 м при средних показателях 250–350 м.

Вулканогенный рельеф. Образование его связано с излияниями «вершинных» миоцен-плиоценовых базальтоидов [1]. В настоящее время они в виде различных по размерам фрагментов покрова бронируют водоразделы рр. Малого Субутуя – Снежной, Субутуя – Харнахойтуя, Субутуя – Хангарула, Хангарула – Цакирки – Хубутуя – Сангины (наиболее крупное лавовое поле), Зун-Мурина – Худу. В морфологическом плане такой рельеф представляет собой слаборасчлененную гольцовую поверхность (абсолютные высоты не превышают 2 300 м) с мягкими линиями водоразделов, куполовидными, округлыми уплощенными и изометричными вершинами, врезами верховий постоянных водотоков и более мелких, не столь многочисленных, эрозионных форм. Максимальной глубины расчленение покрова достигает вблизи основных эрозионных стволов и составляет 350 м при средних величинах 140–160 м. Крутизна склонов, в свою очередь, также претерпевает характерные вариации: по гребневой линии склоны – от очень пологих ($0-2^\circ$), среднепологих ($2-3^\circ$) до покатых ($4,5-6^\circ$); в привершинной части – от среднепологих-пологих ($2-4^\circ$) до крутопокатых ($7-8^\circ$); в средней части – от пологопокатых-покатых до умеренно крутых ($8-15^\circ$); в подошве – от крутопокатых – умеренно крутых до крутых ($20-25^\circ$). Кроме этого, по всей площади развития данной генетической категории рельефа, склоны и субгоризонтальные поверхности в значительной мере осложнены большим количеством уступов лавовых потоков различного простирания, курумами, каменными россыпями и каменными полосами.

В воронкообразных понижениях истоков рек и ручьев, особенно на склонах северной экспозиции, наблюдаются заболоченные участки с интенсивным протеканием медленной, а возможно и быстрой в годы с интенсивным количеством осадков, солифлюкций. Солифлюкционные явления сползания и накопления, а также нивальные, снежно-водные и флювиальные процессы являются основными агентами преобразования первичного вулканического рельефа исследуемой территории с возникновением соответствующих форм микро- и нанорельефа (солифлюкционные натечные террасы, полосы, мелкие бугры и прочее).

Структурно-денудационный рельеф. Наиболее яркое распространение эта генетическая категория получила в верхнем течении Джиды. В осевой части водораздела верховий этой реки с р. Биту-Джида и в средней части склона северной экспозиции самой долины имеют место две субпараллельных изогнутых скалистых гряды протяженностью до 4 км при ширине в 300 метров. Массивные, крутосклонные с островершинными гребнями гряды очень четко прослеживаются на аэрофотоснимках и приурочены к раннесилурийскому комплексу тектонических меланжей Джиды-Худуйского покрова. На остальной территории данный генотип площадного развития не имеет. Отдельные более мелкие формы в виде денудационных останцов, отпрепарированных уступообразных ступеней, выявлены в истоках Зун-Мурина (ордовик-силурийский лейкобластомилонитовый комплекс), осевой части отрога Улан-Сардык, истоках р. Хубутуй (ордовик-силурийский бластомилонитовый комплекс), правом склоне р. Ухабыри Второй, левом склоне р. Цакирки напротив устья р. Харгана-Бильчир (раннесилурийские тектоногенные образования), левом склоне р. Харганты (карбоново-пермский хаотический комплекс).

Денудационный рельеф занимает господствующее распространение в изучаемом районе, охватывает практически все склоновые поверхности разной крутизны и экспозиции. Включает в себя несколько подтипов, отличающихся по набору и характеру проявления экзогенных процессов.

1) Рельеф, созданный боковой и глубинной эрозией рек и временных потоков, представлен в основном эрозионными склонами и уступами. Неоспоримо, водной эрозии принадлежит основная роль в преобразовании рельефа, но, ввиду того, что формируемые ею поверхности сразу же претерпевают последующие изменения от других внешних агентов, площади развития этого подтипа значительно сокращены. Сюда относятся истоки всех постоянных водотоков с V-образным поперечным профилем, не имеющие поймы, а также суходольные пади, распадки, овраги и ложбины.

2) Рельеф, созданный совокупным действием флювиальных и гравитационных процессов, представлен крутыми выпуклыми и прямолинейными склонами с эрозионными бороздами преимущественно южной, отчасти западной, восточной и очень редко – северной экспозиции. Имеет сплошное распространение, отличительные признаки таких склонов: массивные, ровного или слабовыпукло-вогнутого профиля, большей частью залесенные, с крутизной от 8–10 до 25–30° при средней величине около 15–20°. В геологическом плане такие склоны развиты на породах ордовик-силурийских лейко- и бластомилонитовых комплексов.

3) Рельеф, созданный быстрыми движениями рыхлого несвязанного материала, представлен очень крутыми склонами и стенками срывов обвалов и осыпей, оформлен большим количеством эрозионно-селевых рытвин, ложбин камнепадов. Наблюдается три уровня локализации: а) южные или близкой экспозиции подошвенные приустьевые участки склонов небольших притоков, впадающих в основную реку почти под прямым углом (бассейн Джида, Биту-Джиды, Хохюрты, Хубутуя); б) стенки каров, ледниковых трогов и областей ледниковой экзарации (бассейн Субутуя, Малого Субутуя, правых безымянных притоков Цакирки в ее верхнем течении); в) чаше- и циркообразные водосборные углубления истоков в приосевой части склона северной экспозиции Хангар-Ульского отрога (бассейн Зун-Мурина, Ухабыри Первой).

4) Рельеф, созданный совокупным действием солифлюкционных и гравитационных процессов, представлен субгоризонтальными поверхностями и склонами преимущественно северной ориентации или близкой таковой. Имеет в свою очередь повсеместное развитие, не меньшее, чем флювиально-гравитационный рельеф, это как бы его обратная сторона. Вообще, большинство склонов в нижней и средней части имеет как раз двучленное строение. Южный склон более крутой, массивный, с развитием процессов медленного массового сползания обломочного материала под воздействием гравитации из-за нарушения стабильного состояния, а также неруслового надмерзлотного стока во время таяния снега и при выпадении дождей. Северный склон менее крутой, имеет характерную продольную полосчатость, обусловленную мерзлотно-солифлюкционной деятельностью, маревыми ландшафтами с «пьяным лесом» и характерным микрорельефом в виде натечных солифлюкционных террасок с фронтальным уступом до 2–3 м, сгруппированных в опоясывающий склон гирлянды. В немалой степени для таких склонов свойственно курумообразование.

5) Рельеф, созданный медленным солифлюкционным течением мелкообломочного и глинистого материала, представлен склонами солифлюкционного сноса. Развит в основном на привершинной части в блюдце- и чашеобразных водосборных углублениях большинства рек и других крупных эрозионных форм. Благодаря продольному полосчатому рисунку поверхности описываемые образования хорошо различимы на аэрофотоснимках. Курумы единичны и приурочены к склонам южной экспозиции.

6) Рельеф, созданный совокупным действием флювиальных, гравитационных и морозно-нивальных процессов, состоит из субгоризонтальных поверхностей, склонов медленного смещения курумового чехла, морозобойных ниш и нагорных террас. Занимает средне-верхнюю гольцовую часть склонов с максимальными углами наклона до 30° и массивные выровненные, пологовыпуклые, реже – резковыпуклые, осевые водоразделы с углами от 2–3 до 5–7°. Значительное развитие россыпе- и курумообразование получило на междуречном пространстве рр. Джида – Ухабыри Первой – Ехэ-Худуя, Цакирки – Хангарула и связано, в свою очередь, с породами ордовик-силурийского лейкобластомилонитового комплекса.

7) Рельеф, созданный комплексной денудацией, представлен отдельными разрозненными, фрагментарными, незначительными по площади участками гольцовой доорогенной поверхности выравнивания в самой высокой осевой части хребта Хамар-Дабана и его отрогов Хангар-Ула и Майхан-Тагийин-Хилийн-Нуру, тесно связанными со структурами самих поднятий. Интенсивные неотектонические движения, проявившиеся в неоген-четвертичное время, способствовали деформации и разноамплитудным перемещениям по зонам разломов древней донеогеновой единой поверхности выравнивания [2]. Вследствие этого, останцы выровненных поверхностей на этой территории расположены на различных высотах (2100, 2200, 2380, 2480 и 2600 м), имеют различную сохранность и площадь. Примечательно также обнаружение нескольких фрагментов поверхности долинных педиментов раннеорогенных этапов в верхнем течении Хангарула (средне-нижние части

обоих склонов) на примерно одинаковом гипсометрическом уровне, перекрытых впоследствии излияниями миоценовых лав.

8) Рельеф, созданный выпахающей деятельностью ледников, представлен комплексом ледниковых форм и связан с двумя эпохами позднеплейстоценового оледенения горно-долинного типа – ермаковской и сартанской [3]. Характерной особенностью оледенения являлась четко выраженная асимметрия: подавляющее большинство ледников располагалось на северо-западных и западных склонах горного сооружения. На данной территории ледниковый рельеф распространен в верховьях Субутуя с его притоками, по всей долине Малого Субутуя, правом притоке Хангарула р. Хохюр-Гол с выходом в основную долину, верховьях Хубутуя, правых притоках Цакирки в ее верхнем течении, по долинам притоков Салбартуя и Зун-Ихила, истоках Тэмэн-Сула и правом безымянном притоке р. Биту-Джида.

Современный рельеф этого района резко расчлененный, альпинотипный, с узкими гребнями, карами, «бараньими лбами» и троговыми долинами, отмечаются всеячие трогги (левый приток Субутуя с подпрудным озером). В склонах максимальный уровень заполнения долин льдом четко прослеживается по линиям маргинальных каналов, которые зачастую хорошо дешифрируются. Так, в устье Малого Субутуя, такие каналы наблюдаются на высотах, превышающими уровень современного днища, в 200–220 м. Следовательно, мощность ледника должна быть в пределах этих значений, подтверждением чему служит залегание отложений боковой морены на противоположном склоне на тех же высотах. Кроме того, следы ледниковой обработки встречены на узких междуречных седловинах небольших притоков Субутуя и Хангарула, Малого Субутуя – Снежной, что может свидетельствовать уже о полупокровном характере оледенения.

Аккумулятивный рельеф. Играет подчиненную роль, представлен комплексом флювиальных форм долин главных рек, предгорными шлейфами, потоками и конусами выноса различного происхождения, а также гляциальными, флювио-, лимногляциальными осадками боковых, фронтальных морен и остаточных озер.

1) Флювиальный рельеф отображен в днищах основных водотоков, равным образом в относительно крупных притоках посредством двух пойменных (0,5–1,5, 1–3 м) и трех террасных уровней (4–5, 7–8, 15–17 м). Низкую пойму имеют все постоянные русла, высокую пойму, как правило, водотоки II и более высоких порядков. Поскольку речь в данном случае идет о вершинных частях макросклонов горных сооружений, то четкого увеличения ширины поймы вниз по течению не наблюдается. Отдельные расширения несут в своей основе структурно-петрографические особенности геологического строения местности. Подчиняясь такому положению вещей, соразмерно происходит либо расширение, либо сужение пойменных участков, ширина изменяется в свободных пределах от 50–100 до 600–700 м при средних величинах 250–350 метров. Самые большие расширения поймы характерны для мест слияния двух однопорядковых или близких таковым потоков, хотя и это положение не всегда подтверждается морфометрическими измерениями. Продольные профили рек характеризуются неоднократными перегибами, которые, что характерно, имеют сопредельные высотные показатели. Продольные профили различны: в верховьях это ущелья и V-образные профили, чем ниже по течению, тем быстрее происходит расширение днища и отступление склонов, профили U-образные, лотко-, ящикообразные. Троговые долины имеют характерный корытообразный поперечный профиль (р. Субутуй, а также правый безымянный приток р. Биту-Джида). Террасы являют собой узкие небольшие наклонные площадки в присклоновых частях днищ при впадении в основную реку крупных притоков. Такую природу имеют террасовые эрозионно-аккумулятивные уровни Ехэ-Худуя, Ухабыри Второй, Тотхолты, Харганты, Салбартуя, Субутуя.

2) Рельеф, созданный совместной деятельностью временных водотоков и склоновых процессов, представлен неширокими наклонными поверхностями предгорных шлейфов, конусов выноса.

3) Рельеф, созданный аккумулятивной деятельностью ледников, распространен в районах, подвергавшихся неоплейстоценовому оледенению. Это упоминавшиеся уже боковые и фронтальные морены (долины Субутуя, Малого Субутуя, правых притоков Цакирки, Харгана-Бильчира, правых безымянных притоков Зун-Ихила, левого притока Шэнэсэн-Бильчира, Уляндира, Тэмэн-Сула), а также поверхности, сформировавшиеся на месте остаточных каровых озер (правые притоки Субутуя, исток Малого Субутуя, Харгана-Бильчира, Захан-Ирэна, левого притока Шэнэсэн-Бильчира). Кроме этого, в местах с ледниками максимальных мощностей (Субутуй – Малый Субутуй) характерно присутствие трех моренных конечно-стадиальных валов, полностью перекрывающих современную долину р. Малый Субутуй. Правда, не всегда, наличие следов ледниковой обработки на склонах приводит к образованию аккумулятивных форм. Такие случаи свойственны верхним течениям Цакирки и Хубутуя, правого безымянного притока р. Биту-Джида, где в настоящее время присутствуют лишь очень незначительные мореноподобные образования. Это связано либо с незначительными мощностями ледяного покрова, пребывавшего к тому же в пассивном состоянии, либо с последующей переработкой флювиальными процессами.

Из перечня значимых современных рельефообразующих процессов исключена техногенно-антропогенная группа, поскольку хозяйственное освоение данной территории человеком минимальное и не приводит к каким-либо ландшафтным изменениям.

Таким образом, детальные геолого-геоморфологические исследования западной части хребта Хамар-Дабан позволили впервые составить геоморфологическую карту данного района крупного масштаба. В объяснительной записке к карте приведена общая характеристика рельефа, установлена зависимость крупных форм рельефа от особенностей геологического строения территории, выделены генетические типы и подтипы рельефа, дано описание современных рельефообразующих процессов.

Литература

1. Антощенко-Оленев И. В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1975. 128 с.
2. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б. и др. М.: Наука, 1974. 359 с.
3. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Базаров Д. Б., Резанов И. Н., Будаев Р. Ц. и др. М.: Наука, 1981. 198 с.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ПРИРОДЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Ю. А. Корхова

Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград,
julia160683@yandex.ru

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL NATURAL OBJECTS OF SOUTHERN PART OF THE PRIVOLZHNSKY HIGHNESS

J. A. Korhova

Volgograd State Social-Pedagogical University, Volgograd, julia160683@yandex.ru

Южная часть Приволжской возвышенности занимает значительную территорию в пределах Волгоградского правобережья Волги. Обрывистый берег водохранилища, оползни, осыпи, утесы — это один из самых живописных уголков природы в нашей стране. Многие геоморфологические объекты являются уникальными и получили статус памятников природы. Среди них наиболее известны Столбичи и Щербаковский сброс, Александровский грабен, глыбы «Каравай», Камышинские горы «Уши», Уракова гора и, конечно, Мамаев курган.

Столбичи и Щербаковский сброс — геолого-геоморфологический памятник природы. Расположен севернее Камышина по правому берегу Волгоградского водохранилища, в 2-х км к югу от села Щербаковки в Камышинском районе Волгоградской области. Обоснован как памятник природы В. А. Брылевым в 1980 г.; утвержден в октябре 1985 г. [1].

Столбичи — это живописные обрывы Волги, с давних пор привлекающие внимание проплывающих по Волге путешественников. Так, например, писали братья *Г. и Н. Чернецовы*: «Увидя на правом берегу горы, имеющие необыкновенный вид, мы остановились... Если бы небольшая часть сих гор находилась отдельно на открытом месте, тогда можно было бы их принять за руины замка» [2]. Столбичи сложены желто-серыми опоками, песчаниками сызранского яруса палеогена общей мощностью до 100 м. Они состоят из 10-ти вертикальных колонн, разделенных промоинами. Обрывы образовались в результате подмыва этого участка берега Волги и препарировкой водой и ветром толщи опок и песчаников. До создания водохранилища у уреза Волги располагался контакт палеогеновых опок с меловыми глинами. Мягкие глины размывались рекой, благодаря чему залегающие опоки создали почти вертикальные обрывы. К сожалению, после создания Волгоградского водохранилища Столбичи стали разрушаться более интенсивно, нежели ранее.

У северной окраины Столбичей находится Щербаковский сброс. Сам разлом уже не виден, так как затоплен водами водохранилища и покрыт осыпями, однако распознается по исчезновению у первой колонны меловых пород — серых песчанистых глин. Непосредственно у сброса они выступают на высоту 6–8 м, а затем резко сменяются опоками [3].

Александровский грабен — геологический памятник природы, разрез которого вскрывается в береговых обрывах Волги, в 2-х км к югу от ст. Суводской, в Дубовском районе Волгоградской области. Утвержден как памятник природы 16.02.1985 г. (выделение обосновано В. А. Брылевым, 1982) [1].

А. П. Павлов впервые подробно исследовал Александровский грабен, описав его как маленький островок майкопской толщи, сохранившейся за пределами своего сплошного распростране-

ния [4]. Грабен также был обнаружен по контакту неогеновых белых песков и красных песчаных глин неогена с песчаниками, плотными тяжелыми глинами палеогена. В тектоническом отношении грабен представляет систему разломов, протягивающихся к югу от с. Щербаковки до пос. Горный Балыклей. При этом он имеет относительно небольшие размеры: не более 7,5 км в длину и 3 км в ширину. Амплитуда смещений по сбросам Александровского грабена составляет около 200 м. Образование грабена связано с опусканием Прикаспийской синеклизы по отношению к Приволжской моноклинали [5, 6]. Дислокации подобного характера нигде на Русской платформе не выражены столь четко.

Долина Александровского грабена представляет собой понижение (+30 – +40 м), некогда заполненное водами раннехвалынского моря (уровень +50 м). Она с запада переходит в слабоволнистые пологие водоразделы Приволжской возвышенности, а на востоке в холмистую грядку с высотами +40 – +60 м, резко обрывающуюся к Волгоградскому водохранилищу. В пределах данной гряды выделяются два отдельно стоящие шиханы – останцы, которые местными жителями называются «Два царя» за то, что они приподняты над окружающей территорией примерно на 20 м и «величественно» возвышаются. В пониженной части грабена располагаются небольшие озера.

Глыбы «Каравай» – это памятник природы областного значения. Он приурочен к берегу Волгоградского водохранилища в Камышинском районе Волгоградской области. Обоснован В. А. Брылевым; утвержден как памятник природы 16.10.1985 г. [1]. Глыбы располагаются между Антиповкой и Камышином на склонах балок. Их изучением занимались Р. И. Мурчисон, А. В. Нечаев, акад. А. Е. Архангельский, Е. В. Милановский, М. Е. Зубович и др. [3] Каравай имеют вид огромных валунов зеленовато-серого цвета, содержащих раковины двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Свое название глыбы получили за своеобразную форму и сходство с караваями. В настоящее время их большая часть является затопленной водами Волгоградского водохранилища, но все же они частично сохранились на склонах некоторых балок и представляют собой богатейшую палеонтологическую коллекцию.

Камышинские горы «Уши» – геолого-геоморфологический памятник, расположенный в 8 км северо-западнее г. Камышина, на структурной террасе, осложняющей левый склон долины реки Камышинки. Выделение обосновано В. Ф. Судаковой (1980 г.); утвержден как памятник природы 16 февраля 1985 г. [1].

Впервые Камышинские Уши описал в 1845 г. известный геолог Р. И. Мурчисон. Позднее здесь проводили исследования академик А. П. Павлов, палеоботаники И. В. Палибин, А. П. Краснов, В. И. Баранов, которые занимались изучением отпечатков листьев двудольных растений палеогенового возраста [7].

Камышинские Уши имеют вид двух останцов (Карпунские уши) и одиночного холма (г. Шишанка), резко выделяющихся на равнинном окружающем пространстве. Они имеют абсолютную высоту +174 м и относительную +30 – +40 м, сложены массивными плитами серого плотного песчаника палеогеновой системы. Песчаник кварцевый, очень крепкий, трещиноватый его глыбы образуют отвесные стенки. Камышинские горы «Уши» являются излюбленным местом для посещения у туристов, просто любителей природы, а также местом тренировок паркурщиков, трейсеров и альпинистов.

Уракова гора – историко-природный памятник природы, расположенный на волжском берегу в 8 км южнее с. Нижняя Добринка Камышинского района Волгоградской области. Выделение обосновано В. А. Брылевым; утвержден как памятник природы 16.10.1985 г. [1].

Уракова гора относительно невысокая (+90 м над уровнем водохранилища), имеет в плане правильную, округлую, караваяобразную форму. Она сложена песчаниками и опоками сызранского яруса. Со стороны Волги в толще пород заметны полузаваленные ходы в горизонтальные штольни – пещеры. Они образуют прямоугольную сеть, их длина в сумме составляет несколько сот метров. Пещеры Ураковой горы имеют антропогенное происхождение, об этом говорят следы кайла или зубила на ее стенках, ходы представляют собой геометрически правильные выработки в песчаниках [3]. Скорее всего – это бывшие каменоломни. Таким образом, район Ураковой горы представляет собой уникальный природный геологический объект с искусственными геоморфологическими образованиями, поэтому следует популяризировать его природу и охранять его пещеры.

Мамаев курган – известный в России природно-исторический комплекс. К сожалению, многие забывают, а некоторые и не знают, что это памятник природы, в котором уникально сочетаются геолого-геоморфологические особенности, почвенно-растительные условия, а также созданные человеком скульптурные ансамбли и объекты инфраструктуры. Кроме того, Мамаев курган – это один из участков Волгоградской агломерации, где проявляются оползневые процессы.

Мамаев курган располагается практически в центре города Волгограда. В природном отношении – это денудационный останец. Его происхождение никак не связано с ханом Мамаем, как многие думают. Он образовался естественным путем в результате развития двух эрозионных систем – оврагов Банного и Долгого, – и абразионной деятельности раннехвалынского моря [7]. Абсолютная высота Мамаева кургана составляет +102 м, относительная – +112 м (относительно уреза Волги).

Мамаев Курган сложен глауконитовыми серо-зелеными песками мечеткинской свиты эоцена. Выше залегают киевские светло-серые глины, которые перекрываются темно-серыми трещиновато-слоистыми глинами майкопской свиты олигоцена. Самыми молодыми являются аллювиальные отложения ергенинской свиты плиоцена, представленные хорошо отсортированными кварцевыми песками с кварцевой галькой, обломками известняков и др. [3]

Необходимо отметить, что главные геоморфологические особенности Мамаева Кургана были заложены в хвалынский геологический век, то есть в промежутке геологического времени 80–40 тысяч лет назад. На оставшуюся эпоху вплоть до настоящего времени происходила лишь детализация естественной формы кургана, развивались новые небольшие овраги и промоины, сделавшие его изолированным останцом. Великая Отечественная война также повлияла на внешний вид Мамаева кургана. Строительство историко-мемориального комплекса способствовало изменениям рельефа этой территории, в том числе активизации оползневых процессов. В последнее время можно наблюдать проявление повышенного интереса к Мамаеву кургану, особенно после того, как 12 июня 2008 г. Волгоградский историко-мемориальный комплекс вошел в список семи чудес России, а также признан музеем-заповедником федерального значения.

Таким образом, на юге Приволжской возвышенности располагаются уникальные геоморфологические памятники природы, которые издавна привлекали внимание путешественников. К сожалению, в последнее столетие многие из описанных геоморфологических объектов стали разрушаться более интенсивно, что связано с усиливающейся антропогенной нагрузкой, поэтому и возникает необходимость их охраны.

Литература

1. Брылев В. А., Мелихова Е. В., Корхова Ю. А. Геолого-геоморфологические памятники Волго-Донского междуречья // Экскурсии в геологию: кол. моногр. / под ред. Е. М. Нестерова. СПб.: Изд-во РГПУ им. Герцена, 2009. Том V. С. 121–126.
2. Чернецовы Г. и Н. Путешествие по Волге. М.: Изд-во «Мысль», 1970. 192 с.
3. Экскурсии в родную природу // науч.-популяр. Очерки по географии Волгоградской области / В. А. Брылев. М.: «Глобус», 2009. 120 с.
4. Брылев В. А. Особо охраняемые природные территории Волгоградской области Волгоград / Брылев В. А., Рябинина Н. О., Комиссарова Е. В., Материкин А. В., Сергиенко Н. В., Трофимова И. С.: Альянс, 2006. 256 с.
5. Брылев В. А. Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины. Волгоград: Перемена, 2006. 351 с.
6. Горелов С. К. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги // Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 19. 1957. 140 с.
7. Волгоградская область: природные условия, ресурсы, хозяйство, население, геоэкологическое состояние // кол. монография. - Волгоград: изд-во «Перемена», 2011. 528 с.

СИСТЕМЫ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕРНЫХ ВПАДИН АЛТАЯ

Лузгин Б. Н.

Алтайский государственный университет, Барнаул, luzgin@geo.asu.ru

SYSTEMS OUTGLITCHER LAKES OF LACUNAS IN THE ALTAY

Luzgin B. N.

State University of Altay, Barnaul, luzgin@geo.asu.ru

Алтайские горы Центральной Азии не являются крупной ледниковой областью, вместе с тем, они служат одним из основных объектов исследования долинных ледников для ученых русской школы гляциологов. Максимальная концентрация здесь ледников сосредоточена в высокогорном поясе гор, разделенном на три сектора речных бассейнов: Верхнеобского с севера, Иртышского с юго-запада и Внутримонгольского с юго-востока [1]. Общая площадь долинных ледников составляет более 10 км², рассматриваемого Табын-Богдо-Олайского горного узла — около 8,5 тыс. км² [2].

Алтайские горы отвечают положению смены пояса умеренного климата на севере и аридного на юге, в связи с чем, М. В. Тронов [3] подчеркивал, что они являются ареной схождения трех климатов: западносибирского гумидного, казахстанского сухостепного и монгольского пустынного.

По периферии этих горных узлов значительным развитием пользуются средне-высокогорные ассоциации озерных комплексов, являющиеся предметом острых дискуссий, особенно в связи с проблемой прорывов подпруживающих их природных дамб, с периодическими катастрофическими спусками гигантских водных масс. В основе этих представлений лежат коррелятивные сопостав-

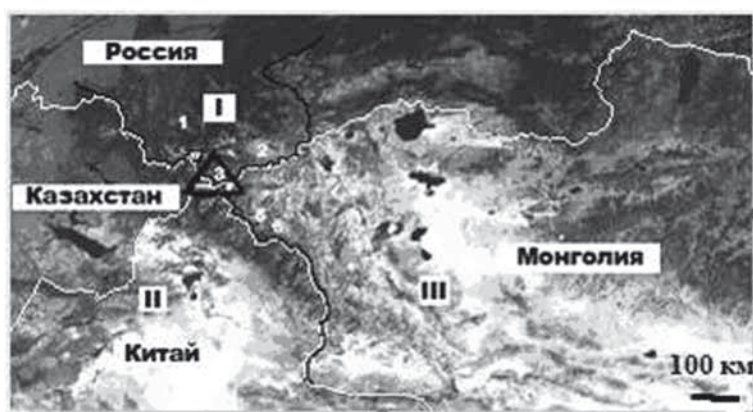


Рис. 1. Ситуационная схема расположения основных приледниковых озерных впадин Алтайских гор

Черные полужирные линии – границы основных речных бассейнов (I – Верхнеобского, II – Иртышского, III – Внутреннего Монгольского). Белые линии – государственные границы. Треугольником обозначено положение ледникового узла Табын-Богдо-Ола.

Цифры отвечают рассматриваемым в статье межгорным впадинам: 1 – Абай-Уймонской, 2 – Курайско-Чуйской, 3 – Бертекской, 4 – Хяргасской, 5 – Хотонской, 6 – Хурганской

ления ландшафтных обстановок, параллелизуемых с районом озера Мазула в Северной Америке. Причем масштабы этих явлений считаются настолько впечатляющими, что алтайские области признаются ключевыми для исследований данного феномена.

К наиболее активным сторонникам подобной интерпретации событий, сопровождающихся формированием специфических ландшафтов «гигантской ряби» на пути следования катастрофических потоков, принадлежит В. В. Бутвиловский [4], А. Н. Рудой с соавторами [5], сотрудники СО РАН [6] и некоторые другие. Критически относится к этим предположениям, в частности П. А. Окишев, с его многочисленными публикациями по этому поводу [например, 7].

Следует отметить, что обсуждение этой проблемы по преимуществу ограничивается примерами объектов, расположенных на Русско-Алтайской территории этих гор, т. е. исключительно в одной из позиций их достаточно обширного распространения.

В представленной статье предпринята попытка более обширного обзора систем «приледниковых» озерных впадин в разнообразных ландшафтных обстановках по периферии ледникового ореола, как единого генетического комплекса.

Большинство озерных впадин, особенно относительно крупных, и их комплексов приурочено преимущественно к молодым наложенным тектоническим депрессиям грабенового типа. И, следовательно, их расположение во многом определяется региональными системами зон разломов, приуроченных, как правило, к пограничным позициям смежных горных систем, отличающихся одни от других различной ориентировкой доминирующих хребтов. В обсуждаемом регионе это преимущественно разломные системы широтного и диагонального (северо-западного) направления, а также узлы их пересечений (рис. 1).

Важной геоморфологической особенностью размещения озерных впадин является резкая асимметрия Алтайских гор, образующих крутостенный западный барьер на пути движения преобладающих воздушных потоков, и, напротив, выположенные восточные склоны, сформированные по принципу нисходящих по уровенному положению блоков, каждый из которых характеризуется все более выровненным рельефом и более широким развитием озерных западин [8].

В северном Верхнеобском секторе речных бассейнов наиболее крупными наложенными впадинами являются Чуйская и Курайская на северо-востоке, входящими в состав бассейна правокатунского притока р. Чуя, и Абайско-Уймонская в области левокатунского притока – р. Кокса. Первые из них как раз и находятся в фокусе дискуссии о катастрофических прорывах озерных подпруд и гигантских долинных потоков в связи с этим.

Чуйская и Курайская впадины, контролируемые единой диагональной зоной разломов, разделены небольшой горной перемычкой, эродированной узкой долиной р. Чуя.

Курайская впадина ($35 \times 20 \text{ км}^2$) в палеогеографическом аспекте рассматривается как ванна одноименного палеозера. В ее пределах реликтовые следы волноприбойной деятельности представлены системой (не менее семи) абразионно-аккумулятивных террас широко развитых в пределах высотных отметок диапазона 1600–2150 м. Считается, что в период максимального заполнения оно представляло единое целое с Чуйским озером, где верхний уровень воды также достигал 2150 м [9].

Чуйская впадина – самая крупная на юго-востоке Русского Алтая ($70 \times 12 - 32 \text{ км}^2$). Днище ее находится на высотных отметках 1750–1850 (до 2000) м. Несмотря на то, что здесь на склонах техногенного характера выделяются фрагменты равнин, покрытые сериями абразионных террас спущенных приледниковых озер, предполагается, что прорыв вод озера мог быть чуть ли не единовременным. Вряд ли это логически увязывается с представлением о единстве всего Курайско-Чуйского водоема в период его максимального заполнения. Вероятно, ритмика спуска вод в этом случае должна быть хотя бы отчасти согласованной.



бв – структурные линии, соответствующие предполагаемому положению береговых абразионных валов палеозера

Рис. 2. Схема района Бертекской внутригорной впадины

По Абайско-Уймонской группе впадин, отвечающей зоне разломов диагонального направления, в рассматриваемом ракурсе повышенного внимания заслуживают данные представленные в работе [10]. Уймонское палеозеро, выполнявшее эту впадину, при уровне его зеркала вод около 1275 м, имело протяженность до 170 км при ширине до 40 км и реставрационной глубине 435 м, что в 2–3 раза превышает современные параметры представительного Телецкого озера Алтая. Следы абразионной деятельности, отраженные фрагментами террас и палеобенча (узкого берегового пляжа) установлены преимущественно на одной и той же высоте (1275 м).

Спецификой Бертекской впадины, приуроченной к восточному продолжению обширной Нарымской широтной долины-впадины на территории Казахстана, является совмещенное проявление двух депрессионных понижений – собственно Бертекского и Аргамжинского, разделенных меридиональным увалом (рис. 2). Впадина расположена между нагорьем Уюк на севере и высокогорными хребтами Южного Алтая на юге.

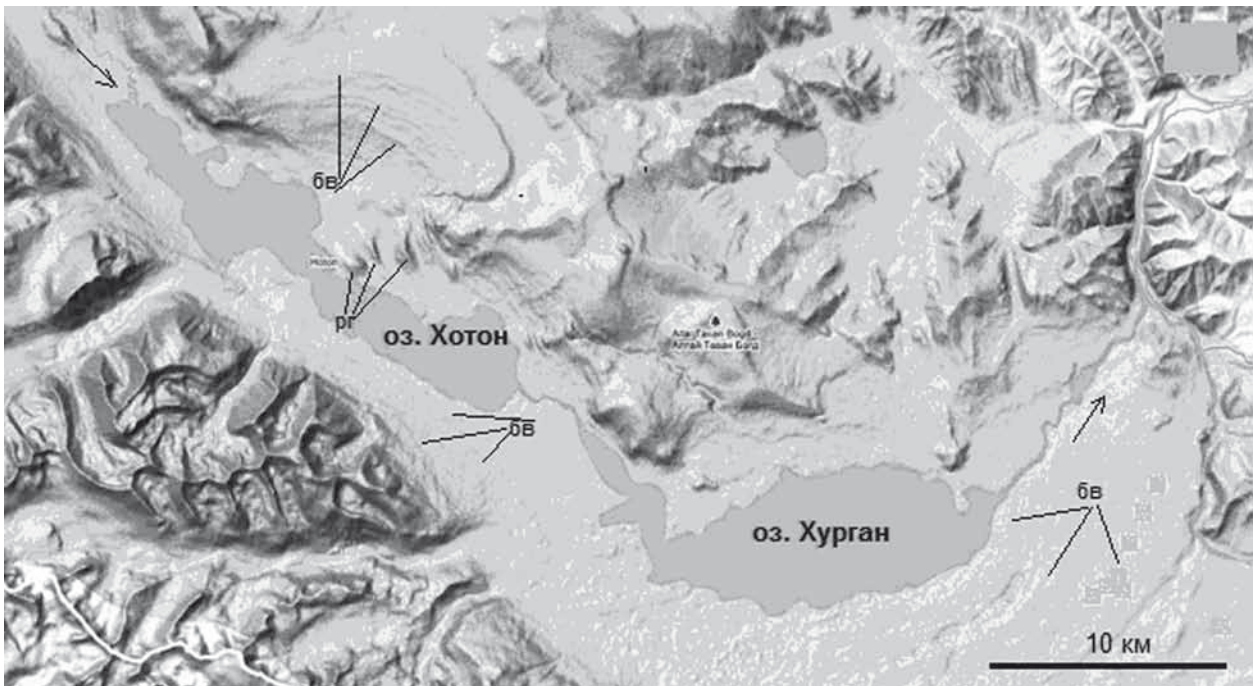
В ее юго-западной части трассируется ряд параллельных друг другу абразионных валов, возможно с чередованием солифлюкционных оплывин.

Современное положение береговых валов в западной части котловины указывает на падение уровня этого палеоводоёма при его опорожнении до 160 м, поскольку самый высокий из подобных уступов отмечен на высоте около 2500 м, а днище соответствующего палеозера отвечает вероятному уровню Аргамжинской впадины (около 2300 м). Однако оно, в свою очередь, по отношению к нынешней Бертекской котловине находится ниже этой поверхности еще на 100 м.

Во внутреннем Монгольском секторе речных систем заслуживает особого упоминания впадина оз. Хиргас (Хиргас), приуроченного к новейшей тектонической депрессии размерами 230 × 100 км² [11]. Здесь широко распространены формы рельефа, связанные с прибрежно-волновой деятельностью. Площадь палеозера составляла 8200 км², а глубина доходила почти до 200 м. Уровень максимального заполнения водой соответствовал отметке около 1140 м. Наблюдается целая серия параллельных береговых валов. Отмечаются следы течения грунтов на склонах.

В этом же бассейновом секторе, но в значительно более высокогорных условиях расположена серия озерных впадин, приуроченная к глубокой южной петле верхнего течения р. Кобдо – Хурган-Хотонская (рис. 3). Она находится поблизости от приосевой части основного хребта Монгольского Алтая на расстоянии до 20 км от его осевых вершин. Для этих озер отмечены многоуровневые прибрежные уступы, обозначающие неоднократные спуски вод при прорыве естественных запруд. Причем для озера Хотон наиболее высокий прибрежный вал отмечен на уровне 2500 м, а у озера Хурган – 2200 м, при современном зеркале стояния вод порядка 2080 м. Таким образом, суммарный спад вод отвечал высотному диапазону около 200–400 м.

В районе обоих указанных озер выявлены ригели с пролетами прорезающих их трогообразных вырезом.



бв – структурные линии, соответствующие предполагаемому положению береговых абразионных валов палеозера; *рг* – ригельные выступы. Стрелками показано направление течения р. Ховдо
 Рис. 3. Схема района Хурган-Хотонской внутригорной озерной впадины

Обращает на себя внимание еще одна примечательная геоморфологическая особенность района: широкое развитие выровненных пространств (до 900 км²), прилегающих к зоне преимущественного развития озер. Возможно, что здесь существовал очень крупный озерный водоем. Представления о ледомах при указанных обстоятельствах представляется менее обоснованным.

Приведенные выше сведения о периферийных озерных впадинах рассмотренного выше ледникового узла позволяют высказать иную точку зрения на проблемы их происхождения и эволюции.

Алтайские горы объединяют преимущественно разрозненные ледниковые узлы, приуроченные к наиболее высокогорным участкам этой природной системы, наиболее крупный из которых – Табын-Богдо-Олайский – расположен в приграничной зоне России, Казахстана, Монголии и Китая. В его окружении присутствует ряд значительных впадинно-озерных водоемов, питающихся в основном за счет таяния водораздельно-долинных ледников, состояние которых определяет режимные условия эволюции соответствующих озерных систем.

Поскольку преобладающая часть внутригорных (и межгорных) впадин имеет тектоническую природу происхождения, то, естественно, что пространственное расположение подобных озер контролируется в первую очередь характером распределения подобных впадин. Структурно они подчинены преимущественно региональным зонам разломов диагонального и широтного простирания. В свою очередь, отдельные впадины могут быть проявлены как самостоятельные обособленные фрагменты этих зон, или располагаться сближенными группами близкой ориентации, или могут быть наложены и вложены одни в другие. Обращает на себя внимание, что характер размещения впадин в долине р. Чуя свидетельствует о последовательном (не одновременном) образовании Чуйской и Курайской наложенных впадин. То же можно констатировать и в отношении частично совмещенных одна с другой собственно Бертекской и Аргамджинской впадин.

Преимущественной ареной развития данного озерного комплекса служили восточные ступенчатые и разноуровневые склоны доминирующих алтайских хребтов. Западный фронтальный крутой склон, за редким исключением, заозерен слабо. Основные крупные озерные ванны принадлежат Верхнеобскому и еще более Внутримонгольскому секторам речных бассейнов.

Большинство известных палеозерных приледниковых впадин характеризуются наличием на их склонах фрагментов абразионно-аккумулятивных террас, являющихся своеобразными маркерами уровней стояния вод. Для большинства озер этот уровень колеблется в значительном диапазоне высот. В отдельных группах близких или взаимосвязанных впадин четкой корреляции между подобными уровнями, определяющими режим стока вод, нет. Вместе с тем, нельзя утверждать и об отсутствии возможной подобной зависимости в отдельные периоды времени. Хотя вероятность одновременного опорожнения крупных впадинно-озерных ванн относительно невелика, а специфика подобного сценария как определенной закономерности этого региона представляется исключительно виртуальной. Правила эволюционного развития подобных озерных систем более универсальны.

Вообще для Алтайских Монгольских гор чрезвычайно характерно как наличие современных и палеоозерных водоемов, выполняющих разномасштабные межгорные и внутригорные впадины, которые сопровождали всю историю существования здесь подобных ландшафтов. Вероятно, это настолько характерно для этой горной страны, что этот регион является представительным и в отношении выделения погребенных горных систем, перекрытых в ряде равнинных впадин мощными аккумуляционными осадками, среди которых широко отмечены и озерные отложения. В этих случаях в ряде погруженных блоков подобных впадин проявляются выделенные нами так называемые сателлитные — «скелетные хребты», отличительными особенностями которых являются килеподобные острроверхие горные вершины, с резким переломом переходящие в равнинные ландшафты их основания [13]. К специфическим особенностям следует отнести и соответствующие морфометрические данные. Так, сателлитные группы горных хребтов образуют положительные морфологические структуры протяженностью от менее километра до сотен километров, при ширине от сотен метров—первых километров до 50 км (в исключительных случаях). Но главным морфометрическим показателем здесь выступает отношение протяженности хребтов к их ширине, которое может изменяться от почти 2-кратной до 40-кратной разности.

Литература

1. Лузгин Б. Н. Космоморфология гор Алтая // Известия АлтГУ, вып. 3/2. 2012. С. 95—99.
2. Галахов В. П., Редькин А. Г. Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола // География и природные ресурсы Сибири, вып. 4. Барнаул, 2001. С. 153—175.
3. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949.
4. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТомГУ, 1993. 253 с.
5. Рудой А. Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: ТГПУ, 2005. 224 с.
6. Зольников И. Д., Мистрюков А. А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня. Новосибирск: Параллель, 2008. 182 с.
7. Окишев П. А. Катастрофисты, не пора ли одуматься? (по поводу безудержной мистификации виртуальных алтайских катастрофических суперпотоков) // Природно-ресурсный и экологический потенциал Сибири. Барнаул: АлтГУ, 2010. С. 152—165.
8. Лузгин Б. Н. Структурные ступени рельефа Алтайских гор // География и природные ресурсы Сибири, вып. 14. Барнаул, 2012. С. 114—124.
9. Новиков И. С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: «ГЕО», 2004. 313 с.
10. Байлагасов Л. В., Робертус Ю. В., Любимов Р. В., Байлагасова И. Л. К вопросу о существовании Уймонского озера // Геоморфология, 2012. № 3. С. 69—76.
11. Аржанников С. Г., Аржанникова А. В. Палеоземлетрясения, палеооползни и палеоцунами в Хиргиснурской впадине (Западная Монголия) // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 17—22.
12. Лузгин Б. Н. Большой Алтай как климатический барьер // Известия АлтГУ, вып. 3. 2007. С. 39—46.
13. Лузгин Б. Н. Морфологические ансамбли Алтайских гор // Известия РГО, 2012. Т. 144. Вып. 3. С. 44—53.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №12-05-00919-а)

ИСТОЧНИКИ, ФАКТОРЫ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ В ХОДЕ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ БОВАНЕНКОВСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПОЛУОСТРОВЕ ЯМАЛ

*Михайлов К. В. Постнов И. С.**

СПб ГКУ «НИПЦ Генплана Санкт-Петербурга», *Географический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург,
kmgeomorfol@mail.ru

SOURCES, FACTORS AND ENVIRONMENTAL IMPACTS TO THE ENVIRONMENT IN THE ECONOMIC DEVELOPMENT OF THE BOVANENKOVSKOYE GAS CONDENSATE FIELD ON YAMAL PENINSULA

*Mikhaylov K. V., Postnov I. S.**

The State Research and Design Center of St. Petersburg Master Plan, *St.-Petersburg State University,
St.-Petersburg, kmgeomorfol@mail.ru

Бованенковское нефтегазоконденсатное месторождение — крупнейшее по запасам газа среди 32 месторождений, открытых на полуострове Ямал и прилегающем к нему шельфе, и одно

из крупнейших в мире. Месторождение, открытое в 1971 году, располагается на северо-западном побережье полуострова, вытянуто в северо-западном направлении и занимает площадь не менее тысячи квадратных километров. Газ на Бованенковском месторождении содержит 90–98% метана, а также небольшое количество тяжёлых углеводородов (1–4%), азота (3–6%) и двуокиси углерода (0,1–2%). В газовых залежах находится в растворенном состоянии легкая нефть.

23 октября концерн «Газпром» официально запустил Бованенковское газоконденсатное месторождение, запасы которого оцениваются почти в 5 трлн кубометров, а проектный объем добычи составит около 140 млрд кубометров в год.

В представленной публикации нами рассмотрены вопросы воздействия на окружающую среду, которые могут неизбежно возникнуть в процессе хозяйственного освоения Бованенковского месторождения. В основу публикации легли данные отчета о научно-исследовательской работе «Выполнение комплексной оценки воздействия строительства скважин на окружающую среду и проведение обобщения многолетних натурных наблюдений с целью корреляции технических документов в соответствии с требованиями природоохранных органов», выполненного геоэкологической лабораторией НПО «Авгит» («Санкт-Петербург»).

Источниками воздействия на окружающую среду в районе Бованенковского газоконденсатного месторождения следует считать непосредственно буровые работы и сопутствующие им вспомогательные операции. При проведении буровых работ источниками возникновения нарушений рельефа и геологической среды, а также загрязнений окружающей среды будут являться следующие технологические операции:

- проходка скважин;
- промывка ствола скважины;
- прием, хранение и использование технологических и горюче-смазочных материалов;
- очистка рабочих площадок, охлаждение оборудования;
- тампонирующее и цементация ствола скважины;
- опытно-экспериментальные работы;
- хранение и утилизация отходов (буровых, хозяйственно-бытовых и пр.);
- ликвидация осложнений и аварий.

При разработке и добыче природного газа могут быть выделены следующие технологические объекты, являющиеся источниками воздействия на окружающую среду, в том числе на рельеф и геологическую среду:

- скважины в процессе эксплуатации;
- установка комплексной подготовки газа;
- дожимная компрессорная станция.

При вспомогательных операциях источниками загрязнения и нарушения окружающей среды являются следующие технологические процессы:

- транспортирование технических средств, грузов и материалов;
- строительство дорог, баз, складов, ремонтных и технологических производств.

К источникам биологического загрязнения следует отнести бытовые отходы (фекальные, кухонно-прачечные и банные воды), удельный объем которых не столь велик, в виду сосредоточения людей на объектах, рассеянных на значительной территории. Однако этот вид загрязнения имеет место на всех стадиях строительства скважин и требует внимания в плане утилизации отходов этого типа. Вызывает опасение открытый сброс отходов на «рельеф». Визуальный осмотр мест складирования и захоронения отходов показал наличие лишь незначительных нарушений внешнего облика наземных растительных форм, характерного при избытке органического азота. Пренебрежение мерами утилизации бытовых отходов в результате избытка органических веществ может вызвать серьезные эвтрофические эксцессы.

Химическое загрязнение связано в основном с миграцией в окружающую среду компонентов буровых растворов (при производстве буровых скважин), реактивов, применяющихся для их приготовления, хранящихся на открытых площадках и транспортируемых к месту работ.

Основными загрязнителями на стадии бурения скважин будут являться:

- химически обработанные и утяжеленные буровые растворы;
- выбуренная порода /шлам/;
- утяжелитель и химические реактивы;
- буровые сточные воды;
- горюче-смазочные материалы.

Химически обработанные буровые растворы могут загрязнять окружающую среду при наращивании и спуско-подъемных операциях, сифонах, ремонте буровых насосов, переливах через приемные и запасные емкости, при креплении скважин, разрывах бурового шланга и др. Химически обработанные буровые растворы, попадая в открытые водоемы, образуют стойкие, не отстаивающиеся суспензии. Наличие в буровых растворах поверхностно-активных веществ (для целей снижения влияния

фильтратов на проницаемость пород, понижение прочности пород) усугубляет действие пены, которая накапливаясь на поверхности воды уменьшает способность водоемов к самоочищению.

Буровые сточные воды, загрязненные компонентами химически обработанных буровых растворов попадают на почву при обмыве сеток вибросит, обмыве площадки и пола буровой, желобов, охлаждений штоков буровых насосов, если отсутствует герметичный настил буровой. В буровых сточных водах содержится значительное количество механических примесей, органических примесей и нефтепродуктов. В основном все загрязняющие вещества находятся в земляных амбарах. Засыпка земляных амбаров с буровым раствором и шламом после окончания бурения себя не оправдывает с точки зрения восстановления нарушенной окружающей среды. В связи с тиксотропностью буровых растворов, земляные амбары после их засыпки, в течение нескольких лет не затвердевают и этот участок земли практически непригоден для использования.

Наибольшие загрязнения окружающей среды в процессе бурения скважин происходят при авариях и осложнениях, приводящих к открытым выбросам и фонтанам, а так же грифонообразованию. В результате фонтанов, почва на большой территории оказывается загрязненной буровым раствором и высоко минерализованной пластовой водой. Нередко почвенные загрязнения смываются атмосферными осадками, паводковыми водами и, попадая в открытые водоемы, наносят непоправимый вред живым организмам.

Основные причины выбросов и фонтанов следующие:

- использование бурового раствора недостаточной плотности;
- снижения уровня бурового раствора при поглощении, при подъеме бурильного инструмента без долива скважины;
- из-за эффекта перетекания при подъеме бурильного инструмента;
- поступление пластового флюида в скважину с выбуренной породой;
- диффузия пластового флюида из пласта в скважину при длительных простоях;
- недостаточная дегазация бурового раствора.

Основными причинами возникновения грифонов могут являться:

- некачественное перекрытие цементными растворами высоконапорных пластов;
- разрыв обсадной колонны из-за превышения давления, негерметичность резьбовых соединений.

Интенсивно загрязняется окружающая среда в процессе опробования и освоения скважин.

Обычно после прострела эксплуатационной колонны скважину оставляют заполненной глинистым буровым раствором. Для освоения и вывода притока пластового флюида в скважину спускают насосно-компрессорные трубы и заменяют глинистый раствор водой. При проведении этих работ глинистый раствор либо сбрасывается в амбар, либо собирается в специальную емкость. В процессе дальнейшего освоения методом снижения уровня в эксплуатационной колонне до перехода скважины на подачу газа и ввода ее в эксплуатацию, поступающие из пласта вода, глинистый раствор также сбрасываются в амбар. После замера дебита газа и воды разведочная скважина заглушается и консервируется.

Для увеличения притоков газа из пласта на разведочной скважине проводят различные мероприятия по воздействию на призабойную зону скважины, такие, как гидравлический разрыв пласта, гидрокислотный разрыв, кислотная обработка, обработка поверхностно-активными веществами (ПАВ) и различными химическими растворителями.

Таким образом, при опробовании и освоении скважин, окружающая среда может загрязняться нефтесодержащими водами, конденсатом и минерализованной пластовой водой, ПАВ, кислотой и химическими растворителями.

Реакция окружающей среды на химическое загрязнение проявляется по истечении времени и предполагает наблюдение за нарушенным ландшафтом (или его составляющих) в течение, как минимум, одного полного вегетационного периода. В проведенном фитопатологическом обследовании роль химического фактора воздействия на окружающую среду отдельно не вычислялась. Он был учтен в общей совокупности нарушений и повреждений фитоценозов на участках техногенного воздействия.

Нарушения и повреждения ландшафтов в районе добычи, вызванные механическими воздействиями являются основным фактором, определяющим степень деградации окружающей среды. К ним относятся локальные проявления нарушений поверхности природно-территориального комплекса (ПТК), приобретенные им в результате передвижения транспортных средств, строительства и эксплуатации вахтовых поселков и площадок бурения. К основным нарушениям относятся:

- структурные, приводящие к изменению строения и состава компонентов ПТК и их поверхностных условий;
- термодинамические, проявляющиеся в изменении тепло- и массопереноса, и напряженного состояния грунтов за счет нарушения естественных условий территорий, статических и динамических нагрузок инженерных сооружений.

Структурные и термодинамические нарушения окружающей среды вызывают изменения всех основных факторов инженерно-геологических, инженерно-гидрологических и геокриологических условий.

При инженерной подготовке территории наиболее широко используются мероприятия по:

- отсыпке территории песчаным грунтом, мощностью 2,6 – 2,5 м;
- организация рельефа отсыпанной территории;
- организация поверхностного стока устройством системы сброса дождевых и талых вод вдоль зданий и сооружений.

Среди структурных нарушений широко распространены: разведочные и эксплуатационные скважины, каналы, траншеи и участки с нарушенными почвенно-растительными покровами и образованием отрицательных форм микро- и макрорельефа. С этим связано развитие эрозионных процессов, оврагообразования, образование застойных водоемов и др.

Структурные нарушения ПТК и воздействие инженерных сооружений приводят в совокупности к изменению термодинамических условий и состояния поверхностных отложений в зоне техногенеза. Под их влиянием в окружающей среде развиваются процессы подтопления и осушения, промерзания и протаивания. С изменением условий теплообмена в зоне распространения многолетнемерзлых пород связаны увеличение глубины сезонного протаивания и другие негативные явления. Повышение уровня грунтовых вод и дополнительное водонасыщение поверхностных отложений вызывает проявление ряда неблагоприятных инженерно-геологических процессов и явлений:

- заболачивание и развитие глеевого режима, вызывающее ухудшение фильтрационных свойств грунтов и их разупрочение;
- изменение консистенции пород, сопровождающееся снижением их прочности и устойчивости;
- проявление пльвинных и тиксотропных свойств грунтов;
- интенсивное развитие процессов эрозии, потеря устойчивости сооружений, вследствие малой водостойчивости структурных связей грунтов.

Литература

1. Постнов И. С. и др. Разработка проектных решений по охране природы для проектирования и строительства газовых скважин с учетом требований инструкции ОВОС Госкомприроды СССР для опережающего разбуривания Бованенковского ГКМ. С.П.1991. Фонды НПО «АВГИТ».
2. Постнов И. С. и др. Комплексное изучение экологических последствий процесса строительства скважин на окружающую среду с целью разработки технической документации в соответствии с требованиями документов по природопользованию. С.П. 1992. Фонды НПО «АВГИТ».
3. Постнов И. С. и др. Разработка прогноза воздействия процесса строительства скважин на окружающую среду на различных этапах проводки скважин. С.П. 1993. Фонды НПО «АВГИТ».

ОСОБЕННОСТИ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОЛЯ АКТИВНОСТИ ЦЕЗИЯ-137 ЧЕРНОБЫЛЬСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ПАХОТНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОЙ ЭКСПОЗИЦИИ, ОСЛОЖНЕННОМ РЕЛИКТОВЫМ МИКРОРЕЛЬЕФОМ, В БАСЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОКИ

*Паниди Е. А. *, Трофимец Л. Н.*

Факультет естественных наук ОГУ, Орел, trofimetc_l_n@mail.ru, *Факультет географии и геоэкологии СПбГУ, Санкт-Петербург, panidi@yandex.ru

TRANSFORMATION FEATURES OF CHERNOBYL ORIGIN CESIUM-137 ACTIVITY FIELD ON THE COMPLICATED WITH RELICT MICRORELIEF ARABLE SLOPE OF SOUTHERN EXPOSURE IN THE UPPER OKA BASIN

*Panidi E. A. *, Trofimits L. N.*

Faculty of Natural Sciences at OSU, Orel, trofimetc_l_n@mail.ru, *Faculty of Geography and Geocology, SPbU, Saint-Petersburg, panidi@yandex.ru

Особенности трансформации радиоактивного цезия-137 чернобыльского происхождения на пахотных склонах, осложненных реликтовым микрорельефом, еще недостаточно изучены. В работе сделана попытка применить способы формализованного описания особенностей распределения радиоцезия на разных высотных позициях пахотного склона (в области распространения реликтового палеорельефа) на серых лесных почвах в бассейне Верхней Оки.

Всего на пахотном склоне экспериментального участка было отобрано более 1000 почвенных образцов. Из 788 точек, рассмотренных в настоящей статье, радиоактивность почвы в 83 точках

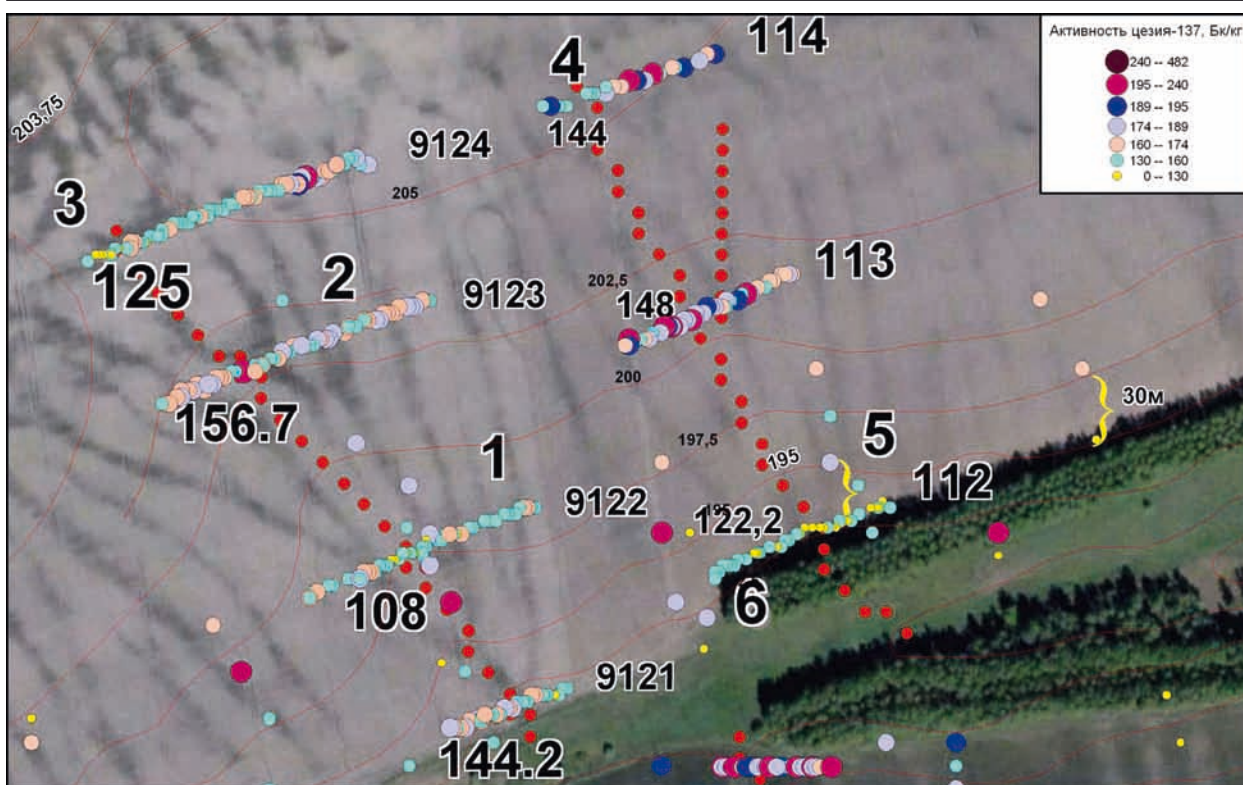


Рис. 1. Космический снимок склона южной экспозиции (использован снимок, опубликованный в Google Earth™) с элементами палеорельефа (светлые блоки, темные полосы – межблочные понижения). Фигурные скобки показывают расстояние (около 30 м за лесополосой), на котором активность цезия достигает фоновых значений (170–190 Бк/кг). 9 121–9 124, 112–114 – номера трансект. 1, 2, 3, 4, 5, 6 – зоны, где тальвеги межблочных понижений идентифицируются низкой активностью цезия-137 и повышенными значениями площади сбора (рис. 5). Точечная полоса – линия максимальной площади сбора

пробоотбора лежит в диапазоне до 130 Бк/кг; в 13 – более 195 Бк/кг; в 245 – от 130 до 160 Бк/кг; в 162 – от 160 до 174 Бк/кг; 125 – от 174 до 189 Бк/кг; 53 – от 189 до 195 Бк/кг. Налицо преобладание активности от 130 до 180 Бк/кг. Наибольшая разница в радиоактивности (при принятии в качестве фонового значения 180 Бк/кг) достигает 70%. Большая часть диапазона разницы в радиоактивности находится в пределах ошибки определения радиоактивности на спектрометре Гамма-плюс. Вместе с тем, в работе Трофимец и др., 2012 [2] было показано, что вариабельность радиоцезия на изучаемом пахотном склоне связана с проявлением эрозионных процессов в условиях распространения реликтового полигонально-блочного микрорельефа (Алифанов и др., 2010) [1]. Как показали наши исследования, размер блоков преимущественно составляет 30–40 м, ширина межблочных понижений от 4–8 м до 10–15 м (рис. 1).

На характер первичных выпадений радиоактивного цезия повлияла степень расчлененности местности и ее облесенность [2]. Радиоактивные пылевые выпадения 1986 года на подветренной стороне овражно-балочной лесополосы (на южном склоне) приближаются по величине к фоновым значениям на 30-ти метровом удалении от лесополосы (рис. 1). Максимальные выпадения фиксируются, как правило, на пахотных склонах между лесополосами на расстоянии 5Н, где Н – высота деревьев. На рис. 1 можно видеть, что преобладающая активность цезия-137 вдоль трансекты 112, расположенной у основания пахотного склона южной экспозиции, непосредственно за лесополосой, ниже, чем вдоль трансекты 9 121, расположенной вне зоны влияния лесополосы. Это объясняется траекторией опускания потока воздуха, «перевалившего» через препятствие в виде лесополосы. Активность цезия-137 за лесополосой приближается к фоновым значениям на расстоянии около 30 метров (на рис. 1 отмечено фигурной скобкой), а максимальных значений радиоактивности достигает на расстоянии 150 и более метров (на рис. 1 – активность вдоль трансекты 113 и выше по склону).

Следующий вывод, сделанный в настоящем исследовании – происходящая после пылевых выпадений 1986 года трансформация активности цезия-137 происходит в зависимости от положения точки относительно блочных повышений и межблочных понижений [2]. На рис. 1 это подтверждают участки 1, 2, 3, 4, 5, 6, приуроченные к межблочным понижениям и характеризующиеся низкими значениями активности цезия-137. Объясняются низкие значения радиоактивности смывом в тальвегах межблочных понижений (с тальвегами совпадают повышенные значения площади сбора на рис. 4).

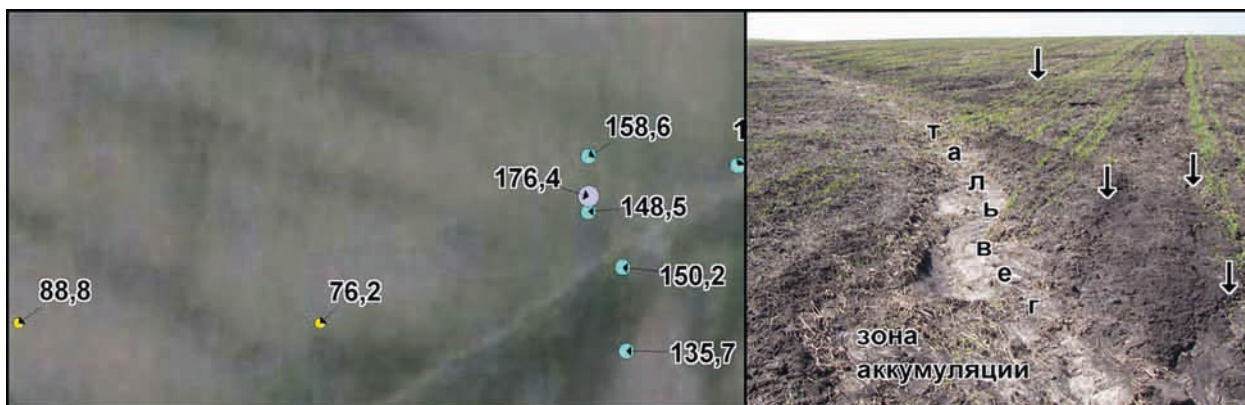


Рис. 2. Фрагмент участка распахиваемой части ложбины. Точки с активностью 88,8 и 76,2 Бк/кг «попали» в тальвег микроручья. В точке с активностью 148,5 Бк/кг – почва смыто-намытая (рис. 3).

Справа – стрелки указывают на микроручья. Апрель 2013 г.

Это предположение было проверено на участке распахиваемой части ложбины, где прикопки были заложены в тальвеге микроручья и на склоне южной экспозиции (рис.2, 3, 4). Предлагаемое объяснение: на трансформацию поля радиоактивного загрязнения существенно повлияла микроручейковая сеть, «наложившаяся» на рельеф, обусловленный проявлениями реликтового палеорельефа, и усложнившая общий рисунок эрозионной сети. На рис. 2 приведен фрагмент участка распахиваемой части ложбины, из которого видно, что точки (с активностью цезия-137 – 88,8 и 76,2 Бк/кг), «попавшие» в тальвеги микроручьев, фиксируют низкую радиоактивность почвы (вследствие смыва). При этом замечено, что почва в точке пробоотбора может быть смыта на 10–17 см, а значения радиоактивности в верхнем слое почвы могут приближаться к фоновым из-за намыва загрязненной почвы с окружающих склонов. Это демонстрируют рис. 2 и 3, из которых видно, что точки с радиоактивностью 148,5 Бк/кг и 158 Бк/кг (практически одинаковой радиоактивностью) по характеру вертикального распределения цезия-137 в пахотном горизонте отличаются существенно. Послойное определение радиоактивности (через 2 см) позволило констатировать, что точка 102,4 с радиоактивностью в верхних слоях почвы 148,5 Бк/кг, идентифицирует почву, смытую на 10–17 см (рис. 3).

Все вышесказанное делает исключительно сложным формализованное описание процесса трансформации поля первичного радиоактивного загрязнения. В настоящей статье приводятся

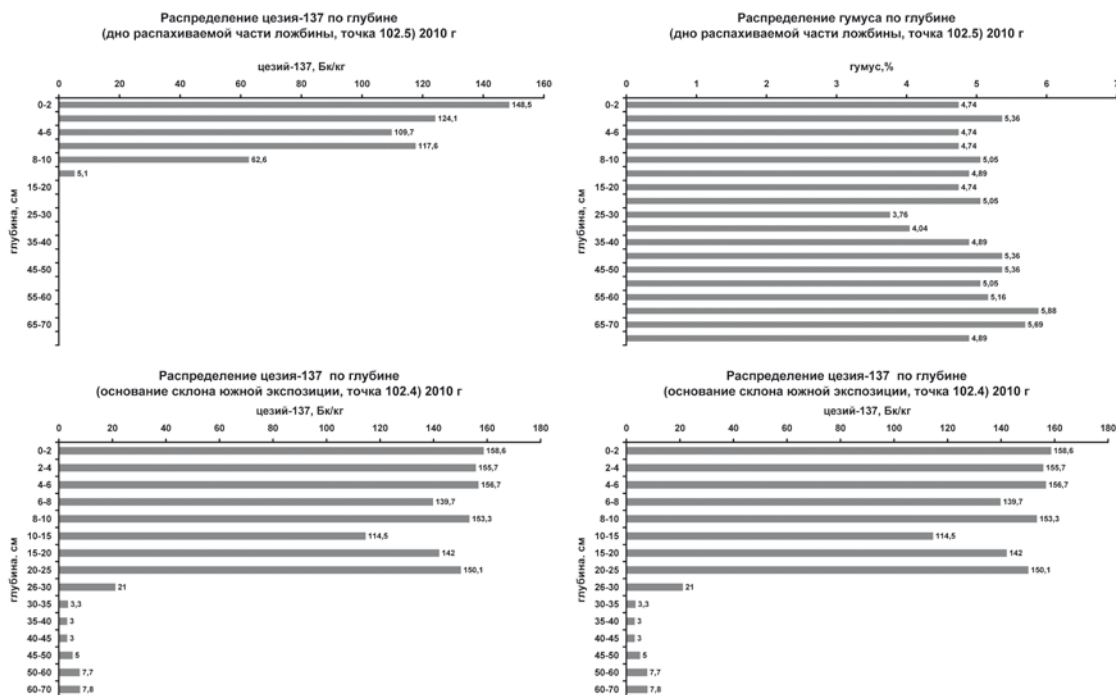


Рис. 3. Распределение цезия-137 и гумуса в точке пробоотбора, расположенной в тальвеге микроручья (148 Бк/кг – в точке 102,5, идентифицирующей смыто-намытую почву с глубиной распространения радиоактивного цезия – всего 10 см) и в точке пробоотбора 102,4, где активность цезия-137 – около 158 Бк/кг от верхнего слоя почвы вплоть до нижней границы пахотного горизонта)

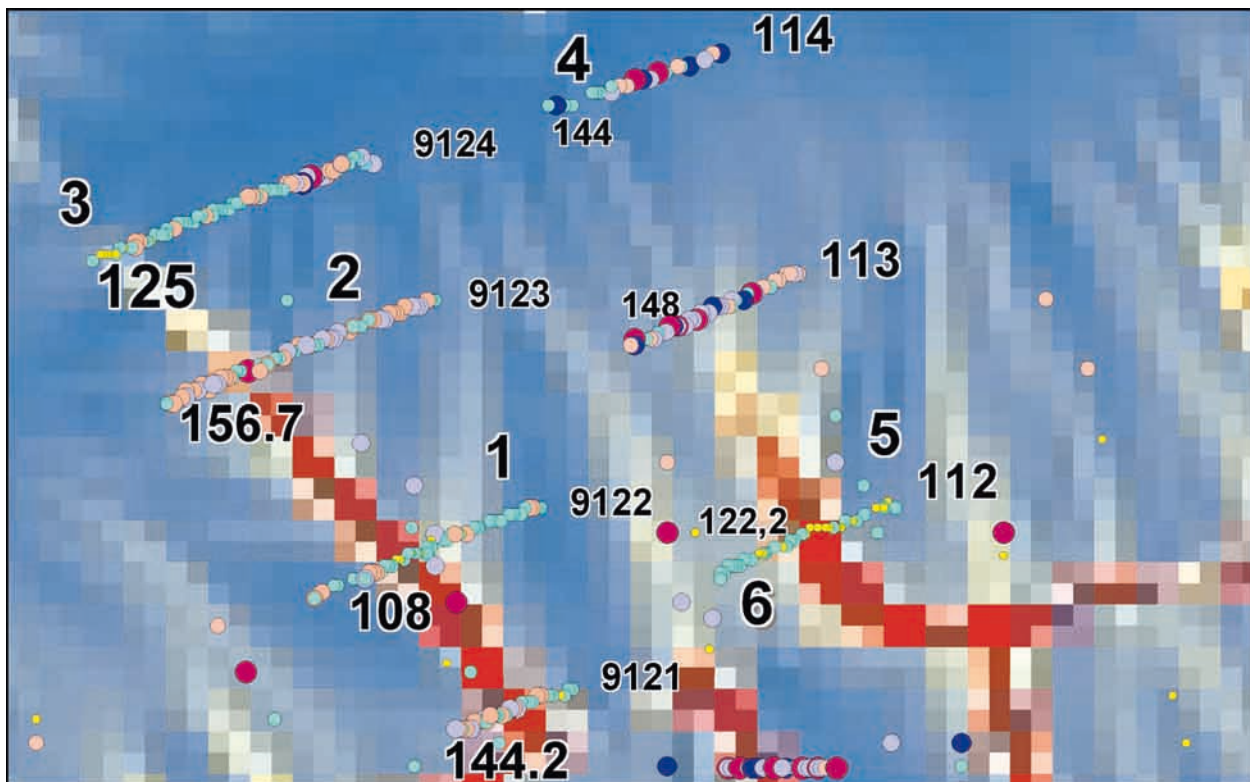


Рис. 4. Фрагмент карты площади сбора.

9121–9124, 112–114 – номера трансект. 1, 2, 3, 4, 5, 6 – зоны, где тальвеги межблочных понижений идентифицируются низкой активностью цезия-137 и повышенными значениями площади сбора. Темные полосы – линии максимальной площади сбора. 125, 156,7, 108, 144,2, 144, 148, 122,2 – активность цезия-137 в тальвегах понижений, формализовано описываемых максимальной площадью сбора

результаты использования в морфометрическом анализе двух морфометрических показателей: площади сбора (рассчитанной по методу DEMON [4]) и профильной кривизны [3]. Анализируются рядом расположенные участки (9121–9124 и 112–114) (рис. 1). Один участок (на рис. 1 слева) – в пределах глубокой распаханной ложбины (длина 230 м, максимальная ширина 120 м, максимальная глубина до 3 м), другой (справа) – в пределах неглубокого (до 1 м) понижения на пахотном склоне. В качестве картографической основы взята карта масштаба 1:10000. На космическом снимке видно, что в пределах глубокой ложбины (ее пересекают трансекты 9121–9124) склоновая поверхность прорезана микроручьями, более глубокими чем на соседнем участке (трансекты 112–114). Этот факт (из-за смыва почвы) объясняет в целом более низкую радиоактивность почвы в пределах блочных повышений вдоль трансект 9121–9124 по сравнению с радиоактивностью почвы в пределах трансект 112–114. Смыв осуществляется по межблочным понижениям.

На космическом снимке межблочные понижения отображены темным тоном. На топографической карте масштаба 1:10000 эти понижения визуально не идентифицируются. На карте площади сбора (рис. 4), построенной на основе данной топографической карты, – распознаются. Как видно из рис. 1 и 4, они практически совпадают. Вместе с тем, как видно на примере тальвега глубокой ложбины, радиоактивность почвы с ростом площади сбора меняется волнообразно (в пределах трансекты 9123 радиоактивность вырастает с 125 до 156,7 Бк/кг, затем снижается до 108 Бк/кг в тальвеге трансекты 9122, а к основанию склона вновь увеличивается до 144,2 Бк/кг).

Дополнительный анализ карты профильной кривизны (рис. 5) позволил выделить на склоновой поверхности «вогнутые террасы», в пределах которых наблюдается аккумуляция почвенного материала (значения профильной кривизны отрицательные, действует второй механизм аккумуляции) и выпуклые участки, в пределах которых отмечается смыв (значения профильной кривизны положительные, действует первый механизм аккумуляции [3]). Для тальвега понижения на выпукловогнутом склоне (глубокая ложбина, пересекаемая трансектами 9121–9124) к основанию склона наблюдается намыв, выражающийся в увеличении активности цезия-137 в тальвеге (на рис. 5 – точки с активностью 156,7; 144,2 Бк/кг). Для тальвега понижения на прямом склоне со слабо выраженной отрицательной профильной кривизной (понижение, пересекаемое трансектами 112–114), наблюдается равномерный смыв вдоль всего тальвега, наибольший у основания пахотного склона (122,2 Бк/кг). График зависимости для глубокой ложбины (левый график на рис. 6) также носит несколько иной характер, чем для слабо расчлененного склона (правый график на рис. 6).

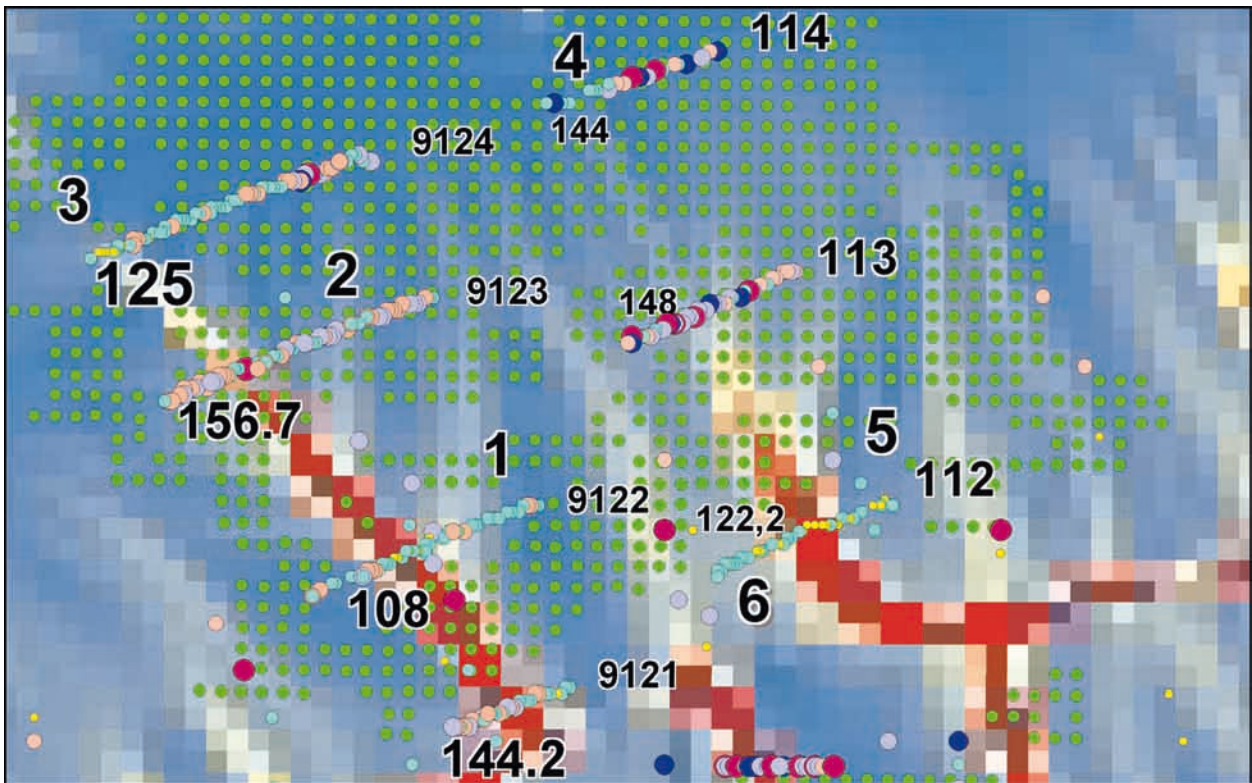


Рис. 5. Фрагмент карты площади сбора с «наложенной» картой отрицательной профильной кривизны (точки), соответствующей зонам аккумуляции

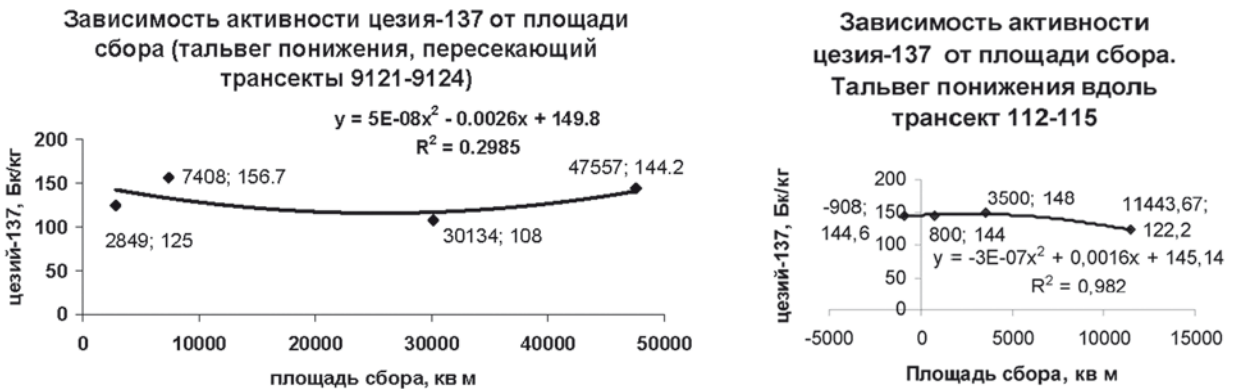


Рис. 6. Зависимость активности цезия-137 от максимальной площади сбора вдоль тальвега понижений, пересекаемых транsekтами 9 121 – 9 124 (слева) и 112 – 115 (справа). Трансекта 115 на водораздельной поверхности (не показана на картах)

Морфометрические показатели рельефа для тальвегов понижений, пересекаемых транsekтами 9 121 – 9 124 и 112 – 114

Таблица

№ транsekты	Тальвег понижения (зона конвергенции)					
	Цезий-137 (Бк/кг)	Максимальная площадь сбора (м ²)	Длина линии стока, м	Механизм аккумуляции [3] выше по склону (расстояние, м до транsekты)	Механизм аккумуляции ниже по склону	Высота, м. абс
9 121	144,2	47 557	314,7	2(25)	1	192,5
9 122	108,0	30 134	229,0	1	2	197,5
9 123	156,7	7 408	111,0	2	2	202,7
9 124	125,0	2 849	27,8	1	1	205,0
112	122,2	12 500	284,0	2(25)	1	192,5
113	148,0	3 100	172,0	2	2	201,0
114	144,0	700	56,0	1	2	205,1

Из таблицы следует, что при одинаковой длине склона и одинаковом высотном положении трансект главную роль в формировании условий трансформации почвенного вещества, загрязнен-

ного радиоцезием, вдоль тальвегов понижений (на склонах южной экспозиции в пределах серых лесных почв на склонах крутизной до 6 градусов) играет площадь сбора и форма склона (через показатель профильной кривизны). Зависимости, показанные на рис. 6, могут предварительно использоваться для расчета активности цезия-137 в тальвегах понижений на пахотных склонах южной экспозиции крутизной менее 6 градусов. Зависимость, представленная на рис. 6 справа, применима для тальвегов понижений с площадью сбора до 13000 м². Зависимость, изображенная на рис. 6 слева, применима для тальвегов понижений на склонах южной экспозиции глубокого расчленения (с площадью сбора до 50000 м²). Для уточнения расчетных значений активности цезия-137 необходимо использовать карту профильной кривизны. Для тальвегов понижений с площадью сбора до 50000 м² и более в зоне аккумуляции (в зоне отрицательных значений кривизны в окрестностях расчетной точки или выше ее по склону) радиоактивность почвы должна быть увеличена на 25–40%. В рассмотренном примере эта поправка должна вводиться к радиоактивности почвы в средней части тальвега понижения общей площадью 50000 м² в той его части, где площадь сбора не превышает 10000 м² (для точки с площадью сбора 7408 м²).

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-97511, гранта РГНФ № 12-16-67001

Литература

1. Алифанов В. М., Гугалинская Л. А., Овчинников А. Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
2. Трофимец Л. Н., Паниди Е. А., Баранов И. П., Степанова В. И., Миленцев В. Н. Морфометрический анализ рельефа при изучении вторичного перераспределения цезия-137 чернобыльского происхождения на пахотном склоне в бассейне Верхней Оки. // Проблемы региональной экологии, №1. ООО Издательский дом «Камертон», 2013. С. 102–108.
3. Шарый П. А. Оценка взаимосвязей рельеф-почва-растения с использованием новых подходов в геоморфометрии. Автореферат канд дисс. Пущино, 2005. 26 с.
4. Mariza C. Costa-Cabral, Stephen J. Burges. Digital Elevation Model Networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. // Water Resources Research, Volume 30, Issue 6, pages 1681–1692, January 1994. DOI: 10.1029/93WR03512

ОСОБЕННОСТИ ТЕХНОГЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ СТАРООСКОЛЬСКО-ГУБКИНСКОГО ГОРНОДОБЫВАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА

А. Н. Петин, Е. В. Уколова

ФГАОУ НИУ БелГУ, Геолого-географический факультет, кафедра географии и геоэкологии,
г. Белгород, Leukolova@yandex.ru

PECULIARITIES OF TECHNOGENIC TRANSFORMATION OF RELIEF IN THE ZONE OF INFLUENCE OF THE STAROOSCOL-GUBKINSKY THE MINING COMPLEX

A. N. Petin, E. V. Ukolova

FSAEI NIU BSU, faculty of Geology and geography, Department of geography and Geoecology,
Belgorod, Leukolova@yandex.ru

Белгородская область располагает значительными запасами железорудного сырья и, как следствие, техногенно-минеральных образований (ТМО). Старооскольско-Губкинский горнодобывающий комплекс (СГ ГДК) на своей территории накопил огромное количество отходов горнодобывающей и перерабатывающей промышленности, металлургического, энергетического и других производств: более 1,1 млрд м³ горной массы, во внешние отвалы уложено более 800 млн м³ пород вскрыши и более 260 млн м³ отходов обогащения хранятся в хвостохранилищах. В связи с этим здесь заметно ухудшается экологическая обстановка и появляется ряд конфликтов природного, экономического и экологического характера. Воздействие ТМО на окружающую среду проявляется как на отдельные ее компоненты, так и в целом. Это оказывает отрицательное влияние на растительный и животный мир района и, что особенно важно, на состояние здоровья и деятельность человека.

Старооскольско-Губкинский регион расположен в северной части области, граничит с Прохоровским, Корочанским, Чернянским, Красненским районами, а также с Курской областью (Мантуровским районом) на северо-западе и Воронежской областью на востоке. На территории региона располагается южная часть Окско-Донской низменности. Средняя высота над уровнем моря – 145 м, максимальная 251 м. Площадь территории 3220,16 км². Большая часть региона расположена в пределах Осколо-Северскодонецкого природно-территориального комплекса. В геоструктурном отно-

шении территория связана с зоной наибольших поднятий Воронежского массива. Поэтому здесь, в пределах западных отрогов Среднерусской возвышенности, отмечаются максимальные высоты на Белгородчине – 272 – 276 м.

Целью нашего исследования явилось изучение геоморфологических изменений окружающей природной среды и особенностей техногенной трансформации рельефа в Старооскольско-Губкинском районе на фоне активной горнопромышленной деятельности.

Для достижения поставленной цели выделен ряд взаимосвязанных задач:

1. Изучение природных условий и особенностей техногенной трансформации рельефа территории Старооскольско-Губкинского района на фоне горнопромышленной деятельности.
2. Рассмотрение выделения зон воздействия ТМО на компоненты природной среды.
3. Анализ характера влияния ТМО на рельеф изучаемой территории.
4. Оценка последствий и прогноз геоморфологических изменений территории Старооскольско-Губкинского региона.

Основу рельефа Старооскольского и Губкинского районов Белгородской области составляют возвышенные останцово-холмистые аккумулятивно-денудационные равнины. Долины реки Оскол и его притоков заглублены до 50 – 100 м. Густота горизонтального расчленения оврагами и балками достигает 1,5 км/км². По сравнению с западным ПТК (природно-территориальный комплекс) годовое количество атмосферных осадков здесь уменьшается в среднем на 50 мм. В центральной части района представлены серые лесные почвы (на месте дубовых лесов), на севере и юге – черноземы типичные, выщелоченные и оподзоленные. Луговые степи охраняются в «Ямской степи» – одном из участков заповедника «Белогорье». На меловых кручах некоторых рек остались реликтовые сосняки с волчеягодником.

Регион относится к Соснинско-Оскольскому геоморфологическому району, Верхнеоскольскому подрайону. Из современных экзогенных процессов преобладают карстовые и суффозионные, на территории встречаются многочисленные карстовые воронки и суффозионные впадины. Широко распространены оползни, по берегам рек – растущие овраги и промоины, также встречаются заболоченные участки и дюны.

Активное освоение запасов железорудного сырья и огромные антропогенно-техногенные нагрузки на окружающую природную среду привели к тому, что в Старооскольско-Губкинском районе выделяются:

- зоны высокой антропогенной нагрузки в пределах городов, промышленных зон, автомобильных и железных дорог;
- зоны повышенной антропогенной нагрузки распределены в районе сельских поселений и земель интенсивного сельскохозяйственного использования;
- зоны умеренной антропогенной нагрузки расположены в районах лесохозяйственных земель и вдоль берегов рек (рис. 1).

Таким образом, в регионе сформировалась пограничная ситуация между экологическим бедствием и чрезвычайной экологической ситуацией [1].

Добыча полезных ископаемых в Старооскольско-Губкинском регионе приводит к отрицательным геоморфологическим последствиям и к нарастанию пересеченности рельефа. Он становится непригодным для проживания и различных видов хозяйственной деятельности населения (рис. 2).

Также в связи с истощением запасов минерального сырья возрастают объемы добываемой горной массы и количество отходов переработки минерального сырья. Происходит образование техногенных массивов, которые при воздействии ветра загрязняют атмосферу и близлежащие территории.

Изменения природной среды и деградация экосистем характеризуется критериями загрязнения атмосферы, гидросферы, педосферы, изменения геологической среды, деградация природных систем, растительного и животного мира.

Экологическое состояние территории Старооскольско-Губкинского горнодобывающего комплекса, согласно анализу геохимической ситуации, выполненному учеными НИИ КМА, позволяет говорить о том, что в результате газопылевых выбросов сформировались три зоны загрязнения окружающей среды:

1) Зона максимального воздействия на ландшафт в радиусе от 0,3 до 5,0 км от центра ГДК. Она характеризуется высоким модулем техногенной нагрузки на земную поверхность в пределах 1000 – 1500 кг/га (10 – 15 мг/см²/год), подщелачиванием почвенной среды (рН = 7,5 – 8,5), тенденцией к накоплению в почвах железа. В растительных организмах накапливаются тяжелые металлы: железо, хром, свинец, концентрация которых превышает ПДК.

2) Зона повышенного воздействия на ландшафт, расположенная в радиусе от 3 – 5 до 15 – 17 км с модулем техногенной нагрузки от 100 до 500 кг/га (от 5,0 до 10,0 мг/см² в год). Она характеризуется повышенным содержанием железа в сельскохозяйственной продукции, выращенной в этой зоне.



Рис. 1. Антропогенная нагрузка и интегральная оценка экологических ситуаций Старооскольско-Губкинского района Белгородской области

3) Зона косвенного влияния, которая совместно с выбросами Губкинской ТЭЦ фиксируется по космическим снимкам на расстоянии до 40 км от ГДК. Техногенная нагрузка в радиусе от 15 до 20 км составляет от 10 до 50 кг/га (1,0–5,0 мг/см² в год) [2].

Комплексный анализ антропогенных воздействий на окружающую среду в пределах территории Старооскольско-Губкинского горнодобывающего комплекса позволяет более подробно оценить ситуацию по видам используемых природных ресурсов:

- 1 – атмосферный воздух;
- 2 – водные ресурсы;
- 3 – почвенные ресурсы;
- 4 – ресурсы растительного и животного мира.

Анализ воздействий на воздушную среду Старооскольско-Губкинского горнодобывающего комплекса позволяет нам выделить 1 зону преимущественно техногенной и 4 зоны антропогенной нагрузки:

1) Территории карьеров, горно-обогатительных комбинатов, комплексов – зона максимальной техногенной нагрузки, где уровень выбросов постоянно превышает установленные для подобной зоны нормативы;

2) Города, поселки и дорожные трассы – зона высокой антропогенной нагрузки, где уровень загрязнения периодами превышает установленные нормативы ПДК загрязняющих веществ, причем климатические факторы и микрорельеф способствует интенсивному перемешиванию выбросов и их выходу за пределы границ соответствующих функциональных зон;



Современные экзогенные геологические процессы

Карстовые и суффозионные

- Карстовые воронки
- Суффозионные западины

Гравитационные

Оползни и оползневые участки

- Граница Днепровского оледенения
- Границы геоморфологических районов
- Границы геоморфологических подрайонов

Водные

- /// Растущие овраги и промоины
- S Донные врезы в балках
- ↓ Участки поражения поверхностным смывом почвогрунтов
- ≡ Заболачивание

Эоловые

- ☆ Бугристые пески и дюны

Рис. 2. Экзогенные геологические процессы Старооскольско-Губкинского района

3) Сельские населенные пункты и дороги – зона средней антропогенной нагрузки, где содержание загрязняющих веществ находится примерно в рамках установленных нормативов, но иногда превышает ПДК;

4) Земли интенсивного сельскохозяйственного пользования – зона умеренной антропогенной нагрузки, характеризуется сезонным антропогенным воздействием при проведении сельскохозяйственных работ;

5) Зона малой антропогенной нагрузки – разовые или редкие с большим периодом повторяемости нагрузки на территории лесных земель, сенокосов и пастбищ.

Влияние на водную среду позволяет распределить антропогенную нагрузку следующим образом:

1) Зона малой антропогенной нагрузки – вблизи особо охраняемых природных территорий, земель лесного фонда, где качество вод находится примерно в рамках установленных нормативов;

2) Зона умеренной антропогенной нагрузки – приурочена к местам сбросов от крупных промышленных центров, стокам от местной промышленности, от сельскохозяйственных объектов и эрозионные смывы, где наблюдаются сверхнормативное загрязнение водных ресурсов;

3) Зона высокой антропогенной нагрузки – в районе городов Старый Оскол и Губкин, карьеров и горно-обогатительных комплексов исследуемого региона. В р. Оскол наблюдаются высокие уровни загрязненности. По данным Главного управления природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Белгородской области вода в р. Оскол отнесена к 3-му классу чистоты: ИЗВ – 1,537, содержание меди – 2,96 ПДК, железа общего – 1,35 ПДК, марганца – 1,31 ПДК, фенолы до 1,85 ПДК, нитриты – 1,10 ПДК [3].

Антропогенное воздействие на земельные ресурсы основывается на загрязнении земель и эрозии почв данного района. Уровень нагрузки характеризуется степенью загрязнения грунтов, так как



Рис. 3. Техногенный рельеф территории Старооскольско-Губкинского горнопромышленного узла (вид сверху)

это связано с последующим загрязнением атмосферного воздуха (пыление ТМО) и водных ресурсов (поверхностный смыв и грунтовые воды). При этом земли промышленного назначения, городов и поселков Старооскольско-Губкинского региона являются нарушенными и характеризуются минимальным средостабилизирующим потенциалом, а также высокими показателями антропогенной нагрузки.

Сельскохозяйственные и лесные земли, помимо загрязнения почв, характеризуют высокую степень эродированности, интенсивный вынос питательных веществ, изменение структуры и других свойств почвы.

В связи с этим выделяются следующие почвенно-эрозионные зоны:

- 1) Высокой антропогенной нагрузки – земли горно-обогатительных комплексов, карьеры, промышленные предприятия;
- 2) Повышенная антропогенная нагрузка – городские и поселковые земли, дороги;
- 3) Умеренная антропогенная нагрузка – сельскохозяйственные земли с различной степенью эродированности и с умеренным внесением загрязняющих веществ;
- 4) Слабой антропогенной нагрузки – неэродированные и слабо эродированные почвы, в меньшей степени подверженные загрязнению различными веществами.

В ходе интеграции приведенных выше результатов комплексного и покомпонентного анализа антропогенных воздействий на территорию Старооскольско-Губкинского горнодобывающего комплекса нами составлена карта антропофункционального зонирования и интегральной оценки экологических ситуаций. В соответствии с ней территория Старооскольско-Губкинского региона делится на 3 зоны:

1) Высокой антропогенной нагрузки на территорию Старооскольско-Губкинского района – занимает площадь примерно 400 км² и является самой крупной территорией с подобным типом нагрузки во всей Белгородской области. Это зона влияния Старооскольско-Губкинского горнопромышленного комплекса, которая по количеству объектов воздействия на окружающую среду превышает все существующие нормативы. Причем, значительную антропогенную нагрузку испытывают не только отдельные компоненты ландшафта, но и весь природный комплекс в целом, что привело к изменению природных ландшафтов в техногенные. Отличительными чертами зоны являются: высокий уровень загрязнения окружающей среды, шумовое, радиоактивное и электромагнитное воздействие, а также уплотнение жизненного пространства, влияние на прилегающие территории.

2) Повышенной антропогенной нагрузки на территорию Старооскольско-Губкинского района – подразделяется на сельскохозяйственную, промышленную и селитебную подзоны. Приурочена к сельскохозяйственным угодьям и таким ландшафтным структурам, как плакоры и приводораздельные склоны, а также к поселковым и сельским населенным пунктам, вдоль железнодорожных магистралей, вокруг крупных животноводческих комплексов и промышленных предприятий горнодобывающего и горнообогатительного направления, на участках, где наблюдается применение ядо-



Рис. 4. Пример техногенного рельефа территории Старооскольско-Губкинского горнопромышленного узла

химикатов. Зона относительно благоприятна для проживания и производства экологически чистой продукции. Характеризуется негативными процессами в плане сохранения природно-ресурсного потенциала и сужения ареала обитания естественных видов растений и животных.

3) Умеренной антропогенной нагрузки на территорию Старооскольско-Губкинского района — в свою очередь делится на лесохозяйственную, водохозяйственную и сельскохозяйственную подзоны. Это участки небольшие по территории, но наиболее благоприятные в экологическом плане, расположены вне зоны влияния промышленных поллютантов и антропогенных нагрузок, также сюда включены территории природно-заповедного фонда («Ямская степь»). Эта зона весьма благоприятна для проживания людей, лесопользования, развития сельского и водного хозяйства, но по некоторым биологическим и экологическим характеристикам она отличается от территории с естественными характеристиками среды обитания растительного и животного мира.

Влияние на рельеф ТМО проявляется в том, что открытая добыча полезных ископаемых ведет к формированию техногенного рельефа (рис. 3, 4): появляются новые положительные и отрицательные формы рельефа, активизируются экзогенные процессы. Добыча в СГГДК составляет до 45 млн т руды в год. Это привело к возникновению не только выемок глубиной 250–300 м, но и отвалов высотой до 40–60 м. в результате открытой добычи появились настоящие «горы» из пород вскрыши и отходов обогатительных фабрик. В настоящее время площадь прямого нарушения земель карьерами в Старооскольско-Губкинском районе составляет 7% территории.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта № 5.3407.2011 в рамках государственного задания Белгородскому государственному университету на 2012 год.

Литература:

1. Петин А. Н. Техногенно-минеральные образования Старооскольско-Губкинского горнопромышленного района КМА и оценка их воздействия на окружающую среду // Актуальные проблемы горного недроведения: сборник материалов региональной научно-практической конференции 18 марта 2009 г. Губкин: Губкинский институт (филиал) ГОУ ВПО МГОУ, 2009. 326 с.
2. Уколова Е. В. Техногенно-минеральные образования: классификация, условия распространения и их хозяйственное использование на примере Старооскольско-Губкинского горнодобывающего комплекса // «Молодые ученые — географической науке». — Киев, 2010. С. 119–121
3. Петин А. Н. Анализ и оценка качества поверхностных вод: учеб. пособие. Белгород: БелГУ, 2006. 252 с.

ПРИНЦИПЫ ОТОБРАЖЕНИЯ КАТЕГОРИЙ «РИСК» И «ОПАСНОСТЬ» НА ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Петрова И. Ф.

Институт географии Российской академии наук, Москва, shushkovo@mail.ru

THE PRINCIPLES OF SHOW THE CATEGORIES OF «RISK» AND «DANGER» TO THE ECOLOGO-GEOMORPHOLOGICAL MAPS

Petrova I. F.

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, shushkovo@mail.ru

На сегодняшний день широко применяемые термины «геоморфологическая опасность» и «геоморфологический риск» пока не имеют общепризнанных определений [8, 9]. В качестве примеров опубликованных определений геоморфологического риска можно привести следующие.

1. Геоморфологический риск – вероятность наступления (активизации) нежелательного геоморфологического события и возможного нанесения ущерба какому-либо хозяйственному объекту и населению, связанное с теми или иными геоморфологическими условиями [5].

2. Эколого-геоморфологический риск – степень вероятности совокупного проявления опасных и катастрофических процессов рельефообразования за определенный интервал времени, влекущих за собой экологические последствия. [1 и др.].

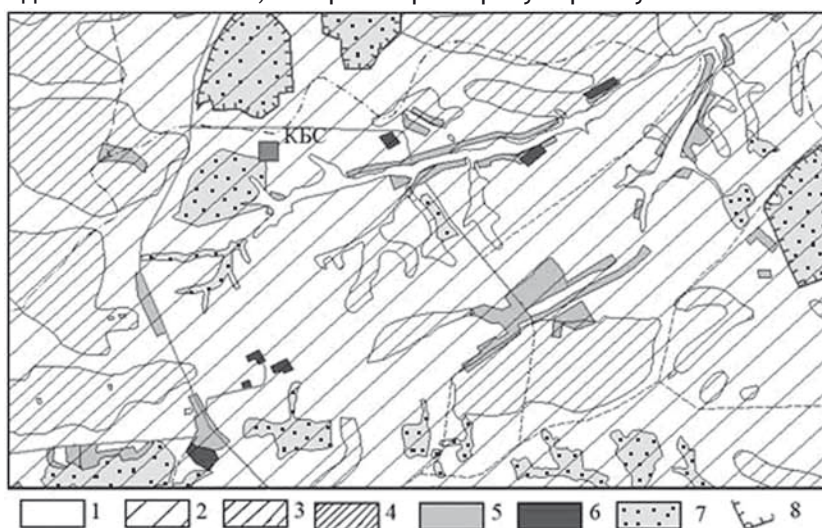
Некоторые авторы рассматривают опасность как синоним риска. Например, по мнению В. А. Елкина и А. В. Аникеева [4] карстовая опасность – это физический риск поражения территории карстовыми деформациями.

При этом количество карт геоморфологических опасностей и рисков постоянно возрастает, что отражает как практические потребности общества, так и желание авторов постигнуть суть вопроса от частного к общему.

Отсутствие единой понятийной базы ведет к многообразию подходов к составлению подобных карт. Варианты трактовки понятий «геоморфологическая опасность» и «геоморфологический риск» при составлении карт в ряде случаев сходны, что дезориентирует читателя и в значительной мере обесценивает важность этих понятий. Например, и опасность и риск оценивается по активности, интенсивности или категории процесса, определяются через вероятность или повторяемость процесса или явления.

Для упорядочения сложившейся ситуации следует четко различить эти понятия в том плане, что геоморфологическая опасность существует «сама по себе», а геоморфологический риск появляется, когда речь идет о человеке, его деятельности, или природных объектах, входящих в сферу его интересов.

Различают два подхода к оценке риска: *социальный* – характеризует риск для жизни человека и определяется числом жертв в единицу времени (например, индивидуальный риск), либо разовое число жертв; *экономический* – связан с материальным ущербом, в этом случае величина риска измеряется стоимостными показателями в единицу времени. На наш взгляд целесообразно добавить третий подход – *экосистемный*, который характеризует риск уничтожения ландшафта или его



Опасность овражной эрозии: 1 – отсутствует; 2 – низкая, потенциальная; 3 – средняя; 4 – высокая.
5 – урбанизированные территории. 6 – промышленные объекты. 7 – леса.
8 – граница Центрально-Черноземного заповедника

Рис. 1. Фрагмент карты опасности овражной эрозии (в районе Курской биосферной станции).

части, отдельного биологического вида, в этом случае показателями риска будут количество видов, находящихся под угрозой исчезновения, количество и площадь ландшафтов и т. п. При оценке риска возможно одновременное использование нескольких подходов.

Целесообразно показывать на картах разные сценарии оценки риска, как это сделано на карте дифференцированного экономического риска переработки берегов водохранилищ России [7].

В качестве примера предлагается серия эколого-геоморфологических карт Курской области масштаба 1 : 100 000.

Карта опасности овражной эрозии (рис. 1) построена на основе базовой векторной топографической карты, цифровой модели рельефа, дешифрирования космических снимков, результатов полевых работ и литературных данных [2, 3, 15, 16 и др.]. Это оценочно-прогнозная карта, на которой опасность оценивается через интенсивность смыва. Для выделения градаций опасности использовались: СНиП 22-01-95 «Геофизика опасных природных воздействий» и др.

На основе этой карты можно проводить оценку риска той или иной деятельности. Был оценен геоморфологический риск выращивания сельскохозяйственных культур. Эта задача является актуальной, поскольку в структуре землепользования Курской области около 80% приходится на пашни. Риск оценивался через ущерб от уменьшения цены на землю.

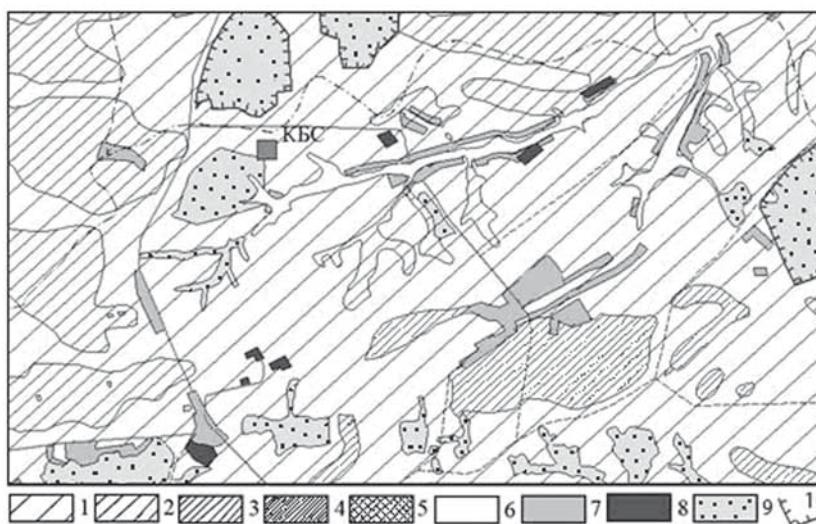
Данные о кадастровой стоимости земель сельскохозяйственного назначения взяты из нормативных документов [10, 11, 12, 13, 14 и др.], литературы [6 и др.] и из интернета с сайтов, предлагающих покупку и продажу земли¹. При выборе для расчетов других цен все данные можно автоматически пересчитать (табл. 1).

Таблица 1

Пример оценки риска для растениеводства через показатели ущерба

№ контура	Стоимость земли, руб/га		Степень уменьшения стоимости земли от опасности овражной эрозии	Итоговая стоимость земли, руб/га		Ущерб, руб/га	
	кадастровая (на 2006 г.)	рыночная (на 2010 г.)		кадастровая	рыночная	при кадастровой оценке	при рыночной оценке
1	16961	905700	20	1180	23600	15781	882100
2	14298	120000	2	3670	30800	10628	89200
3	19461	150000	2	2460	18900	17001	131100
4	24686	160000	2	8230	53300	16456	106700
5	20420	110000	2	4760	25600	15660	84400

На основе проведенных расчетов составлена карта оценки риска для растениеводства от опасности овражной эрозии (рис. 2).



Риск: 1 – очень низкий (ущерб менее 5000 руб/га); 2 – низкий (ущерб 5001 – 10000 руб/га); 3 – средний (ущерб 10001 – 15000 руб/га); 4 – высокий (ущерб 15001 – 20000 руб/га); 5 – очень высокий (ущерб более 20001 руб/га); 6 – прочие земли; 7 – урбанизированные территории; 8 – промышленные объекты; 9 – леса; 10 – граница Центрально-Черноземного заповедника

Рис. 2. Фрагмент карты оценки риска для растениеводства через ущерб от уменьшения стоимости земли (на основе показателей кадастровой стоимости)

¹ <http://www.ezem.ru>, <http://www.zemmag.ru>, <http://www.novosel.ru>, <http://dom.zhivem.ru>: посещение 28.04.2009. <http://www.prochernozem.ru>, <http://www.rozem.ru/regions/kurskaya-oblast> Посещение 29.04.2010

Литература.

1. Ананьев Г. С. Методология изучения катастрофических процессов рельефообразования и вопросы эколого-геоморфологического риска // Обзор картографирования природных опасностей и стихийных бедствий. 1992. С. 54–59.
2. Былинская Л. Н., Дайнеко Е. К. Исследование плоскостного смыва методом анализа почвенных профилей (Курская область) // Геоморфология. 1985. № 2. С. 52–59.
3. Гайворон Т. Д. Основы систематики балочных форм // Геоморфология. 1997. № 1. С. 66–69.
4. Елкин В. А., Аникеев А. В. Методические аспекты количественной оценки карстового экономического риска для трубопроводов. Сергеевские чтения. Опасные природные и техноприродные экзогенные процессы: закономерности развития, мониторинг и инженерная защита территорий. Выпуск 9/ Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (22–23 марта 2007 г.). М.: ГЕОС, 2007. С. 200–206.
5. Кошкарёв А. В., Козлова А. Е., Лихачева Э. А., Мерзлякова И. А., Тимофеев Д. А., Чеснокова И. В. Геоморфологическая опасность и риск. Известия АН. Сер. географ. 2001. № 4. С. 93–98.
6. Муха В. Д., Сулима А. Ф., Чаплыгин В. И. Почвы Курской области: Учебное пособие. Курск: Изд-во. гос. с.-х. ак., 2006. 119 с.
7. Оценка и управление природными рисками. Тематический том / Под ред. А. Л. Рагозина. М.: Издательская фирма «КРУК», 2003. 320 с.
8. Петрова И. Ф. Проблемы отображения понятия «опасность» на экологических картах // Изв. РАН. Сер. географ. 2008. № 5. С. 126–131.
9. Петрова И. Ф. Проблемы отражения понятия «риск» на экологических картах // Экология урбанизированных территорий. 2009. № 2. С. 102–114.
10. Письмо федерального агентства кадастра объектов недвижимости № АО/0781 от 19 сентября 2006 г. «О доведении базовых показателей кадастровой стоимости оценки сельскохозяйственных угодий».
11. Постановление Правительства РФ от 7 мая 2003 г. № 262 «Об утверждении правил возмещения собственникам земельных участков, землепользователям, землевладельцам и арендаторам земельных участков убытков, причиненных изъятием или временным занятием земельных участков, ограничением прав собственников земельных участков, землепользователей, землевладельцев и арендаторов земельных участков либо ухудшением качества земель в результате деятельности других лиц».
12. Приказ федеральной службы земельного кадастра России № П/42 от 12 марта 2006 г. «О кадастровой стоимости сельскохозяйственных угодий и лесных земель в пределах территорий субъектов Российской Федерации».
13. Результаты кадастровой оценки земли Курской области на 01.04.2009. Федеральное агентство кадастра объектов недвижимости, Управление по Курской области.
14. Технические указания по государственной кадастровой оценке сельскохозяйственных угодий в субъекте Российской Федерации. М.: Комитет Российской Федерации по земельной политике, РосНИИЗЕМПРОЕКТ и др., 2000. 49 с.
15. Фирсенкова В. М. Временная изменчивость эрозионных процессов в агросистемах Центральной лесостепи // Временная организованность геосистем. М., 1988. С. 152–156.
16. Фирсенкова В. М. Динамика современных процессов сноса и аккумуляции на Курском опытном полигоне // Геоморфология. 1993. № 3. С. 99–106.

**ОПЫТ ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ СУБЪЕКТА
ФЕДЕРАЦИИ С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРА ТРАНСГРАНИЧНОГО ПЕРЕНОСА
(НА ПРИМЕРЕ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ)**

И. Ф. Петрова, С. А. Буланов

Институт географии Российской академии наук, Москва, shushkovo@mail.ru, sabulanov@gmail.com

**EXPERIENCE ECO-GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF THE BOUNDARY CONDITIONS OF THE SUBJECT
OF THE FEDERATION IN ORDER TO DETERMINE THE NATURE OF THE TRANSBOUNDARY TRANSPORT
(FOR EXAMPLE, THE KURSK REGION)**

I. F. Petrova, S. A. Bulanov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow,
shushkovo@mail.ru, sabulanov@gmail.com

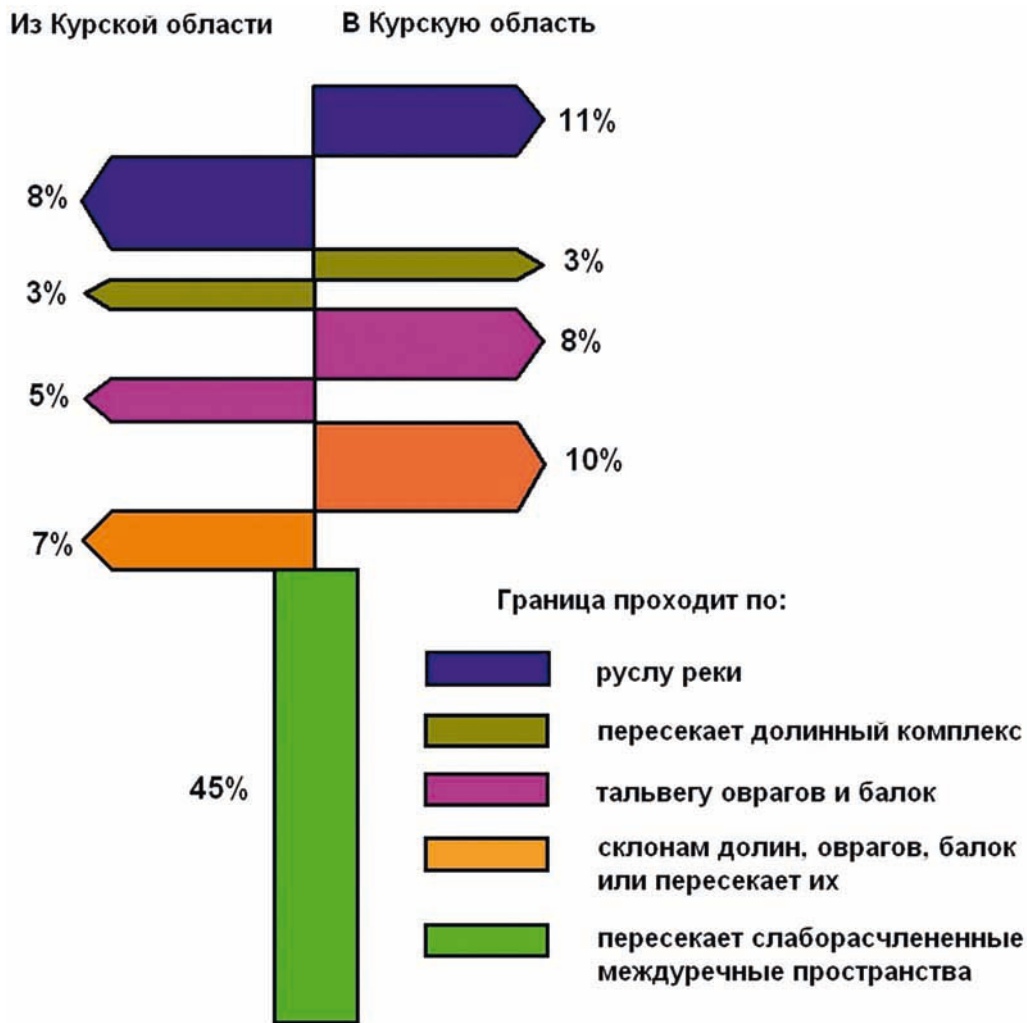
Рельеф является главным фактором, контролирующим направление трансграничного переноса растворённых веществ и взвешенных наносов водотоками и грунтовыми водами. Эти вопросы доста-

точно полно рассмотрены в литературе [12, 16, 17 и др.], в том числе и для Курской и сопредельных областей [1, 2, 3, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 15 и др.].

Курская область почти полностью находится в пределах Среднерусской возвышенности, занимающая наиболее высокую центральную её часть. Размах абсолютных высот от 353 до 133 м, т. е. более 200 м. В геоморфологическом строении выделяются субгоризонтальные и слабонаклонные, редко холмисто-увалистые междуречья, которые чередуются с долинами рек. Междуречья и коренные склоны долин осложнены хорошо развитой овражно-балочной сетью [6].

Следует отметить глубокую унаследованность направления стока как в Курской области в целом, так и в её приграничных районах в частности. Оно было заложено ещё в кайнозое и определялось общим медленным воздыманием морфоструктуры Среднерусской возвышенности после окончания осадконакопления в палеогене; поднятие продолжается вплоть до настоящего времени. Исключение составляют западные и восточные районы области, которые находились под воздействием оледенений и потому испытывали неоднократную перестройку морфологии и гидрологического режима в плейстоцене [4, 5].

Курская область граничит с Белгородской, Брянской, Воронежской, Липецкой, Орловской областями РФ и Сумской областью Украины. Границы проходят практически по всем типичным комплексам рельефа Курской области. Можно выделять следующие соотношения границы и типа рельефа (рис. 1):



- границу пересекает река или ручей;
- граница пересекает долинный комплекс;
- граница проходит по руслу реки;
- граница проходит по акватории озера, водохранилища;
- граница проходит по тальвегу оврагов и балок;
- граница пересекает слаборасчлененные междуречные пространства;
- граница пересекает интенсивно расчленённый рельеф: узкие междуречные пространства, проходит по склонам долин, оврагов, балок или пересекает их.

Рассмотрим эти участки подробнее.

1. Границу пересекает река или ручей, транзит загрязнений в Курскую область или из Курской области.

В Курскую область загрязнения выносят 1 крупная река (Псёл в верхнем течении), 3 средние реки (Чернь, Осмонь, Донецкая Сеймица), 4 малые реки (Сохна, Речица, Буковица, Волфа) и 15 ручьев (временных водотоков).

Из Курской области несут свои воды 2 крупные реки (Псёл, Сейм), 3 средние реки (Стенегга, Обеста, Убля), 5 малых рек (Нетрубуж, Неварь, Кубанка, Белый Немед, Ольшанка) и 15 ручьев (временных водотоков).

2. Более характерна ситуация, когда граница идет по руслу реки, затем река течет по территории Курской области или по территории сопредельных областей.

Здесь возможны несколько вариантов, определяющих особенности трансграничного переноса.

При итоговом выносе загрязнений с территории Курской области река может течь: в пределах области, затем на некотором протяжении вдоль границы; за пределами Курской области, затем на некотором протяжении вдоль границы; только вдоль границы. Аналогичные варианты возможны и при импорте загрязнений.

Помимо этого, река, текущая вдоль границы, принимает в себя притоки, собирающие загрязнение как внутри области, так и извне.

3. Граница проходит по тальвегу оврагов и балок, по которым в весенний и иногда в осенний период текут временные водотоки.

4. Граница пересекает четко выраженный в рельефе долинный комплекс реки, который, как правило, включает в себя русло, пойму и несколько надпойменных террас. Слагаются эти формы в основном аллювием голоценового и плейстоценового возраста, местами с примесью торфяников и других озёрно-болотных отложений. Большинство крупных и среднего размера рек течёт из Курской области в сопредельные субъекты Российской Федерации или в Сумскую область Украины. В том же направлении осуществляется трансграничный перенос в пределах долинного комплекса во время половодья и путём транспирации грунтовых вод. Можно выделить также ряд малых водотоков, в основном на южных рубежах, чьё течение и соответствующее направление подземного стока идёт внутрь Курской области.

5. Граница пересекает междуречные пространства, как правило, в приводораздельной их части. Выделяются две основные их разновидности, различающиеся по морфологии, генезису и возрасту формирования [6].

5а) На крайнем западе – на правом берегу Сейма в районе Рыльска – и на крайнем востоке Курской области – в узкой полосе на границе с Воронежской областью – отмечаются фрагменты холмистой моренной равнины среднеплейстоценового возраста, которая сложена слабопроницаемыми моренными и флювиогляциальными завалуненными суглинками. Здесь преобладают склоны средней крутизны: $2-5^\circ$, иногда более, что способствует трансграничному переносу поверхностными водами.

5б) Субгоризонтальные и пологонаклонные междуречья во внеледниковой области плейстоцена. Преобладают на остальных рубежах Курской области, за исключением вышеуказанных. Уклон поверхности здесь обычно не превышает $1-2^\circ$ и направлен как правило, вдоль границы, которая часто тяготеет к местной водораздельной линии. Так что существенного обмена загрязнителями, перемещающимися вместе с поверхностными водами, быть не должно. Иная ситуация с фильтрующимися грунтовыми и подземными водами. Слагающие междуречья лессовидные суглинки субэриального происхождения и включённые в них погребённые почвенные горизонты доступны для миграции грунтовых и подземных вод. Однако направление их движения не всегда совпадает с уклоном поверхности, и потому здесь возможны разные варианты перемещения загрязнений, в том числе и в противоположном уклону поверхности направлении.

Рассмотрим отдельные участки границы Курской области.

С **Сумской областью** (Украина). Поскольку этот участок границы приурочен к склону Среднерусской возвышенности, абсолютные отметки пересекаемых междуречий меньше, чем в Курской области в целом и на других участках её границы: 150–220 м, редко более. Здесь на границе преобладают междуречья по варианту 5а, фрагментарно присутствуют отрезки, приуроченные к холмисто-увалистым междуречьям по варианту 5б. Слаборасчлененные междуречные пространства составляют около 33% границы, склоны оврагов и балок – 16%. Местами граница проходит непосредственно по руслам рек (24%), в том числе более 40 км по руслу р. Клевень, пересекает долины крупных и средних рек (13%). Тальвеги временных водотоков характерны для 14% протяженности границы.

С **Брянской областью**. Аналогичный периферийный по отношению к возвышенности участок границы с малыми (150–220) абсолютными высотами междуречий. Также преобладают междуречья с ледниковой морфоскульптурой (5а). Однако мощность флювиогляциальных и моренных отложений здесь весьма невелика. Поэтому в оврагах и балках, на склонах долин местами вскрываются

меловые отложения титона – маастрихта, что осложняет картину подземного перераспределения стока. Слаборасчлененные междуречные пространства составляют около 40% границы, склоны оврагов и балок – 7%. Имеют место пересечения широких заболоченных долин рек (2%) и соответствие границы их руслам (30%), а также тальвегам временных водотоков (20%).

С Орловской областью. Наиболее возвышенный участок границы. Абсолютные высоты водораздельной линии (5б), по которой на подавляющем протяжении идёт административный рубеж, достигают 260 м и более. Пересекаемые русла и тальвеги, наиболее характерные на западе, при этом не опускаются ниже 170 м. Слаборасчлененные междуречные пространства составляют около 49% границы, склоны оврагов и балок – 22%. Крупный отрезок приурочен к долине р. Свапа, которая направляется из Орловской области в Курскую. Остальные, в основном малые реки (Тим, Кшень) имеют сток в обратном направлении. Вдоль водотоков граница тянется на 17%.

С Липецкой областью. На крайнем северо-востоке, самый короткий участок. В целом схож с орловским по преимущественно междуречному ходу границы (по типу 5б, 70%), несколько ниже (до 240 м). Нарушается долиной р. Олым, берущей начало в Курской области.

С Воронежской областью. На крайнем востоке вновь появляются древние ледниковые и флювиогляциальные отложения и соответствующий им холмисто-увалистый рельеф междуречий (5а). Около половины границы следует их водораздельной линии. Здесь также весьма распространены варианты проложения административного рубежа по руслам водотоков (12%) и тальвегам (17%) при практически полном отсутствии на его маршруте широких долинных комплексов.

С Белгородской областью. Замыкает Курскую область с юга, наиболее протяжённый участок. Амплитуда высотных отметок от 150 (русла рек) до 260 м и более на водоразделах. Чрезвычайно извилист, распадается на мелкие отрезки с различной орографической позицией. Верховья Сейма и Псла, равно как и их притоки текут в Курскую область, что определяет преобладающее направление трансграничного переноса на этом участке. Исключение составляет Оскол с притоками. Есть также уникальный отрезок границы, проходящий по Старооскольскому водохранилищу. Междуречные пространства составляют около 47% границы, склоны оврагов и балок – 14%. Местами граница проходит непосредственно по руслам рек (15%), пересекает долины крупных и средних рек (10%). Тальвеги временных водотоков характерны для 11% протяженности границы.

Литература

1. Барымова Н. А. Формирование стока химических веществ в основных геосистемах Центральной лесостепи / Геосистемный мониторинг. Строение и функционирование геосистем. М., 1986. С. 157–166.
2. Былинская Л. Н., Дайнеко Е. К. Исследование плоскостного смыва методом анализа почвенных профилей (Курская область) // Геоморфология. 1985. № 2. С. 52–59.
3. Водный баланс основных экосистем Центральной лесостепи. М.: Изд-во ИГ АН СССР, 1974. 281 с.
4. Геологическая карта дочетвертичных отложений Курской области. Масштаб 1:500000. 1998 г. Составители Л. И. Фадеева, Т. Е. Горбаткина, С. В. Друцкой и др. Гл. редактор Н. И. Сычкин. Министерство природных ресурсов РФ, Центральный региональный геологический центр, Межрегиональный центр по геологической картографии.
5. Геологическая карта четвертичных отложений Курской области. Масштаб 1:500000. 1998 г. Составители: С. В. Друцкой, З. К. Барашкова, Р. В. Красненков, Е. А. Шулешкина. Гл. редактор Н. И. Сычкин. Министерство природных ресурсов РФ, Центральный региональный геологический центр, Межрегиональный центр по геологической картографии.
6. Геоморфологическая карта Воронежской, Курской, Брянской, Орловской, Липецкой, Тамбовской и Белгородской областей. Масштаб 1:1000000. Составители: Г. И. Раскатов при участии Р. Д. Пироговой. Редактор С. М. Шик. 1967. Министерство геологии СССР, ВСЕГИНГЕО, ГУЦР.
7. Голосов В. Н., Беляев В. Р., Маркелов М. В., Шамшурина Е. Н. Особенности перераспределения наносов на малом водосборе за различные периоды его сельскохозяйственного освоения (водосбор Грачева Лощина, Курская область) // Геоморфология, 2012, № 1. С. 25–35.
8. Грин А. М., Кук Ю. В., Чернышев Е. П. Склоновый сток в естественных экосистемах и на сельскохозяйственных угодьях // Водный баланс основных экосистем центральной лесостепи. М., 1974. С. 53–110.
9. Демидов В. В. Миграция химических веществ со стоком талых вод / Сборник Всероссийской научно-практической конференции: «Инновации, землеустройство и ресурсосберегающие технологии в земледелии». Курск, 2007. С. 353–356.
10. Жидкин А. П. Оценка эрозионных процессов методом магнитного трассера в почвах малого водосбора (Курской области) // География и природные ресурсы. 2010. №1. С. 149–156.
11. Сурмач Г. П. Выбор обеспеченности стока для расчетов смыва в целях построения комплекса противоэрозионных мероприятий // Науч.-техн. бюллетень по проблеме «Защита почв от эрозии». Вып. 2. Курск, 1979.

12. Титов В. Н. Эколого-геоморфологический анализ в системе природопользования при обращении с радиоактивными отходами. Автореферат диссертации ... кандидата географических наук : 25.00.36.- Москва, 2002.
13. Фирсенкова В. М. Динамика современных процессов сноса и аккумуляции на Курском опытном полигоне // Геоморфология. 1993. № 3. С. 99 – 106.
14. Чернышев Е. П., Барымова Н. А. Ландшафтные аспекты структуры и трансформации склонового стока и связанного с ним вещественного обмена // Изв. АН. Сер. геогр. 1992. № 5. С. 41 – 57.
15. Шамшурина Е. Н. Радиоэкологические аспекты современного загрязнения почв малых водосборов Курской области // Вестник МГУ. Сер.17. Почвоведение. 2009. № 1. С. 27 – 33.
16. Швобс Г. И. Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка (на примере Украины и Молдавии). Л., Гидрометеиздат, 1974, 184 с.
17. Ясинский С. В., Кашутина Е. А. Пространственные и временные закономерности изменения весеннего склонового и речного стока на Русской равнине // Известия РАН сер география 2007, №5.

БЕССТОЧНЫЕ ВПАДИНЫ ТУРАНА

Попков В. И.

Кубанский государственный университет, Краснодар, geoskubsu@mail.ru

CLOSED DEPRESSION OF TURAN

Popkov V. I.

Kuban State University, Krasnodar, geoskubsu@mail.ru

Одной из характернейших особенностей рельефа Туранский плиты является развитие многочисленных бессточных впадин. Их размеры и глубина колеблются в широких пределах. Здесь можно встретить как небольшие блюдцеобразные понижения в рельефе глубиной в несколько метров, так и более крупные котловины площадью в десятки квадратных километров и глубиной более 200м. Наиболее грандиозной является Карагиинская впадина, располагающаяся в пределах Южно-Мангышлакского плато. Ее площадь свыше 1500км², а превышение восточного борта над днищем достигает 230м. Минимальная отметка находится в районе сора Батыр и составляет минус 132м ниже уровня мирового океана.

Сведения о бессточных впадинах Турана появились в российской научной литературе более 90 лет назад. Пожалуй, первой работой, в которой заостряется вопрос о закономерностях их размещения, является публикация М. В. Баярунаса 1917г., в которой говорится: «Все значительных размеров впадины расположены по линиям определенного направления, что как будто бы указывает на связь их с тектоническими направлениями Каратау» [1, с. 42].

В последующие десятилетия проблема происхождения бессточных впадин затрагивалась в публикациях многих исследователей [2–12 и др.]. Были предложены различные точки зрения по данному вопросу. В качестве основных и наиболее аргументированных можно назвать следующие модели.

1. Взаимосвязь с тектоническими деформациями, приведшими к нарушению сплошности бронирующего неогенового покрова, с последующим образованием обращенного рельефа [1, 5, 6 и др.].
2. Суффозионно-карстовый генезис [2, 9 и др.].
3. Эрозионная деятельность древних рек [6].
4. Гидродинамическая модель [4], связывающая образование впадин с восходящими потоками глубинных напорных вод, взламывающих карбонатную «броню» неогена.

Эти и другие модели формирования бессточных впадин детально проанализированы в недавних работах [9, 12]. При этом каждый из авторов отдает предпочтение собственным воззрениям на данную проблему и считает ее практически решенной. Тем не менее, приходится констатировать, что как и полвека назад, «к настоящему времени связь крупных впадин с геологическими структурами уже не вызывает сомнения, хотя имеются значительные расхождения в вопросе о том, на каких именно структурах они формируются. Не меньше разногласий вызывает вопрос о том, какой экзогенный рельефообразующий фактор был основным в формировании бессточных котловин» [5, с. 434].

С появлением новых геологических данных наши знания и представления о происхождении этих уникальных геологических объектов будут расширяться и, возможно, изменяться. В связи с этим остановимся на некоторых интереснейших геологических фактах, которые ранее не были известны.

В пределах впадины Карагие в середине прошлого века были открыты крупные ураново-редкометалльные месторождения, находившиеся в разработке несколько десятилетий. Вследствие

этого многие фактические данные по геологии этого района были малоизвестны широкой геологической общественности. В 1992 г. на одном из карьеров произошло оползание его борта на расстоянии около 400 м. Выяснением причины случившегося занимались многие специалисты. В качестве консультанта был приглашен и я. При изучении геологии карьера мной были обнаружены многочисленные листрические сбросы, погребенные эрозионные врезы и сейсмогравитационные дислокации (рис. 1) в глинах майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен), выполненные грубыми обломками отложений неогена и оказавшимися обнаженными в результате вскрышных работ. Сеймотектонические деформации установлены и в более северных районах впадины (Ушкуюнские и Узунбасские дислокации) [7, 8].



Рис. 1. Погребенные сейсмогравитационные дислокации в отложениях олигоцена, обнаруженные в результате вскрышных работ



Рис. 2. Глиняный диапир

Наиболее интересным явилось обнаружение в одном из бортов карьера мощного глиняного диапира размером в десятки метров (рис. 2). Свод его был вскрыт в результате выработки предшествующего яруса, а бок был обнажен роторным экскаватором. По своему виду он напоминал гигантское яйцо с блестящей не успевшей еще подвергнуться выветриванию поверхностью. Сложен он, как и вмещающие породы, майкопскими глинами. Глины деструктурированы, комковатые, в то время как вмещающие имеют тонкую слоистость. Поверхность диапира разбита полигональной системой трещин, не выходящими за его пределы. Граница с вмещающими породами очень четкая. С внешней стороны диапира выделяется зона тектонического контакта шириной в несколько метров. Породы перемяты. Встречаются многочисленные зеркала скольжения, трещины, выполненные гипсом и кальцитом, не проникающими в диапир.

Таким образом, в образовании бессточных впадин, наряду с вышеперечисленными факторами, на начальных этапах их развития важную роль могли сыграть и сейсмостектонические процессы, а также глиняный диапиризм, приводящие к потере прочности бронирующих карбонатно-терригенных толщ неогена в результате их растрескивания и взламывания. Примечательно, что в районе сора Батыр (наиболее глубокая часть Карагиинской впадины) известны небольшие грязевые грифоны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00857-а), ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы», проекты 2012-1.2.1-12-000-1007-015 (Соглашение № 14.В37.21.1258), 2012-1.1-12-000-1006-006 (Соглашение №14.В37.21.0582).

Литература

1. Баярунас М. В. Безоточные впадины Южного Мангышлака // Изв. Рос. геогр. о-ва. 1917. № 53. С. 31–44.
2. Волчегурский Л. Ф. О структурном положении и генезисе бессточных впадин Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т.33. Вып.6. С. 109–117.
3. Геллер С. Ю. К вопросу о происхождении бессточных впадин // Пробл. физ. географии. 1937. Вып.5. С. 151–159.
4. Иванчук П. П. О роли напорных вод в разрушении сводов платформенных поднятий западной части Средней Азии в неогеновую эпоху // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т.39. Вып.1. С. 132–145.
5. Клейнер Ю. М. Новые данные о происхождении бессточных впадин // Докл. АН СССР. 1962. Т. 47. №2. С. 434–437.
6. Личков Б. Л. Об ископаемых реках и безоточных впадинах // Зап. Киевского о-ва естествоиспытателей. 1927. №27. Вып.2. С. 49–72.
7. Попков В. И. Глубинные структуры Арало-Каспийского региона и их развитие в новейшее время // Неотектонические исследования при геологическом картировании. М., 1988. С. 16–18.
8. Попков В. И. Кайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. Т.314. №4. 1990. С. 925–927.
9. Шарков А. А. О генезисе бессточной впадины Карагие Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т.83. Вып.2. С. 26–39.
10. Шлезингер А. Е., Плещеев И. С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными структурами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т.34. Вып.3. С. 61–74.
11. Шолохов В. В. Бессточные впадины и денудационные депрессии и их связь с геологическими структурами // Тр. НИЛнефтегаза. 1964. Вып.12. С. 157–160.
12. Шолохов В. В. О происхождении бессточных впадин Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т.81. Вып.5. С. 57–66.

ЛАНДШАФТ КАМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ АНТАРКТИДЫ (ПО ДАННЫМ МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОЕКТА BEDMAP2)

С. В. Попов

Полярная морская геологоразведочная экспедиция, С.-Петербург, spopov67@yandex.ru

LANDSCAPE OF THE ANTARCTIC BEDROCK (BASED ON THE INTERNATIONAL PROJECT BEDMAP2)

S. V. Popov

PolarMarineGeosurveyExpedition, St.-Petersburg, spopov67@yandex.ru

Введение

Антарктида позднее других материков стала известна человечеству, хотя предположения о её существовании высказывались географами и мореплавателями ещё в средние века. Её планомер-

ное изучение началось, по сути, только со второй половины 1950-х годов, в ходе проведения грандиозного научно-исследовательского мероприятия – Международного геофизического года (МГГ). Оно осуществлялось в период с 1 июля 1957 г. по 31 декабря 1958 г. К концу XX века, страны – активные участники антарктических исследований, среди которых США, Великобритания, Германия, Австралия, а также наша страна, накопили значительное количество геофизических материалов, и, прежде всего, по подлёдной топографии. В связи с этим возникла необходимость в их обобщении. При этом первое их значимое обобщение было представлено в первом в мире Атласе Антарктики, который был выпущен к десятилетию советских антарктических экспедиций [1]. Следующим, уточнённым её вариантом, явилась хорошо известная карта коренного рельефа Антарктиды [2] и набор карт, выпущенных в Великобритании [3].

В октябре 1996 г. в г. Кембридже (Великобритания) по инициативе рабочей группы по геофизике Научного комитета по исследованиям в Антарктике (SCAR) состоялось рабочее совещание, посвящённое оценке состояния изученности ледникового покрова и подлёдной топографии Антарктиды и формированию, в связи с этим, нового международного проекта «Топография коренного ложа Антарктики» (BEDMAP). Всю работу по сбору материала, созданию объединённой базы данных и построению карт взяли на себя специалисты Британской Антарктической службы (BAS).

В конце июля 1999 г. в Кембридже состоялось второе (отчётное) рабочее совещание проекта BEDMAP. На нём отмечалось, что в результате его выполнения сформирована база данных, содержащая 1 931 437 пунктов измерений мощности ледникового покрова по 127 объектам геофизических работ, выполненных в период с 1950-х до середины 1990-х годов. Большая часть из них получена методом радиолокационного профилирования. После компиляции этих данных были сформированы гриды мощности ледникового покрова, высот дневной поверхности и каменной поверхности с размером ячеек 5×5 км. На их основе создана и опубликована карта высот каменной поверхности Антарктики масштаба 1:10 000 000 [4]. Методические особенности обработки данных и построения карт изложены в [5].

В течение 10 лет, прошедших после завершения проекта BEDMAP, в Антарктиде были получены новые радиолокационные и сейсмические данные. Особенно ощутимый скачок произошёл в период, непосредственно предшествовавший Международному Полярному Году (МПГ, 2008/09 гг.). За период с 2000 по 2010 гг. только отечественными исследователями было выполнено 10 съёмок масштаба 1:500 000 на обширной территории между австралийскими станциями Моусон и Дейвис (Восточная Антарктида) общей площадью более 120 тыс. км², а также получено около 10 000 пог. км наземных радиолокационных маршрутов в районе подледникового озера Восток и в полосе трасс обс. Мирный – ст. Восток и ст. Прогресс – ст. Восток. Значительных успехов достигли и наши зарубежные коллеги. В связи с этим назрела необходимость обновления карт мощности ледникового покрова и высот каменной поверхности Антарктиды. Это привело к тому, что в 2011 г. был образован проект BEDMAP2. По сути, он является следующим этапом реализации проекта BEDMAP и, соответственно, имеет сходные задачи. Он завершился в 2012 г. созданием гридов мощности ледника и высот подлёдного рельефа [6]. Основные методические аспекты изложены в работе [7].

Необходимо отметить, что построенные в рамках проекта BEDMAP2 [6, 7] гриды мощности ледника и высот каменной поверхности Антарктиды являются целостными моделями, т. е. в них отсутствуют области, значения в которых отсутствуют. С другой стороны, Антарктида, даже сейчас, в начале третьего тысячелетия, остаётся неизученным материком, на котором хватает «белых пятен». Они были заполнены интерполированными значениями. Если для нужд глобальных тектонических и гляциологических построений это вполне оправдано, то для геоморфологической интерпретации данный подход нельзя считать приемлемым. В свете изложенного, на рис. 1 с некоторыми изменениями приводится карта высот каменной поверхности Антарктиды, построенная по гриду проекта BEDMAP2 [7]. Изменения коснулись внесения в грид областей, в которых геофизическая съёмка не выполнялась и где, по мнению автора, использование интерполированных значений приведёт к заведомо неверной геоморфологической интерпретации.

Характеристика ледникового покрова и каменной поверхности Антарктиды

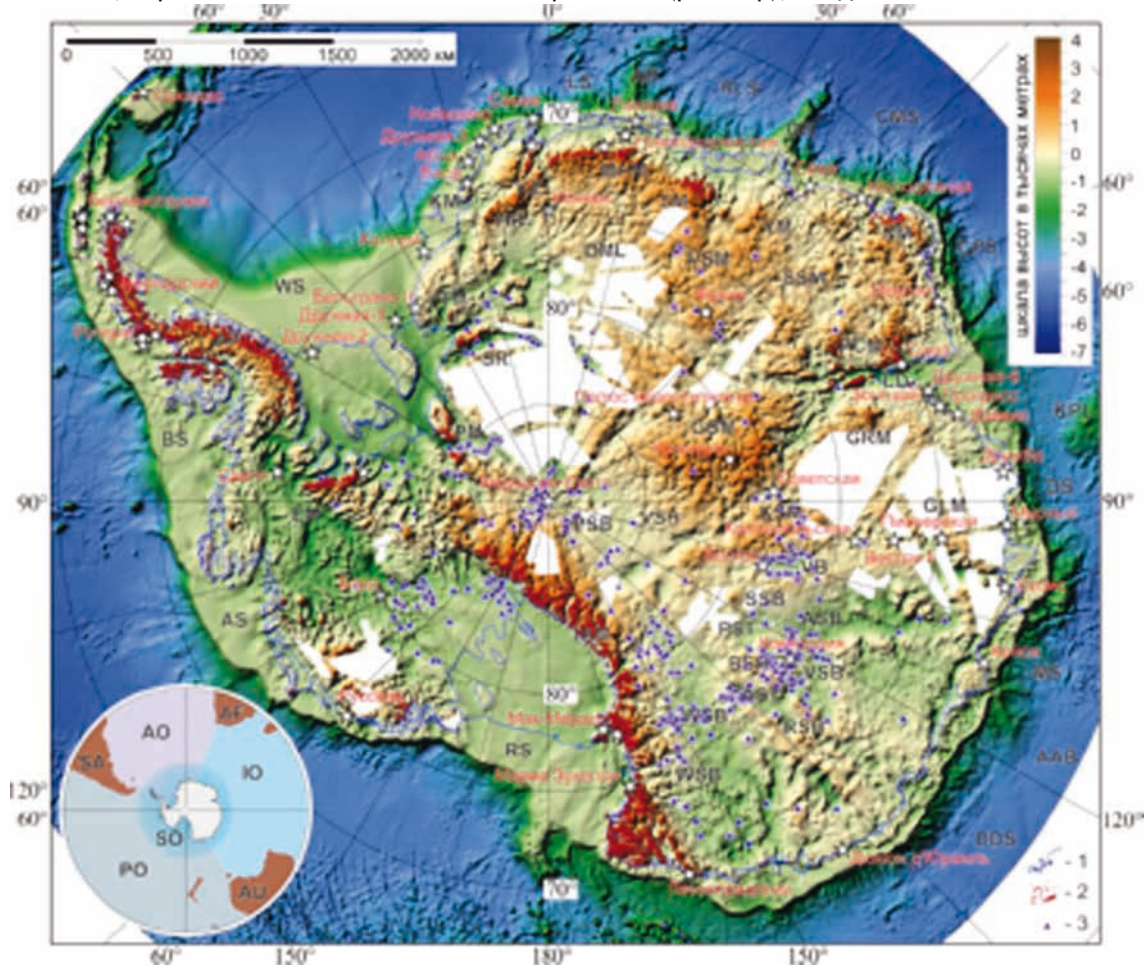
Коренное отличие Антарктиды от других континентов заключается в том, что она перекрыта мощным ледниковым покровом, который вследствие длительного существования наложил отпечаток, в том числе, и на подлёдный ландшафт. Согласно последним оценкам, Антарктида сосредоточивает в себе около 90% льдов и 80% пресной воды нашей планеты [11]. Она занимает площадь около 13 924 тыс. км² (вместе с шельфовыми ледниками и присоединёнными к матерiku островами и ледяными куполами) [7]; площадь континента с материковой отмелью составляет около 16 355 тыс. км². В сторону Южной Америки тянется длинный и узкий Антарктический полуостров, северная оконечность которого, мыс Сифре (самая северная точка континента), достигает 63°13' ю. ш.

Наивысшая точка антарктического ледникового купола располагается на высоте около 4 100 м (купол Аргус, район китайской станции Куньлунь). Самой высокой горной вершиной, свободной ото льда, является массив Винсон (5 140 м, хребет Сентинел в горах Элсуерта). Значительную террито-

рию занимают шельфовые ледники. Их общая площадь составляет 1,629 тыс. км² [7]. Согласно современным оценкам, средняя мощность ледника (с учётом шельфовых ледников) составляет 1937 м; максимальная мощность составляет 4897 м (подлёдный бассейн Аврора); объём льда составляет 26,92 млн м³. Таяние антарктического ледникового покрова приведёт к повышению уровня Мирового океана на 58 м [7].

* * *

Применительно к Антарктиде имеются терминологические сложности, нерешённые и по сей день. В русскоязычной литературе до сих пор нет единого всеобъемлющего термина, применительно к каменной поверхности Антарктиды (в англоязычной литературе в этом смысле употребляется термин *bedrock*). Такие, достаточно широко используемые (в том числе и автором) термины, как *коренной рельеф* и *подлёдный рельеф*, не совсем корректны, поскольку первый из них, с геологических позиций, подразумевает рельеф со снятым плащом четвертичных отложений, а второй не включает придонную часть подледниковых водоёмов, а также горные массивы, нунатаки и оазисы. В этом смысле, термин *подлёдно-подводная поверхность* (рельеф), введённый А. Н. Ласточкиным,



1 – береговая линия и границы шельфовых ледников по [8]; 2 – горные выходы по [8]; 3 – подледниковые водоёмы по [9, 10].

Буквенные сокращения: AAB – Австрало-антарктическая котловина; AF – Африка; AO – Атлантический океан; AP – Антарктический полуостров; AR – хребет Астрид; AS – море Амундсена; AST – желоб Адвенчер; ASB – подлёдный бассейн Аврора; AU – Австралия; BS – море Беллинсгаузена; BSH – возвышенность Бельжика; CPS – море Содружества; CMS – море Космонавтов; DDS – море Дюрвиля; DS – море Дейвиса; DML – Земля Королевы Мод; EM – горы Элсуерта; GLM – горы Голицына; GR – хребет Гуннерус; GRM – горы гров; GSM – подлёдные горы Гамбурцева; HR – хребет Хеймефронт; IO – Индийский океан; KE – горы Кирван; KM – горы Крауль; KPL – плато Кергелен; KSM – подлёдные горы Комсомольские; LD – жёлоб Ламберта; LS – море Лазарева; MHM – горы Мюлиг-Хофман; MS – море Моусона; NM – горы Нейпир; PCM – горы Принс-Чарльз; PM – горы Пенсакола; PO – Тихий океан; PSB – подлёдный бассейн Полярный; PSB – подлёдный бассейн Полярный; RLS – море Рисер-Ларсена; RS – море Росса; RSH – возвышенность Резольюшан; SA – Южная Америка; SM – горы Сёр-Роннана; SO – Южный океан; SR – хребет Шеклтона; SSB – равнина Шмидта; SSM – подлёдные горы Серлапова; TAM – Трансантарктические горы; TM – горы Террон; VB – котловина Восток; VSB – котловина Винсенс; VSH – Восточная равнина; VSM – подлёдные горы Вернадского; WS – море Уэдделла; WSB – котловина Уилкса; YM – горы Ямато

Рис. 1. Рельеф каменной поверхности Антарктиды по результатам проекта BEDMAP2 [7] (с изменениями)

кажется более удачным (впервые он появился в работе [12]). Однако и он не включает в себя территорию, свободную ото льда. В свете вышеизложенного, автор полагает, что термин *каменная поверхность* точнее отражает суть предмета. Справедливости ради следует отметить, что термин *каменная Антарктида* (в противовес термину *ледяная Антарктида*), появился ещё в самом начале освоения континента в ходе первых Антарктических экспедиций. Таким образом, термин, предлагаемый автором, является не столько новым, сколько возврат к более удачному старому.

Каменная поверхность Антарктиды характеризуется наличием двух зон, отличающихся по протеканию основного рельефообразующего процесса. Верхний ярус представлен нунатаками, оазисами и горными массивами, т.е. свободной ото льда территорией, подвергающейся интенсивной эрозии, связанной с нивальными процессами. Подлёдная область в настоящее время испытывает изостатическое воздействие ледника. Помимо этого, во внутренних районах Антарктиды, где скорости поверхностного движения ледника минимальны и составляют первые метры в год, ледник выполняет, скорее, консервирующую функцию, нежели является фактором денудации. В противовес этому, в прибрежных периферийных областях, которые характеризуются значительными скоростями движения ледника (сотни метров в год), последний оказывает экзарационное воздействие на подлёдную поверхность.

Если рассматривать рельеф каменной поверхности Антарктиды только до материкового склона, то по своему характеру он подразделяется на пять орографических областей: *низкие и средние горы, возвышенности и плоскогорья, равнины, котловины, желоба и шельф*.

Низкие и средние горы характеризуются наибольшей степенью вертикальной расчленённости. Их преимущественные абсолютные высоты превышают 800 м. Наибольшие высоты располагаются в горах Элсуерта и в цепи Трансантарктических гор. Последняя является самой протяжённой горной системой Антарктиды и располагается практически полностью на дневной поверхности вдоль границы восточноантарктического и западноантарктического кратонов. Для Трансантарктических гор характерны значительные абсолютные высоты (в целом превышающие 2500 м) и межгорные долины, глубиной более 300 м. Наиболее возвышенные подледниковые горные массивы развиты в атлантическом секторе Восточной Антарктиды. В районе побережья на Земле Королевы Мод отчётливо прослеживается дуга среднегорных массивов Хеймефронт, Кирванвегген, Мюлиг-Хофман, Сёр-Роннане и Ямато. В отдельных местах их высота превышает 1600 м. Они частично выходят на дневную поверхность из под ледника. Далее на восток от Земли Эндерби до оазиса Вестфоль (район ст. Дейвис), располагается обширная горная страна, практически полностью скрытая подо льдом и выходящая на поверхность вершинами гор Нейпир, Принс-Чарльз и Гров. К ним примыкает обширный массив гор Гамбурцева и Комсомольские, расположенных в центральной части Восточной Антарктиды.

Возвышенности и плоскогорья характеризуются относительно слабой степенью вертикальной расчленённости и преимущественными высотами от 400 до 800 метров. Они занимают значительную часть Восточной Антарктиды и территориально тяготеют к горным массивам, являясь их логическим продолжением под ледниковым покровом.

Равнины являются преобладающей орографической формой подлёдного ландшафта Антарктиды и представляют собой слаборасчленённую поверхность абсолютной высотой от -100 до 400 м. Территориально они занимают практически половину всей Восточной Антарктиды.

Котловины и желоба также являются наиболее распространёнными отрицательными формами каменной поверхности Антарктиды. Для них характерны абсолютные высоты от -1000 м вплоть до уровня моря. Эти объекты располагаются, преимущественно, в районе разломов и рифтовых зон (рифтовая долина Ламберта, жёлоб Восток, подлёдный бассейн Аврора, обширная зона котловин и желобов в районе шельфового ледника Фильхнера-Ронне и проч.).

Шельф окружает Антарктиду, как и каждый континент, и находит своё продолжение под ледниковым покровом. Для этой обширной области характерны глубины, в среднем от 100 до 600 м.

На рис. 1 нанесено положение подледниковых водоёмов. Это наиболее интересные и наименее изученные объекты подлёдного ландшафта Антарктиды. На сегодняшний день зарегистрировано 414 относительно небольших (до нескольких десятков километров в длину) подледниковых водоёмов [9, 10] и только озеро Восток выделяется среди них своими значительными размерами. Согласно последним данным [9], оно составляет приблизительно 270 × 70 км; площадь водного зеркала составляет 15 425 км². Таким образом оно попадает в двадцатку крупнейших озёр нашей планеты и занимает промежуточное место между Онежским озером (9 720 км²) и Ладожским (17 700 км²) [13].

Заключение

В 2013 г., силами интернациональной группы учёных, появились новые, наиболее современные, карты дневной поверхности, мощности ледникового покрова и каменной поверхности Антарктиды [7]. Они построены с привлечением всех имеющихся на сегодняшний день геофизических данных, полученных вплоть до 2011 г. как отечественными, так и зарубежными исследователями. Следующим логичным шагом в понимании строения подлёдного ландшафта является их деталь-

ный геоморфологический анализ, первый шаг к которому сделан в настоящей работе. Автор данной публикации является участником проектов BEDMAP1 BEDMAP2 и соавтором работ [4, 5, 7].

Литература

1. Атлас Антарктики. Москва-Ленинград: ГУГК, Т.1. 1966, 238 с.
2. Короткевич Е. С., Кобленц Я. П., Косенко Н. Г. Карта коренного рельефа Антарктиды 1:10000000 М.: Союзморниипроект, 1975.
3. Drewry D. J., Jordan S. R. The bedrock surface of Antarctica. — Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio, Scott Polar Res. Inst., Cambridge, England, U.K. 1983.
4. Lythe M. B., Vaughan D. G. and the BEDMAP Consortium. BEDMAP- bed topography of the Antarctic, 1:10 000 scale map. BAS (Misc) 9. Cambridge: British Antarctic Survey, 2000.
5. Lythe M. B., Vaughan D. G. and the BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. JGR, vol. 106, No. B6, 2002, 11,335–11,351.
6. Pritchard H. D., Fretwell P., Vaughan D. BEDMAP2 — a benchmark new dataset for Antarctic Earth science, American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #C11C–0692.
7. Fretwell P., Pritchard H. D., Vaughan D. G., and 57 others. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. The Cryosphere, 7(1), 2013, P. 375–393.
8. Antarctic Digital Database (ADD), Version 2.0. Manual and bibliography, 1998. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge.
9. Попов С. В., Черноглазов Ю. Б. Подледниковое озеро Восток, Восточная Антарктида: береговая линия и окружающие водоёмы. Лёд и снег, 2011, №1(113), С. 13–24.
10. Wright A., Siegert M. J. The identification and physiographical setting of Antarctic subglacial lakes: an update based on recent geophysical data for Subglacial Antarctic Aquatic Environments. Subglacial Antarctic Aquatic Environments (M. Siegert, C. Kennicutt, B. Bindschadler, eds.). AGU Geophysical Monograph 192. Washington DC, 2011, P. 9–26.
11. Котляков И. М., Москалевский М. Ю. Изучение стока материкового льда Восточной Антарктиды: первые результаты и перспективы. МГИ, 2006, вып. 100, С. 155–159.
12. Ласточкин А. Н., Попов С. В. Результаты и методика геоморфологического картографирования подледно-подводного рельефа впадины Ламберта и ее обрамления (Восточная Антарктида). Геоморфология, 2002, №2, С. 80–91.
13. Малый атлас мира. Москва: ГУГК, 1981, 181 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ НА АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВАХ И ПОБЕРЕЖЬЯХ

Романенко Ф. А.

МГУ, Географический факультет, Москва, faromanenko@mail.ru

GEOMORPHOLOGIC HAZARDS IN THE ARCTIC ISLANDS AND COASTS

Romanenko F. A.

Moscow State University M.V.Lomonosov, Faculty of Geography, faromanenko@mail.ru

Острова и побережья арктических морей — одни из самых пустынных и малонаселённых районов мира, находящиеся в очень суровых природных условиях. Для этих мест катастрофические процессы и явления, резко меняющие облик и свойства земной поверхности [1] или вызывающие «...перестройки структуры, после которых система долгое время не может вернуться в равновесие» [2, с.260], по сути, не являются катастрофой, а, скорее «нормой жизни». Ежегодные штормы, нагоны, сильнейшие ветры, летние снегопады и зимние дожди, прорывы озёр, оползни-сплывы и водоснежные потоки (ВСП), хотя и меняют облик рельефа отдельных (иногда довольно обширных) участков, но в целом почти никогда не перестраивают всей геоморфологической системы. Поэтому вопрос об их «катастрофичности» можно рассматривать лишь в локальном масштабе.

С другой стороны, пустынность арктических побережий и отсутствие на гигантских пространствах любой хозяйственной или жилой инфраструктуры делает бессмысленным само понятие «опасный». Опасными считаются «событие природного происхождения или состояние элементов природной среды, как результат деятельности природных процессов, которые по своей интенсивности, масштабу распространения и продолжительности могут вызвать поражающее воздействие на людей, объекты экономики и окружающую среду» [3].

Но неоднократно провозглашённый в последние годы курс на освоение Арктики [4, 5] предусматривает появление на арктических берегах новых производственных, жилых и обслуживающих объектов, которые неминуемо попадают в зону распространения интенсивных геоморфологических



процессов, повторяем, вполне обычных для высоких широт. К ним можно применить термин «потенциально опасные».

Здесь мы будем иметь в виду под «геоморфологической опасностью» все природные процессы или явления, угрожающие любым антропогенным объектам – населённым пунктам, портам, аэродромам, маякам, трубопроводам, полярным станциям, пограничным заставам, топливным складам и т. д., а также объектам исторического наследия – захоронениям, становицам, стоянкам экспедиций, памятным знакам, остаткам выброшенных на берег судов, геодезическим сигналам и т. д. то есть, нормальный природный процесс или явление мы признаем в данной работе опасностью лишь по отношению к антропогенным объектам.

Анализируя многообразие природных процессов в Арктике, можно составить их генетическую классификацию (табл.). Очевидно, что некоторые показанные там процессы, хотя и, безусловно опасные, но эта опасность чисто теоретическая (например, метеоритная бомбардировка). Другие, напротив, доставляют жителям Севера неприятности на протяжении веков (особенно метеогидрогенные). Часто, особенно в разных технических заданиях при выполнении проектно-изыскательских и эколого-аудиторских работ, отсутствует понятие о геоморфологических процессах и явлениях, а присутствуют лишь геологические или инженерно-геологические процессы. Но в их описаниях и характеристиках речь чаще всего идёт о процессах и явлениях, меняющих облик земной поверхности, т. е. именно рельеф. Поэтому, на наш взгляд, термин «геоморфологические опасности» лучше всего отображает суть происходящего. Именно рельеф как пограничный объект между атмосферой и геологической средой живёт самой интенсивной жизнью, и эта жизнь имеет большой практический интерес.

Разделяя геоморфологические опасности на «древние» (более ничему не угрожающие), современные (учёт которых необходим в настоящее время или в ближайшем будущем) и потенциальные (превращающиеся в современные либо при расширении инфраструктуры либо при их активизации), мы вводим временную составляющую в их оценку. Так, например, ежегодное половодье на Колыме более не угрожает Нижнеколымску, т. к. это поселение уже практически исчезло. Из-за размывов берегов во время половодья переносились на новое место некоторые города (например, Якутск) и полярные станции (например, Алазая), и для них можно говорить о «древних» опасностях (на определённый период времени, конечно). В то же время разрушение берегов Западного Ямала, из-за которого в 1952 г. (через 40 лет после постройки) была перенесена на 300 м вглубь тундры одна из первых отечественных полярных станций Марре-Сале, продолжается, и береговой уступ

приближается уже и к новой станции. Т. е., здесь геоморфологическая опасность в разряд «древних» не перешла.

Одновременно из-за интенсивного подъёма берегов и/или формирования обширных аккумулятивных форм – кос и пересыпей многие рыбацкие становища Белого, Карского и Восточно-Сибирского морей перестали подвергаться опасности быть подмытыми во время штормов.

Напротив, начавшееся ещё в позднем средневековье наступление песков на огороды и дома с. Кузомень (Терский берег Белого моря) продолжается и в настоящее время. Уменьшение ледовитости Баренцева моря в проливах Земли Франца-Иосифа привело к переходу геоморфологической опасности размыва из потенциальной в реальную, современную. Так, в последние 10 лет уже практически исчез размываемый волнами исторический памятник – зимовка экспедиции *Б. Ли-Смита* (1881 – 1882) у мыса Флора на о. Нордбрук. Волны интенсивно разрушают восточный песчаный берег о. Альджер, где в 1901 – 1902 гг. зимовала американская экспедиция Э. Б. Болдуина к Северному полюсу. Акватория между Альджером и соседними островами Мак-Клинтока (пролив 2,5 км) и Галля (пролив 17 км) летом полностью освобождается от льда, и до сохранившегося остова домика *Ф. Джексона* осталось всего 16 м, а сохранившиеся перед ним предметы экспедиционного быта начала XX века уже падают в воду. Ещё несколько безлёдных лет – и памятник исчезнет.

Другую стоянку – склад той же экспедиции Болдуина на о. Грили подстерегают сразу две опасности – обвально-осыпные процессы на спускающемся к ней склоне и размыв волнами. Судя по сохранившимся фотографиям, ширина площадки была больше, и её прикрывал от размыва выступавший в море ледник. Ситуация долго оставалась стабильной – более 110 лет сохранялись неповреждёнными положенные друг на друга и скованные мерзлотой брезентовые каяки. Но ледник, видимо, отступил, размыв усилился, и сейчас этот памятник в опасности.

Часто потенциальные опасности становятся реальными при вмешательстве человека. Так, штормовые нагоны на западном побережье Ямала (устье впадающей в Байдарацкую губу Яраяхи) не несли в себе никакой опасности для расположенной рядом ведомственной метеостанции «Виктория», т. к. для неё было выбрано безопасное место на высоком берегу.

Но как только участок лайды против неё стал ареной сначала выгрузки и складирования грузов, а затем и строительной площадкой подводного перехода газопровода с Бованенковского месторождения, ситуация резко изменилась (2007 г.). Любой нагон (обычно они случаются по несколько раз каждый летний месяц) стал реальной геоморфологической опасностью. Лайда затапливается, происходит размыв не только возвышенных участков (о чём говорят участки торфяного бенча), но и подводного склона, т.к. строительные работы и изъятие песка (на Ямале известен дефицит строительных песков) привело к изменению его профиля равновесия. В первый год строительства это вызывало разрушение строившихся дорог и потери выгруженных материальных ценностей. Строители практически сознательно пренебрегли данными изысканий, которые велись на этом участке в течение 20 лет, и полностью изменили гидро- и литодинамический режим русла Яраяхи и примыкающей к её устью лайды. Конечно, современные технологии позволяют успешно бороться с этими опасностями, но ценой дополнительных и весьма заметных затрат.

Вообще появление и исчезновение геоморфологических опасностей тесно связано с другими природными изменениями. Выше уже шла речь об усилении термоабразии на пока малонаселённой Земле Франца-Иосифа. Существенно большую угрозу имеют аналогичные процессы в населённых пунктах. Задержка ледообразования осенью 2002. в Чаунской губе Восточно-Сибирского моря привела к тому, что обычные для этих мест северные ветры силой до 28 м/сек вызвали катастрофическую термоабразию. Уровень воды поднялся в районе Певека до 150 – 175 см выше ординара. Волны подмыли берег так, что над водой повисла часть набережной, а несколько свай жилого пятиэтажного дома потеряли устойчивость, поставив под угрозу жизнь горожан. При предыдущих нагонах (октябрь 1973 и октябрь 1991 гг.) уже установившийся в эти сроки припай ослаблял высоту волны. Правда, тогда лёд выдавливался на берег, что также способствовало их разрушению, хотя и в заметно меньшей степени, чем волны.

Нагоны и штормы на арктических берегах столь характерны, что возникает вопрос, можно ли их считать катастрофическими, хотя величина размыва может достигать 10 – 15 м за один шторм (например, на Сопочной Карге в Енисейском заливе в 1937, 1943, 1962 – 63 гг.). Иногда (о. Преображения, Хатангский залив, 1943, уничтожена галечная коса длиной 1 км) при этом меняется конфигурация всей береговой линии, которая может и не восстановиться в прежнем виде.

Сильнейший штормовой нагон в августе 2009 г. в дельте Колымы вызвал заметные изменения береговой линии. Одно из стоящих на якоре небольших исследовательских судов в дельте Колымы было сорвано штормовым ветром с якорей и унесено на несколько сотен метров вглубь суши. Поднявшаяся вода вызвала активизацию термоабразии на значительных пространствах.

Иногда геоморфологические опасности подстерегают не только стоящие на месте объекты инфраструктуры, но и мобильные отряды изыскателей. В начале 1980-х гг. один из полевых лагерей на Западном Ямале был почти целиком уничтожен внезапным оползнем-спływом, и его оставшимся

без крова обитателям пришлось вызывать спасательный вертолёт. Эта опасность — одна из самых коварных в Арктике. Можно сравнительно легко спрогнозировать на основании полевого геоморфологического обследования последствия разрушения берегов, селевые потоки, активизацию эрозии, и защититься от них, но для прогноза оползней-сплывов необходимы более тщательные инженерно-геологические работы, включающие бурение. Но главное — очень сложно разработать меры защиты. Оползни-сплывы живут своей жизнью и сходят (иногда массово, т. е. практически повсеместно) при определённых труднопрогнозируемых сочетаниях температуры и влажности грунтов на склонах даже минимальной (около 20) крутизны и самой различной льдистости. Конечно, неглубокое расположение кровли подземных льдов увеличивает вероятность их появления (как на Центральном Ямале и Северном Гыдане), но иногда бывает достаточно даже небольшого (5–10 см) прослоя ледогрунта. Для защиты от них обычно необходимо устраивать песчаные отсыпки, что обуславливает крупные земляные работы на обширных территориях.

До сих пор мы в основном говорим о геоморфологических опасностях метеогидрогенного типа. Они наиболее многочисленны и приносят наибольшие убытки, т. к. повторяются чаще, чем, например, землетрясения, следы которых обнаружены нами не только в известном своей сейсмичностью Кандалакшском заливе, но и на считавшейся асейсмичной Земле Франца-Иосифа.

Понятно, что наибольшая частота землетрясений была на этапе максимальной интенсивности изостатического подъёма в начале голоцена, а с его ослабеванием сейсмическая активность должна была бы затухать. Но в последние 70 лет возник новый фактор — человеческая деятельность, и уже известны: срывы рыхлого чехла после ядерных взрывов 1972 и 1982 гг. в Хибинах, землетрясение в Инте в 1991–1992 гг., когда из-за обрушений в угольных шахтах были зафиксированы техногенные землетрясения силой в 4,5 балла, сейсмические толчки 1999 г. на Ловозёрских рудниках, 5-балльное природное землетрясение в Воркуте в 2005 г., катастрофическое расседание скальных массивов в Хибинах, которое очень заметно усилилось в 2009–10 гг. и привело к появлению глубоких трещин и опусканию отдельных фрагментов горных отрогов.

Но и не только в горах, и на равнинах Севера Европейской части России землетрясения также вызывают обвалы и осыпи. В Тиманском кряже нами сравнительно точно датированы гравитационные смещения около 1500 и 1600 гг., возможные отголоски исторически известных землетрясений 1474 и 1596 гг. Также в Коми известны Нючпасское землетрясение 13 января 1939 г. (7 баллов), Емвинское землетрясение 17 сентября 2004 г. (5,5 баллов), Койгородские землетрясения 2007 и 2008 гг. (4 балла) [6]. И здесь речь идёт о землетрясениях средней силы. А ведь на том же Кольском полуострове какие-то силы вызвали образование густой сети субпараллельных ущелий глубиной до 50 м в южных Хибинах, разорвавших не только скальную основу, но и рыхлый чехол. Возраст этих деформаций можно определить частично как раннеголоценовый, но самые крупные, судя по наличию в их днищах моренного чехла, сформировались в позднем плейстоцене, возможно, после разрушения ранневалдайского покрова, перекрывавшего все Хибины. По аналогии с Северным Забайкальем, где геологи допускают многочисленные перестройки гидрографической сети и возникновение крупных ущелий в скалах при таянии гигантских ледниковых покровов, и генезис некоторых Хибинских перевалов (например, ущелья Рамзая) также можно связать с прорывом приледниковых озёр.

Совершенно необычную опасность описали в 1953–54 гг. на о. Новая Сибирь (острова Анжу в Новосибирском архипелаге) сотрудники полярной станции — подземный пожар угольных пластов. Он должен был вызвать целый комплекс термоденудационных и термокарстовых процессов, но достоверных сведений об этом до сих пор не обнаружено.

Выше уже говорилось о вызванных человеком землетрясениях, расседании и обрушении скальных массивов. Уже возникли искусственные каменные глетчеры в 1965 г. в Хибинах и в последние десятилетия — на плато Путорана. Антропогенное происхождение имеют пыльные бури на отвалах в районе Апатитов, катастрофическая термоэрозия в результате спуска водохранилищ (Диксон, Валькумей). Поэтому к разработанной нами классификации необходимо добавить антропогенно обусловленные катастрофические процессы (техногенные), по проявлениям аналогичные природным. Известно даже вызванное человеком извержение вулкана [7], правда, в художественной литературе...

В настоящем сообщении мы не ставили задачу охватить весь спектр проблем, связанных с геоморфологическими опасностями на Севере, а хотели показать, что это реальная угроза для экономического развития высоких широт, необходимость и неизбежность которого так часто декларируется в последние годы. Опасности можно преодолеть и ликвидировать их последствия, но, может быть, лучше предвидеть и избежать, не списывая затем огромных средств и ресурсов на стихию?

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 11-05-01044).

Литература

1. Ананьев Г. С. Катастрофические процессы рельефообразования. М.: Изд-во МГУ, 1998. 102 с.
2. Симонов Ю. Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. СПб: Питер, 2005. 427 с.
3. Безопасность, гражданская оборона и защита в чрезвычайных ситуациях: учеб. пособие (словарь терминов). Самара: Книга, 2010. 135 с.
4. Основы государственной политики Российской Федерации в Арктике на период до 2020 года и дальнейшую перспективу // <http://www.scrf.gov.ru/documents/98.html>
5. Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года // <http://government.ru/docs/22846/>
6. Паршуков В. Ф. Аномальные и катастрофические явления в Коми крае. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 2005. 128 с.
7. Верн Ж. Дети капитана Гранта. М.: Машиностроение, 1983. 640 с.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСЛЕДСТВИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ГИДРОЭЛЕКТРОСТАНЦИИ «ЧИБИТ» В ГОРНОМ АЛТАЕ

Г. Г. Русанов

Алтайская государственная академия образования им. В. М. Шукшина, Бийск,
ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», rulgennadij@mail.ru

POSSIBLE PROBLEMS AND CONSEQUENCES OF BILDING HYDROELECTROSTATION «CHIBIT» ON THE RIVER CHUJA IN THE MOUNTAIN ALTAY

G. G. Rusanov

The Shukshin Altai State Academy of Education, с. Biisk, Russia,
Gorno-Altaiian expedition, rulgennadij@mail.ru

В 2011 году ОАО «Всероссийский научно-исследовательский институт гидротехники имени Б. Е. Веденеева» проводило проектно-изыскательские и подготовительные работы по строительству гидроэлектростанции «Чибит» на реке Чуя в Горном Алтае. В этих работах принимал участие и автор, которому было поручено составление геоморфологических карт и карт четвертичных отложений на участки основных сооружений проектируемой ГЭС и зоны водохранилища. В ходе полевых исследований, проведенных в масштабе 1:2000 и 1:5000, бурения скважин в русле реки в створе будущей плотины, составления соответствующих карт, анализа литературных и фондовых источников, мы пришли к выводу о нецелесообразности и даже экологической опасности строительства этой ГЭС, в том месте, где оно предусмотрено проектом.

Участок основных сооружений ГЭС «Чибит» и зоны водохранилища находится несколько выше села Чибит в долине Чуи, приуроченной к зоне сочленения неотектонически активных современных морфоструктур Северо-Чуйского, Айгулакского и Курайского хребтов, которые в значительной мере наследуют древний тектонический план [1]. Фронтальные части этих морфоструктур имеют северо-западную и субширотную ориентировку, и представляют собой неотектонические взбросы, и взбросо-сдвиги, а местами взбросо-надвиги [1, 2, 3], в основном унаследованные по древним структурным швам. Вся территория этой части Алтая разбита на более мелкие неотектонические блоки, четко выраженные в современном рельефе.

От устья реки Машей до устья реки Чибитка на протяжении 14 км троговая долина Чуи приурочена к зоне глубинного разлома неоднократно подновлявшегося в четвертичное (в том числе и в постледниковое) время. Не случайно на протяжении 12 км (от устья Машей) русло реки удивительно прямолинейно и вплотную прижато к левому борту долины. Лишь у южной границы участка основных сооружений, где, согласно проекту, планируется строительство плотины, русло реки, делая крутой коленообразный изгиб, отворачивает к центру долины.

Продольный профиль реки не выработан. Средний уклон составляет 21 м/км, а глубина эрозионного вреза за постледниковое время (с момента деградации последнего оледенения) в днище трога достигает 50 м, что в пять раз превышает среднюю величину глубинной эрозии за голоцен, установленную для Горного Алтая [4], и свидетельствует об очень высокой интенсивности вертикальных неотектонических движений. В результате здесь сформировался узкий глубокий V-образный каньон, ширина днища которого соответствует ширине русла Чуи. На выходе из этого каньона и планируется строительство плотины, попадающей в зону глубинного разлома, а в самом каньоне – создание водохранилища.

Современный рельеф участка основных сооружений ГЭС очень молод. Он сформирован эндогенными и экзогенными процессами в конце позднего неоплейстоцена и голоцене. Особую опасность, по нашему мнению, представляют тектонические и гравитационно-эрозионные склоны.

К тектоническому отнесена крутая ($60-90^\circ$) прямолинейно-дугообразная нижняя часть левого склона долины Чуи, длина которого в пределах участка 500 м и высота от 20 до 50 м. Его образование предопределено разрывными дислокациями двух направлений, неоднократно подновлявшимися в четвертичное время. Неотектонические движения носят дифференцированный характер и приурочены, главным образом, к разломам субширотного и северо-западного направлений. В позднем неоплейстоцене и голоцене он был отпрепарирован мощными процессами ледниковой экзарации и эрозии, и в значительно меньшей мере голоценовыми гравитационными процессами осыпания. Склон до сих пор находится в стадии формирования, а вдоль его подножия тянется маломощный (первые метры) крутонаклонный коллювиально-делювиальный шлейф. В верхней части этого склона как раз и планируется сооружение основного водовода, по которому вода из водохранилища будет поступать на турбины.

Об интенсивном проявлении неотектонических движений в постледниковое время свидетельствует, обнаруженное нами на этом склоне на высоте 15 м над урезом реки, линзовидное тело травертинизированных конгломератов, развитых по морене, на контакте с породами палеозоя в зоне пересечения разломов двух направлений. Эта линза длиной 20 м и мощностью до 3 м, представляет собой конгломераты, очень крепко сцементированные желтовато-серым кальцитом, радиоуглеродный возраст которого определен Л. А. Орловой в 13780 ± 150 лет (СОАН-8400) [5]. Их образование связано с выходом низкотемпературного карбонатного гидротермального источника, приуроченного к пересечению двух активных разломов. При прохождении этих вод сквозь толщу морены, растворенные в них карбонаты, в результате резкого падения давления и температуры на геохимическом барьере выпадали в осадок, образуя линзовидное тело травертинизированных конгломератов. Даже сейчас сквозь них после землетрясения 2003 года местами продолжает слабо сочиться вода.

В данном районе Алтая подобные образования развиты достаточно широко. Они образуют многочисленные небольшие по площади и мощности тела, которые приурочены к активным неотектоническим разломам между Курайским и Айгулакским хребтами, вдоль южного подножия Курайского хребта и северного подножия Северо-Чуйского хребта, по западной периферии Чуйской котловины. По ним в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене происходили неоднократные подвижки [3, 6, 7]. Радиоуглеродный возраст этих образований в горах Алтая определяется в интервале 16595 ± 310 лет (СОАН-3138) – 3475 ± 35 лет (СОАН-3114) [5, 6].

В этой части Горного Алтая амплитуда вертикальных постледниковых перемещений составляет от 20 до 100 м, а в высокогорье района наблюдаются право- и левосдвиговые горизонтальные смещения ледниковых форм рельефа с амплитудой до 50–100 м [8].

По сейсмичности, данный район Горного Алтая, отнесен к районам с интенсивностью сейсмических сотрясений в 9–10 баллов по шкале MSK-64 и магнитудой до 7,5 [9].

Район проектируемого строительства ГЭС «Чибит» находится в пределах Чуйской зоны землетрясений. Эта зона длиной 260 км и шириной 60–100 км приурочена к Курайскому, Северо- и Южно-Чуйскому хребтам, Чуйской и Курайской впадинам, и является сейсмически активной уже более 80 лет [10]. Правда, есть мнение, что подобное землетрясение в ближайшие 100 лет здесь не ожидается [10]. Но ведь и Чуйское землетрясение 2003 года тоже никто не ожидал. Тем более, что спусковым механизмом нового землетрясения может послужить именно строительство плотины и заполнение водохранилища в зоне разлома. В настоящее время уже известны многочисленные случаи провоцирования сильных землетрясений не только при заполнении крупных водохранилищ, но и мелких.

Бурением скважин, проводившимся ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» в зимний период со льда реки, установлено, что в створе проектируемой плотины русло Чуи в каньоне выполнено мощной (от 6 до 15 м) толщей водоносных крупногалечных валунистов, залегающих на породах палеозоя. После строительства плотины и заполнения водохранилища, фильтрация воды сквозь эту толщу в результате многократного усиления гидростатического давления резко возрастет, что будет способствовать ее размыву, а это, в свою очередь, со временем может привести к деформации и обрушению плотины.

Особую опасность представляют гравитационно-эрозионные склоны высотой до 50 м и протяженностью до 450 м в пределах участка основных сооружений, и до 1,5 км в пределах зоны водохранилища, хотя вверх по долине тянутся вплоть до устья реки Машей. Они образуют очень крутые, местами вертикальные стенки каньона Чуи. Эти склоны выработаны как в породах палеозоя, так и в рыхлых ледниковых отложениях. Микрорельеф их обусловлен трещиноватостью и литологией пород. Они густо испещрены рывинами, нишами отрыва вторичного гравитационного обваливания и осыпания. Здесь постоянно идет подмыв склонов в нижней части, а в верхней – гравитационное осыпание и обваливание. На этих склонах активно формируются обвально-осыпные шлейфы

и конусы, которые опускаются в реку, что не способствует увеличению их площади и мощности, так как река постоянно интенсивно размывает их, и выносит поступающий со склонов обломочный материал. Это способствует хорошей обнаженности склонов и их дальнейшему интенсивному разрушению.

Однако после сооружения плотины весь этот материал будет аккумулироваться в водохранилище. Заполнение водой водохранилища может значительно усилить этот процесс, так как крутые склоны, сложенные в зоне разлома сильно трещиноватыми породами, могут потерять устойчивость. Основными факторами при этом, определяющими оползание и обваливание скальных пород, являются крутое падение пород в сторону водохранилища, наличие трещиноватости по напластованию и вкрест, создающие блочное строение массивов, которые при подмыве или при взвешивании, когда происходит резкий подъем уровней подземных вод, приобретают неустойчивый характер [11]. Все эти факторы как раз очень четко и наблюдаются здесь.

Далее. В зоне проектируемого водохранилища на коренных породах залегает основная морена мощностью от первых метров до 50 м, выстилающая днище долины Чуи, особенно в правобережной части. Представлена она валунными галечниками разной степени окатанности и пестрого петрографического состава с большим количеством щебня, дресвы и неокатанных угловатых глыб, в светло-сером песчано-алевритовом заполнителе. Отмечается слабо выраженная слоистость. Валунные и глыбы преимущественно изометричной или несколько удлиненной формы, а их размеры изменяются от 0,1 м до 1–1,5 м. Судя по литологии, отложения водопроницаемы, обладают высокой фильтрационной способностью и могут быть водоносными. Вблизи в подподобных отложениях в приустьевой части долины Чибитки у села Чибит наблюдаются выходы родников.

При заполнении водохранилища сквозь эту морену может начаться интенсивная фильтрация воды. Смоченная водой, она потеряет устойчивость, и начнет оползать и обваливаться в узкое водохранилище крупными блоками, что будет способствовать его быстрому заполнению и обмелению.

На наш взгляд, еще одна опасность заключается в следующем. В период летней абляции ледников в бассейне Чуи, продолжительность которой менее 100 дней, ледниковый сток по Чуе составляет 276 млн м³, что составляет 20% от годового стока [12]. В это время река в огромном количестве переносит взвешенные (алевритовая и пелитовая фракции – «ледниковая мука») и влекомые (галька, гравий, валуны) осадки. К сожалению, данных о величине твердого стока Чуи нет.

Можно весьма ориентировочно использовать данные по гидрологическому посту Тюнгур на Катунь, выше устья Чуи, где при среднем расходе воды в 260 м³/с твердый сток взвешенных наносов составляет 17 кг/с, а их годовой сток оценивается в 530 тыс. т [13]. Средний расход Чуи ниже устья Чибитки составляет 42 м³/с [14]. Исходя из приведенных значений, среднегодовой сток взвешенных наносов Чуи, которые будут поступать, и аккумулироваться в водохранилище, можно оценить в более чем 85 600 т (без учета влекомых наносов). Однако эта цифра нам представляется сильно заниженной. А потому, мы считаем, крайне необходимы специальные исследования по определению величины твердого (взвешенного и влекомого) стока Чуи.

Сходы мощных селевых грязекаменных потоков наиболее вероятны в узких крутых логах левого борта долины Чуи за пределами участка основных сооружений в зоне водохранилища, что может вызвать поступление в реку большого количества грубообломочного материала и его аккумуляцию.

По этим же логам в левом борту, который является лавиноопасным [15], в зимнее время часто сходят снежные лавины, достигающие русла реки. Здесь наблюдаются маломощные и среднетощные лавинные очаги с хорошо выраженными лотками, достигающими русла реки, слабовыраженными лавиносборами и конусами выноса. Для лавинной деятельности в бассейне Чуи характерна ритмичность. Выделяются ритмы в 3, 11 и 50–60 лет [15].

Таким образом, перечисленные выше потенциальные последствия строительства Чибитской ГЭС не могут не вызывать опасений. Возможная деформация и обрушение плотины, вызванная либо землетрясением, либо размывом, подстилающей ее водоносной толщи, может иметь весьма трагические последствия на всем протяжении долин Чуи и Катунь ниже по течению. Кроме того, после строительства этой ГЭС может произойти очень быстрое заполнение небольшого по объему водохранилища обломочным материалом, интенсивно поступающим, как с бортов долины, так и с водами Чуи (взвешенные и влекомые наносы).

Наконец, каньон Чуи, в котором планируется создание водохранилища, врезан в днище ее долины, выполненное с поверхности, как уже отмечалось, мощной толщей водопроницаемой морены. Заполнение этого каньона водами водохранилища практически до бровки приведет к резкому подъему уровня грунтовых вод. В результате неизбежно произойдет деградация почв, ландшафтов и заболачивание долины на значительном протяжении на всю ее ширину, а в районе водохранилища она может превратиться в сплошное болото.

И последнее. Участок каньона Чуи, где планируется строительство плотины и создание водохранилища, пользуется очень большой популярностью у туристов-водников не только в России, но и за рубежом. Здесь проводятся Всероссийские и Международные соревнования по сплаву, соби-

рающие сотни участников и болельщиков со всей страны и из-за рубежа. В случае строительства ГЭС этот район Горного Алтая перспективный для дальнейшего развития водного туризма будет навсегда утрачен.

Литература

1. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965. 244 с.
2. Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981. 132 с.
3. Новиков И. С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
4. Окишев П. А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, Изд-во ТГУ, 1982. 210 с.
5. Русанов Г. Г., Орлова Л. А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Бийск, ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.
6. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
7. Русанов Г. Г. Голоценовые травертины Юго-Восточного Алтая // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Барнаул, 1988, ч. II, С. 6–7.
8. Бутвиловский В. В. Морфоструктурный план и плейстоценовые неотектонические движения Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск, 1985, С. 87–89.
9. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97). Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка. М., ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
10. Имаев В. С., Барышников Г. Я., Лузгин Б. Н. и др. Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. Барнаул, Изд-во АлтГУ, 2007. 234 с.
11. Кусковский В. С. Закономерности формирования берегов глубоководных водохранилищ Алтае-Саянской складчатой области // Географические проблемы бассейна Катунь в связи с энергетическим освоением. Барнаул, 1986, С. 33–34.
12. Галахов В. П., Нарожный Ю. К., Деметьев М. В. Баланс массы ледников Северо- и Южно-Чуйского хребтов // Гляциология Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1986, вып.3 (18), С. 60–68.
13. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Вып. 10. Бассейн Оби (без бассейна Иртыша), Надыма, Пура, Таза. Л., Гидрометеиздат, 1984. 492 с.
14. Ресурсы поверхностных вод СССР. Общая гидрологическая характеристика. Том 15. Алтай, Западная Сибирь и Северный Казахстан. Вып. 1. Верхняя и средняя Обь. Л., Гидрометеиздат, 1975. 544 с.
15. Королева Т. В. Лавины бассейна р. Чуя (Горный Алтай) // Гляциология Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1985, вып. 2 (17), с. 93–105.

ПРИРОДНЫЕ РИСКИ И ОПАСНОСТИ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

*Рязанцев Г. Б., Мысливец В. И., Шипилова Л. М.**

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, химический факультет,
*географический факультет, Myslivets@yandex.ru

NATURAL RISKS AND DANGER IN THE COASTAL ZONE

*Ryazancev G. B., Myslivets V. I., Shipilova L. M.**

M.V. Lomonosov's Moscow State University, Faculty of Chemistry,
*Faculty of Geography, Myslivets@yandex.ru

Введение. По некоторым оценкам на побережьях Мирового океана сосредоточено свыше 2/3 населения Земли. [1]. Наряду с преимуществами, которыми обладает побережье, человек сталкивается и целым рядом опасностей. Наиболее изученная из них — абразия берегов и сопутствующие ей обвально-осыпные и оползневые процессы. Абразии, включая все виды (механическая, химическая, термическая) подвержено 41% берегов мира [2]. Во время сильных штормов на берег обрушиваются колоссальные массы воды, а там, где нет пляжей или их ширина недостаточна для гашения энергии штормовых волн, производят серьезные разрушения. Приливы оказывают меньшее воздействие, но расширяют зону прибоя. Усиление абразионных процессов на морских побережьях приводит к огромным материальным и социальным потерям. Разрушаются здания, дороги, мосты, трубопроводы, линии электропередач.

При рассмотрении вопроса о защите берегов от абразии следует иметь в виду только берега, сложенные размываемыми породами. Берега, сложенные прочными скальными породами, не нуждаются в дополнительной защите. Сопротивление этих пород размыву вполне достаточно для того, чтобы противостоять абразии.

Оползневые процессы довольно широко распространены по берегам наших южных морей. На Черном море, на участке от Анапы до Туапсе и в городской черте Сочи оползневые процессы весьма активны. Ежегодно в средствах массовой информации появляются сообщения о разрушительных последствиях оползней. Примером успешной борьбы с оползнями служит одесское побережье. Здесь была срезана большая часть берегового обрыва, что уменьшило нагрузку; устроен дренаж; построены буны и в межбунных промежутках насыпаны искусственные пляжи; для уменьшения высоты штормовой волны сделан подводный волнолом.

На берегах Азовского моря обвальнo-осыпные и оползневые процессы развиваются в береговых обрывах, сложенных лессовидными суглинками.

Существует множество апробированных способов защиты берегов. Естественной защитой от разрушения обрывистых берегов служат широкие пляжи, для невысоких – дюнный пояс, образовавшийся из перевеянных песков пляжа и закрепленный растительностью. Разработаны и методы искусственной защиты берегов. Наиболее распространенный метод – это увеличение ширины пляжа за счет строительства бун с последующим заполнением межбунных карманов песком, а также волноотбойные стенки, каменные наброски, подводные распластанные волноломы, другие волногасящие устройства, а в некоторых случаях – байпасинг.

В России берегозащита проводится на основе свода правил, разработанных проектными организациями. Это различные СНиПы, базирующиеся на анализе и обобщении действующих в стране и за рубежом нормативных и методических документов по берегозащите. Главное требование к проектированию морских берегозащитных сооружений состоит в учете природных условий и факторов, в которых будут работать сооружения: ветер, волнение, колебания уровня моря, ледовые явления, транспорт наносов и связанные с ним деформации пляжа и подводного берегового склона, течения различной природы.

«Черные пески». Существуют и другие не меньшие опасности. Одна из них – возможность радиоактивного заражения. Речь идет о «черных песках».

Черные пески на морских побережьях обнаружены в Индии, Бразилии, Шри-Ланке, а в России и на Украине они встречаются на Черном и Азовском морях [3]. Все эти районы приурочены к побережьям в пределах древних докембрийских щитов. Речные потоки, размывая в течение очень долгого времени кристаллические породы, формировали наносы, обогащенные тяжелыми минералами. Образовывались россыпи как полезных компонентов, так и опасных радиоактивных минералов. Когда пески попадали в береговую зону, эстафету формирования россыпей подхватывали волновые процессы. Они продолжали дифференциацию пляжевого материала, неравномерную в пространстве и во времени. Первая особенность проявляется в обогащении песками в определенных местах, а вторая – в слоистости рудных песков (чередование чистого песка с песком, обогащенным тяжелыми минералами). В зависимости от характера и содержания рудного компонента прибрежные россыпи могут служить ресурсом береговой зоны, но могут быть и опасными с точки зрения радиоактивности.

Особенность берегов южных морей не только в существовании «черных песков», а в том, что здесь накладываются сразу несколько факторов: наличие радиоактивных песков, высокая плотность населения отдыхающих и сильный ветер.

После штормов на пляжах северного побережья Азовского моря в зоне заплеска образуются скопления ильменит-циркон-монацитовых минералов, содержащих естественные радионуклиды (торий, уран и продукты их распада). Внешне это проявляется в наличии на песчаных пляжах пятен и полос черного цвета («черные пески»). От других темных объектов на поверхности пляжа (грязевые наносы, перегнившие водоросли) их легко отличить по характерному металлическому блеску и высокой плотности. Площадь их различна (от долей 1 м^2 до сотен м^2). Мощность слоя может меняться от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

По свидетельству местных жителей, в первые послевоенные годы на пляжах северного побережья Азовского моря у пос. Мелекино велась своеобразная «разработка» россыпных месторождений радиоактивных тяжелых минералов. Местные жители ходили с ведрами по пляжу и собирали совками или лопатами свеженамытые волнами прослойки темного обогащенного рудными минералами песка. Содержимое ведер сдавали на специальный приемный пункт, получая взамен бонусы, которые можно было отоварить в особом порядке в специальных магазинах. В эти трудные годы сбор песка для некоторых семей был основным источником дохода.

Дальнейшая обработка рудных песков включала в себя их высушивание над открытым огнем на металлическом листе, которое было небезопасным. Затем сырье организовано вывозилось. В дальнейшем эти разработки были признаны неэффективными и прекращены.

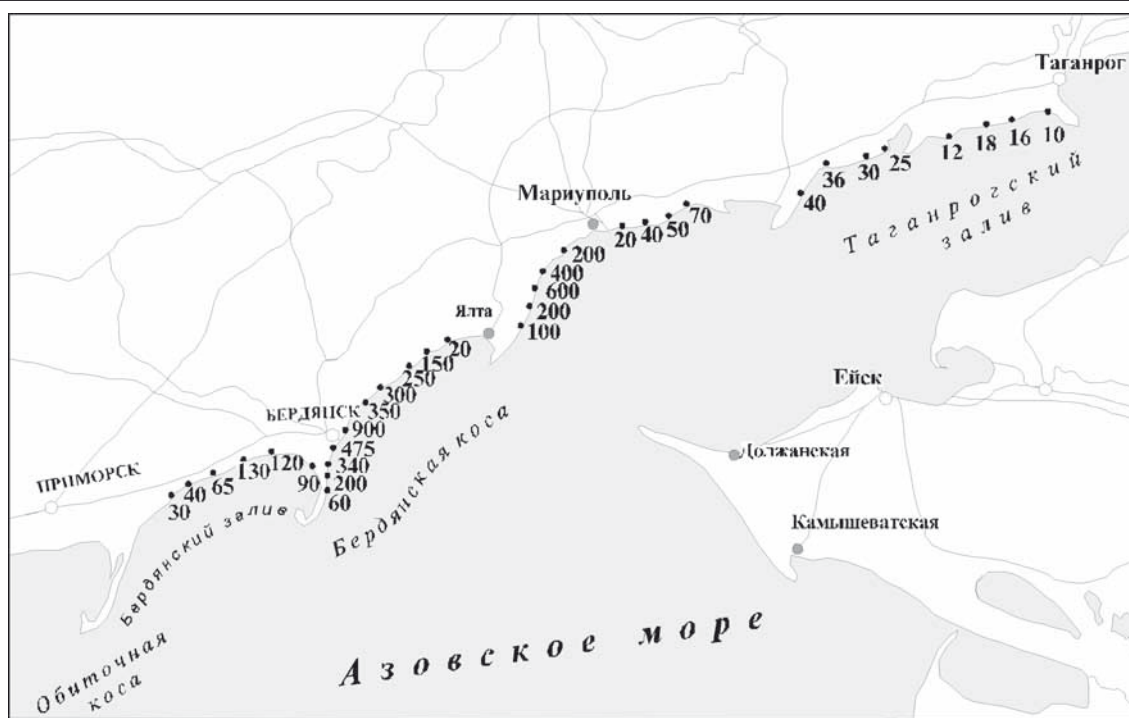


Рис. 1. Интенсивность радиации на Северном побережье Азовского моря в $\text{mkg}/\text{час}$

Летом 1997 и 1998 гг. было проведено рекогносцировочное обследование северного побережья моря от корневой части косы Обиточная до г. Таганрога. При обнаружении «черных песков» производился замер уровня γ -излучения. Непосредственно на поверхности «черного песка» уровни радиации имеют значения несколько сотен $\text{mkg}/\text{час}$, в зависимости от толщины слоя и степени обогащения радионуклидами, но уже в нескольких метрах от пятна на обычном пляжном песке принимают нормальные значения (15–20 $\text{mkg}/\text{час}$). Было установлено, что «черные пески» встречаются на пляжах повсеместно, но уровень радиации в них неодинаков. К западу от г. Таганрога он не превышает 10–20 $\text{mkg}/\text{час}$, что почти равно естественному радиоактивному фону. На выходе из Таганрогского залива, западнее г. Мариуполя интенсивность излучения местами достигает 400–600 $\text{mkg}/\text{час}$ и даже 900 $\text{mkg}/\text{час}$.

Непосредственно на поверхности «черного песка» уровни радиации имеют значения в несколько сотен $\text{mkg}/\text{час}$, в зависимости от толщины слоя и степени обогащения радионуклидами, но уже в нескольких метрах от пятна на обычном пляжном песке принимают нормальные значения (15–20 $\text{mkg}/\text{час}$). По данным ООН, годовая доза, получаемая человеком от естественного облучения, составляет 2,4 мЗв (1 мЗв/час равен 100 $\text{mkg}/\text{час}$).

Гамма-спектрометрия показала, что основными радиоактивными компонентами песков является торий-232, уран-238 и продукты их распада. В зонах накопления радионуклидов ионизирующее излучение может превышать нормальный фон в десятки раз. Во влажном состоянии пески удерживаются на поверхности пляжей, но, высыхая, мелкие частички «черного песка» поднимаются в воздух сильными ветрами, которые в этих районах довольно часты. Попадание радиоактивных эманаций и аэрозолей внутрь организма является серьезным фактором онкологических заболеваний. Известно, что труднорастворимые соединения тория оказывают канцерогенное действие. Особо опасно комбинированное воздействие на организм урана и тория.

Минералогический анализ «черного песка», отобранного в различных точках побережья, показал, что не всегда он содержит естественные радионуклиды, которые характерны для монацитовых песков и отсутствуют в песках, где тяжелая подфракция представлена в основном ильменитом. Это обстоятельство говорит, по-видимому, о существовании непропусков наносов и о наличии замкнутых литодинамических ячеек. Уклоны мористого склона пляжа, составляющие 8–12°, наиболее благоприятны для накопления радиоактивных песков. Это связано с приуроченностью к этой части пляжа наиболее активного прибойного заплеска.

Иногда и в обнажениях береговых обрывов можно наблюдать прослой и целые пласты «черного песка» мощностью до 10–15 см. Анализ профильного распределения ^{232}Th в грунтах, слагающих искусственные обнажения (h–6 м) в притеррасной части р. Камышеватки, не выявил горизонтов аккумуляции данного элемента. Было отмечено лишь изменение концентрации ^{232}Th в зависимости от гранулометрического состава грунтов. Выявлено увеличение концентрации ^{232}Th в глинистых прослоях и снижение в песчаных, что обусловлено исходными различиями в их минералогии.



Рис. 2. Илы в Белосарайском заливе Азовского моря

ческом составе. Седиментационный материал, поступающий в береговую зону за счет разрушения коренного берега, не единственный и не основной источник черных песков. Детальные геолого-геоморфологические исследования, проводившиеся на Азовском море около 30 лет назад, и затронувшие, в частности, вопросы образования прибрежно-морских россыпей, показали высокое содержание тяжелой фракции в прибрежных аккумулятивных телах — пляжах и косах. Было установлено, что в донных отложениях концентрация тяжелых минералов на порядок ниже, чем в береговых [4].

На побережьях Белого и Балтийского морей так же, как и на Азовском море, размываются породы древнего докембрийского щита. Пока сообщения о радиоактивных песках на пляжах этих морей отсутствуют. Тем не менее, эта проблема требует внимательного изучения.

«Зыбучие пески». В настоящей статье под «зыбучими песками» понимаются те пески береговой зоны, которые могут внезапно терять свою несущую способность, что представляет серьезную опасность для людей и животных.

На Северном побережье Азовского моря в районе кос Белосарайская и Бердянская существуют участки пляжа и подводного берегового склона, опасные в отношении «зыбучих песков».

Данные опросов местных жителей говорят о том, что на протяжении более чем 10 лет в этих районах происходят несчастные случаи, связанные с гибелью людей, неожиданно на мелководьях провалившихся в толщу песка в тех местах, которые отдыхающими считались безопасными. Ощущения спасшихся говорят об уходе опоры из-под ног, впечатлении зыбучести грунта. Можно предположить, что возникновению таких опасных мест связано с разгрузкой выходящего из толщи песка природного газа, образующегося в результате разложения современного органического вещества (планктонного происхождения). Одно из таких мест находится в черте пос. Юрьевка; здесь отмечалась гибель людей в 2009 г. Были выдвинуты различные объяснения частой гибели людей в этом месте («Приазовский Рабочий» № 90 от 15 июля 2009 г.). Мы считаем наиболее правдоподобным объяснения, связанные с внезапными выходами биогаза.

Значительные колебания уровня. Поскольку Азовское море мелководное, для него очень характерны сгонно-нагонные явления и сейшевые колебания уровня. Их влияние особенно заметно на низменных побережьях — дельтах Дона и Кубани, лиманах (типа Ейского), участках развития низких террас. Амплитуда колебаний, вызванных этими причинами, достигает от 2,6 м около Казань-типа до 6 м в районе Таганрога. В Таганрогском заливе ветровые нагоны возникают при длительных и сильных ветрах с моря; сейшевые колебания связаны с прохождением циклонов и антициклонов. В холодное время года такие нагоны часто совпадают со штормами; в теплое время они могут происходить при ясной погоде и особенно опасны для отдыхающих. Показательна в этом плане коса Долгая, манящая отдыхающих песчаными пляжами, протягивающимися на многие километры. При неожиданном подъеме уровня отдыхающие иногда не успевают добраться до безопасного берега. Во время нагонов море может проникать вглубь суши на несколько километров; это представляет большую опасность для людей. Весной 2013 г. сильный подъем уровня отмечался в дельте Дона.

Льды. Ледовый фактор играет большую роль в морях высоких широт; на юге европейской России моря замерзают в приустьевых областях рек при пониженной солености воды. Для береговой

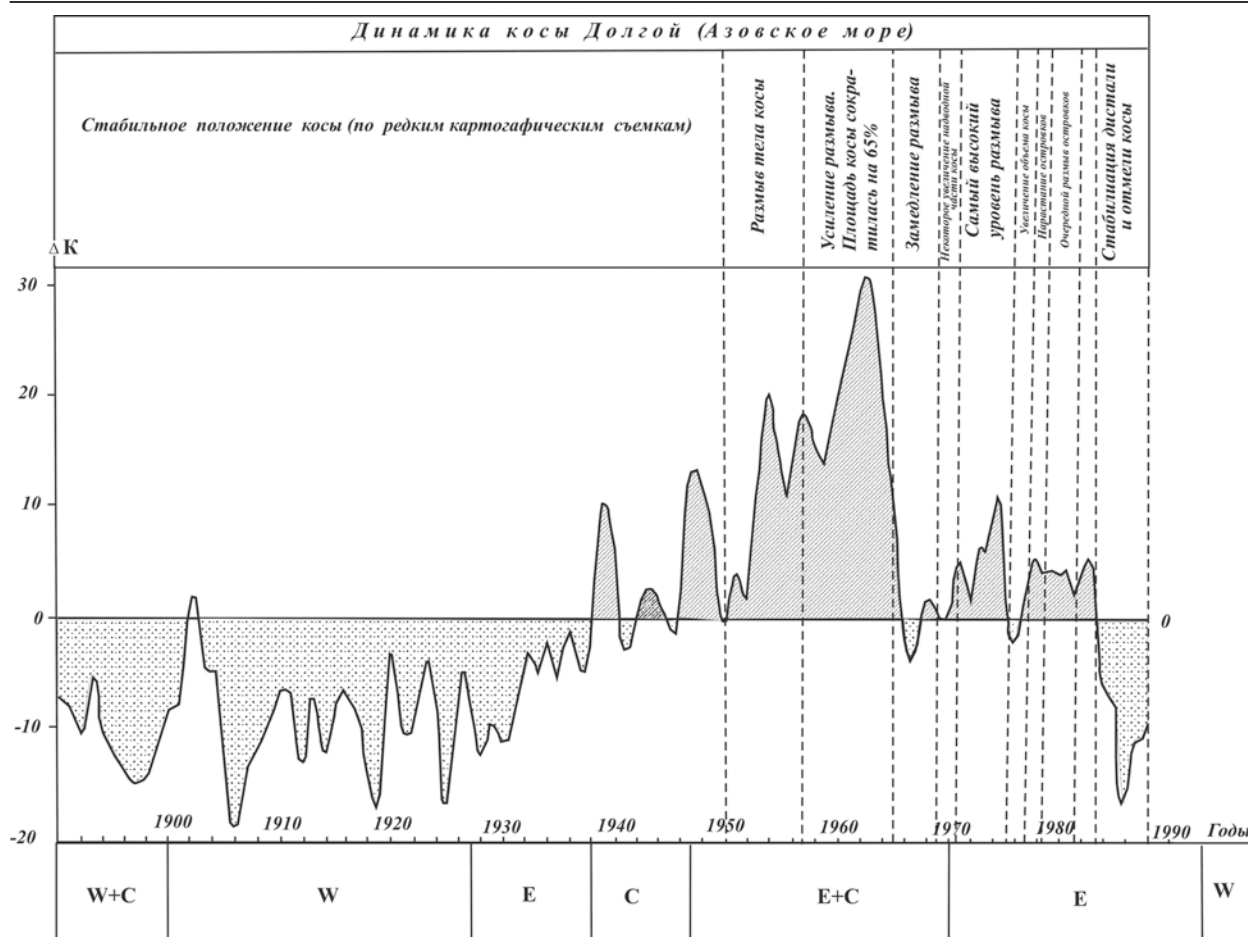


Рис. 3. Динамика косы Долгой в Азовском море

зоны опасными являются подвижки ледяных полей и торошение льда. При движении льда в сторону берега он может срезать причальные сооружения и причинить ущерб постройкам на берегу.

Илы в береговой зоне. В Белосарайском заливе Азовского моря и на некоторых других участках накапливаются органические илы, образующиеся в результате разложения планктона. Прибрежные илы достигают мощности 4–6 м [4], насыщены биогазом — метаном, содержание которого достигает 93–94%. Площадь, занятая илами в Белосарайском заливе, достигает более 30 км². Илы, как правило, сосредоточены на глубинах 1 м и более. Однако в последние годы отмечается наступание илов на пляжи кутовой части залива. Это делает невозможным использование пляжей в рекреационных целях. Вместе с тем запасы биогаза в илах представляют собой ценнейший ресурс береговой зоны. Существуют предложения по разработке сравнительно несложной технологии сбора и утилизации биогаза, запасы которого могли бы обеспечить автотранспорт такого города, как Мариуполь. В отличие от обычного природного газа, биогаз не нуждается в дополнительной очистке. Кроме того, он представляет собой возобновляемый источник энергии.

Проблемы прогноза процессов. И в отношении неблагоприятных и опасных процессов, и в отношении возобновляемого биогаза весьма актуальны проблемы прогноза. Как известно природные процессы развиваются циклически (точнее, квазициклически); фазы их ослабления чередуются с фазами усиления. Прогноз процессов требует длительного всестороннего наблюдения за определяющими их факторами. Важное значение имеет анализ временных рядов уже выполненных наблюдений.

На рисунке 3 показаны периоды размыва и аккумуляции косы Долгой в сопоставлении с типами атмосферной циркуляции в северном полушарии по [5]. На графике видно, что относительно стабильное положение косы в первой половине XX века сменилось эпохой активного размыва 1950–1980-х гг. С начала 80-х годов наступает период стабилизации дистали и отмели косы.

График показывает существование цикла в развитии косы продолжительностью около 100 лет.

Подобного рода наблюдения должны быть использованы для составления прогноза береговых процессов.

Литература

1. Сафьянов Г. А. Береговая зона в XX веке. М. Мысль. 1978. 264 с.

2. Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. Абразия морских берегов России. М. Изд-во Московского университета 2009 г. С. 40–44.
3. Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Калинин В. В., Костоглодов В. В. Литологические исследования на морском шельфе с использованием данных о естественной радиоактивности. В сб.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М., Наука, 1976. С. 179–188.
4. Хрусталев Ю. П., Щербаков Ф. А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Изд-во Ростовского университета, 1974. 150 с.
5. Ещенко Л. А., Шипилова Л. М. О причинах вариаций межгодовой активности динамики береговой зоны. Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. М., 1992, С. 57–69.

ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ПЕСКА С ПОМОЩЬЮ ПРОГНОЗНОГО КОЭФФИЦИЕНТА

А. В. Сергеев

ФГБОУ ВПО «Удмуртский государственный университет», Ижевск, cylph@rambler.ru

SAND RESOURCE ASSESSMENT BY LOOKING FACTOR

A. V. Sergeev

Udmurt state university, Izhevsk, cylph@rambler.ru

Песчаное сырье находит широкое применение в различных отраслях промышленности Удмуртии, например, в металлургии, но главным образом – в комплексе отраслей конструкционных материалов (производство строительных растворов, стекла, керамического и силикатного кирпича, насыпных грунтов). Наибольшее значение имеют строительные пески.

Для производства строительных растворов используются пески разного генезиса – аллювиальные, гляциофлювиальные и эоловые. Последние обладают наилучшими качественными показателями. Кроме того, при высоком содержании кварца они могут использоваться как стекольное и формовочное сырье.

Формовочные пески применяются в литейном производстве. Металлургия занимает одно из ведущих мест в промышленности республики. Запасы единственного разведанного месторождения этого сырья (3308 тыс. т.) удовлетворяют нужды предприятия.

Разведанные запасы стекольных песков крайне незначительны. Территориальным балансом запасов твердых полезных ископаемых Удмуртской Республики учтено только одно месторождение с запасами 1137 тыс. т. Стекольные пески залегают небольшими линзами, поэтому были выработаны еще в 1940–1950-х годах. Один стекольный завод был вынужден перейти на привозное сырье, другие закрылись.

Пески-отощители используются в производстве керамического кирпича. Данная отрасль также чрезвычайно развита в республике. Однако неоднократные геологоразведочные работы советских лет выявили лишь одно месторождение (311 тыс. м³), расположенное в настоящее время на территории природного парка. По этой причине многочисленные кирпичные заводы вынуждены экспериментальным путем подбирать суглинки разной степени тяжести (опесчанности) и пропорции смеси с супесями, широко распространенными среди четвертичных делювиальных отложений территории Удмуртии.

В республике функционирует один завод по производству силикатного кирпича, удовлетворяющий не только потребности предприятий Удмуртии, но и экспортирует свою продукцию. Этому способствуют большие запасы гляциофлювиальных песков разрабатываемого месторождения (4515 тыс. м³).

Строительными песками Удмуртия обеспечена (60 месторождений и проявлений). Пески применяются для производства строительных растворов, бетонов и силикатных изделий; для подсыпки автодорог, трубопроводов, дамб и других земляных сооружений.

Согласно Территориальному балансу по состоянию на 01.01.2012 г. общий объем строительных песков составляет почти 140 млн м³. Законная добыча песков в республике за последние 10 лет (2002–2012 гг.) в целом увеличивается (от 348,4 тыс. м³ в 2002 г. до 566,8 тыс. м³ в 2011 г.), хотя были существенные спады (287,7 тыс. м³ в 2006 г. и 267,1 тыс. м³ в 2009 г.).

Рост спроса на строительные пески усиливает актуальность поисковых работ на этот вид сырья. Особенно активные поиски песков по отдельным административным районам и по долине р. Чепца осуществлялись в 1980–1990-е годы. Последние бюджетные поиски были проведены в 2004 г. В 2000-х годах основной объем работ по геологическому изучению недр, в т. ч. и на пески, осуществляется различными частными организациями, главным образом, в виде доразведки, эксплуатационной разведки разрабатываемых месторождений и детальной разведки выявленных ранее участков [1].

Активная добыча песков приводит к быстрому истощению их разведанных запасов. Этому в значительной степени способствует нелегальная разработка как стихийных карьеров, так и добыча за пределом лицензионного контура легальных карьеров. Эти проблемы выявляются постоянно, особенно на крупных карьерах и в их окрестностях вблизи городов. Нелегальными карьерами в частности богаты окрестности г. Ижевска и северные районы Удмуртии. Они располагаются в основном на безлесных участках, вблизи действующих дорог; маленькие по площади – можно быстро выработать, чтобы не поймали «за руку». Незаконная разработка приводит к изъятию земель из возможного пользования, хищению государственной собственности, искажению картины обеспеченности территории ресурсами песков.

Кроме того, проблема оценки ресурсного потенциала конкретной территории (например, административного района) усугубляется не выполнением недропользователями лицензионных соглашений. Часто недропользователи после получения лицензии не осуществляют предусмотренного геологического изучения, проектирования, маркшейдерского учета добычи. Некоторые из них предпочитают в кратчайшие сроки выработать месторождение (проявление) без опережающего геологического изучения и сдать лицензию. Ежегодно около 30% недропользователей не выполняют требований лицензионного соглашения и законодательства о недрах. Это значительно затрудняет ведение государственного баланса, способствует теневой добыче и не позволяет реально оценить прогнозные ресурсы песков окружающей территории [2, 3].

Таким образом, обостряется актуальность поисков песчаного сырья, в первую очередь, строительного. Поисково-оценочные работы на пески крайне необходимы для воспроизводства минерально-сырьевой базы республики. При этом экономическая рентабельность всего комплекса геологоразведочных, проектных и добычных работ на пески очень высока. Например, в радиусе 20–30 км от любого города республики имеются неплохие перспективы обнаружения промышленных залежей песков с запасами не менее 500 тыс. м³. При рыночной стоимости 1 м³ кондиционного песка в 200 рублей доход предприятия от реализации песка объемом 500 тыс. м³ составит 100 млн рублей. Затраты же на геологоразведочные и проектные работы, покупку добывающей техники не превысят 5 млн рублей.

Применительно к территории Удмуртии наиболее перспективными являются крупные песчаные массивы эолово-гляциофлювиальных отложений, простирающиеся в широтном направлении в южной и центральной части республики. Именно в пределах центрального (Вятского) массива разведано и разрабатывается большинство месторождений песка в республике. Следовательно, первоочередные поисково-оценочные работы на пески должны проводиться в пределах этого массива вблизи городов, вдоль крупных магистралей и вокруг некоторых близлежащих населенных пунктов.

Стандартными методами поисковых работ являются наземные маршруты. Их преимуществом являются прямые, непосредственные геологические наблюдения на местности, в результате которых по поисковым признакам обнаруживают полезные ископаемые. Однако главным препятствием для проведения полноценных полевых маршрутов с точки зрения недропользователя является их относительная дороговизна. В этой связи ряд недропользователей после получения лицензии сразу переходят к добыче практически стихийно (в пределах лицензионного контура), нарушая, таким образом, лицензионного соглашения. Отсюда возникает задача удешевления полевых работ, что возможно лишь на стадии оценки прогнозных ресурсов.

В качестве основ поисковых работ рассматриваются поисковые признаки и предпосылки. Исходя из природных особенностей Удмуртии, геологические работы могут опираться на стратиграфические, литолого-фациальные, геоморфологические и структурно-тектонические поисковые предпосылки, которые подтверждаются прямыми и косвенными поисковыми признаками.

Стратиграфические предпосылки основаны на том, что месторождения связаны с определенными подразделениями стратиграфического разреза. В нашем случае наиболее крупные залежи эолово-гляциофлювиальных песков образовались в период отступления ледников неоплейстоцена, скорее всего, донского века (fs l dn), криушинской свиты (f, lg l kš). Гляциофлювиальные отложения этого времени, а, возможно, также среднего и верхнего плейстоцена (стратиграфия этих песков изучена недостаточно), подверглись эоловой переработке, вероятно, в осташковский век.

Литолого-фациальные поисковые предпосылки помогают установить связь месторождений с определенными фациями осадочных пород и пространственное распределение месторождений. Так, пески имеют четкую приуроченность к эоловым, гляциофлювиальным и аллювиальным фациям, образующие довольно четко выраженные массивы. Гляциофлювиальные пески образовались в термоксеротические фазы межледниковий четвертичного периода (период отступления ледника), эоловые пески – в криоксеротические фазы оледенений (период стабилизации наступания ледника). Выделяя фации на предварительно оконтуренных площадях по картам четвертичных отложений и атласам судоходных рек, уточняются границы перспективных участков.

Геоморфологические поисковые предпосылки имеют первостепенное значение для выявления месторождений, образующихся в приповерхностных условиях, связанных с процессами

формирования рельефа. Четкую геоморфологическую выраженность имеют песчаные золово-гляциофлювиальные массивы с характерными кольцеобразными, параболическими, продольными и поперечными континентальными дюнами, изометричными буграми, а также и аллювиальные террасы. Они прогнозируются достаточно просто и надежно по топографическим и геоморфологическим картам.

Структурно-тектонические предпосылки обуславливают предрасположенность развития песков в отрицательных структурах осадочного чехла. Например, золово-гляциофлювиальные песчаные массивы приурочены к отрицательным унаследованным структурам разного порядка – в депрессиях, заложенных над прогибами второго и третьего порядка. Сквозной характер структур свидетельствует об устойчивом прогибании территории, благодаря чему формируется вогнутый рельеф дневной поверхности. Такой низменный рельеф весьма благоприятен для накопления и последующей переработки рыхлых аккумулятивных отложений, в данном случае – гляциофлювиальных и аллювиальных песков, претерпевших золовую переработку.

Рассмотренные поисковые предпосылки подкрепляются поисковыми признаками – прямыми и косвенными.

Прямыми признаками потенциальных месторождений песков являются, во-первых, наличие обнажений песков; во-вторых, наличие разведанных месторождений песков, многие из которых разрабатываются, что говорит об удовлетворительном качестве сырья для применения в строительстве и металлургии.

Косвенными признаками являются геоморфологические особенности рассматриваемой территории, а именно широкие речные долины с развитым аллювиальным террасовым комплексом и довольно обширное распространение золовых форм рельефа (континентальных дюн).

Все рассмотренные предпосылки и признаки могут быть максимально эффективно использованы для выявления месторождений полезных ископаемых лишь в том случае, если они используются во взаимосвязи, с учетом всего комплекса геологических закономерностей, обусловивших пространственное размещение месторождений.

Исходя из вышеизложенных предпосылок, содержания Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 и прогнозных карт геологических съемок масштаба 1:200000, данных об известных месторождениях на территории Удмуртии можно выделить ряд площадей, перспективных на пески [4].

Анализ десятков геологических отчетов по поисковым работам на строительные полезные ископаемые вообще и пески в частности показал приверженность традиционной геологии к стандартной методике наземных маршрутов, которая является весьма трудоемкой, очень дорогостоящей и, часто малоэффективной, т.к. обычно выявляются участки с небольшими запасами и ресурсами. Резко повысить эффективность работ может использование методики ВСЕГЕИ для определения количества прогнозных ресурсов [5]. Коэффициенты прогнозных ресурсов для подсчета запасов подземных вод и нефти применяются давно, для твердых полезных ископаемых в Удмуртии пока не использовались.

Методическим руководством рекомендуется применять такие методы, как геологостатистический и логико-вероятностный (относительных баллов).

В геологостатистическом методе используется принцип аналогии с эталонным объектом. Сравниваются основные показатели изучаемого объекта и месторождения эталона. Анализируются параметры кондиций для подсчета запасов полезного ископаемого эталонного объекта. Кроме того, учитываются географо-экономические условия изучаемого объекта. При оценке прогнозных ресурсов полезного ископаемого применяется следующая формула:

$$P_2 = \frac{KVCD}{100},$$

где: К – коэффициент подобия; V – объем продуктивной толщи в тыс. м³; С – среднее содержание полезного ископаемого в %; D – объемная масса полезного ископаемого в т/м³.

Логико-вероятностный метод базируется на сходстве прогнозно-поисковых критериев, геологических факторов при сравнении с эталоном. Количественная оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых категории P2 производится по формуле:

$$P_2 = \frac{S_0}{S_э} Z_э \frac{O_{пб}}{O_{эб}}, \text{ тыс. т}$$

где: S₀ и S_э – площади прогнозируемого и эталонного объектов; O_{пб} – сумма относительных баллов прогнозируемого объекта; O_{эб} – сумма относительных баллов эталонного объекта; Z_э – запасы полезного ископаемого эталонного объекта.

На одном из перспективных участков, выделенных на основе геологического строения месторождений того же формационного типа в пределах одного минерагенического поля, осуществлена оценка прогнозных ресурсов формовочных песков по категории P₂.

Используем геолого-статистический метод для прогнозирования формовочных песков на минимальном расстоянии от г. Ижевска. Как указывалось выше, наиболее перспективным районом на пески является Вятский массив. Верхняя часть толщи гляциофлювиальных песков этого массива претерпела золую переработку, благодаря чему пески верхней части разреза обогащены кварцем, что и необходимо для литейного производства.

Выделим прогнозируемый участок в пределах Вятского массива и обозначим его как Чуровской-6 [6]. Географо-экономические условия данного участка недр и эталонного объекта на этом же массиве (Чуровской-1) близкие. Геологические условия залегания формовочных песков на поисковой площади аналогичны эталонному объекту. Временные оценочные кондиции для определения прогнозных ресурсов формовочных песков поискового участка подобны постоянным разведочным кондициям на месторождении Чуровское-1.

При подсчете прогнозных ресурсов VP учитывалась средняя мощность полезной толщи M_{ср}, запасы и площади П 17-ти месторождений/участков вокруг исследуемого участка в пределах одного минерагенического поля. Вскрыша средней мощностью 0,18 м при подсчете не учитывалась.

Средняя мощность полезной толщи песков на разведанных месторождениях по скважинам изменяется от 2,0 до 14,9 м, составляя в среднем 6,92 м. Средние мощности необводненных песков составляют 1,9–9,4 м, в среднем 3,78 м; обводненных – 3,5–11,2 м, в среднем 6,58 м. В целом полные мощности кондиционных песков, удовлетворяющих ГОСТам 2138-91 (Пески формовочные), 8736-93 (Песок для строительных работ), 379-95 (Кирпич и камни силикатные), колеблются от 0,6 до 18,6 м. Таким образом, амплитуда колебаний мощности полезной толщи по скважинам составляет 18 м. По этой причине использование этих показателей нецелесообразно, т.к. значителен разброс – в 7 раз для средних мощностей (2,0–14,9 м) и в 31 раз для полных мощностей (0,6–18,6 м) ввиду холмистого рельефа. Более рациональным представляется усреднение показателей без снижения достоверности, т.е. применение средней мощности полезной толщи M_{ср} как отношение объема (запасов) к площади месторождения (участка).

В расчет принимались балансовые запасы промышленных категорий A+B+C₁ и предварительно оцененные запасы категории C₂.

Формовочные пески являются кварцевыми песками, поэтому руководящим фактором качества является содержание диоксида кремния. На стадии предварительных поисков (при оконтуривании поискового участка) из отобранных 12 проб только 3 пробы (25%) имеют содержание SiO₂ более 90%. Другим важнейшим фактором качества является содержание массовой доли вредных примесей (окислов щелочных и щелочноземельных металлов) – до 2%, только 3 пробы (25%) соответствуют этому требованию. По этой причине коэффициент прогнозных ресурсов можно принять в качестве коэффициента подобия K – 25% (0,25), который положительно характеризует качество полезного ископаемого. Учитывая приуроченность разведанных месторождений и участка недр Чуровской-6 к одному песчаному массиву, считаем целесообразным экстраполировать 25% от средней мощности полезной толщи по месторождениям M_{ср} (6,84 м) на остальную рассматриваемую площадь П.

Учитывая выдержанное пластообразное геологическое строение полезной толщи песков массива, можно вычислить объем прогнозных ресурсов V_р:

$$V_p = M_{cp} \cdot P \cdot K.$$

Прогнозные ресурсы рассчитаем для перспективной площади П 49 084 тыс. м², определенной по геоморфологической, геологической и лесотаксационным картам:

$$V_p = 6,84 \cdot 49\,084 \cdot 0,25 = 335\,734,56 \text{ тыс. м}^3 \cdot 0,25 = 83\,933,64 \text{ тыс. м}^3 \approx 83,9 \text{ млн м}^3, \\ \text{или } 144\,365,86 \text{ тыс. т} \approx 144,4 \text{ млн т.}$$

Используем логико-вероятностный метод.

S₀ – площадь прогнозируемого объекта (Чуровской-6) 49 084 тыс. м²;

S_э – площадь эталонного объекта (Чуровское-1) 277 тыс. м²;

O_{пб} – сумма относительных баллов прогнозируемого объекта;

O_{эб} – сумма относительных баллов эталонного объекта;

Z_э – запасы полезного ископаемого эталонного объекта 2 540 тыс. м³ (4 358,8 тыс. т).

$$P_2 = \frac{S_0}{S_э} Z_э \frac{O_{пб}}{O_{эб}}, \text{ тыс. т}$$

Заменив частное сумм относительных баллов прогнозируемого и эталонного объектов на коэффициент подобия, получим:

$$P_2 = \frac{49084}{277} 2540 \cdot 0,25 = 112521,07 \text{ тыс. м}^3,$$

или 193536,24 тыс. т \approx 193,5 млн т.

Учитывая использование в геолого-статистическом методе большее количество геологического материала, результаты данного метода считаем более достоверными и предлагались к утверждению.

Поскольку предполагаемое наличие кондиционных песков основывается на разведанных аналогичных месторождениях и результатах опробования, рассчитанные прогнозные ресурсы соответствуют категории P_2 [7, 8].

Таким образом, используя коэффициент прогнозных ресурсов (коэффициент подобия) конкретного полезного ископаемого (например, для четвертичных эолово-гляциофлювиальных песков 0,25) можно существенно повысить эффективность поисково-оценочных работ и получить представление о его ресурсах для конкретной территории.

Наиболее доступными, наглядными и эффективными поисковыми предпосылками для прогнозирования эолово-гляциофлювиальных песков являются геоморфологические предпосылки. Как указывалось выше, данные полезные ископаемые имеют яркую выраженность в рельефе в виде разнообразной формы дюн и изометричных холмов. Нередко дюны объединяются в цепи протяженностью в сотни метров. Высота дюн местами достигает 10 м. Крутизна склонов дюн достигает 400. Эти особенности указывают на эоловый генезис верхней генерации песчаных массивов. В ряде случаев (10% известных месторождений) данные пески залегают на нижних речных террасах, что говорит об эоловой переработке верхнечетвертичного аллювия. Здесь эоловые формы выражены наиболее ярко. Они уверенно дешифрируются даже по топографическим картам 25 000-го масштаба. Однако невысокий процент местонахождений говорит лишь о направленности поисковых работ прошлых лет, которые обычно не охватывают водоохранную зону рек, где добыча будет запрещена. Фактически в средней полосе Удмуртии практически все средние реки (Иж, Кильмезь, Вала и др.) и часть малых рек имеют надпойменные террасы с эоловой поверхностью – рельефом континентальных дюн. В остальных случаях – за пределами надпойменных террас выше по склону (46% месторождений) – эоловой переработке подверглись именно гляциофлювиальные пески.

Литература

1. Сергеев А. В., Сергеева В. А. Программа геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы на 2008–2010 гг. по Удмуртской Республике (общераспространенные полезные ископаемые). Ижевск, 2007. 70 с.
2. Сергеев А. В. Проблемы добычи нерудных полезных ископаемых в Удмуртии // Материалы Международной научно-практической конференции «Экологическая геология: научно-практические, медицинские и экономико-правовые аспекты». Воронеж: Изд-во ООО «Воронежпечать», 2009.
3. Сергеев А. В. Проблемы минерально-сырьевой базы Удмуртской Республики // Природно-ресурсный потенциал Республики Татарстан и сопредельных территорий. Казань: Изд-во ТГГПУ, 2007. С. 54–57.
4. Сергеев А. В. Прогнозирование общераспространенных полезных ископаемых на территории Удмуртии // Вестник Удмуртского университета, Сер. Биология. Науки о Земле. Выпуск 1. 2008. С. 115–121.
5. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Часть 4. Оценка прогнозных ресурсов неметаллических полезных ископаемых. СПб, 1989.
6. Сергеев А. В. Отчет о предварительных результатах поисковых работ на формовочные пески в Якшур-Бодьинском районе Удмуртской Республики, выполненных в 2009–2011 гг. Ижевск, 2012. 118 с.
7. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Москва, ГКЗ, 2006. 6 с.
8. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Песок и гравий. Москва, ГКЗ, 2007. 31 с.

**ВЫЯВЛЕНИЕ ДИНАМИКИ ЗОН РАЗРЯДКИ НАПРЯЖЕНИЙ,
ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РАЗРЫВОВ ЗЕМНОГО ВЕЩЕСТВА РАЗНОГО РАНГА***Н. В. Соколова*

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, sona@ipng.ru

**IDENTIFICATION OF DYNAMICS OF THE FRACTURED ZONES,
POTENTIAL RUPTURES OF TERRESTRIAL SUBSTANCE OF THE DIFFERENT RANK***N. V. Sokolova*

Oil and Gas Research Institute of RAS, Moscow, sona@ipng.ru

Социально-экономическая среда, как составная часть природной среды, обязательно взаимосвязана с территориальной составляющей, динамический каркас которой можно представить как единую систему взаимосвязей ортогональных (с люфтом 45°) соподчиненных потоков земного вещества разного ранга. В этой связи одной из важнейших проблем взаимодействия общества с окружающей природной средой является учет непрерывных потоков земного вещества разного ранга и их причинно-следственных связей.

При исследовании непрерывных потоков вещества мы всегда имеем дело с двумя главными противоположными дефинициями: зонами минимальных относительных изменений природы (ЗМОИП) и зонами максимальных изменений, разрядки напряжений, потенциальных разрывов, трещин (ЗРН) разного ранга [1, 2]. На земной поверхности действуют ЗМОИП (с минимумом сноса и минимумом накопления) и ЗРН (с максимумом сноса и максимумом накопления вещества). В земных недрах и в атмосфере также действуют ЗМОИП (с минимумом уплотнения и минимумом разуплотнения) и ЗРН (с максимумом уплотнения и максимумом разуплотнения вещества).

Наиболее опасными для функционирования антропогенных объектов являются ЗРН, а точнее, развивающиеся в них системы современных трещин.

О существовании единой планетарной системы глубинных разломов, например, известно уже давно. Но исследуется она без учета непрерывных потоков земного вещества.

Характер ветвления взаимосвязанных современных (что очень важно!) трещин разного ранга изначально заложен в структуре материала, земной поверхности и пространства в целом. Он может далее видоизменяться в определенных пределах в зависимости от места приложения внешних напряжений, но ранговая структура трещиноватости в нем уже заложена изначально в зависимости от действия системы непрерывных потоков вещества [3].

Возникает насущная необходимость выявления надежных индикаторов трещиноватой структуры земной поверхности, связанной с системой непрерывных потоков. Как показали исследования, такими индикаторами являются реки.

Для функционирования непрерывных потоков, в том числе и рек необходимы важнейшие условия: стимуляция склоновых процессов (приточных систем); подпитка данных потоков веществом в ортогональных плоскостях; возможности внедрения (и прохождения) движущегося в потоке вещества. Все эти условия могут быть выполнены только в зоне трещин. Ни один поток (и река) не может работать без своих противоположных притоков. В зоне трещины может быть обеспечено импульсное понижение базисов эрозии [2]. В зонах сочленения трех трещин (точках бифуркации) развиваются базисы–воронки (прямые и обратные), способствующие подпитке данных потоков веществом в ортогональных плоскостях. Одновременно в связке с прямым (собирающим) потоком в одном русле реки работает на низком уровне более слабый поток (распределяющий) обратного направления. Данное обстоятельство позволяет непрерывным потокам быстро и без особых усилий перестраиваться, менять направление транзитного движения [1].

Поток (материализованное линейное образование) состоит из движущегося в конкретном направлении вещества. ЗРН и современные трещины в них участвуют в процессе формирования русла потока, позволяют движущемуся веществу пройти или задержаться в зависимости от ранга процессов усиления сноса и накопления вещества. В связи с этим формирование современных трещин всегда связано с функционированием системы непрерывных потоков вещества. Трещины могут работать в двух противоположных режимах: раскрытия и закрытия. Поток не может функционировать без раскрывающихся трещин – разрывов, потому что он несет с собой вещество. Если нет возможности не только для внедрения, размещения, но и продвижения этого вещества, то и непрерывного потока быть не может. Поэтому система потенциальных раскрывающихся трещин – необходимое условие для функционирования непрерывных движений разного ранга.

Если рассматривать развитие трещин с учетом непрерывных потоков, то роль их двоякая. Это – разрывы связей разного ранга. При раскрытии трещин создаются разуплотненные зоны. Одновременно трещины, как это ни парадоксально звучит, являются создателями новых связей, нового вещества на другом уровне, когда работают в режиме смыкания, накапливания потенциала для

нового раскрытия. От режима развития трещин зависят ширина разуплотненных зон, границы кластера (объединения закрывающихся трещин конкретного ранга), и, в конечном итоге, структура, форма объекта и его прочностные свойства. Эти противоположно развивающиеся трещины, в свою очередь, позволяют изменяться (в определенных пределах) системе непрерывных флюидных потоков вещества разного ранга.

При выявлении условий функционирования рек становится очевидным, что все эти потоки работают не хаотично, а согласно конкретному алгоритму. При определении данного алгоритма реки должны восприниматься как надежные индикаторы глобальной геодинамической системы непрерывных потоков вещества, а, следовательно, и системы современных трещин разного ранга [3].

Разуплотненные ЗРН – результат развития разновременных трещин (их раскрытия, закрытия, смещения в ортогональных плоскостях). Современные трещины, связанные с динамикой базисов эрозии потоков, модифицируют характер размещения русел рек. Соподчиненные латеральные и вертикальные ЗРН одного ранга, действующие на разных глубинах, отражают блоковую структуру земных недр, развивающихся в условиях непрерывных потоков вещества [2, 3].

Трещины – это динамичные природные линейные образования, способные быстро менять свои размеры в широких диапазонах, обеспечивая тем самым условия для функционирования непрерывных потоков вещества разного ранга. Трещина будет иметь тот же ранг, что и ранг связанного с ней непрерывного потока вещества. Обязательно функционируют узлы сочленения ЗРН. Поэтому каждая современная трещина в пределах ЗРН – совокупность линейно расположенных взаимосвязанных самых низких точек (узлов, базисов эрозии) разного ранга, очень четко дешифрируемая. Процессы раскрывания и закрывания современных трещин осуществляются с понижением базиса эрозии. Только при их смыкании базис эрозии понижается без обновления трещины, а за счет увеличения вертикальной составляющей движений к центру Земли. При раскрывании трещин преобладает горизонтальная составляющая движений (способствующая разуплотнению вещества), а при закрывании – вертикальная (способствующая уплотнению вещества). В паре с процессом понижения базиса эрозии, но чуть со сдвигом во времени работает всегда процесс повышения базиса эрозии за счет усиления сноса вещества и аккумуляции его в наиболее низких местах, к которым и приурочены трещины. И при раскрытии, и при закрытии трещины действуют процессы залечивания ее продуктами сноса, но при смыкании скорости этих процессов больше, чем при раскрытии. У динамики трещин есть свои особенности. На более высоком уровне в момент времени T1 трещина работает на раскрытие (с обновлением), а в следующий момент T2 она должна работать на закрытие, так как того требует другая управляющая трещина более высокого ранга. Получается, что любая трещина работает импульсно: раскрытие – закрытие – раскрытие и т.д. При этом непрерывно работают и процессы усиления сноса и усиления накопления вещества. Такой режим развития трещины способствует стимуляции склоновых процессов, функционированию рек и их приточных систем. Поэтому трещины могут дешифрироваться реками и их притоками [2]. Все трещины обладают памятью (потенциалом) и возможностью обновления (нового раскрытия).

Вследствие действия непрерывных потоков земного вещества в ЗРН развиваются узлы сочленений трех трещин. Из них одна трещина всегда будет более крупного ранга. Ответвление от нее в точке бифуркации – трещина более низкого ранга. Она формируется справа или слева в зависимости от силы приложения развивающейся деформации, геодинамической перестройки. В итоге получается узел сочленения трех трещин. За счет ответвлений формируются связи трещин разного ранга.

При исследовании систем относительно независимых (параллельных) потоков и ортогональных (люфт 45°) к ним притоков оказалось, что данные узлы обозначают сочленения транзитного потока и активного притока к нему. Узел сочленения трещин связан с узлом слияния рек, имеет четкую приуроченность к самой низкой части воронки. Узлы сочленения трещин разного ранга смещаются в ЗРН по латерали и по вертикали, способствуют дыханию Земли. По вертикали они могут развиваться в двух противоположных режимах: углубления воронки (в глубь Земли) и активизации выброса вещества из земных недр. Перемещения таких узлов в плане приводят к усилению напряженности при взаимодействии человека с окружающей природной средой. В настоящее время проводятся обширные исследования достаточно мобильных узлов слияния водотоков.

Значение данной проблемы переформирования узлов слияния рек для человека огромное. В одной из работ Р. С. Чалова [4] отражена, к примеру, динамика смещения узла слияния рек Амура и Уссури в плане, свидетельствующая, что переформирование данного узла затрагивает не только интересы различных отраслей хозяйства, но и государственные интересы в целом.

Функционирует единая матрица ранжирования непрерывных потоков, которая управляет всей системой трещин посредством связи точек бифуркации разного ранга. Один динамически однозначный участок (грань) всегда формируется четырьмя узлами сочленения трещин одного ранга. Только такая закономерность позволяет независимым потокам и их приточным системам развиваться. Две противоположные стороны такого участка формируются двумя относительно незави-

симыми потоками земного вещества, две другие – их приточными системами. Четыре боковые грани и две грани («сверху» и «снизу») соединяются в системе независимых непрерывных потоков вещества в один блок конкретного ранга. Внутри каждого блока определенного ранга развивается центральная область ядра и шесть блоков рангом ниже. Согласно данной матрице, в пределах одного участка более высокого ранга развиваются пять участков более низкого, следующего, ранга. Данная субординация позволяет сохраняться равноправию элементов одного ранга при переходе на разные уровни. Динамика современных трещин (чередование их раскрытия и закрытия), узлов их сочленения связана с динамикой (опусканием и поднятием) базисов эрозии непрерывных потоков вещества. Транзитный поток не может распространяться бесконечно, на его пути формируется барьерная зона, которая заставляет транзитный поток перестраиваться. Она активно осушается или активно переувлажняется, индицирует динамику узла сочленения трещин и ЗМОИП определенного ранга [3].

В общем пространстве Земли имеют место узлы сочленения трещин самого крупного ранга. Если учитывать взаимосвязи таких узлов в пространстве, равноправность элементов структуры одного ранга и характер вращения Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси, то Землю необходимо рассматривать как выпуклый шестигранник. При этом каждая из шести граней сформирована четырьмя взаимосвязанными подобными узлами сочленения трещин одного ранга. Боковые грани этого выпуклого шестигранника: 1) с Южной Америкой; 2) с Африкой и большей частью Индийского океана; 3) с Австралией; 4) с южной частью Тихого океана. «Нижняя» грань, оконтуренная Течением Западных Ветров, – с Антарктидой. «Верхняя» грань – с Евразией, Северной Америкой и северной частью Тихого океана. Границы граней – конкретные современные трещины, они могут быть определены с достаточной точностью выявления линейных объектов. Закономерно, что трещины самого крупного ранга на Земле размещаются в пределах океанов и морей, в самых низких их частях, в зонах действия крупных воронок. В таких условиях территория России не является монолитной территорией, она разделена трещинами 2-го ранга, дешифрируемыми реками: Северной Двиной, Сухоной, Костромой, Волгой, а также р. Дон и связующими потоками, на три части. Эти части, в свою очередь, согласно матрице ранжирования делятся на участки третьего ранга и т. д.

Система взаимосвязанных непрерывных относительно независимых потоков и современных трещин разного ранга на земной поверхности является системой опережающей адаптации Земли. Она позволяет аккумулировать непрерывно поступающее космическое вещество (твердое, жидкое, газообразное) и снимать напряжения при определенном характере движения Земли вокруг Солнца и вокруг своей оси, при развитии внутриземных процессов в условиях аномально высоких давлений и температур. На первый взгляд, такой каркас трещин не способен играть консолидирующую роль при аккумуляции вещества (в том числе из космоса). Однако на самом деле, с учетом действия механизма своевременного залечивания трещин разного ранга такой каркас взаимосвязанных ЗРН (и своеобразных «свай», относительно уплотненных областей в ЗРН) действительно выполняет роль системы адаптации.

Изменения горного и равнинного рельефа, вертикальные, а также латеральные движения вещества тесно связаны с действующими и потенциальными трещинами. Выделяются динамические участки земной поверхности разного ранга. В пределах таких участков развивается система ортогональных взаимосвязанных противоположных притоков к различным транзитным потокам одного ранга. Параметры ЗРН (и современных трещин), оконтуривающих динамические участки земной поверхности, меняются во времени и в пространстве, меняются и сами динамические участки (поднимаются, погружаются или смещаются в пространстве по латерали, при этом уменьшаются (до останца), увеличиваются, вращаются и т. д.).

Трещина одного ранга на всем своем протяжении имеет разную глубину проникновения разрыва. Данное обстоятельство связано с развитием системы непрерывных потоков вещества, с их переходами в ортогональные плоскости, поэтому, когда мы говорим о ранге трещин (границ кластеров), то имеем в виду максимально возможный предел проникновения разрывов (предел раскрытия) в данном направлении. Развитием потенциальной системы трещин пренебрегать нельзя. Трещины относительно низкого ранга, работающие в ЗРН в режиме смыкания, обладают огромным потенциалом для кардинальных перестроек, и они могут быть главными индикаторами будущих изменений природной обстановки.

В ходе многолетнего изучения российских северных рек (Кокшеньги, Тарноги и др.) выявлены особенности развития двух противоположных процессов: усиления меандрирования русла реки и усиления его спрямления. С учетом динамики базисов эрозии эти процессы являются следствием соответствующих других процессов: раскрытия трещины (при увеличении энергетической транзитной нагрузки потока) и закрытия трещины (при уменьшении энергетической транзитной нагрузки потока и в результате действия независимой трещины более крупного ранга). Спрявление русла может происходить только до определенного предела, ибо внутри ЗРН, в барьерной области усиливается действие ЗМОИП, через которую транзитный поток сместиться в ортогональной плоскости не

может. Поэтому далее происходит формирование меандра у противоположного борта ЗРН. Действующая там трещина углубляется и принимает транзитный поток. Процесс усиления меандрирования русла имеет свои пределы, связанные с характером развития ЗРН, динамикой ее границ на данном участке. Если предел раскрытия трещины у одного борта ЗРН достигнут, то данное обстоятельство не позволит меандру непрерывно активно продвигаться в данном конкретном направлении. При дальнейшем усилении транзитной нагрузки это, в свою очередь, приводит к функционированию активного притока (в направлении от противоположного борта ЗРН), пересекающего ЗМОИП в барьерной области, увеличивающего раздробленность ЗРН (достаточно редкий случай, он наблюдается, к примеру, на р. Тарноге), что, в конечном итоге активизирует процесс формирования противоположного меандра.

Таким образом, механизм работы ЗРН включает: резкое раскрытие трещины у одной границы ЗРН, затем ее постепенное смыкание (при этом русло реки, смещаясь к ЗМОИП внутри ЗРН, имеет тенденцию к спрямлению), далее резкое раскрытие трещины у другой, противоположной границы ЗРН (противоположный меандр), затем сужение ЗРН с этой стороны и т. д. Если энергетическая нагрузка потока увеличивается, а предел раскрытия трещины в ЗРН с этой стороны уже достигнут и данная трещина начинает смыкаться, а также пока нет условий для функционирования противоположного меандра, то река формирует новые меандры с меньшей амплитудой в барьерной области. Как показывают исследования, полный цикл поочередного развития двух противоположных максимальных по амплитуде меандров на одном из участков р. Кокшеньги, например, составляет около 80 лет.

Барьерные области являются внутренними частями ЗРН, в их пределах функционируют ЗМОИП определенного ранга, которые индицируют положение своеобразных пористых мембран, относительно уплотненных областей в пределах ЗРН.

Сейсмические исследования подтверждают определенную мембранную внутреннюю структуру разуплотненных зон, наличие в них разломов, трещин и локальных уплотнений (экранов).

Согласно сейсмическим исследованиям, выделяются деструктивные зоны литосферы (ДЗЛ), которые формируются в ее верхней хрупкой части при длительном однотипном напряженном состоянии. Они представляют собой области ее повышенной раздробленности и относительно высокой плотности, интенсивного напряженного состояния, высоких скоростей деформирования среды и контрастных вариаций значений геофизических полей. Являясь наиболее крупными членами масштабной иерархии разломных структур, ДЗЛ включают многочисленные разрывные нарушения (трещины и разломы) и вычлняемые ими блоки широкого спектра форм и линейных размеров. ДЗЛ относятся к нестабильным областям литосферы и представляют собой территории потенциальных природно-техногенных катастроф [5]. В работе [6], в частности, рассматривается формирование пространственной структуры зон нарушений (в том числе основных разломов, трещин и примыкающих к ним более уплотненных зон) в карбонатных коллекторах, влияние их на флюидные потоки.

ЗРН имеют всегда определенную ширину в конкретный момент времени, и она меняется в зависимости от характера непрерывных потоков вещества и режима развития (в частности, поднятия или погружения) узлов современных трещин разного ранга .

По историческому опыту, ЗРН – самые мощные системы сдерживания. Если учитывать латеральную и вертикальную динамику узла, изменение его матрицы (пределов действия ЗМОИП), то решение многих проблем, в том числе и безопасности, упрощается. Заранее можно прогнозировать многие изменения территорий, расчлененных ЗРН (поднимающиеся, погружающиеся (их необходимо рассматривать как самостоятельные процессы со своими наборами индикационных признаков), а также характер раскрытия трещин (возможности локальных землетрясений из-за перестройки узлов в ЗРН) и связанных с ними вторичных процессов изменения природных условий.

В наши дни фиксируется много крупных изменений природной среды, которые связаны с геодинамическими перестройками, и они уже угрожают функционированию целых государств. Поэтому проблема выявления динамики ЗРН разного ранга и учета их в хозяйственной деятельности будет со временем все более и более актуальной.

Литература

1. Орлов В. И. Динамическая география. М.: Научный мир, 2006. 594 с.
2. Соколова Н. В. О геодинамических аспектах антропогенной геоморфологии // Антропогенная геоморфология: наука и практика: материалы XXXII Пленума геоморфологической Комиссии РАН. Белгород, 2012. С. 347–349.
3. Соколова Н. В. Роль флюидных потоков в геодинамических перестройках. Saarbrücken (Deutschland): LAP Lambert Academic Publishing, 2013. 151 с.
4. Чалов Р. С. Амуро-Уссурийский водный узел: клубок проблем экономических, экологических, политических // СТАТУС-КВО. Диалог. 2005-05-10. www. http://statusquo.ru/687/article_798.html/.

5. Шерман С. И. Деструктивные зоны литосферы Центральной Азии и их активизация на современном геодинамическом этапе // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: Материалы Всеросс. совещания и молодежной школы по современной геодинамике. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т.2. С. 91 – 93.

6. Wennberg O. P., Logstein J. I., Hashemi N. Fluid Flow Effects of Faults in Carbonate Reservoirs, an Example from the Kharyaga Field, Russia // 3rd Intern. EAGE Conf. on Fault and Top Seals – From Characterization to Modelling. Montpellier (France), 1–3 October 2012. [Montpellier], 2012. P. 15.

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНОВ ДОБЫЧИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Е. Н. Харченко

Нежинский государственный университет имени Николая Гоголя, Нежин, Украина,
helena72@ukr.net

ENVIRONMENTAL RESEARCH AREAS GEOMORPHOLOGIC HYDROCARBON PRODUCTION

E. N. Kharchenko

Nizhynsky State University named after Nikolai Gogol, Nizhyn, Ukraine, helena72@ukr.net

Важной проблемой современной геоморфологии является научное обоснование допустимых норм вмешательства человека в природу (в частности, в геоморфосферу), прогноз и оценка последствий трансформации форм рельефа разного генезиса и рельефообразовательных процессов, а также влияния геоморфосферы на человека и его жизнедеятельность.

В районах добычи углеводородов вследствие хозяйственной деятельности наблюдается процесс возникновения, углубления и накопления техногенных изменений свойств всех литогенных компонентов (рельефа, рельефообразовательных отложений и процессов). Эти изменения приводят к образованию опасного экологического состояния геоморфосферы, что обусловлено проявлением и катастрофической активизацией совокупности опасных процессов и явлений, которые выводят (или будут выводить в будущем) геоморфосферу из равновесия и наносят значительный ущерб.

Добыча нефти и газа не связана с изъятием горных пород. В процессе бурения и добычи углеводородов используют различные химические реагенты, которые растворимы в воде. Эти вещества являются главными источниками техногенных изменений гидрогеологических систем и окружающей среды. Вполне естественно, что наиболее резко эти изменения проявляются в пределах самих нефтяных и газовых месторождений, но часто техногенез охватывает значительную часть других площадей и даже весь нефтегазоносный бассейн. Как правило, изменения распространяются на все компоненты окружающей среды в целом и на рельеф в частности. Поэтому дальнейшее углубление и расширение геоморфологических исследований с целью решения геоэкологических проблем в районах добычи углеводородов является актуальной задачей.

Объектом нашего исследования являются природно-антропогенные геоморфосистемы, изменяющиеся под влиянием хозяйственной деятельности человека. Геоморфосистемы характеризуются наличием внутренних и внешних связей между подсистемами, осуществляемых в виде вертикальных и горизонтальных потоков вещества и энергии. Потоки вещества и энергии, которые образовались в результате горнодобывающей деятельности, определяют транзит, проникновение техногенных элементов вглубь природных комплексов и изменение свойств не только отдельных компонентов, но и геоморфологических систем в целом.

На состояние геоморфосистем значительное влияние оказывают показатели естественного и экологического состояния окружающей среды. К показателям естественного состояния следует относить — рельефообразовательные отложения, генетические категории рельефа, морфологические свойства рельефа, морфодинамические процессы, грунтовые разновидности, гидрометеорологические показатели и т. д. К показателям экологического состояния — качество поверхностных вод (виды загрязнений, чистота воды по классам, источники загрязнений), загрязнение почвенного покрова; загрязнение атмосферного воздуха (источники выбросов, состав выбросов), суммарные показатели загрязнения.

Исследования проводились в рамках Прилуцкого нефтепромышленного района, который в административном отношении охватывает территорию Варвинского, Прилуцкого, Сребнянского и Талалаевского районов Черниговской области. Площадь района исследования — 3945 км².

При проведении эколого-геоморфологических исследований применены следующие группы методов: общенаучные методы (системный подход, анализ, синтез), которые стали основой фор-

мирования концептуальной схемы (алгоритма) исследований; комплексный геоморфологический анализ, с помощью которого установлены морфоструктурные, морфоскульптурные и динамические свойства рельефа геоморфосистем, сформированных в результате взаимодействия эндогенных, экзогенных и антропогенных рельефообразовательных факторов; морфоструктурные, которые позволили установить закономерности геолого-тектонического строения в рельефе; морфометрические, которые стали основой для качественной и количественной характеристики рельефа и определения геоморфологических предпосылок миграции загрязняющих веществ (табл. 1); картографические, которые стали одним из главных приемов исследований и иллюстрации полученных результатов; использование ГИС-технологий – обеспечение высокого уровня достоверности.

Таблица 1

**Возможности морфометрического анализа
для определения геоморфологических предпосылок миграции загрязняющих веществ**

Объект исследования	Результат исследования
Общий план и конфигурация речной сети:	Анализ участков гидросети ⇒ выявление зон трещиноватости и разрывных нарушений.
1. Порядок долин и водоразделов Угол наклона продольного профиля ⇒ среднее значение ⇒ причины отклонения от среднего значения ⇒ карты типов бассейнов (для бассейнов 3–4-го порядка).	Степень горизонтального расчленения рельефа.
2. Базисные поверхности различных порядков.	2. Поверхность, к которой мигрируют загрязняющие вещества; яруса миграции. Базисные поверхности различных порядков ⇒ перераспределение загрязняющих веществ. Чем выше порядок базисной поверхности, тем возможность накопления больше.
3. Углы наклона базисных поверхностей.	Сравнительный анализ рельефа некоторых территорий ⇒ степень территориального сходства в целом и отдельных элементов.
4. Остаточная поверхность.	Ареалы накопления и выноса загрязняющих веществ. Область выноса для долин соответствующего порядка и область эрозии и аккумуляции, степень участия литологического состава пород в рельефообразовании.
5. Вершинная поверхность.	Область выноса.
6. Углы наклона вершинных поверхностей.	Пути миграции.
7. Гониобазиты и гониогипсобазиты.	Выявление разрывных тектонических нарушений – ареалов выноса загрязняющих веществ.

Оценка загрязнения почвенного покрова проводилась по методике В. М. Гуцуляка [1]. При расчете суммарного загрязнения почвенного покрова был использован метод балльных оценок.

В тектоническом отношении район исследования охватывает территорию Удайско-Сульского сегмента Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), а именно Удайскую седловину и западную часть Лохвицкой депрессии – Сребненский прогиб.

Формирование морфоструктурных особенностей территории связано с неотектоническим этапом развития. Изменение суммарных амплитуд неотектонических движений наблюдается в северо-западном направлении. Неотектонические зоны контролируют северо-западное простираие разрывных нарушений и связанных с ними локальных структур. Доминирующими для этого района являются разрывные нарушения северо-западного простираия, кроме этого, выявлены нарушения северо-восточного направления. Очевидно, что такое распределение разрывных нарушений показывает определенную зональность, связанную с особенностями тектонического развития региона в целом, мощностью отложений и тектонической активностью локальных структур. Выделенные зоны разрывных нарушений являются совокупностью одинаково ориентированных и близлежащих друг к другу нарушений.

Таким образом, разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простираия образуют «каркас» тектонической структуры района исследования.

В пределах района исследования находятся 22 нефтяных месторождения, 246 скважин по добыче нефти и 23 скважины по добыче газа, эксплуатируется 622 артезианские скважины.

В процессе поисков, разведки, разработки, транспортировки, хранения и переработки нефти и газа возникает целый ряд экологических проблем, обусловленных вредным воздействием объектов нефтегазовой отрасли на окружающую среду.

Технологический процесс добычи нефти и газа является многостадийным. Каждая стадия освоения месторождения имеет свои особенности и характеризуется своеобразным воздействием на геологическую среду, рельеф, воздушную среду, водную среду, почву, растительный и животный мир. В результате хозяйственной деятельности в пределах данной территории произошло и происходит определенное нарушение геоморфосистем. Естественное нарушение геоморфосистем

малозаметное, техногенное нарушение – это результат бурения скважин. С целью определения величины техногенного нарушения геоморфосистемы был рассчитан коэффициент нарушенности (отношение общего объема выбуренной горной породы к объему месторождений $\times 100\%$).

Рассчитанный коэффициент нарушения геоморфосистемы составляет 4,77%. Эта цифра очень мала, и если объемы буровых работ не будут увеличиваться, то нарушение геоморфосистемы не приведет к трагическим последствиям, однако такое нарушение может вызвать проникновение загрязняющих веществ на значительную глубину и может привести к загрязнению водоносных горизонтов.

Нефтегазодобывающие и перерабатывающие предприятия региона являются крупнейшими загрязнителями атмосферного воздуха, на них приходится 79,6% от всех выбросов вредных веществ по региону. Среди выбросов этих предприятий преобладают легкие углеводороды – 44,39%, углеводороды без летучих органических соединений – 23,35%, окись углерода – 21,3%, соединения азота – 8,83%.

По данным Прилуцкой метеостанции нами был рассчитан метеорологический потенциал очищения атмосферы (МПА) г. Прилуки, он составляет 0,5, что свидетельствует о благоприятных метеорологических условиях по рассеиванию загрязнителей в атмосфере. Высокая способность атмосферы к самоочищению свидетельствует о большей нагрузке на другие природные компоненты или на территориально отдаленные регионы.

В определении степени загрязнения всех компонентов окружающей природной среды, и почвы в частности, главным методом является геохимическое картирование, которое позволяет получить информацию о распределении загрязняющих веществ. Сущность такого картирования заключается в опробовании грунта с равномерной сетью и определении содержания химических элементов, сравнении полученных результатов с предельно допустимыми концентрациями (ПДК) и выделении техногенных литохимических аномалий.

На полевом этапе исследований было отобрано 80 проб почвенного покрова, в которых определено содержание 15 химических элементов (загрязняющих веществ): I класса токсичности – As, Hg, Pb, Cd; II класса токсичности – Cu, Co, Mo; III класса токсичности – V, W, Sr; и других загрязнителей – ДДТ, атразина, нефтепродуктов, фенолов, ацетона. Опыт экологических исследований свидетельствует о том, что характерными загрязнителями для почв нефтепромышленных районов есть такие вещества: нефтепродукты; фенолы, тяжелые металлы (Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, V), азотные соединения (ионы нитрата и аммония).

Наличие в почвенном покрове нехарактерных для нефтепромышленных объектов загрязняющих веществ, таких как ДДТ, атразин, ацетон, As, Hg, Mo, W, Sr, можно объяснить интенсивным сельскохозяйственным освоением территории. Максимальная концентрация загрязняющих веществ концентрируется в нижней части генетического горизонта почв, на глубинах 10, 20, 30 см, где накапливается 2–3 ПДК того или иного токсического химического элемента. Пространственное распределение химических загрязнителей обнаруживает тесную связь их аномалий с контурами различных типов почв и геоморфологических элементов рельефа.

По каждому элементу с помощью программных средств ГИС были построены картосхемы загрязнения почвенного покрова и картосхема суммарного загрязнения почв.

Выполнена содержательная интерпретация полученных результатов для определения перечня приоритетных эколого-геоморфологических проблем в рамках Прилуцкого нефтепромышленного района. На основе расчетов выделены группы участков по степени техногенных трансформаций геоморфосистемы, а именно: незначительных (V составляет менее 1,5), умеренных ($V = 1,5–3,0$), значительных ($V = 3,0–6,0$) и критических (V более 6,0).

В пределах участков первой группы не наблюдается воздействие горнодобывающей промышленности. Для второй группы характерна умеренная степень трансформации геоморфосистем, в их пределах наблюдаются незначительные изменения свойств геоморфосистем, связанные с функционированием предприятий по разведке, эксплуатации месторождений. Третью группу составляют участки со значительной степенью трансформации геоморфосистем и смежных с ними компонентов, для которых характерно огромное количество промышленных отходов. Участков с критическими техногенными трансформациями не обнаружено.

С целью изучения предпосылок миграции загрязняющих веществ построена серия морфометрических карт, в частности карты энергии рельефа (вертикального расчленения) и интегрального коэффициента расчленения рельефа.

Детальное изучение возможностей морфометрии позволило высказать предположение о том, что с помощью морфометрических показателей можно выявить ареалы накопления и области выноса, пути миграции загрязняющих веществ. Для установления зависимости между показателями загрязнения почвенного покрова и техногенными элементами (нефтепродуктами, фенолами, Cd, Pb, Cu, Co, V, W, Sr, As, Hg, Mo, атразина, ацетоном и ДДТ) и морфометрическими характеристиками

рельефа (минимальными и максимальными высотами, энергией рельефа и интегральным коэффициентом расчленения рельефа) был проведен корреляционный анализ.

Результаты корреляционного анализа не подтвердили предположение о том, что наиболее приподнятые участки будут служить областями выноса загрязняющих веществ, а опущенные участки, наоборот, областями аккумуляции загрязнителей. Существует слабая связь между характеристиками рельефа и показателями загрязнения почвенного покрова. Максимальное значение коэффициента корреляции 0,3–0,4.

Оценка роли активных разломов в распределении проявления экзогенных рельефообразовательных процессов и их активизации, распределении ареалов накопления загрязнителей является одной из важнейших задач при исследовании геоморфогенеза. Это связано с тем, что в пределах разломов значительно снижается устойчивость и безопасность использования сельскохозяйственных земель и инженерных сооружений, а возникновение природных и природно-техногенных чрезвычайных ситуаций в зонах разломов на 90% выше по сравнению с соседними слабо разрозненными территориями [2].

В пределах района исследований линеаменты проявляются по-разному, в зависимости от тектонико-ландшафтных особенностей районов. В районах развития денудационного рельефа (Полтавская равнина) в одних случаях фиксируются вытянутые на большие расстояния геоморфологически выраженные уступы в рельефе, в других – полосы линейно вытянутых аномалий ландшафта, четко очерченные на фотоснимках резким изменением плотности фотофона от светлого до темного, а также прямолинейностью участков современных бессточных и погребенных долин, где главными индикаторами линейных аномалий геоморфосферы выступают барьеры механической дифференциации минерального и органического вещества, превращенные геохимическими процессами.

В районах преимущественно аккумулятивного рельефа (Яготинская равнина) линеаменты проявляются путем выражения границ, которые разделяют элементы рельефа и при этом образуют вытянутые на большие расстояния прерывистые полосы аномалий ландшафта. При этом нередко один край полосы имеет четкие контуры, а другой – расплывчатые, постепенно расширяясь в сторону регионального уклона местности. В такой форме линеаменты отождествляются с региональными глубинными разломами, которые ограничивают западный край грабена ДДВ.

Исследование возможного механизма передачи некоторых черт глубинных структур на земную поверхность позволяет сделать вывод о том, что эта передача осуществляется путем механической дифференциации земной поверхности, в процессах дифференциации минерального вещества и связанных с ними геохимических преобразований, имеющих глубинное происхождение.

В пределах района исследования выделены зоны, характеризующиеся резкой дифференциацией новейших и современных движений. Они прослеживаются вдоль доминирующих в этом районе северо-западных разрывных нарушений и связанных с ними локальных структур. Кроме того, в ландшафтах выражены разрывные нарушения северо-восточного направления, которые не всегда фиксируются геофизическими работами.

Такое несоответствие между степенью выраженности в строении ландшафта и амплитудами данных тектонических швов объясняется активизацией разломов во впадине. Тектонические линии северо-восточного простирания пересекают все другие и обуславливают не появление новых структурных форм, а их осложнения.

Анализируя карты загрязнения почвенного покрова, мы заметили четкую ориентацию ареалов загрязнения с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад, которые совпадают с основным направлением разломов. Для подтверждения возможной связи ареалов концентрации загрязняющих веществ с активными разломами была построена картосхема, на которой ареалы загрязняющих веществ были оконтурены прямыми линиями.

Далее, с помощью программных средств ГИС, был подсчитан показатель плотности линеаментов в разрезе 1875 трапеций площадью 2 км. Для этого листы топографической карты масштаба 1:100000 были разделены на 625 таких трапеций, в рамках которых и определялись значения этих показателей. Следующим этапом было построение картосхемы плотности линеаментов. Максимальная плотность линеаментов приурочена к активным разломам, которые выделены по геолого-геоморфологическим данным.

Наложение карты суммарного загрязнения, плотности линеаментов и активных разломов доказало существование прямой зависимости между ареалами наибольшей концентрации загрязняющих веществ и активными разломами: они накладываются.

Геоморфологический анализ районов добычи углеводородов с целью решения геоэкологических проблем базируется на всестороннем изучении морфоструктурных, морфоскульптурных и динамических свойств рельефа естественно антропогенных геоморфосистем, которые сформировались в результате взаимодействия эндогенных, экзогенных и антропогенных рельефообразовательных факторов.

Литература

1. Гуцуляк В. М. *Ландшафтна екологія: Геохімічний аспект: навч. посіб.* / В. М. Гуцуляк. – Чернівці : Рута, 2002. -272 с.
 2. *Разломная тектоника и нефтегазоносность Украины* / Г. Н. Доленко. С. А. Варичев, В. В. Колодий и др.; отв. ред. Г. Н. Доленко. – К. : Наук. Думка, 1989. – 116 с.
-

СЕКЦИЯ 3
НОВЫЕ ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ:
ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ, ДИСТАНЦИОННОЕ
ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМЛИ И АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ,
ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА

РЕЛЬЕФ РЕЧНОГО БАССЕЙНА: ВОЗМОЖНОСТИ АНАЛИЗА ПО ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

В. Ю. Абакумова

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, faith-sh@mail.ru

RIVER BASIN RELIEF: DIGITAL ELEVATION MODEL RESEARCHES

V. Y. Abakumova

Institute of natural resources, ecology and cryology SB RAS, Chita, faith-sh@mail.ru

На процессы формирования речного стока большое влияние оказывает рельеф бассейна реки. Это влияние можно условно разделить на косвенное и прямое. Косвенно рельеф воздействует на выпадение атмосферных осадков, испарение влаги, температурный режим почвы и воздуха. Непосредственно зависят от рельефа процессы стекания воды по поверхности и в толще грунтов, а также процессы перераспределения влаги между поверхностной и грунтовой составляющими речного стока. Территориальные особенности этих процессов определяются соотношением в строении рельефа горизонтальных поверхностей и склонов, и их характеристиками. В конечном итоге возникает необходимость выделения в бассейне однородных территориальных единиц с различными типами гидрологических процессов, которые в дальнейшем можно использовать при гидрологическом моделировании.

В последнее время в геоморфологических исследованиях широко применяются цифровые модели рельефа (ЦМР). Одним из самых популярных источников данных для построения ЦМР являются данные радиолокационных измерений, выполненных в рамках проекта Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM). В свободном доступе находится матрица высот с размером ячейки 3". Точность ЦМР, построенной по этим данным соответствует топографическим картам масштаба 1:100 000 – 1:200 000 [1]. Тем не менее, используя различные методы интерполяции можно уменьшить размер ячейки с исходных 90 м (3") до 30 м (1") без существенной потери точности ЦМР [2].

В данной работе проводился анализ рельефа и речной сети бассейна р. Карповки, притока р. Чита (Забайкальский край) с использованием растровой ЦМР, построенной на основе данных SRTM версии 4.1. Обработка данных и различные вычисления выполнялись в среде бесплатной программы Terrain Analysis System (TAS) GIS. В результате перехода в систему координат UTM и преобразований методом билинейной интерполяции, размер ячейки составил 50 м. Бассейн р. Карповки (площадью 123 км²) расположен в южной части Читино-Ингодинской впадины. Наиболее важными характеристиками рельефа являются географическое положение и гипсометрия, уклон поверхности, а также частота смены положительных и отрицательных форм рельефа, степень контрастности рельефа [3]. Основное представление о рельефе изучаемого бассейна можно получить из табл. 1.

Таблица 1

Некоторые параметры рельефа бассейна р. Карповка

Абс. высота, м	Доля площади, %	Уклон, градусы	Доля площади, %	Экспозиция склона	Доля площади, %
650–700	11	0–2	17	С	6,3
700–750	12	2–4	17	СВ	5
750–800	8	4–8	34	В	5
800–850	10	8–15	27	ЮВ	10
850–900	11	15–35	5	Ю	18
900–950	13	более 35	0	ЮЗ	18,5
950–1 000	14			З	20,3
1 000–1 050	5,3			СЗ	16,2
1 050–1 100	11			нет (угол менее 1°)	0,7
1 100–1 300	6				

По распределению высот можно сделать вывод о недостаточной эрозионной выработанности бассейна, и большой интенсивности протекающих в настоящее время эрозионных процессов. Треть

бассейна занимают плоские и очень пологие поверхности (с уклоном до 4°), которые находятся в устьевой части бассейна, расположенной в пределах выровненного днища долины р. Чита и в долине самой реки. Пологие поверхности (с уклоном $4-8^\circ$) характерны для вершин водоразделов и подошв склонов, средние и крутые (имеющие уклон свыше 8°) – для склонов водоразделов. С уклоном связана растительность и распространение наледей [4]. Для слабо наклонных участков (уклон менее 4°) характерна травянистая растительность, для пологих участков (уклон $4-8^\circ$) – травянистая и редкая древесная растительность, для участков с уклоном $8-15^\circ$ – древесная растительность (с преобладанием сосны), для крутых скалистых участков (уклон более 15°) – разреженная древесная растительность. Наледи располагаются на участках с небольшим уклоном: в долине реки, в местах слияния водотоков, в истоках водотоков.

Для более детального изучения рельефа бассейна были выбраны два параметра, характеризующие каждую ячейку относительно окружающих ее ячеек. Для каждого из них (а также для многих других) необходимо определить количество ячеек (диаметр окружения), соседствующих с данной ячейкой, которые будут вовлечены в вычисления. От диаметра окружения зависит размер выделяемых элементов рельефа. Чем он меньше, тем более мелкие элементы он выявляет. Диаметр окружения находят, опираясь на особенности рельефа, полученные из различных источников: полевых исследований, топографических карт. Также для определения диаметра окружения можно предварительно построить поперечный профиль, и по нему выделить размеры искомых элементов. Или наоборот, подбором диаметра выделять элементы рельефа разной размерности.

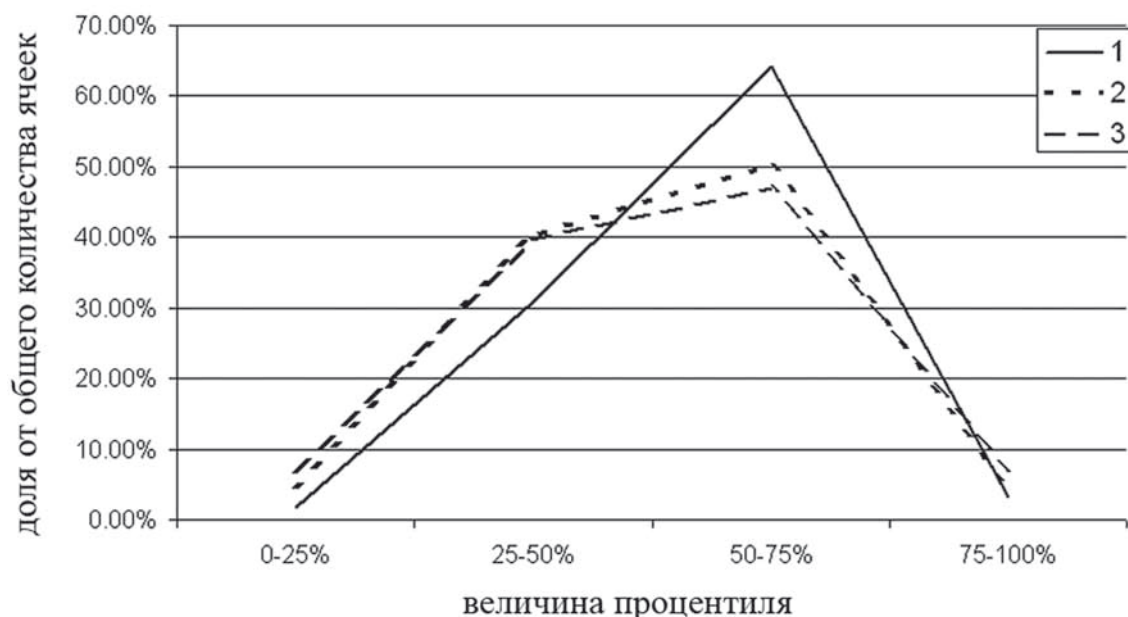
Использование фильтра, вычисляющего процентиль (Percentile Filter), позволило получить распределение высот окружения каждой ячейки. При этом для каждой ячейки определяется доля ячеек (в %) с высотой ниже высоты данной ячейки. Задавая различный размер (диаметр) окружения и пороговые значения для процентиля можно выделять долины рек, склоны и вершины хребтов, их расположение и конфигурацию для водосборов разной размерности. В данной работе применялись следующие значения процентиля: 0–25% для днищ долин, 25–50% для нижних частей склонов, 50–75% для верхних частей склонов и 75–100% для вершин водоразделов (рис. 1).

Чем больше диаметр окружения, тем больше ячеек относятся к днищам долин и вершинам водоразделов, и меньше ячеек принадлежит к склонам. Причем, эти изменения при переходе диаметра окружения от 250 м к 450 м более явные, чем при переходе от 450 м к 650 м.

Также был вычислен локальный рельеф (разница между максимальным и минимальным значением высоты) при тех же величинах диаметра окружения (рис. 2).

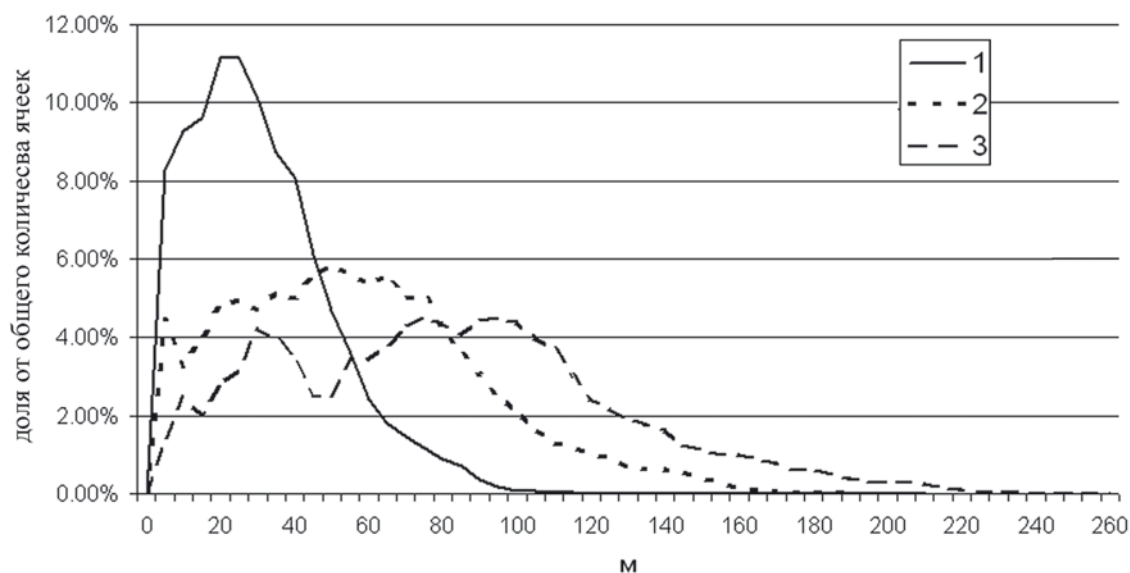
Чем больше диаметр окружения, тем более равномерно распределяются значения локального рельефа, происходит сглаживание небольших неровностей и выявляются более крупные формы рельефа. На полученных картах видно, где происходит максимальный (крутые участки местности, склоны) и минимальный перепад высот (выровненные участки в долинах или на вершинах водоразделов) и как он меняется в зависимости от диаметра окружения.

Далее по топографическим картам масштаба 1 : 100 000 была рассмотрена речная сеть бассейна совместно с полученными результатами. Отмечается сильная неравномерность речной сети: все постоянные водотоки первого порядка находятся в верховьях бассейна на площади, занимающей примерно половину бассейна. Здесь же распространено ежегодное образование наледей. Эта часть



Величина диаметра окружения: 1 – 250 м, 2 – 450 м, 3 – 650 м

Рис. 1. Изменение процентиля в зависимости от диаметра окружения



Величина диаметра окружения: 1 – 250 м, 2 – 450 м, 3 – 650 м

Рис. 2. Изменение локального рельефа в зависимости от диаметра окружения

бассейна является наиболее поднятой, значительную долю занимают водораздельные пространства, где наибольшее количество снеговых осадков и наибольшая продолжительность их залегания во всем бассейне. Широкие и пологие вершины и верхние участки склонов водоразделов способствуют просачиванию влаги в подземные горизонты, препятствуют быстрому стеканию осадков, увеличивают водосборную площадь водотоков. Нижние части и подошвы склонов относительно короткие и крутые, а водотоки имеют довольно большой врез. Склоны здесь преимущественно западного направления (включая северо-западные и юго-западные), что влияет на внутригодовое распределение осадков. В Забайкалье водоразделы и склоны северной и северо-западной экспозиции имеют больше снеготпасов, чем восточные и юго-восточные [5]. Таким образом, здесь сложились благоприятные условия для образования водотоков, и происходит формирование большей части стока реки, как поверхностного, так и грунтового.

В средней части бассейна вершины водораздельных хребтов не такие широкие, а их склоны имеют наибольшие уклоны. Водотоков очень мало, они короткие и большинство из них временные. Значит, они не обеспечены устойчивыми источниками питания, а речному стоку присущи большие годовые колебания. Основу их стока составляет сезонный поверхностный сток, формирующийся во время интенсивных летних дождей. Большие уклоны, каменистые осыпи, участки скал, не покрытые растительностью, способствуют быстрому стеканию выпадающих атмосферных осадков, особенно ливневых.

Нижняя часть бассейна (с небольшими озерами и заболоченностью), расположена в долине р. Читы. Здесь протекает только сама р. Карповка, в которую не впадает ни один приток. В этой части, характеризующейся самыми плоскими участками, сложились еще менее благоприятные условия для формирования водотоков. Небольшие понижения, обширные плоские и слабо пологие пространства способствуют тому, что осадки испаряются или проникают в почву. Чем ближе к устью, тем большую роль в речном стоке играет разгрузка грунтового стока, и тем меньше модуль поверхностного стока. В межень происходит редукция стока, т. е. уменьшение от истоков к устью. Можно также предположить влияние р. Чита, которое заключается в разгрузке грунтового стока в межень и пополнении его при половодьях.

Литература

1. Карионов Ю. И. Оценка точности матрицы высот SRTM. Геопрофи: электронный журнал. 2010. №1. С. 48–51. http://www.geoprofi.ru/technology/Article_4542_10.htm
2. Chaiyapon Keeratikasikorn, Itthi Trisirisatayawong. Reconstruction of 30m DEM from 90m SRTM DEM with bicubic polynomial interpolation method. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Vol. XXXVII. Part B1. Beijing 2008. P. 791–794.
3. Рычагов Г. И. Общая геоморфология: учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. 416 с.
4. Марков М. Л., Беренсен А. К. О формировании наледных полей и их влиянии на гидрологический режим рек. Вопросы гидрологии суши: Докл. конф. молодых ученых и специалистов. Л.: ГГИ, Гидрометеоздат, 1988. С. 172–177
5. Осокин И. М. География снежного покрова востока Забайкалья. Записки Заб. фил. ГО СССР. Вып. 33. Чита: Изд-во Заб. фил. ГО СССР, 1969. 192 с.

ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

И. Ю. Андреева, И. В. Землянов, О. В. Горелиц, А. Е. Павловский, Е. Ю. Шикунова
Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, г. Москва,
lynx-inga@rambler.ru, eshikunova@gmail.com

DIGITAL ELEVATION MODELS FOR THE PURPOSES OF WATER RESOURCES MONITORING

I. U. Andreyeva, I. V. Zemlyanov, O. V. Gorelits, A. E. Pavlovski, E. U. Shikunova
State Oceanographic Institute N.N. Zubova, Moscow, lynx-inga@rambler.ru, eshikunova@gmail.com

Введение

В процессе эксплуатации водохранилищ меняются их морфометрические и морфологические характеристики. Для управления водными ресурсами необходимы: подробная информация о современном состоянии водохранилищ, понимание основных тенденций и закономерностей их формирования, разработка методов анализа, моделирования и прогнозирования морфологических изменений. Решение таких задач становится возможным благодаря использованию геоинформационных технологий и методов геоинформационного анализа.

С 2008 г. в ФГБУ «ГОИН» были созданы цифровые модели рельефа (ЦМР) для десяти водохранилищ: Угличского, Горьковского, Волгоградского, Клязьминского, Икшинского, Пестовского, Пяловского, Химкинского, Учинского и Вазузского. Была разработана методика определения современных морфометрических характеристик водохранилища, включающая проведение комплекса промерных работ, анализ геопространственной информации (картографических материалов и данных дистанционного зондирования Земли) и создание ЦМР [1].

Стандартный подход к анализу изменения морфометрических характеристик на основе сравнения современных значений с проектными представляется недостаточно полным, т.к. в Правилах использования водных ресурсов водохранилищ представлен ограниченный набор данных. Наиболее интересен комплексный анализ морфометрических и морфологических характеристик с использованием разновременных ЦМР, созданных для одной и той же акватории.

Такой подход был реализован для участка акватории Вазузского водохранилища, которое является водохранилищем долинного типа (рис. 1). Оно образовано в результате подпруживания р. Вазузы и её притоков – рек Осуга, Касня, Гжать и Яуза – по их руслу. Работы по проектированию водохранилища были начаты в 60-х гг., а заполнено водохранилище было в 1977–1978 гг. По данным работ ФГБУ «ГОИН» в 2011–2012 гг. площадь зеркала Вазузского водохранилища при НПУ

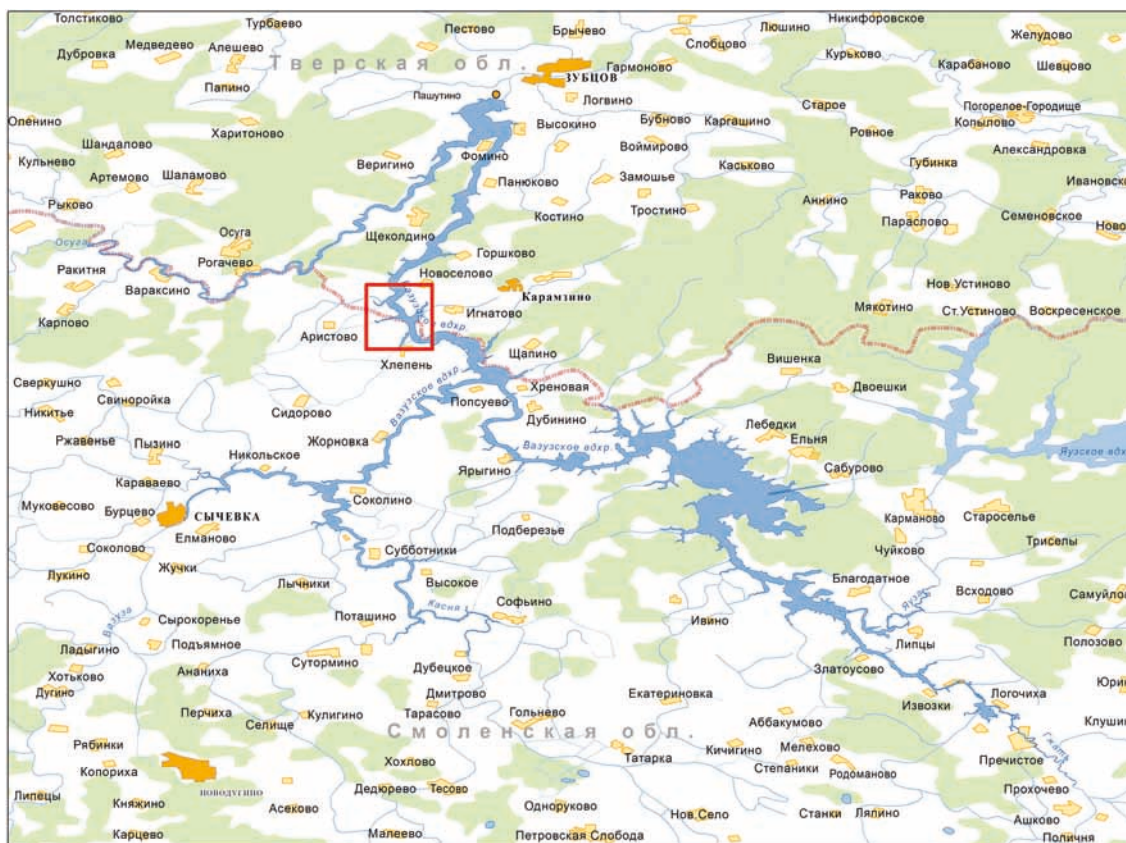


Рис. 1. Географическое положение Вазузского водохранилища

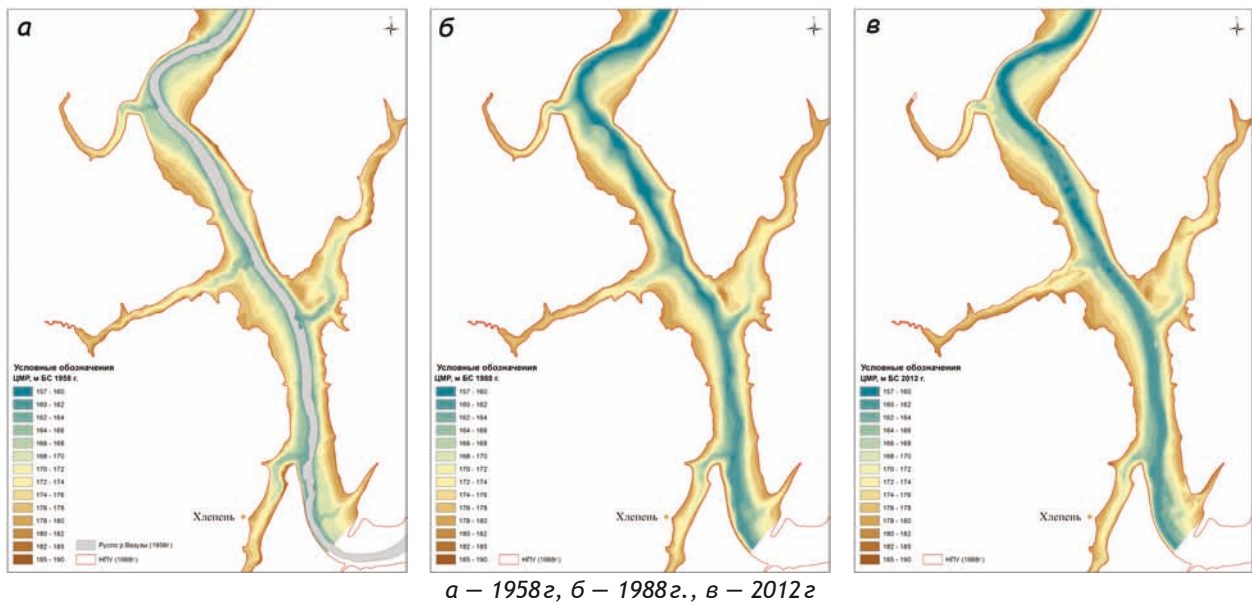


Рис. 2. Цифровые модели рельефа исследуемого участка Вазузского водохранилища

(180,25м БС) составляет 106 км², полный объем – 0,54 км³. Общая протяженность водохранилища, включая участки основных притоков, по уточненным данным составляет 225 км, максимальная глубина зафиксирована при проведении промерных работ вблизи плотины Зубцовского гидроузла и равняется 39 м. Максимальная ширина водохранилища превышает 4,5 км.

Протяженность исследуемого участка – 5 км, он расположен вниз по течению от моста у д. Хлепень (рис. 1). На данном участке Вазузское водохранилище принимает пять притоков, самые крупные из которых – р. Городня (левый берег) и р. Смородинка (правый берег).

Технология работ

ФГБУ «ГОИН» в 2011–2012 гг. проводил промерные работы на Вазузском водохранилище. Работы выполнялись с использованием промерного комплекса, включающего эхолот, спутниковый приемник и персональный компьютер. Общая длина промерных галсов по всему водохранилищу составила 740 км. На исследуемом участке были проведены наиболее подробные промерные

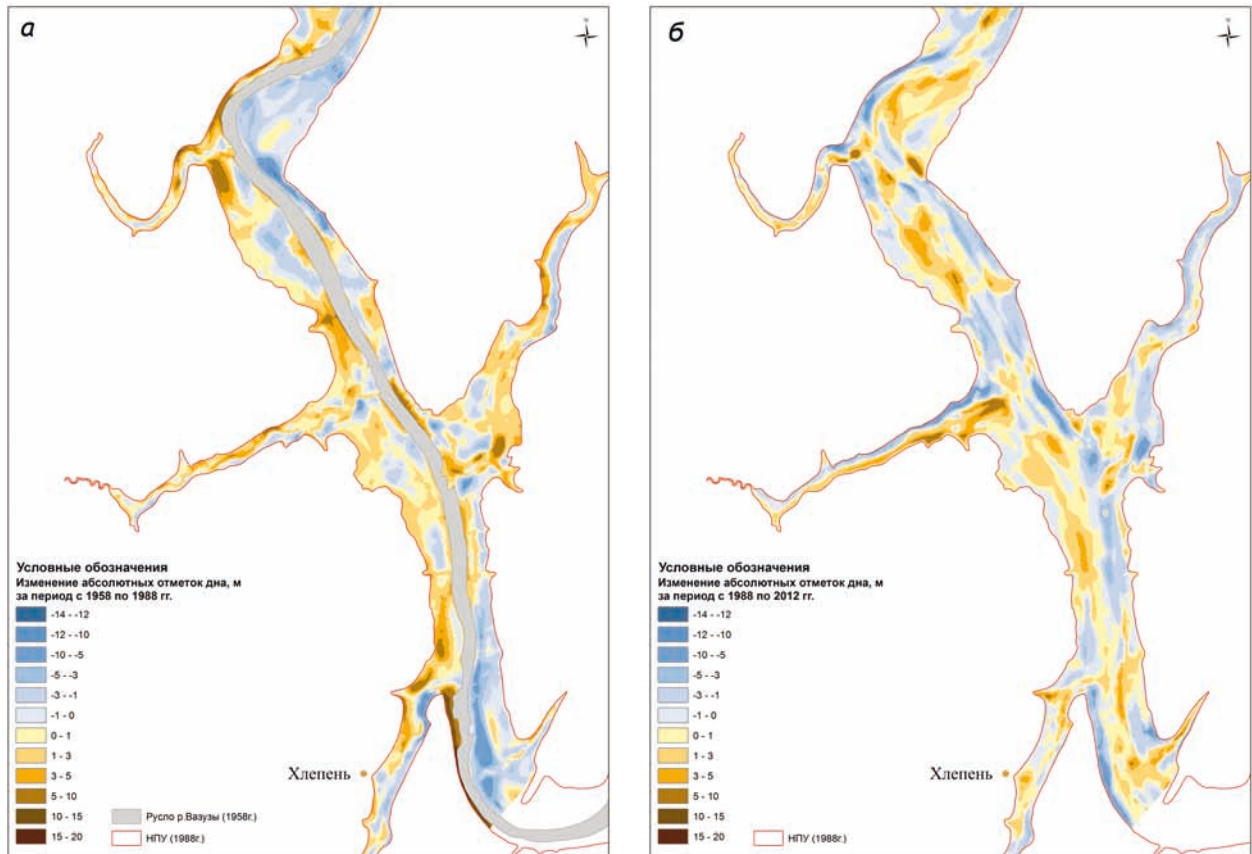


Рис. 3. Карты изменений абсолютных отметок дна
а – в период с 1958 по 1988 гг., б – с 1988 по 2012 гг.

работы: длина галсов составила 161 км, а расстояние между галсами – 30–50 м. В ходе промерных работ получены отметки глубин для 32 000 точек. Это позволило построить ЦМР современного состояния дна водохранилища с максимальной точностью.

Картографические материалы (топографические карты М1:10 000) послужили источником информации для построения ЦМР до наполнения Вазузского водохранилища (1958 г.) (рис. 2а) и ЦМР ложа водохранилища через 10 лет после его заполнения (1988 г.) (рис. 2б). Созданная ФГБУ «ГОИН» ЦМР 2012 г. (рис. 2в) характеризует современное состояние водохранилища – через 35 лет после его заполнения.

Все три ЦМР были построены с использованием программного продукта Golden Surfer v. 8.0 методом интерполяции Natural Neighbor. Для моделей 1958 и 1988 гг. метод интерполяции использовался без указания параметра анизотропии, т. к. исходная информация представлена в виде горизонталей. Промерные работы проводились по поперечным галсам, поэтому при интерполяции анизотропия указывалась в соответствии с направлением фарватера для каждого участка [2].

Для анализа изменений рельефа ложа водохранилища, произошедших за время его существования, были построены карты изменений абсолютных отметок дна для периодов с 1958 по 1988 год (рис. 3а), и с 1988 по 2012 год (рис. 3б), представляющие собой разности трех исходных ЦМР.

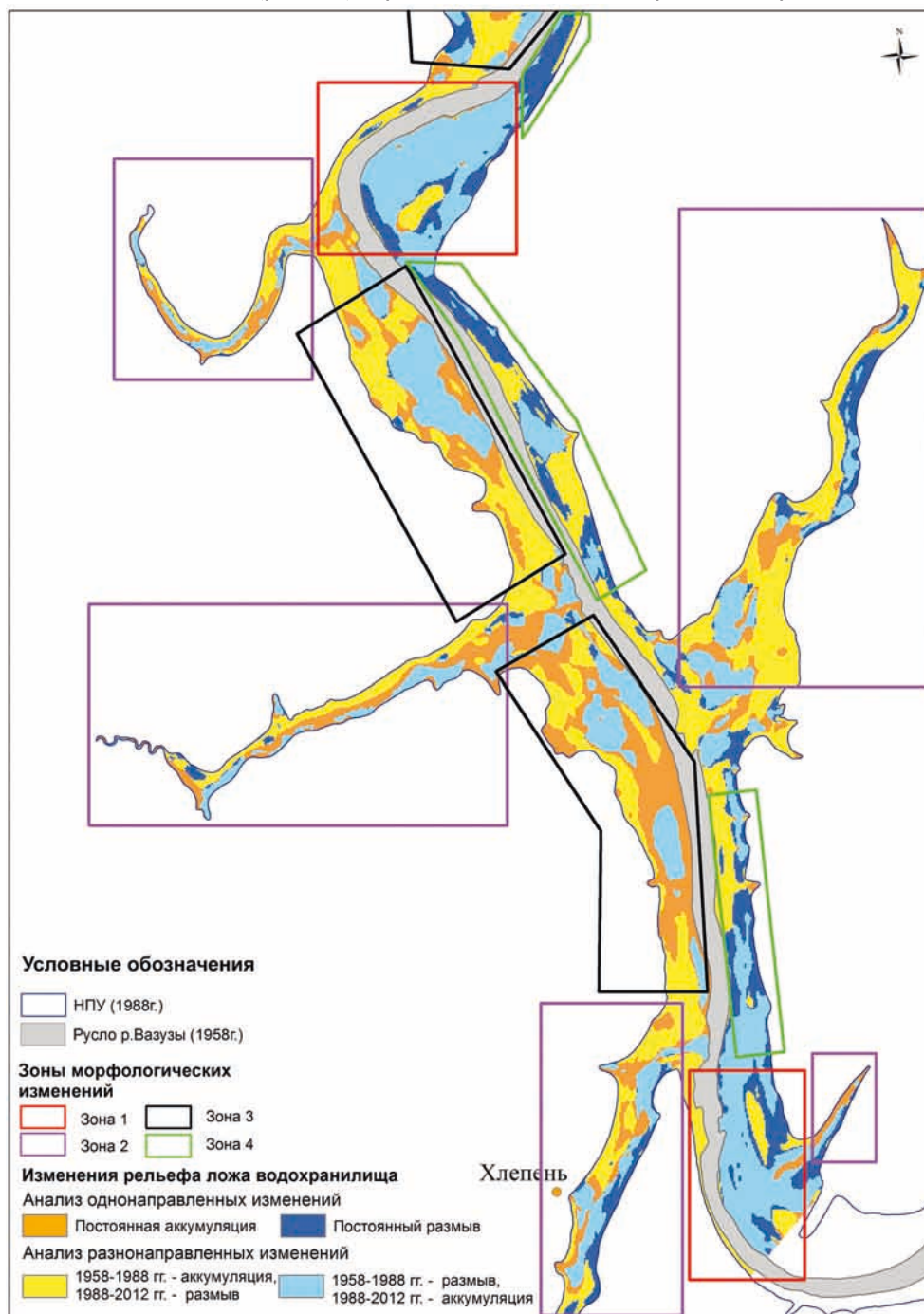


Рис. 4. Карта изменений рельефа ложа водохранилища

На следующем шаге был проведен совместный анализ двух карт разностей ЦМР и получено интегральное растровое покрытие, характеризующее изменения рельефа ложа водохранилища по периодам (рис. 4). На данном покрытии были выделены участки постоянной аккумуляции и участки постоянного размыва, а также участки с разнонаправленными изменениями отметок дна.

Анализ морфологических изменений ложа водохранилища

Анализ морфологических изменений позволяет проследить общие закономерности динамики переформирования ложа водохранилища за весь период его существования. При этом можно выделить два этапа формирования Вазузского водохранилища: первые годы эксплуатации водохранилища (1978–1988 гг.) и установившийся режим его регулирования (1988 г. – наст.вр.).

Полученные в ходе анализа пространственные данные отражают процесс переработки склонов речной долины в берега водохранилища и позволяют оценить изменение абсолютных отметок дна от момента начала проектирования Вазузского водохранилища до настоящего времени. На ЦМР (Рис. 2) продемонстрировано поэтапное сглаживание первоначально изрезанного контура русла и береговой линии долинного водохранилища.

Интенсивность переработки берегов зависит от амплитуды колебания уровня, морфологических характеристик ложа водоема, физических свойств грунта [3]. Первый этап формирования Вазузского водохранилища (1978–1988 гг.) характеризуется наиболее интенсивным разрушением берегов, особенно крутых откосов коренных склонов долины, подмывавшихся ранее рекой (рис. 3а). Средний размах колебаний уровней в этот период составил 7 м, максимальный достигал 11,4 м (рис. 5). На втором этапе формирования Вазузского водохранилища (1988 г. – наст.вр.) интенсивность переработки берегов снизилась в 5–7 раз, чему способствовало изменение режима регулирования водохранилища: средний размах колебаний уровней уменьшился и составил 4 м, при максимальном – 8,4 м (рис. 5).

Согласно [4, 5] выделяется три стадии переработки берегов водохранилища:

- 1) стадия зарождения отмели и берегового уступа (клифа) в период начального заполнения водохранилища;
- 2) стадия формирования абразионной отмели и обрушения берегового склона в течение первых лет эксплуатации водохранилищ;
- 3) стадия становления абразионно-аккумулятивной отмели.

Первый этап формирования ложа Вазузского водохранилища (1978–1988 гг.) включает в себя две первых стадии согласно классификации [4, 5]. Его результат представлен на ЦМР 1988 г., отражающей итог десяти лет эксплуатации водохранилища (рис. 2б). Второй этап формирования ложа Вазузского водохранилища (1988 г. – наст.вр.) соответствует текущей третьей стадии переработки берегов и отображен на ЦМР 2012 г. (рис. 2в)

На исследуемом участке Вазузского водохранилища можно выделить четыре характерные зоны направленных морфологических изменений. В первых двух из них наиболее четко прослеживаются выделенные стадии переработки берегов водохранилища.

1) На рис. 4 красной рамкой показаны зоны, включающие излучины бывшего русла р. Вазуза. На первых двух стадиях переработки берегов для них характерен подмыв и обрушение крутого вогнутого берега с последующим формированием у подножия берегового склона абразионной отмели. Противоположные пологие берега излучин в первые годы существования водохранилища были подвержены размыву, средняя величина которого за 10 лет составила 1–3 м. На третьей стадии переработки берегов происходит размыв образовавшейся ранее абразионной отмели и перенос частиц грунта к противоположному пологому берегу, где аккумулируются наносы.

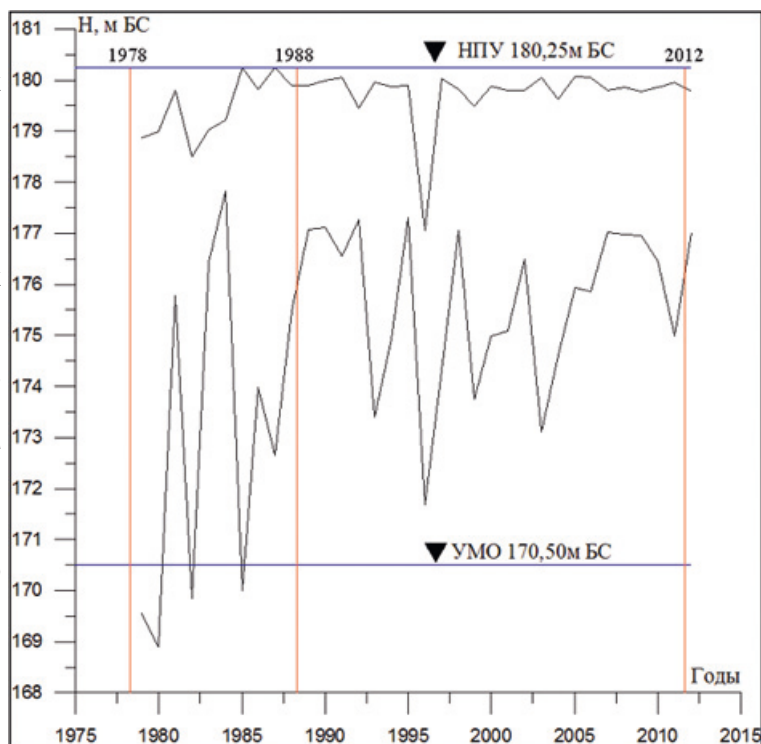


Рис. 5. Максимальные и минимальные уровни воды Вазузского водохранилища в створе Зубцовского гидроузла за период эксплуатации (1979–2012 гг.)

2) Аналогичные процессы характерны и для затопленных долин притоков р. Вазузы (зоны, выделенные фиолетовой рамкой на рис. 4).

3) В зонах, показанных черной рамкой (рис. 4), зафиксированы процессы отложения наносов, транспортируемых притоками, с их последующим перераспределением. Особенность переработки ложа в этих зонах с пологим дном заключается в сглаживании микро- и мезоформ рельефа затопленной долины вследствие большего накопления илистых отложений в углублениях первоначального рельефа – в прирусловых ложбинах и котловинах озерков, в притеррасных и прочих пойменных западинах [5].

4) У противоположных крутых берегов (зоны, показанные на рисунке 4 зеленой рамкой) отмечаются высокие скорости течения, обуславливающие интенсификацию процессов размыва, что приводит к увеличению транспортирующей способности потока. За 35 лет существования водохранилища на данных участках произошел размыв дна, максимальная величина которого достигает 6 м.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты позволили проследить тенденции изменения ложа водохранилища, обусловленные особенностями его гидрологического режима, морфометрии и морфологии его береговой зоны.

Применение геоинформационных систем для хранения, обработки и отображения информации позволяет значительно повысить эффективность использования данных, обеспечить наглядное представление исходной и обобщенной информации и проводить пространственный анализ данных для выявления основных закономерностей изменения морфологических и морфометрических характеристик водных объектов.

Литература

1. Землянов И. В., Шикунова Е. Ю., Горелиц О. В., Павловский А. Е., Использование цифровых моделей рельефа для уточнения современных морфометрических характеристик водохранилищ // Современные проблемы водохранилищ и водосборов. Тр. межд. научн.-практ. конф. ПГУ. Т.1., Пермь, 2011. С. 189–193.
2. Землянов И. В., Горелиц О. В., Павловский А. Е., Шикунова Е. Ю. Использование геоинформационных технологий для оценки современных морфометрических характеристик водных объектов. // в кн. «Труды Государственного океанографического Института», «Исследования океанов и морей», выпуск N 212, под редакцией В. Ф. Комчатова. г. Москва, 2009. С. 258–269.
3. Беркович К. М., Русловые процессы на реках в сфере влияния водохранилищ, М. изд-во МГУ. 2012. 163 с.
4. Финаров Д. П. Геоморфологический анализ и прогнозирование переформирования береговой зоны и дна водохранилищ. Л.: Наука, 1986. 227 с.
5. Эдельштейн К. К. Водоохранилища России: экологические проблемы и пути их решения. М.: ГЕОС, 1998. 277 с.

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ГОРНЫХ СТРАН ПО МАТЕРИАЛАМ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СЪЁМОК

Д. С. Асоян

Институт географии РАН, г. Москва, ds-asoyan@rambler.ru

ECOGEOLOGICAL MAPPING OF MOUNTAIN AREAS ON A BASE OF AERIAL AND SPACE SURVEY DATA

D. S. Asoyan

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, ds-asoyan@rambler.ru

Состояние вопроса. С конца XX века в связи с обострившейся экологической ситуацией в мире и участившимися стихийными бедствиями начались экологические исследования и картографирование. В публикациях созданные экологические карты на территории СССР, России и стран СНГ подразделяются на мелко-, средне- и крупномасштабные, с использованием метода дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и без этого метода. Первые экологические карты появились, по-видимому, с 1989 г. Вначале это были преимущественно мелкомасштабные карты на всю территорию СССР, включая, естественно, и горные области без применения метода ДЗЗ. В крупнейших учебных центрах – МГУ и ЛГУ на географических факультетах составлены: «Эколого-географическая карта России». Масштаба 1:4 000 000. Отв. ред. *Евтеев О. А., Январёва Л. Ф.* 1991; «Экологический потенциал природных ландшафтов России (типы природной среды по условиям

жизни населения)». — 1:60 000 000. Автор А. Г. Исаченко 1991; «Экологические типы ландшафтов России». — 1:40 000 000. Автор А. Г. Исаченко. 1991 [1–3]. В «Экологический атлас России» включена «Карта современных экзогенных процессов» с оригинальной и весьма содержательной матричной легендой — 1:20 000 000. Авторы Г. С. Ананьев и Е. А. Рубина; в этом же атласе — «Эколого-географическая карта». — 1:20 000 000. Авторы *Губанов М. Н.* и др. С. 116–117 [4].

Среди карт неблагоприятных и опасных природных процессов и явлений назовём последнее издание карты «Общее сейсмическое районирование территории РФ // ОСР-97». 1998; «Карта оценки территории России по степени эколого-геоморфологической опасности». — 1:8 000 000. Авторы *Горелов С. К., Козлова А. Е.* и др. 1992; «Карта опасных геологических процессов России». Сост. *Рогозин А. Л.* и др. — 1:5 000 000, 1990; «Современные рельефообразующие процессы». — 1:5 000 000 в Национальном атласе России. Т.2. С. 124–125. Автор *Горелов С. К.*; «Схема ледовых заторов, подтоплений и затоплений поймы и террас в долине р. Лены». — 1:1 000 000. Сост. *Андреева О. Б., Коржуев С. С.* 1992 [1]; «Карта современной динамики рельефа Северной Евразии». — 1:5 000 000. под ред. В. М. Котлякова и С. К. Горелова, ИГРАН. 2003 (составлена на основе картографирования территории СССР в масштабе 1:2 500 000); «Карта районирования территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций». — 1:9 000 000. Авторы *Козлова А. Е., Локшин Г. П.* и др. 2006; «Риск вулканизма на Камчатке». — 1:2 250 000 и «Риск вулканизма на Курильских островах». — 1:1 700 000. Авторы *Комедчиков Н. Н., Асоян Д. С.* и др. 2005 [5]. С использованием метода ДДЗ составлены мелкомасштабные геоэкологические и эколого-геоморфологические карты, охватывающим горные территории: «Геоэкологическая карта Российской Федерации и сопредельных государств». — 1:4 000 000. ГНПП «Аэрогеология». Автор *Орлякин В. Н., Степанова Л. Н.* и др., 1993; «Карта активных разломов территории СНГ и сопредельных государств». — 1:2 500 000. Гл. ред. *Трифонов В. Г.* 1992 [1,3].

Большая часть экологических карт создана в средних и крупных масштабах (1:1 000 000 и мельче, 1:200 000 и крупнее), поскольку для этих целей предпочтительнее космические изображения достаточно высокого разрешения. Например, были составлены тематические альбомы космических фотоснимков, материалов дешифрирования и экологических карт на отдельные районы в Государственном и научно-производственном центре «Природа» в рамках долгосрочной программы комплексного изучения и картографирования (КИПР) [6]. Назовём также эколого-геоморфологические карты (ЭГК) средних и крупных масштабов, составленные автором в лаборатории картографии Института географии РАН и опубликованные в статьях: «Эколого-геоморфологическая карта северного склона Центрального Кавказа». — 1:1 000 000; «Эколого-геоморфологическая схема Известнякового и Сланцевого Дагестана». — 1:500 000; «Карта опасных склоновых процессов западной горной части Республики Северная Осетия-Алания». — 1:200 000 [7,8]; «Опасные экзогенные процессы в центральной части Северной Осетии-Алании». — 1:200 000 [9]; «Эколого-геоморфологическая карта междуречья рр. Фиагдон–Терек». — 1:200 000 [8]. В «Атласе Курильских островов» в раздел «Рельеф» включен авторский подраздел с картами «Опасные геоморфологические процессы» на о. Парамушир, части о-вов Итуруп, Кунашир, Шикотан. — 1:400 000 — 1:100 000 [10].

Таким образом, анализ состояния вопроса, начиная с 1980 г. по настоящее время показывает, что удельный вес экологических карт меньше в сравнении с картами другой тематики. Вместе с тем экологические карты, созданные на основе космической информации, составляют примерно 1/3 часть от их общего числа. Из этого следует, что не все ещё богатейшие возможности применения ДДЗ реализуются в полной мере. По нашему мнению, это обстоятельство можно объяснить, во-первых, тем, что космические исследования и картографирование осуществляется преимущественно в специализированных профильных государственных научных и научно-производственных центрах, предприятиях и объединениях (ФГУНПП «Аэрогеология», «ГО Леспроект», ОАО «Научно-исследовательский и производственный центр «Природа», Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), Институт географии РАН, Институт географии СО РАН, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Уральское отделение РАН, Архангельский научный центр и Институт экологических проблем Севера, Северный (Арктический) Федеральный университет, крупнейшие учебные вузы и территориальные геологические управления). Во-вторых, использование метода ДДЗ, помимо указанных учреждений, всё ещё остаётся личным выбором отдельных профессионалов, поскольку для анализа аэрокосмических снимков, требуются кроме знаний исследуемой территории и объекта анализа, склонность к ассоциативному мышлению, терпению, кропотливому и ювелирному труду. Вместе с тем, применение метода ДДЗ особенно актуально в настоящее время, так как позволяет перенести центр тяжести работ в камеральный период и сократить полевые работы, что немало важно из-за недостатка финансирования при нынешней рыночной экономике.

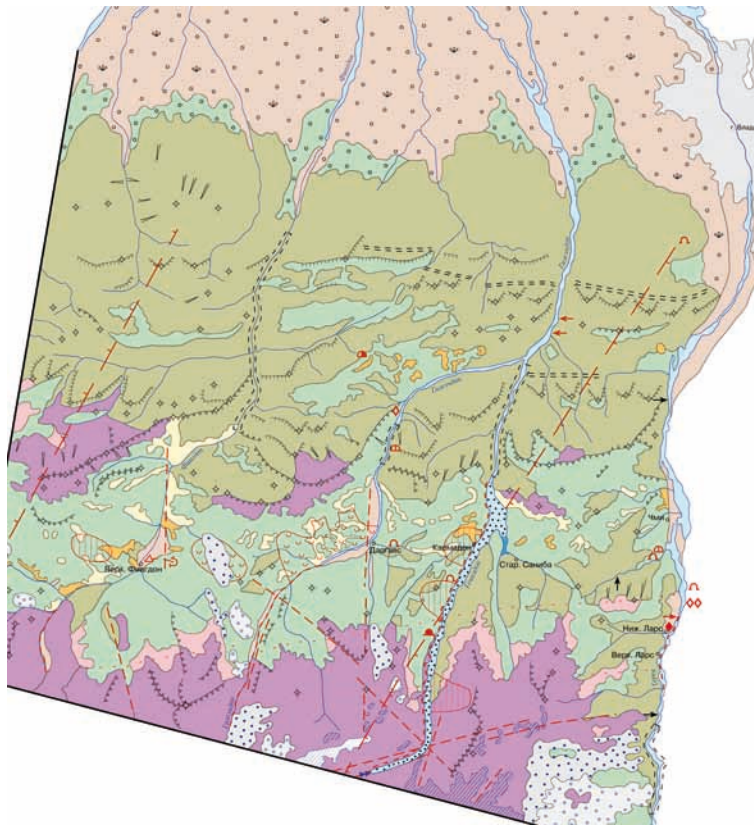
Методические вопросы составления ЭГК. В результате теоретико-методических и экспериментальных исследований автора на основе анализа аэрокосмических изображений созданы вышеперечисленные инвентаризационные и оценочные средне- и крупномасштабные ЭГК тектонически активных горных стран мира. Разработаны принципы построения оценочных многоцветных и чёрно-

белых карт по масштабному ряду – 1 : 200 000, 1 : 500 000, 1 : 1 000 000, принципы построения простых и табличных легенд. Сравнительный анализ возможностей изучения процессов экзо-эндоморфогенеза по космическим изображениям (КИ) различных видов космической съёмки показал следующее. Для среднемасштабного картографирования ареалов экзогенных процессов целесообразно использовать многозональные космические снимки масштабов 1 : 25 000 и 1 : 1 500 000 в ближнем инфракрасном и видимом спектральных диапазонах (0,5–0,6 мкм и 0,8–1,0 мкм), полученных с оперативных ИСЗ серии «Ресурс-О». При крупномасштабном ЭГК наиболее оптимальный масштаб 1 : 200 000, а из используемых КИ наиболее эффективны спектральнозональные (СПЗ) и многозональные синтезированные изображения масштабов 1 : 700 000 – 1 : 400 000 (с их дальнейшим увеличением), полученные в летний сезон с отечественной космической системы «Ресурс-Ф2», автоматических космических аппаратов (АКА) «Космос», ИСЗ «Ландсат-7 и др.», ИСЗ «Spot». На этих изображениях разрешение на местности природных и некоторых антропогенных объектов среднего и резкого контраста равно около 8–15 и до 30 м, ширина охвата территории около 100 км.

Наиболее актуальны оценочные карты, характеризующие территорию по степени обострения экологической ситуации и проявлениям опасных природных и/или антропогенных процессов и явлений. Оценка экологической ситуации дана преимущественно по эндо-экзогенной составляющей, обусловленной всей суммой ландшафтных условий в горах. Критерии оценки экологической ситуации определены в зависимости от масштаба картографирования и вида космических съёмок. Для среднемасштабных карт (1 : 500 000 – 1 : 1 000 000) экологическая ситуация оценена по степени комфортности жизни и деятельности человека, а для крупномасштабных (1 : 200 000) – по степени опасности эндо-экзогенных процессов. Карты составлены по результатам интерпретации КИ, собственных полевых работ и аэровизуальных наблюдений (последние в Северной Осетии) с привлечением литературных и фондовых источников [7–12].

Основной метод интерпретации проявлений геоморфологических процессов на КИ – ландшафтно-индикационный. С его помощью выявляются на снимках и отражены на карте комплексы экзогенных процессов по многофакторным связям в ландшафте – в зависимости от морфогенетических типов рельефа, морфографических ступеней рельефа, структуры высотной поясности и в особенности от строения почвенно-растительного покрова. Проявления склоновых процессов выражены на снимках косвенными дешифровочными признаками – индикаторами. Один из основных – растительный покров (хвойные и лиственные леса, горно-луговая и горно-степная растительность), плотность дернового покрова. Особенно чётко проявления склоновых процессов выражены на КИ в цветовых контрастах сопряженных в пространстве разнородных растительных сообществ. Благодаря этому выделены границы ареалов комплексов опасных склоновых процессов, точность и объективность которых не обеспечивается другими традиционными и полевыми методами. Следует заметить, что в результате комплексного полевого дешифрирования КИ уточнены дешифровочные признаки субнивального и альпийского низкотравного поясов, которые на КИ выражены одним и тем же цветом изображения и потому не разделяются на снимках [12]. Признаками проявлений опасных склоновых процессов служат также литолого-стратиграфический состав пород, особенности строения вертикальной поясности, интенсивная трещинная тектоника и особенности строения неотектонических морфоструктур.

Инвентаризационное картографирование с простыми легендами проведёно по данным анализа КИ на северном склоне Центрального Кавказа (масштаба 1 : 1 000 000) и в Известняковом Дагестане (масштаба 1 : 500 000) [7]. На этих картах экологическая ситуация оценена по условиям комфортности обитания человека в 4 градациях (относительно благоприятная, относительно неблагоприятная, неблагоприятная и потенциально неблагоприятная). Затем составлена оценочная карта на центральную часть Северной Осетии-Алании масштаба 1 : 200 000. Картографирование осуществлялось по результатам дешифрирования СПЗ космических фотоснимков [9]. В результате разработана и в дальнейшем усовершенствована методика составления оценочных карт и легенд на примере выше перечисленных авторских ЭГК [11]. Основной принцип построения оценочной крупномасштабной ЭГК – отображение ареалов ведущих парагенетических комплексов эндо-экзогенных процессов, действующих по схеме – процесс-отклик [7]. Карты по уровню анализа информации совмещают в себе элементы инвентаризационных и оценочных, по полноте охвата картографируемых объектов являются комплексными и одновременно – картами районирования экологического состояния. Для крупномасштабных ЭГК наиболее целесообразна легенда в табличной форме (рис. 1). В ней наглядно и экономно показана исходная база данных, многофакторность взаимосвязей компонентов ландшафта – индикаторов ареалов проявлений опасных процессов и в отличие от простых текстовых легенд по ней можно судить о достоверности результатов составления карты. В легенде отражен основной объект картографирования – ареалы комплексов проявлений опасных экзогенных процессов с оценкой их опасности по 3–4 градациям; степень их опасности отражена красочным фоном по общему для экологических карт принципу «светофора» – чем ярче и теплее цвет, тем опаснее. В легенде указаны также интенсивность процессов, тип склонов и их крутизна, а также индикаторы



Комплексы экзогенных процессов		Интенсивность процесса	Условия проявления склоновых процессов				Динамика процессов в XX-XXI вв.
1	2		4	5	6	7	
<p>Катастрофические:</p> <p>1 гляцио-обвалный, снежные лавины, обально-осипные, селевые, инвазия обломочного материала</p> <p>2 обально-осипные, снежные лавины селевой, оползневой, линейной эрозии</p> <p>Угрожающие, опасные:</p> <p>3 преимущественно обально-осипные, оползневой, селевой, пролопачиваний, линейная и русловая эрозии</p> <p>4 а) селевой, линейной и русловой эрозии, карст, пролопачиваний, делювиальный, селевой</p> <p>Относительно безопасные:</p> <p>5 делювиальный, плоскостной смя, ливневая и русловая эрозии</p> <p>6 линейная (преимущественно овражная и русловая эрозии), карст, пролопачиваний, делювиальный, осылевой</p> <p>7 а) в расширенных днищах долин, б) на предгорной равнине</p> <p>8 плоскостной смя, линейная эрозии, природно-антропогенного генезиса</p>							
		3	4	5	6	7	8
		высокая (наиболее селеопасные районы)	обвалы > 22°, обально-осипные 15-20°, аккумулятивные 8-10°	высокогорье, 4835-3400, гляциональная	вертикальные почвенно-растительные пояса	отсутствует	Геннадская катастрофа 1902 г., подтопление ледника Колка - 1969 г., 20.09.2002 г.; Ларское землетрясение 1915 г.; обвалы в прикавказском районе; потенциальная активность вулкана Казбек
		высокая (наиболее селеопасные районы)	обвалы > 22°, обально-осипные 15-20°, аккумулятивные 8-10°	высокогорье, 3400-3000, горно-луговая	субнивальный, альпийский низкогорный	слабая	
		высокая (наиболее селеопасные районы)	обрывистые > 35-55°, обально-осипные 15-20°				зона почвенно-растительного покроя по левому берегу долины р. Геналдон при ледово-каменном селе 20.09.2002 г.
		средняя: а) районы средней селеопасности б) районы слабой селеопасности	а) осыпные 6-20°, б) аккумулятивные 8-10°	а) высокогорье, среднегорье, 3000-1000; б) низкогорье, 640-600	а) альпийский низкогорный и субальпийский высокогорный, криофитное субальпийское; б) дубовая лесостепь	средняя	локальные проявления природно-антропогенных процессов в субальпийском поясе
		высокая, средняя: районы слабой селеопасности	обально-осипные 8-20°	среднегорье, 2000-800, горно-степная	«податеренные ландшафты» - горно-лугово-степной, горно-степной	средняя	усиление склоновых процессов под антропогенным воздействием на локальных участках в период 1978-2002 гг. на участках поросших вторичной травянистой растительностью
		высокая	осыпные 6-20°, аккумулятивные 8-10°	среднегорье, низкогорье, 2200-640, горно-лесная	криволинейная субальпийская (частично), сосновые, березовые, широколиственные леса, частично дубовая лесостепь	высокая	вырубка лесов на участках хозяйственного использования в период 1978-2002 гг.
		высокая					
		высокая, районы слабой селеопасности и неселеопасные	осыпные 6-20°, аккумулятивные 8-10°	среднегорье и низкогорье, 2000-640	горная разреженная растительность	слабая	процессы активизированы в период 1978-2002 гг.

Локальные проявления опасных гравитационных процессов и явлений на период 2002-2008 гг.*

- | | |
|---|--|
| 9 ледники и снежники | 22 однократный** |
| 10 ледово-каменный селя в долине р. Геналдон (Карнадонская катастрофа 22 сентября 2002 г.) | 23 селевые крупнейшие бассейны*** |
| 11 обвал на леднике Колка (зарегистрированный 20.09.2002 г.) | Речная боковая эрозия:** |
| 12 ледниково-подпруженное озеро Старая Санжа | 24 однократная |
| Склоновые процессы | 25 неоднократная |
| Обвалы горных пород** | 26 активная глубинная эрозия в крупных ущельях |
| 13 однократная активизация | 27 борозды, ложбины, овраги |
| 14 неоднократная | 28 уступы задерживающие |
| 15 потенциально опасные на уступах в коренных породах | 29 перегибы склонов |
| Осыпь** | 30 денудационные конические вершины |
| 16 однократная активизация | 31 зоны трещиноватости скал, глубинных разломов с повышенной сейсмичностью и активизацией процессов |
| 17 неоднократная | 32 субширотная зона интенсивного тектонического дробления (установленные разломы и мелкие линейменты) |
| Оползни** | 33 зоны линементов |
| 18 однократная активизация | 34 облачный покров |
| 19 неоднократная | 35 тени от облаков |
| 20 древние крупные*** | |
| 21 оползневые склоны*** | |

Примечание:
* см. также карту «Динамика опасных локальных гравитационных процессов на междуречье рек Фиагдон-Терек (на периоды: до 1976-1982 гг., 1986-1991 гг., 2002-2007 гг.)» и «Каталог активности гравитационных процессов на междуречье рек Фиагдон-Терек» на периоды 1976-1982 гг., 1986-1991 гг., 2002-2007 гг.
** по Ю. Д. Бурыкову, 2007 г.
*** по Н. Г. Стрешневой, 1976 г.; Д. Г. Гонимировскому и др., 1982 г.

Рис. 1. Эколого-геоморфологическая карта междуречья рр. Фиагдон – Терек. Автор Асоян Д. С., электронная версия Н. И. Кукушкина 2011 г.

проявлений склоновых процессов с их характеристиками. Кроме того, показаны локальные проявления опасных процессов, элементы рельефа и потенциально опасные зоны разрывных нарушений, в которых могут активизироваться процессы как склоновые, так и сейсмичность, и современный вулканизм.

Далее, по нашему мнению, чем контрастнее «геоморфологический ландшафт», обусловленный физико-географическими и геологическими условиями, (иными словами – фотофизиономичность рельефа), тем шире возможности применения КИ. В связи с этим разработанная нами методика составления выше названных ЭГК апробирована на примере других тестовых горных областей, в которых не использованы методы ДЗЗ, и которые расположены в иных континентах, географических поясах и климато-ландшафтных меридиональных секторах. Итак, выбраны: в умеренном географическом поясе в Восточно-европейском секторе северный склон Центрального и Восточного Кавказа и Северная Осетия, в Курило-Камчатском секторе – Большая Курильская и Малая горные гряды; в субтропическом поясе – в Андийском меридиональном секторе – Чилийско-Аргентийские Анды (в Продольной долине в районе котловины Ранкагуа), а в тропическом поясе – в Восточной Кубе – горы Сьерра-Маэстра [7–12].

Результаты картографирования. Большая и Малая Курильская горные гряды располагаются в умеренном поясе в Курило-Камчатском меридиональном климато-ландшафтном секторе в северо-западной части Западного-Тихоокеанского сейсмического пояса. Здесь проявляются наиболее активные в России процессы современного вулканизма, высокой сейсмичности до 8–10 и более баллов, вызывающие катастрофические цунами. Развиты опасные климато-погодные явления – снежные лавины, катастрофические паводки, ураганные ветры, штормовые нагоны. Кроме того, сочетание площадей распространения слаболитифицированных и гидротермальных измененных вулканогенных пород с неблагоприятными условиями океанического климата способствует активизации селевых и обвально-осыпных процессов. Всё это обостряет экологическую обстановку, во многих случаях приобретает катастрофический характер, сопровождается значительным материальным ущербом и гибелью людей (цунами в 1952 г., уничтожившее г. Северо-Курильск и около 1200 человек, постоянная угроза для этого города от действующего вулкана Эбеко; Шикотанское землетрясение 1994 г., вызвавшее заплески цунами в г. Южно-Курильске на о. Кунашир и в поселках на о. Шикотан). На этот регион составлены карты «Опасные рельефообразующие процессы» масштабов 1:400 000 на о. Парамушир и части о-вов Итуруп, Кунашир, Шикотан с населенными пунктами и с прилегающими районами масштабов 1:100 000 и 1:160 000 [10]. Используются СПЗ и многозональные снимки летнего сезона съёмки с отечественных систем «Ресурс-Ф», международных станций NASA-МИР и МКС, ИСЗ SPOT, Landsat, и других, зимние радиолокационные аэроснимки. На картах показаны ареалы проявлений опасных парагенетических комплексов – современного вулканизма, сейсмичности и экзогенных процессов, ранжированные по степени опасности (на островах Большой Курильской гряды – 4 группы, а на о. Шикотан – 2 группы). Показаны: – катастрофические и угрожающие, развитые на склонах современных вулканов (выбросы пирокластики, излияния лавы, лахары, пеплопады, парогазовые выбросы, обвалы, оползни) в среднегорье и низкогорье; – угрожающие и опасные на склонах современных и потухших вулканов (процессы современного вулканизма, снежные лавины, обвалы, камнепады, оползни, осыпи, сели); – опасные – в среднем и низком холмогорье, включая лавовые плато (склоновые процессы, линейная и русловая эрозия); относительно безопасные – в подъярусе низкого холмогорья, на равнинах и морских террасах (абразионный, делювиальный, эоловый и другие). Указаны природные индикаторы и их характеристики, а также отдельные явления и элементы рельефа (кратеры, фумаролы и сольфатары, термальные источники, лавиноопасные абразионные обрывы, сейсмогенные обвалы и рвы, цунамиопасные участки побережий, зоны разрывных нарушений и т. д.).

Большой Кавказ. На примере Северной Осетии-Алании практически на всю её территорию впервые составлены многоцветные ЭГК на междуречье рр. Ардон–Терек, на бассейн р. Урух и на междуречье рр. Фиагдон–Терек, исключая правобережье р. Терек. Регион расположен на северном склоне Центрального Кавказа в его одной из наиболее геодинамических областей, на суженном, коротком и крутом макросклоне. Сформирован активными неотектоническими дифференцированными движениями; разбит зонами продольных и секущих морфоструктурных линеаментов, и разломов. К секущим зонам приурочены крупные речные долины с крутыми продольными профилями, обуславливающими активные обвальные процессы на склонах, быстрое, нередко опасное прохождение селей во время сильных дождей. Северная Осетия – самая селеопасная в России. Вулкан Казбек активен в историческое время, предполагается его активность на современном этапе; регион входит в область повышенной сейсмической активности до 9 баллов. Совокупность проявлений таких интенсивных эндо-экзогенных процессов приводит к напряженной экологической обстановке. В качестве примера охарактеризуем ЭГК на междуречье рр. Фиагдон–Терек (рис. 1 – карта, файл: asoan_map). Составлена после произошедшей Кармадонской катастрофы осенью 2002 г. и ледово-каменного селя, вызвавшего гибель более 128 человек, разрушение построек, домов,

дорог и значительный материальный ущерб. На карте выделены катастрофические процессы, развитые в высокогорье в гляцио-нивальном зоне на высотах более 3400–4600 м (гляцио-обвальные, снежные лавины, ледово-каменные сели, обвалы горных пород и другие) и в горно-луговой зоне (3400–3000 м) в субнивальном и альпийском низкотравном поясе. В результате ледово-каменного селя после подвижки ледника Колка в долине р. Геналдон и его правого притока существенно изменился рельеф, были сорваны дерновый покров и рыхлые отложения на склонах до высоты 100 м. Вследствие этого активизировались оползни – Битырзык на левом склоне, на правом – Рекомрагский. Ожил в 2005–2006 гг. неоднократно развивающийся оползень «Активный» и Грахадагский в 2005 г. Левобережье Терека отличается от правобережья активностью процессов экзоморфогенеза; в долинах рр. Белая, Тагаурка периодически сходят грязекаменные сели, образуются обвально-осыпные явления [8, 9]. Угрожающие и опасные процессы приурочены к многочисленным скальным обрывам и выходам обнаженных пород (наиболее селеопасные районы), а также в горно-луговой зоне (альпийская и субальпийская высокотравная, лугово-степная и другие виды растительного покрова) на высотах от 600 м до 3000 м (районы средней селеопасности – грязекаменные сели, комплексы линейной, русловой эрозии, карста и других процессов). В Северо-Юрской депрессии в «подветренных ландшафтах» в горно-лугово-степной зоне на высотах 2300–800 м интенсивно развиты оползни, делювиальный и эрозионные процессы на осадочных нижне- и среднеюрских глинистых сланцах. Относительно безопасные процессы развиты на высотах 2500–640 м в горно-лесной зоне. На осыпных и аккумулятивных склонах – эрозионные процессы, в долинах и предгорной равнине – аллювиально-пролювиальные. Вокруг населенных пунктов – плоскостной смыв и обусловленная антропогенными факторами линейная эрозия. На карте показаны локальные проявления процессов и их динамика. В легенде помимо вертикальных зон и поясов отмечена степень задернованности – важный индикатор либо активизации, либо стабилизации склоновых процессов.

Выводы.

1. К настоящему времени при составлении ЭГК богатейшие возможности метода аэрокосмического зондирования всё ещё не реализуются в полной мере. Вместе с тем, в отличие от 90-ых годов, пользователям доступны для заказов материалы современных разнообразных видов космических съёмки [13, т. 1. С. 113–134; т. 2. С. 431–459].

2. В тектонически активных орогенах, расположенных в разных в ландшафтных условиях мира для средне- и крупномасштабных ЭГК наиболее оптимальны масштабы 1:400 000–1:200 000 с использованием цветных СПЗ и синтезированных космических изображений с разрешением на местности до 15–30 м, шириной охвата местности не менее 50–100 км.

3. Оценочные ЭГК, являющиеся одновременно инвентаризационными и составленные по космическим снимкам, становятся весьма информативной основой для построения геоморфологических карт других тематик – факторов активизации опасных процессов и морфоструктурных.

Литература:

1. Комедчиков Н. Н., Лютый А. А. (авторы составители). Экология России в картах: аннотированный библиографический указатель карт и атласов. М., 1995.
2. «Картографическая изученность России (топографические и тематические карты). М.: Институт географии РАН. 1999. 315 с.
3. Асоян Д. С. Картографирование по материалам космических съёмки / Картографическая изученность России (топографические и тематические карты). М.: Институт географии РАН, 1999. С. 296–318.
4. «Экологический атлас России» СПб.: ЗАО «Карта» 2002. С. 52–53.
5. «Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций». Российская Федерация. М: Дизайн, Информация. Картография. 2005. С. 142–151.
6. Использование материалов космических съёмки для целей комплексного изучения и картографирования природных ресурсов СССР. М. 1988. 202 с. - (Междувед. Темат. Науч. сб. Госцентра «Природа») /ЦНИИГАиК).
7. Асоян Д. С. Возможности и ограничения применения материалов космических съёмки для изучения и картографирования экзогенных процессов в горных странах /Рельеф. Среды жизни человека (экологическая геоморфология). М.: Медиа-ПРЕСС. 2002. С. 229–259.
8. Асоян Д. С. Динамика опасных геоморфологических процессов в центральной части Северной Осетии-Алании //Геоморфология, № 4. 2011. С. 58–72.
9. Котляков В. М., Асоян Д. С., Кононова Н. К., Осокин Н. И., Рототаева О. В. Особенности катастрофических природных процессов на Северном Кавказе на рубеже XX–XXI вв. // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 3. Опасные природные явления на поверхности суши: механизм и катастрофические следствия. М.: ИГ РАН, ИФЗ РАН. 2008. С. 191–209.
10. Атлас Курильских островов. Москва-Владивосток: Изд. ИПЦ «ДИК». 2009. С. 197–201.

11. Асоян Д. С. Методика эколого-геоморфологического картографирования горных стран по материалам космических съёмок // Геоморфология, № 4.1999. С. 29–39.
12. Асоян Д. С., Грачёва Р. Ф., Белоновская Е. А. Комплексная оценка современного состояния Дигорского ущелья: природно-ресурсные, хозяйственные и социальные аспекты // Труды XII съезда Русского Географического общества в 2005 г. в Крондштадте, т.4. СПб, 2005. С. 89–93.
13. Кутинов Ю. Г., Боголицын К. Г., Чистова З. Б. Исследования северных территорий Земли из космоса: проблемы, свойства, состояние, возможности на примере МКС «Арктика»: в 3 т. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 1138 с.

СОВРЕМЕННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА РУСЕЛ КРУПНЫХ РЕК

Д. В. Ботавин, А. К. Ильясов

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, dmitry.botavin@gmail.com

MODERN MAPPING OF RIVER CHANNEL BED TOPOGRAPHY OF LARGE RIVERS

D. V. Botavin, A. K. Ilyasov

Faculty of geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, dmitry.botavin@gmail.com

1. Способы получения информации о рельефе русел рек

Изучение рельефа крупных рек издавна было связано с проблемами судоходства на них. Традиционно исследованиями судоходных крупных рек в России занимаются русловые изыскательские партии. В практическом пособии «Начальнику эксплуатационной и изыскательской партии» [1] сообщается, что «... изыскания ... должны с необходимой степенью точности освещать рельеф русла реки, одновременно давая данные о деятельности речного потока, необходимые для понимания происходящих переформирований русла и позволяющие правильно наметить состав и сроки проведения путевых работ».

Для выяснения рельефа дна выполняют промеры глубин. Они также позволяют изучать русловые процессы; выявлять имеющиеся в русле реки препятствия для судоходства (перекаты, мели, карчи, осередки и пр.); определять объёмы земляных, бетонных и других работ, проводимых в целях гидротехнического строительства. Промеры – одна из наиболее трудоёмких и ответственных работ при русловой съёмке, так как особенности подводного рельефа выявляются большим числом промерных точек, равномерно расположенных по всей площади реки. Промеры глубин удобнее проводить при низкой воде, когда обнажаются косы, мели, перекаты, отдельные камни и пр. Их выполняют во время движения промерного судна по определённым направлениям, называемым промерными профилями или галсами. Одновременно производят определение планового положения промерных профилей путём координирования отдельных точек, расположенных по профилю (промерных точек).

Изначально глубины измерялись с помощью наметки и лота. Примерно с середины XX века для русловых исследований стал использоваться эхолот, позволивший получать в автоматическом режиме непрерывный профиль дна, что значительно повысило точность и производительность труда при проведении промерных работ.

Координирование промерных точек во второй половине XX в. производилось с помощью мензулы или теодолита. Точность координирования указанными способами достигала 1,5 мм в масштабе карты [2]. Позже эти способы были заменены радиодальномерными (радиогеодезическими) измерениями, позволившими осуществить автоматическое и непрерывное определение местоположения промерного судна. В настоящее время съёмки береговой обстановки и промеры русел рек производятся с помощью программно-аппаратных промерных комплексов, размещаемых на судне для измерения глубин, а также геодезических инструментов (глобальные навигационные спутниковые системы, тахеометры) для топографической съёмки береговой ситуации [3]. Суть работы промерного комплекса заключается в получении и накоплении большого объема батиметрических промерных данных, представляющих собой информацию о глубине, привязанную и локализованную на местности в виде точки в заданной системе координат. Данная информация автоматически записывается и хранится в цифровом виде на источнике постоянной памяти в эхолоте или бортовом компьютере. Промерный комплекс обычно устанавливается на маломерном судне, что позволяет удобно и быстро производить съёмку рельефа русла реки. Удержание курса судна и параллельность галсов выполняются путём непрерывного визуального отслеживания прокладывания галсов, отображаемых на экране эхолота и/или компьютера. Оператор промерного комплекса отслеживает изменения положения промерного судна на местности, и регистрирует в бортовом компьютере точки, несущие оперативную информацию (расстояние и положение до берегов, островов, отме-

лей, створных знаков, буёв, бакенов, перевальных и рейдовых знаков и т.п. [4]. Использование электронных устройств и геоинформационных технологий позволяет в процессе измерений снизить уровень ошибок, существенно повысить оперативность и точность. Источником ошибок также служат операторские качества работника — знание аппаратуры и методики выполнения измерений [3].

В последние годы появились Авиационные Батиметрические Лазерные Системы (АБЛС), способные оперативно получать большие объёмы информации о глубинах в прибрежной зоне. Принцип действия АБЛС основан на измерении интервала времени между моментом отражения импульса от поверхности воды и от дна водоёма. Для этого используются два типа лазера с зондированием в ближнем инфракрасном и зелёном диапазонах. В настоящее время известны такие аппараты, как, например, HawkEyeII (Швеция), Shoals-3000 (Канада). Измерение глубин происходит в диапазонах от 0,2 до 30 м и глубже и зависит от прозрачности воды. Съёмка происходит с высоты 250–500 м, ширина полосы захвата составляет 100–300 м. Точность съёмки соответствует требованиям, предъявляемым к топографическим картам (планам) шельфа и внутренних водоёмов масштаба 1:2000 и мельче, составляя в плане 2,5 м, по высоте — 0,25 м. Система HawkEyeII имеет производительность съёмки до 30 км²/час при шаге точек рельефа дна до 1,5 м [5, 6].

2. Создание спутниковых съёмочных сетей

Координирование точек при выполнении промерных работ и береговой съёмки выполняется с помощью спутниковых технологий. Они позволяют определять плановые и высотные координаты с необходимой точностью. Тем не менее, преимущества высокоточных спутниковых технологий в русловых изысканиях внедрены недостаточно широко.

В России имеется множество протяжённых крупных рек с развитым на них судоходством. Однако локальные спутниковые сети вдоль них, которые обеспечивали бы плано-высотное обоснование для судоходства, практически отсутствуют. Использование пунктов государственной сети при построении собственных сетей приемлемо там, где геодезическая обеспеченность регионов РФ высока. Там, где она слаборазвита, высокоточные методы измерений дают возможность самостоятельно создавать виртуальные пространственные сети. Расчётные характеристики сети, закреплённые пунктами на местности вдоль рек, могут существенно улучшить качество картографирования руслового рельефа и проведения мониторинга за реками. Создание собственных спутниковых сетей дополнительно позволит определить существующие недочёты контроля пространственных параметров русла, особенно при согласовании данных по гидрологическим постам, заложенной ранее реперной изыскательской сети и пунктам государственных геодезических сетей.

За последние 20–25 лет на многих реках России ухудшилось состояние контроля положения проектного уровня, в том числе и на лимитирующих судоходство перекатах. Это связано с сокращением изыскательских партий и уменьшением объёмов изысканий. На многих протяжённых участках, в частности на сибирских реках, местами отсутствуют или находятся в плохом состоянии изыскательские реперные сети, с помощью которых закреплено положение проектного уровня относительно отметками — превышением над ним. В виду сложности и трудоёмкости нивелирования на сложных участках рек при большой ширине или разветвлениях на рукава, реперы очень часто не имеют абсолютных значений в Балтийской системе. Там, где реперная сеть отсутствует или не обеспечивает должным образом район промерных работ, привodka рабочей водной поверхности к проектному судоходному уровню осуществляется по ближайшим водомерным постам [3].

Используя методы спутникового позиционирования в пределах рек можно и нужно развивать локальные спутниковые геодезические сети, которые опираются на пункты государственной сети и сеть гидрометрических постов. Преимуществом данных методик является возможность контроля точности создаваемых сетей и сгущения пунктов сети с высокой эффективностью и наименьшими трудозатратами [7]. Спутниковые сети вдоль рек позволяют выявлять качество определения отметок у гидрологических постов и существующих реперов на перекатах. Также развитие спутниковых сетей позволяет чётко определить высотное положение проектного уровня по всей длине реки. Эффективность спутниковых методов особенно актуальна для широких и разветвлённых рек, где возможности геометрического нивелирования создавали определённые трудности для развития высотного обоснования. Способность спутниковых технологий создавать виртуальные геодезические сети с построением длинных векторов упрощает процесс восстановления пунктов (передачи отметок), закреплённых на местности. В результате при утрате пункта на местности из-за размыва берега или других факторов, его восстановление упростится при использовании созданной виртуальной спутниковой сети. По сравнению с геометрическим нивелированием временные и трудовые затраты будут существенно меньшими [3].

3. Обработка исходных данных и создание цифровых моделей руслового рельефа

Следующий этап после промерно-съёмочных работ подразумевает обработку полученных первичных материалов с помощью специального программного обеспечения. При обработке некачественные данные, полученные из-за сбоя аппаратуры, отбраковываются, плановые координаты приводятся в нужную систему координат (прямоугольная — для инженерных планов, геодезиче-

ская – для навигационных). После отбраковки некачественных данных можно выполнять цифровое моделирование руслового рельефа. Существует целый ряд программных продуктов, позволяющих создавать цифровые модели рельефа (ЦМР) на основе имеющейся информации. При этом могут использоваться несколько типов данных:

- нерегулярное поле промерных точек (измеренные глубины);
- рельеф русла в изобатах (относительная глубина) – лоции, навигационные карты и пр.;
- рельеф русла в горизонталях (абсолютная высота в Балтийской системе) – карты специального назначения;
- урез воды (нулевая изобата), полученная по данным дистанционного зондирования.

Для изображения рельефа русла в относительных глубинах и абсолютных высотах используются разные подходы по обработке исходных данных.

Отображение рельефа в относительных глубинах чаще всего используется на картах, создаваемых в целях судоходства по внутренним водным путям. При этом глубины приводятся к проектному судоходному уровню, который закреплён отметками определённой обеспеченности на гидрологических постах и на реперных пунктах между ними. Основной проблемой приводе глубин к проектному уровню является слабая обеспеченность реперной сетью многих судоходных рек. При использовании только гидрологических постов, например, на незарегулированных участках со сложными гидроморфологическими условиями на сопряжении «плёс пережат плёс» неизбежны ошибки определения срезки – разницы между рабочим и проектным уровнями водной поверхности. Эта ошибка может приводить к неоднозначной оценке выполнения дноуглубительных и выправительных работ на перекатах и неточностям отображения рельефа на картах.

Рельеф русел рек в абсолютных высотах используется на картах и цифровых моделях специального назначения. Например, для проведения расчётов параметров течения воды и деформаций русла. По этим данным создаётся цифровая модель на весь участок долины реки с изображением рельефа поймы и русла. Далее выполняется численное моделирование на основе решения уравнений Сен-Венана [8]. Такое моделирование применяется при прогнозировании русловых деформаций, для выявления зон возможных затоплений поймы при прохождении руслоформирующих расходов или в результате формирования заторов и зажоров, при планировании берегозащитных укреплений и пр. [9].

Моделирование рельефа в обоих случаях происходит по единому сценарию. Модели строятся по сетевому принципу и классифицируются по структуре расчётной сетки: регулярные и нерегулярные. ЦМР, основанные на нерегулярных сетках, содержат узлы, разнесённые произвольным способом по точкам данных. Сетки нерегулярной структуры состоят из треугольных ячеек, где конфигурация рёбер зависит от взаимного расположения точек. При этом в краевых треугольниках наблюдаются значительные искажения [10]. Наиболее распространённым методом интерполяции по треугольным ячейкам является триангуляция Делоне. При условии достаточно равномерного расположения точек, она в точности моделирует действия человека при построении рельефа в горизонталях и вычислении высот точек, в результате чего достигается наиболее привычная картина рельефа [11].

Область построения цифровой модели определяется областью распределения промерных точек. Цифровые модели рельефа русла, основанные на регулярных сетках, содержат равномерно разнесённые узлы, шаг которых зависит от особенностей моделируемого рельефа. В большинстве случаев сетки таких моделей состоят из прямоугольных фигур. Выбор шага должен соответствовать выбранному масштабному уровню исследований, и быть в несколько раз меньше линейных размеров базовых форм руслового рельефа.

Цифровую модель руслового рельефа целесообразно строить по дискретным данным на основе регулярной сетки (GRID), поскольку при использовании нерегулярной сетки при неравномерно расположенных исходных точках могут наблюдаться ребристые формы рельефа [12].

Одним из распространённых в моделировании руслового рельефа является метод «кригинга», поскольку при его использовании наблюдаются минимальные различия интерполированных значений с промерными [7]. Кригинг в качестве интерполяционной функции незаменим при расположении исходных точек с очень большой неоднородностью, например, в случае использования исходных данных расположенных по профилям [5, 11], что в целом характерно для русловой съёмки глубин. От геометрии модельной вариограммы (в GoldenSoftwareSurfer и др. программах) во многом зависит правильность построения форм рельефа. Русла рек имеют вытянутые формы, для которых обычная круговая вариограмма не подходит, поэтому её следует выбирать в виде эллипса. Эллипсы направляются таким образом, чтобы их большая ось была вытянута параллельно основной протяжённости участка русла (вдоль течения). Длина большой полуоси должна превышать максимальное междугалсовое расстояние. Для широких и сильно разветвлённых русел крупных рек, таких как среднее течение р. Лена, каждый картографируемый участок целесообразно разделять на 10–15 локальных участков, каждому из которых задаются свои параметры эллипса [13].

Для получения дополнительных данных при обработке информации используются материалы дистанционного зондирования высокого разрешения. Для сложных участков рек они могут применяться для картирования береговой обстановки, уточнения уреза водной поверхности при сопоставлении даты съёмки и данных об уровне водной поверхности по водомерным постам, определении динамики русла при наличии разновременных космических снимков [3, 4]. Поскольку от космических снимков требуется лишь идентификация положения границ, то на первый план выходит пространственное разрешение данных ДЗЗ, нежели другие параметры (например, количество и виды спектральных диапазонов). Чем детальнее снимки, тем выше точность полученных границ. Например, снимки Formosat-2 (Тайвань) имеют пространственное разрешение 2 м в панхроматическом диапазоне, что позволяет создавать карты в масштабе 1 : 5 000 и мельче [9].

4. Типы карт с изображением рельефа русел рек

Специфика картографирования рельефа русел рек, как динамически меняющегося объекта, выражена в необходимости периодического обновления гидрографической информации. Степень изменчивости русла и хозяйственные потребности определяют частоту обновления карт и планов [14].

Среди создаваемых электронных карт с информацией о рельефе русел рек по их назначению можно выделить инженерные карты (для оптимизации путевых работ, проектирования и строительства) и карты, которые используются для навигации судоводителями и широким кругом пользователей. Первый вид, как и все планы инженерных изысканий на реках, создаются на небольшие по длине участки рек. Их главное назначение – проектирование прорезей на перекатах для последующего контроля их эффективности (заносимости/размыва). При выполнении специальных русловых исследований эти карты могут составляться на протяжённые участки, в том числе, с картографированием второстепенных рукавов и протоков, особенно в разветвлённом русле. На судоходных реках России, входящих в категорию внутренних водных путей, карты создаются на протяжённые участки, в пределах которых выполняется судоходство; по своему назначению это лоцманские карты (термин, активно используемый до 70-х гг. XX в.). Тематическое содержание карт включает в себя информацию о рельефе русла, существующей навигационной плавучей и береговой обстановке, ряде других гидрологических и морфологических характеристик. Основное отличие навигационных карт русел рек от инженерных заключается в подробности картографирования рельефа. В навигационных картах содержание упрощено, в то время как в инженерных оно согласуется с сечением рельефа в выбранном масштабе [3]. Периодичность издания навигационных карт традиционным полиграфическим способом составляет в лучшем случае 8–10 лет, а в худшем – 20 лет и более [15]. В промежутки между обновлениями происходят лишь локальные обновления лоцманских карт, называемые корректурой и выражающиеся в ручном наклеивании изменённых картографических участков в зарегистрированных на конкретных судах экземплярах карт.

Составление карт выполняется в специализированных картографических программах. Нормативных документов по методикам составления и требуемым программам для картографирования русел рек пока не существует. Поэтому этап составления карт характеризуется многовариантностью, свойственной геоинформационным методам. Существуют общие принципы составления и отображения карт, унаследованные от традиционной «бумажной» картографии, которых стараются придерживаться. Программное обеспечение, используемое в России для создания электронных карт достаточно разнообразно: от распространённых ГИС-пакетов по обработке пространственной информации (Нева, Панорама, ArcGIS, AutoCad, IndorCad, Mapinfo, MapViewer, Surfer и др.), позволяющих контролировать картографу каждый свой шаг и учитывать специфику картографирования [4], до промышленных гидрографических пакетов с уже заложенной автоматизированной процедурой по выполнению съёмки с возможностью фиксации навигационной обстановки – QINSy (компании QPS), HyraskMAX (Hyrach), HydroPro (Trimble), EIVA (EIVA), SIS (Kongsberg), PDS-2000 (RESON), CARISHIPS (CARIS) и др. [16]. Имеются также и готовые программно-аппаратные гидрографические комплексы, внедряемые в последние годы на внутренних водных путях России, поставляемые компанией «Транзас». Все перечисленные программы позволяют обрабатывать гидрографические данные и выполнять составление карт. Почти все они имеют модули по автоматизированному составлению рельефа, что позволяет оперативно уже в поле выполнять составление карт и оценивать качество выполнения изысканий. Тем не менее необходимо учитывать недостатки алгоритмов построения цифровых моделей рельефа и контролировать автоматизированное составление изобат, которое может исказить реальную ситуацию. Каждый тип программного обеспечения имеет свои плюсы и минусы. Гидрографические программы и комплексы хороши тем, что позволяют быстро провести обучение персонала изыскательских партий. Однако в этом случае неизбежны некоторые неточности в отображении руслового рельефа и прочие погрешности, связанные с единой процедурой построения карт, в которой никак не учитывается специфика того или иного участка реки. По сравнению с ними ГИС-программы более «гибкие» и могут ориентироваться на создание различной по содержанию картографической продукции и, соответственно, позволяют создавать разные типы карт: инженерные, навигационные и др. [3].

Литература

1. Начальнику эксплуатационной и изыскательской партии: Практик. пособие. М.: Изд-во МинРечФлота СССР. 1946. 320 с.
2. Серебряков В. В., Лопатин Г. Н. Водные изыскания: Учебник для училищ и техникумов речн. трансп. М.: Транспорт. 1983. 240 с.
3. Ботавин Д. В., Зайцев А. А., Ильясов А. К., Кирик О. М. Проблемы создания и обновления речных электронных навигационных карт // Эрозия почв и русловые процессы. Тр. науч.-исслед. лаб. эрозии почв и русл. процессов им. Н. И. Маккавеева. Вып. 18. М.: Географ.ф-т МГУ. 2012. С. 172 – 180.
4. Ботавин Д. В. Составление навигационных карт на участок Верхней Волги методами ГИС-картографирования // Геодезия и картография. 2007. №5. С. 58 – 62.
5. Фирсов Ю. Г. Цифровые модели рельефа дна в электронной гидрографии // Геодезия и картография. 2008. №4. С. 45 – 53.
6. Бублик О. Е., Грязнов В. Г., Залялов И. М., Кадничанский С. А., Самратов У. Д., Хвостов В. В., Чуркин О. Ф., Шарков А. М. Авиационные батиметрические сканирующие системы. Возможности и сферы применения // Геопрофи. 2011. №3. С. 58 – 63.
7. Ильясов А. К. Геоинформационное обеспечение исследований русел крупных рек. Дисс.... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 2005. 126 с.
8. Zaitsev A. A., Belikov V. V., Militeev A. N. (2004). Using computer modelling for regulation of sediment transport under hydraulic structures on a large river. IAHSpubl. 288, P. 386 – 394.
9. Ботавин Д. В., Завадский А. С. Опыт построения цифровой модели рельефа Амуро-Зейского водного узла с применением данных дистанционного зондирования Земли // Устойчивость и динамика эрозионно-русловых систем. Сб. трудов. М.: Изд-во: ООО «Компания ПринтКоВ». 2012. С. 93 – 100.
10. Сербенюк С. Н., Кошель С. М., Мусин О. Р. Методы моделирования геополей по данным в нерегулярно расположенных точках // Геодезия и картография. 1990. №11. С. 31 – 35.
11. Прасолов С. В. Компьютерное картографирование для решения задач морфометрического анализа рельефа земной поверхности. Дисс. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 2001. 150 с.
12. Кошель С. М. Теоретическое обоснование структуры и функций блока моделирования рельефа в ГИС. Дисс. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 2004. 105 с.
13. Ботавин Д. В. Обоснование структуры и содержания баз данных для изучения и картографирования русел и пойм равнинных рек. Дисс. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 2009. 141 с.
14. Зайцев А. А., Ильясов А. К. Спутниковое позиционирование при исследовании русловых процессов // География, общество, окружающая среда. Том 7. Картография, геоинформатика и аэрокосмическое зондирование. М.: Издательский дом «Городец». 2004. С. 139 – 149.
15. Орлович-Грудков К. С. Навигационно-гидрографическое обеспечение плавания судов по внутренним водным путям России // Геопрофи. 2005. №3. С. 4 – 6.
16. Фирсов Ю. Г., Баландин В. Н., Матвеев А. Ю., Меньшиков И. В. Современные технологии и вопросы регламентирования съёмки прибрежных акваторий // Геодезия и картография. 2008. №10. С. 50 – 54.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ФОТОЛАНДШАФТЕ ПРИ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Б. П. Важенин

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, vazhenin@neisri.ru

PHOTO-LANDSCAPE CONCEPTION IN PALEOSEISMIC GEOLOGIC STUDIES

B. P. Vazhenin

NEISRI VEB RAS, Magadan, vazhenin@neisri.ru

Выявление и изучение палеосейсмодислокаций – геологических следов сильнейших (с магнитудой $\geq 6,5$) сейсмических событий прошлого дает ценную информацию для прогнозирования разрушительных землетрясений, отличающихся редкой повторяемостью, которая осложняет эту задачу, решаемую с использованием только сейсмостатистических инструментальных данных; так как их период в отдельных регионах, например, в юго-восточной половине сейсмического пояса Черского, не превышает 50 лет, тогда как повторяемость сильнейших землетрясений составляет сотни и тысячи лет.

За три предыдущих десятилетия в юго-восточной половине сейсмического пояса Черского на территории Магаданской области и смежных районов Якутии и Хабаровского края с применением «тотальной» палеосейсмогеологической методики [1] выявлено около 70 предполагаемых комплексных роев палеосейсмодислокаций, представляющих собой аномально плотные и компактные

скопления тектонических, гравитационных и гравитационно-тектонических сейсмодиформаций на фоне полного отсутствия таких образований на обширных смежных участках со сходным геолого-геоморфологическим строением.

Теоретическими основаниями тотальной палеосейсмогеологической методики являются:

1) известная палеосейсмогеологическая методика (в представлении ее разработчиков, пропагандистов и пользователей – Н. А. Флоренсова [2, 3], В. П. Солоненко [4–6], В. С. Хромовских [7, 8], А. А. Никонова [8–11]);

2) представление о фотоландшафте [1, 12], позволившее определить оптимальный путь в адаптации и применении высокопроизводительных космических методов зондирования Земли для решения палеосейсмогеологических задач;

3) представление о литосборных бассейнах, способствовавшее повышению степени формализации, технологизации и доказательности палеосейсмогеологических исследований [1, 13].

Название новой методики – «тотальная» – отражает ее высокую, сравнительно с традиционной, производительность тотального (сплошного по всей площади) сейсмогеологического обследования крупных сейсмоактивных регионов с целью выявления всех значимых и наиболее крупных палеосейсмодислокаций.

Краткий алгоритм тотальной палеосейсмогеологической методики [1, 14]

1. Тотальный поиск во всем регионе эпицентральных зон голоценовых разрушительных землетрясений в стереомодели на серийных спектрзональных космоснимках с разрешением на местности в первые десятки метров, с использованием в качестве индикаторов в фотоландшафте изображения крупных (объемами не менее 1 млн³) гравитационных дислокаций.

2. Выделение и картирование (в масштабах 1 : 1 000 000 – 1 : 100 000) роев предполагаемых гравитационных дислокаций, из числа выявленных при дешифрировании спектрзональных стереокосмоснимков с разрешением в первые десятки метров.

3. Изучение выделенных роев гравитационных дислокаций в стереомодели на аэроснимках, включающее:

а) морфологическую характеристику гравитационных дислокаций;

б) определение их размеров, объемов;

в) поиск и изучение предполагаемых тектонических сейсмодислокаций;

г) картирование выявленных предполагаемых гравитационных, тектонических, а также гравитационно-тектонических палеосейсмодислокаций;

д) выделение комплексных роев предполагаемых палеосейсмодислокаций, включающих гравитационную, тектоническую и гравитационно-тектоническую составляющие.

4. Выборочная полевая заверка наиболее крупных предполагаемых палеосейсмодислокаций на ключевых участках, сопровождающаяся:

а) фотодокументацией дислокаций и фона;

б) опробованием с целью петрографического определения обвальных или иных литосборов, а также для радиоуглеродного, спорово-пыльцевого, дендрохронологического, лихенометрического датирования дислокаций;

в) поиском мелких дислокаций, пропущенных при дешифрировании.

5. Комплексное дешифрирование разномасштабных материалов фотосъемок – космических, авиационных и наземных с использованием топографических, геологических карт и других источников информации. Результатом этого этапа исследований является (окончательная) генетическая интерпретация предполагаемых палеосейсмодислокаций.

6. Сейсмологическая интерпретация комплексных роев палеосейсмодислокаций, включающая:

а) вычисление магнитуд роев на основе известных формул – по длине сейсмогенных разрывов [15] и по величинам площади роев [16];

б) оценку глубины очага каждого палеоземлетрясения (по величине роя и по характеру распределения дислокаций разного размера в его пределах);

в) оценку возраста роев и палеоземлетрясений по результатам радиоуглеродного, дендрохронологического, лихенометрического, спорово-пыльцевого опробования и на основе признаков постсейсмической адаптации сейсмически активизированных литосборов.

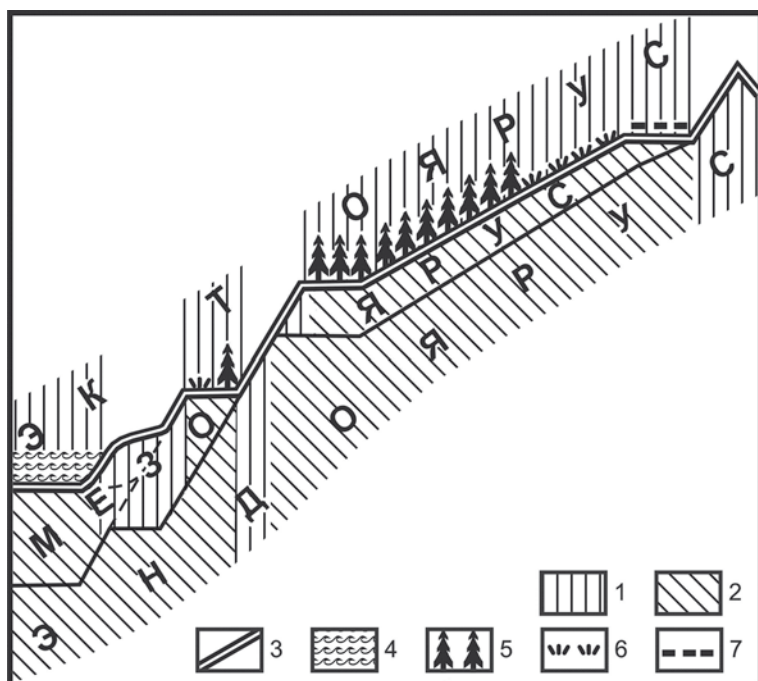
7. Сейсмологическая интерпретация территории, включающая:

а) определение максимальной силы землетрясений региона;

б) выделение суперроев, зон и субпоясов палеосейсмодислокаций и палеоземлетрясений;

в) оценку повторяемости разрушительных землетрясений на основе их тотального выявления во всем регионе и ограничения временного диапазона, например, голоценом (как периодом их максимальной сохранности);

г) сейсмологическое районирование территории с использованием данных по сильным современным землетрясениям, с выделением участков с наличием и отсутствием следов разрушительных голоценовых и современных землетрясений.



- 1 – сфера применения прямых дешифровочных признаков элементов фотоландшафта (формы, размера, фототона, структуры изображения);
- 2 – сфера применения косвенных дешифровочных признаков, получаемых по связям объектов с легко дешифрируемыми элементами ландшафта;
- 3 – рельеф земной поверхности;
- 4 – водоемы;
- 5 – древесно-кустарниковый покров;
- 6 – травянисто-кустарниковый покров;
- 7 – лишайниковый покров

Рис. 1. Фотоландшафт

Формулировка представления о фотоландшафте. Осознаваемая возможность тотального выявления геолого-геоморфологических следов разрушительных землетрясений с применением высокопроизводительных космических методов изучения Земли, а также положение проблемы сейсмогеологического дешифрирования на стыке сейсмологии, геологии, геоморфологии, ландшафтоведения, дистанционных методов зондирования вызвали необходимость освоения и адаптации методики и техники дистанционного зондирования. Данная работа выполнена по публикациям Э. Баррета и Л. Куртиса [17], Я. Г. Каца и др. [18], А. С. Кучко [19], Н. П. Лавровой [20], А. В. Садова и А. Л. Ревзона [21] и мн. др. На базе этих сведений, а также знаний основ геологии, геоморфологии, ландшафтоведения выполнен анализ факторов формирования фототона космических снимков, которые сгруппированы в пять классов: 1) ландшафтные, 2) атмосферные, 3) пространственные, 4) инструментальные, 5) фактор времени. В результате такого анализа сформулировано представление о наиболее фотогеничной части географического ландшафта – фотоландшафте, имеющем ярусное строение [12].

Фотоландшафт (рис.) представляет собой совокупность элементов ландшафта, способных изображаться на космо- и аэроснимках. Идея о ярусности фотоландшафта заимствована из представления С. В. Викторова [22] о ярусности природно-территориального комплекса. Эндоярус фотоландшафта, включающий коренные горные породы, может непосредственно отображаться на снимках и дешифрироваться с применением прямых дешифровочных признаков (форма, размеры, фототон, структура изображения) лишь при отсутствии маскирования его вышележащими ярусами. Мезоярус включает рыхлые отложения и почвы и также дешифрируется с применением прямых дешифровочных признаков лишь при отсутствии маскирования его верхним ярусом. В состав эктояруса входят растительный покров и гидросфера во всех (пожалуй, даже и в газообразном) фазовых состояниях воды. Компоненты эктояруса могут распознаваться с применением как прямых, так и косвенных дешифровочных признаков (получаемых по связям с легко дешифрируемыми элементами фотоландшафта).

Объем фотоландшафта непостоянен в пространстве и времени. Он изменяется в зависимости от естественной вариации маркирующих-маскирующих свойств элементов ландшафта в сочетании с переменным пространственным и спектральным разрешением съемочных систем.

Рельеф в фотоландшафте занимает особое место, он как бы входит в состав всех его ярусов. В широком смысле и эктоярус обладает рельефом.

Фундаментальное свойство рельефа – наилучшее его изображение из всех элементов ландшафта на космо- и аэроснимках – обеспечивается светотеневым рисунком разноориентированных склонов и стереоскопичностью снимков. Из этого следует вывод о стереометодах, как о наиболее эффективной технологии природоведческого дешифрирования космо- и аэроснимков, с целью получения информации не только о рельефе, но и о геологическом строении и даже об объектах эктояруса – по закономерным связям их с рельефом. Полученный вывод кажется, на первый взгляд, тривиальным, однако история развития дистанционных методов в направлении создания сложных и дорогостоящих систем многозональной съемки и дешифрирования свидетельствует об обратном.

Стимулом развития систем многозонального дешифрирования послужила заманчивая перспектива скорого решения задачи автоматизации сложного процесса дешифрирования на основе фотометрических характеристик снимков — единственно поддающихся машинному распознаванию из всего многообразия дешифровочных признаков, но и то, лишь для простейших объектов. Яркость фотоландшафта и доминирование в нем высококонтрастного (особенно на горных территориях) светотеневого рисунка, создаваемого рельефом, делают проблему многозонального нестереоскопического дешифрирования чрезвычайно сложной и неоднозначной. При стереоскопическом восприятии задача «изъятия» из состава фотоландшафта светотеневой маски, создаваемой рельефом, решается дешифровщиком на интуитивном уровне без каких-либо затруднений. Существенным недостатком систем автоматического дешифрирования является также то, что из них исключается непревзойденный пока инструмент для распознавания образов — мозг дешифровщика.

Целью дешифрирования космо- и аэроснимков является перевод фототонного и цветного изображения фотоландшафта в форму знакового и образного графического или словесного описания некой его части, соответствующей специфике исследований. Такую роль для палеосейсмогеологических исследований играют в первую очередь сами палеосейсмодислокации разных морфологических типов, а также некоторые элементы рельефа и геологического строения, важные с точки зрения генетической интерпретации дислокаций.

Особенность палеосейсмогеологического дешифрирования — это неизменность ранга основных изучаемых объектов при изменении масштаба исследований. Например, при ландшафтном или геологическом картографировании на основе дешифрирования космо- и аэроснимков с уменьшением масштаба карт — в соответствии с картографической генерализацией — растет таксономический ранг изображаемых объектов. А это позволяет (и вынуждает) использовать при уменьшении масштаба исследований вместо крупномасштабных средне- и мелкомасштабные источники дистанционной информации. При картографическом отображении палеосейсмогеологической информации: либо роя палеосейсмодислокаций, либо отдельных дислокаций, либо сейсмоструктур, либо совокупности роев в виде зон, поясов, представляемых масштабными или внес масштабными картографическими знаками, требуется применение всего масштабного ряда дистанционной, полевой, визуальной и иной информации.

В масштабе космосъемки среднего разрешения (первые десятки метров) возможно и целесообразно выполнение операций по обнаружению в фотоландшафте и предварительному изучению преимущественно гравитационной компоненты роев палеосейсмодислокаций. В масштабе аэросъемки (с разрешением около 1 м) наиболее продуктивно изучение роев и отдельных палеосейсмодислокаций, а также поиск менее фотогеничных из них. Масштаб полевых наблюдений и фоторегистрации обеспечивает обнаружение наименее заметных в фотоландшафте элементов роев палеосейсмодислокаций и изучение деталей их строения, важных для повышения достоверности генетической и сейсмологической интерпретации.

Все разномасштабные снимки в совокупности позволяют выявлять и изучать основные таксономические единицы палеосейсмогеологических исследований — вписанные в рельеф рои палеосейсмодислокаций, являющиеся свидетельствами древних разрушительных землетрясений. Крупные — наиболее фотогеничные и мелкие — наименее заметные элементы роев, практически в равной мере значимы для генетической и сейсмологической интерпретации всего роя.

Стереоскопические технологии позволяют многократно повысить дешифрируемость снимков и информативность ее результатов. Достижение максимального уровня дешифрируемости и информативности дистанционной и полевой съемки реализуется не так просто, как может показаться на первый взгляд. Это объясняется многофакторностью и многовариантностью формирования фототонного отображения элементов фотоландшафта. То есть, одна и та же величина оптической плотности элемента фотографического изображения может быть обусловлена: либо вариацией светотеневого рисунка разноориентированных склонов различной крутизны и освещенности; либо изменением спектральных отражательных характеристик различных горных пород, разных почвенно-растительных ассоциаций; либо множеством вариантов их сочетания во всевозможных пропорциях. Неопределенность генетической интерпретации фототонных различий элементов фотоландшафта возрастает с уменьшением масштаба фотосъемки, то есть, по мере удаления характера фотоизображения от привычного — визуально воспринимаемого. Стереоскопический анализ фототонных различий элементов фотоландшафта позволяет исключить один из факторов их формирования — вариацию светотеневого рисунка, обусловленную рельефом, благодаря физиологическому (более простому и оперативному), а не аналитическому восприятию рельефа в стереомодели — то есть, упростить задачу дешифрирования и повысить информативность и качество его результатов. Кроме того, для палеосейсмодислокаций, особенно гравитационных, с точки зрения генетической интерпретации, весьма информативна их геометрическая форма в трех измерениях и в такой же степени — положение в трехмерном рельефе.

Разрешение спектральнозональных космоснимков съемочного формата 30×30 см с разрешением в первые десятки метров, а также, отчасти, и материалов ординарной космосъемки интернет-

сервиса Google Earth [23], достаточно для выполнения предварительной генетической интерпретации прежде всего гравитационной составляющей роев. Так, крупноглыбовый вещественный состав, характерный для обвальных отложений, с величиной глыб более первых метров, отображается на таких космоснимках, при максимальных увеличениях стереомодели, в виде зернистой шероховатой структуры поверхности. Видны даже отдельные крупнейшие глыбы размером 15–30 м. Глыбовые отложения размерности меньше 1 м обладают на снимках зернистой структурой только в масштабах аэросъемки, крупномасштабной съемки Google Earth с разрешением около 1 м и полевой фоторегистрации. Глыбовый состав отложений позволяет, в совокупности с другими признаками, получаемыми дистанционными методами, отличать обвалы от коренных структурных выступов, от морен, сложенных обломочным материалом широкого гранулометрического спектра и их фрагментов, отчлененных эрозией. Но наиболее генетически информативны на первой стадии палеосейсмогеологических исследований геометрическая форма поверхности обвалов и их геоморфологическое положение. Крупные обвалы, близкие формой поверхности к «идеальному обвалу» [24], легко не только выявляются, но и правильно интерпретируются в трехмерном стереоотображении.

Из тектонических сейсмодислокаций на среднемасштабных космоснимках наиболее «фотогеничны» – то есть, присутствуют в фотоландшафте – разрывы со смещением (сбросы, взбросы, раздвижки и сдвиги), но лишь при условии значительных размеров – длиной до километров и шириной обычно более десятка метров, а также при благоприятном освещении, обеспечивающем контрастный светотеневой рисунок и при отсутствии маскирования растительным покровом и, к тому же, при наличии малоконтрастного фонового рельефа. Сочетание таких условий реализуется не часто, и потому тектонические дислокации для индикации древних эпицентральных областей на космоснимках заметно уступают гравитационным и для этого малопригодны.

Литература

1. Важенин Б. П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
2. Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Изв. СО АН СССР. Сер. геол. и геофиз., 1960. №1. С. 74–90.
3. Флоренсов Н. А. К вопросу о прогнозе землетрясений // Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Наука, 1963. С. 381–383.
4. Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам / Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962. №11. С. 58–74.
5. Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод // Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. С. 15–36.
6. Солоненко В. П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973. №9. С. 3–16.
7. Хромовских В. С. Главные признаки и способы выявления сейсмодетформаций // Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения / Под ред. Н.А. Логачева, В.С. Хромовских. М.: Недра, 1989. С. 229–235.
8. Хромовских В. С., Никонов А. А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. 144 с.
9. Никонов А. А. Реконструкция основных параметров древних сильных землетрясений Средней Азии на основе палеосейсмогеологического метода // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. М.: Вопр. инженерной сейсмологии, 1987. Вып. 28. С. 72–91.
10. Никонов А. А. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология, 1995. №1. С. 4–9.
11. Никонов А. А., Шебалина Т. Ю. Лихенометрический метод датирования сейсмодислокаций (методические аспекты и опыт использования в горах юга Средней Азии). М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 185 с.
12. Важенин Б. П. Земля: взгляд сверху // Наука в России, 1993. №3–4. С. 104–110.
13. Важенин Б. П. Литосборный бассейн как геоморфологическое явление // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: мат. XXXI Пленума Геоморфологической Комиссии РАН (5–9 октября 2011 г.). Отпечатано в типографии «Техноград», Астрахань, 2011. С. 110–114.
14. Важенин Б. П. Уточнение параметров Ямского землетрясения 1851 г. в Северном Приохотье с использованием палеосейсмогеологической методики // Интернет-журнал «Технологии техносферной безопасности» (<http://ipb.mos.ru/ttb>). Выпуск №5 (45), 2012. 10 с.
15. Хромовских В. С., Обухова Л. Г. Количественные соотношения между магнитудами и длинами зон видимых сейсмогенных разрывов по наиболее полной выборке сильных землетрясений мира // Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения / Под ред. Н.А. Логачева, В.С. Хромовских. М.: Недра, 1989. С. 240–255.
16. Adams J. Earthquake-dammen lake in New Zealand // Geology, 1981. Vol. 9. P.215–219.
17. Баррет Э., Куртис Л. Введение в космическое землеведение. М.: Прогресс, 1979. 368 с.
18. Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М. Космические методы в геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 246 с.

19. Кучко А. С. Аэрофотография (Основы и метрология). М.: Недра, 1974. 272 с.
20. Лаврова Н. П. Космическая фотосъемка: Учеб. пособ. для вузов. М.: Недра, 1983. 288 с.
21. Садов А. В., Ревзон А. Л. Аэрокосмические методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 223 с.
22. Викторов С. В. Использование индикационных географических исследований в инженерной геологии. М.: Недра, 1966. 120 с.
23. Важенин Б. П. Новые возможности дистанционных методов в геоморфологии // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: мат. XXXI Пленума Геоморфологической Комиссии РАН (5–9 октября 2011 г.). Отпечатано в типографии «Техноград», Астрахань, 2011. С. 16–21.
24. Важенин Б. П. Бинарная морфологическая классификация горных обвалов // Рельеф и экзогенные процессы гор. Мат. Всероссийской научной конференции, с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л.Н. Ивановского (Иркутск 25–28 октября 2011 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. Т.1. С. 21–24.

ОЦЕНКА ДИНАМИКИ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ С ПОМОЩЬЮ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА САРАТОВА

Т. Н. Виноградова, А. В. Иванов, И. А. Яшков

Саратовский государственный технический университет имени Ю.А. Гагарина, Саратов,
vinogradovatn@mail.ru, yashkovia@mail.ru

ASSESSMENT OF DYNAMICS OF AN EROSIIVE NETWORK BY MEANS OF GEOINFORMATION MAPPING IN THE TERRITORY OF THE SARATOV CITY

T. N. Vinogradova, A. V. Ivanov, I. A. Yashkov

Yuriy A. Gagarin Saratov State technical university, Saratov, vinogradovatn@mail.ru, yashkovia@mail.ru

Изучение развития эрозионной сети урбанизированных территорий на современном этапе представляет особый интерес не только для решения научных проблем геоморфологии, геологии и других наук о Земле, но и для решения практических задач при землеустроительном освоении, в том числе в связи с градостроением и природоохранным обустройством.

При изучении эрозионной сети городской территории широко задействована практика комплексирования методов, что, по мнению авторов, представляется единственным способом получения наиболее полной и объективной геолого-географической и инженерно-геоэкологической характеристик эрозионной сети урбанизированных территорий. Применение какого-либо метода исследования в отрыве от других позволяет получить лишь обобщенную характеристику территории. В этом отношении эрозионные формы представляются наиболее сложным, междисциплинарным объектом научных исследований.

Авторами на протяжении последних лет реализуется комплексное исследование эрозионных процессов на урбанизированной территории г. Саратова. Основными задачами исследований является описание разрезов бортов оврагов и иных элементов эрозионной сети; выполнение детальных промеров элементов эрозионной сети на модельных полигонах; построение продольных и поперечных профилей долин оврагов, балок и малых рек; построение детальных схем эрозионной сети и ее элементов на модельных полигонах; формирование банка фотоматериалов по наиболее показательным эрозионным объектам; анализ наиболее распространенных природных и техногенных процессов и их комплексного геоэкологического воздействия в пределах эрозионных бассейнов урбосистемы Саратова в целом и ее отдельных частях; оценка возможных негативных последствий взаимодействия различных природных и антропогенных факторов в пределах модельных участков; оценка потенциальной эрозионной опасности на территории города и др.

На современном этапе развития исследовательской практики одним из приоритетных методов изучения динамики эрозионной сети является комплексное картографирование с использованием программных средств геоинформационных систем. В лаборатории инженерной геоэкологии СГТУ имени Ю. А. Гагарина с помощью высокоточного геодезического, в том числе и спутникового, оборудования и специализированного программного обеспечения выполняются топографические и геоморфологические исследования на модельных полигонах развития эрозионных процессов, направленные на получение следующих основных практических результатов.

1. Подготовка серии картографических продуктов, характеризующих влияние крупных объектов несанкционированного размещения твердых бытовых отходов в долинах оврагов, балок и малых рек г. Саратова на динамику эрозионной сети. С этой целью на модельном поли-

гоне в долине Маханного оврага изучается история формирования и современное геоморфологическое строение системы свалочных тел. Авторами в 2012 и 2013 году были проведены маршрутные геоморфологические исследования, включающие следующие виды работ: а) детальная рекогносцировка объекта местности, б) планово-высотная съемка местности с применением двухчастотного спутникового геодезического оборудования и электронного тахеометра в) описание морфологии дна и бортов Маханного оврага; г) фотографическое документирование.

В результате полевых и камеральных исследований и анализа крупномасштабных топографических карт на разные интервалы времени получены линейные, площадные и объемные характеристики свалочного тела, функционирующего в долине оврага (таблица 1), выполнены карты геоморфологической поверхности свалочного тела по состоянию на 1975 г., сер. 90-ых гг. и ноябрь 2012 г. (рис. 1) и построены поперечные и продольные профили свалочного тела и оврага.

Таблица 1

Динамика основных морфометрических характеристик свалочного тела в долине Маханного оврага за 1975–2012 гг.

Основные морфометрические характеристики свалочного тела	По состоянию на 1975 год	По состоянию на сер. 90-ых гг.	По состоянию на ноябрь 2012 года
Длина, м	346	414	458
Ширина, м	180	355	355
Площадь, м ² (га)	48 391 (4,8)	103 946 (10,3)	110 691 (11,1)
Объем, м ³	—	384 155,0	790 471,3

По результатам выполнения топографо-геодезических и геоморфологических работ и камеральной обработки в программных средах MapInfo и CREDO с использованием интерактивных материалов картографического сервиса GoogleMaps выявлено, что амплитуда изменения абсолютной высоты современной геоморфологической поверхности свалочного тела относительно исходной геоморфологической поверхности в долине Маханного оврага по состоянию на 1975 год варьирует в интервале от +1 до +24 м (рис. 2).

2. Подготовка серии картографических продуктов, характеризующих закономерности планового рисунка современной эрозионной сети территории Саратова и влияние геоэкологических особенностей городской территории на строение и эволюцию эрозионной сети.

С этой целью модельными объектами исследований были определены наиболее показательные крупные долинные комплексы Глебучева, Белоглинского, Маханного оврагов и р.Гуселки.

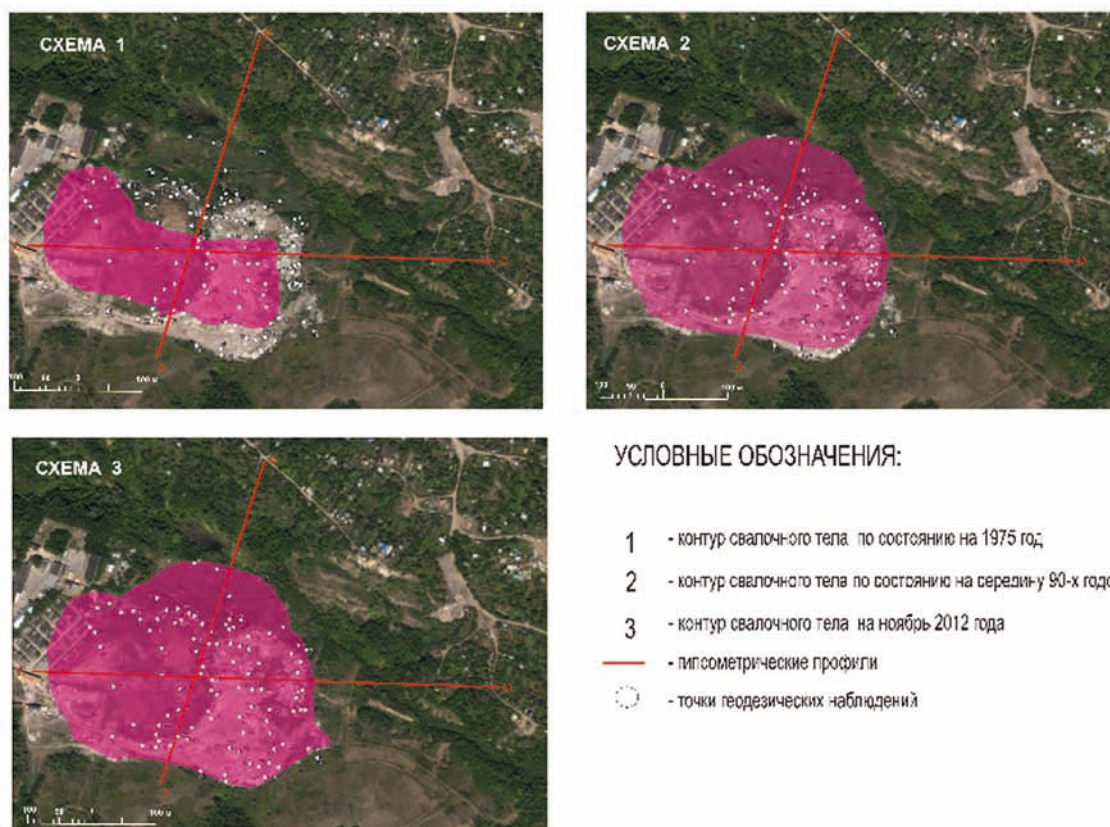


Рис. 1. Изменение площади поверхности свалочного тела в Маханном овраге на изучаемые интервалы времени

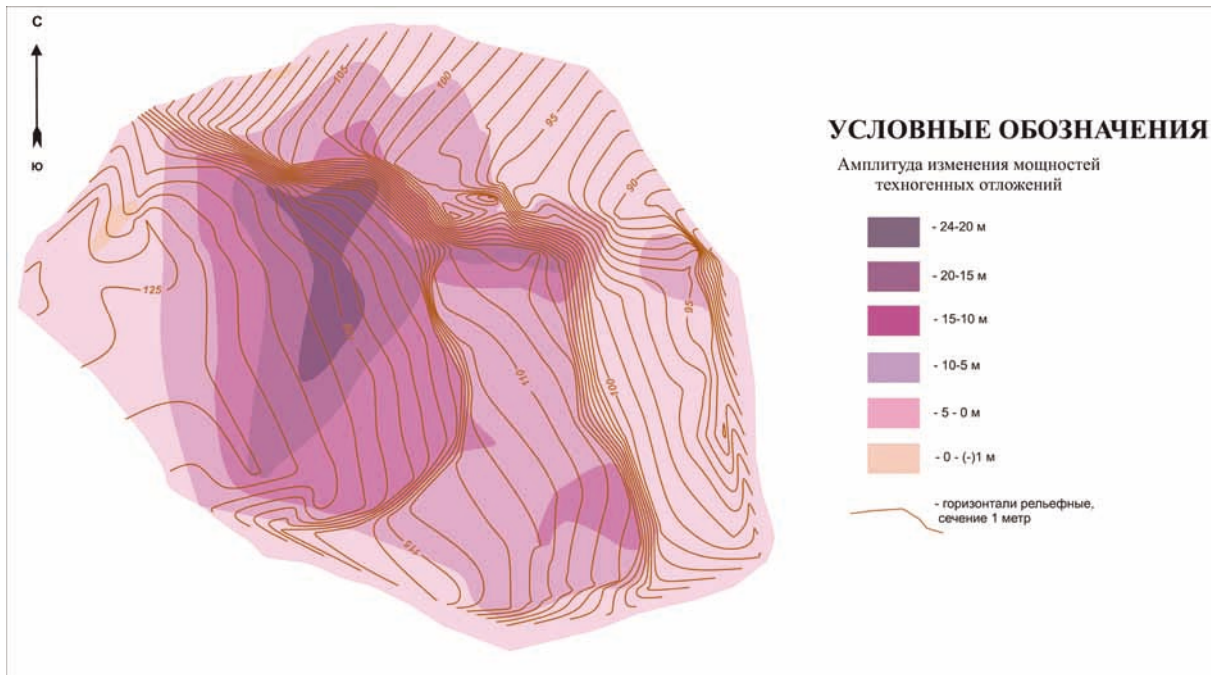


Рис. 2. Амплитуда изменения абсолютной высоты современной геоморфологической поверхности свалочного тела в долине Маханного оврага

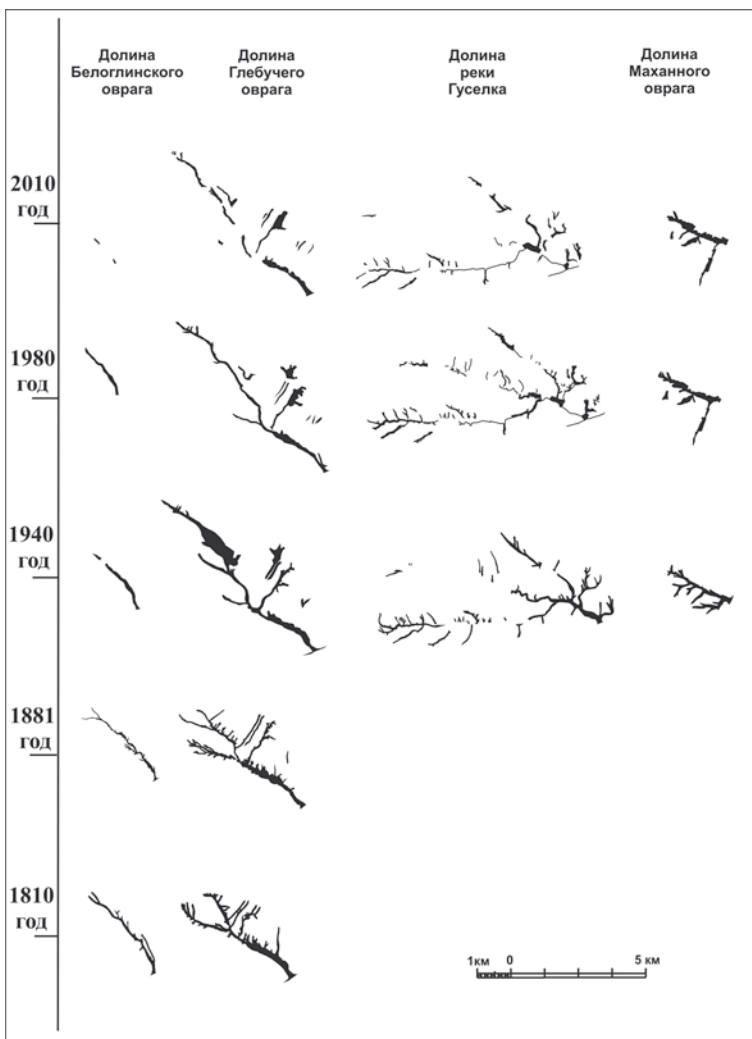


Рис. 3. Эволюция планового рисунка крупных эрозионных форм г. Саратова за 1810–2010 гг.

Характерные особенности изменения планового рисунка эрозионных объектов на основе интерпретации данных, полученных при анализе серии топографических карт, схем и чертежей на территорию г. Саратова за последний 200-летний период его развития (1810–2010 гг.), приведены на рис. 3.

В настоящее время для территории г. Саратова характерно проявление комплекса геоэкологически опасных процессов (оползни, подтопление, заболачивание, просадочные явления и др.), связанных с антропогенным нивелированием городского рельефа и, в первую очередь, элементов эрозионной сети. Данный вид нивелирования городской эрозионной сети обусловлен: а) прогрессирующим ростом городской территории через разравнивание новых площадей под строительство зданий и сооружений (порой хаотично расположенных); б) катастрофическим процессом роста и появления крупных объектов несанкционированного размещения твердых бытовых отходов в эрозионных долинах; в) прокладкой новых дорог и повторным асфальтированием уже существующих транспортных сетей; г) засыпкой и замусориванием людьми, особенно в зонах малоэтажной и коттеджной застройки и дачного строительства, элементов эрозионной сети, в результате которых более мелкие их порядки в своих верховьях «застывают», приспособабли-

ваясь к новому более высокому базису эрозии, также «обрастая» при этом техногенным и бытовым мусором; и т. д. На фоне этой тенденции возникают и предпосылки для активизации участков древней эрозионной сети, формирования ее новых элементов. В перспективе взаимодействие города и эрозионной сети будет только усложняться. Такой вывод подтверждается современной напряженностью устойчивых связей, возникающих с учетом многофакторности и многогранности процесса коэволюции урбанизированного пространства и его эрозионной сети.

Оценка динамики эрозионной сети на территории г. Саратова особенно актуальна в связи с интенсивностью градостроительства, масштабным и неконтролируемым функционированием объектов несанкционированного размещения твердых бытовых отходов и другой антропогенной деятельностью. В связи с этим комплексное картографирование с использованием программных средств геоинформационных систем представляется наиболее эффективным направлением научного мониторинга эрозионных процессов, позволяющим осуществлять поиск и реализацию природоохранных, инженерных, градостроительных и управленческих решений.

Работа выполняется в рамках программы стратегического развития СГТУ имени Гагарина Ю.А. на 2012–2016 годы при финансовой поддержке Минобрнауки России, тема 2.1.6. Развитие учебно-научной лаборатории инженерной геоэкологии; государственного задания Минобрнауки России высшим учебным заведениям на 2012–2014 годы в части проведения научно-исследовательских работ; тема НИР «Исследование системы инженерно-геоэкологических опасностей сети городских поселений: закономерности развития, обеспечение устойчивого развития и предупреждение чрезвычайных ситуаций (на примере Среднего и Нижнего Поволжья)»

ОБРАБОТКА ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ БАЗОВЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ТЕОРИИ МАСШТАБНОГО ПРОСТРАНСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Г. З. Гильманова, О. В. Рыбас

Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск,
gigulya@yandex.ru, o_rybas@itig.as.khb.ru

PROCESSING OF DIGITAL ELEVATION MODELS BY APPLYING OF FUNDAMENTAL PRINCIPALS OF SCALE-SPACE THEORY GEOLOGICAL ASPECTS.

G. Z. Gilmanova, O. V. Rybas

Institute of Tectonics and Geophysics named after Yu. A. Kosygin of FEB RAS, Khabarovsk,
gigulya@yandex.ru, o_rybas@itig.as.khb.ru

Разработаны технология применения теории масштабного пространства для обработки цифровых моделей рельефа (ЦМР) и принципы построения синтезированных цветных изображений, состоящих из различных компонентов масштабных представлений. Применение теории масштабного пространства для выделения и анализа структур рельефа рассмотрено в связи с решением геологических задач.

Определимся с термином «масштабное пространство». При исследовании сложных сигнальных последовательностей часто возникает задача, связанная с выделением их структур, т.е. частотных характеристик, инвариантов, связей между ними [6–9]. При этом структуры, выделенные из исходных данных, представленные в разном масштабе, с одной стороны, могут существенно отличаться друг от друга, а с другой – могут быть использованы как взаимодополняющие конструкции, позволяющие строить максимально полную картину характера исследуемого сигнала. Термин «масштаб» следует понимать в контексте точности представленной информации. Ниже рассматривается методика применения теории для выделения структуры рельефа по данным ЦМР.

Не вдаваясь в математические подробности (они описаны в статье [5]), рассмотрим основные положения этой теории, где объектом исследования послужили две ЦМР – SRTM03 (~90 м/пикс) и Aster_DEM (30 м/пикс).

Принятое обозначение для масштабного представления $L(x,y;t)$ означает результат свертки исходной 2-мерной поверхности $f(x,y)$ (т.е. ЦМР, в нашем случае) с ядром Гаусса $g(x,y;t)$ с масштабным параметром t . Таким образом, геометрический смысл этой операции – это сглаживание поверхности с определенным параметром масштаба t . При этом величина t связана с результатом операции $L(x,y;t)$ таким образом, что из исходного изображения $f(x,y)=L(x,y;0)$ удаляются все детали, чьи линейные размеры не превышают величин \sqrt{t} . Это позволяет, с одной стороны, избавиться от шумов исходного материала (или хотя бы существенно их ослабить), и с другой – произвести его генерализацию, т.е. оставить элементы рельефа такой линейной размерности, которая необходима на текущем этапе обработки.

Производная, по своему определению, является скоростью изменения функции. Частная производная по каждой из пространственных переменных для поверхности рельефа – это характеристика изменения высот по соответствующим направлениям. Для краткости запишем их L_x и L_y , тогда вектор $(L_x, L_y)^T$ – это градиент функции $L(x,y;t)$, который указывает направление наискорейшего роста функции в каждой точке (x,y) и чей модуль равен скорости ее изменения в этом направлении. Таким образом, градиент характеризует состояние поверхности, как по крутизне, так и по направлению склона (азимуту). Модуль градиента вычисляется по формуле:

$$|\mathit{grad} L| = |\nabla L| = \sqrt{L_x^2 + L_y^2}.$$

Частные производные второго порядка обозначим L_{xx} , L_{yy} и L_{xy} . Существует достаточно большой набор основанных на них методов для анализа структуры сигнала, но для анализа структуры рельефа интересен в первую очередь оператор Лапласа ($\nabla^2 L = L_{xx} + L_{yy}$). Следует отдельно отметить, что кроме масштабных представлений L и их производных различных порядков существуют более сложные объекты – это различные функции, где аргументом являются масштабные представления (назовем их операторы масштабного представления, или просто масштабные операторы). В эту категорию попадают модуль градиента $|\nabla L|$ и оператор Лапласа $\nabla^2 L$.

Необходимость использования мультимасштабного представления определяется тем, что для объектов реального мира не существует такого универсального масштаба, когда можно было бы выделить все элементы структуры в течение единственной серии преобразований. Чаще всего тонкие и точные особенности лучше проявляются при малых значениях сглаживающего параметра масштаба t , при этом теряются грубые формы. При увеличении t происходит генерализация обрабатываемой поверхности $f(x,y)$ с потерей детальности, но появляется возможность проявить более обобщенные структурные составляющие. Таким образом, произведя серию обработок поверхности $f(x,y)$ (это может быть модуль градиента, оператор Лапласа на поверхности Гаусса, любое другое преобразование) с различной степенью генерализации, получим серию результатов, которая может быть в свою очередь использована для дальнейшей обработки в аналитических системах (линеаменты, текстуры и др.).

Один из вариантов представления результатов – формирование синтезированных цветных изображений. Эти изображения уже не являются ЦМР, в них отсутствует высотная составляющая. В частности, для RGB-изображений каждым из цветовых каналов является масштабное представление исходного рельефа или его производные, каждый со своим масштабным параметром t . В конечном итоге требуется построить изображение, которое максимально наглядно выделяет и разделяет геологические или тектонические структуры. Опыт показал, что из множества видов масштабных представлений, их производных и операторов наиболее подходящими для этого оказались сглаженное исходное изображение $L(x,y;t)$ и два оператора: модуль градиента и оператор Лапласа.

Масштабы выбираются с линейно-убывающей детализацией с учетом затрат ресурсов компьютера. В нашем случае использовались операторы – исходный рельеф, первая (модуль градиента) и вторая (оператор Лапласа) производные, и масштабные параметры t 1, 16 и 81. В зависимости от конкретных целей исследований, эмпирическим путем выбирается та или иная комбинация параметров (масштабы, операторы и цвета), позволяющая наилучшим образом дешифрировать геологические объекты.

Ниже рассматриваются примеры геологического дешифрирования элементов различного облика – линеаментов и кольцевых структур.

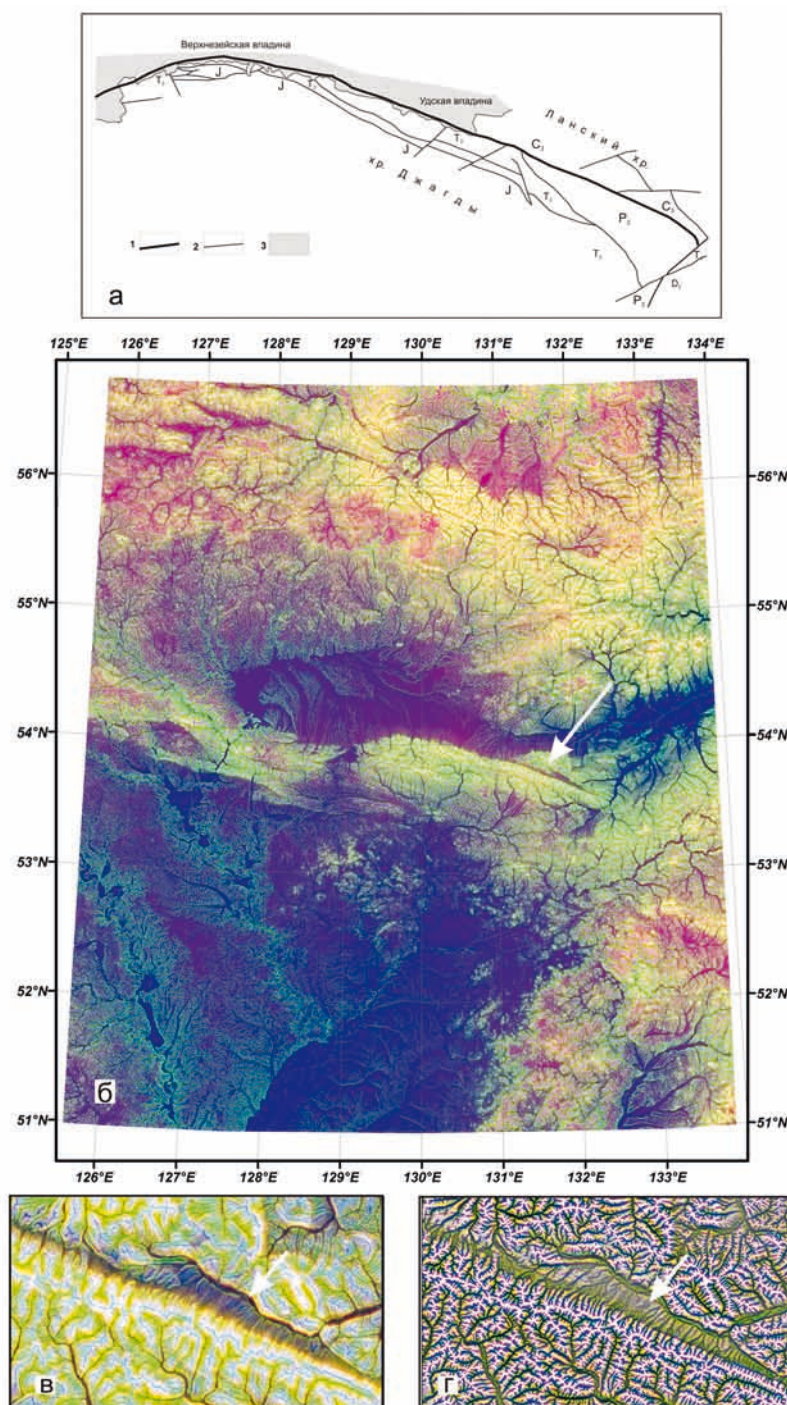
Прекрасно выраженный линеамент – Ланский глубинный разлом в хр. Джагды. Этот хребет представляет собой сложно построенное покровно-складчатое геологическое сооружение (часть восточного сегмента Монголо-Охотской складчатой системы), сложенное средне- и верхнепалеозойскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными формациями (рис. 1). На севере Ланским глубинным разломом он отделен от Верхнезейской и Удской впадин, выполненных кайнозойскими осадочными образованиями, и от палеозойско-мезозойских складчатых образований Ланского хребта. Ланский разлом сравнительно хорошо (для Д. Востока) изучен еще в 60-е гг. прошлого века, в процессе государственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000 первого поколения [2, 3]. Докайнозойские движения по Ланскому разлому были взбросо-надвиговыми с большой левосдвиговой компонентой (хр. Джагды смещался к востоку).

Ланский разлом сейсмически активен в настоящее время, по нему хр. Джагды надвигается на расположенные севернее впадины; вдоль восточной части разлома заложена узкая тектоническая долина, по которой протекают р. Лан, ее правый приток и левый приток р. Шевли. Поэтому Ланский разлом прекрасно выражен на любых материалах аэро- и космических съемок. Поскольку разлом относится к категории глубинных, он представлен широкой зоной преобразованных пород, в пределах которой распространено большое количество разрывов разной протяженности и направления. Наиболее крупные из них имеют то же простирание, что и зона Ланского разлома в целом. По этой причине при составлении геологических карт всегда возникало сомнение – где именно проводить

линию, обозначающую Ланский разлом, т. е. какой конкретно из картируемых дизъюнктивов считать магистральным разрывом?

Подобранные синтезированные изображения четко показывают, что в восточной части современные движения обрезают предгорный шлейф и, видимо, хорошо выраженный линеймент совпадает именно с магистральным разрывом. В западной части разлома магистральная линия перекрыта рыхлыми образованиями предгорного шлейфа и современного аллювия; здесь хорошо видны линейменты — долины небольших водных потоков и водоразделы между ними. По-видимому, большей частью они определяются поверхностями сместителей сбросо-обвалов, по которым обрываются козырьки нависающей над впадинами части хребта при его воздымании, а обвалившиеся породы перекрывают поверхность сместителя Ланского разлома. Характерно, что в лежащем (северном) крыле разлома не просматриваются никакие структурные особенности рельефа. Это — явное свидетельство, что движется именно хр. Джагды, а Верхнезейская и Удская впадины в настоящее время не испытывают опускания.

На обработанных изображениях прекрасно выражены кольцевые хребты, оконтуривающие как интрузивные массивы (нередко жерловины вулканов), так и кальдеры различного типа. В каче-



(а) Геологическая схема расположения Ланского разлома по [3; 4; 8].

- 1 — магистральный разрыв Ланского разлома;
- 2 — прочие разломы;
- 3 — кайнозойские пролювиальные, аллювиальные и озерно-болотные отложения Верхнезейской и Удской впадин.

- б-г — синтезированные RGB-изображения, где
- (б) — цветовые компоненты R — высоты, G и B — модуль градиента (первая производная) с масштабами $t=1$ и 81 соответственно;
- (в) — R, G, B — операторы Лапласа (вторая производная) с масштабами $t=16, 1, 81$ соответственно;
- (г) — R, G — модуль градиента рельефа (первая производная) $t=16, 1$; B — оператор Лапласа $t=81$. Стрелками показан Ланский разлом.

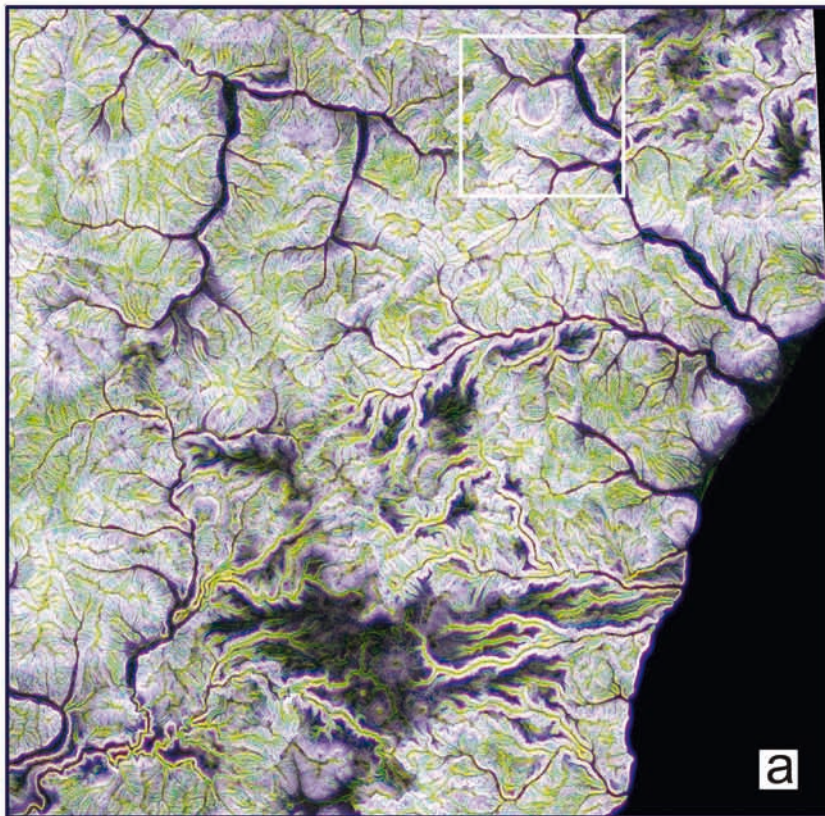
Рис. 1. Хребет Джагды, восточный сегмент Монголо-Охотской складчатой системы

стве наглядного примера приведен кольцевой хребет на правом берегу р. Самарги [3]. Он оконтуривает практически идеально круговой (на уровне эрозионного среза) выход гранитов, окруженных полей верхнемеловых андезитов (рис. 2). Несомненно, хребет связан с кольцевым разломом — центральный интрузив и кольцо эффузивов имеют разный возраст и разный петрографический состав. Однако точное положение кольцевого разлома определить довольно трудно — нужно исследовать различные варианты синтезированных изображений, в том числе и трехмерные. На обработанных снимках очень эффектно выглядят поля четвертичных базальтов, а в их пределах — отпрепарированные вулканические конусы, причем последних выявляется существенно больше, чем в процессе полевых работ или дешифрирования аналоговых снимков.

Разработанная методика успешно применялась также для геолого-структурного районирования крупных блоков земной коры, изучения особенностей строения района взаимодействия Евразийской и Амурской плит, а также Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива [1].

Применение теории масштабного пространства для обработки ЦМР дает хорошие результаты при решении задач геолого-структурного районирования. Интерпретация синтезированных изображений, полученных в результате обработки ЦМР, позволяет значительно более точно устанавливать размеры и взаимоотношения различных геологических объектов, а повышенная обзорность — увязывать разрозненные природные элементы в единое целое и распознавать большое количество однородных и разнородных геологических объектов.

Большой выбор комбинаций при создании синтезированного изображения дает возможность подбирать наиболее характерные варианты для решения конкретных задач не только тектоники и геоморфологии, но и других разделов геологии.



(а) — район базальтового плато между реками Единка и Кузнецова. Синтезированное RGB-изображение, где цветовые компоненты - R, G, B — модуль градиента с масштабами $t=16, 1, 81$ соответственно;

(б) — синтезированное RGB-изображение кольцевой структуры, где цветовые компоненты R, G, B — операторы Лапласа с масштабами $t=16, 1, 81$ соответственно.

На врезке показана геологическая схема структуры по [5];

(в) — изображение (б) «натянутое» на 3D изображение рельефа вулканического конуса

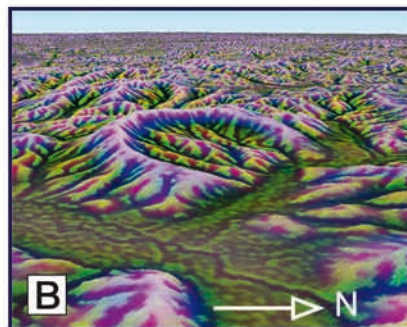
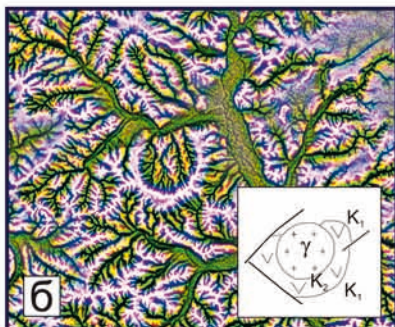


Рис. 2.

Литература

1. Горошко М. В., Гильманова Г. З. Использование анализа цифровых моделей рельефа при изучении металлогении Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива // Вестник ДВО. 2012. №6. С. 50–57.
2. Забродин В. Ю. Трещиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагды, Д. Восток) // Геотектоника. 1967. №1. С. 107–111.
3. Забродин В. Ю., Турбин М. Т. Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Д. Восток) // Геотектоника. 1970. №3. С. 104–114.
4. Назаренко Л. Ф. Геологическая карта Приморского края. Масштаб 1 : 1 000 000. Владивосток: СВПГО. 1988.
5. Рыбас О. В., Гильманова Г. З.. Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исследование земли из космоса. 2011. №6. С. 45–52.
6. Koenderink J. J. The structure of images // Biol. Cyb. 1984. Vol. 50. P. 363–370.
7. Koenderink J. J., van Doorn A. J. Representation of Local Geometry in the Visual System // Biol. Cyb. 1987. Vol. 55. P. 367–375.
8. Romeny B. t. H. Front-End Vision and Multi-Scale Image Analysis. Kluwer. Springer. 2003. P. 484.
9. Witkin A. P. Scale-space filtering // Proc. 8th Int. Joint Conf. Art. Intell., 1983. P. 1019–1022.

ИССЛЕДОВАНИЕ НИВАЦИИ И МАЛЫХ ФОРМ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЛАГОНАКСКОГО НАГОРЬЯ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Головань К.Р., Погорелов А.В.

Кубанский государственный университет, Краснодар, krgolovan@gmail.com

RESEARCH OF NIVATION AND SMALL FORMS GLACIATION OF THE LAGONAKI HIGHLAND USING THE REMOTE SENSING DATA

Golovan K. R., Pogorelov A. V.

Kuban State University, Krasnodar, krgolovan@gmail.com

Ввиду освоения низко- и среднегорных районов в рекреационных и спортивных целях, изучение снежников и их влияния на компоненты природной среды и антропогенные объекты представляется весьма актуальным. Хорошо известно, что снежники весьма чутко реагируют на климатические изменения, их размеры и число могут служить показателями состояния массивного оледенения. Число малых форм увеличивается при деградации оледенения за счет отчленения и распада более крупных ледников. При похолодании климата и активизации оледенения число малых форм увеличивается за счет образования новых вследствие увеличения и накопления твердых атмосферных осадков [1]. Наличие малых форм оледенения характеризует гляциологическую активность территории.

Основной целью данной работы является оценка современного состояния оледенения малых форм и нивационных процессов на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ).

Понятие «малые формы оледенения» впервые ввел М. В. Тронов в 1954 г. [2]. Под этим он понимал «малые ледники», многолетние снежники с ледяным ядром и снежники-перелетки. Вслед за [1, 3] отнесем к малым формам оледенения «малые ледники», фирновые ледники и снежники-перелетки. Понятно, что устанавливаемые размеры малых ледников должны соотноситься с масштабом местного оледенения. В гляциологическом словаре [4] «малый ледник» определен как ледник площадью 0,1 км² и менее, что вполне отвечает представлениям о малых формах оледенения применительно к Кавказу. Фирновые ледники – переходная форма между снежниками и ледниками. По мере увеличения времени существования снежника-перелетка (более 7 лет) накапливается фирновая толща. Все больше фирна преобразуется в лед, ледяное ядро начинает движение. Снежник превращается в фирновый ледник, состоящий более чем на 50% из снега и льда [1].

Современные методы изучения ледников и снежников качественно отличаются от традиционных [5]: использование данных дистанционного зондирования, в частности данных спутниковых и аэрофотосъемок в труднодоступных горных областях, заметно расширяет существующие подходы к наземному мониторингу гляциологических объектов. А если учесть, что объекты изучения находятся в труднодоступной местности, где применение наземных методов мониторинга трудоемко и нередко опасно, то использование методов дистанционного зондирования нередко представляется наилучшим решением. Так, в практике описания пространственной структуры поля снежного покрова роль дистанционных высокоточных измерений постоянно расширяется [6, 7].

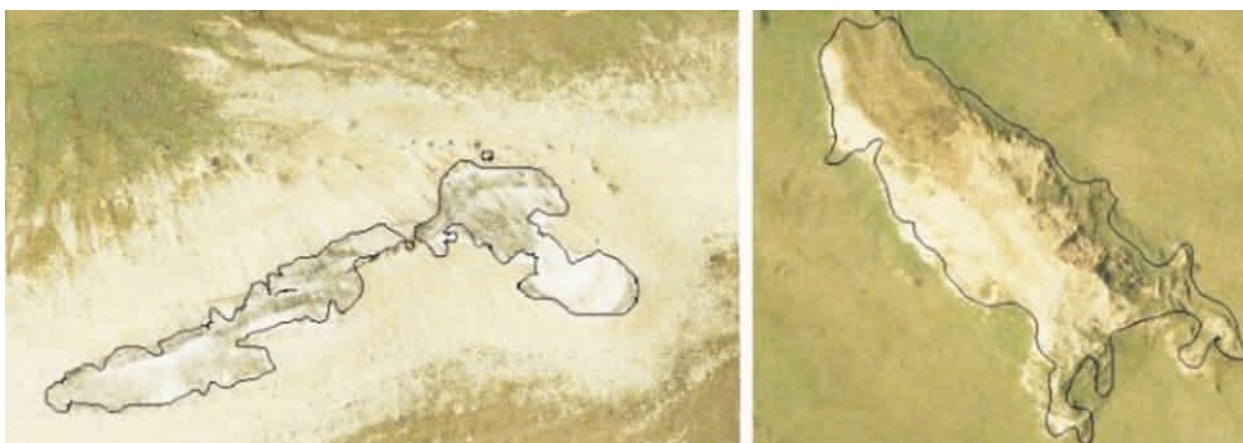


Рис. 1. Пример автоматизированного дешифрирования снежника-перелетка (слева) и области нивации (справа) на Лагонакском нагорье

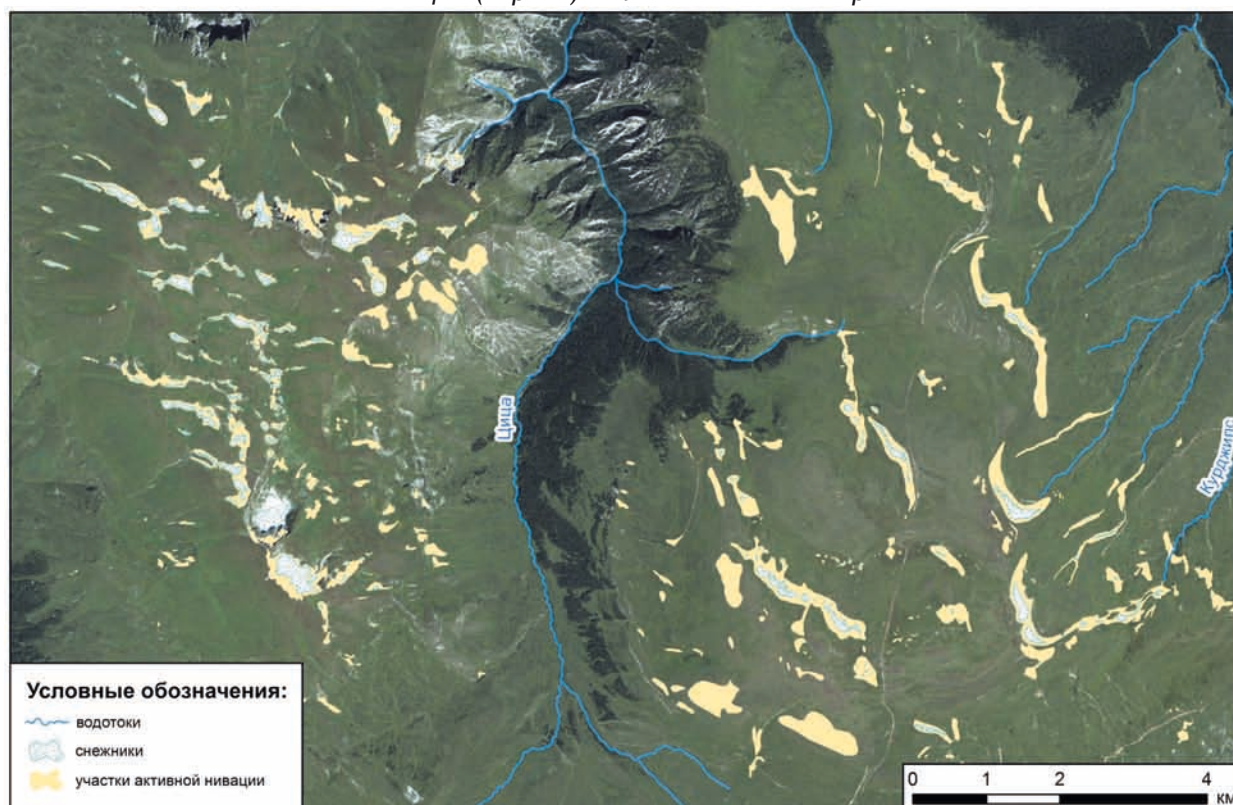


Рис. 2. Карта малых форм оледенения Лагонакского нагорья (фрагмент)

Лагонакское нагорье имеет среднюю высоту около 2000 м, площадь – 1025 км² при длине границ 163 км [8]. Практически вся территория плато административно входит в Майкопский район Адыгеи, небольшие участки в северной части нагорья (в долине реки Курджипс) и в западной (склоны горы Мессо) – в Апшеронский район Краснодарского края. Территория нагорья за исключением участков, расположенных в Апшеронском районе, входит в состав Кавказского биосферного заповедника.

В данной работе по материалам дистанционного зондирования решалась проблема дешифрирования оледенения малых форм и областей, подверженных процессам нивации. Исходные данные – спутниковые снимки и материалы воздушного лазерного сканирования. Точки лазерного отражения (ТЛО) использовались для выделения границ и распознавания непосредственно объектов оледенения и областей, подверженных активной нивации. Независимая проверка результатов дешифрирования проводилась по спутниковым снимкам WorldView-1 разрешением 0,5 м; кроме того, снимки использованы как основа для карты малых форм оледенения нагорья. Лазерное сканирование выполнено ООО «Аэротех» (г. Краснодар) в августе-сентябре 2010 г.

В программном комплексе ArcGIS (Esri) по данным ТЛО созданы две модели для автоматизированного выделения снежно-ледовых образований и областей, подверженных нивации. Главным дешифровочным признаком служит высокая отражающая способность снега и льда, а также областей нивации. Для каждой точки лазерного отражения воздушным сканером фиксируется параметр

интенсивности в диапазоне от 0 до 255. Экспериментально установлено, что значение интенсивности от 0 до 28 соответствует поверхностям снега и льда, а значение от 29 до 110 – областям нивации. Характерный пример автоматизированного дешифрирования представлен на рисунке 1.

На основе полученных границ и снимков спутника WorldView-1 составлена карта малых форм оледенения Лагонакского нагорья (рис. 2).

Погрешность, определенная путем сравнения результатов автоматизированного и ручного дешифрирования, составила не более 10% площади объектов. В большинстве случаев ошибки вызваны наличием на поверхности снежников и ледников пыли и обломочного материала, в связи с чем отражающая способность уменьшается.

Всего на исследуемой территории выявлено 423 снежника-перелетка общей площадью 1,2 км², 340 участков нивации (соответствующих сезонным снежникам) площадью 8,2 км².

Выполненная работа с впервые полученными количественными оценками, позволяет оценить современное состояние оледенения малых форм Лагонакского нагорья, а также оценить вклад нивации в формирование ландшафтов. Исследования закладывают основу мониторинга малых форм оледенения и процессов нивации на исследуемой территории.

Литература

1. Ильичев Ю. Г. Малые формы оледенения. Распространение, режим и динамика (на примере Западного Кавказа) / Ю. Г. Ильичев, Д. С. Салпагаров // Труды Тебердинского государственного биосферного заповедника. М. : НИА-Природа. 2003. № 34. 129 с.
2. Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. / М. В. Тронов // М. : Географгиз. 1954. 276 с.
3. Коваленко Н. В. Режим и эволюция малых форм оледенения: диссертация ... кандидата географических наук: 25.00.31 / Н. В. Коваленко; [Место защиты: Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова]. М., 2008. 207 с.
4. Гляциологический словарь / под ред. В. М. Котлякова. Л. : Гидрометеиздат. 1984. 524 с.
5. Осокин Н. И. Снежники и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР / Н. И. Осокин. М. : Наука. 1981. 69 с.
6. Погорелов А. В. Исследование структуры поля снежного покрова в горах с использованием технологии воздушного лазерного сканирования: постановка проблемы и предварительные результаты / А. В. Погорелов, Е. С. Бойко, И. Г. Ризаев // Краснодар: Геоинжиниринг. 2008. № 1(5). С. 14–22.
7. Погорелов А. В. Применение воздушного лазерного сканирования для моделирования поля снежного покрова на горных склонах / А. В. Погорелов, Е. С. Бойко, И. Г. Ризаев // М. : Пространственные данные. 2007. №4. С. 34–38.
8. Лозовой С. П. Лагонакское нагорье: суть понятия, площадь, границы / С. П. Лозовой, С. А. Шумейко // Краснодар: Кубанский гос. ун-т. 2012. 5 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИЙ СО СЛОЖНОЙ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ

В. А. Гусев, А. В. Молочко

Географический факультет СГУ им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, farik26@yandex.ru

USING OF MODERN GEOINFORMATION TECHNOLOGIES AND REMOTE SENSING DATA FOR MONITORING OF TERRITORIES WITH COMPLICATED GEOECOLOGICAL CONDITIONS

V. A. Gusev, A. V. Molochko

Geographical faculty Saratov State University, Saratov, farik26@yandex.ru

В последнее время интерес к воде постоянно возрастает, а ситуация вокруг водных ресурсов с каждым днем становится все острее. По прогнозам специалистов уже к середине наступившего XXI века вода превратится в самый дорогой ресурс, оставив позади углеводородное топливо, цветные металлы и т. д. Вода уже сегодня превращается в стратегический ресурс [1].

Аральское море ранее являвшееся крупнейшим внутриконтинентальным замкнутым водоемом Земли, начиная с 1960-х гг. стремительно сокращается. Изучение динамики сокращения его акватории, а также создание прогнозов развития ситуации – задача исключительно важная как для всего Центрально Азиатского региона, так и для мира в целом [2].

В целях оптимизации принятия решений и составлении прогнозов развития экологической ситуации широко применяются современные методы обработки данных дистанционного зондирования Земли и ГИС-технологии.

Для решения проблемы Аральского моря, стабилизации его уровня существует ряд концепций (переброска части стока сибирских рек в бассейн Аральского моря; прекращении освоения новых крупных массивов орошения и внедрение крупномасштабных проектов экономии водных ресурсов; возведение перемычки «Каратерень-Кокарал»). Однако для решения и осуществления любой концепции необходима оперативная информация об экологической обстановке территории.

Существует большое количество методик определения границ водных объектов и их изменений – полевые исследования, анализ картографического материала и т. д. Использование данных ДЗЗ представляет собой актуальное направление исследований в этой области.

К основным методам изучения прибрежных зон с помощью данных ДЗЗ относятся [3]:

- съемка в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне спектра, выполняемая фотоаппаратными и оптикоэлектронными сканирующими системами;
- тепловая съемка в инфракрасном диапазоне с помощью инфракрасных радиометров, дающая информацию о температуре водной поверхности;
- съемка в микроволновом диапазоне, выполняемая СВЧ-радиометрами, позволяющая разделять однолетние и многолетние льды, определять соленость воды;
- активная радиолокация в том же микроволновом диапазоне, дающая информацию о состоянии поверхности водоемов, волнении, приповерхностных ветрах.

В данной работе было проведено исследование изменения береговой линии Южной части Аральского моря с помощью программного комплекса ScanEx Image Processor методом необучаемой классификации Isodata и методом мультитременного анализа одновременных космических снимков.

Необучаемая классификация Isodata

Данный алгоритм является одним из наиболее популярных, используемых для неуправляемой классификации (классификации без учителя). Он базируется на кластеризации изображения, основанной на разнице между средними значениями кластеров (минимальном спектральном расстоянии между центрами классов) [4]. Результатом обработки является новый растровый слой, содержащий получившиеся кластеры, объединенные по принадлежности к спектральным классам. Получившиеся спектральные классы кодируются от минимальных средних к максимальным и нумеруются с единицы. Последующая обработка сводится к тематической интерпретации получившихся спектральных классов.

Сбор фактического материала

Для проведения необучаемой классификации космического снимка (ISODATA) с сайта геологической службы США www.glovis.usgs.gov были скачены 3 сцены спутника Landsat ETM+ на территорию Аральского моря за 2006 г. [5].

Подготовка данных к дешифрированию

Сцены последовательно были загружены в программный комплекс Image Processor (все каналы) и с помощью инструмента «View Settings – Adjust Layers» в закладке Adjust Colors была последовательно выполнена тональная балансировка изображения. Затем была произведена склейка сцен и создание мозаичных покрытий для 2 видов синтеза каналов: PGB и SWIR-NIR-RED. Первое сочетание представляет собой изображение в реальных цветах, второе сочетание – для лучшего представления неоднородности водной поверхности (рис. 1).

Автоматизированное дешифрирование

Последующая работа с классификацией проводилась для мозаики с сочетанием каналов 5-4-3.

В меню программного продукта Image Processor в закладке Classification была выбрана Unsupervised Classification (Isodata). В предложенном меню растров для классификации были выбраны искомые каналы 5, 4, 3. Для обучения и классификации использовалась векторная маска, созданная ранее через меню Vector. Маска была необходима для исключения из классификации «шумов» по краям мозаики (возникших из-за колебаний сенсора в процессе съемки) и самого черного фона вокруг изображения. Количество классов в классификации было выбрано 15.

При проведении классификации, 15 полученных классов были сгруппированы в итоговые 4 класса, путем присвоения объединяемым классам нового кода и последующей их перекодировки. Были выделены классы: вода, засоленные территории, территории отступившей части моря, а также более возвышенные территории. После определения сгруппированных классов, они были отвекторизованы, причем в качестве минимальной площади векторизации было выбрано значение больше площади 1 пиксела изображения, а именно 1000 м (т. к. данный космоснимок имеет пространственное разрешение 30 м, что отражено в меню Channel Information, в строке Pixel size, то площадь 1 пиксела составляет 900 м).

Созданный векторный слой был записан в обменный формат MIF/MID и импортирован в MapInfo Professional для последующей обработки и анализа. Итогом послужили 14 334 контура, привязанных в проекции WGS84, зона 40, северное полушарие.

Несмотря на то, что была определена минимальная площадь векторизуемых классов, получилось слишком много «шумов», которые были удалены с помощью Медианного фильтра (меню Edit-Filtering-Median Filter). Контура получились более сглаженными и генерализованными.

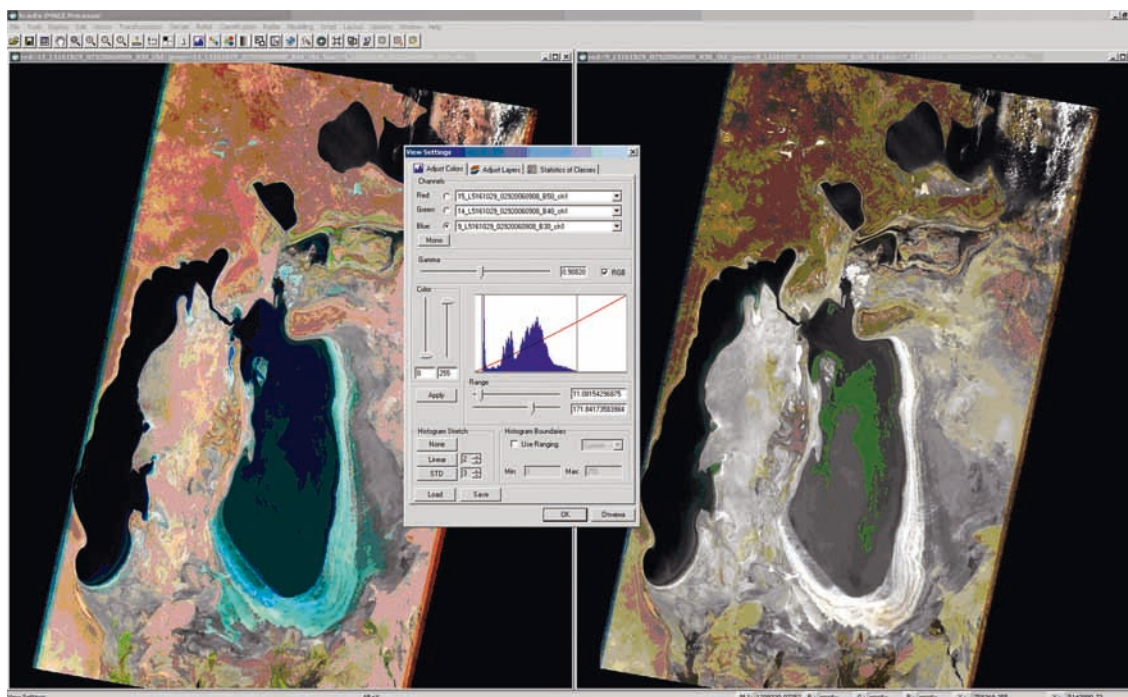


Рис. 1. Каналы 5-4-3 и 3-2-1 для космоснимка Landsat ETM+



Рис. 2. Дамба, отделяющая южную и северную части Аральского моря (фрагмент космоснимка 2006 г.) [6]

Сравнение результатов по площади южной части Аральского моря полученных визуальным дешифрированием космического снимка в формате *.jpg («слитые» RGB каналы) 2006 г. и автоматизированным дешифрированием методом необучаемой классификации (ISODATA), показало 10340 км² и 11620 км² соответственно. Исходя из этого, можно сделать вывод, что автоматизированное дешифрирование именно водной поверхности выполнено более качественно и точно чем визуальное дешифрирование.

Мультивременной анализ космических снимков

Для проведения мультивременного анализа в программном продукте Image Processor реализован инструмент Change detection, однако для изучаемой территории не получилось провести автоматизированный временной анализ. Чтобы выйти из сложившейся ситуации были автоматизировано классифицированы 3 мозаики космоснимков за приблизительно один сезон (сентябрь – октябрь) 2002, 2006 и 2010 гг. Данный временной интервал был выбран для последовательного анализа временных изменений береговой линии южной части Аральского моря, которая является наиболее динамически изменяемой, в связи со строительством дамбы, препятствующей обмелению северной части (рис. 2).

13-километровая дамба и плотина с гидротехническим затвором (рис. 2), построенные Казахстаном в 2005 г., спасли Малый Арал, прекратив отток воды по пересыхающим, ведущим в никуда каналам [7]. С тех пор наблюдается повышение уровня воды и рост рыбных популяций. Гидротехнический затвор, законченный в ноябре того же года, позволяет пропускать лишнюю воду для регулирования уровня водоема.

Однако даже южная часть Аральского моря не является однородной и равномерно изменяющей свою береговую линию. Западная часть южного Арала, являясь более глубокой, пересыхает не так интенсивно, как восточная – наименее глубокая и, соответственно, более подверженная изменению береговой линии.

Для мультитременного анализа изменения береговой линии южной части Аральского моря с сайта геологической службы США www.glovis.usgs.gov были скачены по 2 сцены каждого космического снимка спутника Landsat ETM+ на территорию Аральского моря за 2002, 2006 и 2010 гг. [5]. Далее сцены за каждый выбранный временной промежуток были склеены в программном комплексе Image Processor в мозаику в сочетании каналов 4-5-3, как рекомендуется в источнике [8], поскольку подобное сочетание каналов спутника Landsat с большой точностью позволяет дешифровать водные объекты внутри суши. С помощью необучаемой Unsupervised Classification (Isodata) были выделены 15 классов, сгруппированных в последствии в 2 новых класса – водная поверхность и суша. В отличие от предыдущего раздела, в котором классифицировалась не только вода и суша, а шло более дробное выделение классов, для данного мультитременного анализа достаточно такой классификации. После выделение 2-х новых классов, они были подвержены фильтрации медианным фильтром и векторизованы.

Подобные операции были проведены для 2002, 2006 и 2010 гг. Полученные векторные слои были подгружены в среду программного продукта MapInfo Professional (рис. 3)

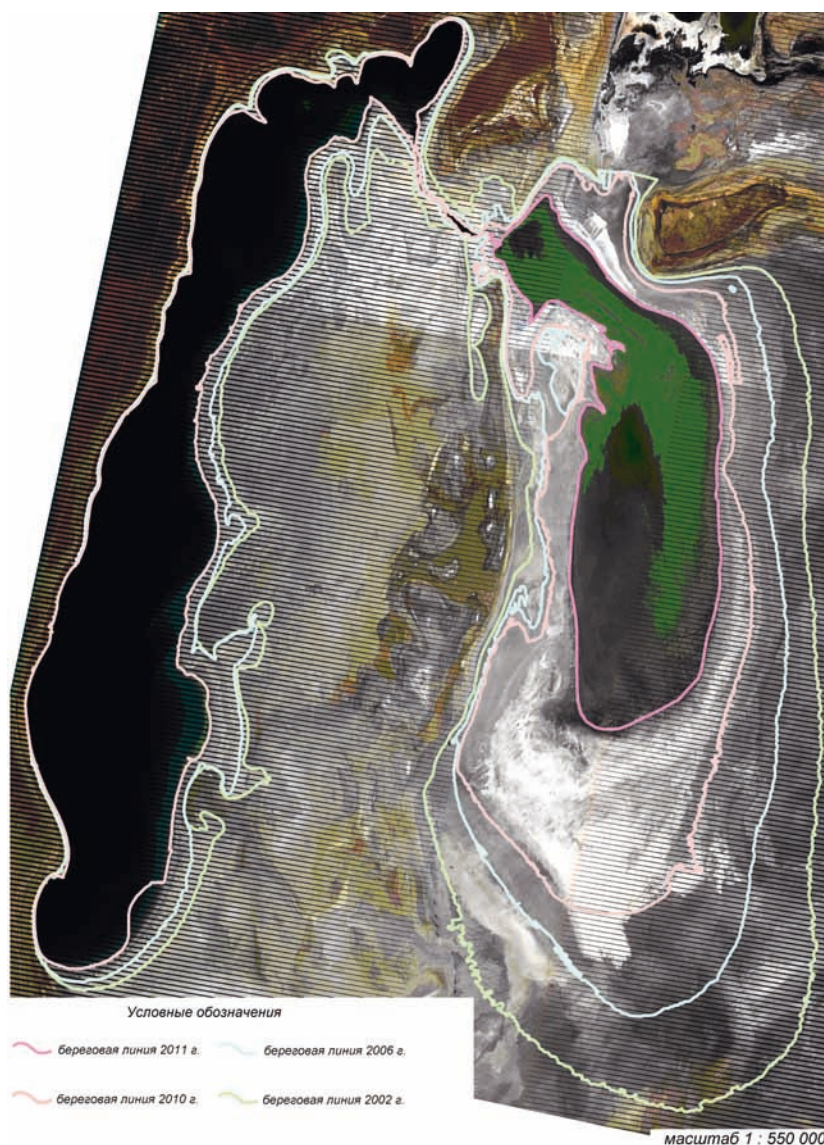


Рис. 3. Изменение береговой линии Южной части Аральского моря за 2002, 2006, 2010 и 2011 гг.

Восстановление всего Аральского моря невозможно. Для этого потребовалось бы в четыре раза увеличить годовой приток вод Амударьи и Сырдарьи по сравнению с нынешним средним показателем 13 км³. Единственным возможным средством могло бы стать сокращение орошения полей, на что уходит 92% забора воды [2, 9].

Рисунок 3 наглядно иллюстрирует тот факт, что многозональные космические снимки позволяют на автоматизированном уровне выявить участки отмели и более глубокие акватории, а также способны предоставить возможность составления прогноза на основании полученных данных. Наиболее точно подобный прогноз представляется реальным провести для южной части моря, поскольку с отсутствием «подпитки» извне он наиболее динамично регрессирует. Тогда как северная часть Арала за последние 20 лет практически не изменила своих границ.

Морфометрический анализ контуров южной части Аральского моря в программном продукте MapInfo Professional, показывает, что в за указанный период с 2002 по 2010 г. площадь сократилась с 15040 км² до 8769 км² или на 42%.

Динамика изменения площади Аральского моря показывает, что целом в период с 2002 по 2010 гг. уменьшение площади южной части Аральского моря оставалось постоянным (около 6% в год). Однако в следующий период с 2010 по 2011 гг. площадь моря уже сократилась на 31%. Резкое уменьшение площади акватории всего лишь за год можно объяснить тем фактом, что глубина восточной части южного Арала за все время его деградации сильно уменьшилась и процессы, связанные с испарением с зеркала воды резко возросли.

Прогноз изменения береговой линии с помощью данных дистанционного зондирования Земли представляет собой перспективное и максимально удобное для восприятия направление. По снимкам высокого разрешения, а также с использованием разновременных (за разные годы или сезоны) космических снимков можно проследить возможные направления регрессии моря.

Литература

1. Данилов-Данильян В. И. Лосев К. С., Потребление воды: экологические, экономические, социальные и политические аспекты. М., 2006. 221 с.
2. Аральское море – введение в проблему. [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://arbutz.uz/w_aral_vv.html
3. Гарбук С. В., Гершензон В. Е. Космические системы дистанционного зондирования Земли. М, 1997. 296 с.
4. Image Processor v. 3.0. Руководство пользователя. М., 2010, 227 с.
5. USGS Global Visualization Viewer. [Электронный ресурс] – Режим доступа: www.glovis.usgs.gov
6. Google Earth [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.google.com/earth/index.html>
7. Миклин Ф., Алалдин Н. Восстановление Аральского моря // В мире науки. М: изд-во ИД НП «Международное партнерство распространения научных знаний», вып. 7, 2009. С. 15–22.
8. Интерпретация комбинаций каналов данных Landsat TM / ETM+. [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://gis-lab.info/qa/landsat-bandcomb.html>
9. Бакашева А. У., Ткачева И. П. Определение изменения границ северной части Аральского моря (Малого Арала) за 2004–2009 гг. // Земля из космоса. М.: Изд-во ООО ИТЦ «СКАНЭКС», вып. 5, 2010. С. 84–88

НАЗЕМНАЯ ЛАЗЕРНАЯ СЪЕМКА И ЕЁ СРАВНЕНИЕ С КАРТОГРАФИЧЕСКИМ И СТЕРЕОФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИМ СПОСОБАМИ ПОЛУЧЕНИЯ ДАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА И РАСЧЕТА МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

В. А. Данилов, Т. А. Лашевцева, Д. П. Хворостухин
Саратовский государственный университет, кафедра геоморфологии и геоэкологии,
kohavi@yandex.ru, khvorostukhin89@mail.ru

LAND LASER RECORDING AND ITS COMPARISON WITH CARTOGRAPHICAL AND STEREOPHOTOGRAMMETRICAL DATA RECEIVING METHODS FOR DIGITAL RELIEF MODELS CREATION AND MORPHOMETRICAL CHARACTERISTICS ESTIMATION

V.A. Danilov, T.A. Lashevtseva, D. P. Khvorostukhin
Saratov State University, department of geomorphology and geoecology, Saratov,
kohavi@yandex.ru, khvorostukhin89@mail.ru

Оползневые процессы имеют весьма широкое распространение на территории Саратовского Поволжья, особенно вдоль восточного склона Приволжской возвышенности, на которой частично расположен город Саратов, а также на склонах долин некоторых рек, балок и оврагов. Этому способ-



Рис. 1. Общий вид на верхний оползень левого борта Октябрьского ущелья (август 2011 г.)

ствуют геолого-тектонические и гидрогеологические условия, глубокая расчлененность рельефа, активная боковая эрозия, климатические особенности, а в последнее время и антропогенные факторы.

Рельеф территории, окружающей город Саратов, характеризуется наличием двух уровней. С запада город ограничен верхней ступенью рельефа, так называемым Лысогорским массивом. Это олигоценая абразионная поверхность с абсолютными отметками 230–270 м, которая обрывается высоким уступом (до 100 м) к оконтуривающей ее акчагыльской террасе. Склоны массива сложены палеогеновыми и верхнемеловыми отложениями. Они осложнены древними оползнями, на которых зачастую протекают современные оползневые процессы. С северо-востока и юго-запада территория города ограничена нижней ступенью рельефа (Соколова гора, Увекская возвышенность) — это верхнеакчагыльская абразионная поверхность, уступом спускающаяся к Волгоградскому водохранилищу, с абсолютными отметками 130–160 м, которая сложена песчано-глинистыми отложениями нижнего мела[1].

За последнее время Саратов активно разросся селитебной застройкой коттеджного и многоэтажного типа за счет застройки долин крупных оврагов и балок, а также уступов Лысогорского плато — древних оползневых тел. С 2001 года в городе наблюдается активизация современной оползневой деятельности обусловленная, в первую очередь, метеорологическими факторами, во вторую — техногенным воздействием, в третьих — гидрологическим режимом Волгоградского водохранилища. Именно первые два фактора играют главную роль в активности оползневых процессов на склонах Лысогорского массива, находящегося вне зоны действия Волгоградского водохранилища, на котором наблюдается 6 крупных оползневых участка, из которых 5 являются активными [1, 2]. К ним относится и верхний оползень левого борта Октябрьского ущелья, нижняя часть которого застроена жилой застройкой.

Исходя из всего выше сказанного, изучение данных оползневых тел и динамики их развития является очень важной задачей, решение которой возможно с использованием современных ГИС-технологий, позволяющих значительно упростить вычисление морфометрических характеристик рельефа по ЦМР.

Цель сообщения — рассмотреть и сравнить современные способы получения данных о рельефе и оценить возможность их применения для построения ЦМР и расчета морфометрических показателей рельефа.

Объектом изучения являлась часть территории активно развивающегося верхнего оползня левого борта Октябрьского ущелья города Саратова (Рис. 1).

Предметом исследования стали возможности применения ЦМР для анализа морфометрических показателей рельефа участка территории оползня, полученных различными способами: стереофотограмметрическим, лазерным и картографическим.

При геоинформационном моделировании и анализе ЦМР был задействован программный комплекс Golden Surfer 7.0, для обработки стереофотограмметрических материалов — Rakurs PhotoMod 4.4, лазерного сканирования — Leica Cyclone 7.1.

Формы рельефа оказывают влияние на распределение энергетических потоков, таких как входящая солнечная радиация, направление поверхностного стока и интенсивность протекания скло-

новых процессов, обуславливая ландшафтную дифференциацию на локальном уровне. Морфометрические работы при описании рельефа проводятся лишь в двух случаях: если они ранее для этих целей не проводились, или же если данные предшествующих измерений почему-либо вызывают сомнения, и стала очевидной необходимость уточнения или проверки ранее полученных данных [3].

Для задач по описанию рельефа свойственны две большие группы работ: работы по качественному описанию рельефа, и работы по количественному описанию рельефа. Ко второй группе относятся, в первую очередь, снятие высот с топографической карты, вычисление всевозможных показателей, составление графиков, таблиц и т. п. [4].

Наиболее важный момент при составлении морфометрических карт рельефа – сбор и картографическая фиксация первичной информации. При составлении морфометрических карт, каждой выделенной на карте территории соответствуют конкретные величины отображаемых характеристик рельефа. Однако все эти значения имеют искажения вследствие особенностей составления исходного картографического материала и генерализации.

Для устранения подобных искажений морфометрических показателей применяется точечно-статистический метод. При использовании ГИС-технологий для морфометрического анализа чаще всего рельеф рассматривается как поле высот, а анализ всех его количественных характеристик проводится по приблизительно одному и тому же алгоритму:

- выбирается сетка квадратов (или сетка узлов) определенного размера;
- в каждом из квадратов проводится измерение интересующего свойства (например, абсолютной высоты);
- результаты измерений представляются в виде регулярной выборки;
- осреднение полученных данных в узле сетки методом «скользящего окна»;
- визуализация полученных результатов.

Фактически узлы регулярной сетки образуют статистическую поверхность, топографическую поверхность или детерминантно-статистическую модель. Л. Х. Робинсон справедливо отметил исключительную важность карт статистических поверхностей для географии. Эти карты не только облегчают изучение закономерностей территориального размещения явлений, но и помогают наиболее эффективно применять математику в географических исследованиях [5].

При представлении рельефа как поля высот морфометрические характеристики рассчитываются чаще всего в точках, расположенных в узлах регулярной сети. Здесь следует отметить, что континуальный подход подразумевает определенность параметра в каждой точке пространства, регулярная же сетка не предполагает этого. Она обеспечивает непрерывность только в контексте ГИС и при соответствии ее детальности масштабу исследований.

К настоящему моменту, разработано много методик и программных средств, позволяющих осуществить анализ рельефа, представленного регулярными сетками, и получать набор разнообразных морфометрических карт. Разные специалисты предлагают свои системы морфометрических показателей, по их мнению, наиболее полно описывающие рельеф. Так, например И. Эванс, предложил описывать форму рельефа системой из пяти показателей: абсолютной высоты, уклона, экспозиции, продольной и профильной кривизной [6]. Близкие системы показателей предлагают и другие ученые. Среди отечественных исследователей аналогичные идеи были высказаны А. Н. Ласточкиным, П. А. Шарым, Д. Вудом и др. [7, 8].

Отметим, что внедрение компьютерной обработки массивов географических данных с использованием ЦМР привело к настоящей революции и в корне изменило подход к двум основным функциям моделирования – морфометрическому анализу и визуализации. Появившиеся чуть позднее геоинформационные системы продвинулись еще дальше в этом направлении, предоставив возможность сочетать результаты моделирования и нетопографические тематические данные.

Оползень на левом борту Октябрьского ущелья образовался 23 мая 2004 года в районе родника вдоль автодороги, соединяющей город с санаторием «Октябрьское ущелье». Площадь оползня на 2007 год составляла 25 тыс. м², а объем смещенных пород оценивался в 250 тыс. м³ при глубине заложения оползня 10–12 м [1]. На конец лета 2011 года площадь оползня оценивалась уже в 40 тыс. м².

Язык оползня продолжает выдвигаться к асфальтированной пешеходной дорожке, нависая перед ней валом средней высотой 3–4 м. Горизонтальные смещения в языке оползня на отдельных участках достигают 2 м. Под напором сползающих пород происходит обрушение деревьев, произрастающих на склоне вдоль дорожки, разрушаются кирпичные колодцы каптированного родника. Породы, слагающие язык оползня, на протяжении 100–150 м сильно разуплотнены, разбиты многочисленными трещинами протяженностью до нескольких десятков метров, по которым начинаются вертикальные просадки до 1 м. Увеличивается протяженность отвесной части стенки срыва, а высота ее возросла до с 10 м в 2007 году до 12–13 м в 2011 г. Прогрессируют обвальнo-осыпные процессы, а обломочный материал скапливается в основании стенки срыва оползня. Отмечаются небольшие блоковые обрушения коренного склона вдоль северо-западной бровки срыва оползня. Все это приводит к деформации плит подпорных стенок, появлению трещины по кирпичной кладке домов по ул. Соловьиной, вспучиванию асфальтового покрытия и пр.

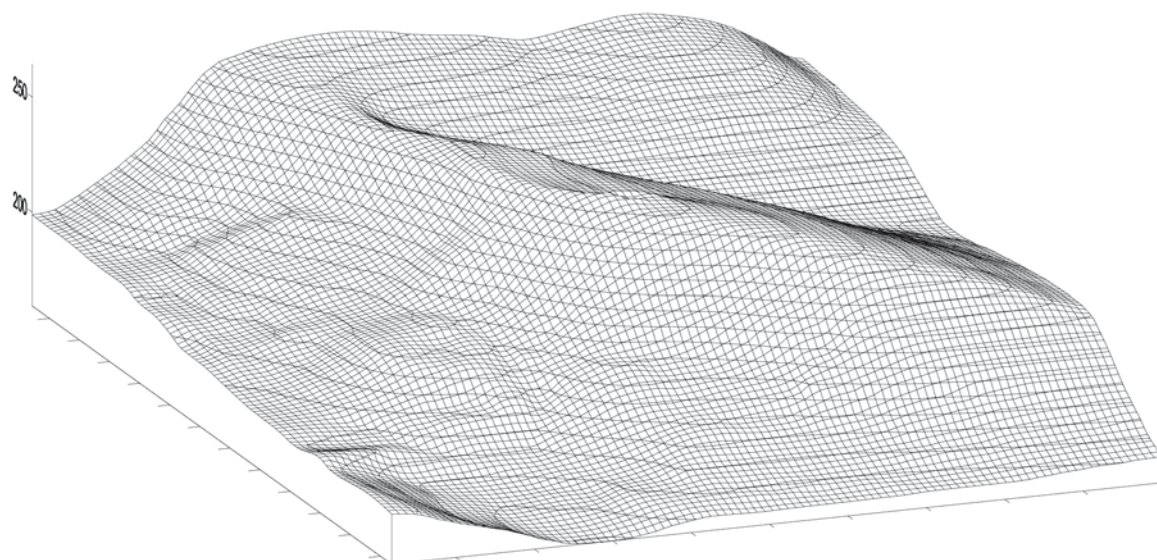


Рис. 2. Модель ЦМР построенная на основе топографической карты 1991 года

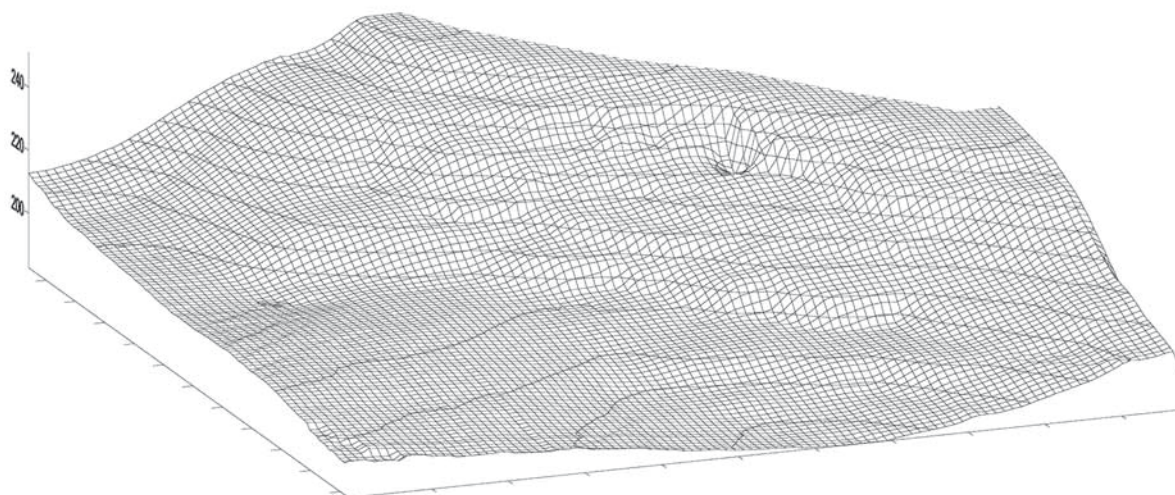


Рис. 3. Модель ЦМР построенная на основе стереопары аэроснимков 2006 года

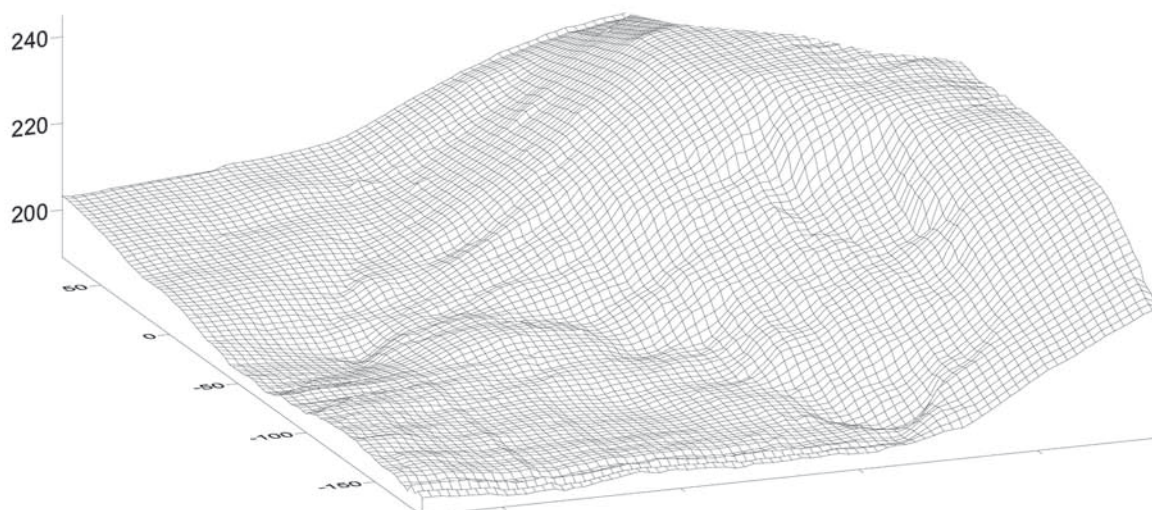


Рис. 4. Модель ЦМР построенная на основе лазерного сканирования 2011 года

Для изучения истории развития оползня, сопоставления данных для ЦМР и моделирования морфометрических показателей использовались (Рис. 2, 3,4):

- картографические материалы 1991 года (до зарождения оползня) масштаба 1 : 2 000;
- стереопара аэроснимков 2006 года (период зарождения и активизации оползня) м-ба 1 : 1 000
- собственные результаты лазерного сканирования 2011 года.

Создание картографических моделей на основе различных исходных данных производилось в программе Surfer. В качестве метода создания регулярной сети был выбран метод кригинг (kriging) с одинаковым значением шага сетки. Точность построения моделей оценивалась путем вычисления невязки (разности между значениями, полученными в результате интерполяции и исходным множеством точек данных) с помощью программной функции Residuals. В случае если точка с исходными данными лежит «выше» смоделированной поверхности, то невязка положительна, если «ниже» – то отрицательна.

Исходя из результатов расчета невязок (табл. 1), можно сделать вывод, что наиболее близкой к исходным данным является ЦМР, построенная по оцифрованным горизонталям топографической карты. Однако, это не означает, что она в наибольшей степени отражает действительную форму рельефа. Минимальное значение отклонения и разброса значений обусловлены изначальным сглаженным представлением рельефа на топографических картах, вызванным компромиссом между точностью и художественностью изображения рельефа, а также картографической генерализацией.

Таблица 1

Статистические показатели расчета невязок ЦМР в программном комплексе Surfer

	картографический источник	стереопара аэрофотоснимков	лазерное сканирование
Количество значений	14793	9641	30168
Сумма	-0,643106	-58,48307	254,60229
Минимальная (min)	-0,234324	-7,348385	-1,818811
Максимальная (max)	0,2418949	3,5379722	14,373641
Среднее значение	-0,000043	-0,006066	0,0084395
Стандартное отклонение	0,0313419	0,4519851	0,1843458

Показатели стандартного отклонения для ЦМР, построенных на основе данных стереофотограмметрической обработки аэрофотоснимков и лазерного сканирования сопоставимы, но в разы больше аналогичного показателя для картографического источника. В первом случае это обусловлено прямой зависимостью точности данных от разрешения исходных снимков, и возникающей по этой причине погрешности вычисления высот. Во втором они обусловлены самой технологией лазерного сканирования, в процессе которого учитываются помимо самого рельефа еще и растительность, а также прочие объекты, находящиеся на земной поверхности. Это приводит к значительному разбросу значений минимального и максимального отклонений.

Само сопоставление показало допустимость применимости стереофотограмметрического и лазерного способов для изучения поверхности рельефа, а также их способность отражать мелкие формы и пластику рельефа.

Для сравнения были выбраны следующие морфометрические показатели: высота, угол наклона, экспозиция, плановая, профильная и тангенсальная кривизны, градиент (показывает величину и направление максимального изменения функции высоты) и оператор Лапласа (идентифицирует территории для расчета формирующегося поверхностного стока) (Рис. 5).

Результаты расчета также были представлены в виде набора моделей морфометрических показателей для каждой ЦМР.

Проведя визуальный анализ полученных результатов можно отметить, что модели, построенные по картографическим данным имеют более плавные очертания без резких скачков, и отличаются достаточной однородностью. ЦМР, построенные по данным аэросъемки сочетают однородность и необходимую детализацию. Наиболее пестро выглядят модели, построенные на основе данных лазерного сканирования. Они характеризуются высокой детализацией и большой неоднородностью по причине наличия «шумов».

Все представленные способы получения данных для расчета морфометрических показателей рельефа могут применяться на практике при изучении оползневых участков с учетом специфики каждого из них.

Использование картографических источников в качестве исходных данных для ЦМР может применяться для общего описания и расчета основных параметров оползневых участков (углы наклона, экспозиция). Кроме этого, использование карт удобно при описании и изучении оползневых участков, которые не могут наблюдаться непосредственно, например древних оползней или оползней очень больших размеров.

Данные, полученные на основе стереофотограмметрической обработки аэроснимков могут применяться для детального изучения оползневых участков. Уровень детализации в данном случае

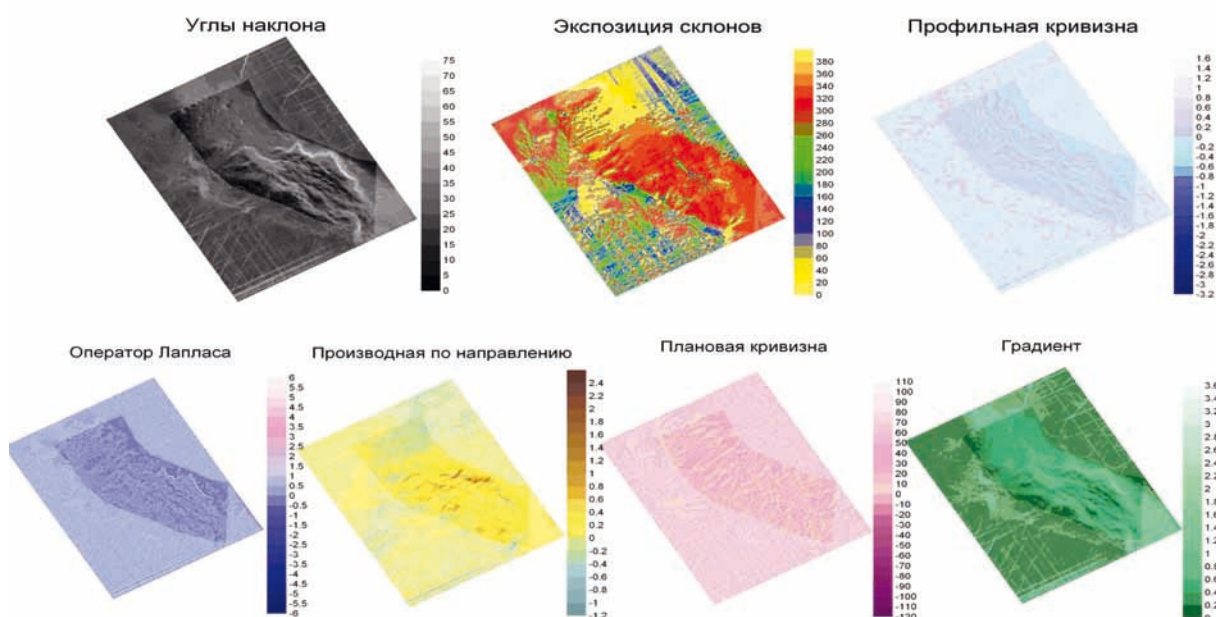


Рис. 5. Производные модели морфометрических показателей рельефа ЦМР на основе лазерного сканирования 2011 года

зависит от разрешения самих снимков. Важным аспектом является оперативность и одновременность получения исходных данных. Недостатками способа являются ограниченные зоны видимости, трудоемкость обработки данных, результат которой напрямую зависит от квалификации специалиста. Применение данного способа возможно для изучения активно развивающихся оползней на труднодоступных территориях, а также оползневых систем имеющих большую протяженность.

Способ лазерного сканирования обеспечивает высокий уровень детализации, и может применяться при подробном описании и изучении оползневых участков. Главными достоинствами способа являются высокая детализация и возможность отображения отдельных мелких форм при условии отсутствия растительности. Данные лазерного сканирования обладают очень высокой точностью и обеспечивают практическое сплошное покрытие изучаемой поверхности измерениями. Такой способ может применяться для детального изучения отдельных участков оползневых тел, а также для высокоточного мониторинга активности оползня.

В результате проделанных работ можно сделать вывод о том, что наиболее оптимальным способом получения данных для расчета морфометрических показателей активных оползневых участков небольшой площади – является способ лазерного сканирования. Данный способ способен обеспечить высокую точность и детализацию данных, не требуя при этом длительной камеральной обработки, что позволяет картографировать динамику развития оползневого тела.

Литература

1. Управление по недропользованию Саратовской области [Электронный ресурс] : Оползневые процессы. Саратовский оползневой регион. – Режим доступа: <http://www.saratovnedra.ru/SarOpolzSaratov2007.htm>
2. Национальный исследовательский Саратовский государственный университет им.Н. Г. Чернышевского [Электронный ресурс]: Современное экзогенное рельефообразование и охрана окружающей среды в Саратовском Поволжье. – Режим доступа: <http://www.sgu.ru/faculties/geographic/departments/geomorphology/lototsky.php>
3. Симонов Ю. Г. Объяснительная морфометрия рельефа. Москва: Изд-во ГЕОС, 1999. 263 с.
4. Симонов Ю. Г. Морфометрический анализ рельефа. Москва-Смоленск: Изд-во Смоленского гуманитарного университета, 1998. 273 с.
5. Робинсон А. Введение в теорию моделей и математику алгебры. пер. с англ. Москва: Изд-во Наука, 1967. 374 с.
6. Эванс И. С. Пространственный анализ в геоморфологии. Лондон: Изд-во Methuen, 1972. С. 17–90.
7. Ласточкин А. Н. Рельеф земной поверхности (принципы и методы статической геоморфологии). Ленинград: Изд-во «Недра», 1991. 340с.
8. Болт Б. А., Хорн У. Л., Макдоналд Г. А., Скотт Р. Ф. Геологические стихии: землетрясения, цунами, извержения вулканов, лавины, оползни, наводнения: пер. с англ. / Борисова Б. А.; под ред. Шебалина Н. В. Москва: Изд-во Мир, 1978. 440 с.

АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ПОСТРОЕНИЕ ГРАНИЦ БАСЕЙНОВЫХ ГЕОСИСТЕМ НА ТЕРРИТОРИЮ ПРИВОЛЖСКОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА

О. П. Ермолаев, М. А. Иванов, К. А. Мальцев
Казанский федеральный университет, Казань,
oeyermol@gmail.com, maximko-87@mail.ru, mlcvkirill@rambler.ru

AUTOMATED CONSTRUCTION OF THE BOUNDARIES OF BASIN GEOSYSTEMS TO THE VOLGA FEDERAL DISTRICT

O. P. Yermolaev, M. A. Ivanov, K. A. Maltsev
Kazan Federal University, Kazan, oeyermol@gmail.com, maximko-87@mail.ru, mlcvkirill@rambler.ru

Для гидролого-геоморфологического моделирования, решения прогнозных задач изменения твердого и жидкого стока рек необходимо создание единой геопространственной базы данных на бассейны рек России. В первую очередь, безусловно, требуется создание векторной карты границ речных систем разного порядка. Традиционными «ручными» технологиями в силу обширности территории России, огромного количества водотоков и информационной разобщенности ведомств, занимающихся водными ресурсами, подобную карту сделать так и не удалось. Эта задача может быть решена только при использовании современных информационных технологий.

На кафедре ландшафтной экологии Казанского федерального университета проводятся гидролого-геоморфологические исследования, начата еще в середине 1970-х гг. А. П. Дедковым и В. И. Мозжериним. Главная цель этих работ на текущем этапе заключается в создании специализированных ГИС разного уровня генерализации, где в качестве операционно-территориальных единиц выступает речной (водосборный) бассейн. В частности, формируется ГИС глобального уровня «Сток взвешенных наносов в речных бассейнах Земли» (более 2000 бассейнов рек) для количественной оценки и пространственно-временного геоморфологического анализа систем эрозии и экзогенного рельефообразования на Земле [1, 2, 3]. Близка к созданию эколого-водохозяйственная ГИС регионального уровня на территорию Приволжского федерального округа (ПФО). Как известно, в 2006 г. после принятия «Водного кодекса» создано 20 бассейновых округов как основных единиц управления в области использования и охраны водных объектов России. Это сделано для того, чтобы обеспечить единую сбалансированную, учитывающую особенности водного объекта и населения техническую, экономическую, социальную и природоохранную политику в целом по всему водосбору.

В этой связи в качестве первого этапа работ необходимо было выделить границы речных бассейнов и их межбассейновых пространств с целью планарного покрытия территории ПФО. В последующем все эти территориальные выделы мы будем называть «бассейновыми геосистемами».

Цель: построение в автоматизированном режиме сетки бассейновых геосистем на территорию ПФО с использованием цифровой матрицы высот для создания эколого-водохозяйственной ГИС округа.

Задачи:

- подбор исходных материалов;
- устранение артефактов и аномальных значений на ЦМР ASTER GDEM;
- формирование единой сетки высот с шагом 100 м и восстановление пропущенных данных;
- гидрологическая коррекция полученной цифровой матрицы высот;
- построение границ водосборных бассейнов и межбассейновых пространств;
- оценка точности полученной сетки бассейновых геосистем.

Площадь ПФО составляет 1 034 000 км². и покрывается более чем 340 листами топографических карт масштаба 1 : 200 000, в связи с чем выделение границ речных бассейнов вручную становится очень трудоемким и долгим процессом. Поэтому для создания ГеобД бассейновых геосистем целесообразно использовать алгоритмы автоматизированного выделения их границ на основании цифровой матрицы высот (ЦМР).

Для необходимого масштаба наиболее подходящей является ЦМР SRTM [4] с разрешением 3 угловые секунды. Однако она не покрывает территорию севернее 60° с. ш., где расположена часть ПФО. Для этой территории было решено использовать модель ASTER GDEM v.2. [5] с более высоким разрешением – 1 угловая секунда.

Для создания сетки, покрывающей всю территории ПФО, было использовано 11 сцен (мозаик) SRTM 5×5° (6 000×6 000 пикселей) каждая, и 35 сцен ASTER GDEM 1×1° (3 601×3 601 пикселей) каждая. Все исходные данные в проекции долготы/широта WGS84.

Кроме того, нами использована электронная векторная карта гидрографической сети масштаба 1 : 100 000, оцифрованная с соответствующих топографических карт.

Поскольку модель ASTER GDEM создавалась на основе данных сенсора Aster, имеющего возможность стереоскопической съемки в ближнем инфракрасном диапазоне [6], она имеет пропуски

данных, а также «положительные» и «отрицательные» артефакты. По результатам сопоставления ASTER GDEM со снимками «Landsat 5TM» большинство артефактов приурочено к водным поверхностям: озерам и крупным рекам, что делает процедуру автоматизированного выделения границ водосборных бассейнов практически невозможной, а также к линейным объектам (дороги, границы вырубок и т. д.).

Для выделения и удаления наиболее выраженных артефактов использовалась система объектно-ориентированной обработки изображений «Definiens eCognition». Методика объектно-ориентированного дешифрирования подразумевает первоначальное выделение на изображении объектов (сегментов), т. е. областей относительной однородности и их дальнейшую классификацию по традиционным спектрально-яркостным признакам и по признакам геометрическим (форма, площадь, ориентация и др.), контекстным (вхождение в более крупные объекты или области, близость к объектам определенного класса и др.) и текстурным [7].

Первоначально была проведена сегментация с переменным разрешением (Multiresolution segmentation). Сегментация проводится путем слияния областей, начиная с объектов размером в один пиксель. Далее, шаг за шагом мелкие объекты объединяются в более крупные [8]. Поскольку при выполнении сегментации задается определенный размер сегментов, то неоднородные области также объединяются в более крупные сегменты. Таким образом, сегменты, содержащие аномалии, будут иметь большой разброс значений высот. Следовательно, основным признаком для выделения таких сегментов могут выступать высокие значения дисперсии или стандартного отклонения, которые определяются экспертно. Сегментам, соответствующим артефактам, присваивался код 0, всем остальным – 1.

Процедура идентификации аномальных участков реализована в виде дерева процессов, и является полностью автоматизированной, что делает ее удобной при необходимости обработки большого количества однородных данных. В нашем случае было обработано 35 сцен ASTER GDEM. Результаты были экспортированы в формат GeoTIFF и собраны в единую мозаику. В результате была получена маска для удаления участков с аномальными значениями высот на исходной ЦМР ASTER.

Для маскирования, исходные сцены также были сшиты в мозаику.

На следующем этапе была создана единая сетка высот на территорию ПФО. Для этого мозаика ASTER GDEM с удаленными артефактами была приведена к одному разрешению с SRTM, т. е. разрешение пересчитано до 3-х угловых секунд интерполяцией методом ближайшего соседа. Для удаления мелких артефактов полученная сетка была сглажена медианным фильтром с размером окна 5×5 ячеек. Полученная ЦМР была сшита в единую мозаику с 11-ю сценами SRTM. Результирующая сетка была трансформирована в проекции UTM, 39 зона северного полушария на сфероиде WGS84 с шагом 100 м.

Выбранный шаг сетки обусловлен несколькими причинами: 1) разрешение используемой нами ЦМР SRTM, которая представляет рельеф большей части исследуемой территории, составляет около 90 м. в плане; 2) территория ПФО простирается с севера на юг более чем на 1300 км, а с запада на восток более чем на 1200 км, что ведет при таком шаге регулярной сетки к появлению более чем 160 млн узлов регулярной сетки. При уменьшении шага сетки количество узлов будет возрастать и для обработки потребуются большие ресурсы вычислительной техники 3) минимальный размер гидрографических объектов на электронной векторной карте масштаба 1 : 100 000 требует при ее растривании шага сетки не более 100 м.

Последним шагом стало восстановление пропущенных данных методом многоуровневой аппроксимации с использованием базисных сплайнов. Это метод последовательного уточнения базиса, первоначально разработанный для оптимального восстановления трехмерных поверхностей по нерегулярно распределенным данным.

В начальный момент выбирается контрольная сетка малого размера $N_0 \times M_0$, покрывающая всю область, и строится аппроксимация на этой сетке. После построения первой (грубой) модельной функции вычисляются ее значения в известных точках и остатки (отклонения) от известных в них значений. Выбирается новый базис на вдвое точной контрольной сетке $2N_0 \times 2M_0$. Этот процесс продолжается до тех пор, пока погрешность аппроксимации не станет меньше заданной.

Построенный таким образом многоуровневый базис используется для восполнения значений во всех точках сетки [9].

Поскольку результатом такой обработки будет являться производная матрица высот, процедуру следует проводить для всей сетки, несмотря на отсутствие пропусков в модели SRTM.

Полученная сетка высот была подвергнута гидрологической коррекции. Необходимость такой коррекции обусловлена тем, что на ЦМР часто отсутствуют формы рельефа, соответствующие водным объектам (ложе озер, русла рек и т. д.), или же их форма в плане и положение не соответствуют водным объектам на топографических картах того же масштаба. Доказательством этого может быть карта гидросети построенная по ЦМР и ее сравнение с картой гидросети оцифрованной с топографических карт. Поскольку топографические карты были созданы с использованием, в том

числе, и наземной съемки, то доверие к ним больше, чем к ЦМР SRTM, полученной с использованием данных дистанционного зондирования Земли. Кроме этого, гидрологическая коррекция необходима для задания монотонно убывающих абсолютных отметок вдоль продольного профиля рек, что в свою очередь усиливает градиент функции высоты вдоль продольного профиля рек.

Поскольку подготовленная нами модель рельефа является растровой, и все используемые алгоритмы разработаны для растровых моделей данных, на первом этапе была проведена растеризация электронной векторной карты водоемов.

Чтобы избежать появления мелких артефактных водосборов возле площадных водных объектов все водные объекты должны быть толщиной в 1 пиксель. Для этого была произведена операция превращения площадных водных объектов в линейные с использованием операции скелетонизации или топологического утоньшения. Методы топологического утоньшения строят скелет путем удаления точек на границе объекта до тех пор, пока не будет получена необходимая тонкость. Все утоньшающие алгоритмы функционируют в дискретных пространствах и основываются на концепте «простой» точки, введенной Morgenthaler в 1981 [10]. «Простая» точка это точка, которая может быть удалена без изменения топологии объекта.

После утоньшения для гидросети было проведено дистанционное преобразование, т.е. для каждой ячейки гидросети рассчитано расстояние до заданной точки. В нашем случае рассчитывалось расстояние в метрах до точки псевдоустья с учетом карты сопротивления. Псевдоустьем мы здесь называем узел регулярной сетки, который относится к гидрографической сети, лежит на границе регулярной сетки и представляет собой точку вытекания водотока с изучаемой территории. Положение данных точек определялось в ручном режиме, исходя из информации о направлении течения реки или исходя из рисунка гидросети, если информация о направлении в явном виде отсутствовала. В качестве карты сопротивления использовалась регулярная растровая сетка, имеющая два вида кодов в ее узлах: код 1 – соответствовал узлам гидрографической сети; код $2 \cdot 10^{38}$ – соответствовал всем остальным узлам. В результате проведения дистанционного преобразования получалась регулярная растровая сетка в узлах, которой располагались также два типа чисел как: число 9999 – обозначающее отсутствие возможности расчета расстояния в узлах, не помеченных как водный объект; реальное расстояние до псевдоустья вдоль водотока в узлах регулярной сетки помеченных как водный объект. Расстояния в узлах сетки отличаются от соседних на величину шага сетки, если распространяются вдоль координатных осей, либо на величину равную $\sqrt{2}(w^2)$ (w – шаг сетки), если распространяются по диагонали.

Чтобы задать монотонное убывание отметок высот вдоль русла постоянной гидросети, что в свою очередь необходимо для корректного построения границ водосборов и корректного определения в дальнейшем порядков водотоков в соответствии с классификацией Страллера-Философова, полученная модель расстояний была инвертирована и вычтена из ЦМР.

Далее была выполнена операция тотального удаления локальных западин с использованием алгоритма разрушения границ депрессий в направлении линий поверхностного стока, по которому профиль, проведенный вдоль линий тока, становится монотонно убывающим. Результатом является тотальное удаление всех бессточных областей.

Перед выделением бассейновых геосистем с растровой модели гидрографической сети были удалены реки длиной менее 500 м (т.е. категория «ручьев»), что обусловлено заданным уровнем генерализации базовой карты (1:200 000). При заданном шаге сетки, равным 100 м, длина таких водных объектов в растровой модели будет составлять 5 пикселей. Кроме водных объектов, имеющих ничтожную длину, были удалены водотоки первого порядка (как правило, это тоже «ручьи»). Для этого сначала были определены порядки водотоков по классификации Страллера-Философова, а затем водотоки, имеющие первый порядок, удалены из модели. Для получения модели порядков водотоков была использована подготовленная ЦМР и модель гидросети.

Следующим шагом являлось непосредственно построение границ бассейновых геосистем. Данная операция была выполнена с использованием гидрологически скорректированной модели рельефа и подготовленной растровой модели гидрографической сети. Полученные границы были конвертированы в векторную модель и сглажены.

Всего было получено 70761 выдела, по которым были рассчитаны основные статистические показатели (таб.).

Таблица

Основные статистики по площадям бассейновых геосистем

	Площадь, км ²
Минимум	0,10
Максимум	989,44
Сумма	1 066 354,25
Среднее	14,72
СКО	29,30

На последнем этапе была оценена точность выделения бассейновых геосистем по данной методике. В качестве контрольного выбран участок территории юго-восточной части Республики Татарстан, включающий 260 бассейновых геосистем, покрывающих территорию площадью 6 002 км². Полученная сетка была наложена на векторный слой изогипс оцифрованный с топографических карт масштаба 1 : 200 000, в соответствии с которым было скорректировано положение водораздельных линий. При этом были выделены участки, образованные пересечением исходной и скорректированной сеток, т. е. ошибки. Суммарная площадь таких участков 68,31 км², что составляет 1,14% от общей площади контрольного участка. Это говорит о высокой точности и достоверности выделения бассейновых геосистем с помощью разработанной методики.

Следующим этапом исследований будет геоморфометрический анализ бассейновых геосистем, районирование по комплексу морфометрических показателей, создание геоинформационной базы данных и комплекта тематических карт на бассейновые системы ПФО.

Литература

1. Ермолаев О. П., Мальцев К. А., Мозжерин В. В., Мозжерин В. И. Глобальная геоинформационная система «Сток взвешенных наносов в речных бассейнах Земли» // Геоморфология, №2, 2012. С. 50–58.
2. Yermolaev O. P., Selivanov R. N. Application of Artificial Neuron Networks for Purposes of Urban Planning (the Example of the City of Kazan) // «Georesources». International Journal of Science 1(12) 2012. P. 15–20.
3. Ермолаев О. П. Эрозионные процессы в бассейновых геосистемах Среднего Поволжья // Изв. РГО. Т. 145, Вып. 2. 2013. С. 66–74.
4. <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>
5. <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/search.jsp>
6. <http://gis-lab.info/qa/aster-gdem.html>
7. Андрианов В. Ю. Новые технологии дистанционного зондирования и работы с ДДЗ/ Андрианов В. Ю. // ArcReview, 2005. №3.
8. Martin Baatz. Definiens Ecognition. User guide/ Martin Baatz, Ursula Benz, Seyed Dehghani [и др]. – Мюнхен, 2004. 486 с.
9. Seungyong Lee, George Wolberg, Sung Yong Shin. IEEE Transactions on Visualisation And Computer Graphics, Vol. 3, 1997, P. 228–244.
10. Gonzalez R. and Woods R. Digital Image Processing, Addison-Wesley Publishing Company, 1992. P. 518–548.

СПЕЦИФИКА ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

А. Э. Зубарев, И. П. Карачевцева, Н. А. Козлова, И. Е. Надеждина, В. Д. Патратий
Московский Государственный Университет Геодезии и Картографии (МИИГАиК),
natally.ko@gmail.ru

SPECIFICITY OF GEOINFORMATIONAL MAPPING OF PLANETS AND SATELLITES OF THE SOLAR SYSTEM

A. E. Zubarev, I. P. Karachevtseva, N. A. Kozlova, I. E. Nadezhkina, V. D. Patraty
Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow, Russia, natally.ko@gmail.ru

В Московском государственном университете геодезии и картографии (МИИГАиК) в 2010 г. Организована новая Комплексная лаборатория исследования внеземных территорий (КЛИВТ), в которой объектами изучения являются тела Солнечной системы. В рамках этих работ в КЛИВТ разрабатываются методы и технологии обработки данных дистанционного зондирования (ДДЗ) для геоинформационного картографирования небесных тел, причем спутники Земли и Марса (Луна и Фобос), а также другие малые тела Солнечной системы (спутники Юпитера – Ио и Ганимед, спутник Сатурна – Энцелад); являются приоритетными объектами исследований на данном этапе.

В рамках работ по картографированию планет и спутников Солнечной системы, выполняемых в МИИГАиК, используются различные ДДЗ, полученные при выполнении прошлых (Викинг, Вояджер-1 и -2, Галилео, Кассини) и текущих миссий: наблюдения Фобоса с европейского космического аппарата «Mars Express» (КА МЕХ), данные камеры HiRISE (установленной на борту аппарата «Mars Reconnaissance Orbiter»), а также исследования Луны с американского КА «Lunar Reconnaissance Orbiter» (LRO). В отличие от миссий прошлых лет, современные аппараты представляют данные с очень высоким разрешением (до 0,25 м/пиксел), что обеспечивает детальное изучение поверхности небесных тел, сравнимое с исследованиями Земли из космоса. Доступ к планетным данным обеспечивается, в основном, через американскую систему PlanetaryDataSystem (PDS), которая

представляет собой обширное распределенное информационное хранилище со сложной структурой архивных массивов и их описания.

Помимо доступа к исходным данным, основой успешного решения задач геоинформационного картографирования внеземных объектов являются результаты фотограмметрической обработки космических изображений поверхности. Однако фотограмметрическая обработка ДДЗ небесных тел является сложнейшей научно-технической проблемой, что обусловлено целым рядом причин, подробно описанных в [1].

Для решения этих проблем на базе ЦФС «PHOTOMOD» разработаны новые алгоритмы фотограмметрической обработки космических изображений малых тел Солнечной системы, которые апробированы на различных небесных объектах исследования, включая Луну, Фобос, а также Ио, Энцелад, Ганимед. В результате обработки ДДЗ впервые в России получены новые данные с различными характеристиками внеземных объектов: каталоги опорных точек и параметры фигуры небесных тел, глобальные и детальные цифровые модели рельефа (ЦМР), на основе которых сформированы ортомозаики и отдельные ортоизображения [2, 4].

Эти информационные продукты использованы для геоинформационного картографирования внеземных территорий на основе ПО ArcGIS. Разработка ГИС небесных тел, также как и первичная обработка космических изображений, является непростой задачей, связанной с тем, что существуют технологические особенности при использовании ДДЗ небесных тел в ГИС, включая:

- преобразование данных из форматов хранения или систем обработки;
- необходимость использования вместо декартовой системы координат в ГИС (от -180° до $+180^\circ$) систем координат Международного Астрономического Союза (МАС), связанных с направлением вращения того или иного небесного тела (счет долгот от 0° до 360° , в том числе с положительным счетом на запад);
- необходимость поддержки моделей фигуры различных небесных тел;
- разнообразие используемых проекций и неоднозначность их описания в системах хранения (таких как PDS) или системах обработки (PHOTOMOD).

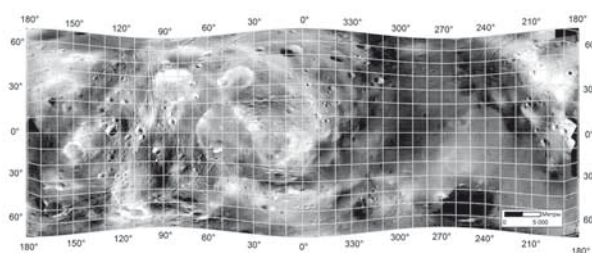


Рис. 1. Карта экваториальной области Фобоса (цилиндрическая равнопромежуточная по меридианам проекция на трехосном эллипсоиде)

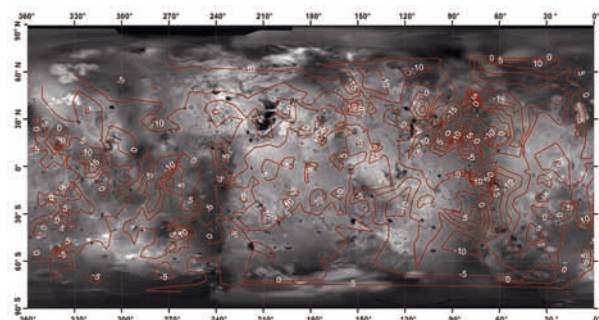


Рис. 2. Глобальная мозаика Ио (равнопромежуточная цилиндрическая проекция, горизонталы проведены через 5 км)

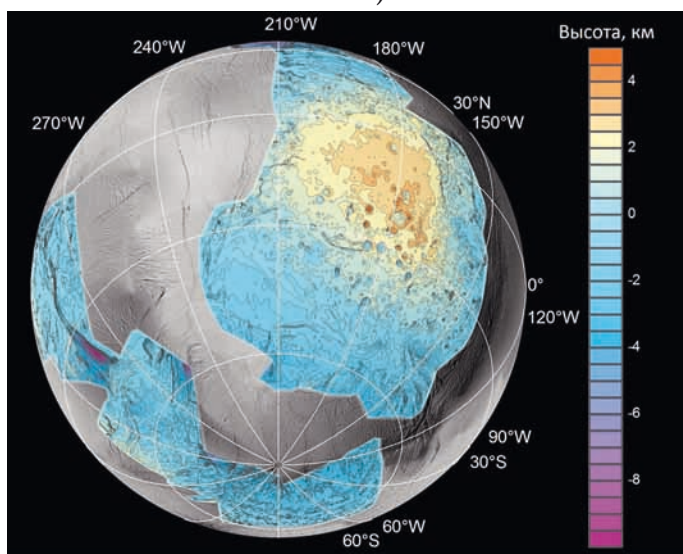


Рис. 3. Гипсометрическая карта Энцелада. Высота сечения рельефа $0,5$ км



Рис. 4. Цветное изображение Ганимеда, полученное на основе изображений, переданных КА Галилео

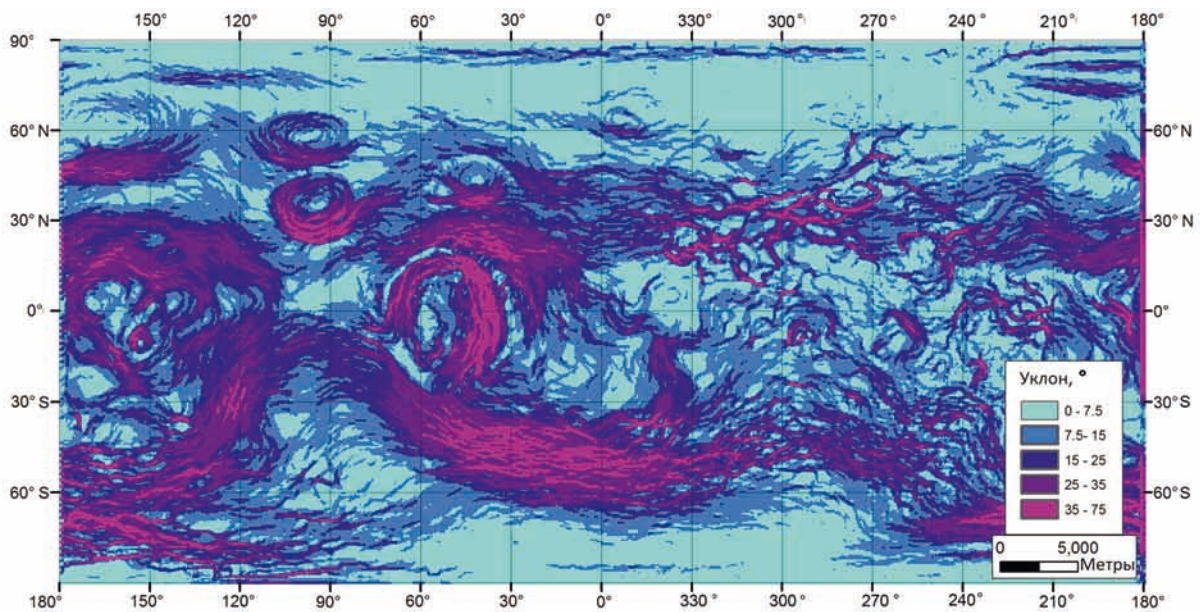


Рис. 5. Карта уклонов поверхности Фобоса

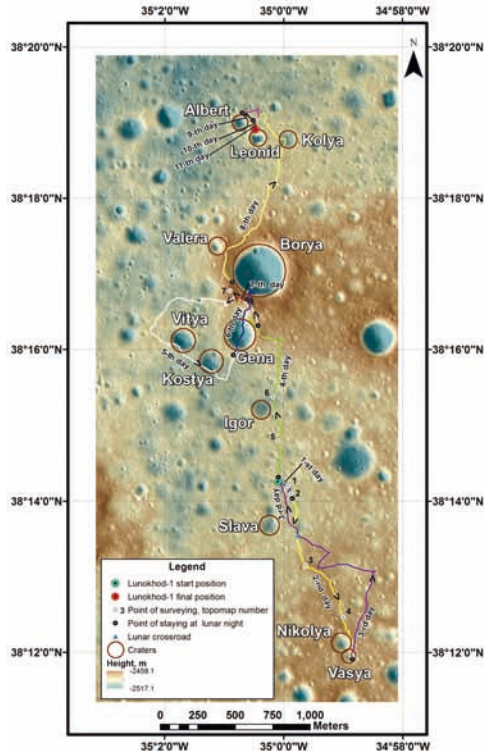


Рис. 6. Карта с новыми названиями лунных кратеров по маршруту Лунохода-1

Вместе с тем, несмотря на эти проблемы, использование ГИС является необходимым средством, обеспечивая интеграцию и унификацию всех данных о небесном теле в рамках единой информационной системы, основанной на общем пространственном представлении. Поэтому для каждого из исследуемых небесных тел формируются базы геоданных для обеспечения дальнейшего изучения поверхности, включая геоморфологических, спектрометрический и другие виды анализа [5].

По результатам обработки данных выполнено картографирование Луны на разных уровнях детальности, глобальное картографирование Фобоса (рис. 1), Ио (рис. 2) [2], Энделада (рис. 3) [3], Ганимеда (рис. 4). В рамках картографических работ выполнена оценка кратерированности исследуемых территорий с разработкой карт пространственной плотности и оценки кумулятивной плотности кратеров, рассчитаны уклоны (рис. 5) и шероховатость топографической поверхности, на основе которых выполнена оценка безопасности посадочных площадок спускаемых модулей КА будущих российских миссий, включая Фобос и приполярные районы Луны [6, 7].

Результаты обработки в ГИС новейших ДДЗ используются также для сравнения с данными, полученными в рамках советских лунных проектов: выполнен анализ территорий мест посадок автоматических межпланетных станций (АМС) и уточнение маршрутов, пройденных Луноходом-1 и -2 [8, 9]; ведутся работы по реконструкции лунных панорам, полученных камерами советских лунных роверов [10]. По

результатам детального исследования и ГИС-анализа маршрута Лунохода-1 (рис. 6) предложены и утверждены АМС новые названия 12 лунных кратеров (<http://prod.wikispaces.com/June+16%2C+2012>).

Таким образом в течение нескольких лет в МИИГАиК получены новые значительные результаты, обеспечивающие базовую координатно-картографическую основу для исследования небесных тел Солнечной системы. На сегодняшний день активно ведутся работы при поддержке гранта Министерства образования и науки РФ по созданию Геопортала планетных данных для обеспечения доступа к результатам исследований планет и спутников Солнечной системы.

Литература

1. Зубарев А. Э., Надеждина И. Е., Конопихин А. А. Проблемы обработки данных дистанционного зондирования для моделирования фигур малых тел Солнечной системы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2012. Т. 9. №4. С. 277 – 285.
2. Nadezhkina I. E. et al. «Global shape estimates and GIS cartography of Io and Enceladus using new control point network» // European General Union General Assembly, Vienna, Austria 22 – 27, April, 2012.

3. Лазарев Е. Н., Надеждина И. Е., Зубарев А. Э., Карачевцева И. П. Новая опорная сеть, цифровая модель и гипсометрическая карта спутника Сатурна Энцелад // Изв. ВУЗов Геодезия и Аэрофотосъемка №6, 2012.
4. Zubarev A. et al. «The study and new mapping of Phobos by Mars Express SRC data» // Workshop on Mars – Connecting Planetary Scientists in Europe, Budapest, Hungary, 05–07 June, 2012.
5. Пацын В. С., Малинников В. А., Гречищев А. В. Исследование спектральных характеристик поверхности Фобоса по данным HRSC с космического аппарата «Марс Экспресс» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2012. Т. 9. №4. С. 312–318.
6. Karachevtseva I. P. et al. «Global Phobos Geodatabase and GIS analyses» // 43 Lunar and Planetary Science Conference, 19–23 March 2012, The Woodlands, Texas, USA.
7. Karachevtseva I. P. et al. «Cartography Support of the Luna-Globe Landing Sites» // ESA Scientific Preparations for Lunar Exploration. The Netherlands, Noordwijk, 6–7 February, 2012.
8. Карачевцева И. П., Конопихин А. А., Шингарева К. Б., Черепанова Е. В., Гусакова Е. Н., Баскакова М. А. Атлас Лунохода-1: геоинформационное картографирование и анализ региона посадки АМС «Луна-17» по данным дистанционного зондирования спутника Lunar Reconnaissance Orbiter // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2012. Т. 9. №4. С. 292–303.
9. Karachevtseva I. P. et al. «Mapping of the Lunokhod–1 Landing Site: A Case Study for Future Lunar Exploration» // European General Union General Assembly, Vienna, Austria 22–27, April, 2012.
10. Zubarev A. et al. «Lunokhod-1 Panoramic Images and Stereo Topography» // European Planetary Science Congress, Madrid, Spain, 23–28 September, 2012.

ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ ДДЗ ДЛЯ ИСЛЕДОВАНИЯ ПОСАДОК СОВЕТСКИХ АППАРТОВ ЛУНА-17, 21

А. Э. Зубарев*, Н. А. Козлова, И. Е. Надеждина, В. Д. Патратий
Московский Государственный Университет Геодезии и Картографии (МИИГАиК),
*ЗАО НПК «Ракурс», Москва, lorencs@mail.ru, fair-max@yandex.ru

PROCESSING AND ANALASING REMOTE SENSING DATA FOR RESEARCH OF LANDING SOVIET LANDER LUNA-17, 21

A. E. Zubarev*, N. A. Kozlova, I. E. Nadezhdina, V. D. Patratiy
Moscow State University Geodesy and Cartography (MIIGAiK), *«Racurs», Moscow,
lorencs@mail.ru, fair-max@yandex.ru

Введение. С запуском проекта NASA Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO) [1], состоявшимся 18 июня 2009 года, появилась возможность детального исследования поверхности Луны. Изображения высокого разрешения (до 0,4м/пикс.) [2], полученные Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) [3], позволили определить маршруты движения луноходов и координаты положения луноходов и посадочных модулей с высокой точностью.

Подготовка ДДЗ. Данные с LROC хранятся на сервере Государственного Университета Аризоны (ASU) [2] в бинарном формате с расширением *.img, в двух возможных вариантах: Experiment Data Record (EDR) и Calibrated Data Record (CDR) [3]. Для обработки можно использовать как EDR, так и RDR. Отличие RDR от EDR в уже подобранных параметрах радиометрической коррекции. Предварительно отбираются изображения на интересующий участок. После чего они преобразуются в TIFF формат. Для каждого изображения рассчитывается элементы внешнего и внутреннего ориентирования – Rational Polynomial Coefficient (RPC). Преобразование изображений и все необходимые предварительные расчеты выполняются при помощи специально разработанной программы, использующей бинарные данные «ядра» (эфемериды и ориентация планет, КА, научной аппаратуры) и библиотеки SPICE [4, 5].

Обработка ДДЗ. После завершения этапа подготовки изображений, выполняется полный комплекс фотограмметрической обработки в ЦФС PHOTOMOD® [6]. Для этого выполняется измерение связующих точек между стереопарами (стереопарой считаются два изображения, имеющие перекрытия и угол при засечке более 10°, в случае меньшего угла при засечке точность определения высот точек падает). На Рисунке 1 представлен результат измерения связующих точек между стереопарами. После измерения связующих точек в автоматическом режиме, выполняются уравнивание и отбраковка грубых ошибок (руководствуясь «правилом 3-х сигм» [7]), а также при необходимости повторное измерение связующих точек.

Для построения ЦМР измеряют точки местности в автоматическом режиме. По полученным точкам строится триангуляция Делоне, на основе которого рассчитывается ЦМР. На Рисунке 2 представлен результат построения ЦМР на весь путь Лунохода-1 и на участок пути Лунохода-2.

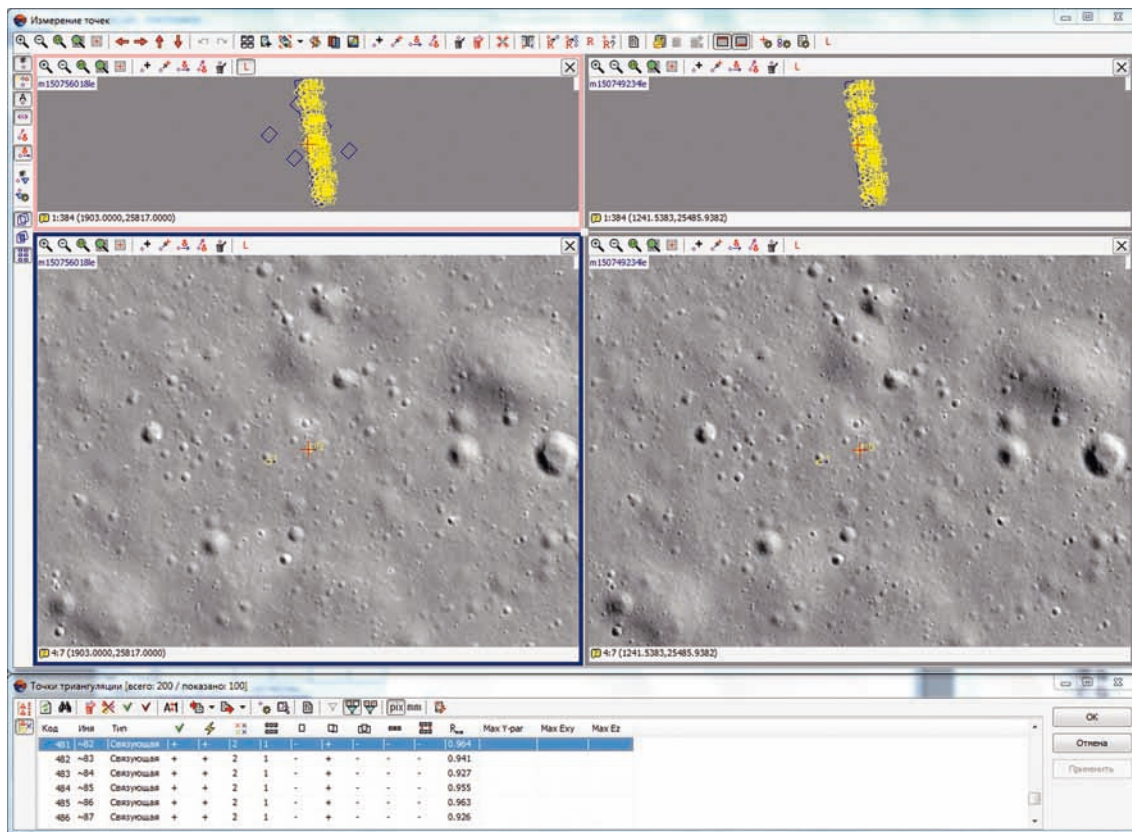


Рис. 1. Пример измерения связующих точек для сканерных изображений Луны. Стереопара на участок Луны-17

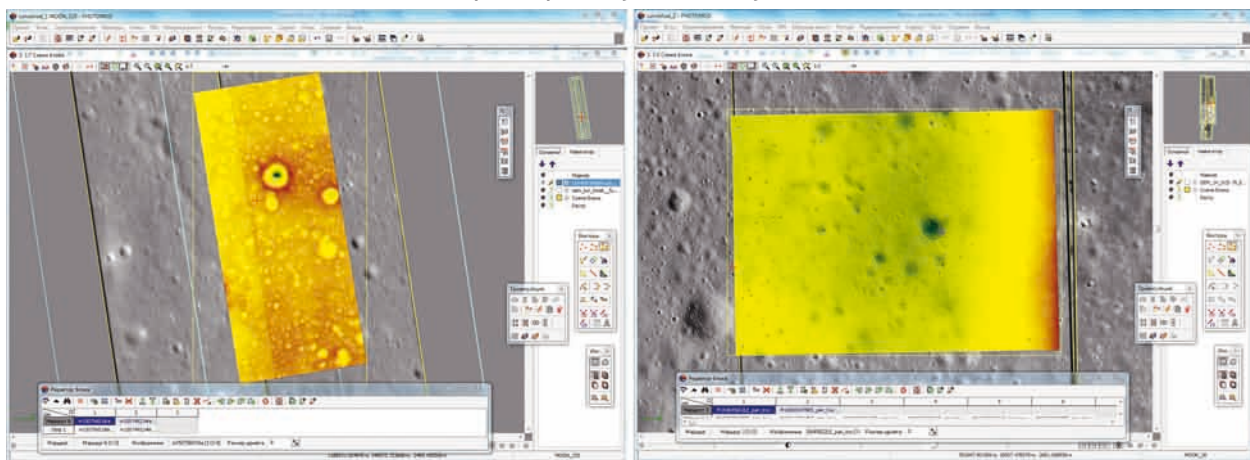


Рис. 2. ЦМР на весь трек Лунохода-1 (слева), ЦМР на участок трека Лунохода-2 (справа)

Контроль ЦМР. Качество полученной ЦМР, можно оценить путем сравнения с обработанными треками LOLA [8, 11]. Обработанные и уравнение треки (RDR – Reduced Data Record) хранятся в CSV формате [9]. В файле содержатся точки, описывающие лунную поверхность, координаты [10] которых заданы 3-мя величинами, две сферические координаты (широта и долгота), третья координата высота над сферой (радиус сферы принят как 1737,4 км [12]). Далее точки трека LOLA загружаются в ЦФС PHOTOMOD® и сравниваются с ЦМР.

Из сравнения были исключены области больших кратеров, из-за наличия теней на дне и стенках кратеров. На Рисунке 3 представлена гистограмма распределения величины отклонения точек трека LOLA от ЦМР.

Среднеквадратическое отклонение (СКО) ЦМР от треков LOLA составило 3,46 метра. Полученные разности удовлетворяют нормальному закону распределения ошибок [13]. Созданная модель является промежуточной и может быть значительно уточнена.

Мозаика. Одним из картографических продуктов является ортофотоплан [14] места посадки. Для создания мозаики необходимо использовать ЦМР, свободную от грубых ошибок. Мозаика может быть получена в различных картографических проекциях. На Рисунке 4 представлено рабочее окно PHOTOMOD® GeoMosaic, и выходной продукт в селенографической проекции (радиус сферы принят как 1737,4 км [12]).

Гистограмма распределения количества контрольных точек полученных при сравнении с треками Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA)

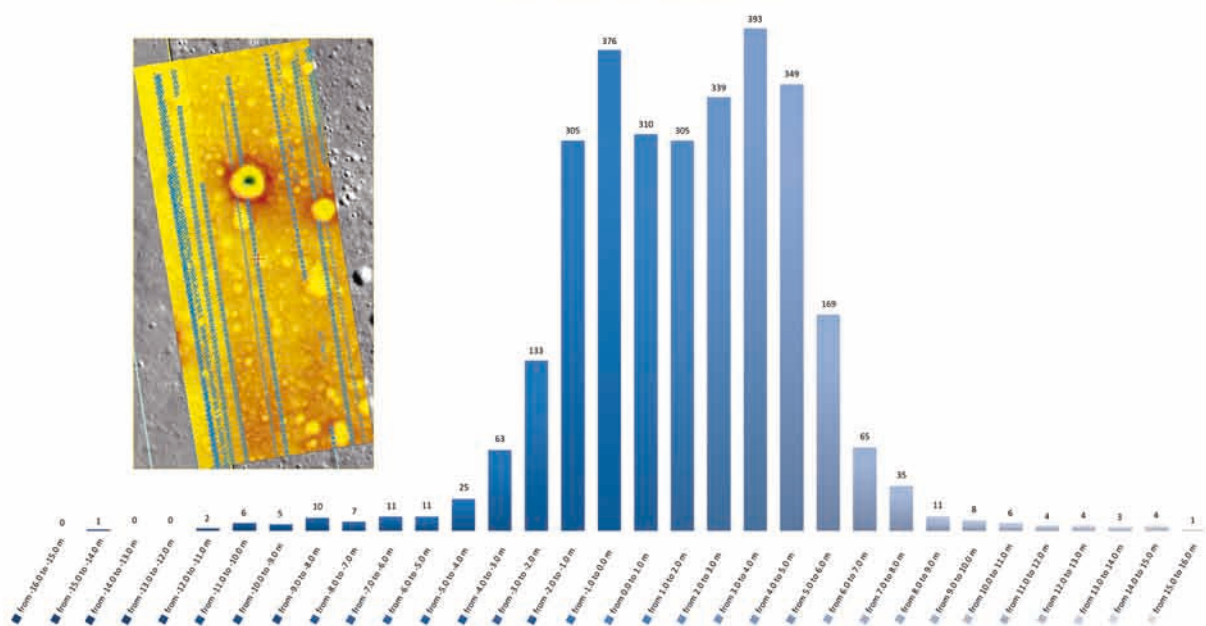


Рис. 3. Подписи к столбцам выражают границы диапазона отклонения точек трека LOLA (синие точки на ЦМР) от построенной ЦМР на трек Лунохода–1. Цифровые значения над столбцами – количество точек попавших в соответствующий диапазон

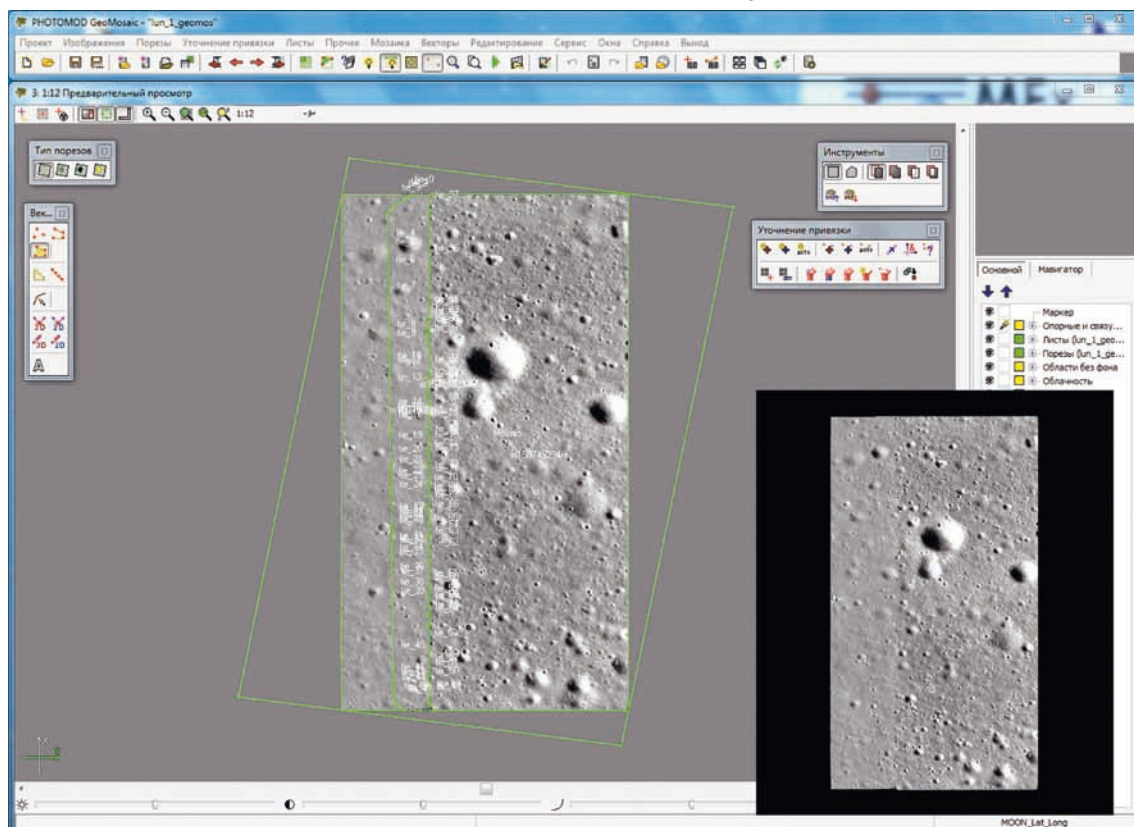


Рис. 4. Рабочее окно проекта ЦФС PHOTOMOD® GeoMosaic на участок трека Лунохода-1, ортофотоплан всего пути Лунохода-1 в селенографической проекции (слева)

Вывод. На данный момент КЛИВТ располагает информационными и технологическими ресурсами, для быстрой и корректной обработки и анализа ДДЗ, при помощи цифровой фотограмметрической системы ЦФС PHOTOMOD®, основными продуктами, которой, являются ЦМР и ортофотопланы. В данной работе была получена ЦМР мест посадки Лун-17, 21 и путей соответствующих луноходов, используемые, в дальнейшем, для создания качественных картографических продуктов.

Литература

1. <http://lro.gsfc.nasa.gov/mission.html>.
2. <http://wms.lroc.asu.edu/lroc/search>.
3. LROC EDR/CDR DATA PRODUCT SOFTWARE INTERFACE SPECIFICATION, Version 1.18, June 9, 2010.
4. <http://naif.jpl.nasa.gov/naif>.
5. Зубарев А. Э. Эффективный инструмент для обработки данных дистанционного зондирования небесных тел – SPICE. Известия высших учебных заведений. Геодезия и Аэрофотосъемка. 2013. №1. С. 59–63.
6. <http://www.racurs.ru/?page=235>.
7. Вентцель Е. С. Теория Вероятностей. Изд.: «Наука», Москва, 1969. С. 125.
8. <http://ode.rsl.wustl.edu/moon/indextools.aspx>.
9. Lunar Renaissance Orbiter Lunar Orbiter Laser Altimeter Reduced Data Record and Derived Product Software Interface Specification, Version 2.42, Table 4, Mar 15, 2011.
10. Lunar Renaissance Orbiter Lunar Orbiter Laser Altimeter Reduced Data Record and Derived Product Software Interface Specification, Version 2.42, Chapter 2.4.3, Mar 15, 2011. P. 11.
11. Lunar Renaissance Orbiter Lunar Orbiter Laser Altimeter Reduced Data Record and Derived Product Software Interface Specification, Version 2.42, Figure 1, Mar 15, 2011. P. 3.
12. http://naif.jpl.nasa.gov/pub/naif/generic_kernels/pck/pck00010.tpc.
13. Вентцель Е. С. Теория Вероятностей. Изд.: «Наука», Москва, 1969. С. 116–120.
14. Новоселов В. Г. Использование модуля PHOTOMOD Mosaic для построения качественных ортофотопланов. «Ракурс», Москва, 2005.

ОТ СНИМКА К КАРТЕ НЕБЕСНЫХ ТЕЛ

А. Э. Зубарев, И. Е. Надеждина, Л. А. Шишкина

Московский университет геодезии и картографии (МИИГАиК), Москва, lusma2007@yandex.ru

FROM IMAGERY TO PLANETARY MAP

A. E. Zubarev, I. E. Nadezhkina, L. A. Shishkina

Moscow State University of Geodesy and Cartography (MIIGAiK), Moscow, lusma2007@yandex.ru

Основой для создания карт небесных тел, также как и Земли, является ортофотоплан – непрерывное изображение, созданное на основе отдельных снимков. Прежде чем изображения могут быть использованы для построения ортофотоплана, необходимо выполнить их ортотрансформирование. Для этого необходима дополнительная информация, получение которой усложняет процесс создания ортоснимков – требуется информация о размерах и рельефе небесного тела, об ориентации и положении камеры в момент съемки и другая информация. В зависимости от степени изученности картографируемого небесного тела, его размеров и формы процесс создания ортофотоплана может занимать достаточно длительное время. В статье обсуждаются особенности и алгоритм создания ортофотопланов небесных тел.

Особенности обработки изображений небесных тел

Ортотрансформированным снимком называется снимок, преобразованный из центральной проекции в ортогональную с учетом геометрических искажений, вызванных различными факторами - рельефом местности, дисторсией и другими факторами.

Технология ортотрансформирования снимков земной поверхности в настоящее время хорошо отработана. Современные системы спутниковой радионавигации позволяют с высокой точностью определять положение и углы наклона съемочной камеры, хорошо развиты сети опорных пунктов, накоплен большой массив картографической информации и данных о рельефе. Все вышеперечисленные преимущества вместе с современными цифровыми фотограмметрическими системами позволяют создавать геометрически корректные ортофотопланы поверхности Земли за малые промежутки времени.

Обработка снимков небесных тел отличается от обработки земных изображений. Положение и ориентация съемочных камер во время космических программ определяется довольно грубо. Точность положения в зависимости от конкретной космической программы варьируется от нескольких сотен метров до десятков километров. Обработка снимков небесных тел с малыми размерами и неправильной фигурой значительно усложняется. В отличие от классического случая фотограмметрии, когда углы наклона снимка близки к нулю, ориентация снимков поверхностей таких небесных тел может значительно превышать предельные значения. Из-за неправильной формы малых небесных тел очертание и освещенность одних и тех же объектов с разного ракурса сильно изменяется, что затрудняет стереофотограмметрическую обработку снимков.



Рис. 1. Изображения марсианского спутника Фобоса с разных ракурсов, полученные европейским космическим аппаратом Mars Express

Ярким примером малого небесного тела с неправильной формой является наибольший марсианский спутник Фобос (Рис. 1). Его фигура сильно отличается от сферы и описывается трехосным эллипсоидом с размерами $13,09 \times 11,72 \times 9,48$ км [1].

В Комплексной лаборатории исследования внеземных территорий МИИГАиК (КЛИВТ) был создан глобальный ортофотоплан Фобоса [2] на основе кадровых изображений, полученных космическим аппаратом Mars Express (Рис. 2). Кроме того, были получены ортофотопланы юпитерианских спутников Ио и Ганимеда, спутника Сатурна Энцелада, а также локальные ортофотопланы поверхности Луны (более подробная информация о проектах КЛИВТ может быть найдена на вебсайте texlab.miigaik.ru).

Ниже приведен алгоритм создания ортофотопланов небесных тел.

Алгоритм создания ортофотоплана

1. Создание опорной сети.

Опорная сеть представляет собой каталог координат опорных пунктов. В качестве опорных пунктов выбираются хорошо идентифицируемые объекты на поверхности небесного тела – центры кратеров, борозды и другие хорошо заметные формы рельефа. При отборе изображений для опорной сети нужно учитывать, что каждый опорный пункт должен быть измерен не менее чем на трех изображениях. По мере возможности изображения должны равномерно покрывать поверхность небесного тела. Кроме того, для каждого изображения необходима информация о положении и ориентации камеры в момент съемки – элементы внешнего ориентирования (ЭВО).

Изображения небесных тел, полученные космическими аппаратами, а также ЭВО изображений хранятся в различных узлах системы планетарных данных PDS (для более подробной информации см. pds.nasa.gov). Измерение связующих точек и уравнивание опорной сети в КЛИВТ используется программное обеспечение PHOTOMOD (см. подробнее racurs.ru).

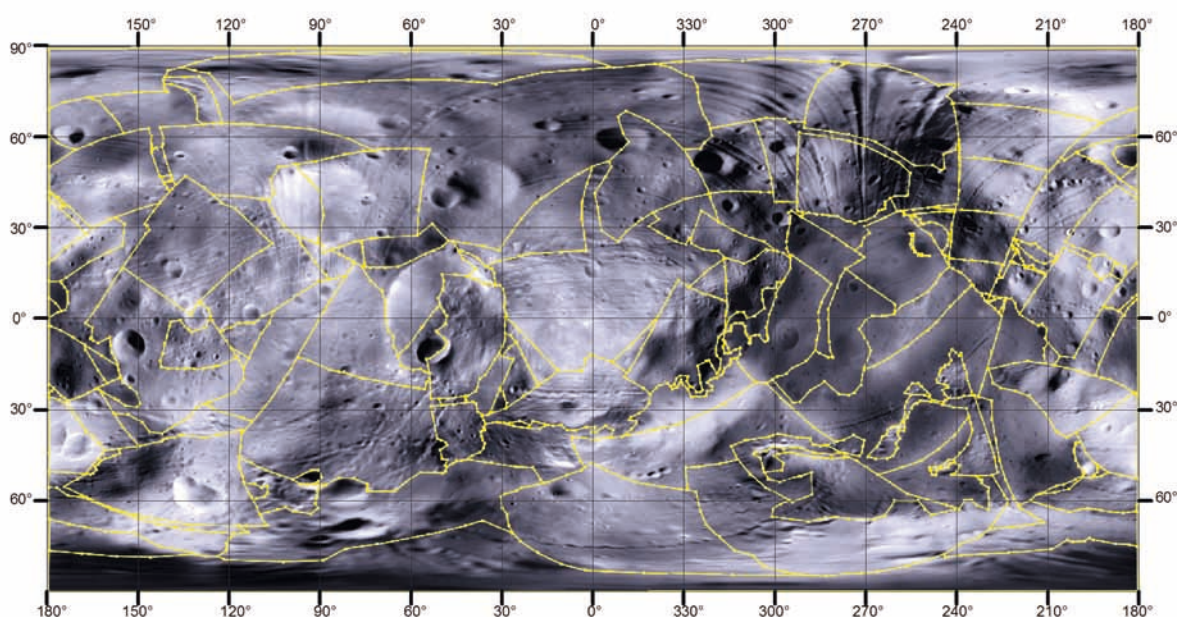


Рис. 2. Ортомозаика Фобоса с границами изображений, созданная на основе изображений Mars Express



Рис. 3. Алгоритм создания ортофотоплана небесных тел

Результатом уравнивания опорной сети является каталог опорных пунктов, уравненные ЭВО. Параметры фигуры небесного тела вычисляются на основе координат опорных точек.

2. Создание цифровой модели рельефа.

Так как ортотрансформирование включает коррекцию изображения за влияние рельефа, необходима информация о рельефе небесного тела. Цифровые модели рельефа (ЦМР) можно получить из данных дистанционного зондирования – из стереофотограмметрической обработки изображений или по данным лазерной локации. В случае стереофотограмметрической обработки ЦМР могут создаваться как в ручном, так и автоматическом режиме. Выбор режима зависит от размеров небесного тела и качества изображений. Создание ЦМР Фобоса, например, в КЛИВТ выполнялось в ручном режиме в ПО PHOTOMOD, и в результате было получено более 100 000 точек с трехмерными координатами.

3. Ортотрансформирование изображений.

Имея опорную сеть, уравненные ЭВО, параметры фигуры тела и ЦМР можно выполнять ортотрансформирование изображений. Для создания ортоснимков в КЛИВТ была разработана программа MexlabMosaic.

4. Создание ортофотоплана.

Ортофотоплан создается путем нанесения порезов на ортоснимки (Рис. 2).

Заключение

Создание ортофотопланов небесных тел – процесс длительный, требующий выполнения нескольких видов работ. Особенности обработки изображений небесных тел не позволяют использовать алгоритмы, хорошо отработанные для создания ортофотопланов земной поверхности. Выполнение всего спектра работ от создания сети до построения ортофотоплана может занимать достаточно много времени. Например, на выполнение работ, необходимых для создания ортофотоплана Фобоса в КЛИВТе, потребовалось более одного года. В настоящее время в лаборатории проводятся работы по усовершенствованию и автоматизации технологии выполнения вышеописанных работ.

Литература

1. Nadezhdina I., Zubarev A., Patraty V., Shishkina L., Zharov O., Zharov A., Oberst J. Phobos Control Point Network and Librations. European Planetary Science Congress 2012, 23–28 September 2012, Madrid, Spain. 2012.
2. Зубарев А. Э., Надеждина И. Е., Конопихин А. А. Проблемы обработки данных дистанционного зондирования для моделирования фигур малых тел Солнечной системы. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. №4. С. 277–285.

МАТЕМАТИКО-КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ВОДОХРАНИЛИЩА ПРИ ПОНИЖЕНИИ УРОВНЯ ВОДЫ

В. Г. Калинин, С. В. Пьянков

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь,
vgkalinin@gmail.com, pyankovsv@gmail.com

MATHEMATIC-CARTOGRAPHICAL MODELLING OF RESERVOIR MORPHOLOGICAL CHANGES CAUSED BY DOWN FALL LEVEL

V. G. Kalinin, S. V. Pyankov

Perm State National Reseach University, Perm, vgkalinin@gmail.com, pyankovsv@gmail.com

Различные морфометрические участки крупных водохранилищ могут существенно отличаться друг от друга по ряду характеристик: конфигурации, площади водного зеркала, объему, распределению глубин, наличию мелководных и глубоководных зон [1]. Указанные различия, в пределах отдельных участков, являются основными факторами, оказывающими влияние на формирование гидрологического режима водоема. Поэтому разработка критериев выделения участков и методов установления их границ является важной проблемой районирования водохранилищ [2].

Выводы о качественных морфологических изменениях в водохранилище можно сделать по оцененным параметрам и графикам функций распределения глубин. По этим результатам возможна классификация участков водохранилища в зависимости от изменения их морфометрических особенностей при понижении уровня воды. Эти изменения возникают из-за уменьшения площадей участков водохранилища, покрытых водой, а также возможного появления отдельных замкнутых котловин (ям), не связанных с основной частью водохранилища (рис. 1).

Характерными признаками наступления качественных изменений являются:

- 1) обнажение значительной площади дна при относительно небольшом понижении общего уровня водохранилища;
- 2) появление сравнительно неглубоких заполненных водой ям с большой площадью зеркала;
- 3) уменьшение средней глубины водохранилища при относительно небольшом понижении уровня.

Моделирование изменения уровня воды может использоваться для выявления участков с различными морфометрическими характеристиками [3]. Объективные выводы о состоянии водохранилища, при понижении его уровня, можно сделать в том случае, когда известны глубины появления потенциальных ям – расстояния от нулевой отметки до их краев. Для точек области основной части водохранилища (занятой водой), а также точек осушенной области это значение принимается равным нулю. Нулевая отметка представляет нулевой уровень сработки воды. Тогда для любой точки водохранилища можно определенно сказать, какой потенциальной яме она принадлежит, или же не принадлежит ни одной из ям. Таким образом, каждая точка измерения должна быть снабжена еще одной числовой характеристикой, характеризующей глубину появления потенциальной ямы.

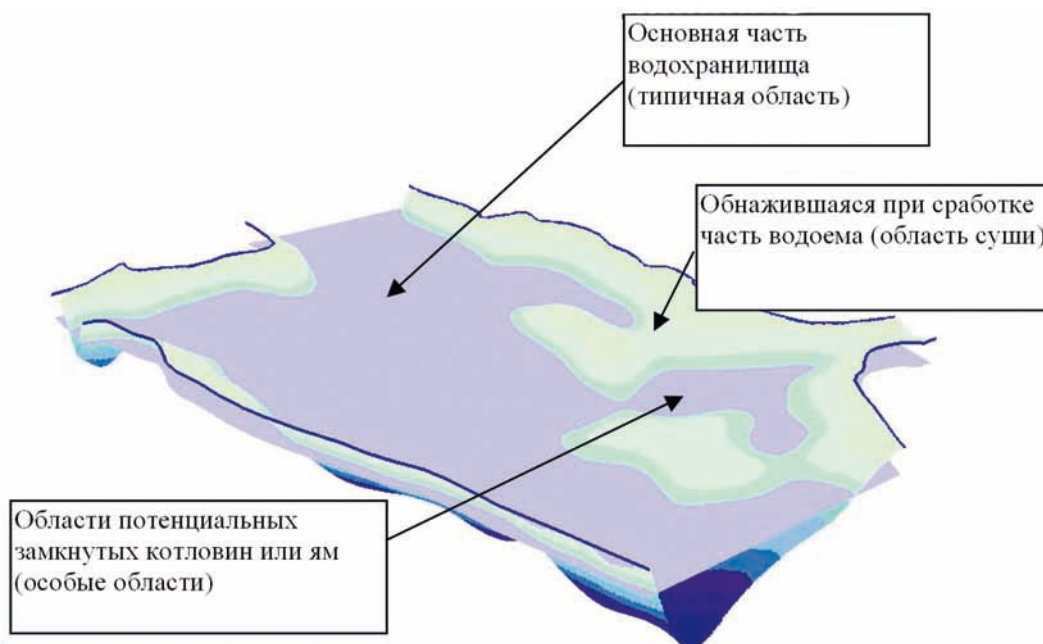
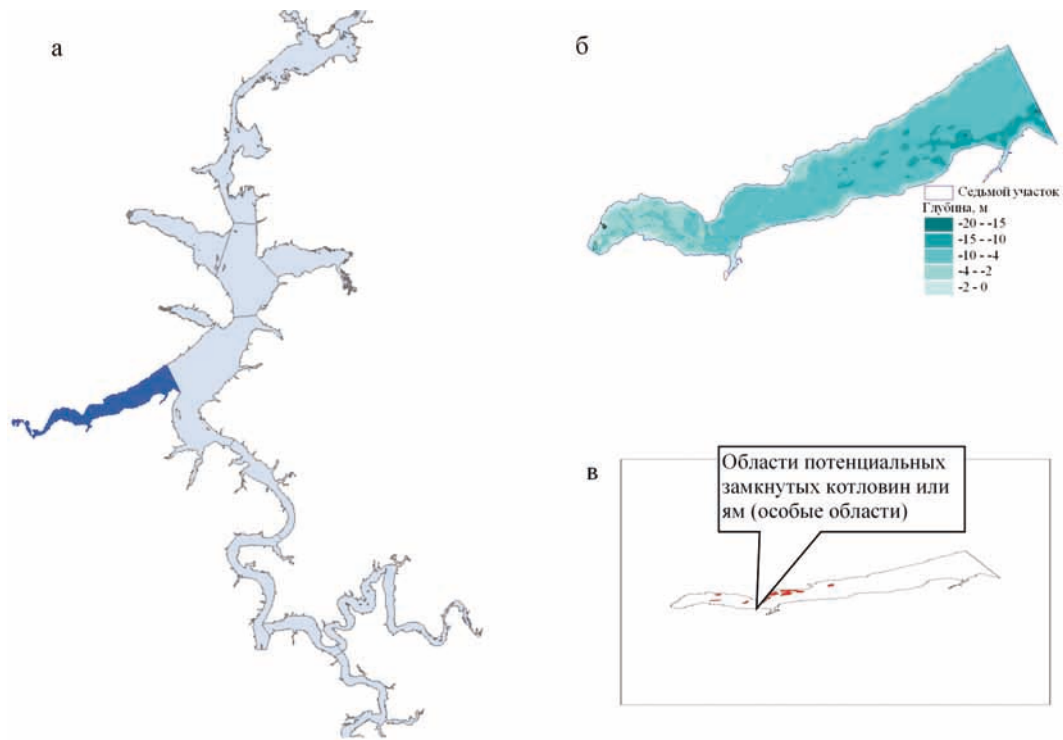


Рис. 1. Изменение морфологии водохранилища при сбросе воды



а – местоположение 7-го участка; б – цифровая модель рельефа дна;
в – области потенциальных замкнутых котловин

Рис. 2. Растровые и полигональные слои Обвинского залива Камского водохранилища

Построение математической модели качественных изменений водохранилища рассмотрено в работе [3]. На основе разработанного алгоритма создан программный инструмент моделирования и расчета характеристик участков водохранилища [4, 5]. Рассмотрим его работу на примере 7-го участка Камского водохранилища (Обвинский залив). Исходные растровые и полигональные слои представлены на рис. 2.

Для моделирования качественных изменений состояния 7-го участка Камского водохранилища в процессе сработки зададимся следующими параметрами $p_0 = 0,1$, $p = 0,11$, $\delta = 0,05$, $w = 0,95$ и находим $z_{1-\delta} = 1,96$ из таблиц [6]. То есть, считаем, что качественные изменения наступят при уменьшении площади участка на 10% с вероятностью 95%.

Сформулируем гипотезу H_0 : о том, что в результате моделирования изменение не превысило 10%-ное пороговое значение и альтернативную ей H_1 : – изменение наступило. При заданном уровне значимости δ и вычисленному $n \approx 15000$ [7] находим значение $C = 0,101$. Проверяем условие сравнения:

$$\frac{n_1}{n} > C$$

Если не произошло качественных изменений, то продолжаем моделирование процесса сработки с заданным шагом Δ до тех пор, пока не будет принята альтернативная гипотеза (табл. 1).

Таблица 1

Модельные значения n , n_1 при разных уровнях сработки

Уровень сработки, м	n	n_1	n_1/n	C
1,87	14668	1327	0,090	0,101
1,88	14638	1392	0,951	
1,89	14619	1430	0,978	
1,90	14758	1523	0,103	

Примечание: n – общее число точек, попавших типичную область;
 n_1 – число точек, попавших в обнажившуюся область

Нулевая гипотеза (отражающая несущественные изменения) отвергается в пользу альтернативной при величине сработки 1,90 м (табл. 1), таким образом, этот уровень сработки соответствует качественному (10%) изменению площади рассматриваемого участка водохранилища.

Для фиксирования дальнейших качественных изменений состояния водохранилища перестраивается исходная ЦМР дна с учетом достигнутой величины Δ . После построения ЦМР дна вновь производится моделирование согласно описанного алгоритма [7]. Результаты моделирования приведены в табл. 2.

Таблица 2

Модельные значения n , n_1 при разных уровнях сработки ($C = 0,101$)

Качественные изменения	Уровень сработки, м	n_1/n	Качественные изменения	Уровень сработки, м	n_1/n
1	1,87	0,090	7	5,96	0,096
	1,88	0,095		5,97	0,094
	1,89	0,098		5,98	0,099
	1,90	0,103		5,99	0,102
2	3,06	0,098	8	6,32	0,091
	3,07	0,098		6,33	0,091
	3,08	0,098		6,34	0,098
	3,09	0,109		6,35	0,102
3	3,97	0,099	9	6,62	0,095
	3,98	0,095		6,63	0,083
	3,99	0,092		6,64	0,099
	4,00	0,107		6,65	0,107
4	4,56	0,097	10	6,92	0,870
	4,57	0,097		6,93	0,093
	4,58	0,099		6,94	0,094
	4,59	0,104		6,95	0,104
5	5,05	0,095	11	7,20	0,094
	5,06	0,092		7,21	0,090
	5,07	0,100		7,22	0,097
	5,08	0,104		7,23	0,109
6	5,50	0,086	12	7,46	0,082
	5,51	0,096		7,47	0,075
	5,52	0,097		7,48	0,074
	5,53	0,106		7,49	0,109

Примечание: n – общее число точек, попавших типичную область;
 n_1 – число точек, попавших в обнажившуюся область

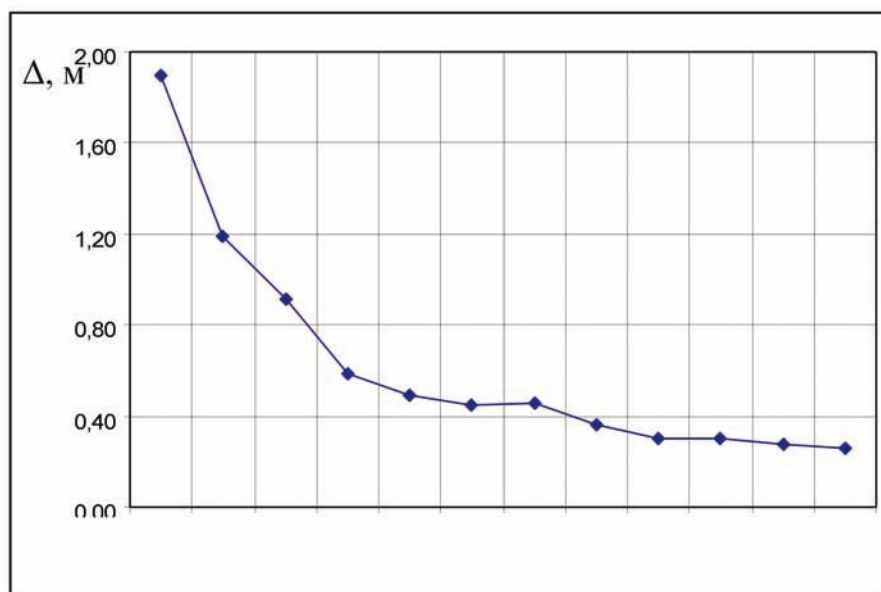


Рис. 3. Приращения величины уровня воды (Δ) при последовательном пошаговом (N) качественном изменении

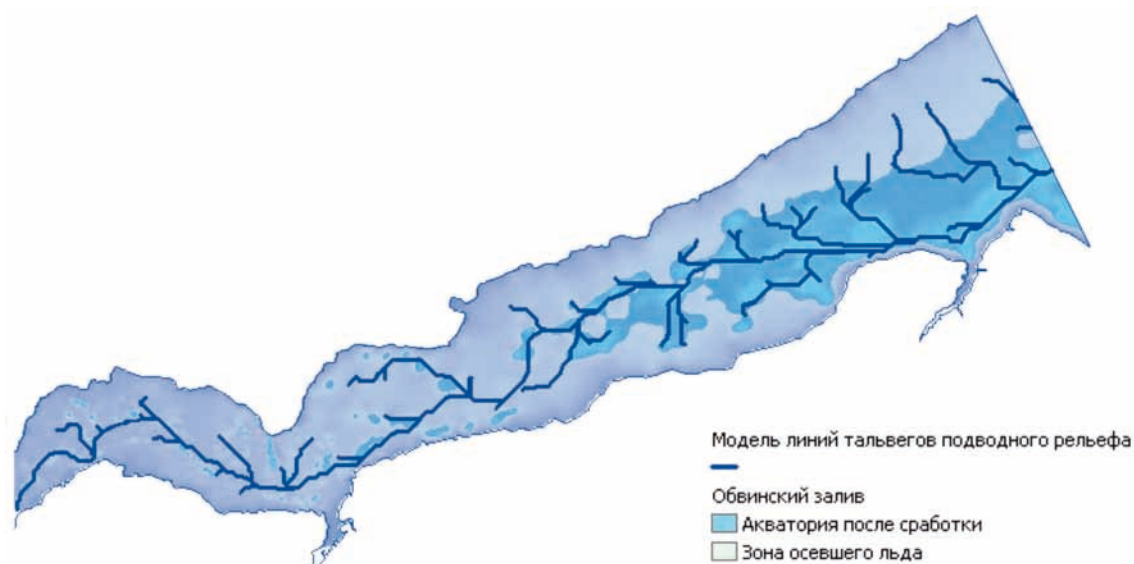


Рис. 4. Моделирование потенциальных линий тальвегов и максимальной сработки Обвинского залива

Как видно из рис. 3 в начальной стадии сработки для достижения качественного уменьшения площади на 10% требуется понижение уровня на 1,90 м. Это свидетельствует о том, что прибрежная зона на данном участке практически отсутствует и мы имеем дело с крутым склоном затопленной долины, полное обнажение которого наблюдается при последующих двух качественных изменениях (рис. 3). При дальнейшем понижении уровня воды склон долины выполаживается и переходит в надпойменную террасу. Это дало возможность вычислить морфометрические характеристики (площадь зеркала, объем, средняя глубина) Обвинского залива при разных уровнях сработки, соответствующих качественным изменениям, а также параметры потенциальных заморных ям.

Кроме того, с использованием модуля «Гидрология» проведен анализ подводного рельефа ложа Обвинского залива Камского водохранилища. В частности выделены линии тальвегов старого русла р. Обвы и бывших притоков, которые сохраняются до сих пор из-за поступления талых вод при наполнении водохранилища в весенний период.

Таким образом, предложен новый подход к выделению таксономических единиц в пределах участков водохранилищ, который совместно с генетическим подходом даст более объективные критерии выделения этих зон для характеристик особенности морфометрии и их влияние на элементы гидрологического режима участков водохранилищ.

Литература

1. Матарзин Ю. М., Мацкевич И. К. Вопросы морфометрии и районирования водохранилищ // Вопросы формирования водохранилищ и их влияние на природу и хозяйство. Пермь, 1970. Вып. 1. С. 27–45.
2. Калинин В. Г. Исследование гидрологического режима крупных водохранилищ с использованием геоинформационных технологий (на примере камских) / В. Г. Калинин, С. В. Пьянков, Ю. М. Матарзин, И. К. Мацкевич // Региональный конкурс РФФИ-Урал № 04-05-96051. Результаты научных исследований, полученные за 2004 г. Аннотационные отчеты. Пермь; Екатеринбург: УрО РАН, 2005. С. 234–237.
3. Пьянков С. В., Калинин В. Г. Опыт создания цифровой модели дна водохранилища (на примере Камского). // ИнтерКарто 8: ГИС для устойчивого развития территорий. Материалы международной конференции, Хельсинки - СПб, 2002. С. 229–231.
4. ArcGIS Desktop Developer Guide ArcGIS 9.1. Published by ESRI 380 New York Street Redlands, California 92373-8100. 2006. P. 340.
5. ArcGIS 9 Spatial Analyst. Руководство пользователя. Published by ESRI 380 New York Street Redlands, California 92373-8100, Russian Translation by DATA+, Ltd. 2006. P. 277.
6. Большев Л. Н. Статистические таблицы / Л.Н. Большев, Н.В. Смирнов. М.: «Наука», 1965.
7. Пьянков С. В., Калинин В. Г. ГИС и математико-картографическое моделирование при исследовании водохранилищ (на примере камских). ООО «Алекс-Пресс». Пермь, 2011. 158 с.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПРИПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЛУНЫ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ РОССИЙСКИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ МИССИЙ

И. П. Карачевцева, А. А. Коханов

Московский Государственный Университет геодезии и картографии, Комплексная лаборатория исследования внеземных территорий, г.Москва, I_karachevtseva@mexlab.ru, s_kokhanov@mexlab.ru

THE MAPPING OF THE SUBPOLAR LUNAR AREAS FOR THE SUPPORTING OF RUSSIAN RESEARCH MISSIONS

I. P. Karachevtseva, A. A. Kohanov

Moscow State University of geodesy and cartography, Extraterrestrial laboratory, Moscow, I_karachevtseva@mexlab.ru, s_kokhanov@mexlab.ru

Для обеспечения космического проекта «Луна-Ресурс» современными и подробными пространственными данными, включающими в себя как результаты дешифрирования ДДЗ, так и результаты морфометрического анализа ведутся работы по формированию геоинформационного проекта.

Исходные данные дистанционного зондирования были получены с двух космических аппаратов. Первый из них – Lunar Reconnaissance Orbiter. Для картографирования использовались изображения, полученные узкоугольной (Lunar Reconnaissance Orbiter Narrow Angle Camera, LRO NAC) и широкоугольной камерами (Lunar Reconnaissance Orbiter Wide Angle Camera, LRO WAC) [1] и значения высот, полученные лазерным альтиметром (Lunar Orbiter Laser Altimeter, LOLA) [2]. В качестве дополнительных данных выбраны космические фотоизображения и цифровые модели рельефа, полученные по результатам исследования японским аппаратом SELENE (Kaguya) [3].

Изображения, получаемые с LRO NAC, обладают наибольшей детальностью по сравнению со всеми имеющимися современными данными – до 0,5 м/рх. На этапе сбора данных в ГИС-проект было загружено около 100 космических изображений, что позволило полностью покрыть территории предполагаемых посадочных площадок [4] данными дистанционного зондирования.

Космические изображения аппарата Kaguya имеют разрешение 10 м/рх. Для устранения имеющегося взаимного смещения между изображениями, полученных с соседних витков аппарата, выполняется коррекция их пространственной привязки по мозаике снимков.

Мозаика из изображений, сделанных LRO WAC, выбрана в качестве основы для пространственной привязки и интеграции всех данных, так как на данный момент является источником, наиболее надёжно определяющим положение объектов на картографируемой территории.

Для характеристики рельефа области интересов использовались следующие модели рельефа, полученные из различных источников (Табл. 1.).

Сравнение вертикальных профилей поверхности, построенных по описываемым ЦМР (GLD-100 и LDEM 1024) вдоль большей и малой осей эллипса прицеливания, показывает, что различие значений высоты в точке, измеренных по двум ЦМР, может достигать 60 м.

ЦМР Kaguya имеет низкую плановую и высотную точность, поэтому для чего выполняется ручная корректировка пространственной привязки этих данных с использованием данных LRO WAC.

Для ортотрансформирования космических изображений в проекте использовались функции про-

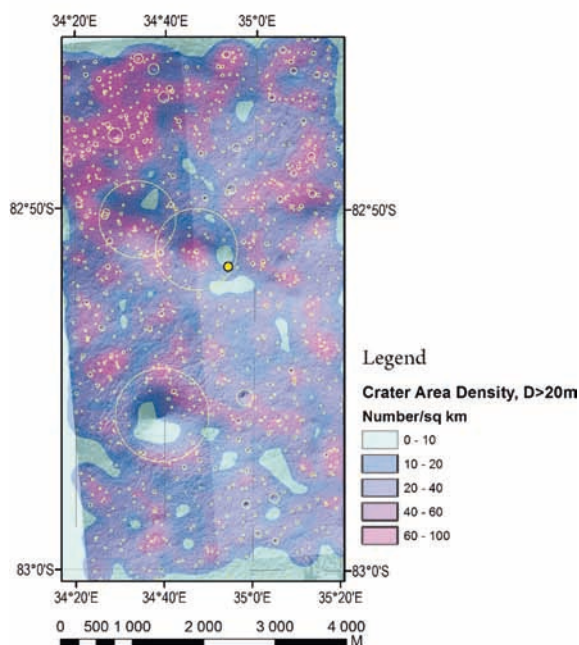


Рис. 1. Карта плотности кратеров.
Центральная часть эллипса
прицеливания №2

Таблица 1

Используемые цифровые модели рельефа

№ п/п	Название продукта	Пространственное разрешение	Источник данных
1	GLD 100 [5]	100 м/рх	Космические изображения LRO WAC
2	LDEM 1024	30 м/рх	Полосы сканирования LOLA (LRO)
3	Kaguya DTM	10 м/рх	LISM (SELENE)

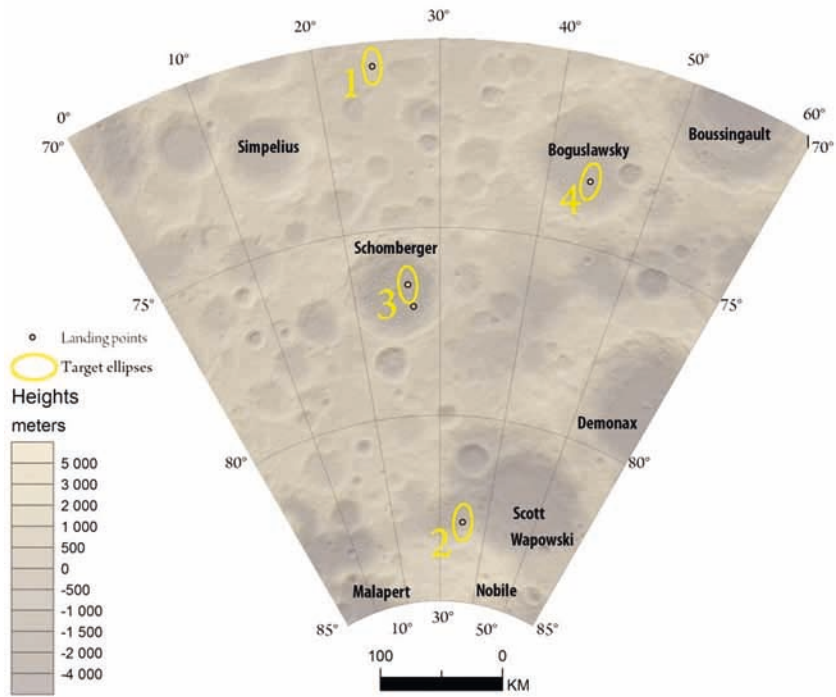


Рис. 2. Гипсометрическая карта южной приполярной области Луны с предполагаемыми областями посадки

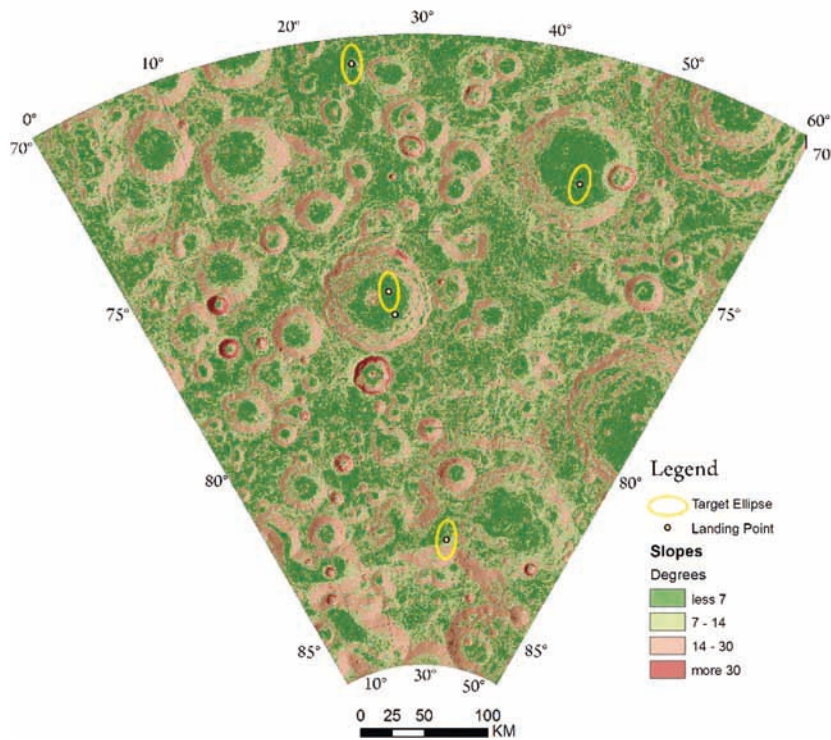


Рис. 3. Карта уклонов поверхности южной приполярной области Луны

граммы ISIS – продукта, разрабатываемого Американской Геологической Службой (<http://isis.astrogeology.usgs.gov>).

По полученным ортоизображениям проводилось дешифрирование форм рельефа. Векторизация основных форм рельефа – кратеров – выполнялась с помощью специального инструмента Crater tools, работающего в среде ArcGIS. Результатом векторизации является цифровой каталог малых кратеров на отдельные участки приполярных областей, который содержит информацию о глубине кратеров (H) диаметром (D) более 50 м, что обеспечивает основу для детальных геоморфологических исследований (Рис. 1) [6]. Данная технология опробована при изучении территории действий Лунохода-1 [7]. С этой же целью на исследуемых участках ведётся оценка каменистости, для чего создается каталог камней. При дешифрировании ДДЗ для облегчения поиска мест скопления камней дополнительно привлекаются результаты радарной съёмки инструментом Lunar Reconnaissance Orbiter Mini-RF [8]

Для доступа к информационным продуктам и их картографической визуализации в ГИС-проекте сформирован макет карты, включающий все обработанные данные в виде отдельных слоев на разных масштабных уровнях, с возможностью ее печати (Рис. 2).

С использованием ЦМР различной степени детальности на территорию исследований созданы несколько видов производных картографических информационных продуктов, характеризующих параметры поверхности. Для их формирования использовались специальные расчетные модули ArcGIS10. Созданные информационные продукты позволяют выполнить оценку поверхности в качественном (визуализация) и количественном виде. Для характеристики поверхности исследуемой территории были сформированы на разных масштабных уровнях следующие производные геоинформационные продукты: уклоны (Slope), шероховатость (Roughness).

Уклон поверхности вычисляется для каждой ячейки изображения по всем направлениям. Данная характеристика важна для определения безопасности места посадки модуля космического аппарата, для которого критической является величина уклона 7° (Рис. 3).

Для определения шероховатости чаще всего применяют стандартное распределение высот. В случае использования больших размеров окна этот показатель позволяет идентифицировать обрывы склонов и может быть использован для определения форм регионального рельефа [9].

Таким образом, с использованием разнородных данных, собранных на единой пространственной основе, созданы производные картографические продукты на разных уровнях детальности: полярный регион – эллипсы посадок – предполагаемые посадочные площадки. В результате проведенного комплекса работ формируется геоинформационный проект, который позволяет оперативно анализировать космические изображения в приполярном регионе, получать набор параметров, характеризующих поверхность исследуемой территории на разных уровнях детальности. Результаты работы будут использоваться при выработке и принятии научно-обоснованных решений для выбора возможных мест посадки лунного посадочного модуля.

Литература

1. Robinson M. S., et al, 2010, Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) Instrument
2. Smith, et al., The Lunar Orbiter Laser Altimeter Investigation on the Lunar Reconnaissance Orbiter Mission// Space Science Reviews January 5, 2008.
3. Haruyama J., et al., Planned radiometrically calibrated and geometrically corrected products of lunar high-resolution Terrain Camera on SELENE. Adv. Space Res. 42, 2008. P.310–316.
4. Tretyakov V. et al. Investigations of Moon Polar Regions from Luna-Resource and Luna-Glob Landers - Science Instruments and Operational Plan on Surface Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-11599, 2012.
5. Scholten, et al. (2012), GLD100: The near-global lunar 100 m raster DTM from LROC WAC stereo image data, J. Geophys. Res., vol. 117, 12 p.
6. Basilevskiy A. T. On the evolution rate of small lunar craters. LPSC 7, 1976.
7. Карачевцева И. П и др. Атлас Лунохода-1: геоинформационное картографирование и анализ региона посадки АМС «Луна-17» по данным дистанционного зондирования спутника Lunar Reconnaissance Orbiter // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, Москва, ИКИ РАН, 2012. Т. 4, С. 292 – 304.
8. Nozette S et al. The Lunar Reconnaissance Orbiter Miniature Radio Frequency (Mini-RF) Technology Demonstration Space Sci Rev (2010) 150: P.285 – 302.
9. Grohmann, C.H et al.; 2010, »Multiscale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland,»Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, vol.PP, no.99, P.1 – 14.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ЦИФРОВОЙ ЭХОЛОКАЦИОННОЙ СЪЕМКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МОРФОЛОГИИ ТРУДНОДОСТУПНЫХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Д. Н. Козлов, Р. В. Жарков

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, kozlovdn@bk.ru

EXPERIENCE OF ECHOSOUNDING RESEARCH IN STUDY OF MORPHOLOGY OF THE HARD LAKES BASINS OF THE KURIL ISLANDS

D. N. Kozlov, R. V. Zharkov

FSBIS Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, kozlovdn@bk.ru

На сегодняшний день основным методом батиметрических исследований водных объектов является эхолотная съемка с координатной привязкой профилей. В современных экспедиционных условиях работы по батиметрической съемке и изучению морфологии водоемов все чаще

проводятся небольшими исследовательскими группами, а это неизбежно влечет за собой необходимость уменьшения массогабаритных параметров комплексов эхолокационного и навигационного оборудования. При этом в длительных экспедициях важными показателями остаются автономность и надежность таких комплексов. На Курильских островах наименее изученными остаются труднодоступные вулканические озера, расположенные в кальдерах и кратерах вулканических построек. Поэтому в 2005–2012 гг. нами был организован ряд экспедиций, основным объектом исследования которых стали кратерные озера, а так же окружающий их вулканический рельеф. Результатом этих работ, главным образом стали батиметрические профили, схемы и модели озерных котловин, составленные по методике, адаптированной к сложным экспедиционным условиям.

Для выполнения батиметрической съемки кратерных озер Курильских островов нами использовались эхолоты фирмы Lowrance: «Eagle SeaChart 320 DX» и «LMS-527cDF iGPS». Обе модели эхолотов оснащены 12-канальным GPS-приемником и по своим эксплуатационным и техническим характеристикам практически одинаковы. Питание эхолота осуществлялось за счет компактных 12 вольтовых аккумуляторных батарей. Рабочая частота излучателя звуковых волн эхолота была выборочной в зависимости от глубины и устанавливалась в пределах 50–200 кГц. Приборы монтировались на надувные резиновые лодки как малых размеров (Язь) так и весьма крупные и оборудованные мотором (Bombard C-5). В большинстве случаев объем эхолотных профилей может насчитывать несколько тысяч измеряемых значений в зависимости от частоты и времени записи в один файл. Каждое значение представляет собой информацию о координатах точки съемки, глубине, дате и времени эхолотного промера, температуре поверхности воды, смещении относительно предыдущей точки промера и другую вспомогательную информацию. В процессе обработки используются только значения координат и глубин. Выборка значений производится таким образом, чтобы на каждый квадратный метр площади озера приходилось одно усредненное значение глубины. Используемая методика батиметрической съемки позволяет измерять глубины непосредственно в точке положения лодки с установленным эхолотом, поэтому количество отработанных профилей повышает точность конечных батиметрических схем. Система профилей выбирается таким образом, чтобы плотность покрытия озера была максимально равномерной, при этом наиболее высокая степень детализации достигается за счет выбора межгалсового расстояния и шага съемки.

Методика составления батиметрических схем была адаптирована для использования на труднодоступных кратерных озерах и выглядит следующим образом: данные эхолотного профиля в виде файла с расширением *.slg экспортируются в программу Lowrance Sonar Viewer (версии 1.3–2.2.1). Здесь он представляет собой двумерную визуализацию профиля с возможностью графической интерпретации данных (устраняются помехи от поверхности воды, посторонние шумы, выявляются неоднородности водной толщи в виде газов или резких разностей температуры и т. д.). На этом этапе возможно изучение характеристик донного рельефа, а самое главное, из-за различной скорости звуковых волн в жидкости с различной минерализацией и содержанием пузырьков газа, видны подводные газогидротермальные выходы. Здесь же можно определить их координаты. Далее производится экспорт данных в текстовый файл формата *.csv, который импортируется в редакторе таблиц, в стандартный табличный формат *.xls. В этой таблице производится фильтрация информационного массива с целью получения только уникальных значений координат и глубин. Для этого используются GPS данные об изменении позиции. Полученная таблица экспортируется в программу Surfer (версии 8–10), где создается файл расширения *.srf, представляющий собой визуализированную таблицу. На этом этапе мы получаем площадную картину озера и можем оставить только необходимые данные, например, наиболее хорошо отснятые и видимые основные изобаты. Далее создается графический файл, который в случае необходимости открывается в редакторе для устранения оставшихся погрешностей, добавления недостающих фрагментов изображения или условных обозначений и шкалы глубины. В конечном итоге получается кондиционная цифровая батиметрическая модель или схема.

По описанной выше методике в 2005–2012 гг. нами исследовались 8 озер островов Кунашир, Симушир, Кетой и Онекотан. Для них были получены материалы в виде батиметрических профилей различной детализа-



Рис. 1. Кальдера Головнина. 1 - купол Центральный Западный; 2 - купол Центральный Восточный

ции, из которых были составлены схемы и модели. Интерпретация профилей выявила наличие в некоторых озерах неизвестных ранее подводных воронок, гидротермальных выходов и куполов. Наиболее представительным объектом в этом отношении является кальдера Головнина (рис. 1), в пределах которой располагается два вулканических озера с различной морфологией дна котловин – озера Горячее и Кипящее. Работы проходили под руководством вулканологов А. Б. Белоусова и А. В. Рыбина.

Кальдера Головнина находится на юге острова Кунашир, диаметр ее основания более 10 км, диаметр по гребню около 4,5 км. Дно кальдеры в основном ровное с небольшим уклоном на северо-восток. В центре кальдеры находятся два экструзивных купола андезидацитового состава: Центральный Восточный и Центральный Западный. Похожие купола располагаются в северо-западной части кальдеры (купол Подушечный) и в ее юго-восточной части (купол Крутой) [1, 2]. В настоящее время, на отдельных участках дна кальдеры проявляется постоянная сольфатарная деятельность с температурой сольфатар не более 101 °С. Последнее проявление эруптивной деятельности в кальдере связано с фреатическим взрывом, в результате которого образовался кратер диаметром около 350 м, заполненный озером Кипящее. Образование этой воронки взрыва, по разным оценкам, произошло от 640–680 л.н. [3] до 1000 л.н. [4]. Воронка фреатического взрыва, заполненная озером Кипящее, врезана в озерные отложения и южную часть экструзивного купола Центральный Восточный. По нашим данным высота кромки кратера от 140 до 195 м над уровнем моря, средняя глубина кратера – 30 м. Максимальная глубина озера, по данным А. В. Зотова с соавторами [5], составляла 17 м, а по нашим данным – 16 м, площадь – 0,33 км². Северная часть кальдеры Головнина занята озером Горячее. В настоящее время озеро занимает 3,1 км², что составляет 1/3 площади дна кальдеры. Озеро сообщается с Охотским морем ручьем Озерный. Ранее рельеф дна озер изучали при помощи лота: озеро Горячее – С. М. Фазлуллин и В. В. Батоян [3], озеро Кипящее – А. В. Зотов, В. И. Сорокин и И. Б. Никитина [5]. Эти исследования дали лишь примерное представление о строении озерных котловин, а их точность была сомнительной ввиду использования методики промеров лотом.

Батиметрическая съемка озера Кипящее проводилась по семи профилям, общая длина которых составила 1,5 км. Из анализа профилей следует, что озеро имеет простую воронкообразную форму и резкое, равномерное по окружности углубление от берегов к центру дна (рис. 2). Абсо-

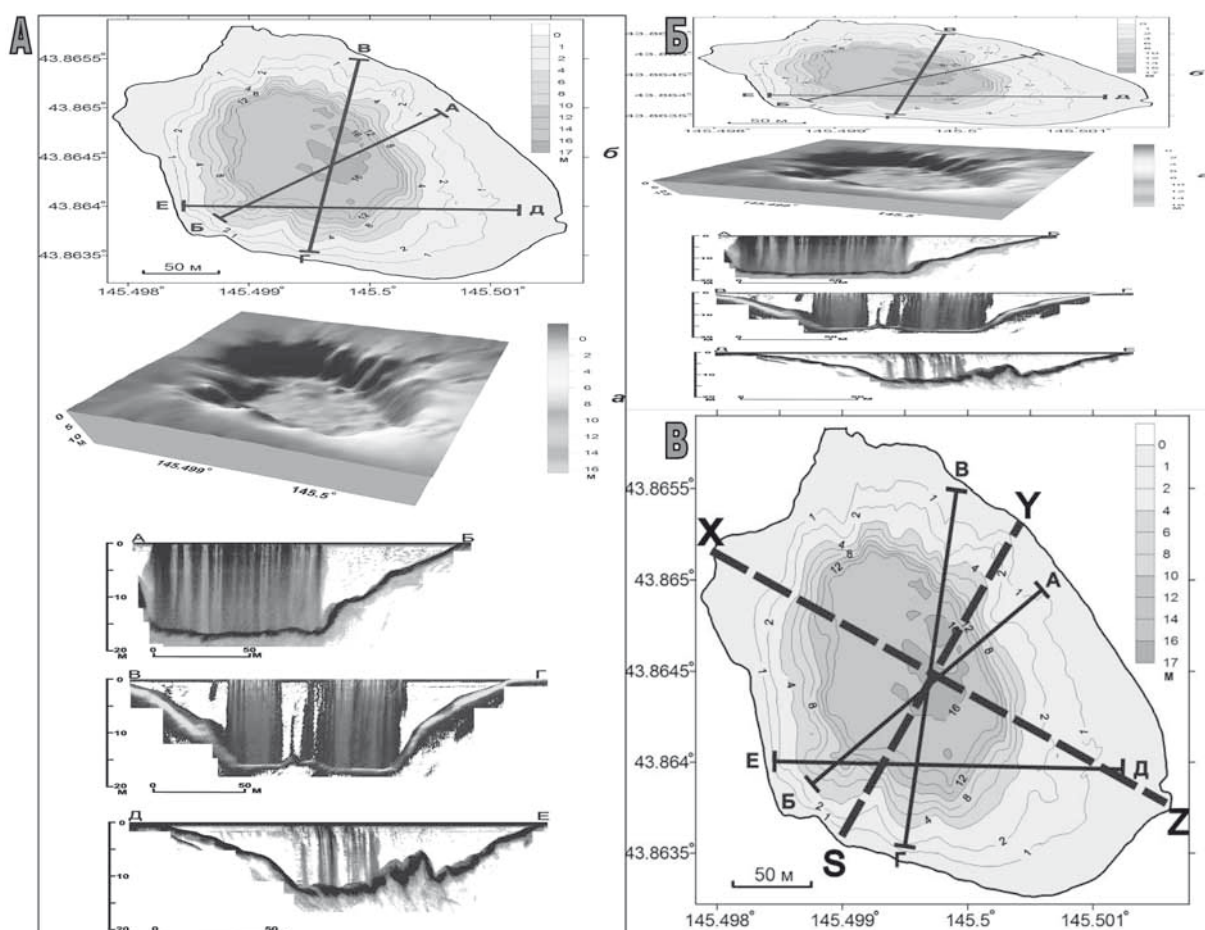


Рис. 2. Озеро Кипящее: А – Эхолотные профили; Б – 3-D модель. Сплошными линиями показаны эхолотные профили, пунктиром – батиметрические; В – батиметрическая схема.

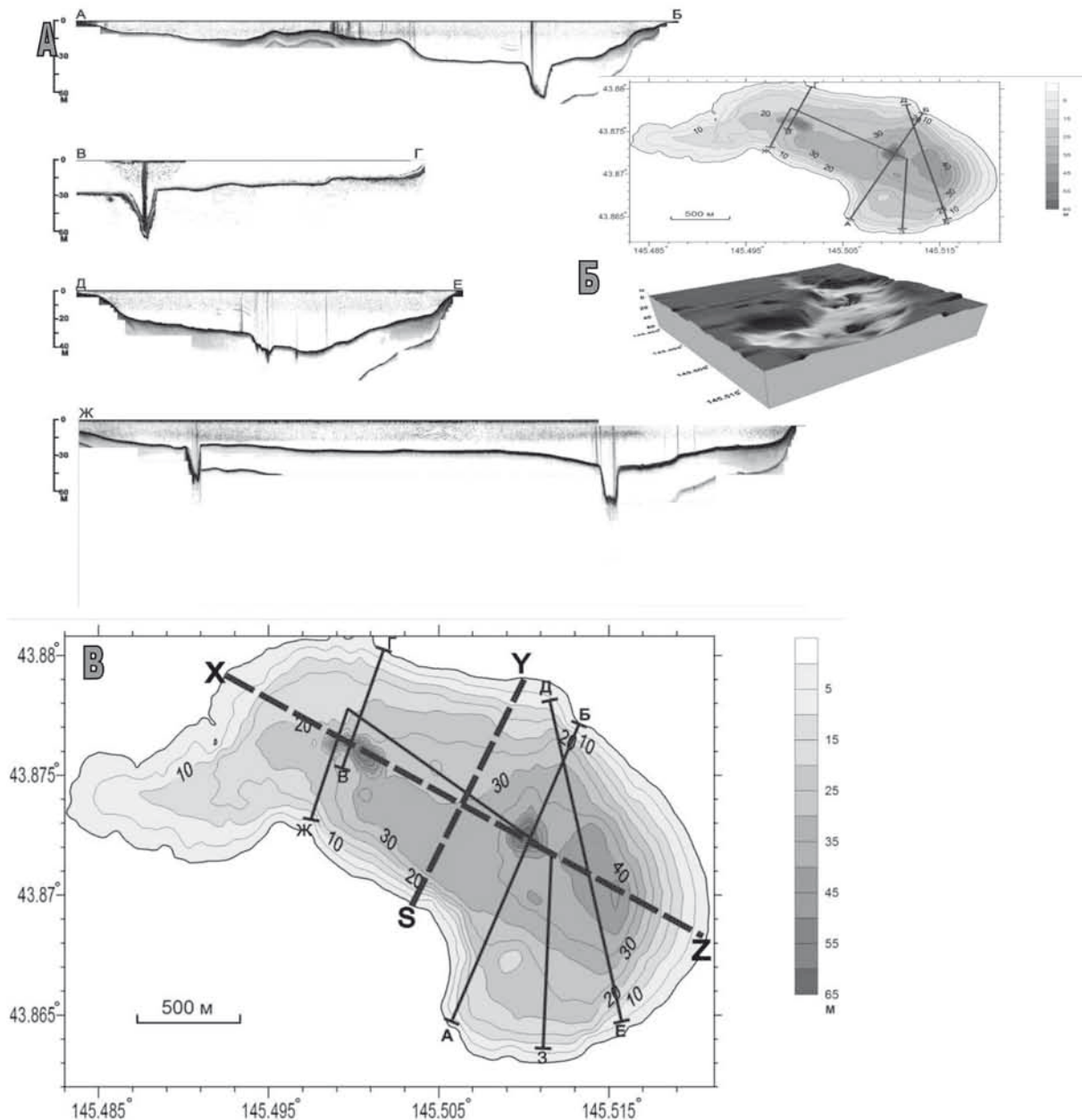


Рис. 3. А – Эхолотные профили; Б – 3-D модель. Сплошными линиями показаны эхолотные профили, пунктиром – батиметрические; В – батиметрическая схема.

лютная высота дна озера – 121 м, высота береговой линии – 137 м, максимальная длина – 330 м, ширина – 220 м, общая длина береговой линии – 900 м, площадь зеркала – 0,033 км², объем – 0,00122 км³, глубина – 16 м.

Батиметрическая съемка озера Горячее проводилась по 30 профилям, общая длина которых составила 20 км. Из анализа профилей следует, что озеро имеет серповидную форму, абсолютная высота дна озера – 65,7 м, высота береговой линии – 128 м, максимальная длина – 3 км, ширина 1,7 км, длина береговой линии – 8,48 км, площадь зеркала – 3,1 км², объем – 0,16 км³, глубина – 62 м. На основании батиметрического профилирования были составлены батиметрическая схема и 3-D модель озера Горячее (рис. 3). В западной и восточной части кратерного озера Горячее обнаружены две воронки. Размер западной воронки около 250×200 м², глубина 62 м. Размер восточной воронки 200×150 м², глубина 60 м. Обе воронки имеют обширные газогидротермальные выходы. Наличие этих выходов подтверждено подводной видеосъемкой и неоднородностью структуры водной толщи на эхограммах. Такие же выходы располагаются почти по всей площади дна озера Кипящее. Котловина озера Горячее имеет сложное строение и форму полумесяца, с несколькими глубоководными участками в центральной части озера – подводными воронками взрывного генезиса.

Таким образом, на примере рассмотренных объектов выявлено: использование эхолокационного и навигационного оборудования возможно на самых труднодоступных объектах не только Курильских островов, но и других регионов силами небольшой группы исследователей. Интерпре-

тация батиметрических профилей, полученных в ходе цифровой эхолокационной съемки, позволила построить детальные батиметрические схемы и модели кратерных озер Курильских островов и выполнить последующий анализ морфологии котловин, выделить их основные особенности и специфику генезиса. Применение улучшенной методики цифровой батиметрической съемки показало ее надежность, достоверность и эффективность. Полученная в ходе экспедиционных работ информация о специфике морфологии вулканических озер используется в научных и образовательных целях региональными организациями и исследовательскими коллективами. Перспективным направлением улучшения метода эхолокационной съемки с борта маломерных судов можно считать дальнейшее повышение мобильности и точности исследовательского комплекса при условии сохранения достоверности и точности съемки.

Литература

1. Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир // Тр. Лаб. вулканологии. 1959. Вып. № 17. С. 43–51.
2. Федорченко В. И. Основные этапы послекальдерного периода формирования вулкана Головнина (о. Кунашир) // Тр. СахКНИИ. 1962. Вып. № 12. С. 127–141.
3. Фазлуллин С. М., Батоян В. В. Донные соадки кратерного озера вулкана Головнина // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 44–55.
4. Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцен-голоцене // Владивосток: Дальнаука, 2006. 247 с.
5. Зотов А. В., Сорокин В. И., Никитина И. Б. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головнина (о-в Кунашир) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 54–68.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТСТУПАНИЯ СКЛОНОВ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ КРАСНОЯРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА) НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗА ПЕРИОД 1989–2012 ГГ.

К. С. Мокринец

Кафедра физической географии и геоэкологии КГПУ им. В. П. Астафьева, Красноярск,
flashhofgenius@mail.ru

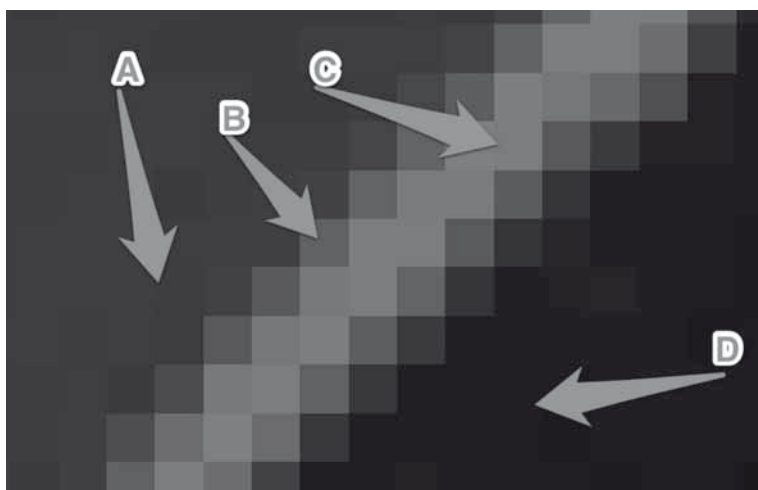
DEFINITION OF RECEDE OF SLOPES COASTLINE OF THE KRASNOYARSK SEA (THE NORTH MINUSINSK HOLLOW) ON THE BASIS OF DATA OF REMOTE SENSING DURING 1989–2012.

K. S. Mokrinets

V. P. Astafiev Krasnoyarsk State Pedagogical University, chair of physical geography and geocology state, Krasnoyarsk, flashhofgenius@mail.ru

Введение. В настоящее время в геоморфологических исследованиях большое место уделяется использованию данных дистанционного зондирования как источников информации о рельефе территории. Одной из возможностей такого применения является изучение динамики развития форм рельефа во времени посредством сравнения разновременных аэрокосмических снимков. При этом, немаловажным фактором доступности таких снимков является их стоимость. В связи с чем возникает взаимозависимость двух величин: стоимости снимка и его информативности (пространственного разрешения, числа и диапазона каналов съемки). Их учет в случае малобюджетных научных работ требует поиска альтернативных вариантов. Для выявления изменения объектов достаточно двух разновременных аэрокосмических снимков за разное время. В настоящее время существует множество бесплатных сервисов по поиску и загрузке современных крупномасштабных снимков, по этому основная сложность может возникнуть при поиске снимков которые следует принимать за точку отсчета, в зависимости от задач имеющих возраст в несколько десятилетий. Для изучения изменения крупных геоморфологических элементов одним из таких источников информации могут выступать снимки космических аппаратов серии Landsat, все результаты съемки которых сейчас доступны для свободного использования на сайте USGS. Основными преимуществами их использования являются: свободное распространение, доступность для загрузки через интернет, возможность загрузки снимков с 1972 года и по настоящее время, оригинальные снимки имеют несколько каналов съемки (4–8 в зависимости от модели аппарата). Основным минусом является пространственное разрешение снимка, которое для большинства каналов составляет 30 м/пикс, что при решении некоторых геоморфологических задач может оказаться критическим.

Красноярское водохранилище располагается на юге Красноярского края и было образовано в 1970-х г.г. вследствие затопления р. Енисей. Длина водохранилища достигает 388 км, а ширина



A – поверхность террасы Енисея покрытая растительностью; B – область содержащая в себе границу между A и C; C – поверхность склона; D – Красноярское водохранилище
Рис. 1. Увеличенный космический снимок Landsat (7 канал)

в самых широких местах достигает 15 км [1]. В центральной своей части водохранилище затрагивает Северо-Минусинскую впадину, пересекая ее восточную часть. Впадина сложена силур-девонскими отложениями перекрытыми чехлом четвертичных отложений. Мощность последних достигает несколько десятков метров и представлены лёссовыми породами имеющими большой эрозионный потенциал.

Целью данной работы является определение возможности использования разновременных космических снимков с различным пространственным разрешением при определении величины отступления береговой линии Красноярского водохранилища в районе Северо-Минусинской впадины.

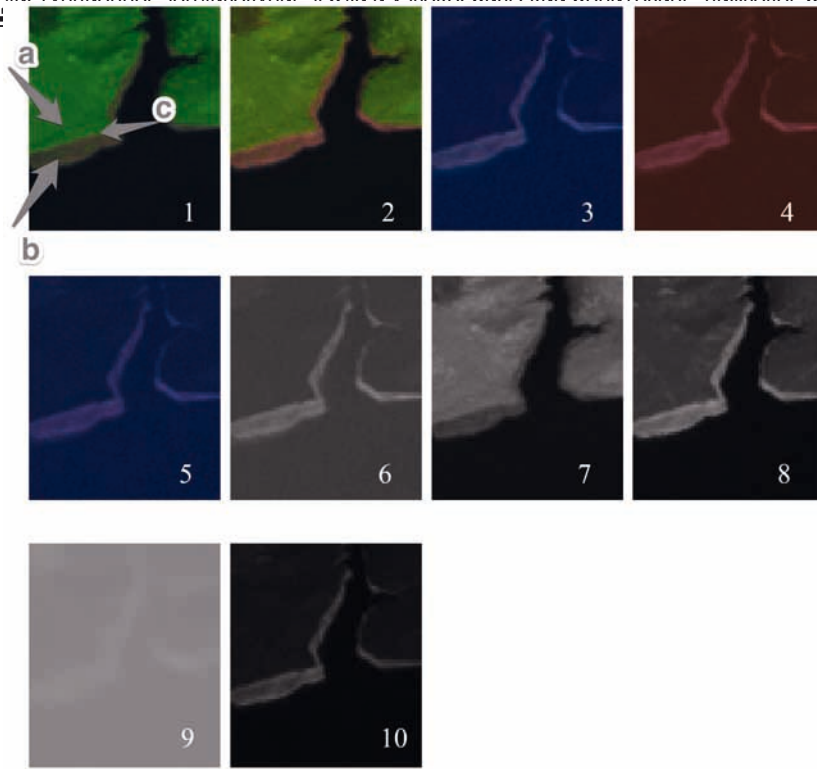
Материалы и методика работы. Работа проходила в несколько этапов: поиск, загрузка космических снимков и склейка снимков поканально (в случае снимков Landsat); определение предмета наблюдений; выбор подходящего режима отображения снимка; определение погрешности проведения структурных линии рельефа по снимкам 2012 г; проведение структурных линий рельефа на разновременных снимках; выявление степени отступления бровок.

Анализируя имеющиеся в базе USGS снимки космических аппаратов Landsat было определено, что на исследуемую территорию наиболее ранний снимок с подходящими климатическими условиями был сделан 2.08.1989 г (Landsat 4, 30 м/пикс) а поздний 2.09.2012 г (Landsat 7, 30 м/пикс). В качестве современных данных были использованы космические снимки с сервиса Bing – 0,57 м/пикс (лето 2012 г.). Таким образом, анализ этих космических снимков позволит выявить изменения береговой линии Красноярского водохранилища за 23 года. Вся работа проводилась в QGIS 1.8. Прежде чем приступить к работе снимки аппаратов Landsat склеивались поканально посредством встроенного функционала QGIS 1.8, а снимки Bing оставались без изменений.

Объект исследования – береговая линия Красноярского водохранилища в местах наиболее явных проявлений разрушенности склонов, идентифицируемая на космических снимках. Соседство двух типов объектов с кардинально различными величинами спектральной отражательной способности позволяет с большой точностью идентифицировать границу между ними. В качестве таких типов объектов выделяются незакрытые растительностью эрозионные склоны и приближенные к этим склонам покрытые растительностью площадки террас Енисея. То есть в качестве индикатора изменения береговой линии Красноярского водохранилища (предмета наблюдений) была выбрана бровка склонов. Наблюдение за линией бровки позволяет достоверно судить о пространственных границах склона во времени, так как ее местонахождение на снимке не зависит от уровня воды в водохранилище. На рисунке 1 на увеличенном снимке Landsat показан фрагмент береговой линии Красноярского водохранилища. На нем отчетливо прослеживается бровка склона представленная дорожкой толщиной в один пиксель (30×30 м).

Отдельно следует отметить возможность QGIS комбинировать отображаемые спектральные каналы съемки. Так, наличие нескольких каналов в космическом снимке и возможности у QGIS отображать любые три из них (или один в виде оттенков серого), характеризующих различиями в спектральных излучениях от различных пространственных объектов с различными свойствами, позволяет усилить границу интересующих объектов и их границ при помощи увеличения цветовых и тоновых различий. Так, путем комбинирования отображаемых спектральных каналов в QGIS и представления представления каждого из них отдельно оттенками серого (рис. 2) было определено, что наиболее подходящими для анализа оказались варианты 2 (комбинация каналов 5-4-3), 8 (5 канал), 10 (7 канал).

Имеющиеся космические снимки помимо материала для получения пространственной информации о бровке склона, были использованы и для определения ее погрешности (рис. 3). Ввиду того, что размер одного пикселя на космических снимках Landsat составляет 30×30 м необходимо определение погрешности достоверности проведения структурных линий. Для этого по снимкам 2012 г было проведено две бровки на фрагментах береговой линии общей протяженностью 7,8 км. Первая по снимкам Landsat, проводилась по центрам дорожек пикселей содержащих в себе бровку скло-



Типы объектов: *a* – покрытая растительностью поверхность террас Енисея; *b* – эрозионные обвально-оползневые склоны; *c* – бровка склона

Рис. 2. Варианты отображения космического снимка Landsat, полученные посредством выбора различных отображаемых спектральных каналов: 1 – 7-4-2 каналы; 2 – 5-4-3; 3 – 7-3-1; 1-2-3; 3-2-1. Отдельные каналы в виде оттенков серого: 6 – 1 канал; 7 – 4; 8 - 5; 9 – 6; 10 – 7

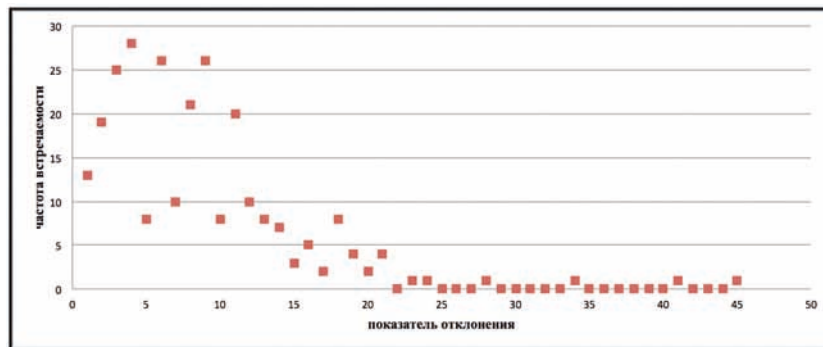


Рис. 3. Частота встречаемости отклонений результатов дешифрирования космического снимка Landsat 7 от Google

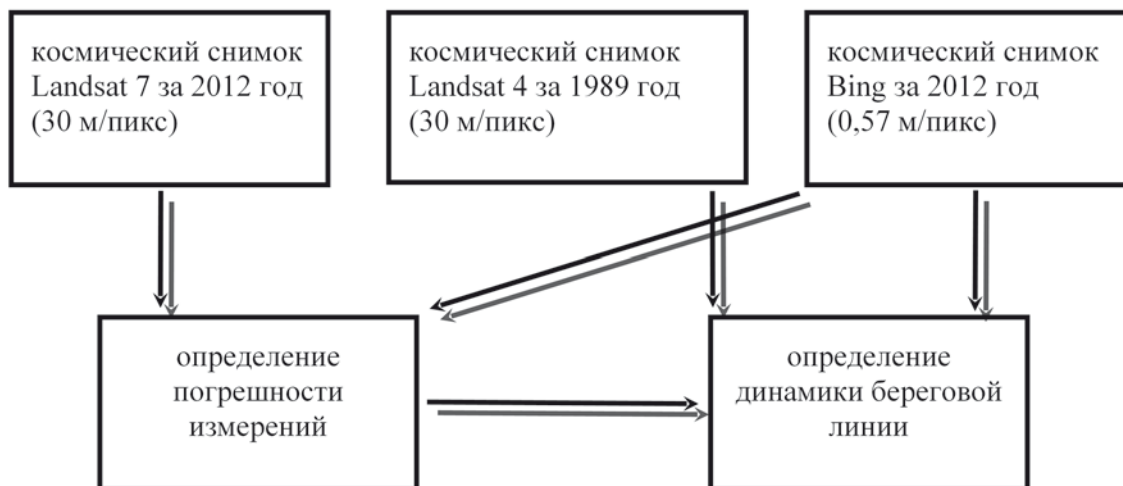


Рис. 4. Схема использования разновременных снимков в процессе определения погрешности и динамики береговой линии

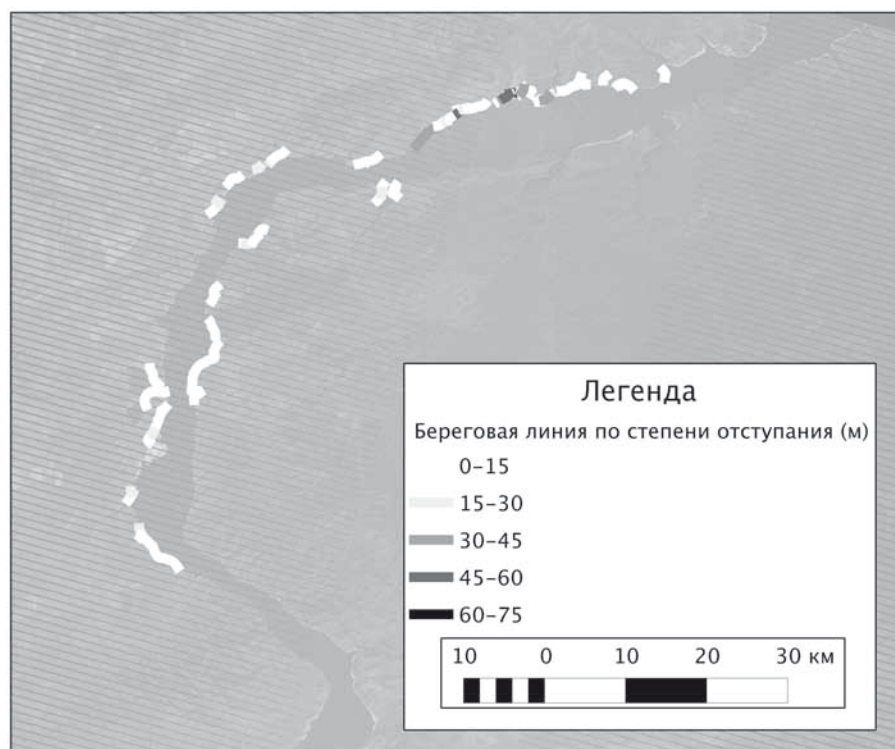


Рис. 5. Береговая линия Красноярского водохранилища по степени отступления на высветленном космическом снимке Landsat

нов. Вторая, ввиду высокого разрешения снимка Bing была проведена с достаточной точностью и принята за эталонную. Далее каждые 30 метров своего протяжения линии соотносились, а результаты их расхождений фиксировались. В результате было получено 264 измерения представленных на рисунке 4. Из рисунка 4 видно, что основная масса показателей отклонения представлена в диапазоне 0–21 м. Анализируя места с максимальными отклонениями было определено, что они возникают там, где бровка склона имеет сильно волнистую форму, т. е. где береговая линия сильно изрезана молодыми оврагами. Ввиду этого было определено, что диапазон погрешности в местах, где бровка склона не имеет изрезанности эрозионными процессами, составляет 0–15 м. В качестве шага при определении степени отступления склона, соответственно, был взят показатель 15 м.

В качестве следующего этапа работы было выполнено проведение линии бровки на двух снимках: Landsat 4 (за 1989 г) и Bing (за 2012 г). Линии проводились лишь в местах где граница «склон-терраса» прослеживалась четко. Соотнеся две полученные линии между собой было определено, что за 23 года склоны отступившие на 0–15 м занимают – 59,99 км; 15–30 м – 8 км; 30–45 м – 5,14 км; 45–60 м – 0,86 км; 60–75 м – 0,25 км (рис. 5). Учитывая выведенную ранее погрешность первая группа (0–15 м) относится к склонам с возможным отступлением, а остальные к точно зафиксированным.

Заключение. Проведенные исследования позволили определить, что применение данной методики в географических исследованиях может являться перспективным лишь в тех случаях, когда погрешностью измерений в 15 метров допустимо пренебрегать. В геоморфологических исследованиях методика применима при анализе активно развивающихся объектов с четкими природными границами. Несомненным плюсом методики является факт использования космических снимков находящихся в свободном доступе.

Литература

1. Красноярское водохранилище – Википедия. URL: http://ru.wikipedia.org/wiki/%CA%F0%E0%F1%ED%EE%FF%F0%F1%EA%EE%E5_%E2%EE%E4%EE%F5%F0%E0%ED%E8%EB%E8%F9%E5

КАРТИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ И СОСТОЯНИЯ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ СРЕДСТВАМИ ГИС

В. И. Шмыков

Воронежский государственный педагогический университет, shmykov@vspu.ac.ru

MAPPING STRUCTURES AND CONDITIONS OF RIVER POOLS MEANS GIS

V. I. Shmykov

Voronezh state pedagogical University, shmykov@vspu.ac.ru

Морфометрические измерения и расчеты в настоящее время достаточно хорошо являются пространственными в геоморфологических исследованиях. Чаще всего они проводятся по топографическим картам. Эти работы требовали проведения картометрических работ по определению длин, площадей. Использование традиционных измерительных инструментов (циркулей измерителей, курвиметров, планиметров, палеток и др.) делали эти работы очень затратными по времени. К тому же вставал вопрос и по масштабам топографических карт. Карты крупного масштаба наиболее точно отображают формы рельефа, при исследовании больших бассейнов объем морфометрических работ резко возрастает. К тому же сочетания элементов форм также возрастает, что затрудняет сам анализ. Вопросы подобия элементов структуры речного бассейна на картах разного масштаба является слабо исследованным. Средства ГИС позволяют увеличить точность и скорость измерений, сохранять в оперативном управлении результаты измерений, создавать базы данных по состоянию речных бассейнов, создавать тематические карты состояний элементов или среды бассейна и др. Наши исследования в условиях равнинной территории показали трудности выделения отдельных элементов речного бассейна, например водораздельных линий, участков склонов из-за перегруженности топографической карты топонимами, подписями. При работе с картой в среде ГИС есть возможность увеличения масштаба, что существенно облегчает работу с исходным материалом.

Речной бассейн как сложный комплекс форм рельефа имеет свою структуру, которая может быть охарактеризована характером элементов рельефа, слагающих бассейн и их отношениями. Поэтому при морфометрических работах измеряются параметры форм. Характер взаимодействия форм (состояния элементов) оценивается обычно по результатам полевых наблюдений, при дешифрировании крупномасштабных аэрофотоснимков или космоснимков. Результаты оценки состояний также могут заноситься в базы данных с привязкой к элементам рельефа.

Речной бассейн как природный объект характеризуется морфологическими свойствами и положением. К морфологическим свойствам бассейна относятся размеры водосборной площади, длина, ширина, форма, уклоны. К положению системы относятся положение относительно речного бассейна более крупного порядка. Порядок бассейна мы определяли, в зависимости от целей исследования, согласно системы кодирования *Р. Хортон* и её упрощенным вариантом Стралера-Философова [1, 2]. Водосборная площадь является важной характеристикой бассейна. Она определяет объемы массообмена в речной системе.

В качестве базовой карты можно использовать растровые топографические карты требуемого масштаба. При работе с ГИС, растровое изображение карты регистрируется в виде объекта, при этом устанавливается система координат, единицы измерения, привязывается по реперным точкам. На первом этапе проводится полигональной линией водораздел бассейна и создается цифровая карта эрозионной сети. «Поднимается» речная сеть и все суходолы, которые отображаются в данном масштабе карты. При картировании эрозионной сети нужно стараться, чтобы узлы главных водотоков и их притоков совпадали. Этот слой нужно сохранить как базовый для кодирования сети. На следующем этапе проводится кодирование водотоков. На первом этапе оно проводится по системе Стралера-Философова. Кодирование нужно начинать с верхних звеньев. Вначале выделяются водотоки первого порядка. При слиянии двух водотоков 1-го порядка следующее, ниже расположенное звено будет вторым порядком. Поэтому нужно следить за совмещением узлов. Каждый водоток 1-го порядка должен выделяться как отдельный объект. Цифровой слой водотоков 1-го порядка сохраняется в виде отдельного слоя. Открывается новый слой (косметический) и на нем выделяют водотоки 2-го порядка. И так работу по цифрованию продолжают до порядка главной реки. В итоге, получаем серию цифровых карт порядков звеньев речной сети бассейнов. Для каждого слоя создается таблица для атрибутов, где помещаются данные о длине звена, продольном уклоне и другие характеристики. Данные о длине звена порядка заполняются на основе данных цифровой карты, остальные атрибуты рассчитываются и заносятся в соответствующие столбцы баз данных (таблицы).

Для ряда геоморфологических и морфометрических исследований используется система кодирования *Р. Хортон*. В этом случае производится перекодировка водотоков на основе кодировки Стралера-Философова. Открываются электронные слои сети водотоков, и согласно правилам *Р. Хортон*, последовательно, вначале происходит выделение порядка главной реки от устья до истока. Все звенья этой реки, имеющие разные порядки по системе Стралера-Философова, объеди-

няются в один объект и сохраняется отдельным слоем. Далее, подобным образом, перекодируются притоки главной реки N-1 —го порядка и сохраняются в отдельный слой. И т. д. до 1-го порядка. Такая кодировка помогает не только проверить соответствие речной системы законам Р. Хортонa, но и позволяет моделировать историю возникновения первичной сети данного бассейна, его главные токи, образовавшиеся на первичном склоне.

Оверлей цифровых карт порядков дает нам представление о структуре речной сети и является основой для выявления структуры речного бассейна. Выделение водораздельных линий достаточно сложная процедура, особенно для пластовых аккумулятивных равнин, например, Окско-Донской равнине. Ориентиром служат наивысшие точки, схождение балок и ложбин, даже дорожная сеть. Для этого нужно провести водораздельные линии и выделить бассейны более малых порядков. Для этого выбирается функция «Полигон». ГИС позволяет не только выделять полигон, но и совмещать их общие границы с помощью опции «Узлы».

Площадь всего бассейна можно выделить и напрямую оцифровав весь бассейн с помощью опции «полигон», а можно скопировать водораздельную линию в «косметический слой» и преобразовать объект в полигон, и сохранить слой как бассейн главного порядка. Далее, согласно порядкам сети наносятся в отдельные слои бассейны 1-го, 2-го, 3-го порядков и т. д. Цифровые карты площадей водосборов являются важным элементом описания структуры бассейнов. Оверлей цифровых карт показывает комплексную картину структуры бассейнов, а база данных показателей состояния бассейнов (площадь, уклоны, характер грунтов, и др.) позволяют ранжировать и представлять состояние бассейнов в виде тематических карт.

Особенности функционирования речных бассейнов можно описывать через его состояния в отдельных звеньях. Состояние оценивается уровнем взаимодействия между склоновыми и русловыми процессами на протяжении русла определенного порядка, и взаимодействием русловых процессов в узлах слияния разнопорядковых водотоков [3]. Состояние взаимодействия русел обычно оценивается при натурных полевых наблюдениях. В своих исследованиях нами было принято, что если склоновые процессы протекают более активно по сравнению с русловыми ($C > P$), то в основании склона существует зона аккумуляции, выраженная в виде склоновых шлейфов. Второй вид соотношения ($C = P$) выделяется тогда, когда долина имеет корытообразный профиль, плоское дно с четким швом сопряжения днища со склонами. В этом случае русло успевает в том или ином виде переработать весь склоновый материал, поступающий на днище. Третье состояние ($C < P$), когда на днище долины образуется врезание русла. Для картирования состояния в этом случае используются цифровые карты порядков водотоков. В базу данных добавляем информацию о состояниях взаимодействия склонов и русел, и на основании этих данных строим карту состояний звеньев русловой сети того или иного бассейна.

Точно также оценивалось состояния в узлах слияния разнопорядковых и однопорядковых русел (днищ). Известно, что существуют три возможных состояния в узлах слияния: аккумуляция (строится конус выноса или внутренняя дельта), транзит наносов (два днища плавно сопряжены друг с другом) и размыв после слияния водотоков. С использованием цифровой карты порядков создается новый слой точечных объектов. База данных может наполняться данными о составе отложений, сортированности, морфологических параметров.

Таблица

Наиболее вероятные значения порядков водотоков при переходе от карт мелкого к картам крупного масштаба

Номера порядков водотоков в М. 1:1 000 000	Наиболее вероятные номера порядков водотоков им соответствующие в масштабах:		
	1:500 000	1:100 000	1:25 000
8	9	10	11
7	8	9	10
6	7	8	9
5	6	7	8
4	5	6	7
3	4	5	6
2	3	4	5
1	2	3	4
	1	2	3
		1	2
			1

При традиционном использовании топографических карт при морфометрических работах при переходе от крупного масштаба к мелкому теряется информация о водотоках малых порядков, в результате чего происходит уменьшение порядка главной реки. Нами было установлено, что при переходе на смежный масштаб порядок со средней вероятностью 80% изменяется на один порядок [4]. Данные переходов приведены в таблице. Порядок переходов подтвержден исследованиями

Т. Ю. Симоновой [5]. Так ошибка в определении порядка главной реки не превышает 10%, и не выходит за пределы точности морфометрических исследований. Этот вывод имеет важное значение для исследователя, т.к. позволяет выбрать оптимальный по объему работ масштаб исследований. ГИС может помочь уточнить эти выводы при использовании серии разномасштабных электронных топографических карт. Нам подобные исследования не знакомы. Но ГИС существенно расширяет возможности наложения карт разных масштабов, проверки точности расчетов морфометрических показателей.

ГИС существенно улучшает качество картометрических работ, позволяет создавать и совершенствовать базы данных, улучшает оперативность представления информации о морфологии и состоянии речных бассейнов. Но в любом случае эта информация является основой для геоморфологического анализа на основе генетического подхода.

Литература

1. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. - М., 1948. 158 с.
 2. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур Саратов, 1960. 94 с.
 3. Симонов Ю. Г. Анализ геоморфологических систем / Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: Моск. филиал ГО СССР, 1976. С. 69–91.
 4. Шмыков В. И. Отображение порядков водотоков на картах разного масштаба // Вестн. Воронежского отдела РГО. Воронеж, 1999. Т. 1, Вып. 2. С. 28–30
 5. Симонова Т. Ю. Влияние климата и тектоники на строение бассейнов крупнейших рек Северной Евразии: автореф. дис. канд. географ. наук. М., 1992. 20 с.
-

СЕКЦИЯ 4 ИСТОРИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ, ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИЙ

СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОСТРУКТУРЫ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА

*Л. А. Анисимов, О. Л. Донцова**
ЛУКОЙЛ-Инжиниринг, Волгоград, l-anisimov@yahoo.com,
*Геологический факультет КубГУ, Краснодар, doncovaol@rambler.ru

SLOPE PROCESSES AND MORPHOSTRUCTURES OF THE CAUCASUS-BLACK SEA REGION

*L. A. Anisimov, O. L. Donsova**
LUKOIL-Engineering, Volgograd, l-anisimov@yahoo.com,
*Kuban State University, Krasnodar, doncovaol@mail.ru

Черноморское побережье Кавказа с перепадами высот более 4 км от горных вершин до дна Черного моря на небольшом расстоянии является ареной активных склоновых гравитационных процессов. Несмотря на то, что склоновые процессы достаточно хорошо изучены в этих районах, интерес к ним усиливается в связи с масштабными строительными работами, прокладкой наземных и подводных трубопроводов и расширением поисковых работ на нефть и газ на акватории Черного моря [1, 8].

Исследования гравитационных процессов развивались отдельно для суши и для моря. Для суши главная движущая сила на склонах – это сила тяжести, т. е. гравитационная сила, которая ориентирована вниз по склону. От особенностей склонов зависят характер и интенсивность протекающих на них процессов. Особенно интенсивно протекают различные склоновые процессы в горах (обвальные, осыпные, лавинные, оползневые, эрозионные и др.). Они ведут к удалению продуктов выветривания в верхне-средних частях склонов и накоплению их у подножия склонов в виде мощных шлейфов и в межгорных впадинах. В результате создаются различные денудационные и аккумулятивные склоны. Склоновая денудация, в конечном счете, поставляет материал для других рельефообразующих процессов, совершающихся позднее с участием поверхностной текучей воды, ледников и т. д. Процессы с активным участием воды изучаются, как правило, отдельно.

Гравитационные процессы на море являются, в общем аналогами склоновых гравитационных процессов, происходящих на суше. Особенно важно то, что они во многом являются продолжением гравитационных процессов, проходящих на сопряженных участках суши. Для проявления склоновых процессов на батимальных и абиссальных глубинах на морском дне условия особенно благоприятны, так как донные отложения, принесенные с суши, из-за высокого насыщения их водой обладают повышенной пластичностью и склонностью к перемещению.

Черноморское побережье России представляет собой узкую полосу между крупными отрогами западной части Большого Кавказского хребта и морем. Вся она разбита на части боковыми гребнями хребтов и заложеными между ними долинами и балками эрозионно-тектонического генезиса. Долины весьма глубокие и часто имеют близкую к V-образной форму поперечного профиля и крутые склоны, перекрытые преимущественно слабо-закрепленным чехлом склоновых отложений. Район характеризуется среднегорным рельефом с абсолютными отметками до 1500 м. На морском побережье наблюдаются участки древних морских и речных террас. Они располагаются на высотах от нескольких десятков до 100 метров над уровнем моря, являясь своего рода хранилищами твердого материала для селевых потоков.

Эрозионная деятельность проявляется в разрушении горных пород и сносе продуктов их выветривания, главным образом в средних течениях крупных рек и верховьях их притоков – мелких речек и ручьев. Низовья всех рек Кавказского побережья на протяжении нескольких километров от устья заполнены аллювиальными отложениями аномальной мощности. Эрозия, подрезающая склоны, является причиной оползней и обвалов, которые, создавая препятствия на пути движения водотока, могут приводить к образованию селей. Бассейновое районирование позволяет выделить на суше бассейны поверхностного стока, которые формируют речные системы с мутьевыми потоками, выносящими взвешенные частицы в береговую зону в значительных объемах. При высокой концентрации взвешенных частиц плотность воды повышается и поток уже в водной толще сползает по подводному склону во впадину.

Из гравитационных геологических процессов наибольшую опасность представляют сели. Они формируются по отдельным речным бассейнам, где много обнаженных склонов с интенсивным

выветриванием горных пород и широким распространением рыхло-обломочных образований, представляющих собой легкодоступный материал для формирования селей. Сложный генезис селевых процессов и явлений, обусловленный комплексным взаимодействием ряда факторов и сложным характером взаимозависимости жидкой и твердой фаз, обуславливает как различные механизмы формирования селей, так и сам тип селя, режим его прохождения и количественные характеристики селевых потоков (объемы, расходы, насыщенность и др.). Многочисленные оползни, которые широко распространены на территории [7, 9, 10], усугубляют масштабы и разрушительные факторы селевых потоков.

Обобщение и теоретический анализ многочисленных материалов экспедиционных исследований показывает, что в практике селеведения существуют различные теоретические обоснования механизмов зарождения селей. Гидрологические условия в селевом бассейне оказывают существенное влияние на процессы формирования селей. Главным условием формирования селей является наличие достаточного количества воды (стока) для смыва или сноса и перемещения по руслам рыхлообломочного материала. При отсутствии соответствующих водных масс мы будем иметь дело с обычными гравитационными процессами – осыпаниями, обвалами, оползнями, но не селями. Антропогенная деятельность также способствует интенсификации формирования селей в ряде случаев. В районе Новороссийска сели стали активно проявляться в балках, где размещаются массивы пустых пород от карьерных разработок. В районе Туапсе и Сочи существенную роль в формировании новых селей играют сплошные рубки леса, прокладка трубопроводов, строительство ЛЭП и новых дорог.

Берег моря на всём протяжении района абразионный. Лишь в его северной части крупная Цемеская и меньшая Геленджикская бухты обладают аккумулятивными формами. На многих участках побережья берег моря представлен высоким клифом верхнемелового возраста с активно протекающими обвальными процессами. Аккумулятивная часть обвального склона сложена крупнообломочным материалом, следствием чего является наличие сравнительно широкой полосы каменистого бенча, с небольшими уклонами дна. Крупные песчаные пляжи есть только севернее Анапы, на остальной части берегов пляжи небольшие, преимущественно галечные, приуроченные к вогнутым участкам берега и устьям крупных рек.

На побережье Черного моря большая интенсивность процессов абразии присуща побережью мысов Тузла, Панагия и Железный Рог. В угрожающем состоянии находятся берегозащитные сооружения вдоль железнодорожного пути Туапсе – Сочи, проходящего непосредственно вдоль берега моря. Особенно активно процессы абразии развиты в междуречье рек Мзымта и Псоу. Скорость отступления берега здесь составляет 0,2–0,3 м в год. В настоящее время около половины протяженности берега в районе Большого Сочи защищено бунами, волноломами, волнобойными стенками, каменно-бетонными конструкциями. Однако эффективность этих берегозащитных сооружений невелика, и уже через 8–10 лет после строительства многие из них разрушаются.

Образование глубокой впадины Черного моря сформировало крутой первичный склон, который в настоящее время подвергается глубокой переработке. Движение неконсолидированных осадков, известное под названием *крип* – процесс медленного сползания или оплывания толщ осадков на относительно пологих склонах. Однако для значительной части побережья характерен другой тип гравитационных процессов – *мутьевые потоки* – гравитационное течение водной суспензии твердых частиц. Так как суспензия содержит взвешенные минеральные частицы, у нее большая плотность, чем у простой морской воды. В результате суспензия погружается на наклонное дно и скатывается по нему. Большая скорость течения потоков обеспечивает не только перенос взвешенного минерального материала, но в ряде случаев и эрозию дна. Мутьевые потоки получают питание на приустьевых участках шельфа во время речных паводков, когда резко возрастает взвешенный сток рек; в результате перехвата потоков наносов в береговой зоне моря; путем разжижения движущейся вниз по склону оползневой массы.

Более широко известны *подводные оползни*, которые были впервые обнаружены еще в 30-х годах А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым при изучении осадков в Черном море. Уже при уклонах 3–5° на морском дне могут возникнуть оползневые явления. Для того чтобы спровоцировать подводное оползание, достаточно небольшого сейсмического толчка или даже серии ритмических колебаний давления столба воды в верхней части материкового склона или на бровке шельфа, возникающих при прохождении гребней и ложбин волн во время крупных штормов. На более крутых склонах оползни могут возникать самопроизвольно, как только масса накапливающейся на наклонной поверхности толщи осадков превысит предел их прочности. Подводные оползни могут быть «структурными»: сползают целые блоки пород без существенных нарушений структуры внутри блока. Более обычны пластичные подводные оползни: перемещение блока пород, постепенно переходящее в пластическое течение грунта с внутренним взаимодействием частиц, подобное лавинам или грязекаменным потокам на суше. Довольно часто встречаются ископаемые подводные оползни, вскрываемые в геологических разрезах. Примером могут служить мощные оползневые блоки фораминиферовых слоев палеогена в толще майкопских отложений. Подводные оползни способны переходить в мутьевые потоки.

Подводные оползни широко распространены на дне Чёрного моря – их отложениями покрыто около 50–80% поверхности континентального шельфа и его подножья. Наиболее крупный и известный оползень в Чёрном море [6] характеризуется объёмом порядка 1000 км³ при уклоне дна в 2° и занимает площадь сопоставимую с площадью г. Москвы. Подводные гравитационные процессы представляют опасность для целостности подводных сооружений, вследствие чего возникает необходимость их изучения.

При проведении инженерно-геологических изысканий для обоснования строительства подводного трубопровода в области Кавказского шельфа на участке от посёлка Джубга до посёлка Кудепста было обнаружено несколько подводных оползней. Оползневые тела характеризуются небольшой мощностью – первые метры, значительной протяжённостью – до 1000 метров, и шириной до 500 м. Средний уклон на участках развития оползней – 1°. Широкое развитие оползней приводит к необходимости оценки их устойчивости.

Проведенные на шельфе Черного моря геофизические исследования вдоль трассы газопровода «Джубга–Лазаревское–Сочи» позволили идентифицировать проявления разнообразных геологических процессов, а также морфологические неоднородности дна. Наибольшее распространение имеют экзогенные процессы: небольшие оползни, медленная ползучесть пород (крип), донная абразия. Все эти процессы также повышают концентрацию взвешенных частиц в мутьевых потоках, которые проявляют свою эрозионную деятельность уже на континентальном склоне.

На основании анализа карты топографии дна моря, построенной в результате интерпретации 3Д сейсмических данных в ООО Океангеология, были выявлены следующие группы современных эрозионных процессов:

- 1) эрозионные процессы на склонах хребтов;
- 2) эрозионные и седиментационные процессы в пределах подводных каналов.

В пределах хребтов четко выделяется два типа склоновых эрозионных процессов: формирование эрозионных оврагов и формирование оползневых тел. Склоны хребтов рассечены многочисленными оврагами, которые берут начало в присводовых частях хребтов и спускаются по склону до межхребтовых минибассейнов. Овраги обычно ориентированы перпендикулярно осевой линии хребта и имеют многочисленные притоки. Обычная глубина оврагов – от 30 до 40 метров, ширина до 300 м, расстояние между осями соседних оврагов 400–500 метров.

Кроме того, к эрозионным структурам можно отнести крупный подводный каньон относительно глубиной 300–400 метров и шириной порядка 5–7 км. Каньон характеризуется относительно крутыми склонами и уплощенным дном. На дне каньона имеются небольшие поперечные уступы. На склонах выявлены многочисленные оползневые тела и эрозионные овраги. Вдоль оси канала наблюдается система меандрирующих узких промоин. Наличие плоского дна канала и характеристика временных разрезов указывает на то, что осадки не откладываются в осевой части, а перемещаются далее к подножью континентального склона.

Разрез рассматриваемого участка представлен снизу вверх: терригенным флишем палеоценового возраста, прибрежно-морскими отложениями плейстоценового возраста и морскими и биогенно-морскими отложениями голоценового возраста, представленными илами, песками и глинами с обломками раковин. Оценка устойчивости как оползневых тел, но и всего массива дисперс-

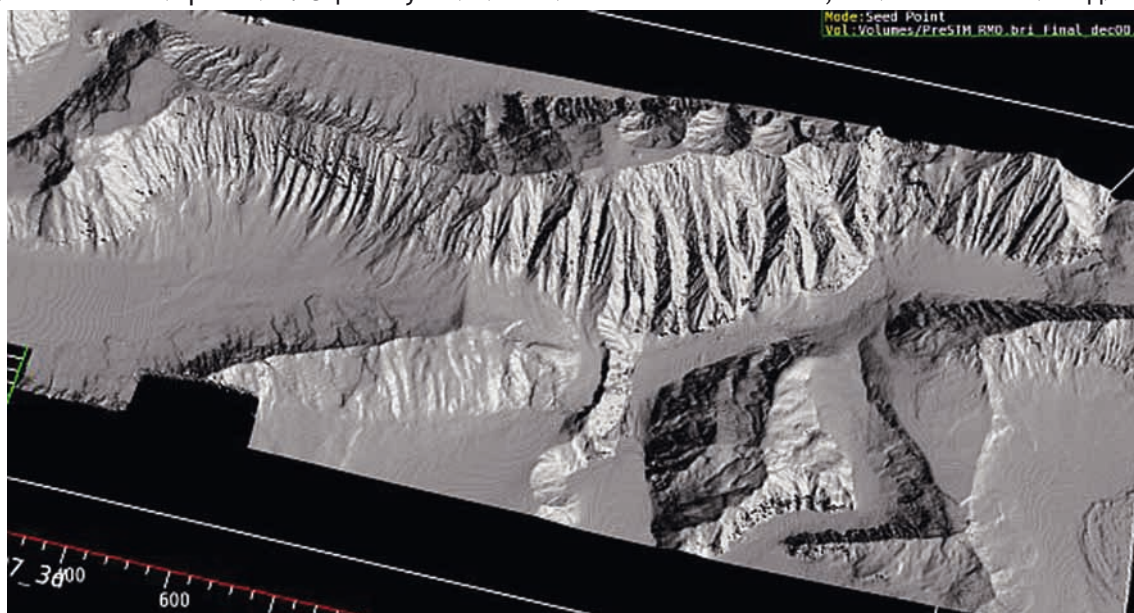


Рис. 1. Трехмерное изображение топографии дна моря, построенное по сейсмическим данным 3Д. (материалы ООО Океангеология)

ных грунтов, залегающего на шельфе и в области бровки континентального склона Чёрного моря представляет собой сложную задачу.

Континентальный склон – высокоопасная зона с точки зрения строительства подводных сооружений. Наибольшая интенсивность склоновых процессов зафиксирована в верхней части склона из-за больших уклонов дна (до 27°). Оползнеопасными являются также склоны хребтов (валов), каньонов, грязевых вулканов, конусов выноса. В частности, в пределах объединенного конуса пра-Дона и пра-Кубани обнаружен очень крупный оползень (вероятно, сейсмический) площадью около 200 км^2 , мощностью 200 м и объемом около 40 км^3 [6]. Велик риск повреждения газопроводов, размещенных в каньонах, гравитационными потоками и, прежде всего, потоками обломочного материала большой плотности с годовой вероятностью события 1×10^{-4} , создающими тангенциальное напряжение на сооружение. Опасность гравитационных потоков обусловлена также их способностью эродировать грунтовое основание трубопроводов. Наиболее опасной зоной с точки зрения схода обломочных пород является участки от бровки шельфа до глубины примерно 600 м.

Подножие континентального склона имеет своеобразный донный рельеф и осадки. Здесь развиты крупные гряды, разделенные подводными долинами. Распространены турбидиты и сопочная брекчия – отложения, соответственно, мутьевых потоков и грязевых вулканов, газонасыщенные осадки. На склонах гряд зафиксированы признаки оползневой активности. Обнаружены глиняные диапиры, генетически связанные с высоко пластичными породами майкопской серии, покмарки. По совокупности типов геологических процессов и их интенсивности подножие континентального склона следует отнести к опасной зоне. [2, 4, 5]

Абиссальная равнина – зона относительной экзогенной и эндогенной геодинамической стабильности с практически горизонтальной поверхностью дна (малоопасная). Зафиксированы газонасыщенные осадки, газогидраты. Возможны суспензионные течения. Встречены грязевые вулканы (конусовидные постройки), линейные отрицательные формы глубиной 5–7 м, обусловленные выходами газа, эрозионные ложбины-врезы глубиной от 2 до 6 м при ширине от 80 до 160 м связанные с литодинамическими потоками [3].

Сопряженное изучение наземных и подводных склоновых гравитационных процессов показало необходимость создания более универсальной их классификации. В какой-то степени ей отвечает классификация Горшкова и Якушевой (1988), которые выделяют четыре категории гравитационных процессов, где учитывается возрастающая роль воды

- собственно-гравитационные (мгновенные провалы, обвалы простые и сложные, оползне-обвалы, камнепады, вывалы, осыпи – обвальная группа; просадка, склоновый крипп – крипповая группа);
- водно-гравитационные (оползни; глыбовые, блоковые, террасовидные, цирковидные – оползневая группа);
- гравитационно-водные (оползневые потоки, оплывины, грязекаменные потоки или сели – оползне-потоковая группа);
- подводно-гравитационные (подводные обвалы, подводные оползни, мутьевые потоки).

Как вариант предлагается другая классификация грунтовых масс, участвующих в гравитационных процессах в зависимости от соотношения твердой породы и воды при перемещении движущихся масс. В этом случае более полно учитывается роль гидрологических и гидрогеологических процессов.

1. Водные растворы (содержание воды до 100%, плотность до 1000 кг/м^3 для пресных вод):
 - лавины
 - ледники
 - текучая вода
2. Водные суспензии (содержание воды 70–98%, плотность до 1200 кг/м^3 для пресных вод):
 - мутьевые потоки
 - сели
3. Оползающие массы (содержание воды 50–70%, плотность до 1800 кг/м^3)
4. Осыпи и обвалы (содержание воды менее 50%, плотность более 1800 кг/м^3)

Соотношение воды и твердого материала в движущихся осадках может стать более эффективной основой для разработки общей классификации склоновых процессов при переходе от суши к акватории.

Литература

1. Айбулатов Н. А. Гравитационный перенос осадочного материала на континентальном склоне и безопасность строительства и эксплуатации газопровода Россия–Турция. М.: ИРЦ Газпром, 2002. 46 с. Обз. информ. Сер. Охрана окружающей среды и промышленная безопасность.
2. Андреев В. М. Грязевые вулканы и нефтепроявления в Туапсинском прогибе и на валу Шатского (Черное море) // ДАН, 2005, том 402, N 3. С. 362 – 365.

3. Губенков В. В. Современные эрозионно-аккумулятивные процессы в абиссали восточной части Черного моря // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Геология морей и океанов. М., 2007. Т. IV. С. 59–61.
4. Егоров А. В., Ковачев С. А., Лобковский Л. И. Поиски и исследования подводных метановых источников на Анапском шельфе Черного моря // Актуальные проблемы океанологии / Гл. ред. Н. П. Лаверов; Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова. М.: Наука, 2003. С. 256–273.
5. Иванов М. К., Конюхов А. И., Кульницкий Л. М., Масатов А. А. Грязевые вулканы в глубоководной части Черного моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер 4. Геология. 1989, №3. С. 48–54.
6. Казанцев Р. А., Кругляков В. В. Гигантский оползень на дне Черного моря // Природа. 1998. №10. С. 86–87.
7. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и развитие оползневых явлений на континентальном склоне Черного моря // VI Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований». Материалы конференции. Часть 1, М.: ИО РАН, 2000. С. 16–21.
8. Миронюк С. Г. Закономерности формирования инженерно-геологических свойств морских глин и их элювия в различных структурно-фациальных и климатических зонах (на примере майкопских глин). Автореф. дисс. ...к.г. м. н. М., 1984. 22 с.
9. Шеко А. И. Прогноз экзогенных геологических процессов на Черноморском побережье. — М.: Недра, 1969. 238 с.
10. Шуляков Д. Ю. Распространение и районирование оползней СЗ Кавказа // «Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки» № 5. Ростов-на-Дону: Юж. фед. ун-т, 2009. С. 125–128.

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА МОРСКИХ БЕРЕГОВ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА (БАЛТИКА) НА БЛИЖАЙШИЕ 50 ЛЕТ

Е. Н. Бадюкова, Л. А. Жиндарев, С. А. Лукьянова, Г. Д. Соловьева, Е. В. Селезнева
Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, geomorpho2006@yandex.ru

PREDICTION PRINCIPLES OF SEA COASTS OF THE NORTHERN SAMBIEN PENINSULA, THE BALTIC SEA FOR THE NEAREST 50 YEARS

E. N. Badyukova, L. A. Zhindarev, S. A. Lukyanova, G. D. Solovieva, E. V. Selezneva
Lomonosov Moscow State University, Moscow, geomorpho2006@yandex.ru

Постановка проблемы

Прогнозирование динамики природных процессов, на основе палеореконструкций и изучения их современного состояния, представляет собой составную часть любого научного исследования и является наиболее сложной проблемой. Это в полной мере относится к береговой зоне морей – наиболее динамичной природной системе, расположенной на стыке основных природных сред: литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. К тому же береговая зона представляет собой, а в последнее время особенно, арену интенсивной хозяйственной деятельности. Таким образом, социально-экономическая сфера активно участвует во взаимодействии и взаимопроникновении выше названных земных оболочек.

Прогнозирование эволюции береговой зоны в целом заключается в предвидении тенденций (тренда) в развитии основных природных условий и факторов, влияющих на ее формирование. При этом каждый морской бассейн обладает особым набором этих факторов, отличающих его от других морских водоемов (например, наличие или отсутствие ледового покрова, определенная гидрометеобстановка). Большое значение имеют и региональные особенности рассматриваемого побережья, характеризующегося определенным комплексом геолого-геоморфологических условий. При относительном постоянстве геолого-геоморфологического строения побережья и ветро-волнового режима, связанного с общей циркуляцией атмосферы над данным морским бассейном, переменными условиями, в большой степени воздействующими на развитие береговой зоны, являются, прежде всего, длиннопериодные колебания уровня водоема. Последние обусловлены как глобальными эвстатическими факторами, так и региональными – тектоническими и гляциоизостатическими причинами. В прогнозировании развития берегов на региональном уровне большое значение имеет также учет и анализ воздействия на береговую зону долговременных берегозащитных сооружений и других технических конструкций в ее пределах. Относительно достоверный прогноз эволюции береговой зоны требует тщательного изучения ее современного состояния, так как «рациональный

прогноз может осуществляться для тех компонентов природы, развитие (саморазвитие) которых известно» [1]. Поэтому типизация берегов является необходимым этапом подготовки к его разработке. Естественно, каждый тип берега будет по-своему реагировать на воздействие экстремальных климатических и гидрологических явлений и их возможных изменений в будущем. Поэтому карта типов берегов служит основой составления прогнозных сценариев развития берега.

Развитие морских берегов во многом зависит от изменения климата и его последствий (ледовитость моря, степень бурности моря, ветры преобладающего направления и т. д.). Однако прогноз климатических изменений – задача особой сложности и особого подхода. Поэтому в прогнозе развития Самбийских северных берегов применен, так называемый, сценарный (предметный) подход. Последний заключается в том, что прогноз дается для заранее принятых, предположительно заданных условий. Прежде всего, взята стандартная временная продолжительность прогноза – 50 лет. Основным изменяющийся параметр развития берега в настоящее время – подъем уровня океана – имеет возвратно-поступательный характер, что весьма затрудняет прогноз его поведения. Поэтому в качестве основы прогнозных построений из всех предлагаемых сейчас сценариев величины его подъема выбрана наиболее реальная – 0,5 м к 2060 г. Предполагается также сохранение направления господствующих ветров и волнений, связанных с общей циркуляцией атмосферы. Последняя, по мнению К. К. Маркова [1], не претерпела в голоцене существенных изменений. Априори принимается лишь усиление бурности моря в процессе поднятия его уровня.

Современное состояние берегов

Северное побережье Самбийского полуострова расположено в пределах юго-восточной части Балтийского моря и ограничено с запада мысом Таран, а с востока – корневой частью Куршской косы. Обладая значительными ресурсами с точки зрения хозяйственного и рекреационного освоения, этот участок балтийского побережья представляет большой интерес в отношении прогнозной оценки развития его берегов.

Юго-восточное побережье Балтийского моря, включающее берега Самбийского п-ова, в тектоническом плане относится к юго-восточному склону Балтийской синеклизы, расположенной в западной части Русской платформы. Самбийский п-ов соответствует обширной приподнятой зоне Калининградского мегавала, разделяющего Куршскую и Вислинскую впадины. Рельеф северной части Самбийского п-ова представляет собой равнинную поверхность ледниковой аккумуляции, обрывающаяся к морю крутым (до 60°) береговым уступом, высота которого достигает 50–60 м. Благодаря широтному простиранию, это побережье подвергается воздействию наиболее сильных и наиболее продолжительных ветров северных и западных направлений. Длина разгона волн этих румбов также максимальна, так что основная энергия, поступающая в береговую зону северного побережья полуострова, попадает с волнениями именно этих направлений. Благоприятная экспозиция по отношению к господствующему волнению привела к тому, что практически на всем протяжении эти берега подвержены процессам волнового размыва, что создает условия и предпосылки потерь ценнейших прибрежных территорий в настоящее время и в будущем.

Руководствуясь легендой, разработанной О. К. Леонтьевым [2], была составлена морфодинамическая карта типов берегов этого побережья для детализации их современного состояния. Карта показала, что по характеру эволюционного развития описываемые берега в целом являются абразионными и абразионно-аккумулятивными с незначительным расчленением серией слабоогнутых бухт. К устойчивым абразионным участкам относятся районы выступов береговой линии в п. Отрадное, на мысе Гвардейский, мысе Купальный с узкими (5–10 м) прислоненными песчано-галечными пляжами, местами перекрытыми валунной отмосткой. Скорость абразии на этих отрезках достигает примерно 0,5–1,0 м/год.

На значительной части северного побережья Самбийского полуострова абразионные берега осложнены оползневыми процессами с образованием абразионно-оползневого типа берега. Формированию такого типа берега способствуют литолого-геоморфологические особенности побережья и характер гидрометеорологического режима. Нижняя часть клифа сложена почти повсеместно песчано-глинистыми отложениями палеогеновой и неогеновой систем. Важным для морфодинамики берегового уступа является частое присутствие в этой толще выдержанных по простиранию глинистых прослоев, являющихся водоупорами, по которым развиваются оползни в неогеновых и четвертичных отложениях. Наиболее выражены они в районе п. Отрадное, на восточном борту Светлогорской бухты и у западной окраины г. Зеленоградска.

Благодаря продуманной инженерной защите к сравнительно устойчивым аккумулятивным и аккумулятивно-абразионным участкам, относятся центральные и восточные части Светлогорской и Пионерской бухт с шириной пляжей местами до 25–30 м и отмершим клифом высотой 15–30 м. Отмерший клиф отмечается также у м. Таран. Высота отмершего клифа, сложенного слабосцементированными ледниковыми и водно-ледниковыми породами, достигает здесь 50 м. К уступу примыкает валунный бенч, имеющий продолжение на подводном береговом склоне. Отмиранию клифа у м. Таран способствовало влияние берегозащитной стенки, построенной еще в конце XIX века.

Существуют также незначительные по протяженности отрезки естественного стабильного аккумулятивного берега, приуроченные к устьям рек и вершинам пологих открытых бухт. Благодаря воздействию эолового фактора в береговой зоне, подножья клифов этих участков иногда перекрываются прислоненными эоловыми формами, ширина распространения которых составляет 20–25 м.

Северный отрезок побережья Самбийского полуострова на протяжении более чем ста лет является объектом активной деятельности человека, которая стала важнейшим фактором, определяющим условия развития береговых процессов. Техногенный тип берега развит на многих участках северного побережья полуострова, где проводились берегозащитные мероприятия, в частности, по созданию искусственных пляжей. Так, в пределах Филинской бухты берег представляет собой искусственно террасированный уступ протяженностью 400 м и высотой 40 м с примыкающим к нему песчано-галечным пляжем шириной 10–15 м.

Описываемый район включает значимые для российского побережья Балтики курортные пункты (Светлогорск, Зеленоградск, Пионерский) и несколько более мелких населенных пунктов (Рыбное, Отрадное, Приморье). В курортных городах берега укреплены современными берегозащитными конструкциями (стенками, опоясками, габионами), которые предотвращают активное разрушение береговых уступов, но способствуют размыву пляжей и подводного берегового склона. Берег в Пионерском осложнен портовыми сооружениями, отделяющими акваторию порта. Все эти в той или иной степени эффективные берегозащитные мероприятия позволили поддерживать на этих участках относительно стабильное состояние берега на протяжении последних десятилетий.

Интегральная оценка современного состояния морских берегов Калининградской области показывает, что ее северные берега в целом отстают с меньшей скоростью, чем другие берега [3]. В результате, из общей суммы потерь площади прибрежных территорий Калининградской области за последнее десятилетие (1,47 км²) на северное побережье Самбийского полуострова приходится лишь 10%. При этом удалось предотвратить размыв около 100 тыс. м² ценных приморских территорий, а годовую скорость отступления берегов за этот период местами снизить, по данным мониторинга, с 0,5 м во второй половине XX века до 0,38 м/год.

Прогноз развития берегов

По результатам анализа современного состояния берегов района и ретроспективных данных о их эволюции за вторую половину прошлого века выявляется устойчивая общая тенденция развития рассматриваемого морского побережья, направленная на сохранение среднегодовых масштабов размыва и отступления берегов. Самым интенсивным разрушающим фактором современного развития берегов является штормовая активность. Однако при прогнозируемом увеличении темпов подъема уровня Мирового океана и сохранении основных параметров морфологических и гидрометеорологических характеристик побережья есть основания предполагать увеличение темпов отступления берегового уступа за счет усиления оползневых процессов в береговой зоне и абразии клифов. При этом возможно увеличение и протяженности абразионных участков берега. Эти процессы усугубятся при усилении штормовой активности моря и при активизации неконтролируемой антропогенной нагрузки. Таким образом, при величине подъема уровня моря на 0,5 м к середине века северные берега Самбийского полуострова будут развиваться в унаследованном режиме при возможном увеличении темпов их отступления на 0,4–0,5 м в год.



Рис. 1. Фрагмент схемы прогноза развития северных берегов Самбийского п-ова до 2060 г.

Тенденция изменения положения береговой линии.

I. Унаследованное развитие берега: 1 – отступление, 2 – стабильное состояние берега под влиянием: а – гидродинамических факторов, б – антропогенных факторов.

II. Смена знака развития берега: 3 – стабилизация.

III. Прочие знаки: 4 – величина отступления берега (в м); участки берега, подверженные риску при: 5 – экстремальных штормах, 6 – изменении параметров экзогенных процессов на прилегающей суше

Смена знака развития берега может произойти на отрезках, испытывающих современную или будущую техногенную нагрузку. Участок стабильного берега с наветренной стороны портового мола сформируется в Пионерской бухте на месте современного активного размыва.

Эти выводы отражены на составленной прогнозной схеме развития берегов на ближайшие 50 лет (рис. 1). Основой легенды и задачей этой схемы является отражение тенденции возможных изменений положения береговой линии: I. Унаследованное развитие берега – отступление, выдвижение, стабильное состояние берега под влиянием: а. гидродинамических факторов, б. антропогенных факторов. II. Смена знака развития берега – отступление, выдвижение, стабилизация. III. Величина смещения берега в м (- отступление, + нарастание). IV. Участки берега, подверженные риску при: экстремальных штормах, экстремальных нагонах, изменении ледовитости моря, сейсмических событиях и проявлении современных тектонических движений, активизации термоабразии, изменении параметров экзогенных процессов на прилегающей суше.

Предполагается, что к 2060 году распределение типов берегов на описываемом участке будет следующим:

унаследованные отступающие – 21,6 км (66%); унаследованные стабильные под воздействием гидродинамических факторов – 3,2 км (10%); унаследованные стабильные под воздействием антропогенных факторов – 6,5 км (20%); стабильные при смене знака развития берега – 1,4 км (4%).

Заключение

Таким образом, руководящие принципы, которые применялись при геоморфологическом прогнозе развития северных берегов Самбийского п-ова, можно сформулировать как серию особых подходов, каждый из которых отражает последовательную стадию прогноза:

1. Бассейновый подход – учет особенностей определенного морского водоема;
2. Региональный подход – учет характеристик рассматриваемого побережья;
3. Анализ современного состояния берегов – через проведение их типизации;
4. Ретроспективная аналогия развития берегов;
5. Сценарный (предметный) подход – геоморфологический прогноз.

Предлагаемый перечень может служить основой любого прогноза развития морских берегов, хотя для конкретных случаев он вполне может быть расширен.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00112

Литература

1. Марков К. К. Общий взгляд на географию // Вестник АН СССР 1976, № 7. С. 3–11
2. Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г., Соловьева Г. Д., Холодили Н. А. Карта типов берегов и побережий Мирового океана // Рельеф и ландшафты. М.: изд-во МГУ, 1977. С. 116–126.
3. Бурнашов Е. М. Современная динамика и геоэкологическое состояние морского берега Калининградской области. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. Барнаул-Калининград: ФГБОУ ВПО «КГТУ», 2011, 19 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И РАЗВИТИЕ ИРАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Е. Н. Бадюкова, А. А. Свиточ, Б. Шейхи

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, badyukova@yandex.ru

GEOMORPHOLOGY AND DEVELOPMENT OF THE IRANIAN COASTS DURING LATE QUATERNARY

E. N. Badyukova, A. A. Svituch, B. Sheikhi

M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of geography, Moscow, badyukova@yandex.ru

Введение

Иранское побережье Каспийского моря протягивается на 620 км от г. Астара до г. Гумишан. Ширина равнинной части колеблется от 1 км в центральных областях до 60 км в районах дельт рек Сефидруд и Горган. В западной части она называется Гилянкой, в центре – Мазандаранской, а в восточной – Голестанской. С юга побережье ограничено горным массивом Эльбурс, который имеет в целом параллельное берегу простирание, образуя широко открытую к Каспию дугу. Крайний северо-запад Иранского побережья Каспия представляет собой продолжение Ленкоранской низменности и обрамляется на этом небольшом отрезке (около 70 км) Талышскими горами, постепенно переходящими в Эльбурс. В структурном отношении приморская равнина – это Предэльбурский предгорный прогиб, выполненный мощной толщей неоген-четвертичных образований, отделенный от складчатой зоны Эльбурса глубоким региональным разломом. Несмотря на то, что имеется

Тыловая часть регрессивной террасы местами частично сохранилась, там непосредственно на пляже сохранились многочисленные пни деревьев с размытыми корнями в позиции роста. Такого рода явление довелось наблюдать только на Иранском берегу Каспия, где, благодаря влажному субтропическому климату, в отличие от российских побережий с сухим климатом, на регрессивной террасе (сформированной за период с 1929 по 1977 гг.) успел вырасти лес. Небольшие фрагменты регрессивной террасы сохранились и в устье р. Хотбессара (т. 20), которая в половодье и паводки выносит в береговую зону большое количество грубообломочного материала – поражают размеры валунов (до 1 м в диаметре).

Эрозионный тип берега южнее устья р. Лисар (т. 21) переходит в аккумулятивный, здесь широкий пляж полного профиля сложен песком с редкой галькой и почти полным отсутствием раковин моллюсков. Пляж прислонен к террасе новокаспийского возраста, которая, в свою очередь, примыкает к более высокой поверхности позднехвалынского возраста. Аккумулятивный берег протягивается несколько километров. Подводный склон имеет большой уклон, на это указывает узкий (10 м) и крутой пляж. Береговой бар шириной до 250 м, состоящий из серии высоких береговых валов (до –24 м), отделяет обширную лагуну. В настоящее время лагуна не имеет связи с морем и сохраняет обводненность, благодаря впадающим в нее небольшим ручьям, а также подтоплению грунтовыми водами.

Южнее дельты р. Карганруд (т.т. 28, 29) береговая линия образует плавную вдающуюся в сушу дугу. Берег здесь размывается, современный пляж узкий и крутой, сложен валунно-галечным материалом, в приурезовой полосе расположены скопления крупных валунов. Как и на других участках берега, непосредственно на пляже сохранились пни от деревьев, то есть размывается регрессивная терраса. Она прислонена к новокаспийской, протягивающейся непрерывной полосой вдоль берега и примыкающей здесь со стороны суши к высокому отмершему клифу. Он выработан в отложениях более высокой (–14–16 м абс.) поверхности позднехвалынского возраста, слагающей значительную часть приморской равнины. В борту оврага, прорезающего бровку этой террасы, вскрывается мощная аллювиальная толща, представленная валунно-галечным материалом, которая с резким контактом залегает на сизо-серых глинах. Необходимо отметить, что такого рода толщи и характер залегания характерны для большинства разрезов (т.т. 10, 25, 27, 31, 33, 35, 40, 64). На более высоких гипсометрических отметках сизо-серые глины сменяются коричневыми глинами и суглинками. Судя по гипсометрическому положению кровли глин, они приурочены к раннехвалыньским и позднехвалыньским уровням Каспия.

Далее на юго-восток, на берегу наблюдается чередование аккумулятивных и размываемых берегов. Наиболее активная аккумуляция установлена в устье р. Диначал (т. 36). Русло реки здесь отклонено на СЗ, а русло соседней р. Ноконде при впадении в море отклоняется в противоположную сторону, т. е. на ЮВ. Юго-восточнее дельты р. Шафадруд начинается бар, отделяющий лагуну Энзели, длина которой около 30 км, ширина – до 10 км. Средняя глубина лагуны 2,5 м, максимальная – 6 метров [9]. В лагуну впадает около 25 рек, поэтому она пресноводная. В течение регрессивной стадии Каспия лагуна была практически полностью изолирована от моря, в настоящее время она соединена с ним одной протокой, несколько веков назад существовала еще одна. Бар (пересыпь) представляет собой высокую (до –18 м) и сравнительно широкую аккумулятивную форму (1–2 км), сложенную песчано-галечным материалом. Местами в центральной осевой части встречаются массивы невысоких (3–5 м) заросших дюн, которых, в целом, на исследуемом побережье мало.

Некоторые этапы развития побережья

На пересыпи в одном из карьеров вскрывается толща (около 7 м) эоловых и морских осадков, слагающих бар. Сверху залегают эоловые отложения, ниже – морские пески с мелкой галькой и детритом с двумя прослоями палеопочв. Присутствие в разрезе палеопочв указывает на перерывы в осадкообразовании, что связано в береговой зоне с регрессивными этапами колебаний уровня моря. Таким образом, формирование бара, отделяющего лагуну Энзели, происходило в несколько стадий.

Как показывают аэрокосмические снимки, в районе лагуны Энзели бары формировались и ранее. Самый древний из них, протягивающийся почти в 10 км южнее современной береговой линии, образовался около 6000 л. н. [12]. Более молодые береговые линии последовательно расположены ближе к современной береговой линии. Их образование обязано трансгрессивным этапам Каспия, так как именно тогда формируются трансгрессивные бары [13]. Одна из береговых линий в виде фрагментов широкого бара сохранилась как в западной, так и в восточной части лагуны Энзели. На западной части бара расположен пос. Абкенар (т. 45), восточная часть приурочена к окраине г. Энзели. По данным радиоуглеродного анализа отложений, слагающих пересыпь, и скважины в лагуне, в конце голоцена было три высоких уровня Каспия – 2500 л. н., 900 л. н. и 500 л. н. Уровень Каспия стоял тогда соответственно на –22, –24 и –25 м [7].

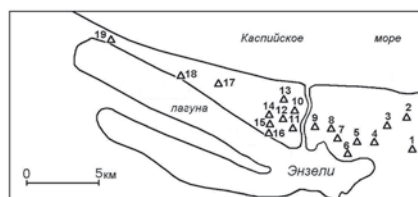
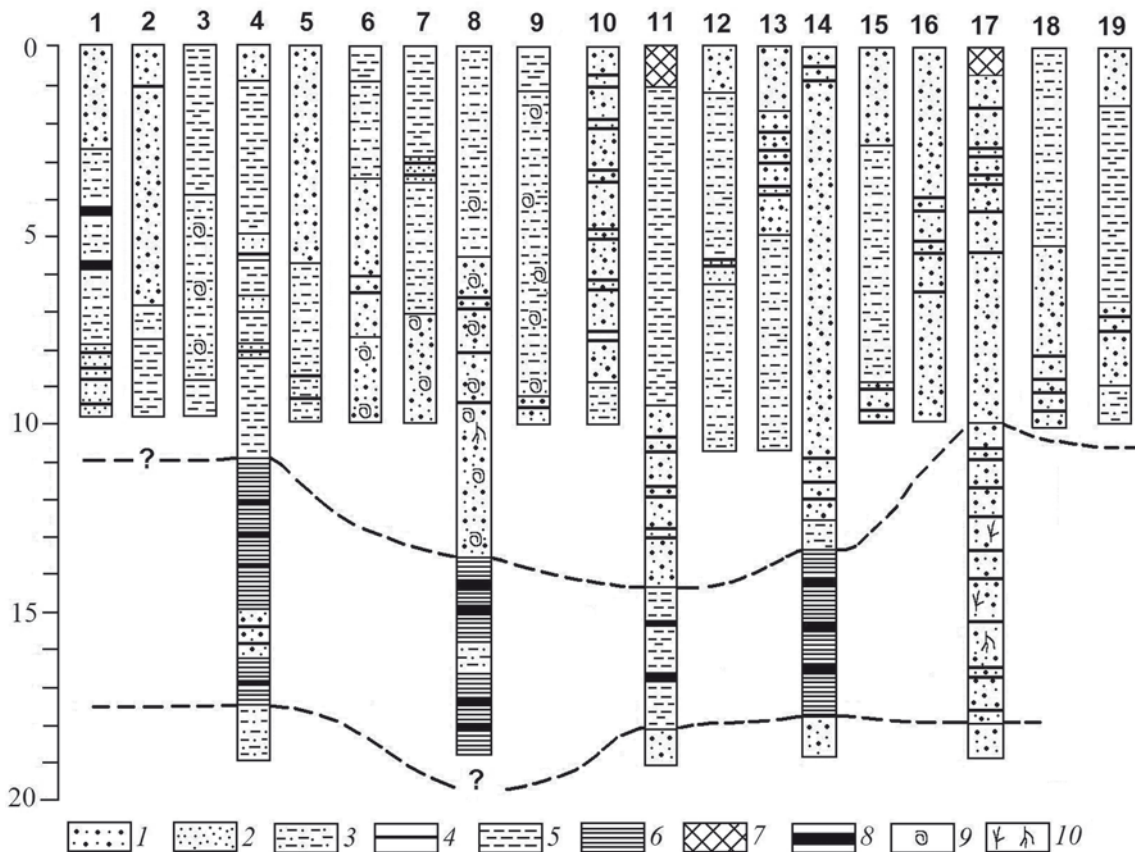
К настоящему времени значительная часть лагуны Энзели заполнена лагунными и аллювиальными осадками. Формирование лагуны Энзели происходило на фоне подъема уровня моря, по сценарию, характерному для всех лагун побережья Каспия. При трансгрессии происходило подто-

пление и затопление низменной прибрежной дельтовой равнины с одновременным образованием берегового трансгрессивного бара у края дельтовой суши, т.е. лагуна Энзели никогда не была морской акваторией, которую впоследствии отгородила коса. Материал колонок из скважин, пробуренных на пересыпи и в лагуне, подтверждают данный вывод (рис. 2).

Восточнее пересыпи лагуны Энзели расположена устьевая область самой крупной реки иранского побережья – Сефидруд. Северная часть дельты, т.е. более 80 % ее площади, сформировалась за голоцен [5]. Река за это время меняла направление шесть раз. Наибольшее перемещение устья на 20 км произошло около 500 лет назад, когда был осуществлен прорыв к морю на запад от старой дельты, и началось формирование современной дельты [14]. Берега на всем протяжении дельты аккумулятивные, здесь очень широкие пологие пляжи, сложенные мелкозернистым песком с редкими раковинами моллюсков.

В 20 км восточнее от современной дельты находится древняя дельта Сефидруда, образующая выступ береговой линии и изменяющая ее направления на юг. В настоящее время здесь наблюдается активный размыв берега, который спровоцирован дефицитом наносов, возникшим после перемещения дельты на запад и отмирания старой дельты. Следы размыва отмечаются и южнее, в новокаспийское время здесь проходило активное осадконакопление и формирование серии береговых валов. Значительная их часть сохранилась в рельефе до нашего времени. Материал размыва старой дельты перемещается на юг вплоть до устья р. Шальманруд (т. 56), где формируются широкие пляжи, сложенные песками с редкими раковинами моллюсков, что, вероятно, связано с малой энергией волн и невозможностью перемещения раковин с подводного берегового склона.

Прибрежная аллювиально-пролювиальная равнина располагается на отметках от -20м до 0 м и выше, вплоть до подошвы гор, и занимает почти всю приморскую равнину, за исключением только района г. Астара, где протягивается обширная частично обводненная лагуна новокаспийского воз-



Условные обозначения: 1 – песок разнозернистый; 2 – песок мелкозернистый; 3 – серый глинистый песок; 4 – прослои коричневых суглинков; 5 – серый опесчаненный суглинок; 6 – коричневая глина; 7 – техногенные отвалы; 8 – прослои органики; 9 – раковины моллюсков; 10 – растительные остатки.

Рис. 2. Характер отложений, слагающих пересыпь и дно лагуны Энзели (по [4])

раста. В отличие от Элерса [3], который выделял на аллювиально-пролювиальной равнине несколько террасовых уровней на отметках -17, -12 и 0 м, наши исследования могли подтвердить только уровень примерно на 0 м, где были закартированы небольшие фрагменты предположительно позднехвалынских террас. Морских террас раннехвалынского возраста на поверхности приморской равнины нет, так как они перекрыты мощными толщами склоновых и аллювиально-пролювиальных отложений. Таким образом, повсеместное присутствие этих отложений, перекрывающих морские террасы хвалынского возраста, является отличительной особенностью иранского побережья Каспийского моря.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №13-05-00625

Литература

1. Свиточ А. А., Янина Т. А. Морской голоцен Иранского побережья Каспия/ Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 4. С. 271 – 276.
2. Danehkar A., Sharifipour R., Kooroshnia A. The role of water-level change in the Caspian Sea in the generation of delta and lagoon (case study: Kiashahr) / IGCP 521-481 Joint Meeting and Field trip. Russia .Gelendzhik. 2007. P. 40.
3. Ehlers E. Südkaspisches Tiefland (Nordiran) und Kaspisches Meer//Tübinger geographische studien. Heft 44. Tübingen. 1971. P.184.
4. Kazanci N., Gulbabazadch T., Leroy S., Ileri Ó. Sedimentary and environment characteristics of the Gilan-Mazendaran plain, northern Iran: influence of long- and short-term Caspian water level fluctuations on geomorphology / Journal of marine systems 2004. V. 46. P. 145 – 168.
5. Khoshraftar R. Geomorphology of great Sefidrood delta in relation to Caspian Sea level changes (north of Iran) / 4th international conference of UNESCO programme 481 Dating «Caspian Sea level change», Aktau. Kazakhstan. 2006. P. 73.
6. Lahijani H. A. K., Sharifi A., Tavakuli V. Evidences of the Late Holocene sedimentation along the coast of south Caspian Sea. Iran.: Rapid Sea Level Change. The University of Guilan, Rasht, Iran; Press Printed in Rasht, Iran. 2005. P. 62 – 64.
7. Lahijani H. A. K., Rahimpour-Bonab H., Tavacoli V., Hosseindoost M. Evidence for the late Holocene highstands in Central Guilan – East Mazanderan, South Caspian coast, Iran / Quaternary international. 2009. V. 197. P. 55– 71.
8. Lahijani H. A. K., Leroy S. A. G., Beni A. N., Haghani S., Shahkarami S. et al. Controls on sediment distribution pattern in the South Caspian Sea, Iran / The Caspian region: environmental consequences of the climate change. Proceedings of the international conference. M.: МГУ. 2010. P. 261 – 262.
9. Moghaddam V., Lahijani H. A. K., Amidi J. et al. South-Caspian sediments dating using 210 Pb technique / 4th international conference of UNESCO programme 481 dating «Caspian Sea level change». Aktau. Kazakhstan. 2006. P. 111.
10. Mousavi S. M. Stratigraphy and Petroleum Geology of Caspian Sea, Rohbakhsh. 2008. 372 p.
11. Леонтьев О. К. Геоморфология иранского побережья Каспийского моря/ Геоморфология. 1987. №2. С. 82– 89.
12. Голамреза Н. Эколого-географические последствия колебаний уровня Каспийского моря для ландшафтов / Диссертация на соиск. степени к.г.н. М. МГУ. 2003. 165 с.
13. Бадюкова Е. Н., Игнатов Е. И., Рычагов Г. И. Влияние колебаний уровня Каспийского моря на береговые процессы / Монография «Современные глобальные изменения природной среды». М.: Изд-во МГУ. 2004. Т. II. Ч.4. С. 555 – 570.
14. Красножон Г. Ф., Лахиджани Х., Воропаев Г. В. Эволюция дельты Сefидруд на каспийском берегу Ирана по космическим снимкам / Исследование Земли из космоса. 1999. Т.1. С. 105 – 111.

МОРФОСТРУКТУРНО-НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Н. Е. Барщевский, В. П. Палиенко, Р. А. Спица

Институт географии НАН Украины, Киев, v_palienko@ukr.net, spytysaroman@rambler.ru

THE MORPHOSTRUKTURAL-NEOTECTONIC CONTROL OF FORMATION AND TRANSFORMATION OF MINERAL DEPOSITS IN THE TERRITORY OF UKRAINE

N. E. Barshchevsky, V. P. Palienko, R. A. Spitsa

Institute of Geography NAS of Ukraine, Kiev, v_palienko@ukr.net, spytysaroman@rambler.ru

Сложные условия формирования и развития геологической среды, вмещающей полезные ископаемые разных видов, требуют детального анализа и синтеза разнообразной междисциплинарной информации и проведения комплексных исследований, главной целью которых является выяв-

ление закономерностей формирования, размещения, переформирования месторождений полезных ископаемых и обоснование направлений прогнозно-поисковых работ. Достижение этой цели достаточно эффективно осуществляется с помощью применения разных методических подходов. Среди них важное место принадлежит методам морфоструктурных и неотектонических исследований, позволяющим достаточно аргументировано, оперативно и при незначительных финансовых затратах выявлять и прогнозировать перспективные объекты вмещающие полезные ископаемые, а также оценивать неотектоническую активность структур, способных повлиять на трансформацию или сохранность месторождений [2, 4, 6, 7].

Комплексные морфоструктурно-неотектонические исследования с целью расширения минерально-сырьевой базы и оптимизации ее использования, предусматривают: обоснование целесообразности и возможностей применения методов морфоструктурного и неотектонического анализа для оценки условий формирования, переформирования и сохранности месторождений полезных ископаемых; выявление закономерных связей между размещением полезных ископаемых, пространственными закономерностями морфоструктурной дифференциации территории и строением рельефообразующих отложений; оценку роли эндодинамических и экзодинамических процессов в формировании или трансформации известных месторождений, а также в создании производных от первичных вторичных месторождений полезных ископаемых [2, 5, 6].

Приоритетными задачами морфоструктурного и неотектонического анализа являются: оценка суммарного результата взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов и выявление связей между рельефом, донеотектоническими и неотектоническими структурами, неотектоническими движениями земной коры, что определяет необходимость применения системного, структурного, динамического, историко-эволюционного подходов при изучении особенностей формирования и размещения рудоконтролирующих объектов.

Комплексный морфоструктурно-неотектонический анализ районов сосредоточения месторождений полезных ископаемых направлен на специализированное изучение рельефа и геологической структуры с целью выявления закономерностей их соотношений, особенностей развития в разных неотектонических режимах и обстановках, определяющих закономерности формирования месторождений различных полезных ископаемых в пределах генетически разных морфоструктур.

Содержание специальных морфоструктурно-неотектонических исследований определяется необходимостью выявления прямых или косвенных признаков активности площадных и линейных тектонических структур разного типа и ранга в течение неотектонического этапа, а также определения их влияния не только на формирование месторождений полезных ископаемых, но также и на их трансформации в определенных временных интервалах [2–4].

Объектами сопряженного морфоструктурно-неотектонического анализа являются: полигенетический разновозрастный экспонируемый и погребенный рельеф, литолого-формационный состав и мощности рельефообразующих отложений, геоморфологические, геодинамические процессы. В зависимости от масштаба проведения исследований изучаются неотектонические и геоморфологические объекты разного ранга: региональные (региональные неотектонически активные структуры, доминантные моногенетические и полигенетические комплексы рельефа, формации рельефообразующих отложений), субрегиональные (соответствующие неотектонически активные структуры, генетические типы рельефа и группы фаций рельефообразующих отложений), локальные (локальные неотектонически активные структуры, формы и элементы рельефа, фации, субфации, микрофации рельефообразующих отложений).

Среди геоморфологических и палеогеоморфологических объектов, используемых для решения поисково-прогнозных вопросов выделяют две группы объектов. К первой относятся экспонированные или погребенные геоморфологические объекты, к которым приурочены месторождения россыпей, строительных материалов, горючих полезных ископаемых и т. п. Изучение этих объектов с целью определения поисковых критериев осуществляется с помощью комплекса основных морфоструктурных и неотектонических методов. Ко второй группе принадлежат объекты, не содержащие месторождений полезных ископаемых, однако являющиеся информативными для прогнозирования мест локализации определенных их видов. Применение комплекса вспомогательных методов морфоструктурного и неотектонического анализа для изучения этих объектов позволяет оценить влияние морфоструктурно-неогеодинамического фактора, например, на трансформацию структурных ловушек углеводородов, формирование каналов их миграции, разрушение месторождений и др.

Поисковые признаки нефтегазоносных структур существенно отличаются в районах с унаследованным и инверсионным характером неотектонических движений, дифференцированными режимами геоморфогенеза и осадконакопления. Выделение локальных нефтегазоносных структур с преимущественно конседиментационной, конденудационной и переменной направленностью развития в позднем кайнозое позволило конкретизировать поисковые морфоструктурно-неотектонические признаки, детализировать исследования с целью доразведки эксплуатирующихся или даже выведенных из эксплуатации месторождений.

При поисках рудоносных объектов эндогенного происхождения чаще всего применяют сравнительный анализ геоморфологических особенностей участков с обнаруженными месторождениями и «пустых» участков, построение логических схем, исходя из специфических особенностей связи оруденения и рельефообразования. Изучение пластики рельефа рудоносных областей, как правило, дает возможность исследовать выраженность дорудной и пострудной тектоники, рудных тел, зон влияния окolorудной минерализации и др.

Поисковые работы, направленные на выявление месторождений экзогенного происхождения, связаны с анализом эрозионного (структурно-эрозионного) видимого и погребенного рельефа (площадные, линейные, линейно-площадные коры выветривания), генетически разного аккумулятивного рельефа (россыпи), а также с оценкой факторов и масштабов трансформации месторождений в пострудный период.

Региональные особенности морфоструктурной дифференциации территории Украины определяются наличием крупных геоморфологических образований которые могут быть отнесены к равнинно-платформенным и орогенным геотектурам и различаются по характеру эндогенных рельефообразующих процессов, тектонической структуре, орографическим, генетическим и морфодинамическим характеристикам рельефа.

В пределах новейшего этапа (олигоцен-антропоген), с которым связано оформление современного морфоструктурного плана территории Украины и формирование широкого спектра месторождений полезных ископаемых, выделяются позднеэоцен-олигоценый (ранненовейший), позднеолигоцен-раннеплиоценовый (средненовейший) и среднеплиоцен-антропогенный (поздне-новейший) подэтапы, которые включают стадии, охватывающие более короткие временные интервалы [1, 7].

Ранненовейший подэтап охватывает период времени между позднеэоцен-раннеолигоценовой и позднеолигоцен-раннемиоценовой активизациями неотектонических движений земной коры. С ним связано формирование месторождений марганца, бурого угля, глин, фосфоритов, проявлений титана, циркония в пределах платформенной части Украины. В это же время в пределах Предкарпатского и Индоло-Кубанского предгорных прогибов формируются месторождения нефти и газа.

Анализ морфоструктурно-неотектонических условий формирования месторождений полезных ископаемых на ранненовейшем подэтапе позволяет сделать вывод, что к категории морфоструктур, благоприятных для формирования и сохранения титано-циркониевых аллювиальных, аллювиально-дельтавиальных и дельтовых россыпей, принадлежат унаследованные морфоструктуры (пластово-аккумулятивные флювиальные и дельтовые равнины), сформировавшиеся в северо-восточной прибортовой зоне Днепровско-Донецкой впадины. Прибрежно-морские россыпи в это время формировались в условиях унаследовано-возрожденных морфоструктур в зоне сочленения цокольных денудационных возвышенностей и прилегающих аккумулятивных равнин в северной части Украинского щита, испытывавшей устойчивые относительно слабые поднятия. Месторождения осадочного хемогенного марганца формируются, главным образом, в пределах морфоструктур Украинского щита и прилегающей части Причерноморской впадины, испытывающих опускания или слабokon-трастные знакопеременные неотектонические движения земной коры. Месторождения нефти и газа распространены в пределах морфоструктур с конседиментационной направленностью развития, испытывавших устойчивые опускания, совмещенные с образованием структурных ловушек линейного и брахиантиклинального типов.

Средненовейший подэтап начался с активизации неотектонических движений земной коры в конце олигоцена – в начале миоцена. С ней связывают кардинальную перестройку неотектонического режима как в орогенных, так и практически во всех равнинно-платформенных морфоструктурах. Средненовейший подэтап характеризуется формированием широкого спектра полезных ископаемых в различных морфоструктурно-неотектонических условиях.

В зоне преимущественно устойчивых восходящих неотектонических движений земной коры, включающей унаследовано-возрожденные цокольные морфоструктуры Украинского щита и морфоструктуры Донецкого складчатого сооружения, в раннем миоцене формируются месторождения песка, огнеупорных глин. В условиях прерывистых неустойчивых знакопеременных неотектонических движений земной коры в пределах морфоструктур, испытывавших слабые опускания и относительно умеренные опускания с последующими слабыми поднятиями, формируются россыпные месторождения титана, циркония. В зоне прерывистых преимущественно нисходящих неотектонических движений и конседиментационного развития морфоструктур формируются месторождения известняков, бурого угля, газа, а также месторождения строительных материалов.

Зона проявления колебательных (знакопеременных) неотектонических движений земной коры включает подзоны новообразованных положительных морфоструктур Днестровского перикратонного прогиба, склонов Украинского щита и региональных впадин, а также новообразованных отрицательных морфоструктур щита и эпиплатформенного складчатого сооружения Донбасса, испытывавших дифференцированные по интенсивности неотектонические движения земной коры. В первой

подзоне, испытавшей умеренные раннемиоценовые опускания и последующие послесарматские умеренные и слабые поднятия, формируются месторождения бурого угля, серы, песков, известняков, глин. Во второй подзоне в условиях умеренных среднемиоценовых опусканий и слабых послесарматских поднятий формируются месторождения титана-циркония, бурого угля, строительных материалов.

В Украинских Карпатах месторождения газа, каменной и калийной соли связаны, главным образом, с Предкарпатской обращенной морфоструктурой, испытавшей контрастные неотектонические движения (интенсивные опускания сменились относительно незначительными поднятиями). Аналогичные условия формирования нефтяных и газовых месторождений существовали в пределах морфоструктур предгорного прогиба Крымских гор, испытавших знакопеременные движения. В условиях слабых глыбово-блоковых поднятий здесь формируются месторождения серы и некоторых других полезных ископаемых.

Поздненовыйшый подэтап характеризуется повсеместным усилением неотектонической активности морфоструктур, проявившейся в виде прерывистых дифференцированных поднятий в орогене и на большей части платформенной территории Украины. В Украинских Карпатах в позднем плиоцене формируются месторождения ртути, свинца, цинка, золота, андезитов, базальтов, туфов, бурого угля, торфа. С Крымской орогенной морфоструктурой и Индоло-Кубанским предгорным прогибом связаны киммерийские месторождения железа.

С морфоструктурами равнинно-платформенной части Украины в это время связано формирование многочисленных месторождений строительных материалов, песка, торфа, глин, россыпных месторождений титана, циркония, редких земель, берилла, топаза, мориона, пьезокварца, которые расположены в пределах Центральноукраинской морфоструктуры Украинского щита.

Анализ морфоструктурно-неотектонических условий формирования месторождений различных полезных ископаемых на протяжении новейшего этапа развития в целом позволил установить следующее: наибольшее количество месторождений полезных ископаемых образовалось на протяжении средненовейшего подэтапа (миоцен – ранний плиоцен); наиболее разнообразно месторождения полезных ископаемых представлены в пределах Центральноукраинской, Предкарпатской, Закарпатской и Волыно-Подольской морфоструктур I порядка; разные виды полезных ископаемых формировались в различных морфоструктурно-неотектонических условиях. Месторождения горючих ископаемых приурочены преимущественно к морфоструктурам, отстававшим в поднятиях, или испытывавшим опускания в периоды формирования залежей. Месторождения нефти и газа формировались преимущественно на протяжении ранне- и средненовейшего подэтапов в пределах Предкарпатской и Индоло-Кубанской морфоструктур в условиях относительно слабых и умеренных поднятий, с которыми связано образование пластово-аккумулятивного и пластово-денудационного рельефа, бурого угля – в условиях пластово-аккумулятивных аллювиальных, озерных, прибрежно-морских равнин, приуроченных к морфоструктурам, на протяжении средненовейшего подэтапа существенно отстававшим в поднятиях по сравнению со смежными, или испытывавшим опускания на протяжении бадена – раннего плиоцена (Приднестровская, Прикарпатская, Закарпатская угленосные площади).

Россыпные месторождения титано-циркониевых руд формировались на протяжении всех трех неотектонических подэтапов и приурочены к морфоструктурам с пластово-аккумулятивным и пластово-денудационным рельефом на склонах Украинского щита и северо-восточной прибортовой части Днепровско-Донецкой впадины. В сходных условиях формировались россыпи олова, редких земель, и т. п. Главными площадными рудоконтролирующими объектами, к которым приурочены рудопоявления золота, являются морфоструктуры центральной части Украинского щита, Днестровского перикратонного прогиба, и др., испытывавшие на протяжении антропогена относительно слабые поднятия в равнинно-платформенной части территории, а также некоторые морфоструктуры отдельных районов Украинских Карпат, Предкарпатья, Донбасса. На ранненовейшем подэтапе на границе Центральноукраинской и Причерноморской морфоструктур в условиях относительно слабых опусканий, сменившихся начиная с понта слабыми поднятиями, сформировался ряд месторождений марганца.

Проблема трансформации или деструкции месторождений, сформированных не только на протяжении неотектонического (поздний кайнозой), но и в течение более ранних этапов, требует детального изучения влияния экзогенных и эндогенных факторов на сохранность месторождений. Для ее решения проведен региональный анализ потенциальных деструктивных факторов с выделением площадных и линейных морфоструктурных объектов, в пределах которых их сочетание способствует формированию определенных предпосылок для трансформации или деструкции месторождений полезных ископаемых.

Установлено, что в зависимости от унаследованности (неунаследованности) эндогенных эпигенетических обстановок, усиления (или ослабления) активности рельефообразующих неотектонических движений земной коры, сохраняются (подновляются) или разрушаются черты рельефа

предыдущего этапа развития. Соответственно, может произойти трансформация залегания полезных ископаемых, их разрушение или захоронение. Среди эпигенетических эндогенных обстановок можно выделить обстановки, способствующие полному превращению первичного рельефа (перестройка тектонического режима, полная инверсия неотектонических движений), частичному превращению первичного рельефа (унаследованные по направленности, но отличающиеся по амплитудам и скоростям движения земной коры, обуславливающие частичную инверсию движений при малых амплитудах и скоростях), или сохранению первичного рельефа (движения унаследованы от предыдущего этапа по направленности и скоростям).

В качестве главных факторов вероятности трансформации или деструкции месторождений полезных ископаемых выступают эпигенетические эндогенные и экзогенные процессы, для оценки которых нами использованы пространственные различия в показателях средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры, суммарно отображающие степень неотектонической активности блоковых и разломных структур в целом за неотектонический этап (олигоцен-четвертичное время), а также показатели мощности экзогенно активного слоя рельефа, сформированного на протяжении позднеокаменного этапа развития (в плиоцен-четвертичное время).

Совместный анализ пространственной дифференциации средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры и мощностей экзогенно-активного слоя позволяет предположить, что в границах определенных зон (участков) потенциально возможной является трансформация месторождений полезных ископаемых [5].

С учетом дифференцированности морфоструктурно-неотектонических условий формирования и сохранения месторождений полезных ископаемых на территории Украины выделяются:

- морфоструктуры, благоприятные для формирования и сохранения месторождений полезных ископаемых на протяжении неотектонического этапа;
- морфоструктуры, благоприятные для формирования и неблагоприятные для сохранения месторождений на протяжении неотектонического этапа, его отдельных подэтапов или стадий;
- морфоструктуры, благоприятные для формирования месторождений на донеотектонических этапах и их сохранения на протяжении неотектонического этапа
- морфоструктуры, благоприятные для формирования месторождений на донеотектонических этапах и неблагоприятные для их сохранения на протяжении неотектонического этапа
- сквозные трансрегиональные линейные, субрегиональные и локальные площадные морфоструктуры с повышенной неотектонической активностью, которые потенциально могут способствовать трансформации или деструкции месторождений.

Выводы: анализ условий формирования месторождений полезных ископаемых на протяжении позднего кайнозоя показал что:

- на протяжении неотектонического этапа (олигоцен-антропоген) происходило формирование широкого спектра полезных ископаемых разных видов;
- пространственно-временные закономерности формирования и сосредоточения месторождений разных видов регламентировались генетической неоднородностью рудовмещающих площадных и рудоконтролирующих линейных морфоструктур, а также дифференцированностью неотектонических движений земной коры, проявлявшихся в их пределах на протяжении всего неотектонического этапа, отдельных подэтапов и стадий;
- дифференцированные по интенсивности эндогенные и экзогенные процессы не только определили условия формирования, но также потенциально могли влиять на трансформацию, или даже деструкцию месторождений. Сопряженный анализ показателей средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры и мощностей экзогенно активного слоя позволил обосновать выделение наиболее опасных с этой точки зрения зон (районов) в равнинно-платформенной части территории Украины.

Литература

1. Палиенко В. П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. К.: Наук. думка, 1992. 116 с.
2. Палієнко В. П., Барщевський М. Є., Спиця Р. О. Основні підходи до обґрунтування концепції морфоструктурно-неотектонічного районування областей розповсюдження корисних копалин // Фізична географія та геоморфологія. 2010. Вип. 2(59). С. 11–15.
3. Палиенко В. П. Эндодинамический фактор організованности геоморфосистем // Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность. Сб. статей. Отв.ред. Э. А. Лихачева. М.: Медиа-пресс, 2010. С. 61–66
4. Палієнко В. П. Загальні підходи та принципи морфоструктурних і неотектонічних досліджень при розв'язанні пошуково-прогнозних завдань // Мінеральні ресурси України. №3. 2010. С. 36–40.
5. Морфоструктурно-неотектонічні умови формування й трансформації родовищ корисних копалин України / Палієнко В. П., Барщевський М. Є., Спиця Р. О. Чеботарьова Л. Ю. // Укр. геогр. журн. 2011. №3. С. 20–26.

6. Палієнко В. П., Спиця Р. О. Неотектонічні та морфоструктурні передумови потенційної трансформації або деструкції родовищ корисних копалин на території України // Україна: географія цілей та можливостей. Зб. наук. Праць. К.: ФОП «Лисенко М.М.», 2012. Т. 1. С. 243–246.

7. Опыт изучения морфоструктурно-неотектонических условий формирования и трансформации месторождений полезных ископаемых в Украине / Палиенко В. П., Барщевский Н. Е., Спиця Р. А. Чеботарьова Л. Е. // М-лы межд. науч. нонф. к 80 летию Института природопользования «Проблемы природопользования: итоги и перспективы». Минск: РУП «Минсктиппроект», 2012. С. 308–312.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ

В. И. Барышников

Башкирский государственный университет. Уфа, bvialpgeo@yandex.ru

THE STRUCTURAL-TECTONICAL PROGNOSIS AND ECOLOGICAL MONITORING OF THE SOUTHERN PRE-URALS

V. I. Baryshnikov

Bashkir State University, Ufa, bvialpgeo@yandex.ru

Начало использования материалов космической фотосъёмки (КФС) в РБ относится к середине семидесятых годов прошлого века. По решению правительства СССР в рамках программ министерства нефтяной и газовой промышленности в стране стали создаваться структурные подразделения во всех объединениях, занимающихся поисками, разведкой и добычей нефти и газа, задачей которых являлось повышение эффективности поисково-разведочных работ с использованием материалов космической съёмки. Несколько таких подразделений было создано и при производственном объединении «Башнефть», ныне ОАО АНК «Башнефть»: тематическая партия в Стерлитамакской геолого-поисковой конторе, лаборатория «Дистанционных методов исследований» в институте «БашНИПИнефть», тематическая партия в производственном объединении «Башнефтегеофизика». Начальными задачами этих подразделений являлись структурный прогноз на продуктивные комплексы палеозоя и инженерно-геологическое обеспечение при прокладке сейсморазведочных профилей. Несколько позднее материалы космической съёмки стали использоваться для мониторинга горных отводов разрабатываемых месторождений по программам ОВОС. В настоящее время эти подразделения ликвидированы.

В геологопоисковом процессе на нефть ведущее значение традиционно имеют технические виды работ – сейсморазведка и бурение, дающие основной объём геологической информации по глубоким горизонтам осадочной толщи. Целью этих работ является выявление трёх основных условий нефтяного месторождения – структура, коллектор, покрышка. Но, ограниченные разрешающие возможности методов и высокая затратность проведения работ, давали низкую эффективность выявления структур, контролирующих залежи углеводородного сырья.

Одной из возможностей получения геологических данных, позволяющих прогнозировать место нахождения структурных неоднородностей в погребённых комплексах осадочного чехла и целенаправленно планировать размещение сейсморазведочных и буровых работ, является изучение новейшего и современного структурного плана и выявление его связи с погребёнными структурными зонами, контролирующими распределение структур-ловушек залежей. [1]

Основным источником информации при исследовании территории Южного Приуралья и его рельефа были материалы дистанционной (аэро- и космо, АКФС) съёмки, давшие возможность выявить и систематизировать геоморфологические индикаторы проявления молодых движений земной коры, и построить на региональном уровне новейший (N+Q) структурно-тектонический план региона с привлечением данных ранее проводимых в регионе полевых работ институтом геологии. Технологический процесс работ с использованием АКФС был систематизирован с учётом информационных и разрешающих возможностей используемых материалов. В работе применён методический принцип «от общего к частному», последовательно раскрывавшему геологическое строение территории от рисунка фотоизображения через его структурную интерпретацию к погребённым формационным комплексам палеозоя. Суть системности заключалась в последовательном подключении данных целенаправленно раскрывающих текстурный рисунок снимка по геоморфологическому, литологическому, тектоническому строению, приуроченности к стратиграфическому комплексу, структурным планам – носителям ловушек и коллекторским толщам. Территория работ была районирована по степени дешифрируемости, проведены опытно-методические работы по выявлению в современном структурном плане признаков проявленности нефтеконтролирующих структур продуктивных комплексов палеозоя, региональные и детальные работы по изучению современного структурно-

тектонического плана и его зависимости от древних тектонических планов. В ходе проводимых работ обнаружилось, что региональный план платформенной части РБ имеет отличия от представлений, полученных методами традиционных построений. Результаты дали возможность выявить в современном рельефе поисковые признаки локальных погребённых структурных осложнений и создать «Методику структурного прогноза по материалам космофотосъёмки при нефтепоисковых работах». [2] По методике рекомендован ряд прогнозных объектов (более 70) для постановки детальных сейсморазведочных работ и бурения скважин. [3] На одиннадцати объектах использование рекомендаций дало положительные результаты на нефть – открыты или новые месторождения (Давлекановское, Баряшское, Кондратьевское, Илишевское и др.), или новые ловушки с нефтью (Волковское, Луговское, Гуровское месторождения), или пропущенные ранее продуктивные горизонты. Полученный результат явился очень эффективным показателем на фоне высокой разведанности продуктивных комплексов палеозойского разреза земной коры региона.

- На нескольких нефтяных месторождениях северо-запада РБ проведены опытно-методические работы с целью повышения нефтеотдачи продуктивных пластов. Тектонический анализ современного рельефа по материалам космофотоизображения дал возможность рационального размещения вибрационных методов воздействия на продуктивный пласт. Первые результаты дали хороший эффект, выразившийся в резком увеличении дебита продуктивных скважин. (Югомашевское м-е)

- По программам ОВОС проведён мониторинг наиболее крупных разрабатываемых месторождений нефти – Арланского, Туймазинского, Шкаповского и др. Аналогичные работы проведены на месторождениях Ханты-Мансийского автономного округа. [4]

- Материалы космической съёмки использовались при оценке геодинамической обстановки коридоров магистральных трубопроводных систем транспортировки нефти - и газопродуктов. (трасса п. Павловка – Щучье Озеро и др.). [5, 6] Главные изменения в коридоре трассы произошли под влиянием молодой тектоники. Наиболее опасными участками деформации являются геодинамические зоны сочленения структур и прогибов, блоков и межблоковых структурно-тектонических контактов. В этих зонах возникают разнонаправленные и разноскоростные движения гипергенных горизонтов, деформирующие пересекающую их трубу. Наглядно геодинамические зоны коридора выявляются по материалам разновременной съёмки из космоса.

- По заданию МЧС РБ проведён аэрокосмоэкологический мониторинг территории республики (1993–1995 гг.) и составлена карта «Экологической напряжённости РБ». [7, 8] Многолетние наблюдения с середины семидесятых годов прошлого века с использованием материалов аэро - и космической съёмки, позволили проследить изменения ландшафтов во времени. По результатам аэрокосмического мониторинга ландшафтов, с привлечением количественных данных, создана карта «Экологической напряжённости РБ» по девятнадцати природным и антропогенно-техногенным факторам воздействия на окружающую среду. Состояние земель показало, что только, примерно, 40% территории региона можно дать оценку «условно удовлетворительно». Это, в основном, восточные, малоосвоенные районы.

- В рамках международного проекта, БашГУ совместно с университетом Мартина-Лютера (Германия, г. Галле), проводились исследования по эрозии плодородного почвенного слоя в лесостепной зоне РБ. [9, 10] Традиционная методология изучения почвенного покрова сводилась, в основном, к обобщению факторов климата, растительного и животного мира, горных пород и констатации содержания органического и минерального вещества. Материалы космической съёмки, будучи синтезированным выражением, спектрально закодированного облика земной коры, дают возможность его идентификации и индикации, геофизических полей. Все генетические формы и типы почвенного покрова имеют свои, только им свойственные особенности образования, обусловленные влиянием гравитационных, электромагнитных, тепловых, геохимических факторов. Геолого-геоморфологические факторы определяют их дальнейшее развитие. Эти факторы, имея не менее важное значение, практически (за редким исключением) обычно не рассматриваются. Расшифровка физической картины фоторисунка даёт возможность резко повысить эффективность изучения почвенного покрова, улучшить его сельскохозяйственное освоение и экологически рациональное использование.

- Материалы космической съёмки используются при инженерно-геологических изысканиях для гражданского и промышленного строительства. [11]

- Материалы космической съёмки использовались при проведении двух геологических экспертиз промышленной площадки Башкирской атомной электростанции. [12] В результате исследования новейшего структурного плана выявлено, что площадка БАЭС, расположенная на древних надпойменных террасах р.р. Кама и Белая, представляет собой аккумулятивный выступ облекающего эрозионного останца в рельефе кунгурского яруса. Останец является очагом возбуждения облекающих напластований, структура которых, в ходе воздымания, постепенно расплзается на четыре блока, имеющих в современном плане различные гипсометрические уровни своей поверхности.

- В Башкирском государственном университете с 1995 года читается курс лекции по Дистанционным методам на географическом и биологическом факультетах.

- Издано первое в республике учебное пособие для кафедр геологии и геоморфологии «Аэрокосмические методы геологических исследований» (авт. Барышников В.И., 2010).

Литература

1. Барышников В. И., Крылова Е. А. Морфоструктурные образования Южного Урала и Приуралья. (по материалам космической тепловой и спектральной съёмки). В сб. науч. трудов «Научные проблемы геологоразведочных работ на нефть». Вып. 95. Уфа, БашНИПинефть, 1998. С. 121–129.
2. Барышников В. И. Дистанционные исследования в геологопоисковых работах на нефть. В кн. «Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы». Уфа, Тау, 2002. С. 134–144.
3. Барышников В. И., Новосёлова Л. П. Дистанционный прогноз на нефтепоисковые работы в Юрюзано-Сылвенской депрессии. В кн. «Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков». Уфа, Тау, 2000. С. 213–217.
4. Барышников В. И., Мухаметзянова А. Ш. Аэрокосмический мониторинг ландшафтов нефтяных месторождений. Материалы к совещанию УНЦ РАН. Уфа, 1994. С. 78–79.
5. Барышников В. И., Турикешев Г. Т. -Г., Давлетов М. И. Практика ведения мониторинга газопровода в Башкирии. В сб. докл. НТК «Геомеханика в горном деле». Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2009. С. 316–325.
6. Барышников В. И., Турикешев Г. Т. -Г., Шакуров Р. К. Комплексная оценка активности геодинамических зон коридора газопровода ООО «Газпромтрансгаз Уфа». В сб. МНТК «Аэрокосмические технологии в нефтегазовом комплексе». Москва, 2009.
7. Барышников В. И. К вопросу об экологической оценке территории Республики Башкортостан. В сб. материалов конференции «Проблемы экологического мониторинга». Часть I. Уфа, МОССП и ЛПЧС, 1995. С. 73–78.
8. Барышников В. И., Астахов А. В., Хабиров И. К., Габбасова И. М. Анализ экологического состояния Республики Башкортостан на основе космических снимков и тематических карт. МНК «Проблемы антропогенного почвообразования». Москва, 1997. С. 51–54.
9. Барышников В. И., Фрюауф М., Келлер Т., Гареев А. М. Развитие землепользования, деградация почв и их последствия в лесостепной зоне. В сб. докладов МНПК «Аэроэкологическая роль плодородия почв и современные агротехнологии». Уфа, ФГОУ ВПО «БГАУ», 2008.
10. Барышников В. И. Изучение деградации почвенного покрова по материалам дистанционной съёмки (принципиальные положения). В сб. науч. трудов VII МК «Геология и цивилизация». С-Пет, РГПУ им. А.И. Герцена, 2011. С. 199–204.
11. Барышников В. И. Тектоника, карст и фундаменты Уфимского полуострова. В сб. докладов IV МК научной конференции. Владимир, ВЛГУ, 2012. С. 158–161.
12. Светлакова А. Н., Горожанин В. М., Барышников В. И., Кононенко А. Г. Строение зоны сочленения Камско-Бельской впадины и Татарского свода по сейсмическим данным. Материалы конференции первые Тимергазинские чтения «Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана». Уфа, Тау, 2004. С. 218–228.

ГЕОЛОГИ САРАТОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА В БАШКИРИИ

М. Ю. Аржавитина, В. И. Барышников

Башкирский государственный университет, Уфа, bvialpgeo@yandex.ru

SARATOV UNIVERSITY' GEOLOGISTS IN BASHKIRIA

M. Y. Arzhavitina, V. I. Baryshnikov

Bashkir State University, Ufa, bvialpgeo@yandex.ru

С давних времён Южный Урал и Приуралье привлекали к себе исследователей богатейшим проявлением геологического разнообразия: – мировые стратотипы, типы горных пород, палеовулканизм, типы тектогенеза, новейшая тектоника, типы геоморфогенеза, богатейшие запасы рудных и нефтяных месторождений, других полезных ископаемых, многое другое. Интерес для геологов и геоморфологов всего мира несомненный. В связи с этим интересом в Уфе, в 1951 году создаётся Башкирский филиал АН СССР с Горно-геологическим институтом в его составе. В том же году, по приглашению башкирского правительства в Уфу возвращается уроженец Башкирии (д. Некрасовка, Уфимской губернии), заведующий кафедрой динамической геологии Саратовского университета (1938–51), профессор *Вахрушев Григорий Васильевич* и занимает одновременно две должности – председателя Президиума БФ АН СССР и директора института. Тематика института предполагала изучение Южного Урала и примыкающего к нему с запада платформенного Приуралья, где уже были открыты крупные нефтяные месторождения. В Башкирию постепенно стали съезжаться геологи из

Казани, Грозного, Харькова, Свердловска и других геологических школ. Приехала и группа геологов и геоморфологов, работавших до этого в Саратовском университете или закончивших его. Большая группа саратовцев стала сотрудниками института геологии, а несколько человек были приняты в недавно созданный Уфимский научно-исследовательский институт, ныне БашНИПИнефть.

Григорий Васильевич Вахрушев, хорошо зная геологию региона, стал инициатором развития многих исследовательских направлений в геологическом изучении Башкирии. Вахрушевым были открыты месторождения верхнедевонских горючих сланцев, верхнепермских и третичных углей. Башкирии. Он обосновал необходимость изучения мезозойских и кайнозойских отложений с целью поисков нефтяных месторождений в Западной Башкирии, расчленил меловые, третичные, четвертичные отложения Башкортостана и начал изучение новейших тектонических движений в регионе. Ему принадлежит описание карстовых пещер Башкортостана, гидрогеологические и инженерно-геологические исследования термичных явлений на г. Янгантау. Вахрушев одним из первых внедрил геоморфологические методы при изучении геологии региона: исторический принцип геоморфологического картирования, структурную геоморфологию, новейшую тектонику, связь современного рельефа с тектоникой. Он является автором более 230 научных работ. Награжден орденом Ленина (1954).

По инициативе Г. В. Вахрушева в Уфу переезжают многие выпускники и сотрудники Саратовского университета.

Олли Альберт Иванович, д.г.-м.н. В 1938 году был приглашен на должность доцента кафедры общей геологии Саратовского университета. В 1946–1948 годах А. И. Олли организовал в Поволжье крупные аэрогеологические исследования, целью которых было обоснование перспектив нефтегазоносности обширных территорий Поволжья и Прикаспия. А. И. Олли принадлежит важная роль в развитии и внедрении в практику комплексной геологической съемки с историко-геологическим и геоморфологическим уклоном, которая применялась в Поволжье и, затем успешно была привнесена в изучение Южного Урала. В 1954 году А. И. Олли был приглашен в только что организованный Башкирский филиал АН СССР, где возглавил Горно-геологический институт. Под его руководством институт стал ведущим научно-исследовательским центром геологического изучения Южного Урала.

Рождественский Александр Петрович. Доктор геолого-минералогических наук, профессор. Уроженец Саратовской области (с. Аркадак). Окончил геолого-почвенный факультет Саратовского университета (1941), доцент кафедры общей геологии Саратовского ун-та (1945–52). Ученик Г. В. Вахрушева в 1952 году по приглашению Г. В. Вахрушева переехал в Уфу. Старший научный сотрудник, заведующий лабораторией геоморфологии и неотектоники, главный научный сотрудник Института геологии УНЦ РАН (1952–2007). Основатель направления научных исследований: изучение строения и истории развития современного рельефа земной поверхности, связи его с тектоникой, новейших и современных движений земной коры, разработка и приложение геоморфологических методов к поискам нефтегазоносных структур и гипергенных полезных ископаемых Волго-Уральской обл. и Южного Урала. В Саратовской области по рекомендации А. П. Рождественского открыто «Горюченское» месторождение нефти. Автор более 220 науч. работ, ряда сводных карт СССР и Урала и «Атласа БАСССР», нескольких монографий. Почётный член Географического общества СССР (1980). Член редколлегии академического журнала «Геоморфология» (1970–90). Пред. Баш. филиала русского геогр. общества. Инициатор и организатор проведения первого совещания геоморфологов и неотектонистов Волго-Уральской области и Южного Урала (1959), по решению которого была создана Межведомственная комиссия по координации и геоморфологических и неотектонических исследований Урала и Поволжья (МКК), а А. П. Рождественский избран её председателем (1960). В 1967 году в Уфе состоялся VI Пленум Геоморфологической комиссии АН СССР, организатором которого был А. П. Рождественский и его ученики. Рождественский участник XIX (Стокгольм, 1960) и XXIII (Москва, 1976) сессий Международного географического конгресса. Инициатор, организатор и научный руководитель общественного института (БашНИИКСа, 1966) по изучению карста региона. Заслуженный деятель науки и техники РБ. Научный руководитель более десяти кандидатских диссертаций и оппонент многих докторских. Саратовский ученик А. П. Рождественского, д.г.-м.н. Б. Н. Можяев рассказывает: «Мы сидели в аудитории и ждали преподавателя. За окном затарахтел мотоцикл и вскоре в аудиторию вошёл крепкий, загорелый молодой человек и очаровал всех нас новейшей тектоникой».

Вслед за первыми переселенцами в Уфу приезжает большая группа саратовских геологов.

Сенченко Геннадий Степанович. Доктор геолого-минералогических наук. Единомышленник и соратник Г. В. Вахрушева и А. П. Рождественского занимался изучением морфологии, и систематики структурных форм восточной части Русской платформы, Предуральяского прогиба, их ярусности и зональности. В Саратове, начав заниматься нефтяной геологией Среднего Поволжья по аэрогеологическим программам А. И. Олли, Г. С. Сенченко продолжил эту тему и в Башкирии. Он автор более 100 научных изданий и 4 монографий.

Приехала в Уфу и группа стратиграфов:

Рождественская Анна Абрамовна, кандидат геолого-минералогических наук, крупный специалист в области изучения остракод и биостратиграфии девона. Автор многих новых видов и новой систематики остракод девона. По инициативе А. А. Рождественской был поставлен новый микропалеонтологический метод по изучению конодонтов верхнего девона. Она соавтор 3-х поколений стратиграфических схем девонских отложений Западной Башкирии и Южного Урала, член комиссии по микропалеонтологии Научного совета АН СССР, член бюро МСК по девонской системе. Автор 3-х монографий.

Чибрикова Евгения Васильевна, доктор геолого-минералогических наук, крупный специалист по стратиграфии палеозойских образований Южного Урала и Русской платформы. Признанный специалист по спорово-пыльцевому анализу, автор многих новых видов миоспор и акритархов. Труды Е. В. Чибриковой имеют фундаментальное значение и широко известны в России и за ее пределами. Является соавтором схемы стратиграфии девонских отложений Западной Башкирии и Южного Урала 4-х поколений. Автор 7 монографий. Член бюро девонской комиссии МСК России.

Краузе Сергей Николаевич. Кандидат геолого-минералогических наук. Выпускник и преподаватель Саратовского университета. В 1957 году по приглашению Г. В. Вахрушева приехал в Уфу в институт геологии БФАН СССР. В начале своей научной деятельности занимался изучением литологических и фациальных особенностей ордовикских, силурийских и нижневендских отложений западного склона Южного Урала. Позднее продолжил литолого-фациальные исследования всего палеозоя на западном склоне Башкирского Урала и в Предуральском прогибе с целью оценки возможных пород-коллекторов и непроницаемых разделов. Автор более 70 научных публикаций, в том числе 2 монографий.

Кочеткова Нина Михайловна. Кандидат геолого-минералогических наук. После окончания Саратовского университета работала в институте Арктики и Антарктики. В 1954 году приехала в Уфу, поступила в аспирантуру и защитила кандидатскую диссертацию по теме «Стратиграфия и остракоды верхнепермских отложений южных районов Башкирии». В дальнейшем все её исследования были посвящены изучению биостратиграфии остракод немых верхнепермских красноцветов, более древних осадочных и вулканогенно-осадочных образований нижней перми, карбона и верхнего девона (фамена) Урала, Приуралья и Зауралья. Результатом исследований стало выделение Гумеровского горизонта на границе девона и карбона, который вошел в стратиграфическую схему Урала. В работе по изучению остракод некоторое время вместе с Н. М. Кочетковой работала выпускница Саратовского университета С. В. Кириллина (Смирнова). Впоследствии она перешла на преподавательскую работу в Уфимский нефтяной институт (УГНТУ). *Кочеткова Н. М.* автор 4 монографий и более 150 научных изданий, организатор региональных геологических экскурсий по Предуралью.

Романов Вадим Александрович. Кандидат геолого-минералогических наук. Тектонист. Выпускник Саратовского университета в 1954 году приехал в институт геологии БФАН АН СССР. Его интересом была тектоника Южного Урала и Приуралья, палеозоя и фундамента Русской платформы с позиций мобилизма - шарьяжно-надвиговой теории строения земной коры. В соавторстве с А. И. Олли им составлена первая для Башкирии сводная тектоническая карта (1959). В. А. Романов автор более 100 научных изданий и 3 монографий.

Ишерская Марина Владимировна. Кандидат геолого-минералогических наук. Выпускница Саратовского государственного университета. Начала свою трудовую деятельность на нефтяных промыслах Башкирии. Позже перешла в Институт геологии БФАН АН СССР, где занималась изучением закономерностей распространения залежей нефти и газа, классификацией нефтяных месторождений, вопросами формирования залежей нефти и литологическими особенностями пород допалеозойского комплекса по глубоким скважинам. М. В. Ишерская автор более 70 научных изданий в том числе, 2 монографий.

Егорова Нина Петровна. Кандидат геолого-минералогических наук. Саратовский университет окончила в 1948 году. Ученица А. П. Рождественского. Аспирант, преподаватель Саратовского университета (1949–1954), зав. кафедрой Пермского государственного университета (1954–1958), зав. лабораторией БашНИПИнефти (1958–2000). Под её руководством проведено геохимическое изучение нефтеносных комплексов палеозоя и потенциально нефтепроизводящих толщ венд-риффея, разработаны геохимические и гидрогеологические критерии поисков скоплений нефти и газа, справочник по физико-химическим свойствам нефтей и пластовых вод Башкирии. Почётный нефтяник СССР. Н. П. Егорова автор 67 научных публикаций и 2 монографий. Награждена многими медалями.

Морозов Сергей Григорьевич. Доктор геолого-минералогических наук. Уроженец Саратовской области (г. Вольск). Окончил Саратовский университет (1952). Приехал в Уфу по распределению в институт УфНИИ (ныне БашНИПИнефть). Научный сотрудник, зав. лабораторией, зав. отделом поисковой и разведочной геологии. Темой его работ была стратиграфия, тектоника, литология фаций и коллекторов, перспективы нефтегазоносности рифейских, вендских и нижнепалеозойских образований Башкирии и Волго-Урала. Автор 88 печатных работ, в т. ч. 3 монографий. Награждён Почётной грамотой Президиума Верховного Совета БАССР.

Желнова Тамара Васильевна. Заведующая картографическим бюро УфНИИ-БашНИПИнефти. Ученица А. П. Рождественского. По окончании Саратовского университета приехала в Уфу по распределению. Под её руководством и непосредственном участии изготавливались все нефтяные карты платформенного палеозоя Башкирии.

Данукалов Николай Фёдорович. Выпускник Саратовского университета. Кандидат геолого-минералогических наук. Геофизик. Зав. лабораторией палеомагнетизма института геологии БФАН АН СССР. Темой его исследований было изучение геомагнитного поля Земли, главным образом в раннем и среднем палеозое, позднепалеозойская метахронная намагничённость, вопросы методики выделения синхронной намагничённости пород, разработка оригинальной аппаратуры для петромагнитных исследований. Под его руководством построены сводные и опорные палеомагнитные разрезы нижнего и среднего палеозоя Башкирского мегантиклинория, Магнитогорского мегасинклинория, Зилаирского синклинория, Полярного и Приполярного Урала, северных районов Мугоджар и Тянь-Шаня. Им уточнён вариант магнитостратиграфической шкалы палеозоя Урала в интервале кембрий-карбон. Составлен сводный палеомагнитный разрез рифея Южного Урала и вариант магнитостратиграфической шкалы рифея всего Урала. Н. Ф. Данукалов автор 2 монографий и 80 научных статей.

Яхимович Варвара Львовна. Доктор геолого-минералогических наук. С сентября 1936 года студентка Саратовского государственного университета, который окончила в 1941 году. В 1950 г. в Саратовском университете защищает кандидатскую диссертацию. До переезда в Уфу в 1953 году, так же по приглашению профессора Г. В. Вахрушева, работала в различных геологических организациях, во время войны работала в тресте «Южуралугольразведка», занималась поисками месторождений угля в Башкирии. В 1945—1946 годах с её участием было открыто восемь бурогольных месторождений: Козловское, Тюльганское, Елшанское, Матвеевское, Урман-Ташлинское и другие. За участие в открытии месторождений ей в 1950 году была присуждена Сталинская премия.

После переезда в Уфу В. Л. Яхимович занимается изучением кайнозоя. Она автор 170 научных работ, в т. ч. 19 монографий, редактор 33 монографий и сборников, автор семи статей на английском языке вышедших в Барселоне, Будапеште и др. С 1972 года председатель Волго-Уральской комиссии по изучению четвертичного периода. Научный руководитель шести кандидатских диссертаций, оппонент шести кандидатских и четырёх докторских диссертаций.

В 1934 году в Саратовском тогда педагогическом институте состоялся выпуск учителей, в числе которых была и уроженка Уфы **Чикова Ираида Васильевна.** Преподавателями выпуска были профессоры И. Б. Волченецкий, И. Т. Богословский, Н. Ф. Познанский, К. Т. Сухоруков, А. Д. Фургаев, доцент Г. Д. Лавров. После окончания института **Чикова И. В.** едет по распределению в Красноярский край на станцию Клюквенная, пос. Уяр, а в 1935 году возвращается в Уфу. Работает в средних школах, преподаёт географию. За успехи в образовании награждена медалями «За доблестный труд в годы Великой Отечественной войны 1941—1945 гг.» и «За трудовое отличие».

Князев Юрий Геннадиевич. Уроженец Уфы. Окончил университет в 1982 г. по специальности гидрология и инженерная геология. По окончании университета уехал в Якутию, в гидрогеологическую экспедицию ПГО — Якутскгеология, где проработал до 1999 года в должностях от техника-гидрогеолога до начальника отряда. В 1999 году вернулся в Уфу и поступил на работу в ОАО «Башкиргеология» где работает до настоящего времени. Занимается региональной съёмкой Южного Урала и Южного Приуралья. Автор 3-х листов Государственной геологической карты М 1:200 000 и листа Государственной геологической карты М 1:1 000 000 N-40. Награждён Почётной грамотой Министерства геологии Российской Федерации.

ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРИ РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ УФИМСКОГО «ПОЛУОСТРОВА» ПО ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ

В. И. Барышников, В. Г. Камалов

Башкирский Государственный Университет, Уфа, bvia1pgeo@yandex.ru,
ООО «Архстройизыскания», Уфа, vladimir.kamalov@list.ru

IMPORTANCE OF STRUCTURAL FEATURES AT GEOMORPHOLOGICAL ZONING OF THE UFA PENINSULA BY ENGINEERING-GEOLOGICAL CONDITIONS

V. I. Barishnikov, V. G. Kamalov

Bashkir State University, Ufa, bvia1pgeo@yandex.ru, ООО «Arhstroyizyskaniya»,
Ufa, vladimir.kamalov@list.ru

Введение

Районирование территории по инженерно-геологическим условиям предполагает иерархическую систему таксонов, обоснованно и последовательно отражающих особенности её строения:

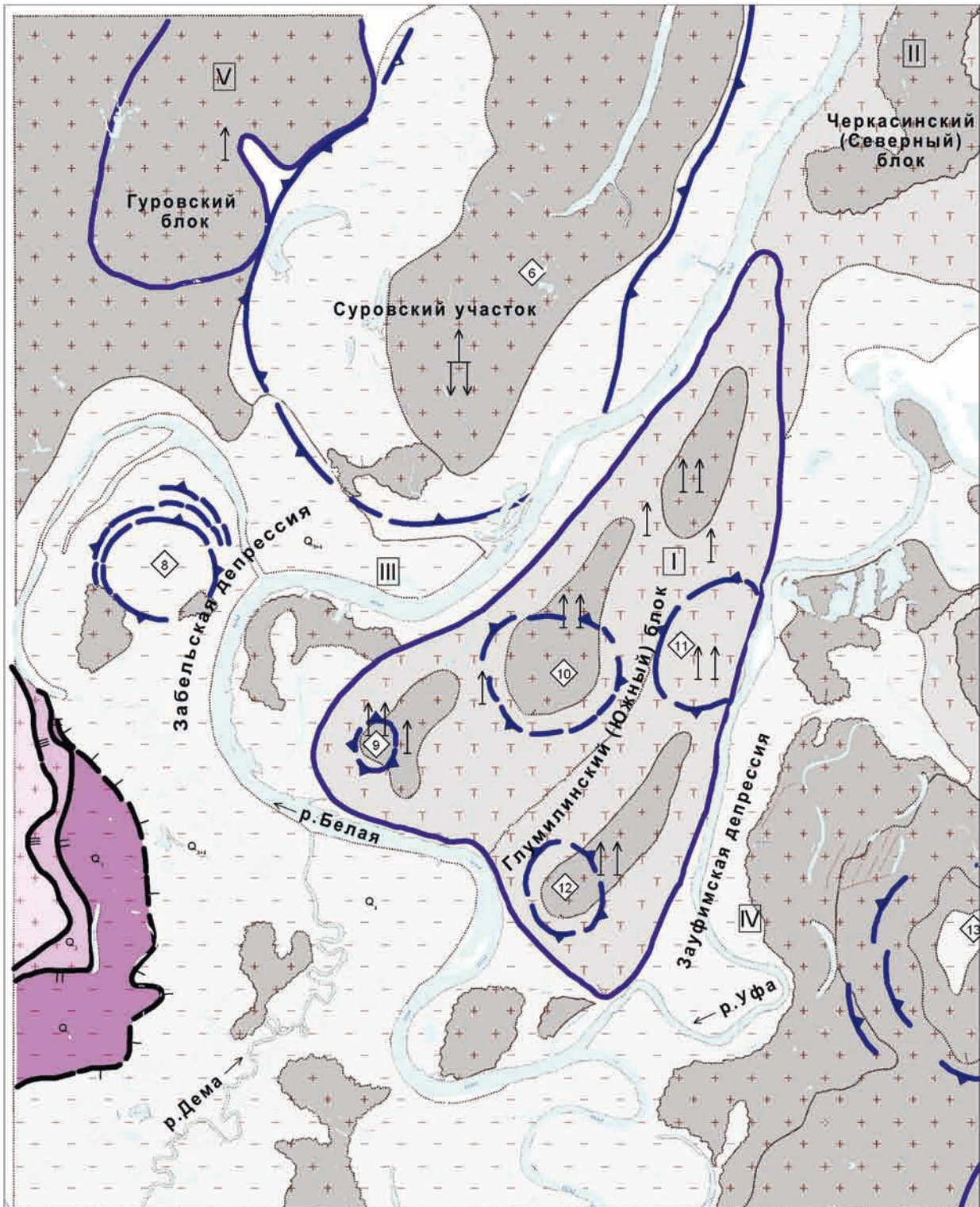


Рис.1 Фрагмент структурно-геоморфологической карты г.Уфы

Условные обозначения

Участки поверхностей:

- субгоризонтальных, поднятий (денудационное выравнивание)
- субгоризонтальных (аккумулятивное выравнивание)
- ▨ склоновых (склоновые процессы)

Террасы:

- первая надпойменная
- вторая надпойменная
- третья надпойменная

Участки погребенных очагов локального возбуждения:

- тектонические активные
- инверсионные
- ◇ номер

Структура 4 порядка:

- граница
- номер
- ↑↑ активные восходящие
- ↓ прогибание

структурно-тектоническое, геоморфологическое, литологические, разнообразие экзогенных процессов и явлений и техногенных факторов, влияющих на освоение территории [5]. В этой системе важное место занимают структурно-тектонические и геоморфологические факторы развития территории. Оба таксона связаны с геодинамической активностью территории, т. е. с активностью тектонических движений в верхней части земной коры в новейший, современный и голоценовый периоды, образующие в ней обособленные глубинные элементы, влияющие на разнообразие поверхностных форм рельефа. Выявленные в его структурном плане участки восходящих и нисходящих движений, предполагается ранжировать по их активности. Региональными и локальными признаками (индикаторами) неотектонических, современных и голоценовых движений служат геоморфологические особенности территории: строение рельефа, его типы и ярусность, генетические типы ландшафта и т. д. Стратиграфической особенностью разреза территории является практически полное отсутствие мезозойских отложений. Из кайнозойских отложений выявлены палеогеновые, неогеновые и четвертичные, комплекс которых лежит на поверхности размытых и раздробленных горизонтов пермских пород.

Рельеф

Уфимский «полуостров» и прилегающая территория в границах города (рис. 1), располагаются между реками Белая и Уфа, и, орографически, входят в Прибельскую равнину Южного Приуралья (восточная окраина Русской равнины). Рельеф полуострова эрозионно-тектонический, представлен тремя морфоструктурными образованиями — Бельско-Сутолокским и Уфимско-Сутолокским холмистыми валами, разделёнными Сутолокской депрессией синклинального типа. Морфоструктуры имеют общее северо-северо-восточное простирание. Вершины увалов пологие, с абсолютными отметками 190–250 м., и имеют водораздельное значение. Их превышение над днищами долин рек составляет около 170 м [4]. Бельско-Сутолокский увал имеет абсолютные отметки поверхности 160–212 м. Южный и северо-западный склоны первого холма увала (Случевская гора) круто обрываются в долину р. Белой, а восточный склон полого понижается в долину р. Сутолоки, с правобережья которой в массив водораздела внедряются многочисленные овраги. В средней части увала возвышается холм (Сафроновская гора) до абсолютных отметок 200 м. От него, вдоль р. Белой, на расстояние до 7 км протягивается известный в научной литературе Уфимский карстовый косогор. Рельеф косогора осложнён многочисленными карстовыми формами: воронками, провалами, слепыми оврагами. Далее за косогором абсолютные отметки поверхности рельефа снижаются до 140 м. К востоку от Уфимского карстового косогора в осевой части водораздела расположен наиболее высокий холм увала (Цесовская или Сипайловская гора) с абсолютными отметками поверхности до 212 м. Северный склон его имеет полого моноклиальный наклон. У юго-восточного подножья склона увала берёт начало р. Сутолока. В строении Уфимско-Сутолокского увала, между реками Уфа и Сутолока, выделяется несколько вытянутых холмистых поднятий. Наиболее низкий из них с абсолютными отметками поверхности 150–190 м идёт вдоль берега р. Уфы, образуя с Лагерным оврагом местный водораздел. Наиболее высокая отметка его носит название Тура-тау или Лысая гора. Другой холм (Усольская гора), вытянутый в юго-западном направлении на 5 км, имеет высоту 190–210 м. Западный склон увала, образуя в вершинной части платообразную поверхность с уклоном к югу, круто падает в нижней части к р. Сутолока. Восточный склон увала рассечён многочисленными оврагами, наиболее крупные из которых Лагерный и Золотухинский. Между оврагами прослеживается местный водораздел. Между р. Сутолокой и безымянным оврагом северо-западного простирания выделяется небольшой Троицкий холм с абсолютными отметками 140–145 м (Монумент Дружбы). Северные окончания увалов смыкаются, образуя узкую перемычку, где реки Белая и Уфа сближаются до 2 км. По этому участку проводится условно граница «полуострова».

К северу от «полуострова», в границах исследуемой территории, начинается расширение пространства между реками Белой и Уфой, где выделяются два водораздельных увала, разделённых р. Шугуровкой. Первый увал (с Курочкиной горой у его южного окончания) северо-восточного простирания расположен между реками Шугуровка и Уфа. Ширина его около 0,5 км с крутыми склонами. Второй увал вытянут между реками Белая и Шугуровка в северо-восточном направлении шириной 4,5 км. По оси его выделяются две плоские вершины с пологими склонами; южная вершина (Дежнёвская гора) с абсолютными отметками поверхности 170 м (мечеть Люля-Тюльпан), северная — 190 м. На восток от южного холма открывается обширная равнина, постепенно переходящая в долину р. Уфы. Вершины холмов отделены широкой плоской седловиной. Увал имеет продолжение до г. Благовещенска и назван В. Г. Вахрушевым Уфимско-Благовещенским [1].

Территории, лежащие к западу и востоку от полуострова, имеют эрозионно-аккумулятивный рельеф, террасовую и пологоволнистую морфологию.

Террасовый комплекс выработан эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Уфа, Белая, Дёма, формирующей его морфологию до настоящего времени (русло, низкая и высокая поймы). Низкая пойма сплошной полосой протягивается вдоль русел рек с многочисленными песчаными пляжами. На отдельных участках её ширина достигает 250 м, с абсолютными отметками поверхности 79–82 м. От высокой поймы она отделяется пологим уступом высотой до 6 м. В рельефе

высокой поймы выделяются береговые валы, озёра и впадины суффозионного происхождения, болота, старицы. Абсолютные отметки поверхности рельефа высокой поймы до 94 м. Высота уступа террасы достигает 9 м, и в ширину до 7–12 км. На террасе строятся очистные сооружения, после намыва песчано-гравийной смеси возводятся жилые районы (Сипайлово, Кузнецовский Затон, Затон-Восточный, Инорс, Забелье), разрабатываются карьеры, сооружаются дамбы для защиты от паводков. Первая надпойменная терраса (I НПТ) с абсолютными отметками поверхности 94–110 м и шириной до 8 км отделяется от высокой поймы уступом до 9 м, который на отдельных участках подвержен оврагообразованию (с. Миловка). Поверхность террасы имеет наклон в сторону реки и осложнена озёрами, карстово-суффозионными воронками и локальными понижениями. I НПТ в правобережье р. Белой отсутствует. Она не отмечается по левому берегу р. Уфы в пределах города и по правому берегу, до микрорайона Шакша. II НПТ отделяется от первой уступом 3–5 м. Поверхность её ровная с абсолютными отметками 110–130 м. Рельеф осложнён большим количеством воронок карстово-суффозионного и просадочного происхождения. III НПТ – эрозионная, поверхность её волнистая и наклонена к реке, уступ к второй террасе сглажен, в рельефе выражена слабо, абсолютные отметки её поверхности 130–150 м. Правый берег р. Белой в пределах города высокий. Нижняя часть берега более крутая и сильно изрезана короткими оврагами с крутыми бортами. В северной части склон берега более пологий (Дежнёво), расчленён отложениями корытообразными лощинами, в низовьях которых идёт развитие оврагов. Верхняя часть правого берега р. Уфы пологая, а средняя и нижняя – крутые до обрывистых. [2, 4] Долины рек Сутолоки и Шугуровки схожи и имеют характерный асимметричный профиль, с многочисленными оврагами по бортам. На протяжении 6–7 км дно долин падает на 60–70 м.

Геоморфологические особенности

История развития современного рельефа «полуострова» начинается с позднеолигоцен-миоценового времени, первого цикла неотектонического этапа. В этот период происходит интенсивная денудация – в позднем олигоцене, размыв и расчленение рельефа, в миоцене формирование поверхности выравнивания – закладывается озёрно-аллювиальная равнина. Ранний плиоцен: территория высоко приподнята, идёт врезание гидрографической сети, заложение основных морфоструктур II порядка. Конец плиоцена: начинается погружение территории, накопление кинельских отложений и ингрессия акчагыльского моря, формирование наложенных отрицательных морфоструктур и позднеплиоценовой поверхности выравнивания. Поздний акчагыл: новые фазы поднятий и регрессия моря. Вторая половина нижнего плейстоцена: регрессия акчагыльского моря, возобновление разработки речной сети, формируется русло и долина Пра-Белой. В верхнем плейстоцене формируются речные террасы. [6]

На изучаемой территории по генетическим признакам выделяются три типа рельефа [2, 4, 6]:

- структурно-денадационный;
- денудационно-аккумулятивный;
- эрозионно-аккумулятивный.

Структурно-денадационный тип рельефа: морфологически – это водораздельное плато и склоны рек Белой и Уфы по поверхности пермского комплекса, перекрытого четвертичными отложениями. Абсолютные отметки поверхности рельефа 160–220 м. Отдельные вершины водораздельных увалов и холмов (гор) прилегающей к «полуострову» северной части территории достигают 250 м.

Денудационно-аккумулятивный тип рельефа – это пологоволнистая равнина, сформировавшаяся на морских, озёрных, аллювиальных отложениях кинельской свиты и, частично, на породах уфимского яруса, перекрытых четвертичным субстратом. Она занимает водораздельные поверхности и пологие склоны с абсолютными отметками 150–180 м, (долины р. Сутолоки и р. Шугуровки).

Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа распространён на левобережных террасированных комплексах долин рек Белой и Уфы, сложенных четвертичными аллювиальными, озёрными и делювиальными отложениями по неогеновым и нижнепермским породам (карбонаты и сульфаты соликамского и иренского горизонтов).

В настоящее время на территории создаётся техногенно-аккумулятивный рельеф (засыпка карстовых воронок и провалов, оврагов, озёр, площадной намыв участков песчано-гравийной смеси) и техногенно-эрозионный (проходка каналов, траншей, котлованов и т. д.).

Тектоника и неотектоника

В структурно-тектоническом плане изучаемая территория расположена на юго-восточной окраине надпорядковой структуры – Восточно-Европейская платформа (ВЕР). В формировании палеозойского структурного этажа территории наиболее активно участвовали герцинские и альпийские циклы тектогенеза. Герцинский цикл характерен тем, что весь период его действия в палеозойском комплексе платформы шло формирование крупной структуры I порядка – Волжско-Камской антеклизы. В мезозое Волжско-Камская антеклиза уже имела признаки морфоструктурного строения. К концу герцинского цикла антеклиза приобрела структурный облик, схожий с современными очертаниями. В альпийский цикл глыбовые перемещения по разломам, вызванные тангенциальными

сжатиями, завершили оформление её структур, доведя в неогеновое время их тектоническую выраженность до современного вида [7].

Начало неотектонического этапа относится к верхнему олигоцену. Граница миоцена и плиоцена важный период в структурном и геоморфологическом развитии региона. В это время произошёл активный всплеск вертикальных подвижек земной коры, приведший к амплитудному воздыманию территории – до 200 м в районе Уфимского полуострова. Движения носили двойственный характер – региональный и локальный. Региональные движения на рубеже миоцена и плиоцена перестраивали речную сеть и закладывали морфоструктуры II порядка, в том числе и Камско-Бельскую депрессию с её структурным элементом Благовещенской впадиной, в срединной части которой расположен Уфимский полуостров [6]. Локальные движения разбили впадину на структуры более высокого порядка.

Так, в структурном плане галогенной части кунгурских отложений выделяется группа куполовидных форм с резко выраженными крутыми крыльями, названная Уфимским гипсовым поднятием [1]. Это антиклинальная структура 4 порядка, которая в свою очередь, имея сложное строение, делится на два блока 5 порядка: Глумилинский (Южный) и Черкасинский (Северный). Блоки осложнены более мелкими поднятиями и погружениями 6 порядка. Положительные структуры (валы): Бельско-Сутолокский, Уфимско-Сутолокский, Бельско-Шугуровский, Уфимско-Шугуровский. Отрицательные структуры: Сутолокская (по Ожигановой-синклиналь), Шугуровская, Забельская, Зауфимская.

В юго-западной части района работ, прослеживается антиклинальное поднятие, на котором выделяются два куполовидных поднятия с абсолютной высотой 110 м. Южнее с. Михайловка вырывается поднятие с абсолютной высотой 130 м. На северо-западе района работ, южнее д. Кумлекль, фиксируется поднятие с абсолютной высотой 100 м.

В голоценовую эпоху активно и дифференцированно продолжаются восходящие движения в районе полуострова. На современном этапе тектогенеза территория Уфимского полуострова характеризуется как участок наиболее интенсивных поднятий [3]. Уфимские отложения, облекающие рельеф подстилающих галогенных пород, постоянно испытывают их деформирующее воздействие, сопровождающееся процессами гидратации ангидритов, течением и карстованием гипсов. Признаки постседиментационного дробления шешминских и более молодых напластований постоянно открываются в обнажениях котлованов выбираемых под строительство высотных (16–30 этажных) зданий. Это разнообразные структурно-тектонические формы – микрограбены и горсты, сбросы и взбросы, лежащие складки, микронадвиги, соляные диапиры и др.

Следует отметить, что структурный план галогенных кунгурских отложений имеет полное или частичное несоответствие со структурами подстилающих пород.

Заключение

Для района Уфимского «полуострова» выявляется длительная и унаследованная подвижность земной коры, имеющая древнее заложение и восходящую направленность, дифференцированно проявляющаяся через ряд периодов. Движения постепенно приводят полуостров к распаду на блоки различного порядка, имеющие отличительное структурное и геоморфологическое строение.

По результатам выполненных работ составлена структурно-геоморфологическая карта масштаба 1:50 000, где отражена, дифференцировано (до 6 порядка), структура верхней части земной коры с выделением обособленных геолого-тектонических элементов, образующих основные формы современного плана. Выделение структур основывается на данных разнонаправленных движениях земной коры в позднем кайнозое, выявленных с применением различных методов (линеamentный и морфоструктурный анализы по материалам аэро – и космосъёмке, картографические методики, геодезические данные, типизации геологических разрезов). Полученные базовые структурные и геоморфологические таксоны позволяют детализировать районирование территории по геологическому строению, экзогенным и техногенным процессам с составлением паспорта района (участка, площадки и т. д. в зависимости от масштаба изучения).

Литература

1. Вахрушев Г. В. Неотектоника и современные карстовые провалы в Западной Башкирии. Сб. №2. Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа. 1968. с. ?
2. Гумеров А. Г., Имаев Е. А. Геологическое строение района города Уфы. Отчет Чесноковской поисково-съёмочной партии по результатам работ за 1959–1960 гг. Уфа, 1961 (Башгеолфонд).
3. Журенко Ю. Е. Основные итоги изучения голоценовых и современных тектонических движений Западной Башкирии. В кн. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, БФ АН СССР, ГГИ, 1960. С. 245–256.
4. Мартин В. И., Орехов Б. И. и др. Сводный отчет Башкирской комплексной гидрогеологической станции по изучению режима подземных вод и процессов карстообразования на Уфа-Бельском междуречье за период с 1943 по 1969 гг. Уфа, 1969 (Башгеолфонд).

5. Осипов В. И. Инженерно-геологические и геоэкологические особенности территории г. Москвы. Проектные и изыскательские работы в строительстве. 6.2008. С. 21 – 33.
6. Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М. Наука. 1971. 303 с.
7. Хачатрян Р. О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. Москва, «Наука», 1979. 171 с.

О ПОДТОПЛЕНИИ ЗАСТРОЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

А. М. Бондаренко

Саратовский государственный технический университет имени Гагарина Ю. А., г. Саратов, bondaram@sstu.ru

ON SUBMERGENCE OF BUILT-UP AREAS

A. M. Bondarenko

Saratov State Technical University named after Yu. A. Gagarin, Saratov, bondaram@sstu.ru

Развитие урбанизированных территорий неизбежно сопровождается развитием процесса подтопления этих районов грунтовыми водами, который наносит значительный экономический ущерб в связи с затоплением земель, подвалов, коммуникаций и т. п. Оценка подъема уровня грунтовых вод для осуществления мероприятий защиты от подтопления является одной из важных неотложных задач, которые должны решаться в процессе эксплуатации городских и промышленных территорий. При долгосрочном прогнозировании наиболее вероятных уровней грунтовых вод (УГВ) рекомендуется выполнять комплексную оценку гидрогеологических и иных условий, при которых развивается процесс подтопления. В первую очередь, систематизируется имеющийся фактический материал по оценке природных и техногенных факторов и источников подтопления. При этом к анализу привлекается максимально возможное количество геологических разрезов и гидрографов подземных вод, построенных по данным не только режимной гидрогеологической сети, но и ведомственных организаций, проводивших инженерно-геологические изыскания на рассматриваемой территории. Степень подтопления территории изучается не только по фондовым материалам, но и по результатам натурного обследования местности. Строится карта фактического материала с нанесением всех скважин. Далее выявляются причины возникновения подтопления с привлечением к анализу следующих карт: литологической, кровли водоупора, гидроизогипс, водонесущих коммуникаций жилых и промышленных районов застройки. Совместное рассмотрение этих материалов должно показать, как на неблагоприятные по подтоплению природные условия могут накладываться техногенные условия эксплуатации территории. При оценке возможной подтопляемости наряду с качественным анализом ситуации рекомендуется использовать и количественные показатели нарушенности естественного режима грунтовых вод. При этом исследуются не только ряды значений среднегодовых уровней, но и ряды $\Delta H_i = H_{i+1} - H_i$, полученные по разностям среднегодовых уровней, смежных в многолетнем ряду [1]. Характер изменчивости этих величин дает представление о влиянии техногенных факторов подтопления. Степень нарушенности режима уровней грунтовых вод можно хорошо отражается в такой количественной характеристике, как коэффициент корреляции между разностями среднегодовых уровней смежных лет $R_{i,i+1}$. Если нарушения естественного режима носят систематический (не случайный) характер, то этот коэффициент возрастает. В качестве достаточно чувствительного критерия нарушенности естественного режима грунтовых вод рекомендуется произведение, связывающее по модулю $r_{i,i+1}$ и наиболее вероятную разность смежных среднегодовых уровней $\Delta H_{50\%}$: $N_r = |R_{i,i+1} \cdot \Delta H_{50\%}|$. Этот статистический критерий позволяет выполнить районирование территории по степени нарушенности естественного режима грунтовых вод. Карты, построенные на этом этапе работ, как правило, приводят к выводу о преобладающем значении техногенных причин и источников подтопления.

Расчет подъема грунтовых вод в заданный прогнозный период может выполняться по данным наблюдений за составляющими водного баланса подземных вод и с учетом их динамики во времени и пространстве. Однако *балансовый* метод в условиях урбанизированных территорий дает слишком приближенные результаты. С другой стороны, применение коррелятивных зависимостей в рамках *статистического* метода целесообразно для мелиоративных площадок, на которых организованы наблюдения за уровнями грунтовых вод, дренажным стоком, потерями на инфильтрацию и влажностью. Рекомендуется отдать предпочтение *гидродинамическим* методам расчета, которые позволяют вычислять прогнозируемые уровни в опорных точках данной территории при опреде-

ленной схематизации природных условий. При этом решаются двумерные задачи нестационарной фильтрации. Расчетные формулы мощности грунтовых вод, подъем которых вызван дополнительной (техногенной) инфильтрацией, в общем виде могут быть описаны выражением $h = h_e + \Delta h$ [2]. В этой формуле h_e – начальная мощность грунтовых вод до начала дополнительной инфильтрации, $\Delta h = \omega_o \cdot \varphi(x, y, t)$ – повышение уровня грунтовых вод в точке с координатами x и y в декартовой системе координат в момент времени t при дополнительном инфильтрационном питании ω_o . Вид функции $\varphi(x, y, t)$ зависит от расчетной схемы. Для гидродинамического расчета необходимы следующие параметры: момент начала подтопления t_o , мощность грунтовых вод до начала развития подтопления h_e , модуль дополнительной инфильтрации ω_o , коэффициент фильтрации k_ϕ и коэффициент водоотдачи (недостатка насыщения) μ . Определение прогнозных величин УГВ таким методом довольно трудоемко, поскольку опирается на результаты дорогостоящих инженерно-геологических изысканий. Если на исследуемой территории в течение ряда лет выполнялись наблюдения за УГВ, то для оценки динамики процесса подтопления может быть применен упрощенный способ с простой схематизацией природных условий, когда принимается незначительная изменчивость фильтрационных свойств грунтов в пространстве и во времени, незначительная изменчивость мощности водоносных пород. Предполагается также неограниченность гидрогеологических пластов в плане и свободная поверхность грунтовых вод (безнапорность), на которую поступает дополнительное инфильтрационное питание. Такая схематизация природных условий залегания грунтовых вод вызывает повышение уровня только с двумя основными параметрами расчета μ и ω_o : $\Delta h = (\omega_o / \mu) \cdot \Delta t$. В этой формуле Δh – изменение уровня грунтовых вод за период Δt (в метрах), Δt – прогнозный интервал времени (сутки); ω_o – модуль дополнительной инфильтрации (м/сут на 1 м² свободной поверхности грунтовых вод); μ – недостаток насыщения грунтов. При долгосрочном вероятностном расчете рекомендуется принимать временной интервал равный годовому интервалу, то есть 365 сут. Рекомендуемый упрощенный расчет не учитывает фактора разгрузки грунтовых вод, завышая рост уровней грунтовых вод и соответственно уменьшая в некоторой степени время наступления подтопления, то есть носит упреждающий характер.

Рекомендуемый метод оценки повышения УГВ и времени подтопления (года подтопления) предусматривает предварительный расчет за многолетний период наблюдений наиболее вероятной разности среднегодовых уровней смежных лет ($\Delta h_{50\%}$) для каждой из скважин с явно нарушенным уровнем режимом. Значения $\Delta h_{50\%}$ рекомендуется определять графически или аналитически с использованием эмпирических кривых функций вероятности (обеспеченности) разностей среднегодовых уровней грунтовых вод [1]. Эту наиболее вероятную величину 50%-й обеспеченности нужно использовать для определения отношения основных параметров ω_o и μ обратным расчетом: $\omega_o / \mu = \Delta h_{50\%} / 365$. Определение отношения параметров, а не каждого параметра в отдельности, избавляет от необходимости проведения детальных дорогостоящих изысканий по оценке коэффициентов фильтрации грунтов (соответственно и недостатка насыщения μ) в полном объеме. При этом нет необходимости в приближенной оценке дополнительной инфильтрации ω_o , которую рекомендуют в слишком широком диапазоне в зависимости от условий застройки и освоения территории [2]. Вычисленные отношения используются для прогнозного расчета среднегодовых уровней грунтовых вод. Прогнозные уровни грунтовых вод можно *корректировать* в каждой расчетной точке, если параметры ω_o и μ оптимизируются в расчетной схеме по всей территории. Неполная адекватность принятой модели и расчетных геофильтрационных схем природным и техногенным условиям подтопления определяет отклонения (δ_i) рассчитанных уровней грунтовых вод от фактических значений уровней, используемых при оптимизации параметров. Эти отклонения следует учесть с обратным знаком в каждой расчетной точке по формуле $\Delta h' = \Delta h \pm \delta$.

Время наступления подтопления, а вернее интервал времени, в течение которого уровень грунтовых вод достигнет критического значения, в рассматриваемой схеме расчета рекомендуется вычислять по формуле: $t_{кр} = (h_o - h_{кр}) / (365 \cdot k)$, где $t_{кр}$ – время подтопления в годах, отсчитываемое от начального года прогнозного расчета; $k = \omega_o / \mu$ – отношение, полученное обратным расчетом для наиболее вероятного повышения УГВ 50%-й обеспеченности; $h_{кр}$ – заданная критическая глубина грунтовых вод, h_o – начальная среднегодовая глубина залегания грунтовых вод, зафиксированная в гидрогеологической скважине, 365 – число дней в году. Под *критической* глубиной залегания грунтовых вод принято понимать такую глубину залегания, при которой данная точка местности будет определена как подтопленная точка. Критическая глубина зависит от глубины заложения подземных коммуникаций подтапливаемых сооружений, а также от назначения используемых земель [2]. Задавшись расчетным периодом для картографирования времени подтопления (например, 3 или 5 лет), изучаемая территория может быть районирована по потенциальной подтопляемости грунтовыми водами. В этом случае рекомендуется картировать время потопления в годах, отсчитываемое от года прогнозирования, с выделением потенциально неподтопляемых и потенциально подтопляемых районов в заданные расчетные периоды.

Литература

1. Бондаренко А. М. Показатель нарушенности естественного режима грунтовых вод // Известия Саратовского университета. Саратов, 2008, С. 6–7.
2. Прогнозы подтопления и расчет дренажных систем на застраиваемых и застроенных территориях. Справочное пособие к СНиП. М.: Стройиздат, 1991, 273 с.

О МЕТОДОЛОГИИ РЕКОНСТРУЦИИ РЕЛЬЕФА ПРОШЛЫХ ЭПОХ

Бутвиловский В. В.

Лейбниц-Институт полимерных исследований, Германия; КузГПА, Россия,
wladimirbutwilowski@googlemail.com

METHODOLOGY FOR THE RECONSTRUCTION OF RELIEF FROM PAST ERAS

Butvilovsky V. V.

Leibniz Institute of Polymer Research Dresden, Germany; KusGPA, Russia,
wladimirbutwilowski@googlemail.com

Реконструкции рельефа суши обычно сводятся к выяснению характера расчлененности и примерной высоты территории на основе изучения отложений, образовавшихся за счет сноса с этой территории (<http://www.eligiblelatinos.com/paleograf/geo58.htm>). В геоморфологических справочниках понятие «рельеф реконструированный» определяют как «древний рельеф, в частности погребенный, восстанавливаемый по ряду геологических данных (анализ мощностей отложений, фаций, гранулометрического и петрографического состава и др.)» [1, с. 111]. «Древний рельеф» (палеорельеф) – рельеф земной поверхности минувших геологических эпох; или – ранее существовавший рельеф» [1, с. 70]. Если принято понятие «древний рельеф», то логично предполагать и необходимость «современного рельефа». И такое понятие было введено в обиход. К сожалению, это тот случай, когда логика заводит в тупик. Такое происходит тогда, когда исходная предпосылка неверна. Палеорельефа, как объективной реальности, не существует. Отмечу, что в других науках подобных терминов («палеолитосфера» или «палеовещество») не предлагают, нет там также и «современной литосферы». Но геоморфологи весьма изобретательны. Понятию «современный рельеф» они придают значения видного, дневного, наземного, существующего одновременно с абстрактным наблюдателем в ту или иную эпоху и т. д. Утверждается, что современный нам рельеф – тот рельеф, который можно наблюдать в настоящее время. При этом он является гетерохронным образованием. Это очевидная истина и никто из геоморфологов не думает иначе [2]. Зачем же в данном случае обозначение «современный»? Ведь слово «современный» используется для того, чтобы обозначать вещи, возникающие в настоящий момент («современные процессы») или соответствующие требованиям настоящего момента («современная техника»), или сосуществующие во времени («современники») (<http://dic.academic.ru/dic.nsf/ushakov/1033518>). Поэтому и не спорят о том, современные ли орудия труда каменного века, средневековья или 19-го столетия. Геологи также, к примеру, не утверждают, что слагающие местность горные породы кембрия, триаса или плиоцена являются современными. Полагаю, что лояльность Н. А. Флоренсова [3, с. 19] – «поскольку язык геоморфологии... очень условен, то в этом условном языке выражение «современный рельеф» имеет все права гражданства» – в данном случае нецелесообразна. Почему в той же геологии нет подобных условностей, хотя изучение литосферы имеет сходные методологические проблемы?... Из-за такой лояльности имеем мы то, что имеем: «скептическое отношение к геоморфологии и ее возможностям в решении геологических и других задач» [4, с. 69].

На мой взгляд, достаточно двух общих понятий: «актуальный рельеф» и «рельеф реконструированный» – первый как объективная реальность, изучаемая нами непосредственно; второй как виртуальная реальность, реконструируемая для той или иной эпохи прошлого. «Актуальный» обозначает насущный, действительный, соответствующий состоянию на настоящий момент (<http://ru.wiktionary.org/wiki/>); «реконструированный рельеф» предлагаю понимать как воссозданный, восстановленный, вычисленный и представленный в виде графического (виртуального) изображения. Чтобы реконструировать рельеф, надо сначала определиться, что такое рельеф и выяснить как он образуется и развивается. Свойства рельефа достаточно подробно рассмотрены в специальной монографии [5]. Они позволяют достаточно объективно выявлять структуру и функцию рельефа и создают основу его реконструкции для геологического прошлого и будущего.

Термин «рельеф» понимают по разному [1]. Считаю, что вполне эффективны представления основоположников геоморфологии, которые определяли рельеф как совокупность всех форм твердой земной поверхности – неровных и ровных. Это определение требует уточнений, но суть

рельефа оно отражает. Итак, примем, что рельеф есть внешний облик-состояние и конфигурация твердой земной поверхности. Объяснение этого первичного геоморфологического понятия дополняется тремя определениями [5]:

- рельеф есть внешний облик-состояние и конфигурация твердой земной поверхности, каждая точка которой количественно оценивается тремя координатами пространства;
- внешний облик-состояние есть воспринимаемые и измеряемые геометрические и физические свойства земной поверхности;
- конфигурация есть совокупность различно ориентированных и различно наклонных плоских геометрических фигур (элементов рельефа), составляющих земную поверхность.

Рельеф состоит из множества различных элементов (склонов), каждый из которых имеет своё образование и развитие. Примем, что «образование» есть появление-возникновение («рождение») элемента (объекта) как части некоего целого. Образование элемента рельефа происходит особым способом, в результате чего объект приобретает свой «генезис» и «возраст» (в смысле «даты рождения»). Генезис есть способ возникновения объекта посредством некоторого движущего фактора среды. Он выражается в геометрических соотношениях текстур—структур горных пород и форм поверхностей; тем самым может быть достаточно точно и однозначно «измерен» и установлен. Образуются элементы рельефа двумя главными способами: отложением твердых частиц, составляющих собою седиментационную поверхность (СП), конформную структуре накопленной толщ; и разрывом-перемещением толщ горных пород, выдвигающих дизъюнктивную (деструктивную) поверхность (ДР), дисконформную структуре этих пород [5]. Возраст элемента рельефа — это место элемента в пространственно-временной последовательности расположения до и после созданных элементов. Последовательности элементов объединяются в геоморфологическую хронологическую шкалу — порядок «раньше-позже» без количественного определения насколько раньше или позже [6]. Возраст элементов рельефа сопоставляется с определенными подразделениями геоморфологической хронологической шкалы и может быть также скоррелирован с возрастными подразделениями геохронологической шкалы или с абсолютным датированием горных пород [5].

«Развитие» есть существование элемента (объекта) в условиях внешней среды и его определенное реагирование на их изменения. Это адекватное реагирование состоит обычно из последовательной смены состояний и положений объекта, называемой «процессом развития» [7]. Процесс — последовательность состояний уже возникшего объекта. Развитие свойственно всему времени существования элемента рельефа, который при этом обязан сохранять свои основные признаки (генезис и возраст) несмотря на все внешние изменения и свою реакцию на них. Эмпирически известно, что рельеф твердой земной поверхности развивается двумя главными способами: отрывом, сносом (удалением) частиц вещества с одних ее участков и накоплением этих частиц на других участках. Эти процессы всегда разобщены в пространстве, ибо там, где идет снос (денудация), там одновременно не может быть накопления (аккумуляции). Это аксиома морфогенеза [5]. Она подводит к необходимости выделения в рельефе двух противоположных друг другу процессов развития склонов: процессов сноса (денудации) и накопления (аккумуляции) [2; и др.].

Рассмотрев все возможные варианты развития дизъюнктивного (деструктивного) рельефа (ДР) для идеальных условий денудации, можно придти лишь к одному: развитие ДР возможно лишь при равном горизонтальном отступании каждой своей точки [5]. Только такая кинематика не противоречит принятому и логически обоснованному статусу ДР, законам сохранения энергии и массы, механики и кинематики. Этот закон обуславливает способность деструктивных склонов сохранять посредством денудации свою первично образованную форму (наклон и экспозицию) и пространственно-временные соотношения (структуру), т. е. оставаться подобным (но не равным) самим себе, перемещаясь в пространстве. Второй закон гласит, что с более крутых склонов денудировается всегда более мощный слой (D) горных пород, чем одновременно с более пологих выше-ниже расположенных, причем толщина этого слоя прямо пропорциональна синусу угла наклона склона и определяется формулой $D = S \cdot \sin a$, где S — величина горизонтального денудационного перемещения склона, и a — угол наклона склона. Он уточняет первый и обосновывает возможность создания в структуре рельефа латеральных «несогласий», локально искажающих самоподобную конфигурацию элементов рельефа в ходе развития ДР, к примеру, когда нижерасположенный, но более крутой склон при смене типа процесса денудации может начать отступать быстрее, чем вышерасположенный, или когда более крутой смежный по латерали склон денудировается и отступает быстрее. При этом статус ДР не нарушается (он остается дисконформным к текстуре горных пород, и на нем не возникает аккумуляции). Нетрудно увидеть, что с учетом местных условий данные законы позволяют и качественно, и количественно оценивать развитие ДР и его пространственные перемещения как для будущего времени, так и для прошлых эпох. Иначе говоря, они являются методологической основой виртуальных реконструкций деструктивного рельефа. Принципиальная схема реконструкции ДР представлена на профилейной модели (рис. 1).

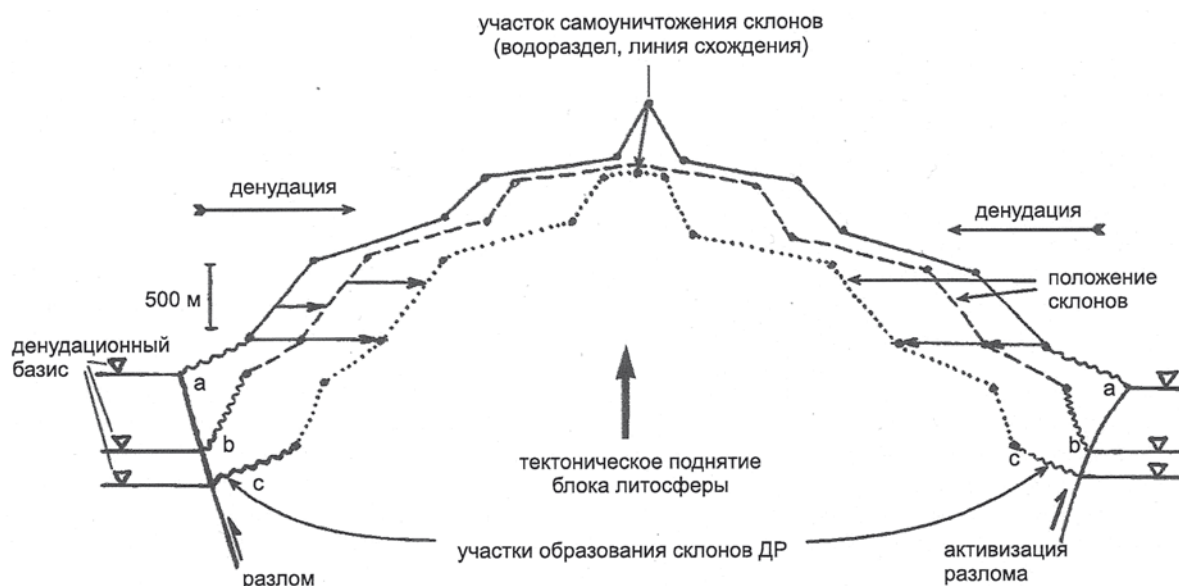


Рис. 1. Модель образования и развития элементов ДР; а, b, с – последовательность образования и местоположения склонов (а древнее b, b древнее с; с – актуальный рельеф, b и а – виртуальные реконструкции рельефа)

Развитие СР в принципе аналогично и происходит при непрерывной аккумуляции или уплотнении седиментов равным вертикальным повышением (понижением) каждой своей точки [5]. При этом седиментационные элементы рельефа перемещаются (повышаются или понижаются) в пространстве параллельно самим себе и тем самым, так или иначе, сохраняется их самоподобие с момента образования. Из законов их развития также следуют возможности качественных и количественных виртуальных реконструкций СР [5].

Итак, рельеф как объективная реальность состоит из разных элементов (склонов) и представляет собой гетерогенное и гетерохронное образование. Одни его подразделения (деструктивные склоновые пояса, седиментационные морфокомплексы) образовались раньше, другие позже (соответственно принципу Докучаева: ниже-моложе) [5]. После образования шло развитие элементов рельефа, более длительное у древних, меньшее – у более молодых. При этом все они испытали соответствующие пространственные перемещения: деструктивные склоны, подвергаясь денудации, перемещались по латерали от места своего образования в сторону водоразделов; седиментационные склоны понижали свою поверхность, оставаясь на месте до тех пор пока конформные им седименты не снесены денудацией, после чего и подстилавший их деструктивный склон вовлекался в общий процесс денудационного сноса и отступления в сторону прилегающего водораздела. Тем самым, большинство элементов актуального рельефа в настоящее время находятся вовсе не в том месте, где они образовались, а в том месте, куда их переместила денудация, причем каждый склон на свое, отличное от других расстояние, определяемое скоростью и длительностью денудации (возраст склона, устойчивость подстилающих горных пород, условия внешней среды).

Обозреваемые нами актуальный рельеф и горные породы – это «миражи» прошлого. Образно говоря, они напоминают звездную картину неба: мы видим на самом деле не расположение звезд, а местоположения точек их излучения, дошедшего до нас от разноудаленных звезд за различное время (за тысячи и миллионы лет). Истинное положение звезд или галактик в настоящий момент неизвестно, его необходимо реконструировать, ибо в том месте, где мы сейчас видим свет звезды, этой звезды уже давно нет, она переместилась на некоторое расстояние, которое можно в принципе рассчитать, зная законы движения небесных тел. Иначе говоря, мы видим места, где были звезды раньше, а не те, где они есть сейчас. В актуальном (реальном) рельефе – всё наоборот: мы видим, где элементы рельефа находятся сейчас, а должны узнать, где они были раньше, откуда «пришли» или куда «уйдут». Для этого и нужны виртуальные реконструкции рельефа прошлых и будущих времен. Всё это имеет прикладное значение, к примеру, для оценки перспектив террасоувалов, педиментов и пологих долинообразных участков (так называемых древних долин) на россыпи и металлоносные коры выветривания. В частности, в горах юга Сибири выделено множество фрагментов поверхностей выравнивания, террасоувалов и пологих приводораздельных долинообразных участков, которые считаются перспективными на полезные ископаемые [8]. Однако поисковые работы в пределах этих участков далеко не всегда оказываются успешными. Почему? Очевидно потому, что поисковики не задумываются о возможном изменении местоположения этих пологонаклонных форм. В том месте, где они находятся сейчас, их не было в прошлые эпохи; они, также как и содержащиеся в их пределах полезные ископаемые, закладывались на большем удалении от водо-

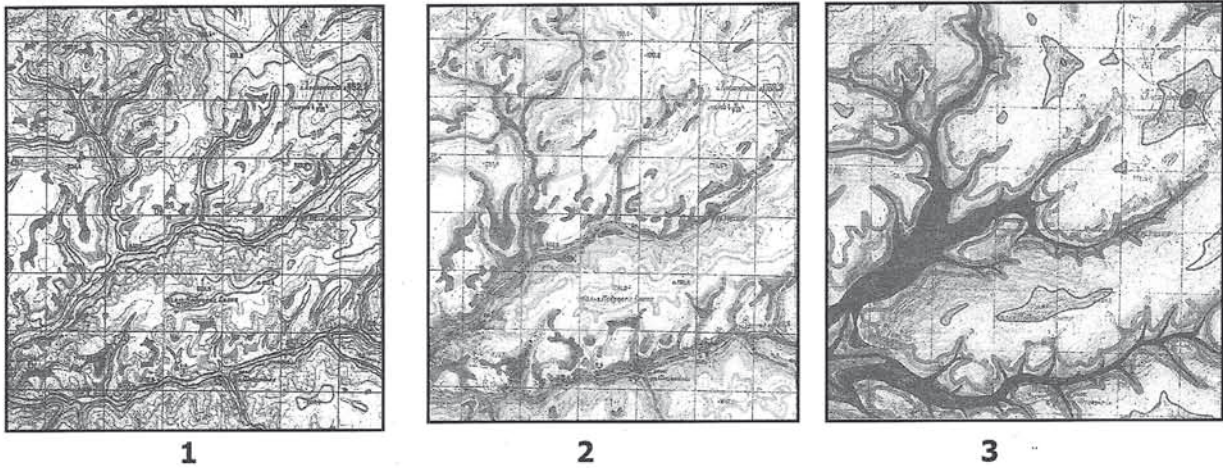


Рис. 2. Геоморфологическая карта бассейна р. Ортон (Горная Шория) и карты реконструированного рельефа

(1. актуальный рельеф; реконструкции: 2. на поздний плиоцен; 3. на поздний эоцен)

разделов; причем, чем древнее террасоувал или педимент, тем больше было это удаление. К примеру, палеогеновый долинообразный участок в период своего образования должен был находиться в 2–5 км ниже по течению от того места, где он находится сейчас. В любом случае, после своего образования его борта и днище подвергались эрозии и денудации. За счет этого участок не мог оставаться на месте и в результате «уходил» в сторону и вверх по течению от того места, где образовался, оставив там и созданное россыпное месторождение. Отсюда следует: чтобы более эффективно вести поиск экзогенных месторождений, необходимо сначала реконструировать рельеф на те или иные эпохи, благоприятные для образования месторождений, и определить исходные местоположения вмещавших их элементов рельефа и их соотношения с актуальным рельефом.

Такая работа была проведена для нескольких районов Кузнецкого Алатау и Горной Шории, для которых была сначала закартирована структура актуального рельефа и на этой основе составлены карты виртуального (реконструированного) рельефа на поздний плиоцен и на поздний эоцен (рис. 2). Реконструированные местоположения склоновых поясов врезания и выполаживания (педиментов), эрозионных террасоувалов и подрезов определялись исходя из законов самоподобного параллельного отступления деструктивных склонов, из средних скоростей денудационного сноса и обусловленного им латерального отступления, выведенных из региональных эмпирических данных.

Важное значение имеет точность и репрезентативность эмпирических данных. Сравнивая строение и высоты террасоувалов в горах Енисейского кряжа Ю. С. Будилин [9] определил, что величина денудации пологих ($3-4^\circ$) террас, образованных в конце неогена на кристаллических сланцах протерозоя за время плейстоцена не превышает 3–6 м (0,003–0,006 мм/год); для миоценовых террас она составляет около 12–20 м (0,002–0,004 мм/год). Отсюда легко вычислить величину латерального отступления склонов за эти периоды: величину слоя денудации разделить на синус угла 3 и 4° . Итак, в течение плейстоцена (примерно за 1 млн. лет) пологие площадки и более крутые ($8-10^\circ$) борта долин отступили по латерали на 43–128 м, за плиоцен-плейстоцен (5 млн. лет) – 173–425 м; средние скорости латерального отступления составляют соответственно 0,04–0,13 мм/год и 0,03–0,08 мм/год. Для низкогорья и среднегорья Горного Алтая мною получены сходные данные [5]. При расчетах величин латеральных перемещений элементов рельефа предлагается использовать средние величины скоростей денудационного отступления. Для них и следует определять местоположение виртуальных границ элементов, но при поисковых работах целесообразно учитывать возможные отклонения этих границ соответственно данным об установленных здесь максимальных и минимальных скоростях денудации. Исходя из имеющихся данных, ширина возможного отклонения границ от среднего составляет в среднегорье Алтае-Саянской области ± 800 м для позднего эоцена, ± 100 м для позднего миоцена и ± 30 м для позднего плиоцена.

Предстоит еще большая работа по определению абсолютных и относительных скоростей денудации в тех или иных условиях, для тех или иных участков рельефа. И это возможно при методически правильных исследованиях. Необходимость таких исследований оправдывается их практической эффективностью. Уже первый опыт реконструкций рельефа позволил объяснить, к примеру, многие особенности размещения и изменения продуктивности россыпных месторождений исследованных районов Горной Шории [8].

Литература

1. Терминология общей геоморфологии / авт. Д. А. Тимофеев, Г. Ф. Уфимцев, Ф. С. Онухов / М.: Наука, 1977. 200 с.

2. Проблемы теоретической геоморфологии / Симонов Ю. Г., Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф. и др. / М.: Наука, 1988. 256 с.
3. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
4. Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978. 240 с.
5. Бутвиловский В. В. Введение в теоретическую геоморфологию — альтернативные представления. Новокузнецк: Изд-во КузГПА, 2009. 185 с.
6. Салин Ю. С. К истокам геологии. Хабаровск, 1989. 257 с.
7. Советский энциклопедический словарь / под. ред. А. М. Прохорова/. М.: Изд-во «Советская энциклопедия», 1981. 1600 с.
8. Бутвиловский В. В., Аввакумов А. Е., Гутак О. Я. Россыпная золотоносность гор юга Западной Сибири: историко-геологический обзор и оценка возможностей // Новокузнецк: Кузбасская государственная педагогическая академия, 2011. 241 с.
9. Будилин Ю. С. О сохранности россыпей высоких террас и глубине денудации склонов долины р. Енашино (Енисейский край) за четвертичный период // Труды ЦНИГРИ, вып. 79. М.: 1968. С. 332–336.

НИВАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАКАМЬЯ

Г. Ш. Валиуллина

Набережночелнинский институт социально-педагогических технологий и ресурсов,
Набережные Челны, VGS.80@mail.ru

NIVAL RELIEF ON THE TERRITORY OF ZAKAMYE

G. Sh. Valiullina

Naberezhnochelninsky institute social-pedagogical technologies and resources,
Naberezhny Chelny, VGS.80@mail.ru

Склоны речных долин и уступы разновысотных поверхностей выравнивания исследуемой территории содержат яркие морфологические черты проявления — *нивации*, комплекс процессов, вызывающих разрушение и снос пород вокруг и под относительно неподвижными снежными пятнами. Нивальные формы рельефа достаточно широко представлены на востоке Русской равнины. Они описаны на территории Татарстана В. Н. Сементовским [1], на Приволжской возвышенности А. П. Дедковым [2], Г. И. Лотоцким [3], для всего региона — Г. П. Бутаковым [4] и, особенно детально на Вятско-Камском междуречье — Л. Р. Терентьевой [5].

Индикационным признаком нивальных образований служит, прежде всего, их форма. Для морфологической характеристики нивальных форм нами использован коэффициент изометричности, предложенного Ю. Г. Симоновым [6]. Среди разнообразных форм нивального рельефа в Закамье, как и на территории Вятско-Камского междуречья [5], представлены: западины и чаши; ниши; лотки; ложбины; цирки и нивальные комплексы.

Нивальные западины и чаши. Это наиболее мелкие формы рельефа, созданные нивацией. На картах масштаба 1 : 25 000 они не выявляются и, лишь в редких случаях, об их развитии можно догадаться по своеобразному очертанию горизонталей — рисунок смежных горизонталей на каком-то участке склона, как правило, в его прибровочной части, приобретает правильные сегментные очертания, ограничиваясь с внешних сторон (вниз и вверх по склону) линиями спрямленных горизонталей [5]. Они имеют овальные или округлые очертания (рис.1).



Рис. 1. Нивальные чаши и ниши, вложенные в склон нивального лотка
(на правом склоне долины р. Зыча)

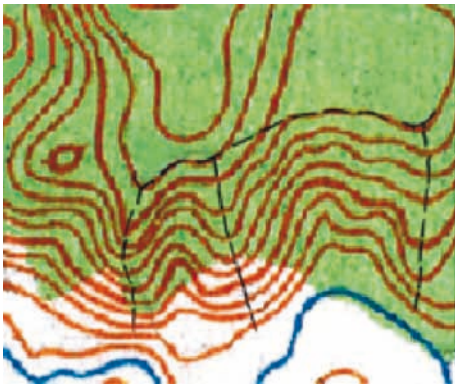


Рис. 2. Нивальная ниша около д. Новоникольск

Ширина западин на территории Закамья составляет первые десятки метров и обычно не превышает 20 м, чаш – достигает 60–80 м. Глубина вреза тех и других не превышает 5,8 м, составляя в среднем 2,0–3,55 м. Коэффициент изометричности нивальных западин составляет 0,45–0,68 (удлиненные и нормально удлиненные формы), реже 0,8 (слабо удлиненные формы).

Ниши – нивальные формы, которые представляют собой незначительное углубление на склоне или у подножия возвышенности. Они встречаются отдельно или, чаще всего, как составные части более сложных форм (нивальных цирков и комплексов) [5]. Нивальные ниши хорошо картируются на крупномасштабных картах – 1 : 25 000 и 1 : 50 000 (рис. 2).

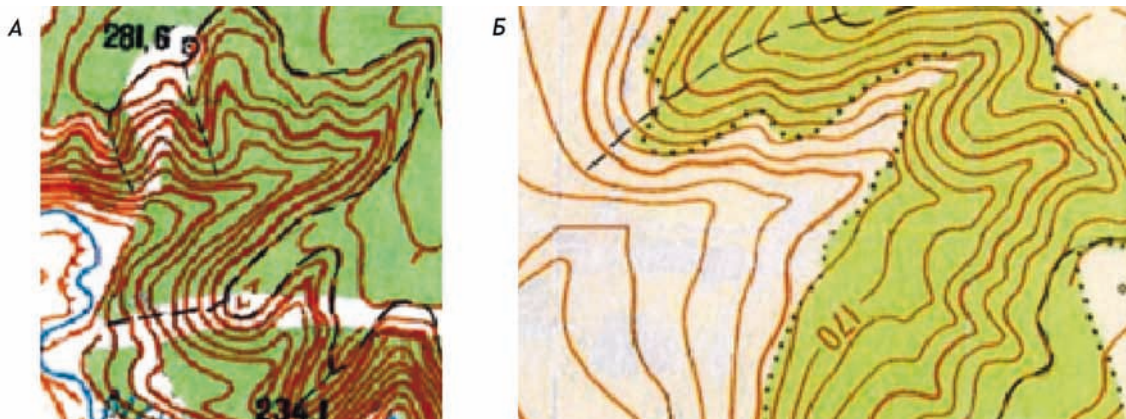
На территории Закамья ширина нивальных ниш изменяется в пределах 150–250 м, иногда достигает 500 м, в среднем 310 м. Коэффициент изометричности составляет 0,8–1,25 (от слабо удлиненных до слабо расширенных форм), реже – 2,8 (сильно расширенные). Наиболее чаще нивальные ниши встречаются на территории Центрального Закамья, а на территории Западного Закамья они отсутствуют. На территории Центрального Закамья площадь нивальных ниш колеблется в пределах 0,13–0,56 км², а на территории Восточного Закамья площадь нивальных ниш меньше и составляет в среднем 0,12 км². В большинстве случаев нивальные ниши приурочены к склонам ЮЗ, Ю и З экспозиций, реже ЮВ.

Лотки (рис. 3) – это наиболее широко распространенные нивальные формы в пределах исследуемого района. Встречаются в виде изолированных единичных форм, а также как составные элементы более крупных и сложных нивальных образований (цирков, комплексов).

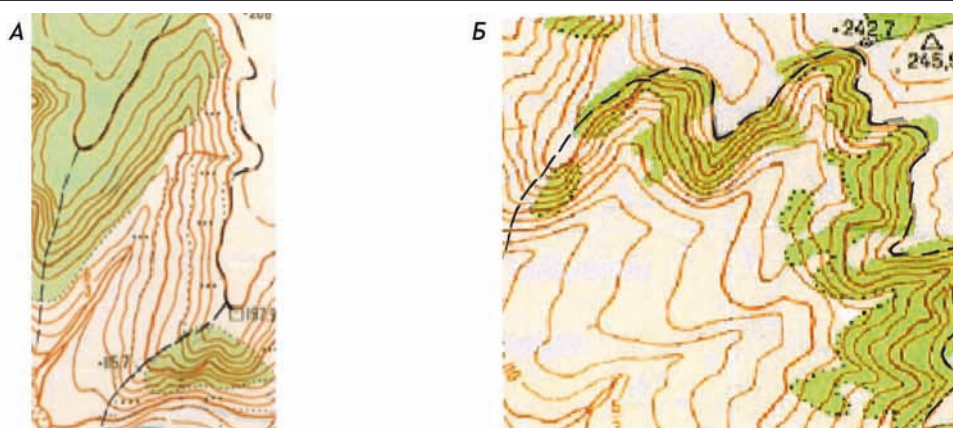
На территории Закамья лотки приурочены к правобережью таких рек, как Зай, Шешма, Мензеля, Ик. Ширина лотков колеблется в пределах 300–450 м, иногда достигает 850 м (в Центральном Закамье), а в среднем 500 м. Максимальная длина лотков равна 2750 м, минимальная – 420 м, в среднем – 850 м. Коэффициент изометричности нивальных лотков в пределах исследуемой территории составляет от 0,3 до 1,1 (от сильно удлиненных до слабо расширенных форм), а в среднем значение коэффициента изометричности по территории Закамья составляет 0,6 (нормально удлиненные формы). Площадь нивальных лотков по территории Закамья изменяется незначительно, но максимальна в Центральном Закамье.

Ложбины (рис. 4а) – это формы, участие нивальных процессов в образовании которых, помимо геоморфологических признаков, убедительно может быть доказано только геологическими данными. Наибольшее распространение нивальные ложбины получили на территории Центрального Закамья и в пределах Восточного Закамья. По показателям коэффициента изометричности нивальных ложбин по исследуемому региону они относятся к удлиненным и сильно удлиненным формам, иногда к нормально удлиненным формам (0,75). Площадь нивальных ложбин изменяется по региону в пределах 0,34–0,67, реже достигают 2,1. Глубина вреза составляет 60 м.

Нивальные ложбины по своей морфологии мало отличаются от ложбин и балок, сформированных эрозионной деятельностью временных водотоков. Однако, как отмечает Л. Р. Терентьева [5], две морфологические особенности этих форм нельзя объяснить проявлением только эрозии временных водотоков. Первая из этих особенностей – их размеры. Глубина, ширина и морфологический облик этих форм однозначно свидетельствуют о глубоком преобразовании первичного эрози-



А – правобережье р. Мензеля к ю-в от д. Дусюмово; Б – правобережье р. Степной Зай к с-в от д. Утяшкино
Рис. 3. Нивальные лотки



А – Нивальная ложбина вблизи д. Добромыш; Б – Нивальный цирк около д. Новое Маврино
Рис. 4. Нивальные формы рельефа

онного облика этих форм другими процессами, особенно склоновыми, в том числе, и нивальными. Другим, более явным, признаком участия в образовании описываемых форм нивальных процессов является наличие у некоторых из них булавовидных расширений в истоках.

Цирки – это более крупные, чем ниши, нивальные образования, отличающиеся высоким коэффициентом изометричности. Л. Р. Терентьева [5] по морфологии выделяет два типа цирков. Цирки первого типа в исследуемом районе не выявлены.

На исследуемой территории широко представлены цирки второго типа. По своим размерам они наиболее крупные, в поперечнике достигают до 1,0 км и более. Для цирков второго типа характерно хорошо выраженная бровка уступа, ограничивающего цирк. Высота ее колеблется от 20 до 60 м. Она, как правило, извилиста, вследствие неодинаковой длины нивальных лотков, ложбин, формирующих цирк (рис. 4б). Ширина нивальных цирков в Закамье составляет от 0,4 – 0,75 км до 1,0 – 1,25 км. Коэффициент изометричности изменяется в пределах от 0,68 – 1,08 до 1,57, представляя собой от слабо расширенных до расширенных форм. Размеры их колеблются от 0,5 – 0,75 до 1,0 – 1,3 км². Глубина вреза цирков составляет в среднем 60 м. Широкое развитие описываемый тип цирков получил на территории Восточного и Центрального Закамья.

Нивальные комплексы наиболее крупные и сложные по строению формы, в образовании которых, помимо нивации, принимали участие и другие рельефообразующие процессы. По своей морфологии нивальные комплексы, как и цирки, Л. Р. Терентьева [5] делит на два типа. Нивальные комплексы – это крупные понижения, имеющие овальную конфигурацию, достигающие в поперечнике до 2 км и более. Ниши, лотки, ложбины и разделяющие их гребни веерообразно сходятся в наиболее низкую часть днищ комплексов, формируя своеобразные узлы схождения составных элементов нивальных комплексов. На исследуемой территории этот тип нивальных форм практически отсутствует.

В исследуемом районе второй тип нивальных комплексов представлен совокупностью лотков и ложбин, а также более мелких нивальных форм, трансформирующих морфологию исходных склонов на протяжении нескольких километров. Склон, осложненный таким комплексом, приобретает столь специфические морфологические черты, что мы сочли возможным [7] дополнить существующую генетическую классификацию склонов еще одним типом – *нивальным*. Данный тип наиболее развит в пределах Центрального и Восточного Закамья.

Как видно из вышеприведенного описания, нивация в исследованном районе привела к образованию разнообразных по размерам и морфологии форм рельефа. Она всегда сопровождалась определенной долей участия тех или иных рельефообразующих процессов. Поэтому выделение из описанных форм чисто нивальных, созданных с явным преобладанием нивации, связано с определенной трудностью. Критерием для их дифференциации по главенствующему формообразующему процессу может служить $K_{из}$. Чисто теоретически формы, образованные с доминирующим влиянием нивации, должны в той или иной форме наследовать конфигурацию снежников. В комплексе изометричных форм они должны укладываться в 4 – 7 классы (нормально-удлиненных – $K_{из} = 0,6 – 0,79$; слабо удлиненных – $K_{из} = 0,8 – 0,9$; изометричных – $K_{из} = 1$; слабо расширенных – $K_{из} = 1,01 – 1,25$).

Сводная морфометрическая характеристика нивальных форм рельефа Закамья приведена в таблице 1. $K_{из}$ западин, ниш и небольших цирков тяготеет к изометричным, напоминающим овальные и округлые формы, снежникам. Не исключая участие других рельефообразующих процессов, можно полагать, что основным формоопределяющим процессом в их образовании была нивация. При образовании более крупных форм (лотков, ложбин и цирков), помимо эрозии, определенное участие принимали и другие процессы – солифлюкция, делювиальный смыв. Их, в отличие от преимущественно нивальных форм, следуют отнести к эрозионно-нивальным.

Таблица 1

Значение коэффициента изометричности ($K_{из}$) нивальных форм рельефа исследуемой территории

Нивальные формы	Значение $K_{из}$ и орогидрографические районы		
	Западное Закамье	Центральное Закамье	Восточное Закамье
Западины	—	0,68	—
Ниши	—	1,25	1,02
Цирки	—	0,68	1,08
Лотки	0,58	0,58	0,62
Ложбины	0,35	0,46	0,40

Вопрос о возрасте нивальных форм Закамья остается пока открытым. Г. П. Бутаков [4] полагал, что на востоке Русской равнины они сформировались в эпохи позднеплейстоценовых оледенений. Л. Р. Терентьева [5] основное время образования нивальных форм Вятско-Камского района связывает с эпохой калининского оледенения. По ее мнению, в это время произошел глубокий (микулинский) эрозионный врез, создавший благоприятные геоморфологические предпосылки для накопления снежников. Действительно, днища многих нивальных форм сливаются с поверхностью II надпойменной террасы в единый геоморфологический уровень, и наблюдается еще более низкий уровень, как бы вложенный в поверхность второй террасы. Образование нижнего уровня нивальных форм Л. Р. Терентьева [5] связывает со временем ошастковского оледенения. Подобное наблюдается и в рассматриваемом регионе. Вопрос о двукратном оживлении нивальных процессов в позднем плейстоцене, на основе геоморфологических данных, решается будто положительно. Однако вопрос установления времени образования конкретной нивальной формы без надежной геологической основы не всегда решается однозначно.

Литература

1. Сементовский В. Н. Закономерности морфологии платформенного рельефа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1963. 170 с.
2. Дедков А. П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Поволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970. 256 с.
3. Лотоцкий Г. И. О нивальных процессах в Саратовском правобережье // Вопр. геоморфологии Поволжья. Саратов, 1978. Вып 2(5). С. 48–51.
4. Бутаков Г. П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань, 1986. 144 с.
5. Терентьева Л. Р. Нивальные формы рельефа на территории Удмуртии: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Казань, 2006. 25 с.
6. Симонов Ю. Г. Морфологический анализ рельефа. М.; Смоленск: Изд-во Смолен. гуманитар. ун-та, 1998. 272 с.
7. Валиуллина Г. Ш., Илларионов А. Г. Плейстоценовое перигляциальное рельефообразование на территории Закамья Республики Татарстан // Вестн. Удм. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2010. Вып.4. С. 126–136.

СТРУКТУРА РЕГИОНАЛЬНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ОКИ

А. В. Водорезов, М. М. Комаров, В. А. Кривцов

Рязанский государственный университет имени С. А. Есенина, Рязань, v.krivtsov@rsu.edu.ru

STRUCTURE OF REGIONAL MORPHOLOGICAL COMPLEXES IN THE MEDIUM FLOW OF RIVER OKA

A. V. Vodorezov, M. M. Komarov, V. A. Krivtsov

Ryazan State University name for Esenin, Ryazan, v.krivtsov@rsu.edu.ru

В ландшафтоведении достаточно успешно развивается направление, изучающее состав, соотношение площадей, размеров и взаимное расположение связанных в процессе развития элементов, образующих сложные «сочетания» — комплексы и (или) системы разного ранга. При этом, как правило, подчеркивается большая, а часто решающая роль рельефа в формировании структуры почвенно-растительных и природно-территориальных комплексов любой территории [5]. Это объясняется тем, что именно рельеф оказывает решающее влияние на распределение энергии и вещества в пределах земной поверхности. Кроме того, рельеф и литогенная основа являются наиболее стабильными («консервативными») компонентами природных комплексов, вследствие чего все остальные компоненты «привязаны» к ним. Следовательно, изучение морфологической структуры рельефа может стать основой для объективного выделения природно-территориальных комплексов разного ранга.

В 1998 г. нами в качестве одного из вариантов регионального геоморфологического анализа было предложено изучение региональных морфологических комплексов (РМК) [1]. В нашем понимании, региональный морфологический комплекс – это территориально целостное, исторически сложившееся сочетание форм рельефа характерного внешнего облика, созданное соответствующими экзогенными рельефообразующими процессами в пределах определенных морфоструктур и сохраняющее в той или иной мере черты, унаследованные от реликтовых морфологических комплексов. Последующие наши работы показали, что для каждого из основных и осложняющих их малых РМК характерна своя внутренняя пространственная структура, которая определяется составом, соотношением площадей, размеров и взаимным расположением морфогенетических и морфологических элементов, связанных между собой в процессе их развития [2, 3].

Отсчет истории развития РМК существующих ныне в бассейне среднего течения р. Оки, очевидно, следует вести с конца плиоцена, так как именно в это время начинают формироваться современные морфоструктуры [2, 3]. К этому времени относятся как общее поднятие территории, так и дифференцированные движения отдельных блоков земной коры, происходивших на фоне эти поднятий, которые и обусловили появление Среднерусской возвышенности, Окско-Донской равнины, Мещерской низины и относительно более мелких неровностей в их пределах. Неоднократные кардинальные изменения климата в четвертичное время, в свою очередь, определили набор и интенсивность экзогенных процессов, сформировавших в пределах региональных морфоструктур соответствующую морфоскульптуру. Общее поднятие и дифференцированные движения земной коры определили относительную высоту местных базисов денудации для каждой из морфоструктур, что в свою очередь, повлияло на интенсивность проявления соответствующих экзогенных процессов в их пределах. Нами установлена высокая линейная зависимость между средней высотой поверхности основных и малых РМК, являющейся показателем амплитуды неотектонических движений, и показателями, характеризующими структуру РМК (табл. 1, 2) [3, 4].

Среднерусский РМК, сформировавшийся в пределах Среднерусской возвышенности, и отличающийся максимальной для региона общей величиной поднятия, характеризуется абсолютным преобладанием междуречий (90% от всей его площади), которые образованы почти исключительно поверхностями ледниковой аккумуляции днепровского возраста, переработанными последующими

Таблица 1

Доля морфологических элементов в пределах РМК

Название РМК	Поверхности междуречий и надпойменных террас						Склоны эроз. форм крутизной более 8°	Днища долин (пойма, включая русла и старицы)	Днища балок
	Плоские (0–0,5°)	Почти плоские (0,5–1°)	Пологие (1–2°)	Пологонаклонные (2–4°)	Слабо покатые (4–6°)	Покатые (6–8°)			
	%	%	%	%	%	%	%	%	
1. Среднерусский	4,0	23,3	41,2	20,5	3,4	0,6	2,0	3,9	1,0
1.1. Пронско-Донской	5,8	18,2	38,7	23,8	3,7	0,7	2,1	5,9	1,0
1.2. Михайлово-Зарайский	0,5	32,0	44,4	13,5	2,6	0,8	1,8	3,4	1,0
1.3. Михайлово-Рязанский	3,5	39,8	32,0	15,0	1,4	0,9	1,2	5,1	1,0
1.4. Пронско-Рязанский	2,8	13,9	43,5	26,1	4,3	1,2	1,4	5,7	1,0
2. Окско-Донской	31,3	30,1	17,7	6,0	1,6	0,4	1,4	10,5	0,9
2.1. Раново-Пронский	29,6	33,9	16,8	5,9	1,3	0,2	1,3	10,0	0,9
2.2. Нижнепронский	17,6	31,3	27,0	10,1	1,3	0,5	1,3	9,9	0,9
2.3. Пара-Пронский	25,5	30,9	24,5	7,1	0,7	0,3	1,1	8,8	1,0
2.4. Хупта-Пара-Воронежский	38,8	28,3	18,3	5,4	1,7	0,1	1,1	5,2	1,0
2.5. Пара-Цнинский	31,8	27,1	24,3	8,5	2,0	0,6	1,5	3,1	1,0
2.6. Тырницко-Цнинский	28,1	26,8	27,5	8,2	2,8	0,6	1,2	3,7	1,0
2.7. Окско-Цнинский	40,7	28,4	18,1	5,6	1,0	0,2	1,3	3,8	0,8
2.8. Ермишинский	18,7	36,6	23,3	8,8	2,0	0,5	1,3	7,8	0,9
2.9. Окско-Мокшинский	0,0	0,0	3,8	1,2	0,1	0,1	0,4	94,4	0,0
2.10. Цнинско-Мокшинский	26,2	21,9	23,8	7,3	1,2	0,3	1,3	17,1	0,8
3. Мещерский	59,9	13,6	6,9	2,5	0,4	0,1	0,4	16,0	0,2
3.1. Тумско-Куршинский	75,2	13,8	5,4	1,1	0,2	0,2	0,5	3,3	0,3
3.2. Сынтульский	45,0	21,8	16,7	6,6	1,0	0,1	0,8	7,1	0,7
3.3. Ковров-Касимовский	26,3	31,3	23,8	6,4	1,9	1,2	3,7	4,2	1,1
3.4. Приокский	84,7	7,4	5,2	1,6	0,1	0,1	0,2	0,6	0,0
3.5. Пранско-Приокский	83,1	9,1	2,1	2,0	0,1	0,1	0,4	3,0	0,0
3.6. Окский	0,0	0,0	1,0	0,3	0,1	0,1	0,3	98,2	0,0
3.7. Клепиковское поозерье	66,5	4,5	5,5	3,0	0,9	0,2	0,1	19,3	0,0
3.8. Константиновский	10,2	25,6	42,9	8,6	4,1	0,9	2,3	4,3	1,0
3.9. Вожский	58,6	23,2	7,0	1,8	0,2	0,1	0,6	7,6	0,8

Таблица 2

Морфогенетическая структура РМК на территории Рязанской области

Региональные морфологические комплексы	Общая площадь		Поверхности ледниковой аккумуляции днепровского возраста, переработанные последующими процессами		Поверхности водно-ледниковой аккумуляции днепровского возраста, переработанные последующими процессами		Субаральными процессами		Пойма, включая русла и старицы		I надпойменная терраса (поздневалдайская)		II надпойменная терраса (ранневалдайская)		III надпойменная терраса (московская)		террасовал		поверхности озерно-аллювиальной аккумуляции в долинах		Поверхности биогенной аккумуляции (торфяники)		Эрозивно-денудационные поверхности (склоны долин, оврагов и прилегающие к ним пологие склоны крутизной более 8°)		Поверхности дельтавно-аллювиальной аккумуляции (длина балок)					
	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%		
1. Среднерусский	7197	6410,8	89,1	1,0	201,3	2,8	102,3	1,4	51,5	0,7	16,6	0,2	51,9	0,7	7,1	0,1	1,4	0,0	254,8	3,5	28,1	0,4								
1.1. Пронско-Донской	4338	3798,1	87,6	1,3	142,8	3,3	62,9	1,4	42,4	1,0	14,6	0,3	24,0	0,6	7,1	0,2	1,4	0,0	168,5	3,9	18,5	0,4								
1.2. Михайлово-Зарайский	795	746,7	93,9	0,0	15,6	2,0	8,5	1,1	2,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	20,0	2,5	1,9	0,2								
1.3. Михайлово-Рязанский	1059	962,6	90,9	1,3	23,6	2,2	14,6	1,4	6,8	0,6	2,0	0,2	4,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	28,2	2,7	2,8	0,3								
1.4. Пронско-Рязанский	1005	903,4	89,9	0,0	19,3	1,9	16,3	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	23,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	38,1	3,8	4,9	0,5								
2. Окско-Донской	21864	10346,1	47,3	28,4	1942,0	8,9	1026,9	4,7	1007,5	4,6	711,7	3,3	40,0	0,2	20,8	0,1	155,1	0,7	340,7	1,6	51,3	0,2								
2.1. Раново-Пронский	2229	430,6	19,3	54,7	173,7	7,8	144,3	6,5	88,7	4,0	129,8	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	35,1	1,6	7,4	0,3								
2.2. Нижнепронский	1894	1399,8	73,9	0,0	135,7	7,2	84,5	4,5	106,4	5,6	116,5	6,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	45,8	2,4	5,1	0,3								
2.3. Пара-Пронский	1662	1122,1	67,5	8,1	115,7	7,0	36,1	2,2	87,8	5,3	121,1	7,3	4,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	36,0	2,2	3,7	0,2								
2.4. Хупта-Пара-Воронежский	4117	3208,6	77,9	10,7	152,8	3,7	121,0	2,9	80,7	2,0	48,0	1,2	10,4	0,3	8,2	0,2	1,0	0,0	34,8	0,8	12,5	0,3								
2.5. Пара-Цнинский	2195	1823,3	83,1	7,0	59,4	2,7	44,9	2,0	70,5	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	33,4	1,5	5,7	0,3								
2.6. Тырлицо-Цнинский	1279	1060,0	82,9	10,0	10,5	0,8	10,4	0,8	44,1	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,7	1,8	3,7	0,3								
2.7. Окско-Цнинский	3385	965,5	28,5	59,4	47,1	1,4	123,5	3,6	94,2	2,8	0,0	0,0	25,1	0,7	12,6	0,4	3,0	0,1	95,6	2,8	6,8	0,2								
2.8. Ермишинский	1856	296,8	16,0	53,2	39,6	2,1	209,8	11,3	139,1	7,5	92,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	19,8	1,1	3,8	0,2								
2.9. Окско-Мокшинский	950	0,0	0,0	0,0	876,8	92,3	37,6	4,0	11,3	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	1,0	0,0	0,0								
2.10. Цнинско-Мокшинский	2297	39,4	1,7	13,2	330,7	14,4	214,8	9,4	284,7	12,4	204,3	8,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	16,5	0,7	2,6	0,1								
3. Мещерский	10525	772,9	7,3	13,2	2177,9	20,7	898,7	8,5	2874,5	27,3	1214,8	11,5	21,5	0,2	265,0	2,5	813,3	7,7	95,7	0,9	5,0	0,0								
3.1. Тумско-Куршинский	2090	0,0	0,0	28,3	71,9	3,4	155,7	7,5	539,3	25,8	631,7	30,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	0,1	0,7	0,0								
3.2. Сынтупский	503	31,4	6,2	73,0	30,4	6,1	8,9	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	21,5	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	8,1	1,6	0,4	0,1								
3.3. Ковров-Касимовский	888	547,5	61,7	10,9	133,0	15,0	31,5	3,5	0,0	0,0	8,9	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	66,1	7,4	2,3	0,3								
3.4. Приокский	1793	0,0	0,0	0,0	4,0	0,2	179,5	10,0	888,8	49,6	343,4	19,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0								
3.5. Приокско-Приокский	2275	0,0	0,0	0,0	101,7	4,5	424,4	18,7	1346,5	59,2	180,3	7,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0								
3.6. Окский	1854	0,0	0,0	0,0	1789,4	96,5	20,6	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0								
3.7. Клепиковское поозерье	335	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0								
3.8. Константиновский	201	164,1	81,6	0,0	0,8	0,4	1,6	0,8	1,9	0,9	15,7	7,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	16,1	8,0	0,8	0,4								
3.9. Вожский	586	29,9	5,1	56,3	46,7	8,0	76,5	13,0	98,0	16,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,6	0,8	0,6	0,1								

Примечание: площади пойм и надпойменных террас даны в таблице без учета площади, занятой торфяниками

субаэральными процессами. Поверхности водно-ледниковой аккумуляции здесь локальны (1% всей площади) и встречаются в виде небольших «пятен» площадью от 6 до 27 км². В пределах междуречий по площади преобладают пологие (1–2°) и пологонаклонные (2–4°) придолинные их участки. На долю субгоризонтальных (с наклоном менее 1°) приводораздельных участков междуречий приходится 27,3% всей их площади (табл. 2). Поверхности аллювиального и озерно-аллювиального генезиса занимают почти 6% общей площади РМК. Эрозионно-денудационные поверхности (склоны долин, балок, оврагов крутизной более 8°) занимают 2% от общей площади РМК. Около 1% площади РМК приходится на днища балок.

Окско-Донской РМК, занимающей северную (окскую часть) Окско-Донской равнины, испытавший менее значительное (на 40–50 м) по величине суммарное поднятие по сравнению со Среднерусским РМК, отличается меньшей долей междуречий (76%). Сами междуречья здесь представлены как поверхностями ледниковой аккумуляции (47,3% от всей их площади), тяготеющих к относительно приподнятым участкам, так и поверхностями водно-ледниковой аккумуляции (28,4%), занимающих пониженные участки. По площади преобладают субгоризонтальные поверхности (61,4% площади РМК). На долю придолинных поверхностей крутизной от 1 до 8° (крутизной менее 1°) приходится 25,7% всей площади междуречий. Поверхности аллювиального и озерно-аллювиального генезиса занимают 22,5% площади РМК. Почти в два раза, по сравнению со Среднерусским РМК, здесь снижена доля склонов. Появляются значительные по площади участки биогенной аккумуляции.

Мещерский РМК, испытавший наименьше по величине суммарное поднятие с плейстоцена, характеризуется преобладанием по площади поверхностей аллювиального и озерно-аллювиального генезиса (более 75% от общей площади РМК), занимающих сейчас большую часть междуречий, а также повышенной, по сравнению с другими РМК, долей пойм и поверхностей биогенной аккумуляции. Этот РМК отличается самой низкой долей склонов долин и балок с наклоном более 8° (0,4% от его общей площади).

Результаты выполненных нами работ показывают:

- для каждого РМК характерна своя собственная пространственная структура, которая определяется составом, соотношением площадей, размеров и взаимным расположением морфоэлементов, связанных между собой в процессе их развития;
- различия в структуре РМК возникают в результате неодинакового проявления экзогенных рельефообразующих процессов в пределах региональных морфоструктур, развивавшихся в разном режиме и испытавших неодинаковое по величине суммарное поднятие;
- изучение структуры РМК позволяет устанавливать условия формирования морфоскульптуры с соответствующими морфологическими и морфометрическими особенностями в пределах региональных морфоструктур, а также прогнозировать тенденции развития конкретных РМК.

Результаты изучения внутренней структуры РМК и выполненное с их учетом детальное геоморфологическое районирование бассейна среднего течения р. Оки послужили основой для составления ландшафтной карты на территорию Рязанской области [4].

Литература

1. Кривцов В. А. Рельеф Рязанской области (региональный геоморфологический анализ). Рязань: Изд-во РГПУ им. С.А. Есенина, 1998. 195 с.
2. Кривцов В. А., Водорезов А. В. Особенности строения и формирования рельефа на территории Рязанской области: Монография; Ряз. гос. ун-т имени С. А. Есенина. Рязань, 2006. 279 с.
3. Комаров М. М., Кривцов В. А. К вопросу о структуре морфологических комплексов (на примере региональных морфологических комплексов Рязанской области) // Российский научный журнал. 2009. № 2(9). С. 225–235.
4. Кривцов В. А., Тобратов С. А. и др. Природный потенциал ландшафтов Рязанской области: Монография; Ряз. гос. ун-т имени С. А. Есенина. Рязань, 2011. 746 с.
5. Солнцев Н. А. Избранные труды. Учение о ландшафте. М.: Изд-во МГУ, 2002. 396 с.

ПОДХОДЫ К РАЙОНИРОВАНИЮ АНТРОПОГЕННОГО РЕЛЬЕФА (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ)

А. В. Водорезов, В. А. Кривцов

Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина, Рязань, a.vodorezov@rsu.edu.ru

ANTHROPOGENIC RELIEF ON THE TERRITORY OF RYAZAN REGION: DIVIDING INTO DISTRICTS

A. V. Vodorezov, V. A. Krivtsov

Ryazan State University name for Esenin, Ryazan, a.vodorezov@rsu.edu.ru

В основу системы геоморфологического районирования территории Рязанской области, В. А. Кривцовым положено выделение региональных морфологических комплексов (РМК), представляющих собой «территориально целостные исторически сложившиеся сочетания форм рельефа

характерного внешнего облика, созданных в разное время соответствующими экзогенными процессами в пределах определенных морфоструктур и сохраняющие в той или иной степени черты, унаследованные от реликтовых морфологических комплексов» [2]. При среднемасштабных исследованиях, выделяются геоморфологические области, районы и подрайоны. Области – наиболее крупные РМК в пределах равнин – охватывают морфологически довольно однородные крупные неровности поверхности (низменности, возвышенности), что является результатом однотипных неотектонических движений, обусловивших общность в проявлении экзогенных рельефообразующих процессов. Районы выделяются в пределах областей, что отражает внутриобластные различия в величине новейших движений. Районы соответствуют мезоморфоструктурам и имеют некоторые отличия, как в рельефе, так и в структуре и скоростях протекания экзогенных аккумулятивно-денудационных процессов. Геоморфологические подрайоны соответствуют микроморфоструктурам, выделяясь по морфологии и параметрам междуречий, эрозионных форм, характеру расчленения и т. д. [2].

На уровне мелких РМК, ранга геоморфологических подрайонов, рельеф приобретает относительную упорядоченность, что выражается в высокой степени сходства и морфологическом однообразии форм каждого генетического типа. Рельеф таких участков формируется в условиях единого тектонического режима, хотя тектонические структуры все еще предопределяют структуру эрозионной сети, направление и положение тальвегов. Однако, наибольшее влияние на окончательное оформление поверхности, в сравнении с РМК более высокого уровня, начинают оказывать экзогенные процессы, являющиеся большей частью функцией гидроклиматических условий. Условия эти, в свою очередь, на сравнительно небольшой компактной территории мелких РМК отличаются незначительно, и, потому, формируют сходные нано-, микро-, и мезоформы рельефа. Вот почему дальнейшую дифференциацию геоморфологических подрайонов по традиционным критериям, в большинстве случаев, мы считаем нецелесообразной.

Наиболее существенные изменения поверхности, в пределах мелких РМК, на протяжении двух последних столетий возникали под влиянием антропогенного морфогенеза. Морфологические особенности РМК разных уровней создают различные условия для ведения хозяйственной деятельности. В результате отдельные геоморфологические районы и подрайоны должны иметь свои характерные особенности антропогенной морфоскульптуры.

Антропогенный морфогенез, представленный в Рязанской области, как было показано нами ранее [1], высоким разнообразием форм и их комплексов, сопровождался как целенаправленным, так и непреднамеренным осложнением природной поверхности. В результате поверхность основных морфоструктур – Мещерской низины, Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнины – была в разной степени переработана (табл. 1).

Из таблицы 1 видно, довольно сходные РМК одной морфоструктуры могут иметь заметные различия степени антропогенной преобразованности.

Приуроченность отдельных комплексов антропогенного рельефа к определенным геоморфологическим и ландшафтным условиям побуждает необходимость пространственно многостороннего изучения антропогенного морфогенеза, а именно в границах: 1. Отдельных геоморфологических единиц; 2. Речных бассейнов; 3. Различных природных зон и ландшафтов; 4. Самостоятельных антропогенно-геоморфологических местностей.

Крупномасштабное геоморфологическое районирование с учетом информации об антропогенном морфогенезе – это дифференциация территории на более или менее однородные участки (геоморфологические местности), характеризующиеся довольно устойчивым комплексом антропогенных форм рельефа и сопутствующих процессов. Методика описана нами ранее [1].

Выделение геоморфологических местностей необходимо осуществлять в следующем порядке: провести типологическую дифференциацию территории на участки, в пределах которых преобладает один-два типа хозяйственной деятельности или же в относительно равной степени представлены несколько типов; определить степень антропогенного преобразования поверхности в пределах каждого типологического выдела. В итоге была выделена 171 геоморфологическая местность.

1. ГМ с выраженным доминирующим видом хозяйственной деятельности, характеризующиеся преобладанием однотипной антропогенной морфоскульптуры.

А) *Земледельческие, распаханые на 80–95%, практически без массивов сохранившейся природной поверхности*: Окско-Меченский (37), Козловский (39), Желченский (41), Виленский (52), Пальновский (53), Павловский (56), Бычковский (61), Локнинский (66), Кердь-Верда-Слободкинский (71), Леводонской (72), Пронско-Донской (77), Хрущевский (86), Новоселовский (90), Вердско-Полотебинско-Питомшинский (93), Раново-Малохуптинский (95), Межхуптинский (98), Окско-Неплюжский (100), Алешинско-Пожвинский (109), Кобылинский (111), Левоворонежский (115), Айкановский (118), Прогрессовский (119), Пара-Верденский (121), Пара-Вердицинский (122), Правопарский (125), Парско-Тырнинский (127), Цнинско-Ежачкинский (147), Аза-Алешинский (149);

Б) *Земледельческие, распаханые на 40–80%, с обширными или мелкими многочисленными участками сохранившейся природной поверхности*: Ливадийский (50), Рожковско-Котелинский (161);

В) *Горнопромышленные*:

Антропогенная трансформация поверхности в пределах Рязанской области.

Региональные морфологические комплексы (РМК)	Доля площади РМК под антропогенной морфоскульптурой, % от площади РМК		овраги	Показатель антропогенной трансформации, тыс. м ³ /км ² , (без учета пашни и оврагов)	Гипсометрический баланс, мм	Инспирированная денудация в процессе овражной эрозии, мм
	Целенаправленно созданные					
	Микро и мезоформы	Наноформы (г.о пашня)				
Окско-Донской	5,08	54,1	0,07	10,76		-2,41
Нижнепронский	6,37	68,4	0,04	16,3	-0,6	-1,56
Раново-Пронский	6,05	75,1	0,05	9,19	+1,9	-1,60
Пара-Пронский	5,37	56,9	0,24	4,89	+2,9	-7,90
Хупта-Пара-Воронежский	5,31	77,3	0,03	4,65	+2,9	-0,85
Окско-Цнинский	4,69	51,8	0,11	31,5	-23,9	-3,91
Тырницко-Цнинский	4,88	62,4	0,18	3,92	2,7	-5,51
Пара-Цнинский	3,87	58,6	0,13	2,60	+1,5	-4,08
Вожский	16,1	71,3	0,06	53,6	+50,8	-1,52
Ермишинский	2,68	27,3	<0,01	2,64	+1,2	-0,28
Окско-Мокшинский	1,77	5,9	0	4,06	-1,4	0
Цнинско-Мокшинский	3,38	20,9	0,04	5,26	-0,71	-1,33
Окско-Пронско-Донской	4,0	80,5	0,09	22,3	-12,5	-3,22
Пронско-Донской	4,14	78,5	0,11	32,0	-27,9	-3,84
Михайлово-Зарайский	3,22	83,5	0,04	2,45	+1,7	-1,38
Михайлово-Рязанский	3,47	88,7	0,05	2,70	+2,0	-1,50
Пронско-Рязанский	4,36	78,5	-	2,48	+1,9	-
Мещерский	2,90	17,1	0,02	24,0	-20,9	-1,06
Константиновский	10,30	67,6	0,05	10,08	+8,3	-1,76
Ковров-Касимовский	3,54	47,7	0,23	6,15	+1,6	-11,89
Тумско-Куршинский	1,70	15,2	0	3,32	-0,9	0
Пранско-Приокский	2,00	9,8	0	10,56	-8,5	0
Приокский	6,10	11,7	0	88,6	-83,6	0
Клепиковский поозерный	3,41	14,7	0	17,9	-12,3	0
Сынтульский	1,52	5,0	0,03	4,21	-1,5	-1,01
Окский	2,89	5,0	0	19,6	-18,7	0
Рязанская область	4,30	49,2	0,06	17,1	-9,0	-2,12

1) добыча открытым способом с преобладанием отрицательных форм: Старостеклянский (16), Болонский (23), Ермоловский (34), Мурминско-Спасский (45), Клепиновский (49), Михайловско-Октябрьский (62), Павелецко-Гремячкинский (73), Муравско-Кочуровский (81), Лашминский (138);

2) участки шахтной добычи с комплексом насыпных форм и просадок, дополняемые комплексами антропогенных форм промышленного и гражданского строительства: Верда-Полотебенский (76);

Г) *Ирригационные*:

1) с показателем антропогенной преобразованности менее 5 тыс. куб. м/кв. км: Кадьско-Пранский (12), Солотчинский (18), Киструско-Шиловский (46), Тырново-Ерахтурский (48), Вяско-Ермишинский (156), Вясовский (162);

2) с показателем антропогенной преобразованности 5–25 тыс. м³/км²: Рябиновский (22), Пранско-Солотчинский (24), Петско-Савватемский (151), Чернореченский (159), Завидновский (168);

Д) *Селитебные*:

1) с преимущественно редкой застройкой (10–50 тыс. куб. м/кв. км):

а) с системой гидротехнических сооружений: Чернавский (78), Шелемишевский (94), Хуптинский (97), Вердицинский (120), Верхнетырнинский (129);

б) с единичными гидротехническими сооружениями или без них: Верхнеполотебенский (79), Круглянский (80), Путятинский (126), Лесноялтуновский (166).

2) с преобладанием застройки средней и повышенной плотности (50–250 тыс. м³/км² и более);

а) с системой гидротехнических сооружений; Рязанский (42), Кораблинский (92), Рязский (96), Ухолово-Правохуптинский (110);

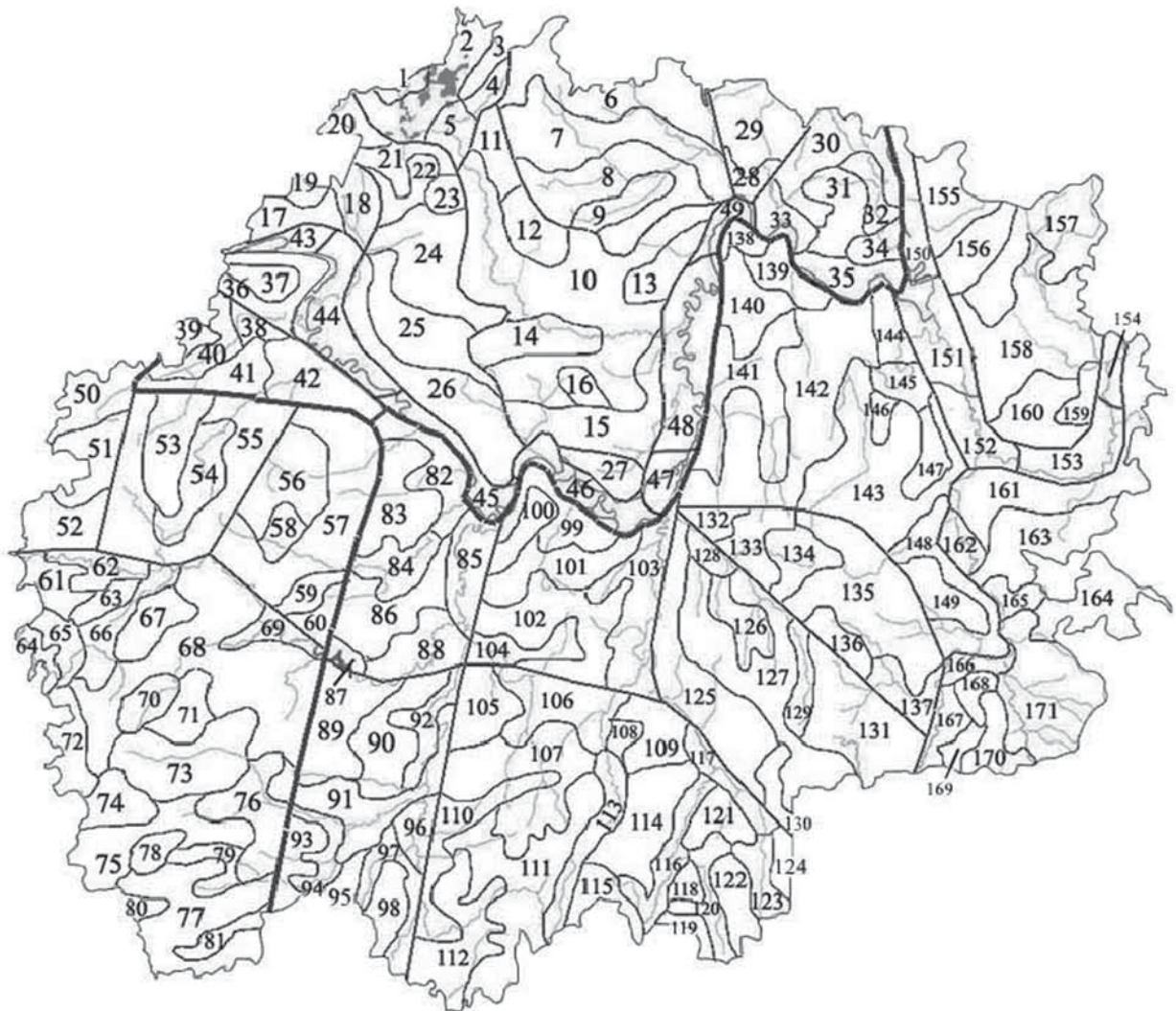


Рис. 1. Антропогенно-геоморфологические комплексы Рязанской области

б) с единичными гидротехническими сооружениями или без них. Константиновский (36), Рыбновский (38), Троицкий (82), Сасовско-Конобеевский (148);

Е) *Гидротехнические* (крупные скопления рыбохозяйственных, противоэрозионных и др. прудов, запруды и водохранилища с прилегающими территориями в зоне их влияния):

1) с преимущественно редкой застройкой: Сухотабольский (74);

2) с преобладанием застройки средней и повышенной плотности; Борецкий (117);

2. ГМ комплексного полиморфного преобразования природной поверхности различными видами хозяйственной деятельности, отличающиеся сложным сочетанием антропогенных форм и мозаичностью пространственной структуры.

А) *Ирригационно-горнопромышленные*: Верхнесолотчинский (19), Чиркинский (25), Федякинский (43), Березовский (128);

Б) *Дорожно-аграрно-селитебные*:

1) с преимущественно редкой застройкой: Тумско-Алексеевский (7), Лвокуршинский (9), Потаповский (11), Кочемаровский (13), Подлипковский (31), Вожский (40), Пачогский (51), Новопанский (55), Стенькинский (57), Погореловский (60), Некрасовский (63), Заревский (65), Керденско-Галинско-Верхнепронский (68), Приистьинский (84), Амановский (89), Лесновский (101), Нижнемостьянский (104), Александровский (107), Просечьевский (112), Вердско-Пожвинский (114), Ольховский (131), Ирицкий (132), Каверинский (135), Ерахтурско-Шостынский (141), Примокшинско-Петский (143), Нижнепетский (144), Ермишинский (158), Пичкиряевский (164), Кермисинский (170);

2) с преобладанием застройки средней и повышенной плотности: Спасско-Мурминский (26), Юштинский (27), Гусь-Клетинский (28), Унжинский (32), Касимовский (33), Плахинский (54), Тырновский (58), Голдино-Печерниковский (67), Незнановский (88), Шитяс-Неплюжский (102), Сапожковский (106), Чучковский (134), Шацкий (137), Пителинский (145);

В) *Ирригационно-селитебные*: Приозерный (2), Совкинский (4), Бельсковский (14), Ижевско-Киструсовский (15), Добранадеждинский (152), Кадомский (154);

Г) *Гидротехнико-селитебные*: Красногородищенский (64), Ракско-Тысьинско-Истьинский (83);

Д) Ирригационно-горнопромышленно-селитебные:

1) с преимущественно редкой застройкой: Михайловский (165), Старочернеевский (167);

2) с преобладанием застройки средней и повышенной плотности: Приклепиковский (5), Окско-Шумашьский (44), Припронский (85), Вердинский (116), Белореченский (130);

Е) Районы интенсивного преобразования поверхности в процессе горной добычи, разнообразного строительства и земледелия: Нижнекердинско-Пронский (69), Верхнекерденский (70), Новомичуринский (87), Старорязанский (99), Нижнепарский (103), Пожвинско-Лесноворонежский (113), Верхнепарский (123), Сасовско-Коновеевский (148), Ташенско-Малеевский (139);

3. Слабонарушенные и нетронутые территории с показателем антропогенной преобразованности менее 2 тыс. куб. м/кв. км и площадью антропогенного нанорельефа менее 20%, микро- и мезоформ менее 0,5% от площади всего региона:

А) практически лишённые антропогенных форм: Ялманский (1), Нармско-Правокуршинский (8), Пранско-Чернореченский (10), Чаурский (29), Ксегженско-Елатьминский (30), Сосновский (35), Пронско-Верхнемечский (59), Нагорновский (91), Запожьевский (108), Окско-Ташенский (140), Окский (150), Правомокшинский (153), Вяско-Кокшинский (155), Ичезско-Верхнемердушский (157), Правомокшинский (153), Вышинско-Цнинский (169), Кермисинский (170), Вышинско-Идовский (171).

Б) с локальными очагами мощной трансформации поверхности (селитьба средней и плотной застройки, крупные действующие карьеры, небольшие площади гидромелиорации): Наумовско-Мамоновский (3), Верхненармско-Колпинский (6), Шехминский (17), Сороковоборский (20), Рябиновский (22), Тереховский (47), Левомостьинский (105), Правопарский (124), Вынца-Средникский (133), Шачинский (136), Средникско-Ташенский (142), Каменсколесной (146), Кустаревский (163).

Результаты работы важны не только в геоморфологии но и в ландшафтоведении, так как рельеф, в том числе и антропогенный, являясь консервативным компонентом природных комплексов, определяет развитие ландшафта, структуры его фаций и урочищ.

Работа выполнена при финансовой поддержке по гранту Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК – 5468.2012.5

Литература

1. Водорезов А. В., Кривцов В. А. Антропогенная трансформация рельефа на территории Рязанской области и ее роль в формировании современных ландшафтов. Рязань: Изд-во РГУ им. С. А. Есенина, 2005. 219 с.

2. Кривцов В. А., Водорезов А. В. Особенности строения и формирования рельефа на территории Рязанской области. Рязань: Изд-во РГУ им. С. А. Есенина, 2006. 279 с.

ДИНАМИКА РИСУНКА ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ ЗА ПЕРИОД ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ)

В. Н. Голосов, Ю. С. Кузнецова
МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва. kuzyulia@gmail.com

FLUVIAL NETWORK DYNAMICS DURING THE PERIOD OF AGRICULTURE (THE EXAMPLE OF RIVER BASINS IN THE CENTRE OF EUROPEAN PART OF RUSSIA)

V. N. Golosov, Y. S. Kuznetsova
Lomonosov Moscow State University, Moscow. kuzyulia@gmail.com

Широко известно, что сельскохозяйственное использование обширных площадей во многих районах привело к активизации эрозионных процессов. Однако динамика рисунка эрозионной сети в течение периода освоения не столь однозначна и во многом определяется особенностями геоморфологического строения территории. Мониторинг развития отдельных овражных систем, широкое распространение отмерших/заполненных оврагов и ложбин, многократно подтвержденное полевыми исследованиями, свидетельствует об импульсном характере эволюции верхних звеньев эрозионной сети [1, 2].

В данной работе исследование динамики линейных форм проводилось на трех ключевых участках с заведомо различным фоновым рельефом (рис. 1). Один из них – бассейн р. Воробжи, правого при-

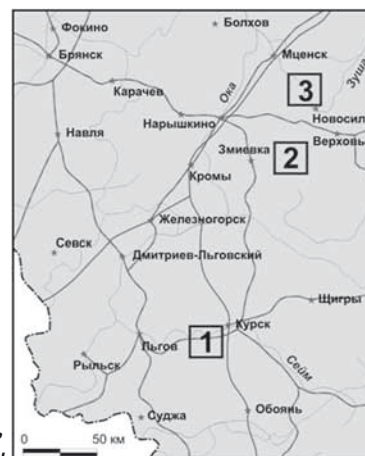


Рис. 1. Местоположение ключевых участков: 1 – бассейн р. Воробжи, 2 – фрагмент бассейна р. Неручи, 3 – бассейн р. Колпны и окрестности

тока р. Сейм – расположен на юге лесостепной зоны. Два других находятся в ее центре, в пределах бассейна р. Зуши. Основные характеристики исследованных участков приведены в таблице 1.

Таблица 1

Характеристика ключевых участков

Ключевой участок	Период освоения, лет	Площадь, км ²	Относительное превышение, м (максимальное/среднее)	Преобладающие длины склонов, м	Преобладающая крутизна поверхности, град.
Бассейн р. Воробжи	150	228,1	110 / 50	400–900	1–3
Фрагмент бассейна р. Неручи	300	488,6	80 / 40	1000–2000	0–1
Бассейн р. Колпны и окрестности	300	268,4	120 / 70	500–1500	2–4

Оценка развития эрозионной сети проводилась путем сопоставления топографических карт разного времени выпуска: проведено сравнение военно-топографических карт 1864 г. масштаба 1:126000 (для Колпны – карты размывов аналогичного масштаба, составленной под руководством А. С. Козменко в 1912 г.) и государственных топографических карт масштаба 1:100000 (1983–84 гг.). По данным картам для всех ключевых участков по системе кодирования водотоков Страллера-Философова [3] были составлены карты порядков тальвегов и подсчитано общее количество и суммарная длина линейных эрозионных форм на рассматриваемые временные срезы (Таб. 2).

Таблица 2

Характеристики эрозионной сети в разные годы

Бассейн р. Воробжи				
Порядок тальвега	1864 г.		1984 г.	
	Всего тальвегов	Общая длина, км	Всего тальвегов	Общая длина, км
1	378	151,8	317	172,7
2	74	66,2	81	61,8
3	17	56,8	21	56,8
4	6	15,3	6	16,2
5	1	20	1	20,7
<i>Суммарная длина тальвегов</i>		310		328,2
Фрагмент бассейна р. Неручи				
Порядок тальвега	1864		1983	
	Всего тальвегов	Общая длина, км	Всего тальвегов	Общая длина, км
1	442	268,1	455	304,6
2	115	132,0	127	136,3
3	25	95,6	27	94,6
4	6	25,3	8	25,2
5	1	33,4	1	32,6
<i>Суммарная длина тальвегов</i>		554,3		593,3
Бассейн р. Колпны и окрестные территории				
Порядок тальвега	1912		1983-1984	
	Всего тальвегов	Общая длина, км	Всего тальвегов	Общая длина, км
1	362	189,1	356	203,9
2	71	89,7	81	87,2
3	15	39,1	19	52,8
4	3	23,1	4	21,3
5	1	15,8	1	11,7
<i>Суммарная длина тальвегов</i>		356,9		377,0

Всего в пределах бассейна р. Воробжи выделяется 5 порядков тальвегов (по системе кодирования водотоков Страллера-Философова). Анализ топографических карт и полевые обследования территории позволяют утверждать, что в данном масштабе линейные эрозионные формы 1–2 порядков представляют собой овраги и ложбины – врезы, располагающиеся в пределах междуречий. Основные изменения количества эрозионных форм и их общей длины касаются именно этих порядков (таб. 2). 3 и 4 порядки тальвегов относятся, главным образом, к балкам и сухим долинам; 5 порядок представляет собой русло р. Воробжи. За рассматриваемый период времени (120 лет) в протяженности форм 3–5 порядков существенных изменений не наблюдается. Незначительный разброс зна-

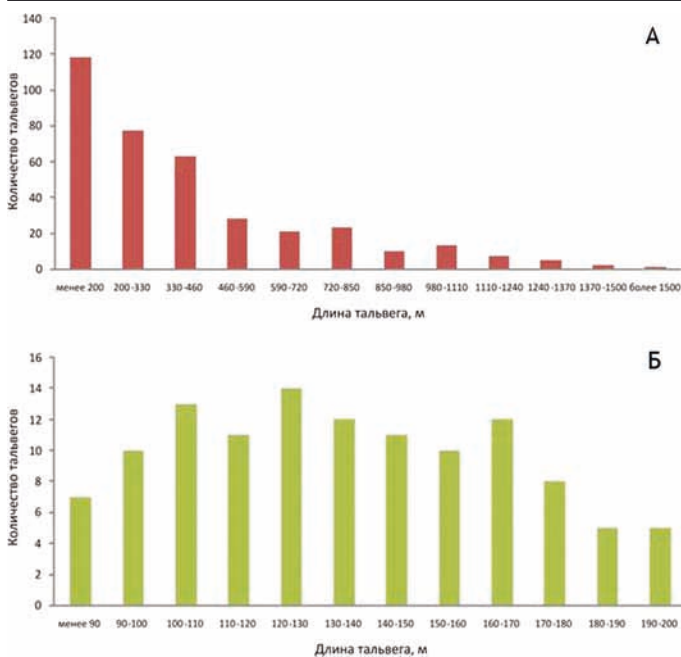


Рис. 2. Гистограммы распределения тальвегов первого порядка (1864 г.) по длине:
 А – все тальвеги первого порядка,
 Б – тальвеги длиной меньше 200 м

чений связан скорее с точностью отрисовки тальвегов на картах с разными способами изображения рельефа (отмывка на военно-топографических и изолинии на современных картах).

Существуют свидетельства 150-летней истории активного земледельческого освоения бассейна р. Воробжи. Согласно эпюре вертикального аспределения магнитных сферул в зоне аккумуляции, период распашки составляет не более 150 лет (неопубликованные данные А. П. Жидкина). Соответственно, на карте 1864 года представлена эрозионная сеть территории на момент начала масштабного сельскохозяйственного использования. Интересно, что на карте XIX века количество эрозионных форм первого порядка на 20% больше, при том, что их суммарная длина на 15% меньше, чем на современных картах. Это может быть связано с резкой активизацией процессов оврагообразования, появлением множества небольших оврагов, особенно по бортам крупных балок и основной речной долины – в зонах наиболее резких изменений эрозионного потен-

циала рельефа. Такие овраги нередко располагаются группами, отличаются небольшой длиной и выходят на междуречья лишь своими верховьями. В дальнейшем большая часть этих форм исчезает – заполняется наносами, превращается в ложбины или «фестоны» более крупных эрозионных форм. В частности подобный заполненный эрозионный врез был исследован на правом борту балки Грачева Лощина, расположенной в бассейне реки Воробжи. Мощность аккумуляции превысила 2 м в устьевой части заполненного вреза. Резкая активизация овражной эрозии в течение относительно недолгого периода непосредственно после начала массовой распашки территории связано со значительным временным увеличением коэффициента стока с освоенных междуречных пространств [4].

В целом эрозионная сеть, отображенная на картах XX века, заметно более развита. Освоенность междуречий, близость верховьев форм к основному водоразделу позволяет говорить о высоком уровне развития линейной эрозии в пределах бассейна р. Воробжи.

Исключение наиболее мелких, заведомо антропогенных оврагов из общей картины расчленения территории в 60-х гг. XIX века позволяет представить структуру эрозионной сети до начала распашки и, соответственно, периода активного оврагообразования. Попытка восстановления флювиальной сети в бассейне р. Воробжи произведена на основании анализа гистограмм распределения тальвегов первого порядка по длине. Принималось допущение, что все новообразованные чисто антропогенные овраги относятся к формам первого порядка и имеют наименьшую длину. На рисунке 2А представлена гистограмма распределения тальвегов первого порядка по состоянию на 1864 г. Гистограмма построена через равные интервалы, число которых определяется аналитически в соответствии с особенностями массива данных. За точку отсчета принята минимальная реальная длина тальвега.

Очевидно, что количество оврагов наименьшей длины (менее 200 м) максимально и на треть превышает общее число форм соседнего интервала. В связи с этим, вероятно, все антропогенные овраги должны располагаться в пределах первого интервала, так как низка вероятность формирования протяженных оврагов за сравнительно короткий интервал времени между началом распашки и моментом проведения топографической съемки. На рис. 2Б приведена гистограмма распределения тальвегов первого порядка длиной меньше 200 м. Можно заметить достаточно равномерное распределение тальвегов по длине, в связи с чем принято допущение, что все формы длиной менее 200 м относятся к антропогенным оврагам, образование которых связано с началом активного освоения территории. Всего насчитывается около 120 таких оврагов, общая длина их составляет немногим более 4 км. Картина предположительного эрозионного расчленения бассейна р. Воробжи до начала его сельскохозяйственного освоения представлена на рис. 3.

В бассейне р. Неручи выбор территории был ограничен доступностью военно-топографических карт XIX века. Очевидно, что закономерности основных изменений в динамике эрозионной сети в бассейне Неручи несколько отличаются от результатов, полученных для бассейна р. Воробжи (таблица 2). Основные изменения связаны с тальвегами первых порядков. За 120-летний период

исследования их число увеличивается лишь на 3%, в то время как общая длина – почти на 15%. Очевидно, это связано с преобладанием процессов линейной эрозии над аккумуляцией, ростом (развитием в сторону междуречий) и иногда ветвлением уже имеющихся форм. Вероятно, такая закономерность в развитии эрозионной сети обусловлена особенностями геоморфологического строения территории. Междуречья бассейна Неручи отличаются значительно меньшими уклонами и более низким общим энергетическим потенциалом рельефа. Очевидно, потенциал для формирования новых оврагов на территории невелик, в то время как относительно длинные склоны междуречных пространств способствуют дальнейшему росту (преимущественно в длину) уже имеющихся форм.

Гистограммы распределения тальвегов первого порядка по длине представлены на Рисунке 4. Заметно, что подавляющее их количество расположено в диапазонах больших длин. Лишь около 20 форм первого порядка (менее 5% от общего количества) имеют длину меньше 200 м. Вероятность того, что многие из этих форм (как и в бассейне р. Воробжи) относятся к собственно антропогенным, невелика. Влияние распашки территории при таком рельефе, видимо, заключается не в активном росте новых оврагов, а в дальнейшем развитии уже существующих. Следует отметить, что в данном случае массовая распашка земель прошла примерно на 150 лет раньше проведения военно-топографической съемки 60-х гг. XIX века. Следовательно, можно предположить, что число оврагов антропогенного происхождения было больше, однако значительная часть их на момент составления карты 1864 г. была заполнена наносами.

Формы более крупных порядков (2-го и крупнее) незначительно изменили свою протяженность (таблица 2), что, как и в случае бассейна р. Воробжи, связано, скорее всего, с точностью отображения тальвегов на используемых для сравнения картах.

Бассейн реки Колпны, расположенный в центральной части водосбора р. Зуши, характеризуется значительно большими уклонами и заметно более развитой эрозионной сетью.

В связи с недоступностью на данном этапе исследований военно-топографических карт XIX века на эту территорию, оценка динамики развития эрозионной сети производилась на основании сопоставления современных топографических карт (съемка 1983–84 гг., масштаб 1:100 000) с картой размыва, составленной на данную территорию в 1912 г. под руководством А. С. Козменко (Карта размыва водосборов..., 1912; масштаб 1:126 000).

Из таблицы 2 видно, что основные изменения на данном ключевом участке связаны уже не только, и даже не столько с динамикой форм первого порядка, сколько с увеличением количества и суммарной длины тальвегов второго и третьего порядков. Так, всего за 70-летний период общее количество форм третьих порядков возрастает на 13%, суммарная длина на 25%. Вероятно, это связано с несколько большим энергетическим потенциалом рельефа данной территории (по сравнению с рассмотренными выше бассейнами рек Воробжи и Неручи). Водосбор Колпны и его окрестности лежат в пределах наиболее высокой части Среднерусской возвышенности, характеризуются максимальными уклонами. Эрозионная сеть здесь древняя и врезана наиболее глубоко. В сравнении с бассейном р. Воробжи здесь происходит заполнение наносами ранее сформировавшихся оврагов и образование новых, преимущественно в верховьях существующих овражно-балочных систем. Это и приводит к увеличению протяженности форм 2–3 порядков. Здесь так же, как и в бассейне р. Неручи, длительность освоения территории на момент картирования 1912 года составляла уже почти 200 лет, поэтому импульс развития антропогенных оврагов, связанный с началом массовой распашки на данной карте не отражен.

Сопоставления результатов исследования динамики линейных эрозионных форм на трех ключевых участках позволяет выявить ряд основных закономерностей. В среднем для всех исследованных участков суммарная протяженность эрозионной сети возросла на 6–7%. Однако различия в морфологии междуречных пространств, глубине расчленения и продолжительности их массового земледельческого освоения по-разному сказались на особенностях изменения их внутренней струк-

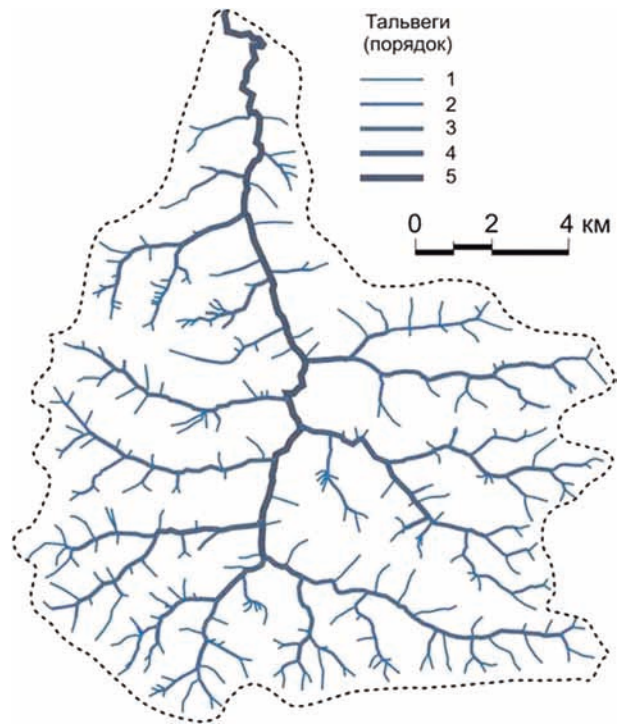


Рис. 3. Предположительное развитие эрозионной сети в бассейне р. Воробжи до начала сельскохозяйственного освоения

туры. В целом для верхних звеньев эрозионной сети характерна импульсность развития – смена периодов преобладающей эрозии и преимущественной аккумуляции. При этом время возникновения, длительность и особенности этих интервалов в значительной степени определяются локальными геоморфологическими условиями. На территориях с пологими длинными склонами и незначительными перепадами высот основные антропогенные изменения эрозионной сети связаны преимущественно с удлинением уже имеющихся форм. Активного образования новых оврагов почти не наблюдается. Территории с максимальным доантропогенным расчленением и высоким энергетическим потенциалом рельефа характеризуются активным развитием, укрупнением уже имеющихся форм, а также формированием новых оврагов в верховьях овражно-балочных систем. Более детальные исследования динамики эрозионной сети за несколько временных интервалов позволят более достоверно вычленивать вклад природных факторов, прежде всего, особенностей морфологии рельефа, а также антропогенного влияния на образование и последующее развитие линейных эрозионных форм.

Литература

1. Зорина Е. Ф. Этапы в развитии оврагообразовательного процесса // XV Плен. межвуз. координ. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Волгоград: Перемена, 2000.
2. География овражной эрозии. Под ред. Е. Ф. Зориной. М.: Изд-во МГУ, 2006. 324 с.
3. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1960. 94 с.
4. Коронкевич Н. И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука. 1990. 203 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР РАЗВИТИЯ ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В СЕВЕРНОМ ПРИВОЛЖЬЕ

Н. Г. Добровольская, Н. П. Канатьева, С. Ф. Краснов, Л. Ф. Литвин*

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,

*Арзамасский филиал ННГУ им. Н.И. Лобачевского, г. Арзамас, arpz@mail.ru

GEOMORPHOLOGICAL FACTOR OF DEVELOPMENT OF DILUVIAL PROCESSES IN THE NORTHERN VOLGA REGION

N. G. Dobrovolskaia, N. P. Kanateva, S. F. Krasnov, L. F. Litvin*

Lomonosov Moscow State University, Geography Faculty, Moscow,

*NNGU of N.I.Lobachevsky Arzamas branch, Arzamas

Современные делювиальные процессы – наиболее мощный фактор рельефообразования на сельскохозяйственно освоенных равнинах. Земледельческая эрозия [1] доминирует среди всех видов делювиальных процессов в агроландшафтах. В последнее двадцатилетие социально-экономические реформы в России обусловили значительное регионально дифференцированное сокращение площади пашни, т. е. ее вывод из состава земель сельскохозяйственного назначения и трансформацию оставшейся пашни в залежь и другие угодья с высокой почвозащитной способностью. Новое территориальное распределение пашни изменило и эрозионный потенциал пахотного рельефа.

Сокращение ареала и интенсивности земледельческой эрозии вызвано социально-экономическими причинами, но ее региональные масштабы и особенности размещения определяются также и спецификой ландшафтно-геоморфологического строения [2, 3] каждой конкретной территории. При этом роль рельефа «одного из ведущих факторов ландшафтной организации земной суши вообще, не менее значима в территориальном размещении, специализации и функционировании агроландшафтов» [4].

Морфолитология обуславливает наличие и размещение в агроландшафте первоначально малоплодородных почв, эродированных почв крутых склонов или земель, т. е. земель, использование которых в новых экономических условиях стало недостаточно рентабельным. Крутосклонные эродированные пашни и межовражные участки отличаются и максимальными значениями эрозионного потенциала рельефа. В настоящее время именно такие земли забрасывают в первую очередь [5].

Процессы трансформации пашни определяются тесно переплетением социально-экономических и морфолитологических факторов. Цель нашей работы – вычленивать геоморфологическую составляющую этих явлений, оценить масштабы и направленность динамики делювиальных процессов на примере лесостепного Починковского района Нижегородской области, отличающегося сложной ландшафтной структурой.

Сведения о дореформенном земельном устройстве (1985–90 гг.) угодий, их площадях, почвенном покрове, получены путем анализа карт внутрихозяйственного землеустройства и почвенных

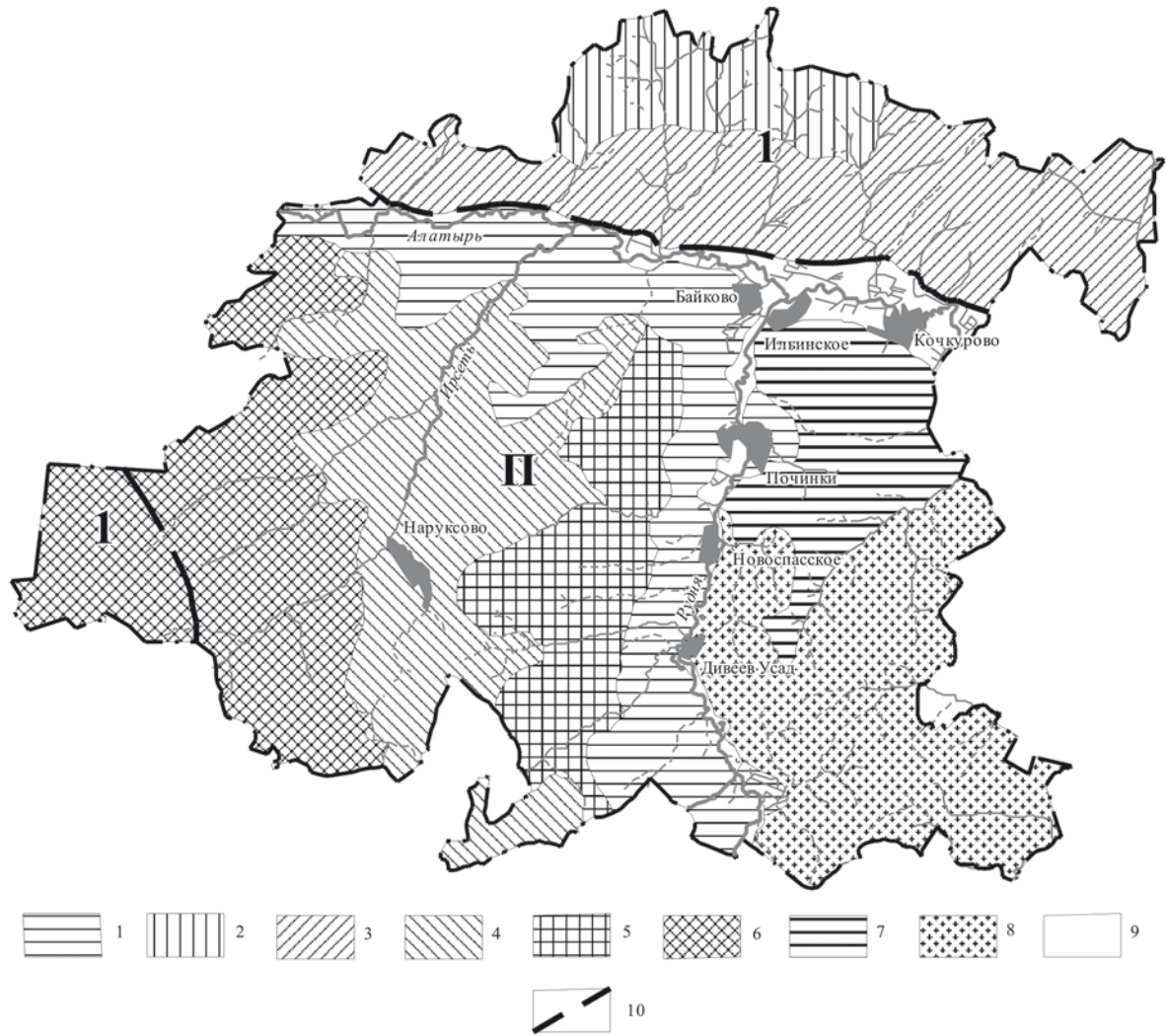


Рис. 1. Эрозионно-морфологическое районирование

Морфологические ареалы: 1 – Придолинный (1); 2 – Заалтырский (2А); 3 – Водораздельного склона (2Б), 4 – Прирестьский (3А), 5 – Прируднинский полого водораздельного склона (3Б), 6 – Учuevo-Ирестьский водораздельный (3В), 7 – Пелько-Алатырское междуречье (4А), 8 – Атьма-Руднинское междуречье (4Б), 9 – Поймы крупных рек, 10 – граница агроландшафтных районов (I – Приокское денудационно-зандровое полевье, II – Починковская лесостепь)

карт 28 крупных сельхозпредприятий составленных Росгипроземом. Современное состояние пахотных земель (2008–09 гг.) оценивалось по материалам натурального обследования сельскохозяйственных угодий районной администрацией.

Геоморфологически территория относится к Сурско-Пьяновскому микрорайону Горьковско-Казанского (северного) Приволжья с эрозионно-денудационным крупно холмисто-увалистым рельефом [6]. Согласно агроландшафтному и агропочвенному районированиям [7] алатырское левобережье – это часть агроландшафтного района «Окское полевье» – зоны смешанных и широколиственных лесов, со светло-серыми лесными и дерново-подзолистыми супесчаными и легкосуглинистыми почвами на ледниковых отложениях. Правобережье р. Алатырь – часть района «Починковская степь» лесостепной зоны с серыми лесными почвами, выщелоченными и оподзоленными чернозёмами на лессовидных и элювиальных суглинках и глинах (рис. 1). На правобережье западнее долины р. Рудня преобладают легко- и среднесуглинистые серые лесные почвы, а восточнее – глинистые и тяжелосуглинистые чернозёмы [8]. Эти почвы контрастны по водопроницаемости и по противозерозионной стойкости – глинистые чернозёмы в 1,5–2,5 раз устойчивее среднесуглинистых серых лесных и в 2,5–3,0 супесчаных дерново-подзолистых почв.

По морфолитоологической однородности выделены пять морфологических районов с внутренним делением на морфоареалы (рис.1).

В границах агроландшафтных районов выполнено эрозионно-морфологическое районирование на основе различий морфологических признаков. Морфометрические параметры склонов, плотность оврагов и густота долинно-балочной сети измерены по картам масштаба 1 : 100 000. Расчёты

Верификация морфологического районирования
морфометрическими показателями овражно-балочной сети

Ареалы	1	2А	2Б	3А	3Б	3В	4А	4Б
1		+/+	-/-	+/+	+/+	+/-	+/+	+/+
2А			+/+	-/-	+/+	-/+	-/-	-/+
2Б				+/+	+/+	+/-	+/+	+/+
3А					+/+	+/+	-/+	+/+
3Б						-/+	-/-	-/+
3В							-/+	+/-
4А								+/+
4Б								
Густота сети	0,43	0,79	0,48	0,95	0,82	0,76	0,82	0,73
Плотность оврагов	0,18	1,26	0,17	1,64	0,82	0,19	1,12	0,31
Средний LS (1985)	1,38	3,25	1,34	2,16	1,61	1,89	3,37	3,97

Примечание: + различие достоверно при вероятности 0,95, минус – различие недостоверно; числитель – густота долинно-балочной сети, знаменатель – плотность оврагов

эрозионного потенциала рельефа проведены с помощью, составленной С. Ф. Красновым, компьютерной программы EROSION по эрозионной модели научно-исследовательской лаборатории МГУ [9].

Для оценки адекватности районирования были использованы статистические методы сравнения густоты долинно-балочной сети (км/км²) и плотности оврагов (штук/км²) в морфоареалах. Оба показателя коррелируют с крутизной и длиной склонов, размерами склоновых водосборов, а плотность оврагов с активностью поверхностного стока и с интенсивностью линейной эрозии (табл. 1). Расчеты показали, что в большинстве случаев выделенные ареалы достоверно отличаются друг от друга, как по средней плотности оврагов, так и по средней густоте долинно-балочной сети, или по одному из параметров (табл. 1). По средней густоте долинно-балочной сети все междуречные территории слабо дифференцированы, за исключением ареалов с придолинно-склоновым и водораздельно-склоновым рельефом (ареалы 1 и 2Б), где этот показатель в два раза ниже остальных (табл. 1). Поскольку территории двух этих ареалов различны по лесистости и литологии поверхностных отложений, вероятной причиной их сходства между собой и отличие от остальных является морфология рельефа, а именно, доминирование пологих ровных длинных склонов.

Территориальное распределение плотности оврагов хорошо коррелирует с современной залесенностью. Поэтому минимальные значения средних плотностей не всегда совпадают с минимумами густоты долинно-балочной сети, например, в Учуево-Иретьском водораздельном ареале (3В). Здесь, также как и в ареале 2Б, доминируют лесные угодья, слабо затронутые оврагообразованием. Таким образом, территориальные соотношения величин обоих параметров подтверждают антропогенное происхождение оврагов и «доземледельческое» формирование ложбинно-балочной сети региона.

Главные причины трансформации пашни в залежи, максимально снижающей интенсивность стока и смыв почвы, это, конечно, экономические, но рельеф и литология поверхностных толщ оказывают воздействие, как на экономику сельхозпроизводства, так и на деградацию почв.

Влияние геоморфологического строения территории на территориальное распределение и интенсивность современных делювиальных процессов, проявляется двояко: а) прямое и опосредованное влияние литоморфного компонента и потоковой структуры агроландшафта на «выборочность» сокращения пашни через территориальную дифференциацию естественного плодородия почв и затрат на ее обработку; б) влияние морфологии и морфометрии рельефа на «выборочность» трансформации пахотных угодий, т. е. явления, когда большая крутизна склонов, мелкоконтурность угодий, способствуют их первоочередному переводу в залежь.

В Приокском полесье (ареалы 2А, 2Б) и в его приграничье (ареал 3В) трансформация пашни в залежь к 2009 году достигла максимума – 100, 94 и 50% соответственно, тогда как в Рудня-Алатырском междуречье с тяжелосуглинистыми черноземами залежи всего лишь 13%. В целом по району доля неиспользуемой пашни составила в 2009 году 24%.

Для оценки степени влияния морфолитологической компоненты агроландшафта на масштабы и динамику трансформации пахотных земель был использован дисперсионный анализ. Показателем результирующего фактора служила доля неиспользуемой пашни (% от площади пашни 1985 г.), а организующим фактором морфологическое районирование. Оценочными территориальными единицами приняты выделы, обособленные суперпозицией границ морфологических ареалов и границ сельхозпредприятий. Анализировались два дисперсионных однофакторных комплекса (табл. 2). Первый включал все морфологические ареалы (варианты А₁, Б₁, В₁), а второй – только ареалы в пределах Починковской лесостепи (варианты А₂, Б₂, В₂). Использовались три показателя трансформации: А – общая доля неиспользуемой пашни, т. е. суммы площадей залежи и закустаренной пашни; Б – доля залежи; В – доля закустаренной пашни. Такое разбиение позволяет оценить временной

Влияние морфолитологических условий
на трансформацию основного массива пахотных угодий Починковского района

Вариант	Морфолитологические ареалы									η^2 (%)	F
	Пойма	1	2А	2Б	3А	3Б	3В	4А	4Б		
A ₁	Пойма	1	2А	2Б	3А	3Б	3В	4А	4Б	53	+
A ₂		1	-	-	3А	3Б	3В	4А	4Б	36	+
B ₁	Пойма	1	2А	2Б	3А	3Б	3В	4А	4Б	39	+
B ₂		1	-	-	3А	3Б	3В	4А	4Б	17	
V ₁	Пойма	1	2А	2Б	3А	3Б	3В	4А	4Б	61	+
V ₂		1	-	-	3А	3Б	3В	4А	4Б	26	+
Площадь пашни (1985 г.)	2,8	13,3	4,1	5,	12,0	13,8	4,3	8,94	16,9		
Заброшенная пашня, % (2009 г.)	65,6	9,9	100	93,4	26,4	13,6	49,9	1,9	18,6		
LS (1985 г.)	0,0	1,38	3,25	1,34	2,16	1,61	1,89	3,37	3,96		
LS (2009 г.)	0,0	1,38	-	1,05	1,88	1,48	1,05	3,32	3,93		

Примечание: η^2 (%) – доля влияния организованного фактора (%); + – различие (F) достоверно при вероятности 0,95. LS (1985 и 2009 гг.) – эрозионный потенциал рельефа используемых на эти даты пахотных склонов

аспект процесса, поскольку заустаренные пашни выведены из оборота не менее 5–8-ми лет назад, а к залежи относилась пашня не используемая более 2-х лет.

Дисперсионный анализ показал чрезвычайно высокое влияние морфолитологии ландшафтов на территориальное распределение неиспользуемой пашни – 53% (табл. 2).

Основной причиной столь высокого влияния является практически полная трансформация пашни в залежь и пастбища на поймах и в хозяйствах алатырского левобережья. Полное «забрасывание» пашен в Заалатырье (ареалы 2А и 2Б), обусловлены, прежде всего, экономическими причинами, одна из которых низкое естественное плодородие преобладающих здесь супесчаных светло-серых лесных и дерново-подзолистых почв [8], что не могло не сказаться на рентабельности производства (табл. 2).

Влияние морфолитологического компонента в пределах агроландшафта Починковская лесостепь на алатырском правобережье (варианты A₂ B₂ V₂), существенно – 36–17%, но заметно ниже, чем для территории в целом (табл. 2). Здесь проявилось, в основном, влияние различий в морфологии пахотных земель.

Анализ вариантов Б и В проявляет временную динамику влияния морфолитологического фактора на трансформации пашни (табл. 2). Для процесса заустаривания, т. е. трансформации пашни в первом реформенном десятилетии, оно оказалось большим, чем во втором, для которого заброшенные земли сейчас еще числятся как «залежь». В первый период забрасывались преимущественно неудобные крутосклонные пашни, поэтому ко второму периоду доля таких обрабатываемых земель сократилась. Соответственно упала и доля влияния морфолитологического фактора.

Сокращение площади пашни сопровождается, как правило, изменением эрозионного потенциала пахотных склонов, следовательно, изменением интенсивности делювиальных процессов. Для большинства равнинных территорий статистические распределения эрозионного потенциала рельефа, количественным показателем которого служит функция крутизны и длина склона (LS модели RUSLE), отличаются резко выраженной левосторонней асимметрией [2]. Она оказалась характерной и для распределения LS морфологических ареалов исследуемого района. При такого типа распределениях исключение даже небольшой доли крутосклонных пашен с максимальными LS приводит к заметному снижению его средних величин.

Сопоставление средних величин и распределений LS пашни морфологических ареалов дореформенного периода с теми же характеристиками пашни 2009 года показало две тенденции их территориального изменения (табл. 2). Во-первых, средние величины LS снизились повсеместно. Для используемой ныне пашни Починковского района доля снижения LS, а, следовательно, и интенсивности смыва, составила 6–7% от LS дореформенной пашни. Во-вторых, изменение эрозионного потенциала положительно коррелирует с долей залежных земель. Наибольшее снижение LS (на 22 и 44%) произошло в морфологических ареалах Приокского полесья, где наиболее велики и доли заброшенных пашен (ареалы 2Б и 3В). На западе в Иреть-Руднинском морфологическом районе (ареалы 3А и 3Б) снижение составило – 11%, а доля залежи – 19%. Для ареалов, где сокращение пахотного клина было незначительным (ареалы 1, 4А), крайне слабыми оказались и изменения средних значений LS. Исключение – юг Атьма-Руднинского междуречья (ареал 4Б). Доля заброшенной пашни здесь составляет 18.5%, тогда как максимальный для региона эрозионный потенциал

рельефа не изменился. Здесь деградация земледелия охватила площади, превышающие площади имевшейся крутосклонной пашни. Снижение средних значений произошло в основном за счёт склонов с максимальными величинами.

В результате социально-экономических реформ конца XX века в зоне северной лесостепи Европейской части России произошло существенное сокращение пашни, а также ее трансформация в залежь и другие угодья, вызвавшие снижение интенсивности современных делювиальных процессов. В территориальной дифференциации этих явлений важная роль принадлежит морфометрии рельефа обрабатываемых земель. Обусловленная морфолитогенными факторами «выборочность» трансформации пахотных угодий, т. е. приоритетность в этом отношении крутосклонных, неудобных для обработки и малоплодородных земель, в свою очередь, привела к изменению эрозионного потенциала пахотных склонов, т. е. к изменению степени влияния рельефа на интенсивность земледельческой эрозии почв.

Литература

1. Арманд Д. Л. Антропогенные эрозионные процессы // Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 7–37.
2. Литвин Л. Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. 255 с.
3. Солнцев В. Н. Системная организация ландшафтов. М.: Мысль, 1981. 239 с.
4. Николаев В. А., Копыл И. В., Сысуев В. В. Природно-антропогенные ландшафты. М.: геогр. фак. МГУ, 2008. С. 313–335.
5. Хитров Н. Н. Земля без хозяина // Поиск. Еженедельная газета научного сообщества. №47(1069). 29 ноября 2009. С. 10.
6. Спиридонов А. И. Геоморфологическое районирование Восточно-Европейской равнины // Землеведение. Новая серия. М.; Изд-во Моск. ун-та, 1969. Том VIII (XLYIII). С. 76–110.
7. Юртаев А. А. Агрорландшафты: история вопроса, агрорландшафтное районирование // Современные ландшафты Нижегородской области. Н. Новгород: Изд-во Волго-Вятской академии гос. службы, 2006. С. 178–187.
8. Современные ландшафты Нижегородской области. Н. Новгород: Изд-во Волго-Вятской академии гос. службы, 2006. 288 с.
9. Ларионов Г. А. Эрозия и дефляция почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.

ЛАХАРЫ: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ, ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

*Ю. В. Ефремов, С. С. Черноморец**

Кубанский государственный университет, Краснодар, efremov_kubsu@mail.ru

*Московский государственный университет, Москва

LAHARS: MAIN CONCEPTS, PROBLEMS AND WAYS OF THEIR RESEARCH

*Yu. V. Efremov, S. S. Chernomorec**

Kuban state university, Krasnodar, efremov_kubsu@mail.ru

*Moscow state university, Moscow

Введение. Лахар – грязевой поток на склонах действующих вулканов, состоящий из смеси воды, вулканического пепла, пемзы и обломков горных пород. Известно, что лахары возникают при смешивании раскаленного вулканического материала с более холодными водами кратерных озер, рек, дождевых, талых ледниковых и снежных вод. Такие селевые потоки находятся в ряду самых катастрофических природных процессов в районах активного вулканизма. За рубежом изучению лахаров в районах активного вулканизма уделяется много внимания, о чем свидетельствуют многочисленные опубликованные работы. Целенаправленные исследования лахаров в СССР, а позже и в России не проводились. Некоторые сведения о них были получены при оценке извержений вулканов Камчатки и Курильских островов, которые нашли отражение в многочисленных работах. Среди них наиболее заметны [1–4, 9, 6, 7]. Однако сводных обобщающих работ по лахарам в России пока нет.

В последнее десятилетие исследование лахаров проводится географическим факультетом МГУ по специальной программе. Для этого были организованы и успешно проведены экспедиционные работы в 2008, 2011, 2012 гг. Полученные материалы раскрывают в общих чертах сущность лахаровых процессов и явлений, дают представление о гляциально-вулканогенных нивально-вулканогенных типах лахаровых потоков, указывают на особенности их распространения на вулканах Ключевском и Шивелуч.

Однако проблема вулканогенных селей, в том числе и лахаров, до конца не решена и поэтому необходимо продолжить экспедиционные исследования и обобщение полученных материалов.

Цель данной работы – анализ многочисленных проблем по исследованию селевых потоков в районах активного вулканизма и поиски путей их решения. К числу таких проблем относятся: терминологические, механизмы формирования лахаров, генетические типы лахаровых потоков, морфологические и ландшафтные. Рассмотрим эти проблемы, акцентируя внимание на районах исследования вулканогенных селевых потоков в группе Ключевских вулканов.

Основные проблемы исследований лахаров, возникшие при исследовании Ключевской группы вулканов. *Терминологические неопределенности.* Они четко изложены С. С. Черноморцем и И. Б. Сейновой в работе «Селевые потоки на вулканах» [11]. Проблема дефиниций в селевой тематике достаточно остра и далека от завершения. Многие классические определения типа «селевой поток», «селевой очаг», «генетическая классификация селей» и многие другие истолковываются исследователями по-разному. Это создает некоторую путаницу в правильном понимании сущности селевых процессов и явлений, в том числе и лахаровых потоков.

Термин «лахар» имеет индонезийское происхождение и, видимо, введен сотрудниками вулканической службы Г. Л. Кеммерлингом [12] и Б. Г. Эшером [13]. Этот термин неоднозначно истолковывается в научной литературе и нередко используется для характеристики не только селевых процессов, происходящих на активных вулканах, но и давно не действующих вулканических аппаратов. В зарубежной литературе широко используется деление лахаров на горячие и холодные, к числу которых относятся селевые потоки, возникающие на склонах вулканов. Такое их деление создает ложную иллюзию о правильном понимании сущности лахаров, в категорию которых попадают все селевые потоки, возникающие как на активных, так и на угасших вулканах.

По нашим представлениям, было бы правильным называть «лахарами» селевые потоки, возникающие при проявлении вулканической активности, т.е. таянии ледников, снежников и сезонного снежного покрова, прорыве вулканических озер, выпадении жидких осадков, формирующихся в атмосфере при извержениях вулканов. Так называемые «холодные лахары» следует отнести к обычным селевым потокам, возникающим в вулканических районах.

Разработка механизмов формирования селей – лахаров, как водной, так и твердой составляющей, далека от завершения. В широко известной книге В. Ф. Перова «Селевые явления» [8] дается краткая характеристика трех типов механизмов формирования классических селей, но не лахаров. Некоторые сведения о таянии ледников при воздействии на них раскаленной лавы изложены в некоторых работах [7, 10] и более подробно в книге С. С. Черноморца и С. Б. Сейновой [11]. Установлено, что при взаимодействии лавового потока с ледником происходит активное таяние снежно-ледовой массы и аккумуляция вулканогенных отложений, которые вовлекаются в поток талых вод. Поэтому, как отмечалось ранее С. С. Черноморцем и И. Б. Сейновой, к существующим механизмам селеформирования следует добавить гляциально-вулканический тип возникновения селевых потоков. Механизм водной составляющей лахара в условиях сверхвысоких температур весьма сложен и мало изучен. Некоторые его особенности выявлены при изучении лахаровых потоков на склонах вулкана Ключевского.

На вулканах с незначительным современным оледенением лахары возникают в большей мере при таянии многочисленных многолетних снежников и сезонного снежного покрова. Поэтому логично выделить нивально-вулканогенный тип формирования селевых потоков. Механизм их формирования следует еще изучить. Некоторые особенности таких лахаровых потоков были исследованы нами в 2012 г. на вулкане Шивелуч.

Можно предположить, что существуют и другие типы формирования водной составляющей лахаров. Это вулканогенно-прорывной механизм для вулканов с кратерными и кальдерными озерами, а также вулканогенно-дождевые лахары, при формировании водной составляющей которых атмосферные осадки вызываются извергающимися вулканами. Механизмы формирования таких лахаров неизвестны и их еще предстоит изучить.

Уточнение генетических типов лахаровых потоков. Основная проблема – разделение их на отдельные генетические типы, которые отражали бы зависимости их формирования от особенностей климата, рельефа и нивально-гляциального режима территорий. Анализируя таблицу генетической классификации селевых явлений, составленной В. Ф. Перовым, можно заметить, что им выделены классы, типы и механизмы селевых явлений. В дополнение выделенного им вулканогенного типа селей разумно было бы добавить вулканогенно-гляциальный, вулканогенно-нивальный, вулканогенно-прорывной, вулканогенно-дождевой типы. Каждый из выделенных типов лахаровых потоков имеет особый механизм зарождения водной составляющей селей. В целом указанная таблица не отражает особенности зарождения вулканогенных селевых потоков. В дополнение таблицы В. Ф. Перова следует составить другую таблицу, показывающую все разновидности лахаровых потоков.

Морфологические проблемы тесно связаны с терминологическими неопределенностями. Некоторые элементы лахаровых потоков имеют размытые названия, употребляемые исследователями лахаров произвольно без обоснованной интерпретации их значений. Рассматривая морфологию лахаровых потоков, многие исследователи не могут точно выделить очаги их зарождения и

основные элементы зон транзита, таких как селевые русла, террасы, которые трудно отличить от обычных селевых потоков, так называемых «холодных лахаров».

Еще большие трудности в идентификации лахаров возникают при определении зон их аккумуляции, которые сложно соотносить с классическими селевыми потоками, такими как конусы выноса, селевые валы и др. Так Т. С. Краевая и М. П. Кураленко отмечали широкое распространение водно-ледниковых отложений у подножья активных вулканов, представляющих собой «субаэральные флювиогляциальные дельты», которые повсеместно распространены в зонах активного вулканизма на Камчатке [5–7].

Остаются нерешенной проблема идентификации лахаров по морфологическому облику отложений. Как показали проведенные исследования, в ряде случаев так называемые морены и флювиогляциальные шлейфы у подножья вулканов на самом деле являются селевыми отложениями.

Ландшафтные проблемы. Вулканические ландшафты Камчатки уникальны. В их формировании немалый вклад внесли и лахаровые процессы и явления. Однако об этом почти ничего не известно. Можно предположить, что при прохождении катастрофических лахаров происходили заметные изменения в окружающей среде, т. е. образование глубоких селевых врезов, аккумуляция огромного количества селевого материала и уничтожения лесных массивов, т. е. как механического уничтожения леса, так и последующего его засыхания. Нами было замечено, что в местах прохождения лахаровых потоков участки речных долин значительно менялись как микроформы рельефа, так и отмечались засыхания взрослого леса. Причины деградации лесных массивов в местах прохождения лахаров остаются пока не ясными. Видимо с помощью методов химического анализа эту проблему удастся решить.

Палеогеографические проблемы связаны с восстановлением хронологии прошедших событий, характеризующих активные фазы вулканизма, сопровождаемых сходом крупных лахаров. Историю таких событий можно восстановить с помощью дендрохронологических и лихенометрических методов. Отбор образцов древесины с предполагаемых траекторий лахаровых потоков осуществлялся во время экспедиции в августе 2012 г. В настоящее время делается их обработка и анализ.

Проблема идентификации лахаров остра и актуальна в настоящее время, поскольку такие селевые потоки катастрофичны и разрушительны. Поэтому их надо обязательно учитывать при оценке риска и ущерба при освоении территорий, подверженных опасным природным процессам. Идентификация отложений лахаров имеет большое значение для диагностики селевых потоков. Предпринятые попытки диагностирования лахаровых отложений, отобранных для гранулометрического анализа, пока не являются достоверными. Видимо, надо искать другие более надежные методы определения индикационных признаков.

Выводы. Из выше изложенного следует, что лахары остаются слабо изученными и недостаточно освещенными в отечественной литературе. Поэтому необходимо продолжить их исследования не только на Ключевской группе вулканов, но и в других районах Камчатки. Для этого необходимо сосредоточить внимание на следующих направлениях исследований:

1. Учитывая сложную динамику лахаровых процессов и явлений и их кратковременное проявление, по возможности проводить наблюдения за ними во время проявления активного вулканизма. Видимо, такое возможно в районе Толбачика, который в настоящее время находится в фазе извержения.

2. Принимая во внимание сложность механизмов формирования лахаров, особые их свойства и тесную связь с тектоническими, геоморфологическими и климатическими процессами, разработать структурно-функциональную схему лахаровых процессов и явлений.

3. Сосредоточить внимание на уточнении известных механизмов селепроявления, а также изучить вулканогенно-прорывной тип лахаровых потоков на примере вулканов, имеющих кратерные и кальдерные озера.

4. Акцентировать внимание на морфологических особенностях лахаровых отложений и скоррелировать их с конкретными микроформами рельефа и морфометрическими показателями, а также конкретизировать название отдельных морфологических элементов селеборов.

5. Выяснить факторы деградации природных ландшафтов при прохождении лахаров, таких как изменение рельефа, трансформация русла реки и размыв почв, гибель растительности и др. Для этого следует использовать современные методы исследований: биогеографический, изучения современных и ископаемых почв, анализа геохимии ландшафтов.

Литература

1. Былинкина А. А. К исследованию сухих рек Ключевского вулкана (летом 1950 г.) // Труды лаборатории вулканологии. Вып. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 236–242.
2. Горшков Г. С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение) // Бюлл. вулканологической станции М., 1957. № 26. С. 19–72.
3. Евтодьева Ю. А. Некоторые вопросы изучения максимального стока половодья в бассейнах рек Авачи и Камчатки // Вопросы географии Камчатки. Вып. 6. Петропавловск-Камчатский:

Дальневосточное кн. изд-во, 1970. С. 37–50.

4. Евтодьев Ю. А. Селевая опасность Районов Камчатки // Гляциологические исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 80–85.

5. Краевая Т. С. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской группы вулканов // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное кн. изд-во, 1964. С. 56–62.

6. Краевая Т. С. Краткая характеристика селеопасных районов Камчатки // Тр. КазНИГМИ. Вып. 33. Вопросы изучения селей / Под ред. Х. А. Ахмеджанова. М.: Моск. отд. Гидрометеоиздата, 1969. С. 144–150.

7. Краевая Т. С., Кураленко М. П. Ледниковые образования районов активного вулканизма (на примере Камчатки) // Гляциологические исследования. М.: ВИНТИ, 1985. № 27. С. 77–89.

8. Перов В. Ф. Селевые явления. Терминологический словарь. М.: Изд-во МГУ, 1996. 45 с.

9. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Труды лаборатории вулканологии. М., 1956. Вып. 111. 309 с.

10. Цюрупа А. И. Внутрiledниковые извержения // Гляциологические исследования. М., 1985. № 27. С. 67–76.

11. Черноморец С. С., Сейнова И. Б. Селевые потоки на вулканах. М.: УНЦ ДО, 2010. 72 с.

12. Escher D. G. On the hot «lahar» (mudflow) of the valley of ten thousand Smokes (Alaska). Proceedings Koninklijke Akademie van Wetenschappen. Amsterdam, 1922. Vol. 24. P. 282–293.

13. Kemmerling G. L. De uitbarsting van den G. Keloet in den nacht van den 19–20 mei 1919. Weltevreden: Landsdrukkerij, 1921. 123 pp.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ХРЕБТА ГРОЗНЫЙ (ОСТРОВ ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Р. В. Жарков

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, rafael_zharkov@mail.ru

THE VOLCANIC FORMS OF THE RELIEF OF RIDGE GROZNY (ITURUP ISLAND, KURILES)

R. V. Zharkov

FSBIS Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, rafael_zharkov@mail.ru

Формирование рельефа областей активного вулканизма в первую очередь связано с эндогенными процессами, характер и интенсивность которых определяет современные геоморфологические особенности данных территорий. В Российской Федерации активные вулканы расположены на Камчатке и Курильских островах, современные постройки вулканов представляют собой сложные комплексы, сформированные на протяжении нескольких десятков тысяч лет.

Образование вулканических форм рельефа определяется фазовым состоянием выносимого с глубины магматического вещества, соответствующим главным типам вулканической деятельности: взрывно-фреатический, взрывно-пирокластический, эффузивный и экструзивный [1]. Взрывно-фреатический комплекс вулканических форм рельефа связан, преимущественно, с газовой составляющей магматического вещества и отличается большим геоморфологическим разнообразием. При извержениях формируются как отрицательные формы рельефа (взрывные кратера, воронки взрывов и т. п.), так и положительные (бескорневые конуса, маары с кольцевым валом). Взрывно-пирокластический комплекс возникает в результате извержения богатого газом пластичного или жидкого магматического вещества. Основные формы рельефа при этом типе деятельности представлены стратовулканами, шлаковыми конусами, пирокластическими потоками и равнинами. Эффузивный тип вулканической деятельности наиболее распространен в современную эпоху, он чаще наблюдается при терминальных и эксцентричных извержениях щитовых и стратовулканов, реже – в кальдерах и при формировании экструзивных куполов. Экструзивный комплекс образуется при внедрении очень вязкого магматического вещества, в результате чего формируются экструзивные купола высотой до нескольких сотен метров.

Вулканы Курильских островов по морфологии и внутреннему строению можно разделить на пять морфогенетических типов: простые стратовулканы, «кустовые» стратовулканы (изолированные и в системе хребтов), кальдерные стратовулканы, кальдерные пемзово-пирокластические вулканы, вулканы экструзии (центрального и регионального типов) [2]. Исследуемые нами вулканы хребта Грозный, расположенного в центральной части острова Итуруп (Южные Курильские острова, Российская Федерация), относятся к сложным «кустовым» стратовулканам и вулканам-экструзиям регионального типа. Среди многообразия вулканических построек наиболее активными вулканами, извержения которых происходили в историческое время, являются вулкан Баранского и Иван Грозный.

Морфология вулкана Баранского

Вулкан Баранского, расположенный в северо-восточной части хребта, представляет собой довольно сложное сооружение. Этот вулкан поднимается в виде изолированного, сильно усеченного конуса высотой 1132,7 м, по морфогенетической классификации относится к «кустовым» (многочисленным) стратовулканам.

Вулкан Баранского возник в позднем плейстоцене и проявил смешанную деятельность — с эксплозиями и излияниями лав. Лавовые потоки вулкана спускаются на 4–5 км к юго-востоку до берега океана; на такое же расстояние они протягиваются в противоположном направлении, занимая площадь 6×9 км. Склоны конуса, за исключением северного сектора, сложенного молодыми лавами, сильно эродированы, и вулкан при наблюдении с юга имеет довольно старый облик. Основание конуса сохранилось лучше, и здесь, на юге, могут быть прослежены старые лавовые потоки, вполне четко сохранившие свои морфологические черты. Некоторые потоки образуют выступающие в море мысы, например, близ ручья Водопадного. Старый вершинный кратер сильно разрушен, к нему находится пологий пирокластический внутренний конус. Кратер последнего несколько сдвинут в северном направлении, его гребень в северной части полностью уничтожен, и кратер широко открыт к северо-северо-западу. Многочисленные лавовые потоки, связанные с внутренним кратером, покрывают значительный сектор в северной и восточной частях конуса. На дне кратера в виде пологого щита поднимается экструзивный купол. Невысокие, крутые склоны его переходят в широкую, слабовыпуклую вершину. Диаметр купола около 500 м, высота над дном кратера около 40–50 м. Северная часть купола взорвана, здесь расположена цепочка из нескольких небольших взрывных воронок, образованных по неподтвержденным данным в 1951 г., и большой глубокий взрывной колодец. От этой взорванной части купола по северо-западному склону спускается самый молодой лавовый поток; ширина его в истоках достигает 500 м, в нижней части около 1 км, длина до 2 км, а мощность 50–60 м [3].

На юго-западном склоне конуса вулкана, на высоте около 750 м, расположен амфитеатр эруптивного происхождения, на дне которого имеются пять крупных парогазовых выхода и термальные источники (Верхнее сольфатарное поле). Ниже по склону, в долинах руч. Старозаводского и р. Кипящей, также расположены сольфатарные поля (рис. 1) с выходами газогидротерм разного химического состава и температурой до 100 °С. На этих участках наблюдаются современные процессы



Рис. 1. Схема вулканического хребта Грозный
 Условные обозначения: 1 – Верхнее сольфатарное поле; 2 – Старозаводское сольфатарное поле;
 3 – Сольфатарное поле и источники верховья р. Кипящей; 4 – источники устья р. Кипящей;
 5 – Нагорные источники; 6 – источник Лопастной

образования форм микрорельефа, связанные с сольфатарно-гидротермальной деятельностью: рост сольфатарных построек, формирование грязевых котлов и воронов термальных источников, эрозионные процессы на поверхности гидротермально измененных пород и т. д. [4].

Морфология вулкана Иван Грозный

Вулкан Иван Грозный (1159 м) расположен в южной части вулканического хребта Грозный. Он представляет собой сложный вулканический массив, древняя постройка (ранний-средний плейстоцен) которого значительно разрушена эрозионными процессами. Наиболее молодыми (поздний плиоцен-голоцен-современными) образованиями, слагающими сложный вулканический массив Иван Грозный, являются слившиеся своими основаниями купола Ермак, Иван Грозный, Дракон, которые осложнены многочисленными более мелкими вулканическими аппаратами. В северо-западной части этой группы вулканов сохранился участок небольшой кальдерообразной депрессии, гребень которой либо полностью разрушен, либо перекрыт более молодыми вулканическими образованиями. Диаметр кальдеры оценивается в 3–3,5 км, ее возраст – поздний плейстоцен или ранний голоцен. Кальдера широко открыта к югу, у её южного края возвышается до 590 м над дном крупный экструзивный купол Грозный. Этот купол состоит из трех крупных блоков, разделенных понижениями. На вершине западного, самого крупного блока, расположены две слившиеся эксплозивные воронки, образующие широтный, открытый к востоку ров. На северном склоне расположен еще один, менее высокий купол. На границе этого купола со склоном расположено гнездо мощных сольфатар. Агломератовая мантия куполов почти всюду опускается до подножия, в некоторых местах на склонах из-под агломератовой мантии выступают короткие, крутые языки лавовых потоков, указывая на то, что купол вырос в кратере более старого центрального конуса. В северной части потоки доходят до стенки кальдеры, а на юге более старые потоки спускаются вниз на несколько километров. К северо-востоку от купола Грозный, примерно на границе гребня кальдеры, возвышается крупный экструзивный купол Дракон. Острые лавовые зубцы окружают остатки вершинного эксплозивного кратера, из которого к югу и северу излились потоки вязкой лавы. Небольшой экструзивный купол расположен между куполами Грозный и Дракон, к северу от них находится большой эффузивный купол. В северной части кальдеры ранее, по-видимому, было большое озеро, но теперь потоки центрального конуса и отростки большого эффузивного купола сильно сократили размеры этого озера и придали его берегам причудливо извилистые очертания (озеро Лопастное). Последний член этой группы – эффузивный купол Ермак – примыкает с запада к куполу Грозный. Этот купол также удлинён с севера на юг, на его вершине имеются следы эксплозивного кратера [3].

Проявления современной активности влк. Иван Грозный приурочены к центральному куполу. С середины XX в. вулкан проявлял постоянную фумарольную активность, сопровождающуюся небольшими фреатическими и фреато-магматическими извержениями в 1951, 1964–1965, 1967–1968 и 1970–1973 гг. Наиболее значительное извержение началось в мае 1989 г. В результате этого собы-



Рис. 2. Купол вулкана Иван Грозный, 28 августа 2012 г.

тия на вершине купола образовалась трещина длиной около 70 м и шириной до 3 м, вдоль трещины были локализованы мощные фумаролы [5].

С 1990 по 2012 г. влк. Иван Грозный находился в стадии фумарольной активности. Основная фумарольная деятельность на вулкане была сосредоточена на трех участках: из трещины извержения 1989 г., на северном склоне купола на высоте ~ 1050 м и в привершинной части купола на бровке небольшого эксплозивного кратера. Очередная эксплозивная стадия активности влк. Иван Грозный началась в середине августа 2012 г. и продолжается до настоящего времени. Основные пепловогазовые выбросы происходят из жерла размером ~ 10×20 м, расположенного на северном склоне купола, на высоте около 1050 м. Визуальные наблюдения, проведенные нами в августе 2012 г. с борта вертолета (рис. 2), не выявили значительных изменений в морфологии купола вулкана, отмечена лишь небольшая воронка взрыва, через которую происходят эксплозии [6].

Таким образом, для исследуемых вулканов Баранского и Иван Грозный характерны разнообразные формы рельефа, связанные с активными вулканическими процессами. Вплоть до настоящего времени в результате небольших эксплозивных извержений формируются новые формы микрорельефа в виде воронок взрывов, эксплозивных колодцев и т. п. Современные поствулканические процессы также вносят существенный вклад в изменение морфологического облика вулканов, образуя сольфатарные постройки, термальные источники с глубиной каналов в несколько метров и т. д.

Литература

1. Мелекесцев И. В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
2. Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.
3. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
4. Жарков Р. В. Современная сольфатарно-гидротермальная деятельность вулканов хребта Грозный (о. Итуруп, Курильские острова) // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: сборник материалов IV Сахалинской молодежной научной школы, Южно-Сахалинск, 2–5 июня 2009 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2010. С. 191–197.
5. Абдурахманов А. И., Злобин Т. К., Мархинин Е. К., Тараканов Р. З. Извержение вулкана Иван Грозный в 1989 г. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 3–9.
6. Жарков Р. В., Козлов Д. Н. Эксплозивное извержение вулкана Иван Грозный в 2012–2013 годах (остров Итуруп, Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3 (в печати).

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

В. А. Зайцев, Л. В. Панина

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва,
v.zaitsev@mail.ru, panina53@mail.ru

STRUCTURAL-GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF THE SOUTHEAST RUSSIAN PLATE

V. A. Zaitsev, L. V. Panina

Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, v.zaitsev@mail.ru, panina53@mail.ru

Район исследования охватывает область Прикаспийской низменности, наследующей одноименную синеклизу, расположенную на юго-востоке Русской плиты, где фундамент залегает на глубинах до 22 км. Преобладающие абсолютные отметки рельефа здесь составляют менее 100 м вплоть до отрицательных значений (–20 м), увеличивающимися к восточной периферии до 200 м и более. Пограничными орографическими элементами являются возвышенности Ергени на западе, Приволжская – на северо-западе и Общего Сырта – на северо-востоке, а также Подуральское плато на востоке. На юге низменность ограничена впадиной Каспийского моря.

Согласно последним исследованиям глубина залегания фундамента в Прикаспийской низменности достигает 22 км и представляет собой серию блоков континентальной коры разного времени консолидации, отделенных друг от друга зонами долгоживущих разломов [1]. Мощный осадочный чехол сложен породами подсолевого палеозойско-раннепермского, соленосного кунгурского и надсолевого верхнепермско-кайнозойского комплексов. Эти породы образуют бескорневые складки, осложненные диапирами и разрывными нарушениями, нередко наследующими разломы фундамента. В течение длительного фанерозойского этапа развития территория Прикаспийской низменности испытывала отрицательные движения и в структурно-геоморфологическом отношении представляет собой обширную впадину, осложненную частными дислокациями. Поэтому в дальнейшем мы будем называть ее Прикаспийской впадиной.

Проведение структурно-геоморфологического анализа, направленного на выявление новейших дислокаций в условиях равнинного рельефа, всегда вызывает определенные трудности. Косвенные

геоморфологические признаки, такие как: обрамление поднятий речными долинами и эрозионными понижениями, характерный радиальный центробежный рисунок речной сети, изменение уклонов и превышений рельефа и др., не всегда можно увидеть на топографических картах и спектрозональных космических снимках. Поэтому структурно-геоморфологическое дешифрирование этих материалов дополнялось анализом детальных радарных изображений, позволяющих обнаруживать погребенные структуры в районах с отрицательными значениями абсолютных отметок рельефа, что особенно важно для наиболее погруженных территорий. Особенно это касается Центральной части Прикаспийской впадины, испытавшей за новейший этап (с олигоцена по ныне) существенное прогибание. Была проведена также автоматизированная обработка радарных снимков ASTER GDEM с помощью программ LESSA и Global Mapper. Программа LESSA позволяет автоматически выявлять в виде так называемых штрихов линии водоразделов и долин, а также рассчитывать их статистические характеристики в скользящем окне. При этом можно вычислить такие параметры как общая плотность штрихов, плотность штрихов каждого направления, построить «розы-диаграммы» распределения штрихов по направлению, определить степень и направление вытянутости роз-диаграмм, построить линии вытянутости роз диаграмм др. Построенная таким образом схема линий вытянутости роз-диаграмм элементов рельефа с окном осреднения 135 км, сопоставлялась с результатами структурно-геоморфологического дешифрирования и дислокациями глубинных структурных планов, главным образом, поверхностью фундамента. Программа Global Mapper позволяет отрисовать по радарным изображениям эрозионную сеть, генерализация которой помогает лучше увидеть структуры. Полученные в результате проведения таких комплексных структурно-геоморфологических исследований данные сопоставлялись с геолого-геофизическими материалами.

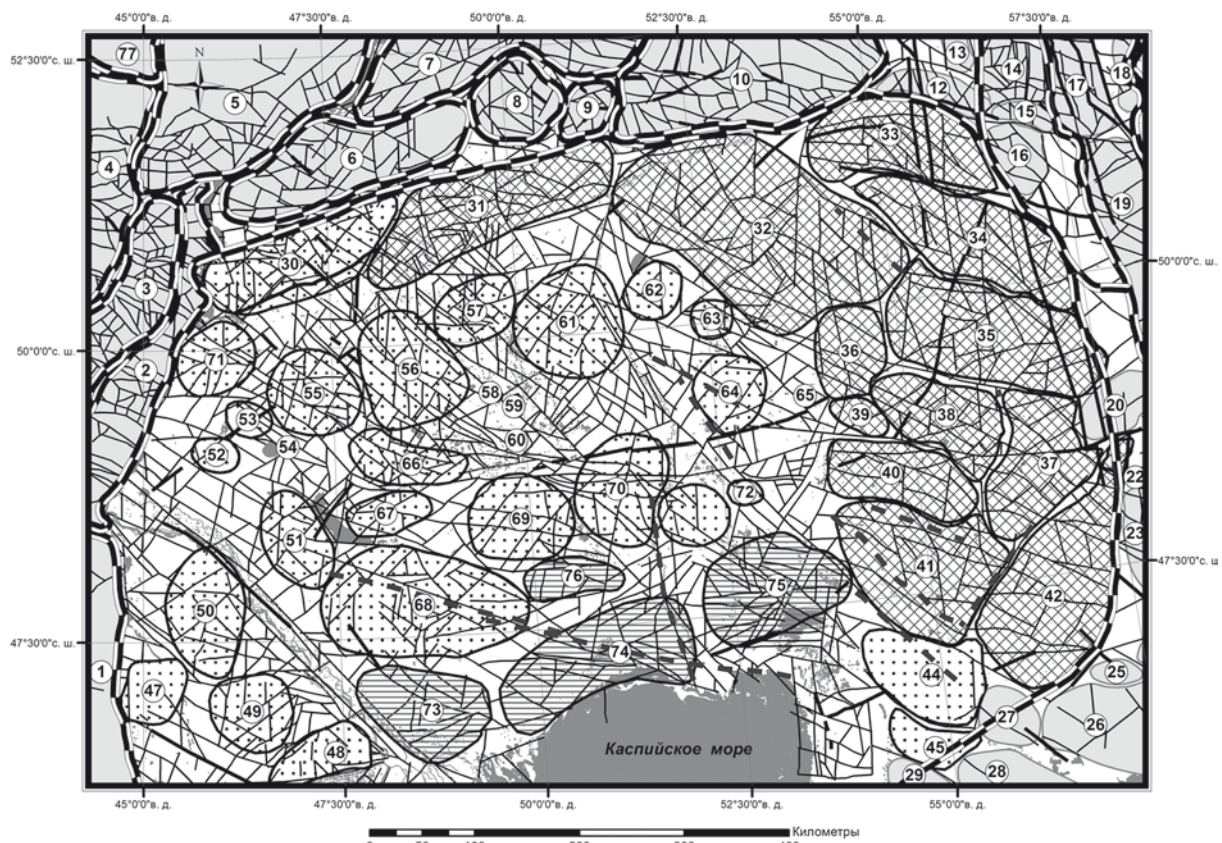
Как показали наши исследования, Прикаспийская впадина обрамлена новейшими поднятиями первого ранга, амплитуда которых колеблется от 150 до 400 м. Одни из них развиваются на молодых Скифской и Туранской плитах (Ергенинское, Донызтаусское, Турушское и др.); другие на склонах Воронежской и Волго-Уральской антеклиз древней Восточно-Европейской платформы (Приволжское, Мокроусское, Перелюбское, Сорочинское и др.), третьи образуют систему поднятий Предуральского прогиба (Чебогаровское, Кувандыкское, Полтавское). В пределах самой впадины также выявляются поднятия разного ранга и разной амплитуды. Высокоамплитудные поднятия (100–250 м) развиты на северо-восточной и восточной перифериях впадины. Как правило, это высокоранговые структуры, разделенные узкими долинообразными впадинами (рис. 1). В центральной части обнаружены поднятия меньших размеров и с амплитудами до 100 м, а также погребенные положительные структуры, не выраженные в рельефе. Помимо поднятий отдешифрированы и линеаменты, которые имеют, как нам представляется, тектоническую природу. Преобладающими простираниями линеаментов являются северо-западные и северо-восточные. Сравнительно реже проявляются и субширотные направления, как это имеет место на юге, в районе Каракульско-Смушковской зоны. На востоке доминируют линеаменты субмеридионального простирания. Некоторые из них фрагментарно наследуют разломы фундамента и являются новейшими разломами, выделенными предыдущими исследователями: Азгирский, Жолдыбайский, Эмбенский и др. [2].

Сопоставление новейших структур с глубинными дислокациями указывает на достаточно хорошее их соответствие. Особенно это проявляется при корреляции соляных диапиров, пользующихся широким развитием в Прикаспии. Области солянокупольной тектоники нередко выражены в рельефе новейшими поднятиями, а отдельные диапиры приурочены к протяженным линеаментам и новейшим разрывам. Соляными куполами маркируются новейший Азгирский разрыв, простирающийся в запад-северо-западном направлении на юге Прикаспийской впадины, субширотные линеаменты в центральной части впадины, которые частично являются отражением в рельефе глубинного разлома фундамента, многие северо-западные линеаменты, отчасти совпадающие с новейшими разрывами, а также северо-восточные, развитые на востоке. Очевидна связь диапиров и с новейшими поднятиями. Практически ко всем поднятиям восточной периферии Прикаспия приурочены соляные диапиры. Некоторые из поднятий частично наследуют положительные структуры фундамента, например, Ащикольское, Енбекское, Караулкельдинское, Коскольское. Малоамплитудные поднятия в центральной части Прикаспия также являются отражением солянокупольной тектоники. Среди них Шалкарское, Юлаевское, Индерское, Сагизское, Эльтонское и др. (рис. 1).

Хорошая корреляция новейших дислокаций со структурами девонского комплекса наблюдается в пределах северной части Прикаспийской впадины. Так, Долинное новейшее поднятие, расположенное на севере, наследует такие положительные структурные элементы девона, как Карповский структурный нос, Илецкий вал, Уральско-Кобландинскую зону поднятий.

Характерна тенденция расширения контуров новейших поднятий по сравнению со структурами фундамента. Так, например, Сорочинское новейшее поднятие, обрамляющее Прикаспийскую впадину с севера, наследует Восточно-Оренбургский структурный выступ фундамента в северной части, а на юге представляет собой обращенную структуру по отношению к Бузулукской впадине.

Сходную картину можно видеть и на востоке Прикаспия, где выраженные в рельефе Ащикольское, Караулкельдинское и Коскольское поднятия с абсолютными отметками 325–100 м лишь в цен-



Условные обозначения:

- Структуры первого ранга
- Поднятия первого ранга
- Высокоамплитудные поднятия
- Малоамплитудные поднятия
- Погребенные поднятия
- Новейшие разломы
- Линеаменты, совпадающие с разломами фундамента
- Линеаменты

Структуры обрамления Прикаспийской впадины:

поднятия первого ранга: с запада: 1 – Ергенинское, 2 – Приволжское; с северо-запада: 3 – Доно-Медведицкое, 4 – Ртищевское, 5 – Саратовское, 6 – Мокроусское, 77 – Каменское; с севера: 7 – Сыртовское, 8 – Перелюбское, 9 – Росташинское, 10 – Сорочинское, 12 – Оренбургское, 13 – Назыкское; с северо-востока и востока: область Предуральяского прогиба: 14 – Чебогаровское, 15 – Кувандыкское, 16 – Полтавское; область южной оконечности Урала: 17 – Новотроицкое, 18 – Ирендыкское, 19 – Алимбетовское; Примугоджарский склон Туранской плиты: 20 – Кумжарганское, 22 – Джурунское; с юго-востока: 23 – Шошаккольское; 25 – Актумсык, 26 – Дonyзтауское, 27 – Жельтауское, 28 – Турушское, 29 – Коркольское.

Поднятия в пределах Прикаспийской впадины:

северный склон: 30 – Ахматовское, 31 – Озинкинское, 32 – Долинное, 33 – Первомайское; восточный склон: 34 – Новомихайловское; 35 – Ащикольское, 36 – Акшатауское, 37 – Енбекское, 38 – Караулкельдинское, 39 – Соркольское, 40 – Коскольское; юго-восточный склон: 41 – Актолагайское; 42 – Жаркамьское, 44 – Мунайлинское, 45 – Опорное; западный и северо-западный склон: 47 – Чкаловское, 48 – Краснопесчаное, 49 – Юстинское, 50 – Джангарское, 51 – Тургайское, 52 – Октябрьское, 53 – Булутинское, 54 – Эльтонское, 55 – Джаныбекское; центральная часть: 56 – Ажбайское, 57 – Талдыкудукское, 58 – Сатыбалдыкское, 59 – Кожантайское, 60 – Мокринское, 61 – Юлаевское, 62 – Шалкарское, 63 – Булдыртинское, 64 – Калдыгайтинское, 65 – Камыскольское, 66 – Аралсорское, 67 – Аккольское, 68 – Азгирское, 69 – Кусаинское, 70 – Елеусинское, 71 – Индерское, 72 – Карабау, 73 – Астраханское, 74 – Северо-Каспийское, 75 – Сагизское, 76 – Баксайское

Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема юго-востока Русской плиты

тральных частях отражают одноименные положительные структуры фундамента, расположенные на отрицательных отметках 7–8 км. Корреляция с фундаментом прослеживается также на юге Прикаспия. Такие погребенные поднятия как Астраханское и Северо-Каспийское являются прямым отражением одноименных дислокаций фундамента. Частично соответствуют разломам фундамента и некоторые линеаменты. Особенно это хорошо прослеживается в периферических частях впадины. Все направления линеаментов находят отражение в простирациях крупных глубинных разломов. На востоке – это субмеридиональное, на юго-западе и западе – северо-западное, в центральной части – субширотное, на западе и северо-востоке преобладает северо-восточное простираение.

Результаты компьютерной обработки радарных изображений с использованием программы LESSA также показали хорошую корреляцию с данными структурно-геоморфологического анализа. Многие поднятия рельефа подчеркиваются линиями вытянутости, которые либо оконтуривают их, или имеют радиально расходящийся рисунок. Эти признаки использовались для выявления малоамплитудных и погребенных поднятий, которые на обычных топографических картах и снимках

дешифрируются с трудом (Мануйлинское, Астраханское, Северо-Каспийское и др.). В одних случаях линии вытянутости следуют вдоль протяженных линеаментов, в других изменение их простираний может указывать на наличие новейшего разрывного нарушения.

Наблюдается и хорошее соответствие между линиями вытянутости и структурой фундамента. Линии вытянутости нередко следуют вдоль изогипс фундамента, резко изменяют простирания в зонах разломов. Наиболее крупные структуры фундамента, как ограничивающий с юго-запада Прикаспийскую впадину, кряж Карпинского подчеркивается линиями вытянутости северо-западного простирания. В пределах Астраханского свода, наиболее крупной структуры Прикаспия, линии вытянутости имеют радиально расходящийся рисунок, тем самым подчеркивая его [3]. В конфигурациях линий вытянутости нашли отражение и Северо-Каспийское, Караулкельдинское и др. поднятия фундамента. Резкие изменения простирания линий вытянутости часто соответствуют разломам фундамента и границам элементов первого ранга в пределах Прикаспия. Например, субширотный разлом в центральной части впадины, отделяющий Центрально-Прикаспийский прогиб фундамента от расположенной южнее Северо-Атырауской системы моноклиналей.

Некоторые протяженные линеаменты или их фрагменты находят отражение в магнитных и гравитационных аномалиях.

Проведенные исследования позволили обнаружить в пределах Прикаспийской впадины серию новейших поднятий разного ранга, разделенных впадинами. Наиболее высокоамплитудные поднятия приурочены к восточной периферии, а в испытавшей длительное погружение, центральной области развиты малоамплитудные и погребенные положительные структуры. Многие выраженные в рельефе линеаменты, как нам представляется, имеют тектоническую природу. Преобладающими простираниями линеаментов являются северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное (главным образом, на востоке). Сравнительно реже встречаются линеаменты субширотного простирания.

Выраженные в рельефе структуры, по-разному коррелируются с глубинными дислокациями. Как правило, наблюдается частичное наследование поверхностного структурного плана древних комплексов. Особенно хорошее соответствие обнаруживается в периферических частях: в области сопряжения с Уральским орогеном и в пограничной области со Скифской плитой, новейшие структуры которой находят продолжение в Прикаспии. Характерна тенденция увеличения контуров новейших поднятий по сравнению с глубинными дислокациями. Некоторые линеаменты соответствуют разломам фундамента и частично отражаются в гравитационных и магнитных аномалиях.

Таким образом, в результате проведенных исследований во многом уточнена новейшая структура Прикаспия. В целом, имеющая прямое соотношение с фундаментом, Прикаспийская впадина осложнена частными поднятиями, развивающимися на фоне соляного диапиризма, как правило, обусловленного тектоническими движениями блоков фундамента. Рост поднятий, сопровождается образованием линеаментов, многие из которых могут быть разрывами, зонами трещиноватости, дробления пород и др. Формирование новейшей структуры Прикаспийской впадины происходит под влиянием Уральского орогена и Скифской плиты.

Литература

1. Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность. Под редакцией Ю. А. Воложа, В. С. Парасыны. М., 2008. 221 с.
2. Геология СССР. Западный Казахстан. Геологическое описание. Том XXI. Часть 1. Книга 2. М., 1970. 343 с.
3. Панина Л. В., Зайцев В. А. Рельеф северного Прикаспия как отражение деформаций фундамента // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: материалы XXXI пленума геоморфологической комиссии РАН (5–9 октября 2011 г). Астрахань, 2011. С. 41–45

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДЕГРАДАЦИИ ОСТАШКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЧУДСКО-ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Н. В. Карпукхина

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, zemanata1@rambler.ru

THE PALEOGEOGRAPHIC MODEL OF DEGRADATION OF OSTASHKOV GLACIATION WITHIN THE CHUDSKO-PSKOVSKOY LOWLAND

N. V. Karpukhina

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, zemanata1@rambler.ru

Территория Чудско-Псковской низменности является классическим районом для изучения гляциального рельефа, формирование которого, главным образом, связано с деградацией последнего

(осташковского) ледникового покрова. В связи с этим, данная территория не одно десятилетие привлекает к себе внимание исследователей, занимающихся вопросами дегляциации [1 – 9 и др.].

Район исследования расположен на северо-западе Восточно-Европейской равнины, в пределах Чудско-Псковской низменности. Общий характер рельефа низменности и сопредельных территорий – равнинный, абсолютные высоты не превышают 200 м. С востока и запада низменность ограничена возвышенностями: Ижорской, Лужской, Судомской, Пандивере, Отепя, Хаанья. Границы между низменностью и возвышенностями плавные, на севере находятся на отметках около 40 м, на юге около 120 м. Изменение высотного положения границ низменности связано со ступенчатым повышением её территории в южном направлении. Максимальная амплитуда колебания относительных высот в пределах описываемой территории около 100 м.

Особенность рельефа низменности – это сочетание относительно плоских участков озёрно-ледниковых равнин с фестонобразными полосами холмисто-грядового рельефа краевых образований. Здесь чётко выделяются семь комплексов краевых образований (Островский, Псковский, Талабский, Ремдинский, Раскопельский, Гдовский и Невский) и две озёрно-ледниковых равнины (Чудская (Приозёрная) и Псковская). Островский краевой комплекс соответствует лужской стадии осташковского оледенения, а Невский – одноименной невской стадии. Краевые комплексы, находящиеся между этими стадиями, фиксируют фазы отступления ледника лужской стадии.

Несмотря на достаточно хорошую изученность данной территории, ряд вопросов, связанных с деградацией осташковского ледникового покрова остаются нерешёнными или дискуссионными: о типе дегляциации, о местоположении и абсолютном возрасте стадий и фаз последнего оледенения [4, 5, 9, 11 – 16 и др.]. В существующих региональных схемах миграции приледниковых водоёмов [2, 17 – 21], формировавшихся в ходе деградации последнего ледника, практически отсутствуют фактические данные по территории РФ.

Таким образом, цель данной работы – создать палеогеографическую модель отступления осташковского ледника в пределах Чудско-Псковской низменности.

При изучении характера дегляциации нами использовалась совокупность различных методов, ключевым из которых стал – геоморфологический анализ, позволивший произвести ГИС-моделирование палеогеографической обстановки в течение основных стадий и фаз деградации ледника.

Моделирование палеогеографической обстановки осуществлялось в ГИС-пакете ArcGIS Desktop 9, в равноугольной поперечно-цилиндрической проекции Гаусса-Крюгера, вычисленной по параметрам эллипсоида Красовского, в системе координат – Пулково 1942 для зоны № 5.

В палеогеографической модели необходимо было отразить пространственное положение ледника, области распространения мёртвого льда, а также пределы распространения приледниковых водоёмов в разные стадии и фазы относительно современного рельефа.

В связи с этим положение активного края ледника во время дегляциации было определено на основе пространственного положения комплексов краевых образований. Области распространения мёртвого льда устанавливались по специфическим морфологическим комплексам, сформировавшимся в условиях таяния мёртвого льда (озы, камы, области распространения холмисто-западного рельефа абляционной морены).

Наиболее сложная работа заключалась в определении уровней приледниковых водоёмов. Так, большая работа (как камеральная, так и полевая) была проведена по диагностике береговых образований приледниковых водоёмов (береговых валов; подножий абразионных уступов; скоплений валунов, расположенных в виде полос; пространственному положению прибрежной фации озёрно-ледниковых отложений) с целью определения их уровней в течение деградации ледникового покрова.

После создания базы данных береговых образований необходимо было произвести корреляцию полученных результатов, определяющих положение уровня озёр на разных стадиях и фазах и развития. Стоит отметить, что береговых образований в пределах исследуемой территории, особенно в пониженной её части, встречается немного, в связи, с чем их корреляция усложняется. Данное обстоятельство связано с наличием больших массивов мёртвого льда формировавшегося в течение деградации ледникового покрова. Кроме того, подобная корреляция усложняется и тем, что в послеледниковые территория испытала гляциоизостатическое поднятие, в результате чего разновозрастные береговые образования оказались на разных гипсометрических уровнях.

С целью определения истинного высотного положения палеоводоёма необходимо было рассчитать вероятные уровни приледниковых водоёмов у южных и северных их берегов. Для этого были использованы, имеющиеся сведения об абс. высотах береговых образований и параметры позне-ледникового поднятия (средняя величина гляциоизостатического поднятия и его азимут) в пределах исследуемой территории. По данным *T. Hang et al.* [19], средняя величина гляциоизостатического поднятия территории в пределах восточной Эстонии равна 5 см на 1 км при азимуте максимального гляциоизостатического поднятия – 326°. Эти показатели были подтверждены результатами бурения в устьях речных долин рр. Эмайыги, Ахья, Обдех [22], также они хорошо согласуются с аналогичными параметрами, установленными по береговым формам рельефа западного побере-

жья Чудско-Псковского озера [23]. Выделение уровней приледниковых озёр для восточной Эстонии и сопредельных территорий с учётом вышеописанных параметров осуществлялась и ранее [19–21], но, к сожалению, в их основу были положены материалы, главным образом, собранные по территории Эстонии.

Благодаря модулю Spatial Analyst программы ArcGIS Desktop 9, гипсометрические уровни палеоводоёмов были выделены из цифровой модели рельефа (SRTM). Следует отметить, что рассчитанные нами уровни частично совпали с уровнями, определёнными предыдущими исследователями [19–21]. Кроме этого, в ходе последующих полевых исследований, проводившихся с учётом полученных нами данных о реконструированных уровнях были обнаружены ранее не описанные береговые формы рельефа этих озёр, что также свидетельствует о достоверности полученных нами результатов.

На заключительном этапе построения палеорекострукции в полученную модель была добавлена ЦМР, символизирующая положение приледникового водоёма относительно современного рельефа района исследования.

Кроме этого в палеогеографическую модель была включена информация об абсолютном возрасте стадий и фаз ошашковского оледенения. Данные, касающиеся абсолютного возраста стадий (лужской, невской) и фаз (талабской, раскопельской, гдовской), были привлечены со смежных территорий [12, 15, 16, 24]. В настоящее время в пределах восточной Эстонии хорошо датированы такие стадии и фазы как хаанья, отепяя, пийрисаар, кауы, пандевере. Они хорошо коррелируют с вышеуказанными стадиями и фазами в пределах исследуемой территории.

Использование описанных выше методических приёмов позволило создать серию карт, характеризующих палеогеографическую обстановку деградации ошашковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности (рис. 1).

С помощью полученной палеогеографической модели были выявлены особенности деградации ошашковского оледенения в пределах Чудско-Псковской низменности, определены типы и рассчитаны скорости дегляциации. Кроме этого определено пространственное положение и уровни приледниковых водоёмов в течение фаз и стадий ошашковского оледенения.

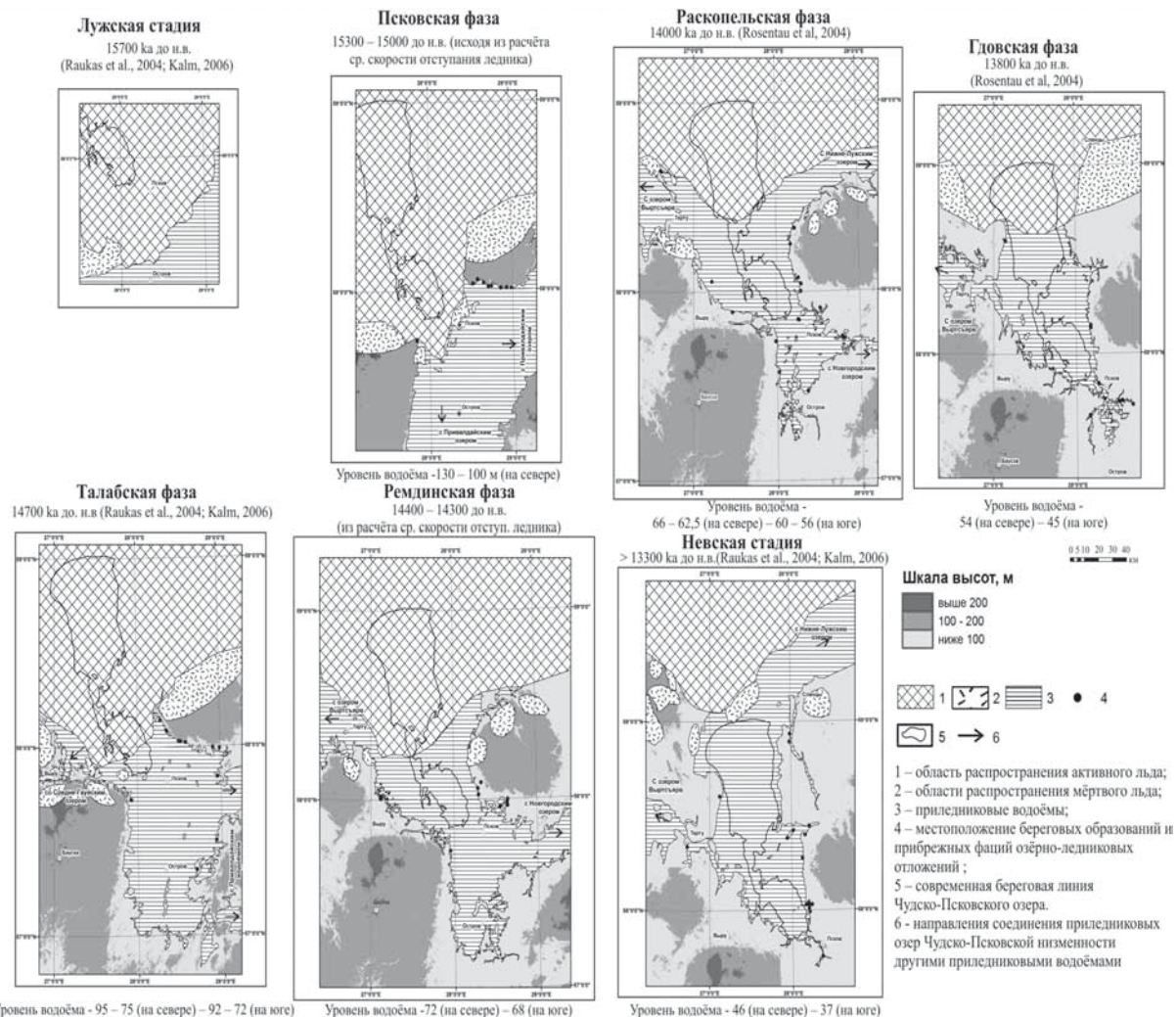


Рис. 1. Палеогеографическая модель деградации ошашковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности и сопредельных территорий

Литература

1. Серебрянный Л. Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 268 с.
2. Раукас А. В., Ряхни Э. Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер // Изв.АН ЭССР. Сер.Химия-геология. 1969. №2. С. 113–127.
3. Раукас А., Ряхни Э., Миидел А. Краевые ледниковые образования северной Эстонии. Таллин: Валгус, 1971. 226 с.
4. Малаховский Д. Б. Геоморфология и история плейстоцена северо-запада РСФСР: Дисс. ...док. геогр. наук, М.: МГУ, 1972. 353 с.
5. Баканова И. П. Этапы деградации последнего оледенения в бассейнах озер Псковского и Ильмень и их значение для стратиграфии четвертичных отложений: Автореф. Дис...канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1973. 27 с.
6. Асеев А. А. Древние материковые оледенения. М.: Наука, 1974. 319 с.
7. Аболтиньш О. П., Даниланс И. Я., Ильин Е. А., Исаченков В. А., Фаустова М. А., Чеботарёва Н. С. // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. С. 44–54.
8. Татарников О. М. Рельеф и палеогеография Псковской области. Псков: ПГПУ, 2007. 127 с.
9. Исаченков В. А. Динамическая структура плейстоценовых ледников и некоторые особенности формирования камов северо-запада Русской равнины // Строение и формирование камов. Таллинн: ИГ АН ЭССР, 1978. С. 152–159.
10. Rattas M. and Kalm V. Classification and areal distribution of glaciotectionic features in Estonia. // Geol. Quart., 1999. Vol. 43,2. P. 177–182.
11. Raukas A., Aboltins O., Gaigalas A. Current state and new trends in the Quaternary geology of the Baltic States // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 1995. Vol. 44,1, P. 1–14.
12. Raukas A., Kalm V., Karukapp R., Rattas M., Pleistocene Glaciations in Estonia. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part I: Europe. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 83–91.
13. Raukas A. Progress in Estonia Quaternary stratigraphy during the last decade // Geologija. Vilnis 2003. Vol. 41, P. 36–43.
14. Raukas A. When and how did the continental ice retreat from Estonia? // Quaternary International 2009, Vol. 207, pp. 50–57.
15. Kalm V. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciations // Quaternary Science Reviews 2006. Vol. 25, P. 960–975.
16. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews 2012. Vol. 44, pp. 51–59.
17. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
18. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки / Д. Д. Квасов, Г. Г. Мартинсон, А. В. Раукас. Л.: Наука, 1990. 280 с.
19. Hang T., Miidel A. and Pirrus R. Late Weichselian and Holocene water-level changes of Lake Peipsi, eastern Estonia. PACT, 50: 1995. P. 121–131.
20. Rosentau A., Hang T., Miidel A. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian // Geological Quarterly, 2004. Vol. 48 (4). P. 299–307.
21. Rosentau A. Development of proglacial lakes in Estonia (thesis of dissertation for the degree of Doctor Philosophy (in Geology). Univ. of Tartu, 2006.
22. Miidel A., Hang T., Pirrus R., Liiva A. On the development of the southern part of Lake Peipsi in the Holocene // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 1995. Vol. 44, 1, P. 33–44.
23. Либлик Т. О древних береговых образованиях на западном побережье Чудского озера // Уч. зап. Тартусского госуниверситета, 237. Тр. по географии. 1969. Вып. 6. С. 3–18.
24. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look (2011) / Ed. by J. Ehlers, P. L. Gibbard and P. D. Hughes // Developments in Quaternary science. Vol. 15, P. 95–104.

НОВЫЕ ОБЪЕКТЫ И НОВАЯ МЕТОДИКА ПРИКЛАДНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ АРКТИКИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Т. В. Кузнецов, А. Н. Ласточкин

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, timofeykuznezov@rambler.ru, geomorphSPbGU@yandex.ru

NEW OBJECTS AND NEW METHODS OF GEOMORPHOLOGICAL RESEARCHS THE SEABED OF ARCTIC OCEAN AND NEIGHBORING SEAS

T. V. Kuznetsov, A. N. Lastochkin

Saint-Petersburg State University, St-Petersburg, Russia, timofeykuznezov@rambler.ru, geomorphSPbGU@yandex.ru

Срединно-океанические хребты (СОХ) – новые объекты для поисковой геоморфологии, а интерес к их минеральным ресурсам со стороны крупнейших экономик мира нарастает год от года. И, в первую очередь, к глубоководным полиметаллическим сульфидам (ГПС). Рельеф СОХ имеет свои существенные характерные особенности, главная из которых заключается в наличии рифтовых долин и их горного обрамления со всеми признаками и видами активного магматизма и резко дифференцированных неотектонических движений. Наиболее контрастным хребтом является срединное образование в Атлантическом океане (САХ).

Комплекс геоморфологических построений. Предшествующий опыт сводится к тому, что составленная для каждого участка карта отражает не последовательное всестороннее изучение многочисленных аспектов морфологии и развития рельефа рифтовой долины и ее обрамления, а некий итоговый документ, на котором изложены субъективные представления о произвольно выделяемых его составляющих, без их аргументации и обоснования. Не предлагается осуществлять серию последовательных построений, интерпретация которых в совокупности (морфотектонический или морфоструктурный анализ) позволила бы выделить различные по величине, простираению, кинематике и времени образования магматические, дизъюнктивные и пликативные образования, а также осуществить морфотектоническое районирование, включающее взаимно связанные перечисленные дислокации и их совокупности.

Последовательному ряду разномасштабных геоморфологических построений следует придать особое значение при поисках и разведке ГПС, учитывая: а) приуроченность их не к каким-либо глубинным дислокациям и горизонтам в литосфере, а к ЗП – к различным картировочным единицам разной сложности (меронам) и площади (таксонам): строго определенным элементам, их совокупностям (формам ЗП) и геоморфологическим районам разных категорий; б) использованию геоморфологических построений при долевом и набортном планировании галсов (определение ориентировки профилей, междугалсовых расстояний), станций донного опробования в соответствии со структурой ЗП, ее линейными, площадными и точечными элементами; в) применению мелко- и среднемасштабных геоморфологических карт при детализации исследований и переходе от поисков к разведке искоемых объектов; г) относительно небольшие затраты (по сравнению со стоимостью всей совокупностью экспедиционных работ) на производство геоморфологических построений как в полевых (набортных), так и в камеральных условиях, д) использование их при разграничении районов геолого-разведочных работ разных стран.

Многочисленность геоморфологических построений определяется многоаспектностью информации о подводной ЗП. Необходимость специального картографирования разных аспектов рельефа объясняется тем, что каждая из запечатленных на картах и построениях сторон его структуры и номенклатуры отражает различные особенности рельефообразования, а также должна быть учтена в ходе поисков и разведки ГПС. В комплекс последовательно проводимых геоморфологических построений входят:

- Аналитические разномасштабные карты. Фиксируемые на них элементы разных категорий и их совокупности отражают самые разные факторы и процессы рельефообразования. Например, СЛ L2, осложняющие плоскодонные поверхности межгрядовых понижений отражают разлом, а примыкающий к нему сильно вытянутый вал 6/1\6 – линейный вулканизм, коленообразные согласованные изгибы подобных линейных образований – последующие сдвиги;

- Карты поливершинных, полибазисной и разностной поверхностей, построенные по методике В. П. Философова [1], необходимы для более уверенного трассирования современной рифтовой долины, оценки интенсивности вулканизма центрального и площадного типов и амплитуд вертикальных тектонических постмагматических поднятий и опусканий;

- Структурно-координатная сеть (СКС), анализ которой направлен на выявления, определение симметрии и диссимметрии геоморфосистем, выявление разрывных нарушений (разрывы сплошности СКС), планирование профилейных более детальных работ на предварительно изученном участке;

- Комплекс построение, направленных на трассирование дизъюнктивных дислокаций: карты прямолинейных элементов, избранных простираний, плотности элементов избранных простираний, признаков разрывных нарушений (см. [1]);
- Оценка и интерпретация значений структурных показателей: ритма рельефа (эквидистанции), расчлененности, билатеральной диссимметрии и др.
- Морфогеодинамическая карта.

Морфогеодинамические исследования СОХ направлены на характеристику новейших тектонических и магматических процессов, с которыми непосредственно связан гидротермальный рудогенез. Новое название карты и картировочных единиц оправдывается новизной её содержания [1] – рельефом СОХ и рельефообразующими породами и создавшими и моделирующими их тектоно-магматическими рельефо-, структуро- и рудообразующими процессами. Новизна объектов поисковой геоморфологии потребовала ввести определенные коррективы в ее понятийно-терминологический аппарат. Во-первых, кроме уже довольно широко используемого слова «морфотектоника» [2, 3], в этот аппарат должен быть включен более общий термин «морфогеодинамика», под которым понимаются исследования выраженных в рельефе подводной поверхности (ПП) не только тектонических движений (предмет морфотектоники), но и имеющих не меньшее рельефо- и структурообразующее значение в приосевых зонах СОХ вулканических процессов. В своей совокупности новейшая и современная тектоно-магматическая деятельность океанической земной коры создает практически все многообразие морфоструктурного плана – геодинамически обусловленных дислокаций и геоморфологической выраженности их в соответствующих формах ПП. Все они традиционно называются морфоструктурами, понимая под ними однако не геологические дислокации или тектонические движения, выраженные в рельефе.

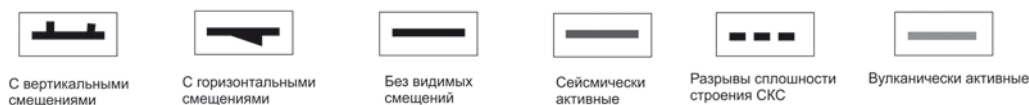
Морфоструктура рассматривается как трехмерное морфодинамическое образование или форму ЗП, соответствующую отдельности земной коры, испытывающей на всю ее глубину в качестве единого целого определенные по направленности и интенсивности перемещения относительно соседних участков ЗП и соответствующих им тел и масс (рис. 1). Данные вертикальное смещения ЗП являются геоморфологическим проявлением подвижек соответствующего по контуру и знаку перемещения блока и строению части земной коры.

Данная карта (рис. 2) не может быть названа геоморфологической (или общей геоморфологической) в связи со своим только геодинамическим содержанием. Буквосочетание «морфо-» в начале ее названия используется только для того, чтобы подчеркнуть, что ее информационная основа представлена отраженными в батиметрии, составе (элементах) и структуре (соотношение элементов),

Площадные морфоструктуры

	Рифтовых и трансформных долин			Пририфтовых зон		
	Положительные	Отрицательные	Переходные	Положительные	Отрицательные	Переходные
Осложнённые			 Борта долин			
Осложняющие	 Эруптивные хр.					
Сочленяющие	 Пороги				 Седловины	 Склоны

Линейные морфоструктуры



Контурные морфоструктуры



Точечные морфоструктуры



Рис. 1. Условные обозначения морфогеодинамической карты

рисунки структурно-координатной сети [4] и разрывы сплошности СКС, характеристиками морфоструктур и связанных с ними (исторически и динамически) дислокаций земной коры разных категорий. По сути дела, эта карта могла бы считаться и называться просто геодинамической, если бы при ее составлении использовались достаточно твердые критерии разделения движений по факторам их инициирования, сегменты океанической коры – по направленности горизонтальных напряжений, морфоструктуры – по интенсивности и дифференцированности создавших их смещений. Можно уже сейчас с определенной долей уверенности говорить о вулканической и/или тектонической природе геоморфодинамических образований, учитывая их плавные и ломанные ограничения, центральную и билатеральную симметрию, вулканический или дизъюнктивный шаг, о направлении горизонтальных напряжениях, оценивая азимутальное положение линеаментов, об интенсивности и



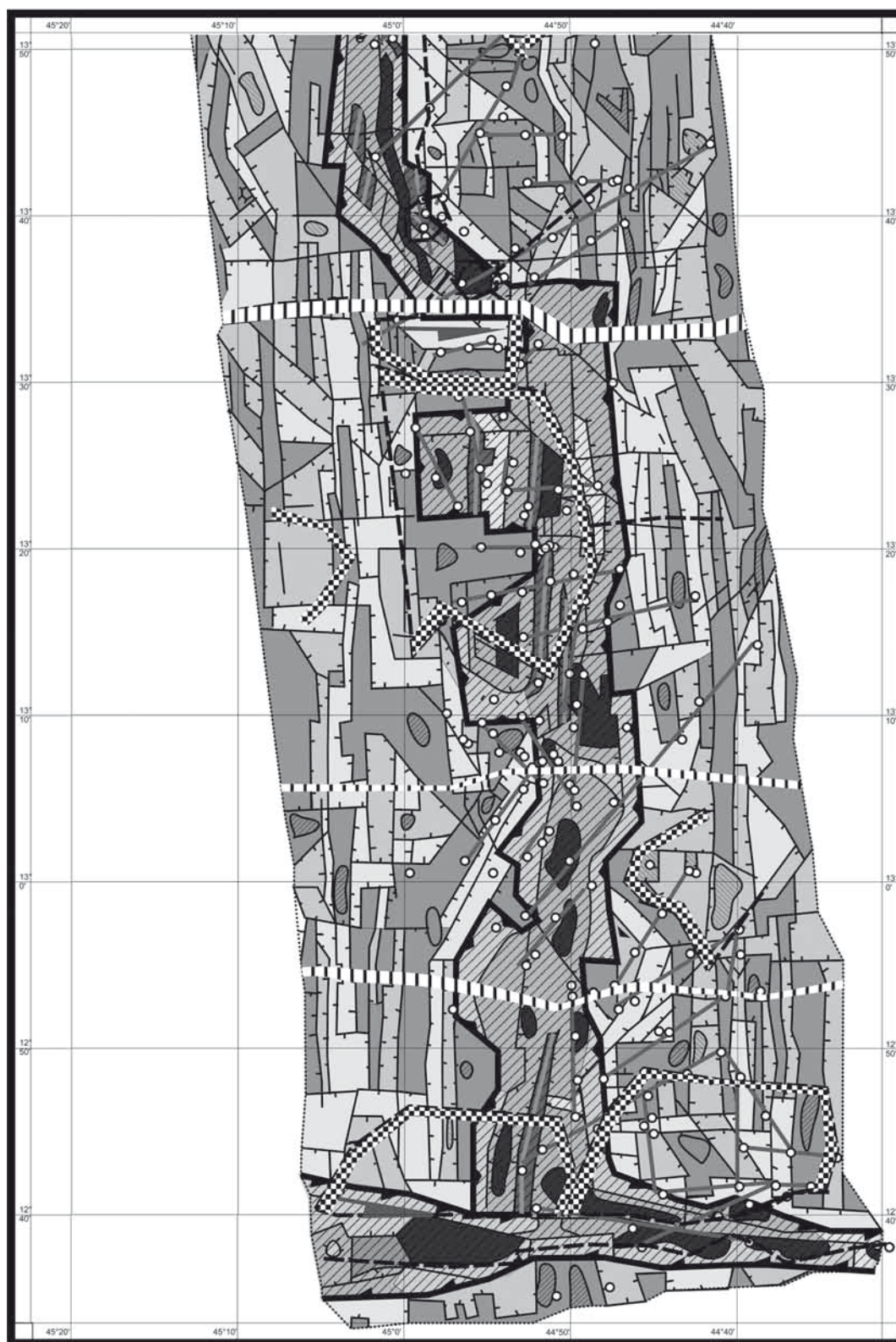


Рис. 2. Морфогеодинамическая карта

Площадные морфоструктуры: Рифтовых и трансформных долин: 1 – осложнённые положительные; 2 – осложнённые отрицательные; 3 – осложнённые переходные (борта долин); 4 – осложняющие положительные (эруптивные хребты); 5 – осложняющие отрицательные; 6 – сочленяющие (пороги); пририфтовых зон: 7 – осложнённые положительные; 8 – осложнённые отрицательные; 9 – осложняющие положительные; 10 – осложняющие отрицательные; 11 – сочленяющие отрицательные (седловины); 12 – переходные сочленяющие (склоны). Линейные морфоструктуры: 13 – с вертикальными смещениями; 14 – с горизонтальными смещениями; 15 – без видимых смещений; 16 – сейсмически активные; 17 – разрывы сплошности структурно-координатной сети; 18 – вулканически активные. Контурные морфоструктуры: 19 – границы сегментов структурно-координатной сети; 20 – морфоструктуры центрального типа. Точечные морфоструктуры: 21 – эпицентры землетрясений

дифференцированности движений разной природы и разного знака, определяя относительные превышения морфологических элементов в пределах отдельных морфоструктур и т. д.

Литература

1. Ласточкин А. Н., Егоров И. В., Кузнецов Т. В. Опыт традиционного и системного картографирования рельефа осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (между параллелями $12^{\circ}40'$ и $15^{\circ}10'$ с. ш.). // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. 2011. Вып. 1. С. 54–66.
2. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики. В 2х томах. СПб., Издательство СПбГУ, 2006–2007.
3. Геоморфология. Учебное пособие для студентов географических специальностей университетов. М., Издательство «Академия», 2005. 519 с.
4. Ласточкин А. Н., Егоров И. В., Кузнецов Т. В. Исследование строения подводной поверхности и дизъюнктивной морфотектоники осевой зоны Срединно-Атлантического хребта // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. 2011. Вып. 1. С. 50–63.

РЕЛИКТОВЫЙ КРИОГЕННЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ИШИМСКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

*Ларин С. И., Лаухин С. А.**

Тюменский государственный университет, Тюмень, silarin@yandex.ru

*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия, valvolgina@mail.ru

RELIC MORFOLITOGENEZ ICHIMSKOJ CRYOGENIC PLAINS IN THE LATE PLEISTOCENE

*Larin S. I., Laukhin S. A.**

Tyumen State University, Tyumen, silarin@yandex.ru

* Earth's Cryosphere sciences Institute, Tyumen, Russia, valvolgina@mail.ru

В разрезах четвертичных отложений южных районов Западной Сибири и Северного Казахстана следы древней мерзлоты известны достаточно давно. Об этом писали в свое время прежние исследователи этой территории И. И. Краснов, С. П. Качурин, М. Н. Бойцов, М. Е. Городецкая, В. Д. Тарноградский и др. Эти представления были основаны на находках различных палеомерзлотных реликтов. В их числе погребенные полигональные морозобойные трещины, котловинно-западинные формы рельефа мерзлотно-просадочного генезиса со следами криотурбаций, клиновидные структуры, диагностируемые как псевдоморфозы по ледяным жилам. Немногочисленные находки реликтов многолетнемерзлых пород не позволяют однозначно определить южную границу распространения древней мерзлоты на юге Западной Сибири и в Северном Казахстане поэтому А. Г. Костяев [1], допуская снижение средней годовой температуры во время оледенения в плейстоцене на $6-7^{\circ}$, проводит южную границу многолетней мерзлоты по $51-52^{\circ}$ с. ш., а по расчетам Ф. А. Каплян-ской [2] эта граница во время зырянского оледенения проходила не севернее 50° с. ш. А. А. Земцов [3] южную границу прежнего распространения многолетней мерзлоты проводит по 58° с. ш., т. е. гораздо южнее, чем это показано на картах, построенных к концу 50–60-х гг. XX в. [4, 5, 6]. Отдельные псевдоморфозы по ледяным клиньям и криотурбации, отнесенные А. А. Земцовым к зоне распространения реликтовых просадочных форм рельефа и псевдоморфоз по ледяным клиньям, в отложениях плейстоцена, фиксируются южнее 55° с. ш. В работах А. А. Величко [7, 8, 9, 10] отмечается, что южная граница многолетней мерзлоты сдвигалась к югу в среднем на 2000 км и в пределах рассматриваемой территории была зона сплошной многолетней мерзлоты мощностью до 200–400 м и температурой горных пород от -3 до -5° С. К югу от 50° с. ш. до $47-48^{\circ}$ с. ш. была расположена полоса прерывистой и островной мерзлоты. В этой связи, новые находки следов древнего промерзания пород имеют принципиальное значение, поскольку в одной из главных работ по геологии и палеогеографии позднего плейстоцена юго-западной части Западной Сибири [11] роль древней мерзлоты, при формировании многих особенностей рельефа отрицается, хотя в более поздней работе В. С. Волковой [12] отмечается, что южная граница криолитозоны, во время сартанского оледенения, располагалась за пределами Западной Сибири, в Казахстане.

Для определения площади развития палеокриогенных структур, по имеющимся в нашем распоряжении опубликованным материалам и по результатам дешифрирования космических снимков (КС) GoogleEarth, авторами была сделана попытка картирования следов предполагаемого реликтового криогенного микрорельефа (РКМ) в пределах Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий. На космических снимках, в пределах территории с координатами от $57^{\circ}12'07,53''$ до $53^{\circ}55'59,78''$ с. ш. и от $62^{\circ}56'45''$ до $73^{\circ}20'42''$ в. д., выделяются многочисленные участки проявления крупнопolygonального, линейно-polygonального, мелкоpolygonального рельефа. Степень его

выраженности и сохранности, на такой большой площади, охватывающей юг Тюменской области, Курганскую, Омскую области и частично территорию Северного Казахстана, имеющей протяженность практически в 4° по широте и 11° по долготе заметно различается. Наиболее отчетливо следы такого рельефа, интерпретируемого авторами как РКМ, проявляются на КС, сделанных осенью или поздней весной, на участках, занятых в момент съемки под пашни. На них хорошо виден пятнистый блочно-полигональный рельеф, с полигонами преимущественно квадратной формы. Например, в южной части Курганской области, на левобережье оз. Горькое, следы РКМ, представлены крупноблочным полигональным рельефом. Размер основания блоков по шкале размерности снимков составляет около 80 м. На КС хорошо видны светлые по фототону центральные части блоков и межблочные понижения более темного цвета, которые при приближении к склону моделируются за счет линейной эрозии и принимают вид ложбин. Заметно их приспособление к форме блоков. В некоторых случаях они изгибаются, следуя форме блока. Хорошо выражены следы РКМ в районе оз. Крутали, расположенного к ю-западу от г. Курган. Например, на южном и юго-восточном берегу оз. Крутали на КС на фрагменте свежей пашни, хорошо видны крупноквадратные блоки. Размеры блоков по шкале размерности снимков составляют около 80–95 м. В целом рисунок блочно-западинного рельефа имеет «шахматный» характер и напоминает полигонально-валиковый рельеф. Ширина межгривных ложбин составляет около $1/3$ от размеров блока. С учётом того, что озеро расположено в позднеплейстоценовой древней долине стока, наличие такого реликтового рельефа исключить нельзя. Этот участок, в силу своего гипсометрического положения, мог быть сильно переувлажнен и соответственно условия для его промерзания могли быть благоприятными. На космоснимке северо-восточного берега оз. Крутали на пашне также выражены следы РКМ. Они представлены крупноблочным рельефом. Блоки, с размерами около 40×90 м и разделяющими их межблочными понижениями, шириной около 40 м, вытянуты в СЗ направлении, вдоль озерной террасы. Контуры блоков местами изометричны. Этот рельеф, судя по рисунку фототона, можно считать линейно-блочным. Очень интересная и важная деталь строения микрорельефа этого фрагмента — наличие современных озер, вложенных в межблочные понижения. Этот факт имеет большое значение, поскольку показывает прямую связь между блочно-полигональным рельефом и расположением современных озер, наследующих очевидно древние термокарстовые понижения. Морфология этих озер внешне принципиально ничем не отличается от многих озерных ванн этого района, что позволяет распространить данный факт на большую территорию и подтвердить неоднократно высказывавшееся ранее мнение о термокарстовом генезисе многих озерных котловин на юге Западной Сибири. Анализ имеющегося в нашем распоряжении материала показывает, что размеры и форма блоков-полигонов различаются в зависимости от района и очевидно от степени увлажненности. Например, на левобережье оз. М. Горькое, на террасе, отчетливо выражен блочно-полигональный рельеф. Блоки представляют на КС изометричные пятна и, по сравнению с указанными выше, в районе оз. Крутали, имеют гораздо больший размер с основанием около 120–180 м (замеры по шкале размерности КС). Они разделены понижениями, имеющими на снимке зеленый цвет. Прибровочные понижения открываются в сторону озера в виде небольших «висячих» долин, не перекрывающих озерную пойму.

На некоторых КС хорошо видно приспособление речной сети к особенностям блочно-полигонального рельефа. На КС она выделяется в виде светлых древовидных полос. На снимках хорошо видны коленообразные изгибы долин, огибающих блоки и соответственно наследующих межблочные ложбины. Второстепенные притоки долин, также впадают в основное русло по межблочным ложбинам, изгибаясь коленообразно, в соответствии с формой блока и коррелятной ему межблочной ложбины. Верхняя часть водосбора представляет собой поверхность с ячеистым рельефом, представляющим собой блоки с темными центральными частями, разделенными светлыми полосами по краям. Форма блоков квадратная, трапецевидная, в ряде случаев шестигранная или неопределенной формы.

Как показывает изучение КС и топографических карт, достаточно широко, в пределах юго-западной части Западной Сибири, на поверхностях террас распространен реликтовый термоабразионный или аласный рельеф [13, 14]. Этот рельеф характерен также для III надпойменной террасы на левобережье р. Туры (Тюменская область), где находятся очень много округлых, иногда двойных или тройных котловин, занятых в настоящее время озерами или болотами. Здесь можно видеть узкие изрезанные перемычки, которые предыдущие исследователи интерпретируют как «вырезной» рельеф, образовавшийся в результате равномерного термоабразионного расширения термокарстовых западин. Известны примеры (например, к западу от г. Омска), когда днища реликтовых аласных котловин разбиты не только сетью крупных полигонов, но в ряде случаев они имеют признаки повторного возврата мерзлоты в подозерные талики. Об этом свидетельствуют кольцевые озера, расположенные внутри полигонов [15].

Полигональные структуры, отмеченные на КС, при визуальном анализе рельефа на местности практически не обнаруживаются, поэтому основные усилия были сконцентрированы на поиске сле-

дов криогенеза в разрезах четвертичных отложений. В этой связи, во время полевых работ, проведенных авторами в подтаежном и лесостепном Притоболье 2011–2012 гг., были обследованы более 60 действующих и заброшенных карьеров, а также разрезы в бортах долины р. Тобол. В результате выявлена серия разрезов, однозначно доказывающих наличие древней мерзлоты, в пределах юго-западной части Западной Сибири. Судя по геоморфологическому положению разрезов, стратиграфической приуроченности выявленных следов мерзлоты к первой и верхам второй надпойменных террас, можно предположить их позднеплейстоцен-позднеледниковый возраст.

Из числа изученных карьеров, в палеокриологическом отношении, наиболее информативными являются заброшенный карьер на восточной окраине с. Галишова (55° 11' 12" с. ш. и 64° 59' 58" в. д., Кетовский район Курганской области), где на восточной стенке нашей расчисткой вскрыта клиновидная структура, Кыштырлинский (Винзилинский) карьер в 40 км от Тюмени, карьеры возле сел Каменка, Верхняя Каменка (Заводоуковский район Тюменской области), Упорово (Упоровский район Тюменской области) а также опорный разрез Липовка.

Кыштырлинский (Винзилинский) карьер (56° 55' 13,4" с. ш.; 65° 49' 39,0" в. д., абс. высота 54–57 м), расположен на останце первой (второй?) надпойменной террасы правого берега долины р. Пышма. Большой объем шурфов и расчисток, проведенный в разных местах этого карьера, показал, что наиболее хорошо следы палеокриогенеза выражены на верхнем уровне северо-восточной части карьера. Здесь вскрывается полигональная сеть с многочисленными грунтовыми жилами, мощностью от 148 до 290–390 см., интерпретируемыми нами как псевдоморфозы по ледяным жилам и древние морозобойные трещины. Прилегающие к жилам слои в зоне контакта, особенно в верхней части, имеют характерный для палеокриогенных структур изгиб слоев вниз. Контакты жил с вмещающими отложениями обычно ожелезненные. В некоторых частях разреза, слои подняты почти вертикально на «дыбы», образуя своеобразные диапировые криоструктуры. В Кыштырлинском карьере расстояние между жилами выдержано и составляет около 18–23 м. Возможно это самое южное поле полигональных псевдоморфоз по ледяным жилам, свидетельствующее о наличии сплошной мерзлоты на юго-западе Западно-Сибирской равнины в конце плейстоцена. Размеры полигональной сети в пределах этого участка менее крупные, по сравнению с другими участками, где они достигают от 40 м до 80–90 м и даже до 120 м [13, 14].

В разрезе Верхняя Каменка (56° 50' 07,9" с. ш. 67° 08' 25,0" в. д.; абс. высота 103 м) шурфовой вскрыты только верхние 3,5 м. Следы древней мерзлоты фиксируются здесь на глубине от 190 до 230–240 см, в виде двух небольших грунтовых жил, инволюций и деформированных криогенезом слоев со следами сбросов. Разрез затопленного карьера Верхняя Каменка 1 (56° 50' 01,1" с. ш. 67° 03' 28,6" в. д.; абс. высота 103 м) представляет собой переслаивание алевритов белесых и грубозернистого бело-серого песка, затронутого палеомерзлотными процессами. Разрезы в карьере возле с. Упорово (56° 16' 01,6" с. ш. 66° 17' 02,1" в. д.; абс. высота 107 м), вскрыли полигональную сеть из 15 узких земляных клиньев. В разрезе карьера Каменка 2 (56° 40' 39,7" с. ш. 66° 49' 30,3" в. д.) вскрыто 13 грунтовых жил. В строении этих разрезов можно видеть две возрастные генерации жил. В их нижних частях имеются явные признаки криогенеза в виде инволюций, деформаций слоев, морозобойных трещин, течения грунтов, в то время как в верхних частях разрезов жилы имеют признаки формирования в сухих условиях (языковатость слоя основания бурых суглинков-заполнителей жил, наличие «кратовин», обилие карбонатов, трещины «рвут» горизонтальные слои алевритов, но не сминают их и др.). Это позволяет диагностировать жилы, расположенные в верхних частях разрезов как трещины усыхания.

Были дополнительно изучены также широко известные разрезы в долине р. Тобол возле с. Яр (Ялуторовский район, Тюменская область) и опорный разрез верхнего неоплейстоцена Липовка (Ярковский район, Тюменская область). Разрез Липовка (57° 55') в низовьях Тобола, за последние 75 лет изучали практически все ведущие исследователи плейстоцена Западной Сибири А. Г. Бер, И. А. Волков, В. С. Волкова, В. А. Зубаков, А. Ф. Каплянская, В. Д. Тарноградский, Н. В. Кинд, С. К. Кривоногов и др. Этот разрез имеет исключительно важное палеогеографическое значение, поскольку в его толще фиксируются следы не менее пяти эпох криогенеза. Поскольку со времени изучения разреза его первооткрывателями, прошло более 40 лет то эрозионные процессы вскрыли много других, ранее неизвестных деталей в его строении. Средняя и верхняя части разреза, имеющего общую мощность более 20 м, охватывают, в виде различных криогенных нарушений, три–четыре эпохи криогенеза. Эти нарушения представлены различными инволюциями, криотурбациями, псевдоморфозами и восемью деформированными и перемятыми погребенными почвами (a,b,c,d,d',e,f,g). С. А. Лаухин [16], изучая позднее похолодание каргинского времени в этом разрезе, пришел к выводу, что к нему относится погребенная почва «с» и приуроченный к ней пнёвый горизонт. Пни имеют девять ¹⁴C-дат, полученных в 70-е годы XX в и позже. Последние даты около 32,6 тыс. лет назад (ЛУ-6026-6028) получены усовершенствованным ²³⁰Th/U методом датирования. Почва «с» тундровая, глеевая, оподзоленная. Сейчас такие почвы развиты, в т. ч. на юге тундры и в лесотундре. Спорново-пыльцевые комплексы из отложений этого разреза изучали И. А. Стрижова,

Е. В. Юдина, И. Н. Голуб, В. С. Волкова и Л. А. Савельева. Согласно Л. А. Савельевой, слои подстилающие почву «с», почва «с» и перекрывающие её слои формировались в условиях, соответственно, лесотундры, северной тайги и северной окраины северной тайги. Предшественницы Л. А. Савельевой интерпретировали спорово-пыльцевой комплекс почвы «с» как лесотундровые и переходные от северной тайги к лесотундре. Сейчас разрез находится на юге южной тайги в липовой роще, а граница северной тайги и лесотундры располагается на 900–1000 км севернее Липовки. О высоком залегании многолетней мерзлоты во время этого похолодания здесь свидетельствует горизонтальное и близкое к поверхности почвы залегание корней лиственниц пнёвого горизонта и признаки угнетённости у наземных и пресноводных моллюсков из почвы «с». Выше «пнёвого» горизонта, нами фиксируются четыре горизонта небольших псевдоморфоз размером 40–50 см и погребенной почвой со следами криогенеза. Глубина положения верхней и нижней границы псевдоморфоз находится в интервале 5,5–6,2; 7,0–7,5; 10,3–10,4; 13,8–14,2 м, а горизонта погребенной почвы 13,2–13,7 м от поверхности разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки (ГК №14.В37.21.1900); гранта РФФИ №11-05-01173-а; гранта РФФИ №13-05-00854 и итеграционного проекта СО РАН-ДВО РАН№9.

Литература

1. Костяев А. Г. О южной границе подземного оледенения и перигляциальной зоне в четвертичный период // Подземный лед, вып. 2. Изд-во МГУ, 1965.
2. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Плейстоценовые криогенные явления и история вечной мерзлоты в Западной Сибири // Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 47–57.
3. Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Северная и центральная части). Томск. Изд-во Томского ун-та, 1976. 343 с.
4. Качурин С. П. Термокарст на территории СССР. М. Изд-во АН СССР. 1961. 291 с.
5. Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ. 1959.
6. Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1967.
7. Величко А. А. Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене // Лёсс, перигляциал, палеолит на территории Средней и Восточной Европы (Для VIII конгресса ИНКВА. Париж, 1969). С. 346–404.
8. Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
9. Величко А. А., Нечаев В. П., Баулин В. В., Данилова Н. С. Криолитозона // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен-элементы прогноза». Вып. II. Общая палеогеография. Под ред. профессора А. А. Величко. М.: ГЕОС. 2002. С. 38–55.
10. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. Под ред. Профессора А. А. Величко. Москва: ГЕОС, 2009. 120 с.
11. Волков И. А., Волкова В. С., Задкова И. И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск. Наука, 1969. 330 с.
12. Волкова В. С., Михайлова И. В. Природная обстановка и климат в эпоху последнего (сартанского) оледенения Западной Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика, 2001, Т. 42, №4. С. 678–689.
13. Лаухин С. А., Ларин С. И., Гусельников В. Л. Первые находки следов древней мерзлоты в Курганской области // Вестник ТюмГУ, №4, 2012 (Науки о Земле). С. 104–112.
14. Ларин С. И., Гусельников В. Л., Лаухин С. А. Криогенные структуры конца плейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 5: Расширенные тезисы на русском языке. Тюмень, Россия. Печатник, 2012. С. 172.
15. Тарноградский В. Д. Реликтовый мерзлотный рельеф приледниковых равнин Западно-Сибирской низменности // Материалы УШ Всесоюзного межведомственного совещания по геокриологии. 1966. Вып. 6. Якутск. С. 82–86.
16. Арсланов Х. А., Лаухин С. А., Максимов Ф. Е. и др. Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовско-новоселовского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с. Липовка) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 44–46.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ДЕНУДАЦИИ В САРАТОВСКОМ ПОВОЛЖЬЕ

Г. И. Лотоцкий, С. А. Новиков*

Географический факультет СГУ им. Н.Г. Чернышевского, fvs01@rambler.ru

*Нижневолжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, Саратов,
novikow.s@yandex.ru

THE INTENSITY OF THE DENUDATION IN SARATOV VOLGA REGION

G. I. Lototsky, S. A. Novikov*

The geographical faculty of Saratov State University named after Chernyshevsky, fsv01@rambler.ru

*The Lower Volga scientific - research institute of geology and geophysics, Saratov,
novikow.s@yandex.ru

Саратовское Поволжье является классическим примером широкого развития здесь ярусности (ступенчатости) рельефа, представленного денудационными возвышенностями и аккумулятивными низменностями разного генезиса и возраста. Денудационные возвышенности отличаются интенсивным расчленением и глубокими эрозионными врезами. Здесь широко распространены легко размываемые лёссовидные суглинки, рыхлые аллювиальные и молодые морские отложения. Особенности рельефа, геологического строения и тектоники, а также климато-ландшафтные особенности и высокая степень сельскохозяйственного освоения создали благоприятные условия для интенсивного развития денудационных процессов, особенно линейного размыва и плоскостного смыва.

Оценить интенсивность денудации чрезвычайно сложно, а подчас невозможно. Приблизительно об интенсивности денудации можно судить по химическому и твердому стоку наносов постоянных водотоков, как одному из методов изучения интенсивности денудации. Однако объем этих стоков не может служить точной мерой всех продуктов денудации в том или ином бассейне. Значительная часть разрушенного материала аккумулируется на склонах, поймах, в руслах рек, понижениях рельефа и не выносится за пределы бассейна [1]. То есть рассматривается лишь вещество, покидающее водосбор, и, как следствие, этот метод охватывает только часть всех процессов механической денудации. Кроме того, следует учитывать, что не везде существуют пункты наблюдения за стоком, и многие из них имеют непродолжительный период наблюдений. Часть растворенных в воде химических веществ привносится в водотоки из атмосферы, грунтовыми водами или с верхних створов. Также отсутствует возможность вычлнить объем материала, поступающего в реки от воздействия русловой эрозии и абразии. По этим причинам твердый и химический сток следует использовать только для относительной оценки интенсивности денудационных процессов.

Используя данные по твердому и химическому стоку [2, 3, 4], можно произвести расчет средней скорости денудации. Скорость механической денудации рассчитывается по следующей формуле [5]:

$$V_m = (R_1 + R_2) / 1000SP,$$

где $R_1 + R_2$ – среднегодовая величина твердого стока, состоящая из взвешенных и влекомых наносов (т/год). Влекомые наносы, из-за специфики своего перемещения, практически не измеряются приборами. Но известно, что их величина составляет порядка 5–40% от взвешенных в зависимости от того: равнинная это река или горная. Учитывая относительно равнинный характер рельефа Саратовского Поволжья, можно принять сток влекомых наносов за 10% от стока взвешенных.

Средняя скорость химической денудации определяется по похожей формуле [5]:

$$V_x = (R - R_a) / 1000SP,$$

где R – ионный сток (т/год); R_a – привнос минеральных солей с атмосферными осадками (т/год); S – площадь водосбора (км²); P – средняя плотность горных пород (г/см³). Величину ионного стока и привнос минеральных солей с атмосферными осадками рассчитывают по формулам [5]:

$$R = 31,54QK,$$

где Q – средний годовой расход потока (м³/с); K – концентрация ионов (мг/л) после вычета из суммы всех ионов половины ионов HCO_2^- , которые проникают в воду из атмосферы [5].

$$R_a = CHS / 1000,$$

где C – среднее содержание солей в атмосферных осадках (мг/л), для территории Саратовской области приблизительно равно 30 мг/л [6]; H – среднее количество атмосферных осадков (мм/год) на площади водосбора S (км²).

Существуют два способа отображения полученного результата. В первом случае данные привязываются к речным бассейнам, но в таком варианте невозможно покрыть всю исследуемую тер-

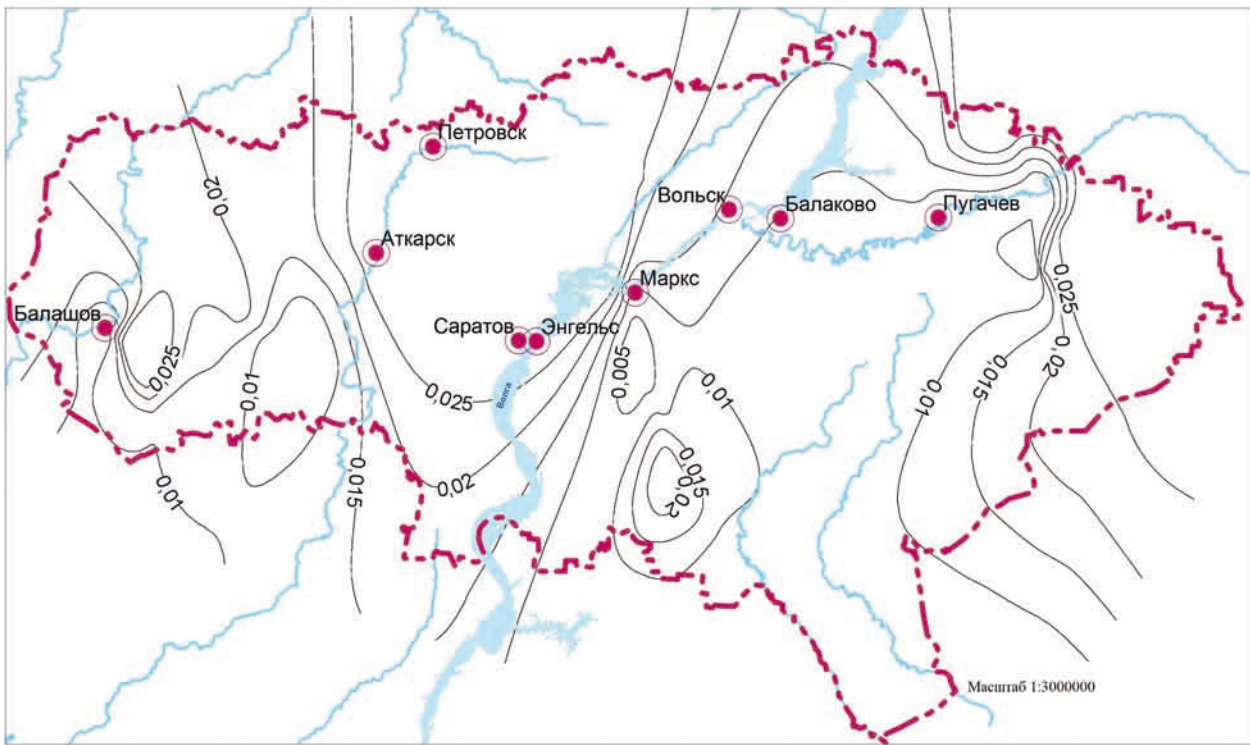


Рис. 1 Карта интенсивности механической денудации Саратовского Поволжья (мм/год)

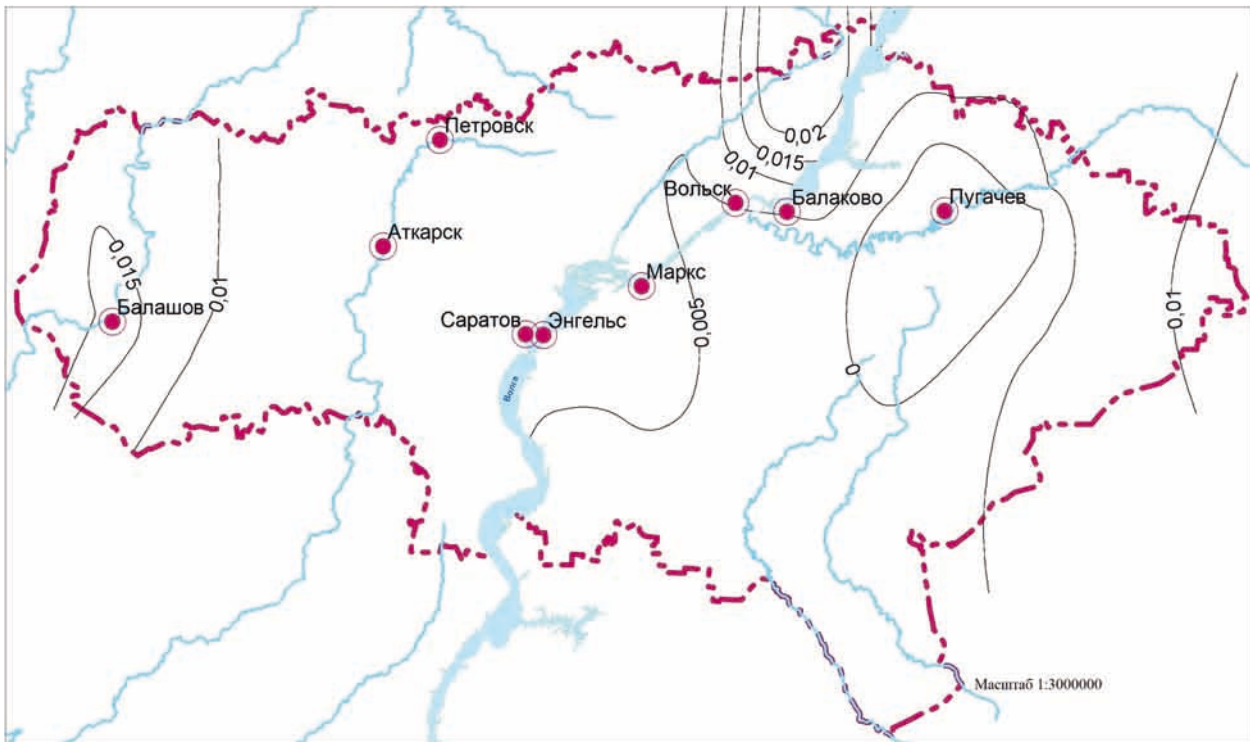


Рис. 2 Карта интенсивности химической денудации Саратовского Поволжья (мм/год)

риторию и крайне трудно проследить изменения скорости денудации по площади. Поэтому был выбран второй способ, когда полученный результат интерполируется на всю исследуемую площадь и отображается на картах.

Механическая денудация рельефа Саратовского Поволжья (рис. 1) протекает с разной степенью интенсивности. Максимальные значения от 0,02 до 0,025 мм/год приурочены к Общему Сырту, Приволжской возвышенности, Камелик-Иргизскому поднятию и отдельным участкам междуречья Хопра и Медведицы. Столь высокие значения соответствуют участкам, активно растущим здесь оврагам.

Указанные участки характеризуются сложным геологическим строением. Они сложены юрскими (преобладают глины), меловыми (пески, песчаники, опоки), неогеновыми (пески, глины) и четвертичными (суглинки и супеси) породами. Столь значительное разнообразие геологического суб-

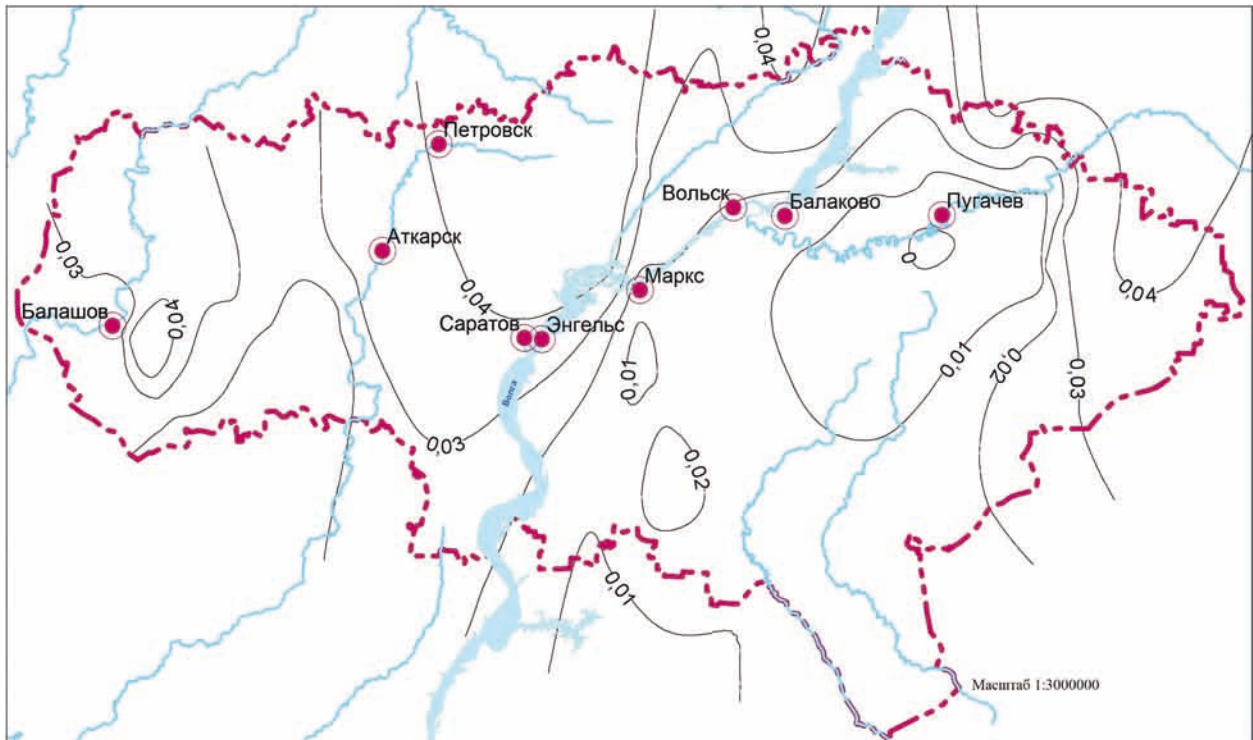


Рис. 3 Карта суммарной денудации Саратовского Поволжья (мм/год)

страта, с одной стороны, и интенсивности механической денудации, с другой, свидетельствуют о высокой зависимости этого процесса от высоты местности, ее горизонтального и вертикального расчленения и в меньшей степени от хозяйственной деятельности человека. Минимальные значения механической денудации порядка 0,01 – 0,005 мм/год приурочены к Сыртовой равнине Заволжья и Прикаспийской низменности, которые обладают сглаженным рельефом, хотя и сложены легко разрушаемыми породами неогенового и четвертичного возраста (пески, супеси, глины, суглинки).

Высокая степень химической денудации (рис. 2) до 0,02 мм/год характерна для Вольского и Хвалынского районов и долины реки Хопер. В Вольском и Хвалынском районах у самой поверхности залегают легко растворимые отложения мела и мергеля, а высокие значения химической денудации в долине Хопра, возможно, связаны с привносом ионов с верховьев реки и грунтовыми водами. Минимальные значения от 0,005 до 0 мм/год приходятся на Сыртовую равнину и Прикаспийскую низменность, сложенных глинами, суглинками и супесями. При этом грунтовые воды залегают там сравнительно глубоко. Кроме того, большая часть ионов аккумулируется живыми организмами непосредственно в речных бассейнах, чему, вероятно, способствует высокая степень меандрирования местных рек.

Для получения общей картины скорости денудации Саратовского Поволжья целесообразно рассмотреть ее суммарную величину (рис. 3). Наиболее возвышенным участкам Приволжской возвышенности и Камелик-Иргисского поднятия соответствует высокая интенсивность денудации: 0,03 – 0,04 мм/год и более, а пониженным – таким, как Сыртовая равнина и Прикаспийская впадина: 0,005 мм/год и менее, что составляет от 3 – 4 до 1 см и менее – за 1 000 лет. Кроме того, максимальные значения скорости суммарной денудации характерны для северных районов Саратовского Поволжья, обладающих более влажным климатом. Карта суммарной денудации по рисунку изолиний в основном повторяет карту скорости механической денудации, что свидетельствует о ведущей роли механической денудации в общей планации рельефа Саратовского Поволжья.

Полученные данные позволяют сделать ряд общих выводов. Интенсивность суммарной денудации в Саратовском Поволжье не равномерна по площади и находится в прямой зависимости от абсолютной высоты рельефа и определяется, прежде всего, механической денудацией. Интенсивность химической денудации практически полностью зависит от литологического состава горных пород, подвергающихся разрушению. Выносимый материал аккумулируется в большинстве случаев в непосредственной близости от места выноса. Использование методов расчета денудации позволяют получить общую относительную картину скорости планации рельефа, что дает возможность применять данную методику при региональных геолого-геоморфологических исследованиях. В то же время получаемые данные обладают определенной погрешностью из-за дискретности используемых исходных данных, недостаточного периода наблюдений, изменения климата и малого числа гидропостов.

Литература

1. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Эрозия и сток наносов на земле. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1984. 264 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Нижнее Поволжье и Западный Казахстан. Бассейн р. Волги ниже г. Чебоксары / Под ред. В. Е. Водогрецкого. Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. Том 12. Вып. 1. 410 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Нижнее Поволжье и Западный Казахстан. Урало-Эмбенский район/ Под ред. И. Б. Вольфуна, К. И. Смирнова. Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. Том 12. Вып. 2. 510 с.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Донской район / Под ред. М. С. Протасьева. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. Том. 7. 1973. 459 с.
5. Благоволин Н. С., Ключин А. А. Скорость современной денудации Крымских гор // Геоморфология. 1987. №4. С. 42–50.
6. Дроздова В. М., Петренчук О. Т., Селезнева Е. С., Свистов П. Ф. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1964. 209 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДЖУНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Г. М. Мамедов, И. С. Новиков

Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С.Соболева, Новосибирск, novikov@igm.nsc.ru

GEOMORPHOLOGY OF THE JUNGGAR BASIN

G. M. Mamedov, I. S. Novikov

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, novikov@igm.nsc.ru

Земную поверхность можно описывать и анализировать с помощью самых разных подходов, в том числе и рассматривая ее как топологическое образование, состоящее в разных своих участках из характерных наборов элементов с дискретными свойствами по признакам морфологии, времени формирования и генезиса [1]. В русскоязычной научной литературе данный подход обозначен как метод выделения «генетически однородных поверхностей», в англоязычной литературе аналогичное направление имеет общее обозначение «land systems».

Использование вышеупомянутого подхода удобно в практическом отношении, а также очень перспективно, поскольку позволяет в обозримом будущем вывести геоморфологическую теорию на новый уровень. На новом уровне появится возможность не только фиксировать и объяснять структуру современного рельефа, но и на базе динамических моделей производить исторические и прогнозные реконструкции с представлением результатов в картографическом виде с детальностью соизмеримой с детальностью картографических моделей текущего состояния рельефа. Как и любая полноценная теоретическая модель, данный подход имеет высокую практическую значимость. В настоящее время он находит применения в некоторых специфических областях практики, в частности в военном деле, где позволяет осмысленно проводить топографическую и инженерную разведку местности по дистанционным данным, представлять результаты в виде цифровых карт для использования во внедряющихся в ВС РФ тактических системах автоматизированного управления.

Принимается что отдельные грани рельефа (фации) образуют закономерные сочетания (формации). При этом число геоморфологических фаций достаточно велико, а количество формаций ограничено. Это позволяет на новом уровне решать вопросы генерализации данных при переходе к более мелким масштабам. Формации объединяются в формационные ряды, генетически и хронологически связанные между собой. Анализ присутствия разных типов граней рельефа в характерных геоморфологических формациях с установлением пороговые значений для каждой формации позволит в перспективе формализовать их выделение. Это будет существенным шагом в развитии технологий полуавтоматического составления прикладных карт на геоморфологической основе.

В рамках проводимых нами прикладных исследований проводится крупномасштабное картографирование набора эталонных участков, характеризующего основные типы местностей Центрально-Азиатского горного пояса. По итогам работ планируется построение детализированной модели развития рельефа внутриконтинентальных горных систем на примере данной территории. Для этого на эталонных участках выявлены все типы элементарных поверхностей, проведен анализ их распространения, прогноз их тактических и инженерно-геологических свойств. Проведена первичная полевая заверка результатов. Разрабатываются легенды и структуры тематических слоев ГИС, содержащие детализированные блоки геоморфологических, инженерно-геологических и тактических данных высокого разрешения.

В настоящее время завершается один из блоков работ, территориально связанный с районом Джунгарской впадины. Данная впадина расположена в северной части Синьцзян Уйгурского автономного района КНР. Эта равнинная территория имеет естественные орографические границы с юга и северо-востока в виде высоких хребтов Китайского Тянь-Шаня и Монгольского Алтая, имеющих соответственно субширотное и северо-западное простирание. Каждое из этих горных сооружений имеют по два узких горных прохода, доступных для автотранспорта. На востоке они не смыкаются, и из Джунгарской впадины имеется проход в пустыню Гоби шириной до 180–200 км. С северо-запада впадина ограничена возвышенностями Джунгарского Алатау, Майлитау-Кыр-Чингиза и Саур-Тарбагатай. Между собой и Алтаем они разделены тремя долинами шириной от 10 до 70 км, через которые проходят основные транспортные артерии, соединяющие северный Синьцзян и Казахстан. По водоразделу Монгольского Алтая проходит граница КНР с МНР и РФ, а через горные сооружения на северо-западе впадины – граница с Казахстаном. Большая часть Джунгарии представляет собой бессточную впадину, и лишь северо-восточная ее четверть относится к бассейну реки Иртыш.

Хотя Джунгарская впадина была хорошо известна географам с древнейших времен, поскольку вдоль ее южной границы проходил Великий шелковый путь, ее интенсивное топографическое изучение началось в начале 1870-х годов, а геологическое – только в конце 1930-х. Причем в обоих случаях исследования проводились преимущественно российскими и советскими специалистами. Это связано с бурной политической историей региона в XIX и первой половине XX вв. Территории Джунгарии (Джунгарская впадина) и Кашгарии (Таримская впадина) были присоединены Цинской империей только в XVIII в (1758 г), получив название Синьцзян (Xinjiang) (кит. «синь» – новая, «цзян» – граница). Однако вплоть до образования в 1949 г. КНР, из-за слабости центрального правительства контроль над этой территорией часто утрачивался при восстаниях местного населения. В 1920–30 гг. дополнительным дестабилизирующим фактором стало присутствие в Синьцзяне крупных соединений Белой армии, отступивших в него после поражения в Гражданской войне. Вследствие политической нестабильности и удаленности региона от университетских центров Пекина и Нанкина китайские геологи не имели целостных представлений о геологии Синьцзяна вплоть до 50-х годов XX века. Одной из немногих крупных исследовательских программ первой половины XX века, в которой участвовали китайские геологи, была Шведско-Китайская экспедиция под руководством Свена Гедина. После публикаций материалов экспедиции территория Джунгарии стала известна как одно из крупнейших местонахождений останков динозавров.

Детальное географическое изучение Синьцзяна было начато российскими исследователями при подготовке присоединения к Российской империи пограничного с ним Западного Туркестана реализованного в 1867 г. Особенно активно оно развернулось в последней трети XIX в, при проведении знаменитых экспедиций, организованных Императорским Русским географическим обществом. Завершением этого этапа можно считать составление Туркестанским военно-топографическим отделом Корпуса военных топографов десятиверстной (1:420 000) карты Туркестанского округа, захватывавшей Тарим и Джунгарию. Следующим шагом в этом направлении было составление на территорию Джунгарской впадины Топографической службой РККА в середине 1940-х годов карт масштаба 1:100 000, не утративших своего значения до настоящего времени.

Целенаправленно занимался геологическими исследованиями региона в начале XX века лишь В. А. Обручев, результаты экспедиций которого, затрагивающие северо-восток Джунгарской впадины, были окончательно обработаны и опубликованы лишь в 1930-х, начале 1940-х годов. В 1930-х, 40-х и начале 50-х годов в Синьцзяне проходили полномасштабные геолого-съёмочные и поисковые работы, проводившиеся силами советских специалистов. В Кульдже (Инин) располагалась база Управления по геологическому изучению Синьцзяна «Наркомцветмета СССР» (руководители Ф. А. Карпенко и М. П. Ложечкин) в составе которых действовали следующие экспедиции: Кашгарская (Н. А. Белявский), Куньлуньская (В. И. Серпухов), Тянь-Шаньская (Б. С. Соколов), Алтайская (В. М. Сеницин) и Джунгарская (А. Х. Иванов). Кроме того, с середины 1930-х годов, сразу после согласованной с местными властями зачистки северного Синьцзяна силами НКВД, здесь действовала экспедиция «Наркомнефти СССР», состоявшая из геологов-нефтяников Москвы и Ленинграда (М. Н. Саидов, Н. П. Туаев). Сотрудники этой экспедиции открыли и разведали месторождение нефти в районе г. Душанцы, где уже к 1941 г. были налажены добыча нефти и построен первый нефтеперерабатывающий завод в регионе. В результате проведенных исследований был открыт целый ряд редкометалльных и полиметаллических месторождений, наиболее крупные из которых начали активно эксплуатироваться советско-китайскими предприятиями. Результаты этих исследований были опубликованы в открытой печати лишь в небольшой своей части, не связанной с месторождениями полезных ископаемых. Итогом этого этапа геологического изучения региона стало составление в начале 1950-х гг. под руководством В. М. Сеницина первой геологической карты Синьцзяна масштаба 1:1 000 000. В 50-е годы на территории Синьцзяна совместно с китайскими исследователями работала большая группа советских географов. Результаты исследований этого периода опубликованы достаточно полно. С конца 1950-х годов и до начала 1990-х в Джунгарии работали преимущественно китайские специалисты. Они сосредоточили свое внимание на разведке

ранее открытых рудных, нефтяных и угольных месторождений с сопутствующими поисками и геологической съемкой.

В то время как примыкающая к Джунгарии территория Монголии, России и Казахстана была к началу 1980-х гг. достаточно подробно и однородно изучена советскими геологами. В районе стыка границ трех государств в эту хорошо изученную территорию клином вдается территория Северного Синьцзяна, представляющая в плане имеющейся геолого-геоморфологической информации практически белое пятно. «Практически» — потому что некоторая информация все же опубликована, поскольку в первой половине XX века русские и советские геологи и географы активно работали на данной территории [2 – 8]. Однако насупившее после 1953 г. охлаждение в отношениях между СССР и КНР оборвало эти исследования в самом разгаре.

Геологические, геоморфологические и неотектонические структуры смежных районов России, Казахстана и Монголии имеют свое продолжение в Северном Синьцзяне. Отсутствие данных по этому району служит серьезным ограничением при построении геолого-геоморфологических моделей Центральной Азии. Поэтому скорейшее вовлечение в российский научный обиход сведений по геологии и геоморфологии данного района более чем актуально. Этот процесс уже начался и опубликованы данные о современных движениях по разломам в регионе [9] и результаты палеогеоморфологического анализа геологического строения чехла Джунгарской впадины [10]. Кроме того, данный район традиционно служащий северо-западными воротами Китая (через него в Средние века проходил Великий шелковый путь), в настоящее время является особой экономической зоной благоприятной для международного сотрудничества и на его территории планируется реализация крупных международных проектов в области транспортной инфраструктуры. Это делает актуальным анализ транспортной проницаемости данной территории, как лимитирующего условия при реализации многих проектов.

За 50 лет прошедших с момента прекращения тесного научного сотрудничества между КНР и СССР китайские геологи успешно реализовали научный задел советских геологов в области региональной, рудной и нефтяной геологии, но существенного прогресса в области геоморфологии за эти годы со времени работ Е. И. Селиванова [7] не произошло. Хотя принципы геоморфологического картирования мало изменились с 1960-х годов, технологическая база, особенно за последнее десяти-

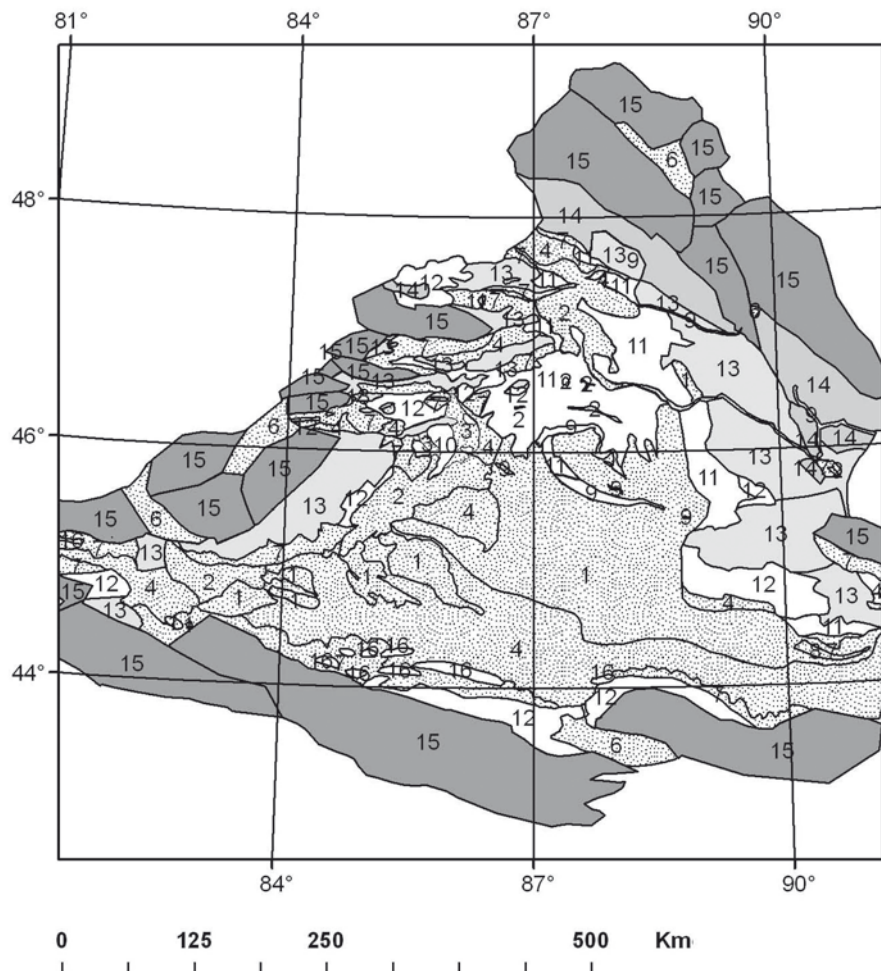


Рис. 1. Геоморфологическая карта Джунгарской впадины
Расшифровку индексов геоморфологических формаций см. в тексте

тилетие революционно преобразилась. В настоящее время на рассматриваемый регион имеются геологические и топографические карты, материалы дистанционного зондирования (цифровые космические снимки среднего (Landsat) и высокого (QuickBird) разрешения, а также трехмерные модели рельефа высокого разрешения на основе радарных съемок (SRTM). Имеется и широкий ГИС инструментарий для обработки и использования современных данных о геолого-геоморфологическом строении территории. Все это позволяет на совершенно новом уровне достоверности решать вопросы геоморфологического районирования что и было нами реализовано при составлении геоморфологической карты Джунгарской впадины (рис. 1).

В первом приближении территория Джунгарской впадины включает пологое днище (А), слабо наклонные предгорья или зону перехода к горному обрамлению (В). Совместно с впадиной целесообразно рассматривать и непосредственно к ней примыкающие элементы горного обрамления (С), поскольку это позволяет лучше понять особенности геоморфологии и неотектоники собственно впадины.

Днище впадины почти плоское имеет в плане треугольную форму, понижается с востока на запад с 650 до 200 м. С севера на юг по осевой линии впадины высоты слабо меняются, оставаясь в диапазоне 400–500 м. Протяженность дна впадины с востока на запад около 650 км, с севера на юг – 350 км. Ширина переходной зоны на юге 10–35 км, на западе 10–80, а на востоке 20–60 км. Эти три главных геоморфологических района состоят из целого ряда геоморфологических формаций, существенно отличающихся друг от друга в морфологическом и генетическом отношении, поскольку сложены различными наборами элементарных поверхностей.

Днище впадины включает в себя: аккумулятивные: золотые песчаные равнины (1), озерные равнины (2), аллювиально-пролювиальные равнины (3, 4), пролювиальные равнины (7, 8), денудационные: пластовые равнины (10, 11) и передовые хребты «форберги» (16).

Зона перехода включает в себя только денудационные формы. Это грядовый мелкосопочник (12) и бугристый мелкосопочник (13).

Горное обрамление включает в себя денудационные среднегорную (14) и высокогорную (15) ступени), а также аккумулятивные аллювиально-пролювиальные днища межгорных впадин (6).

Золотые песчаные равнины (1) занимают центральную и юго-западную часть впадины они сложены перевеяными плейстоценовыми озерно-аллювиальными песками. Наиболее крупный массив золотых песков имеет протяженность до 200 км с севера на юг и до 400 км с запада на восток. Поверхность золотых равнин имеет грядовый, бугристый, ячеистый и барханный микрорельеф. Преобладает грядовый микрорельеф. Пески по большей части закреплены травой и кустарником, незакрепленные распространены только на крайнем западе впадины, там распространен барханный микрорельеф.

Озерные равнины (2) занимают наиболее низкую часть впадины вдоль северо-западной границы. В их пределах сохранились остаточные бессточные озера Улюнгур, Эби-Нур и пересыхающее Манас (Ихэ-Хак). Поверхность озерных равнин субгоризонтальная, однообразная. Из-за высокого уровня грунтовых вод – солончаковая.

Аллювиально-пролювиальные равнины (3, 4). Они сложены валунно-галечными и песчано-глинистыми осадками, вынесенными из переходной зоны и горного обрамления. Размер обломочного материала быстро снижается по мере удаления от границ впадины. Поздне- и среднеплейстоценовые равнины (3) редки и встречаются только в долине реки Дям. Позднеплейстоценово-голоценовые равнины (4) образуют сплошной пояс протяженностью 600 км и шириной от 30 до 80 км вдоль южной границы впадины. В виде небольших участков они встречаются также в северо-западной части впадины. Практически вся их площадь, особенно на юге впадины используется для растениеводства, поскольку за исключением речных террас, это единственный пригодный для этой цели геоморфологический элемент.

Пролювиальные равнины (7, 8) сложены валунно-галечными отложениям конусов выноса. Слившиеся конусы средне- позднечетвертичного возраста (7) широко распространены и образуют предгорные шлейфы вдоль южной и северо-западной границ впадины шириной 10–15 км и протяженностью отдельных сегментов 100–200 км. Позднеплейстоценовые пролювиальные равнины (8) локально распространены в восточной части впадины.

Пластовые равнины (10, 11) широко распространены в северной части впадины. Они представляют собой результат денудации субгоризонтально залегающих палеоген-неогеновых отложений верхнего яруса чехла Джунгарской впадины, среди которых преобладают глинистые породы. Они представляют собой ступенчатые равнины с отпрепарированными уступами столовых возвышенностей, бронированных горизонтами конгломератов. Помимо столовых возвышенностей характерным элементом микрорельефа являются бессточные котловины, занятые солончаками. Выделяются области скопления небольших по площади столовых возвышенностей (10), которые В. А. Обручев назвал золотыми городами, эта формация локально развита в долине реки Дям. Наиболее обычны протяженные (до 100–150 км) пластовые равнины (11) с характерными уступами и столовыми горами. Высота уступов обычно составляет первые десятки метров.

Единственными денудационными элементами днища впадины являются передовые хребты (16). Это неотектонические складки напора, фиксирующие давление южного горного обрамления на впадину. Морфологически они представляют собой низкогорные гряды шириной 10–15 км и протяженностью до 100 км, выступающие над поверхностью пролювиально-аллювиальной равнины, сложенные дислоцированными палеоген-неогеновыми породами. Их относительная высота часто достигает 200–300 м. Долины рек, сбегаящих с горного обрамления, прорезают их на всю глубину.

Зона перехода между дном впадины и горными сооружениями представлена разными видами мелкосопочника. Грядовый мелкосопочник (12) широко распространен вдоль южной границы впадины, и локально на востоке и северо-западе впадины. Это эрозионный рельеф типа «бэдлэнд» развитый на дислоцированных и выведенных на поверхность отложениях чехла Джунгарской впадины. В его пределах обнажается вся последовательность чехла от верхнепермских горючих сланцев до раннечетвертичных валунных конгломератов. Более устойчивые литологические разности повсеместно образуют структурные формы рельефа. Бугристый мелкосопочник (13) развит непрерывной полосой протяженностью 450 км и шириной от 30 до 100 км вдоль северо-восточной границы впадины и фрагментами длиной 50–200 км и шириной 20–50 км вдоль северо-западной границы. По существу это хорошо сохранившийся позднемеловой пенеппен, развитый по складчатой позднепалеозойской вулканогенно-осадочной толще, пронизанной многочисленными гранитоидными интрузиями. Здесь также широко развит структурный рельеф.

В горном обрамлении юга и северо-запада высокие горные сооружения (15) подступают вплотную к переходной зоне, а вдоль северо-восточной границы их разделяет полоса среднегорного рельефа (14). Между отдельными горными хребтами, достигающими 350 км длины и 80 км ширины, расположены межгорные впадины (6), длина которых не превышает 100 км, а ширина 30 км.

Работа проводилась при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00986а)

Литература

1. Тимофеев Д. А. Элементарные морфологические единицы как объект геоморфологического анализа // Геоморфология, 1984, № 1, С. 19–29.
2. Обручев В. А. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Отчет о путешествии в 1892–1894 гг. Т. 2. СПб., Изд-во РГО, 1901, 687 с.
3. Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Т. 3. Географическое и геологическое описание. Вып. 1. Обзор литературы, орография, гидрография. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1932, 311 с.
4. Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Т. 3. Географическое и геологическое описание. Вып. 2. Геологический очерк. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940, 292 с.
5. Саидов М. Н. Мезо-кайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины (Основные черты стратиграфии) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, С. 85–97.
6. Туаев Н. П. К стратиграфии Джунгарии // Советская геология, 1963, № 5, С. 76–92.
7. Селиванов Е. И. Геоморфология Джунгарии. М., Недра, 1965, 155 с.
8. Мурзаев Э. М. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., Наука, 1966, 382 с.
9. Трифонов В. Г., Соболева О. В., Трифонов Р. В., Востриков Г. А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., Геос, 2002, 224 с.
10. Новиков И. С. Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и Геофизика, 2013. № 2. Т. 54. С. 184–202.

ДРЕВНИЕ ГОРОДИЩА КАК РЕЛЬЕФОПРЕОБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР

Мелихова Е. В.

Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград, melisa82@mail.ru

TRANSFORMATION OF RELIEF IN THE ANCIENT TOWNS

Melihova E. V.

Volgograd State Social-Pedagogical University, Volgograd, melisa82@mail.ru

Территория Волгоградской области была освоена достаточно давно, наиболее разнообразное антропогенное воздействие отмечается в пределах Волго-Донского междуречья. Это наиболее удобная местность для создания постоянных поселений и кочевых стоянок, так как здесь происходит наиболее близкое сближение двух крупнейших рек юга Восточно-Европейской равнины.

Этот район несет следы существования здесь стоянок палеолитического возраста (долина р. Сухая Мечетка); погребений скифо-сарматского, или даже бронзового века. Эти сооружения можно отнести к первым антропогенным формам рельефа, но они не вызывали кардинальных изменений экзогенных процессов, протекающих в то время на этой территории. Со временем нагрузка возрастала, это проявлялось в появлении крупных поселений, к которым можно отнести золотоордынские городища.

На рассматриваемой территории существовало несколько поселений, нами были проанализированы два крупных города того времени – Водянское и Мечетное городища. Первое поселение часто рассматривают как Бельджамен, в русских летописях он упоминается как город Бездеж [1]. Оно располагается в 2 км севернее г. Дубовки и существовало предположительно с 1317 г., или даже с начала 20-х гг. XIV в., до 1395 г. когда город был разрушен армией Тимура. Считается, что первыми поселенцами здесь были плененные русские, которые осуществляли переправу через Волгу и были заняты постройкой города. После 1395 г. жизнь на этой территории продолжилась, но не в таких масштабах, как прежде [1, 2]. Мечетное городище менее изучено, в настоящее время оно располагается в пределах Волгограда и его большая площадь занята современными постройками. Практически сопоставимы годы существования рассматриваемых поселений и их площадь – около 500 тыс. кв. м.

В настоящее время при размещении и расширении городов практически не обращается внимания на особенности рельефа – происходит повсеместное его изменение для комфорта проживания (засыпание оврагов, подрезка склонов, уничтожение возвышенностей и т. д.). Для размещения древних городищ рельеф был основополагающим фактором. Так, Водянское городище было защищено естественными преградами с трех сторон: на востоке располагалась Волга, на западе и севере – глубокие овраги.

Для анализа инспирированных геоморфологических процессов вследствие создания этих городищ нами были проанализированы характер построек и деятельности населения, крупные формы рельефа, созданные в этот период.

Для строительства городов использовались обожженные кирпичи, изготавливаемые на месте. Причем кирпичи отличались хорошим качеством в результате чего, в последующем развалины золотоордынских городов использовались как каменоломни, откуда строительный материал перевозился в Царицын, Дубовку, Астрахань и др. Также для сооружений использовалась дерево. В городищах отмечались крупные общественные здания – баня; мечеть, площадь которой составляла 900 кв. м, с минаретом (площадь – 5,0×4,2 м); мавзолеи; мастерские [1, 2]. В зданиях отмечаются системы отопления [3]. В пределах города также проживало русское население. Находки, свидетельствующие о присутствии русских, были сделаны в жилищах наподобие полужемлянок. Существование таких разнообразных сооружений могло приводить к уплотнению грунтов, изменению химического состава грунтов вследствие работы мастерских, активизации эрозионных процессов, изменению гидрологического режима территории.

Для нормального функционирования города создавались дороги, были найдены остатки водопровода, что также могло провоцировать изменение таких экзогенных процессов, как эрозия, уплотнение грунтов и т. д.

Место для строительства этих городищ выбрано неслучайно. Они функционировали как пункты перевалки судов из Дона в Волгу, а также для организации переправы через Волгу. Вследствие чего также проявлялись инспирированные процессы, связанные с этой хозяйственной деятельностью – нарушение почвенного покрова, появление новых микроскульптурных форм (борозд) и т. д.

Одним из крупнейших антропогенных сооружений у Водянского городища является ров и вал, созданные на южной оконечности города предположительно в 1460–1470-е гг. Высота вала составляет менее 1,5 м, глубина рва – 1 м, длина вала – 450 м; вероятно, что первоначальная высота от дна рва до вершины вала достигала не менее 3 м [1, 2]. Некоторые из исследователей предполагают наличие двух валов [1]. Создание таких крупных отрицательных и положительных форм рельефа ведет к изменению эрозионных процессов, характера обводненности территории.

У северной и южной границ города обнаружены кладбища. Нарушение целостности грунтов также могло приводить к нежелательным геоморфологическим последствиям.

В результате, можно сделать вывод, что на территории, занятой городищами во время их функционирования, могли проявляться такие инспирированные экзогенные процессы, как уплотнение грунтов в результате создания крупных построек; изменение химического и механического состава грунтов вследствие деятельности мастерских, застройки и сооружений укрепительных валов; изменение степени проявления эрозионных процессов (существования водопровода, оборонительных рва и вала); перемещение грунтов (создание рва и вала); выравнивание рельефа (создание дорог, действие перевалки, строительство). То есть многие инспирированные экзогенные процессы по характеру проявления схожи с косвенными процессами в современном градостроительстве, отличие состоит в их меньшем объеме, разнообразии и площади проявления, а также продолжительности воздействия.

Литература

- Ильина О. А. Водянское городище – золотоордынский Бельджамен – русский Бездеж? // <http://www.science-education.ru>; свободный; язык русский.
- Скрипкин А. С. История Волгоградского края от каменного века до Золотой Орды. – Волгоград: Издатель, 2008. 208 с.
- <http://ru.wikipedia.org>; свободный; язык русский.

К МЕТОДИКЕ ОПИСАНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С НАСЫЩЕНИЕМ
(НА ПРИМЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЙМЫ)

М. А. Мельник, А. В. Поздняков

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск,
melnik-m-a@yandex.ru, synergieia@imces.ru

TO THE METHOD OF THE DESCRIPTION OF GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES WITH SATURATION
(ON THE EXAMPLE OF FLOOD PLAN FORMATION)

M. A. Mel`nik, A. V. Pozdnyakov

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk,
melnik-m-a@yandex.ru, synergieia@imces.ru

В самоорганизующихся системах, генетически заложено диалектически противоречивое, по существу субстанциональное единство двух начал (рис. 1), вместе предполагающих образование, существование и развитие структурных целостностей [1, 2]. Начало F предполагает изъятие из среды вещества и энергии и экспоненциальное их накопление в некоей формирующейся структуре $X(t)$; а начало D предполагает изъятие части вещества и энергии из F для формирования другой структуры $Y(t,F)$. Таким образом, процесс D ингибирует развитие системы $X(t)$ и, следовательно, самое себя, системы $Y(t,D)$. И вместе они, образуя структурно-функциональное эмерджентное единство, развиваются с насыщением, график такой динамики имеет вид кривой, названной Ферхюльстом «логистической кривой роста» [3]. Весь опыт изучения самоорганизующихся геосистем, в частности

геоморфосистем (ГМС), показывает, что они представляют собой парные образования: если формируется система $X(t)$, то вместе с ней формируется и ее спутник система $Y(X,t)$. Для $Y(X,t)$ система X поставляет энергию и определяет пространственные границы развития и время существования. Динамика системы, как бинарной структуры, осуществляется, с одной стороны, за счет поступления вещества и энергии из среды, а с другой – вследствие обмена ими между составляющими ее подсистемами. Потоки энергии, вещества и информации (MEI), потребляемые системой X из среды, нами названы F -потоками, а объективно отдаваемые ее спутнику – системе Y – D -потоками. Энергия в F -потоках («энергия для себя») используется для сохранения и функционирования самой системы X . Величина накапливаемых MEI в ней ограничивается емкостью среды. Поэтому если в F -потоке расход $Q(t) = const$, то $\Delta M(t) \rightarrow 0$. Энергия в D -потоке – это «вынужденно» отдаваемая «энергия для спутника», причем расход ее $q(t,M) \rightarrow Max$. Формирование геосистемы (ГС) «спутник» является объ-



Рис. 1. Схема структурно-функциональных отношений бинарной геосистемы

ективным, имманентным свойством всех самоорганизующихся систем. Появление ГС, создаваемой F -потоком, неизбежно влечет к появлению ГС «сателлит» и питающего ее D -потока MEI . Таким образом, любые самоорганизующиеся системы, включая и социально-экономические, можно рассматривать как бинарные структуры и характеризовать их динамику на основе балансовых отношений, известных как «ресурс-потребитель» или «хищник-жертва». По существу, это закономерность всеобщего действия, согласно которой динамика систем описывается уравнением [2]:

$$dM / dt = Q(M, V, t) - q(M, t), \quad (1)$$

где M – выходные характеристики системы, учитывающие суммарную аккумуляцию вещества и энергии, создаваемую системами X и Y ; Q – расход энергии в F -потоке; q – расход энергии в D -потоке, создаваемом системой Y ; V – емкость среды (экологическая емкость); t – время.

В соответствии с вышеописанной закономерностью происходит развитие русел рек и пойм, отмелей морей, озер и водохранилищ, динамика форм рельефа, образующихся экзогенными процессами; формирование коры выветривания, ледниковых покровов и долинных ледников и пр.

С предложенных позиций рассмотрим процесс насыщения в формировании поймы.

Пойма формируется в результате неравномерного уровня режима воды в реке. Когда русловой емкости недостаточно для вмещения всей воды, она выходит из берегов, заливая некоторое пространство. Поскольку русло неизменно понижается (за исключением кратковременных переывов), то и высота, заливаемой в паводки поверхности тоже уменьшается. Пойма, таким образом, представляет собой то же русло, но выполняющее свои функции не постоянно. В речных долинах идет непрерывный процесс формирования поймы и ее уничтожения. Это связано с тем, что русло никогда не имеет постоянных в пространстве границ. Оно смещается в ту или иную сторону, вызывая размыв или ранее образовавшиеся поймы, или поверхность какого-либо иного генезиса. И вслед за смещением русла появляются аккумулятивные образования в виде побочной и кос, дающих начало формированию новой поймы взамен размывтой [1].

По мере врезания русла одновременно формируется и новая пойменная поверхность. Склоны долин при этом связаны непосредственно с поймой и развиваются в зависимости от скорости изменения ее высоты (базиса денудации). Высота поймы в паводки в данном случае иногда не только не увеличивается. А наоборот, снижается, так как практически весь материал с поверхности поймы удаляется. Таким образом, на водотоках первого порядка с выраженным паводочным режимом пойма, по существу представляет собой не что иное, как дно русла.

С уменьшением уклонов русла и появлением извилистости процессы формирования поймы и ее морфологический облик меняются. Во-первых, пойма представляет собой подвижное аккумулятивное образование. Высота ее поверхности с каждым паводком увеличивается, приближаясь к своему пределу – максимальной высоте паводков. Большую роль при этом играет растительность. Развиваясь в период межени, и сохраняясь в период паводка, перенося кратковременное затопление, растительный покров значительно увеличивает свою густоту. Вследствие этого в паводки существенно замедляется скорость течения воды, а взвешенный материал, выпадая в осадок, повышает высоту поверхности поймы растительность. Таким образом, здесь растительность играет роль одного из ведущих факторов рельефообразования. Нарастание абсолютной и относительной высоты поймы происходит за счет накопления на ее поверхности обломочного материала в паводки. Относительная высота, кроме того, изменяется вследствие врезания потока и понижения дна русла, а абсолютная – за счет поступления материала со склонов. Пока высота поймы мала, она затапливается всеми паводками и на ней откладывается максимальное количество материала. С увеличением высоты поверхность ее затапливается все реже, откладывается материала меньше и скорость нарастания высоты уменьшается.

Денудация на пойме, как правило, проявляется слабо; причиной этому является быстрое зарастание ее поверхности растительностью. Но все-таки с увеличением высоты она становится более интенсивной, особенно в период спада половодья, в результате плоскостного смыва в дожди и при таянии снега, удаления материала ветром и пр.

Функции регуляторов в динамике поймы выполняют ее собственные морфометрические характеристики [1, 2], оказывающие обратное воздействие на входные характеристики, в частности – на поступление вещества (количество твердых осадков): с увеличением размеров (высоты, ширины) их прирост приближается к нулю. Таким образом, саморегулирование в формировании поймы, как собственно и во всех геосистемах косной среды, осуществляется за счет обратного влияния своих собственных размеров на поступление вещества на входе.

Приведенное выше уравнение балансовых отношений (1) для динамики поймы будет иметь вид:

$$dH / dt = Q(H) - q(H), \quad (2)$$

где слагаемые в правой части находятся в функциональной зависимости от самих регулируемых характеристик систем, и так как второе слагаемое всегда стремится по своей величине к первому

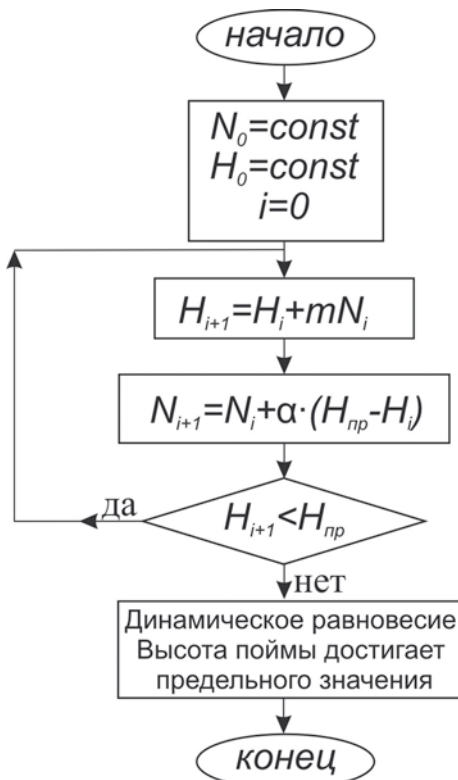


Рис. 2. Алгоритм формирования поймы с насыщением

слагаемому, то эта функциональная зависимость, выступая в качестве обратной отрицательной связи, ингибирует процесс – замедляет рост вещества, энергии и информации в системе, приводит их значение к некоторой динамически равновесной величине, мало меняющейся в течение времени. Система переходит в разряд самоорганизующихся, способных к увеличению своей упорядоченности за счет изъятия вещества, энергии и информации и порядка (негэнтропии) из среды.

Зная предельную высоту поймы (она равна высоте максимальных паводков и суммарную продолжительность паводков, можно рассчитать закономерность убывания паводков, как функцию высоты поймы. В данном случае значение предельной высоты поймы выступает, так называемым, заданным состоянием, которое система в ходе своего функционирования должна достичь. Начальные условия поступления вещества и энергии, а также независимое воздействие внешней среды на протекание процесса формирования поймы, определяют особенности ее динамики и процесса насыщения, но не влияют на аттрактивную цель развития – предел насыщения, характеризуемый, в данном случае, значением предельной высоты поймы.

Вначале рассмотрим процесс нарастания высоты поймы в паводки. Для упрощения задачи предположим, что высота поверхности в поперечном сечении не меняется. Будем считать, что слой осадка, образующийся на поверхности поймы за единицу времени (продолжительности паводка), равен m . Каждый речной поток в зависимости от того, в каких климатических условиях он находится, характеризуется своим паводочным режимом и некоторым постоянством величины среднемноголетней общей продолжительности паводков различной высоты. Ясно, что пока пойма низкая, она заливается всеми паводками, и при этом высота ее меняется согласно $H = H_0 + m \cdot N(H)$, где H – высота поймы, H_0 – высота поймы в начальный момент времени, m – слой осадка, образующийся на поверхности поймы за единицу времени, $N(H)$ – продолжительность затопления поймы высотой H . Мощность наилка, образующегося в паводочный период, зависит от таких показателей, как содержание взвешенных частиц в воде, их гидравлической крупности и пр., она может быть определена по формуле [4] $m = 2MN\omega / VSh$, где M – вес обломочного материала в единице объема воды, V – объемный вес частиц, ω – гидравлическая крупность частиц, S – единица площади поверхности поймы, h – толщина слоя воды.

Поскольку высота поймы может расти только до некоторого предела, равного максимальной высоте паводков H_{np} , то как только поверхность поймы по каким-либо причинам станет выше H_{np} , она более затопляться не будет и перейдет в категорию террасы. Значит, с ростом высоты поймы продолжительность ее затопления убывает до нуля, т. е. изменяется во времени пропорционально разности предельной высоты поймы и ее высоты в данный момент времени, будем считать эту зависимость линейной [1]

$$N(t) = (H_{np} - H_0) / m + (N_0 - (H_{np} - H_0) / m) \cdot \exp(-am(t - t_0)) \quad (3)$$

где a – коэффициент пропорциональности, $H(t)$ – высота поймы, H_{np} – предельная высота поймы, $N(t)$ – продолжительность затопления поймы. Коэффициент пропорциональности a можно определить, если известна продолжительность паводков в первый наблюдаемый период.

Алгоритм численного моделирования данных закономерностей представлен на схеме (рис. 2) Решением дифференциального уравнения (3) является

$$N(t) = (H_{np} - H_0) / m + (N_0 - (H_{np} - H_0) / m) \cdot \exp(-am(t - t_0)) \quad (4)$$

С учетом выражения (4) высота поймы будет изменяться согласно уравнению

$$H(t) = H_{np} - \exp(-am(t - t_0)) \cdot (H_{np} - H_0) \quad (5)$$

Представленная схема изменения высоты поймы является каркасной основой для дальнейшего моделирования процессов формирования поймы, в дальнейшем необходимо учитывать такие процессы, как денудация, врезание реки, поступление обломочного материала со склонов в русло через пойменную поверхность и т. п. Например, для врезающейся реки высота поймы будет определяться с помощью прибавления в правой части уравнения (5) слагаемого, характеризующего скорость врезания реки.

Литература

1. Поздняков А. В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 208 с.
2. Поздняков А. В. Самоорганизующиеся бинарные структуры // Биниология, симметрология и синергетика в естественных науках: Материалы V-й междунар. конф. Тюмень: ТюмГНГУ, 2007. С. 29–35.
3. Бейли Н. Математика в биологии и медицине. М., Мир, 1970.
4. Левашов А. А. Определение толщины наилка на поймах рек // Метеорология и гидрология, 1983. № 11. С. 112–113.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Н. Н. Назаров, И. В. Фролова

Пермский государственный национальный исследовательский университет, nazarov@psu.ru

ACCUMULATIVE FORMS OF COASTAL ZONE OF KAMA RESERVIOR

N. N. Nazarov, I. V. Frolova

Perm State National Research University, nazarov@psu.ru

Комплексное изучение береговых аккумулятивных форм и источников их образования проводилось в центральной части Камского водохранилища. Исследуемый участок берега и прибрежной отмели уже в течение полутора десятков лет являются опорными в изучении экзогенных геодинамических процессов [1]. Северная граница участка – с. Слудка (устье Обвинского залива), южная граница – левобережный мыс залива р. Гаревая. В плане он представляет собой большую дугу, практически автономную геоморфологическую систему, состоящую из нескольких более мелких вогнутостей различной степени выраженности.

Начиная с северного мыса в южном направлении на протяжении 2 км в абразионном уступе высотой около 20 м обнажаются отложения третьей надпойменной террасы р. Камы. В нижней части уступа залегает трехметровый слой аллювия, состоящий из мелких кварцевых песков и алевритов, которые подстилаются русловой фацией из песчано-гравийных отложений. Верхнюю часть разреза слагают делювиально-солифлюкционные и делювиальные суглинки. Далее к югу береговую линию образует абразионный уступ цокольной террасы, в основании которого обнажаются переслаивающиеся пермские песчаники, алевролиты, аргиллиты. Против центральной части большой дуги на удалении примерно в 1 км от берега расположен остров Туренец, прикрывающий его от ветров восточной составляющей. По этой причине невысокий (2–4 м) противоположный береговой склон, сложенный суглинками, разрушается в основном за счет оползания. Самая южная часть участка исследований практически на всем протяжении – это высокий коренной берег, где в уступе обнажаются породы верхней перми. Почти вертикальные стенки переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов чередуются со ступенчатыми абразионно-оползневыми склонами.

Как показывает анализ лоцманских карт, разгон ветра северного, северо-восточного и юго-восточного румбов (более 20 км) и достаточно большие глубины в прилегающей к участку части акватории благоприятствуют формированию здесь волнения значительной силы [2]. В процессе проведения режимных наблюдений и дешифрирования космо- и аэроснимков неоднократно фиксировалась устойчивая вдольбереговая транспортировка наносов в южном направлении. В короткие периоды действия сильных южных ветров, которые случаются здесь практически ежегодно, поток наносов может иметь и противоположное направление с емкостью, достаточной для появления временных локальных скоплений материала. На это указывают примеры формирования разновеликих скоплений наносов, периодически образующихся перед локальными выступами берега или искусственными сооружениями с двух сторон. Аккумулятивные формы, образованные с северной стороны препятствий, всегда имеют больший объем и размеры по сравнению с аккумулятивными формами, «прислонившимися» с южного фланга.

По особенностям морфологии, пространственно-временной устойчивости и направленности развития аккумулятивные формы, картируемые в пределах большой дуги, образуют две группы. Первую представляют относительно устойчивые во времени образования: пляжи, береговые террасы, подводные прислоненные террасы, устьевые пересыпи заливов, косы, а также скопления рыхлого материала в заливах и перед искусственными или естественными препятствиями на пути движения наносов. В долгосрочной перспективе морфолого-морфометрические изменения данных форм обычно направлены на расширение их площади и/или увеличение высоты. Менее прогнозируемы в отношении развития неширокие и, обычно, короткие пляжи в вершинах береговых дуг. После сильных штормов некоторые из них иногда теряли до половины своего первоначального объема.

Как показали исследования, расположение аккумулятивных форм и состав образующих их наносов характеризуется дифференцированностью в полном соответствии со сложившимися геолого-геоморфологическими и гидрологическими условиями. Значительные по своей длине и объему пересыпи зафиксированы в устьевых частях двух бывших заливов в южной части участка исследований. Образованные долинами небольших рек, заливы в настоящее время практически полностью потеряли гидрологическую связь с водоемом. Один из них сейчас представляет собой болото, отделенное от водоема пересыпью. Ее тело объемом более $2\,000\text{ м}^3$ сложено щебнем и дресвой коренных пород – материалом, образовавшимся в результате разрушения песчано-аргиллито-алевритовых абразионных уступов, примыкающих к бывшему заливу. Второй залив в настоящее время полностью заполнен наносами с прилегающих водоразделов и склонов долины. Пересыпь с объемом наносов более $8\,000\text{ м}^3$ (при мощности отложений более 3 м) сложена песчано-гравийным материалом с примесью аргиллитово-алевролитовой крошки и слабоокатанных обломков песчаника.

Еще более грандиозное скопление наносов сформировалось на мысе залива р. Гаревая (южная оконечность большой дуги). В дистальной части косы ее высота составляет 5 м, а ширина – 25 м. При длине аккумулятивного тела более 150 м объем скопившихся наносов в настоящее время превышает $12\,000\text{ м}^3$. Коса сложена переслаивающимися аргиллитово-алевритовой дресвой, крупнозернистым песком, обломками песчаника, галькой и даже булыжником из уральских пород. Слабонаклонное подножье косы в ее средней и проксимальной частях представлено довольно мощной толщей песков, изъятых из аккумулятивного тела в результате волнового перемива наносов с последующим их смещением вниз по подводному склону.

Одним из наиболее эффективных катализаторов аккумулятивного процесса в акватории водохранилищ является «рисунок» береговой линии. Любое появление выпуклостей или вогнутостей берега сопровождается скоплением наносов. Обычно активное формирование аккумулятивных тел наблюдается в районе концевых мысов береговых дуг. Концентрация и осаждение наносов происходят вследствие отклонения (отрыва) наносонесущего потока от берега, увеличения глубин, дивергенции вдольбереговых струй течения и, как результат, замедления скорости движения влекомого материала. В центре большой дуги в районе северной границы зоны заостровной волновой «тени» при огибании вдольбереговым потоком берегового мыса сформировалась береговая терраса площадью около $6\,000\text{ м}^2$, объемом более $9\,000\text{ м}^3$. Тыловая часть террасы, примыкающая к отмершему клифу, в настоящее время уже заросла лесом, но на всем протяжении ее внешней части и в настоящее время продолжается активное накопление песка и мелкого гравия.

Как показали визуальное весеннее обследование береговой отмели в центральной части большой дуги, а также дешифрирование «зимнего» космоснимка, на котором обсохший лед четко отрицывает донный рельеф, данный участок подводного склона формируется по типу двухвершинной переимы между берегом и островом на месте древних конусов выноса из долин небольших притоков Камы. В настоящее время обе ее вершины растут за счет аккумуляции вдольбереговых наносов и поступления материала, выносимого водотоками. В ближайшем будущем может произойти соединение северной вершины переимы с активно растущей в южном направлении аккумулятивной террасой у северной оконечности острова.

Следует отметить, что аккумулятивный тип морфолитогенеза береговой отмели, получивший свое развитие в волновой тени острова, тем не менее, пока не стал фактором ограничения переформирования здесь берегового уступа. Оползневое, а местами и абразионное разрушение невысокого берега в днище долин притоков присутствует практически вдоль всей линии берега данного участка.

Описание группы относительно устойчивых аккумулятивных форм завершает подводная приклоненная терраса. Ее образование обычно связывают с деятельностью поперечного перемещения наносов, поступивших с противоположного участка берега. Однако, как показали наблюдения за распространением таких форм, довольно часто они сложены материалом, по гранулометрическому составу и минералогии не соответствующим породам местных берегов, но близким к отложениям, слагающим берега смежных участков.

Вторая группа аккумулятивных форм включает в себя временные, пространственно неустойчивые аккумулятивные тела, периодически образующиеся в абразионной части отмели. К таковым относятся штормовые валы и валики, ежегодно, часто целыми сериями появляющиеся в период осеннего снижения уровней, а также шлейфы и конусы выноса материала, формирующегося на отмели в ранневесенний период после активного оплывания береговых уступов или вследствие разгрузки наносов крупными временными водотоками против устьев оврагов и балок. Дальность весеннего перемещения («выброса») наносов по поверхности обсохшего льда может достигать первых сотен метров, толщина слоя – десятков сантиметров, а площадь его скоплений – нескольких тысяч квадратных метров.

Режимные наблюдения за динамикой аккумулятивных образований второй группы показали, что процесс их зарождения, развития и разрушения происходит при разных уровнях водной поверх-

ности водоема. Если время формирования «устойчивых» аккумулятивных тел приходится в основном на период максимальных (летних) уровней, то образование и продольный рост штормовых валов (валиков) происходит при низких (осенних) отметках уровня. Формируются они из наносов, поступивших ранее на прибрежную отмель из «зоны летнего уреза». В продольный перенос вовлекаются отложения, состоящие преимущественно из уже перемытых мелко- и среднезернистых песков и алевритов (гравий, галька и булыжник остаются в прибрежной полосе). На пологих участках подводного берегового склона весь материал из прибойной полосы отмели, ширина которой достигает 20–30 м, собирается в зоне нового уреза, образуя условия для питания штормового вала. При косом подходе волн его формирующееся тело в результате постоянной подпитки наносами начинает продвигаться («расти») своей головной частью. Продвигаясь вдоль сформировавшегося на данный момент нового (осеннего) уреза, голова вала может пересекать участки с полным отсутствием донного питания. Масса материала, перемещаемого через створ зоны уреза и полосы наката волн, за один час может достигать нескольких сотен килограмм [3]. В зависимости от местных гидролого-геоморфологических условий, продолжительности, силы и частоты штормов вал может или остановить свой рост, сохранив при этом четко выраженную в рельефе головную часть или продолжить его и стать донором аккумулятивного тела другого вида (береговой или подводной террасы, косы). Полное или частичное (в зависимости от уровня режима и активности волновой деятельности) разрушение штормовых валов и валиков обычно происходит уже в следующем году при весеннем наполнении водоема до НПУ и окончательно на стадии нового летне-осеннего понижения уровней. Местоположения штормовых валов относительно береговой линии на определенном участке отмели и их количество год от года меняются.

Результаты исследований о развитии аккумулятивных процессов в прибрежной зоне камских водохранилищ планируется использовать в разработках по защите берегов от абразионного разрушения. Имеющиеся в настоящее время примеры искусственного накопления наносов при «строительстве» защитных аккумулятивных форм (пляжей) на крупных равнинных водохранилищах [4, 5, 6] говорят об эффективности берегозащитных сооружений активного типа и заставляют более внимательно взглянуть на процессы морфолитогенеза, протекающие на прибрежных отмелях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№ 12-05-00735)

Литература

1. Назаров Н. Н., Тюняткин Д. Г., Фролова И. В., Черепанов А. В. Геолого-геоморфологические условия накопления наносов и формирование их свойств (на примере Камского водохранилища) // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ. Новосибирск: СО РАН, 2011. С. 269–272.
2. Матарзин Ю. М. Гидрология водохранилищ. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК, 2003. 296 с.
3. Назаров Н. Н., Тюняткин Д. Г., Черепанов А. В. Некоторые результаты изучения формирования и транзита наносов в прибрежной зоне Камского водохранилища // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Т. 1. Пермь, 2007. С. 163–167.
4. Назаров Н. Н., Тюняткин Д. Г., Фролова И. В., Черепанов А. В. Факторы и условия дифференциации наносов в береговой зоне камских водохранилищ // Географический вестник. Пермь, 2011. № 4. С. 4–10.
5. Хабидов А. Ш., Леонтьев И. О., Марусин К. В., Шлычков В. А., Савкин В. М., Кусковский В. С. Управление состоянием берегов водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 239 с.
6. Шуйский Ю. Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 240 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И ИХ РОЛЬ В СОВРЕМЕННЫХ ПРОЦЕССАХ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ ПРОСТРАНСТВ

А. И. Никонов

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, 59nikson@gmail.com

GEODYNAMICAL FACTORS AND THEIR ROLE IN THE CONTEMPORARY RELIEF FORMING PROCESSES OF THE ZONE AND LOCAL SPACES

A. I. Nikonov

Oil and Gas research Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, 59nikson@gmail.com

В данной статье обсуждается влияние факторов современных движений земной поверхности на изменение структуры рельефа равнинных территорий.

Определяющим признаком геопространства является его организация и упорядоченность. Организация географических систем состоит в выделении устойчивых структур и в поиске механизмов взаимосвязей разнородных по генезису и темпам изменения геокомпонентов [Преображенский, 1986]. Под упорядоченностью понимается пространственно-временная иерархия форм геопространства и/или процессов, составляющих целостную взаимосвязанную структуру ландшафта. Таким образом, упорядоченность является важнейшим атрибутом организации, которая проявляется через многообразие природных форм, а также временных вариаций природных процессов, где имеют место ритмические, трендовые, пульсационные и шумовые компоненты.

Ведущую системообразующую роль здесь играет сама физическая поверхность земли как универсальный интегрирующий фактор, превращающий происходящие в поле инсоляционных и гравитационных сил взаимодействия в определенные территориальные структуры. Поэтому геопространство рассматривается не только как вмещающее земных тел и явлений, но и как определенный их образ, а также структура, обусловленная движением, перемещением субстанций [1].

На данный момент в географии для равнинных пространств, в основном, разработаны теоретические представления и методы организации ландшафтных систем на региональном уровне. Главными ее факторами является географическая зональность, определяемая наличием в географическом пространстве свойств векторности (наибольшая контрастность значения признака), и природно-территориальная структура, определяющаяся градиентами значений, характеризующими данную систему. Поэтому, основными механизмами изменения структуры поверхности Земли в данном масштабе являются климатическая зональность, характеризующаяся вековыми циклами и эрозионными процессами, определяющимися уклонами поверхности и влиянием на них коротко периодических климатических факторов.

Принято считать, что тектонический фактор играет подчиненную роль в современных процессах рельефа образования, так как смена тектонических обстановок, приводящих к изменению рельефа поверхности, проявляется на геологических временах. Существующие попытки разработать методы организации ландшафтных систем платформенных территорий на локальном уровне не всегда увязываются со скоростями геодинамических процессов, которые по мнению В. Г. Трифонова, В. И. Макарова, и А. А. Никонова, сказываются, в основном, на региональном уровне, причем скорость этих региональных поднятий измеряется миллиметрами в год, что не может оказать существенного влияния на процессы преобразования рельефа.

Локальный и зональный уровни организации геопространства, в большей степени, определяются наличием зон сноса, аккумуляции и устойчивого равновесия, которые зависят от морфоскульптурных элементов рельефа, литогенной основы, уклонов наклона поверхности и изменении этих характеристик во времени. Скорость изменения форм рельефа зависит от физико-механических и физико-химических свойств горных пород, а также формирующихся на них почв и покрывающих их растительных сообществ. Таким образом, в основе динамических преобразований рельефа поверхности для данного масштаба территорий являются процессы перераспределения массы гор-



Рис. 1. Вертикальные смещения земной поверхности в зоне разлома по данным повторных геодезических наблюдений (Кузьмин, Чуриков, 1999)

ных пород под действием различных градиентов (силы тяжести, потока вещества и т. п.), которые определяются степенью расчлененности рельефа, то есть понятием локального базиса эрозии.

Проведение, детальных и систематических исследований современных геодинамических процессов (начало и конец которых, фиксируются периодическими или непрерывными наблюдениями), проводившиеся на геодинамических полигонах, расположенных как в сейсмичных, так и в асейсмичных районах позволили получить принципиально новые данные об уровне современного геодинамического состояния недр [2, 3, 4]. Принципиальным в этих исследованиях явился тот факт, что высоко градиентные движения, превышающие на порядок уровень региональных, связан не с вертикальными перемещениями бортов разломных зон, а проседанием горных пород, происходящим в локальных объемах самих разломных зон. Измерения, проводившиеся в пределах платформенных и орогенных территорий, имеющих различное геологическое строение и географическое положение позволили выявить приуроченность наиболее интенсивных современных вертикальных движений земной поверхности к зонам разломов имеющих ширину от 0,1 до 1,5–2,0 км. Необходимо также отметить, что активизация данных процессов выше в асейсмичных регионах, т.к. разрядка напряжений в сейсмичных регионах происходит дополнительно через сейсмические события.

Эти вертикальные движения являются высокоградиентными (свыше 50 мм/год), короткопериодичными (от 0,1 года до первых лет), пространственно локализованными и обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Наиболее экстремальной формой проявления современной аномальной геодинамики недр являются локальные просадки земной поверхности в зонах разрывных нарушений – так называемые γ -аномалии (по Ю. О. Кузьмину).

На примере детальных (расстояния между реперами 50 м) и высокоточных (первый класс точности) геодезических измерений (3 раза в две недели) в зоне разлома, проводившихся в течение двух лет, можно показать этапы формирования локальной просадки земной поверхности (рис. 1).

Из графика видно, что наибольшая амплитуда проседания земной поверхности за два года произошла в левой части разломной зоны (общая ширина 1,5 км), которая достигла 18 см на базе 300 м. Относительная деформация горных пород в её центральной части равна $6 \cdot 10^{-4}$. Данный уровень деформации определяет порог разрушения большинства не композитных материалов. Если осадка не прекратится, то относительная деформация в этой зоне может его превысить, что приведет к разрушению горной породы (разупрочнению), то есть в данной зоне резко увеличится проницаемость для газовых и жидких флюидов и их активного воздействия на геологическую среду.

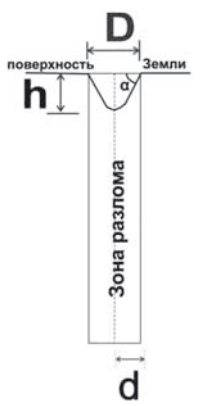
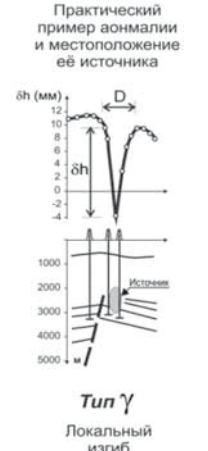
Также из данного графика видно, что разломная зона, при таких детальных наблюдениях, является неоднородной и представляет разные сегменты с большим или меньшим характером оседания.

Следующим этапом исследований было предположение, что данные зоны могут приводить к понижению базиса эрозии.

Для оценки углов наклона земной поверхности, в пределах формирующихся локальных просадок в разломных зонах, способных оказать влияние на изменения формы и структуру рельефа, а также вызвать развитие экзогенных процессов, был выполнен простой расчет определения значения этих углов, которые могут образоваться при различной ширине и величине оседания, основанных на натурных измерениях (таблица 1).

Таблица 1

Ширина разломной зоны, D (м)	Величина оседания земной поверхности, h (м)	Середина расстояния ширины разломной зоны d = D/2	Наклон земной поверхности, α (°)
1500	0,1	750	0,008
1500	0,2	750	0,015
1500	0,3	750	0,023
500	0,1	250	0,023
500	0,2	250	0,046
500	0,3	250	0,069
300	0,1	150	0,038
300	0,2	150	0,076
300	0,3	150	0,114

Из данной таблицы видно, что углы наклона земной поверхности (α), формирующиеся в разломной зоне, в зависимости от её ширины и величины просадки могут исчисляться от 0,1 до 0,01 градуса.

Подобные величины, для платформенных территорий не смогут оказать существенного влияния на развитие опасных экзогенных процессов связанных с изменением базиса эрозии. Однако,

при наклоне земной поверхности равной $0,1^\circ$ относительные деформации горных пород в данной зоне разлома составляют $2 \cdot 10^{-3}$, что превышает порог прочности геоматериалов.

Так как в таблице 1 приводятся углы наклона земной поверхности, которые образовались за однократную активизацию разломной зоны, время которой, пусть, в среднем равняется одному году, то за сто лет они могут достигнуть максимальных величин от 1 до 10° , что является весьма существенным для развития опасных экзогенных процессов.

Для горных районов по данным [5] важнейшей особенностью тектонического фактора в развитии селей хр. Хамар-Дабан и чаши южной котловины оз. Байкал в современную эпоху оказывает влияние система активизированных разломов в бассейне, выраженная в рельефе в виде седловин, асимметричных рвов, затянутых делювием и зон повышенной трещиноватости. По одному из таких разломов произошло формирование долины нижнего правого притока руч. Сухого, представляющего наиболее селеактивный и селеопасный приток в бассейне. Практически по разломам и дезинтегрированным зонам происходит расчленение склонов бассейна и созданы условия для развития новых эрозионных врезов. Высокая сейсмическая активность стимулирует развитие селеформирующих процессов и активизацию разломных зон.

Как сказано выше, эндогенные региональные процессы имеют длительность порядка сотен тысяч лет, а, следовательно, определяют, в первую очередь, региональный фон и характер напряженного состояния горных пород, в условиях которых формируются региональные системы ландшафтов, развитие которых подчинено, в основном, географической зональности.

С другой стороны, полученный экспериментальный материал, несомненно, указывает на локальную пространственно-временную нестабильность (неустойчивость) процессов деформирования земной поверхности, имеющих место в пределах собственно разломных зон [6].

Выявленные временные рамки и параметры активных участков проявления вертикальных движений земной поверхности позволяют по-новому взглянуть на локальные процессы изменения рельефа земной поверхности. Это явления связанные с опусканием локальных участков земной поверхности (подтопление, заболачивание территории, изменение русловых процессов, геохимического состояния подземных вод, а также разрушение и образованием геохимических барьеров и т. п.). То есть, различные процессы, связанные таким понятием как базис эрозии и развитие повышенной трещиноватости горных пород, приводящих к активизации геологических процессов, таких как оползни, карст, суффозия, термокарст, спуск озер в районах с развитием многолетнемерзлых пород, развитием хасыреев и т. п., приводящих к более быстрым изменениям рельефа [7].

Таким образом, выявленный фактор проявления геодинамических процессов в разломных зонах позволяет с современных позиций в географии выявить новые механизмы, определяющие динамику локального уровня географического пространства, а также понять связь и периодичность возникновения опасных геологических процессов, влияющих на изменение структуры земной поверхности, и, как следствие, ландшафтных условий территории.

Природные процессы, связанные с формированием ландшафтных систем и их экологической значимостью для территорий, на которых проживает человек и осуществляет свою деятельность, являясь по своей сути многокомпонентными и поэтому должны учитывать глубинные процессы, которые по скорости воздействия на ландшафт можно определить как современные, соизмеримые с антропогенным воздействием [8].

Необходимо также отметить, что повторные геодезические и сейсмологические наблюдения, проводившиеся на месторождениях нефти и газа показали, что при их разработке активизация разломных зон, в большинстве случаев, имеет не природный, а техногенно индуцированный характер. Это означает, что в пределах территорий разрабатываемых месторождений современные изменение структуры рельефа земной поверхности и ландшафтных условий, обуславливаются интенсивностью воздействия техногенных факторов на недра.

Литература

1. Костинский Г. Д. Идея пространственности в географии // Известия РАН. Сер. геогр. 1992, №6. С. 31 – 40.
2. Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли, 2004, №10, С. 95 – 112.
3. Кузьмин Ю. О., Жуков В. С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: МГУ. С. 280
4. Кузьмин Ю. О. Тектонофизические проблемы современной геодинамики. В кн. Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2011. Т.2. С. 19 – 52.
5. Качура Р. А., Лапердин В. К., Тимофеев Н. В. Селеопасность Южного Прибайкалья (на примере бассейна ручью Сухой) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле» 2009. Т. 2, №2. С. 86 – 104
6. Кузьмин Ю. О., Никонов А. И., Шаповалова Е. С. Развитие опасных экзогенных процессов при изменении структуры ландшафтов под воздействием геодинамических факторов / Материалы

Всероссийского совещания и молодежной школы «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе (23 – 29 сентября 2012 г.) г. Иркутск.: ИЗК СО РАН. С. 102 – 104.

7. Кузьмин Ю. О., Никонов А. И. Изменение рельефа земной поверхности, обусловленные современной геодинамикой разломов // Матер. Всероссийской конференции «Новые и традиционные идеи в геоморфологии» (V Щукинские чтения) 2005, С. 36 – 38.

8. Никонов А. И., Лукьянов О. В. Эколого-геодинамическая безопасность и проблемы производственного экологического мониторинга на объектах нефтегазового комплекса / Записки Горного института / С.-Петерб. гос. горный ин-т (техн. ун-т). 2009. Т. 186. С. 179 – 182.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ БЛОКОВОЙ ДЕЛИМОСТИ КУЗБАССА

И. С. Новиков, О. В. Черкас

Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С.Соболева, Новосибирск, novikov@igm.nsc.ru

ACTIVITY STAGES AND TECTONIC DIVISION IN THE KUZNETSK BASIN, SOUTHERN SIBERIA

I. S. Novikov, O. V. Cherkas

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, novikov@igm.nsc.ru

При реконструкции неотектонической структуры Кузбасса встают те же проблемы, что и при аналогичных работах на любой платформенной территории: малые амплитуды смещений и отсутствие надежных реперных горизонтов. Классические методы, основанные на выявлении вертикальных деформаций единой доорогенной поверхности выравнивания, отлично работающие в пределах горных областей Центральной Азии [1], здесь часто дают сбой. Вертикальные движения крупных блоков в дочетвертичное время носили в пределах Кузбасса и его горного обрамления медленный и многоэтапный характер, вследствие чего на водоразделах успели выработаться лестницы разновозрастных поверхностей выравнивания. Высотная дифференциация рельефа невелика, и перед исследователем стоит нетривиальная задача в каждом конкретном случае определить, имеет ли он дело с разновозрастными уровнями планации, отпрепарированной литологической границей или с разнесенными по новейшему разлому на разные высоты фрагментами единой в прошлом поверхности выравнивания.

Основным методом выявления новейшей блоковой делимости является морфоструктурный анализ. Его возникновение связано с началом активного развития структурной геоморфологии и морфотектоники. Первоначально к морфоструктурам были отнесены крупные формы земной поверхности, развивающиеся в результате исторического взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов при ведущей роли эндогенного фактора – тектонических движений [2].

Методически задача выявления блоковых структур с помощью трехмерных моделей рельефа состоит в том, чтобы, используя эту зависимость и зная высотные уровни отдельных участков поверхности, восстановить по соотношению этих уровней размещение рельефообразующих разломов, знак перемещения и его амплитуду. Общая закономерность – чем крупнее масштаб (до известного предела), тем меньше будет площадь отдельных блоков, больше их число, тем более детально можно восстановить последовательность формирования тектонического рельефа. Поэтому важно проводить изучение территории в едином масштабе. Первой операцией при выделении блоков тектонического рельефа, испытавших взаимные перемещения в вертикальном направлении, является установление минимальной разницы высот, достаточной для отнесения двух соседних участков к «разновысотным» блокам. Установление этой величины имеет большое значение для последующего анализа: если разница будет больше, чем нужно, то блоки, соответствующие масштабу исследований, не будут выявлены и площадь окажется разделенной лишь на незначительное количество частей; если же разница будет мала, количество блоков будет столь велико, что увязать движения, формирующие их высоты, будет невозможно. Выбирая минимальную учитываемую разницу высот, нужно учитывать разброс высот в пределах исследуемой территории. Оптимальный шаг составляет 1/10 разброса высот за вычетом единичных эксцессов [3]. Так, в пределах Кузбасса при общем разбросе гипсометрических отметок около 500 м значимыми и требующими генетической интерпретации являются различия в высотах смежных блоков 50 м.

В качестве топографической основы использовались карты Военно-топографического управления МО СССР/РФ издания 1966–94 гг. (1 : 100 000 и 1 : 500 000).

Были использованы цифровые космоснимки проектов SPOT и LANDSAT, имеющие разрешение 30 м и охватывающие Кузнецкий бассейн с прилегающими территориями. Ключевые участки заверя-

лись по снимкам 2 м разрешения проекта BIRDS EYE и аэрофотоснимкам масштаба 1 : 17000 съемки 1952 г.

В качестве модели высот использованы данные SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), являющиеся итогом реализации международного проекта под эгидой NASA, в ходе которого была построена цифровая модель земной поверхности Земли на базе радарной интерферометрии. В открытом доступе (<http://dds.cr.usgs.gov/srtm/>) имеются осредненные данные высот с угловым разрешением 3 сек., что на широте Кузбасса составляет приблизительно 55 на 93 м, с шагом по высоте 1 м.

В качестве основы при рассмотрении системы разрывных нарушений докайнозойского возраста была использована Геологическая карта Кемеровской области масштаба 1 : 500 000, составленная в 2007 г. (ФУГП «Запсибгеолсъемка», составитель Г. А. Бабин), которая существенно уточнена по сравнению с Геологическими картами государственной геологической съемки 1960-х годов масштаба 1 : 200 000.

Все использованные материалы были геокодированы и сведены в базу данных на основе ArcMap, с использованием которой проводились работы по составлению карты блоковой делимости Кузбасса. Полученная карта блоковой делимости по детальности соответствует масштабу 1 : 500 000, при необходимости она может быть доведена до детальности масштаба 1 : 100 000 (без привлечения дополнительных данных) за счет выделения менее активных внутриблоковых границ. Опытные работы для локальных участков показали, что число выделенных блоков увеличивается при этом в 5–10 раз, что является на данном этапе исследований излишним, но может понадобиться для решения практических задач на участках подземной угледобычи.

Полное наследование неотектоническими структурами кинематики и пространственной позиции докайнозойских тектонических нарушений на границе с Кузнецким Алатау и на юго-востоке Салаира может приводить к мнению о решающем влиянии структур докайнозойского основания на заложение новейших разломов на всей территории Кузбасса. Проведенный нами сравнительный анализ пространственной позиции древней и современной сети разломов территории однозначно показывает, что это не так. Даже древний структурный шов, разделяющий кузбасские и салаирские структуры, в своей северной половине не находит отражение в сети новейших разломов. В пределах самой впадины протяженность унаследованных структур не превышает 10%. Такое несоответствие вполне объяснимо, если учесть, что докайнозойские разломы сосредоточены вдоль северо-западной и юго-западной границ Кузбасса, где они осложняют системы позднепалеозойской линейной складчатости и генетически тесно с ними связаны. Основная часть Кузбасса слабо разбита докайнозойскими дизъюнктивами. Формирование докайнозойской системы разломов происходило при сжатии преимущественно с северо-запада и северо-востока в условиях, когда земная кора в пределах территории еще не была достаточно консолидирована и ее верхние отделы имели возможность сминаться в линейные складки и практически не передавали напряжения во внутренние части впадины. Судя по рисунку кайнозойских разломов, неотектоническая активизация происходила в результате сжатия по субмеридиональному направлению в условиях достаточно консолидированной коры, что привело к хрупкому дроблению верхних ее отделов не только в пределах Кузбасса, но и его складчатого обрамления. Новейшая граница с горными сооружениями Салаира представляет собой кулисообразную систему новейших взбросов, наследующих докайнозойский тырганский взброс только в южной его части. На севере новейшие разломы отсекают полосы по 15–30 км от складчатых сооружений Салаира, оставляя их в пределах новейшей межгорной впадины. Северо-западная надвиговая граница Кузбасса практически не выражена в рельефе Кузнецкой межгорной котловины, северное ограничение которой носит условный характер, проходя по линии, соединяющей северо-западные окончания Салаира и Кузнецкого Алатау. Амплитуды вертикальных перемещений докайнозойских разломов на границах легко вычисляются по разнице в стратиграфическом положении комплексов пород, расположенных по разные стороны разломной границы, и на границе с Салаиром и Кузнецким Алатау составляют обычно 5–6 км. Из них амплитуды новейших перемещений на реактивированных участках составляют 200–300, редко до 600 м.

Обнаженность зон новейших нарушений обычно отсутствует, поскольку они перекрыты предгорными деллювиальными шлейфами в случае дифференцированных движений по ним или аллювиальными отложениями, если отсутствуют существенные вертикальные подвижки. В немногочисленных случаях, когда новейшие разломы, активизирующие докайнозойские дизъюнктивы северо-западного простирания, вскрываются горными выработками, можно наблюдать, что кинематика движения по разломам наследуется. Докайнозойские разломные зоны северо-восточного простирания, как правило, не подвергаются реактивации.

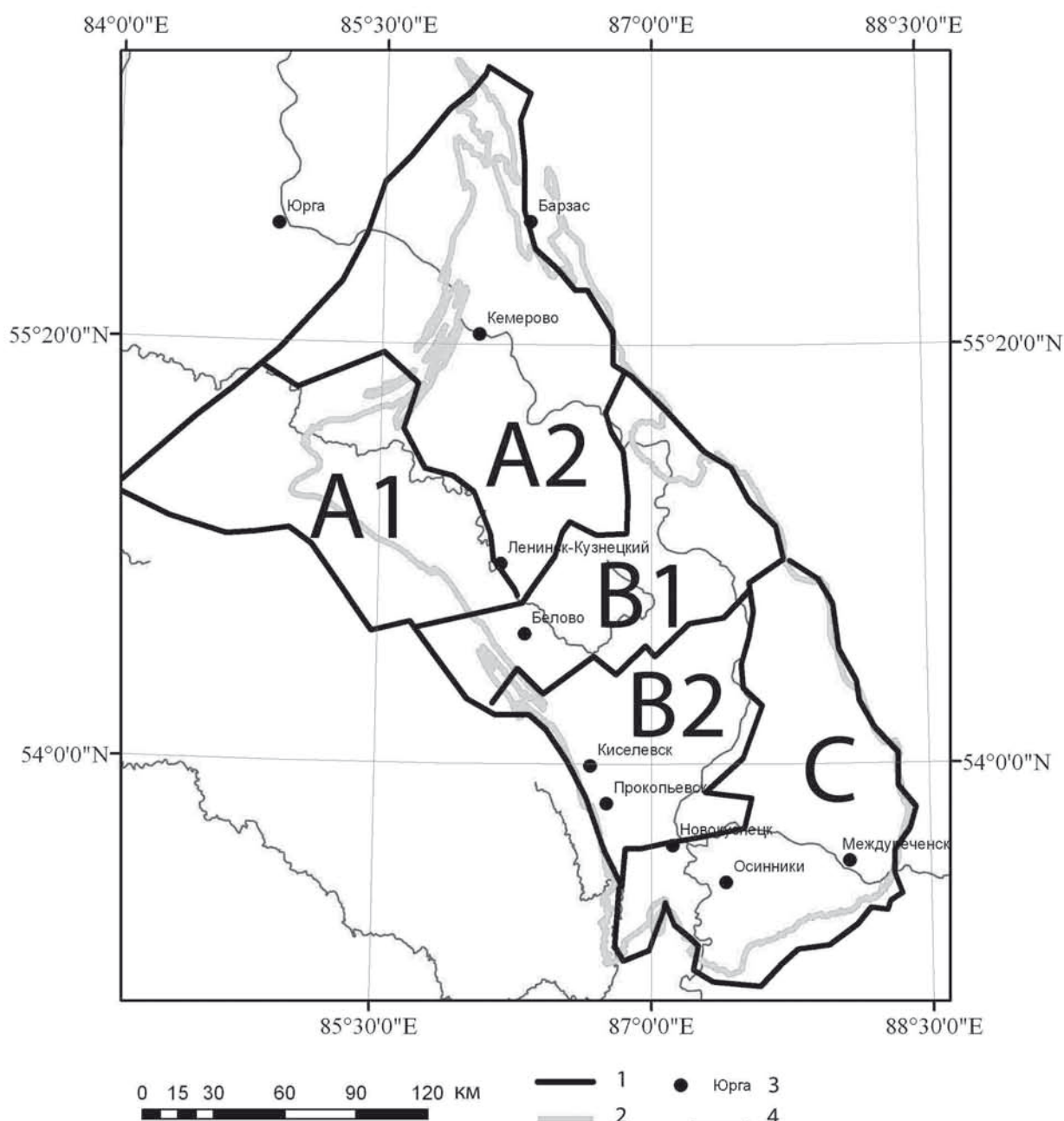
Поскольку в горизонтальной проекции (в плане) Кузбасс и Кузнецкая впадина не полностью совпадают, при рассмотрении геометрических закономерностей неотектонических блоков территории мы для большей достоверности включили в анализ все блоки, полностью или частично относящихся к одному из этих объектов, и исключили блоки горного обрамления. Межблоковые границы имеют разную протяженность в разных частях территории. На ее большей части более вытяну-

тыми являются границы северо-западного простирания, а границы северо-восточного простирания образуют короткие перемычки между ними. Вблизи северной и южной границ территории ситуация меняется, и перемычки образуют короткие разломы северо-западного простирания. Распределение абсолютных высот позднемелового пенеplена отдельных неотектонических блоков образует пять групп, соответствующих высотным ярусам в орографии Кузбасса. При этом территории, где расположены блоки с отметками более 400 м, в геоморфологическом отношении соответствуют горному обрамлению и не входят в Кузнецкую котловину. Длина неотектонических блоков составляет обычно от 15 до 30 км, а ширина от 10 до 15 км. Около 50% блоков имеют соотношение длины к ширине в пределах 1,1–1,8, что соответствует статистическим закономерностям для большинства территорий. Остальные блоки имеют коэффициент удлинения от 2 до 4, что связано с масштабом исследования. Частотное распределение линейных размеров и высот неотектонических блоков подтверждает достоверность их выделения по методике Ю. Г. Симонова даже в неблагоприятных геоморфологических условиях.

Кузнецкая котловина отделена от Кузнецкого Алатау новейшим взбросом, со стороны Салаира располагается кулисообразная система новейших сдвиго-взбросов. С учетом субмеридионального регионального сжатия региона, фиксируемого по сейсмологическим данным [4, 5], можно прийти к заключению, что формирование новейшей блоковой структуры Кузбасса происходит в результате процесса сжатия со сдвигом между Салаирским и Кузнецко-Алатаусским блоками, при котором Кузнецкий Алатау является жестким упором, а сдвиговые смещения происходят на границе с Салаиром и рассредоточены по межблоковым границам северо-западного простирания. Межблоковые границы северо-восточного простирания в таком случае имеют раздвиговой характер. Такая модель позволяет объяснить слабую высотную дифференциацию блоков в северной и центральной частях Кузбасса и дать предварительную кинематическую интерпретацию двух основных групп новейших разломов территории, различающихся по преобладающему простиранию.

По особенностям высотного положения и своим геометрическим и геоморфологическим характеристикам выделенные неотектонические блоки образуют группы, которые могут служить основой для морфотектонического районирования территории Кузбасса и Кузнецкой впадины (рис. 1). Северо-западную часть территории занимает Северный район. Он выходит в северном и западном направлениях за пределы Кузбасса и соответствует северной половине Кузнецкой впадины. Северный район делится на два подрайона. **Присалаирский подрайон (A1)** протягивается вдоль границы с Салаиром, которая здесь проходит по тектоногенному уступу высотой 100–150 м. С учетом погребенной части подножья высота уступа достигает 250 м. Подрайон занимает пространство между Салаиром и долиной Ини, а также небольшой участок на правом берегу Ини вдоль северной границы Кузбасса. Поверхность неотектонических блоков перекрыта в его пределах комплексом покровных отложений мощностью до 60–80 м (в отдельных впадинах вдоль подножья Салаира – до 100 м). Глубина эрозионного вреза обычно составляет 60–80 м, а у Салаира достигает 100 м. По направлению к долине Ини она снижается до 40–50 м. Гипсометрические отметки водоразделов подрайона достигают вблизи Салаира 280–300 м, снижаясь по направлению к Ине до 180–200 м. Данное снижение не связано с деформацией позднемелового пенеplена, а происходит за счет врезания со стороны долины Ини более молодых уровней планации. **Кемеровский подрайон (A2)** занимает пространство между долиной Ини и Кузнецким Алатау. От Кузнецкого Алатау он отделен отчетливым тектоногенным уступом высотой 80–130 м. С юга Присалаирский и Кемеровский подрайоны отделяет от более возвышенной части Кузбасса сильно сглаженный уступ высотой 30–50 м, вдоль подножия которого заложены тектоногенные долины северо-восточного простирания. Гипсометрические отметки водоразделов Кемеровского подрайона составляют 270–300 м на севере и около 250 м на юге. Мощность покровного комплекса обычно не превышает 20 м. Глубина эрозионных долин составляет 60–80 м, редко до 100–120 м.

Центральный неотектонический район занимает южную часть Кузнецкой межгорной впадины и центральную часть Кузбасса. Характерной чертой его морфологии являются многочисленные моноднюки. Он делится на Беловский и Прокопьевско-Киселевский подрайоны. **Беловский подрайон (B1)** протягивается поперек Кузбасса от Салаира до Кузнецкого Алатау. С запада и востока он ограничен отчетливыми тектоногенными уступами высотой 170–180 м, а с севера и юга – сглаженными уступами высотой до 30 м на севере и до 50–70 м на юге, по подножиям которых заложены тектоногенные долины. Высоты водоразделов составляют в пределах подрайона около 300 м. Денудационные останцы возвышаются над водораздельными равнинами на 20–100 м, а Салтымаковский хребет достигает в уплощенной водораздельной части абсолютных отметок 675–710 м. Мощность покровного комплекса водораздельного плато – 10–20 м. Глубина блокораздельных долин колеблется от 80 до 100–120 м. **Прокопьевско-Киселевский подрайон (B2)** ограничен с юго-востока долиной Томи, а с юго-запада – Тырганским уступом, совпадающим здесь с одноименным докайнозойским разломом и имеющим высоту 100–150 м. Глубина долины Томи на участке вдоль границы составляет 160–200 м. Высота уплощенных водоразделов 360–380 м. Мощность покровного



А – Северный район, подрайоны: А1 – Присалаирский, А2 – Кемеровский; В – Центральный район, подрайоны: В1 – Беловский, В2 – Прокопьевско-Киселевский; С – Южный район. 1 – границы неотектонических районов и подрайонов, 2 – граница Кузнецкого каменноугольного бассейна, 3 – населенные пункты, 4 – реки.

Рис. 1. Неотектоническое районирование Кузбасса и Кузнецкой котловины

комплекса обычно не превышает 10–15 м. Глубина основных блокораздельных долин составляет 130–150 м. **Южный район (С)** представляет собой наиболее вовлеченную в неотектоническое поднятие южную окраину Кузбасса. В орографическом отношении он относится к низкогорным ступеням Салаира, Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Высоты уплощенных водоразделов в пределах района составляют от 400 до 600 м. Мощность покровного комплекса менее 10 м. Для района характерно наличие монаднок, имеющих вид узких гряд протяженностью 10–20 км, образованных препарировкой раннеюрских и раннепермских базальных конгломератов. Монадники возвышаются над вершинными плато на 200–250 м. Глубина блокораздельных долин южного района обычно лежит в пределах 200–300 м.

Кузбасс, в поздне меловое время мало отличавшийся по тектоническому режиму и морфологии поверхности от своего складчатого обрамления, подвергся неотектонической активизации, которая выразилась в формировании в его пределах системы новейших блоков. Совпадение позиции межблоковых разломов с положением палеозойских и мезозойских разрывных нарушений происходит только на границах с Кузнецким Алатау и Салаиром. Граница с Кузнецким Алатау реактивирована

полностью. Частичной реактивации (северное окончание, 50% протяженности) подверглась Тырганская разломная зона, разграничивающая Кузбасс и Салаирские структуры. С пограничными структурами связаны максимальные амплитуды вертикальных смещений за новейшее время (80–100 м, редко до 250 м на севере и до 600 м на юге). В основном новейшие разрывные нарушения представляют собой зоны трещиноватости шириной от 300 до 2000 м, освоенные элементами гидросети в ходе формирования системы эрозионных долин территории. За исключением пограничных с Салаиром и Кузнецким Алатау неотектонических структур, смещения по большинству новейших разломов не превышают 5–10 м по вертикали (на границах между неотектоническими районами и подрайонами до 30–70 м). Достоверных данных о значительных горизонтальных смещениях нет, но исходя из того, что в условиях сжатия горизонтальные амплитуды смещения превышают вертикальные в 5–10 раз, их можно оценить в 300–700 м.

Проведенное районирование соответствует степени опасности аварий в горных выработках, связанных с неотектоническими напряжениями. Такая опасность максимальна в Южном районе, умеренна в Центральном, минимальна в Северном районе. Она возрастает на границах неотектонических блоков и минимальна в центральных их частях. Дальнейшее направление исследований в области неотектоники региона будет проходить в направлении детализации неотектонического строения наиболее активных территорий, а также путем создания кинематической модели неотектонического дробления территории и разделения неотектонических разломов на классы различной кинематики. Сопоставление частоты сейсмических событий и аварий в горных выработках позволит классифицировать зоны новейших нарушений по степени влияния на сейсмические процессы и опасности для горных работ.

Работа проводилась при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00986а)

Литература

1. Новиков И. С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
2. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
4. Симонов Ю. Г. Основные черты современной концепции дизъюнктивной морфотектоники // Вестник МГУ, сер. геогр., 2003. № 4. С. 10–14.
5. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Лескова Е. В., Фатеев А. В., Семин А. Ю. Сейсмические активизации при разработке угля в Кузбассе // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 1. № 12. С. 37–43.
6. Овсяченко А. Н., Рогожин Е. А., Новиков С. С., Мараханов А. В., Ларьков А. С., Акбиев Р. Т., Могушков И. М. Палеогеологические и тектонические исследования сейсмоопасных территорий юга Кузбасса // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2010. № 6. С. 35–45.

МОРФОДИНАМИКА И РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РЕКИ ЛЕНА (ВЕРХНЕЕ ТЕЧЕНИЕ)

М. Ю. Опекунова

Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, opek@mail.ru

MORPHODYNAMICS AND CHANNEL DEFORMATIONS OF THE LENA RIVER (UPSTREAM)

M. Yu. Opekunova

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, opek@mail.ru

Целью наших исследований послужило определение направленности геоморфологических процессов, эрозии и аккумуляции с помощью оценки плановых русловых деформаций на р. Лена. Объектом исследования послужило днище долины р. Лены в ее верхнем течении, на участке от устья р. Тутуры до устья р. Туруки. Длина данного отрезка, расположенного в пределах Лено-Ангарского (Верхнеленского) плато, составляет 334 км. Для оценки плановых русловых деформаций реки за период более ста лет, сопоставлялись навигационные карты р. Лена 1912 года издания [1] и современные крупномасштабные топографические карты, а также аэрофотоснимки (съемки 80-х годов прошлого века) и современные космоснимки различных ресурсов. Оценивались изменения морфологии русла, типов русловых разветвлений и планового рисунка островов. Теоретической и методической основой данных исследований послужил ряд работ основателей и ведущих специалистов отечественной школы русловедения и морфодинамики речных систем [2, 3, 4, 5, 6].

Река Лена в пределах Лено-Ангарского плато имеет узкую V-образную долину, достигающую в районе устья р. Орлинги глубины 700 м. Основные притоки реки Тутура, Илга, Орлинга, Турука. От устья р. Тутуры до устья р. Илги Лена течет в северо-западном направлении, которое затем меняет на северо-восточное, а после впадения р. Орлинги – на субмеридиональное. Река протекает в известковистых кварцевых песчаниках и доломитах усть-кутской свиты нижнего отдела ордовикской системы, образуя узкую долину с крутыми ступенями высотой от 15 до 45 м, с углами наклона

более 15°. В бортах долины обнажаются аргиллиты, мергели, алевролиты верхоленской свиты (верхний отдел ордовиковской системы) или песчаники с прослоями доломитизированных известняков и аргиллитов илгинской свиты (нижний отдел ордовиковской системы). Повсеместно распространена низкая и высокая пойма, хорошо развита первая надпойменная терраса высотой 6 м, реже встречаются вторая (10–12 м) и третья (18–20 м) террасы.

Гидрологические характеристики реки на данном участке следующие: неустойчивый уровеньный режим, отсутствие заметного весеннего половодья, частый подъем уровней при прохождении паводков [7].

Хозяйственным освоение территории Верхней Лены, за рассмотренный период прошло три стадии – рост, занявший первую половину 20 века, пик, пришедшийся на 60–70-е годы прошлого века, а затем спад. Антропогенные факторы, которые, помимо ряда природных факторов процесса развития русла [3], необходимо учитывать, подразделяются на факторы прямого воздействия на русло – русловыправительные и дноуглубительные работы, а к факторам косвенного – сельскохозяйственная и лесодобывающая деятельность в пределах пойменно-террасового комплекса. В дореволюционной России участок реки Жигалово – Усть-Кут (от устья р. Тутура до устья р. Турука) являлся активно используемой судоходной артерией. В связи с этим активно проводились дноуглубительные и русловыправительные работы. Позже участок Жигалово–Усть-Кут теряет свое транспортное значение, последний раз землечерпательные работы на основных перекатах проводились в 1973–75 гг. Так с середины 70-х годов прошлого века на формирование русла в значительной степени влияют лишь естественные факторы.

Река на участке исследования обладает врезанным типом русла (исключая устьевой участок р. Тутуры), который характеризуется стабильностью и наименее подвержено деформационным изменениям [8]. Поэтому наиболее информативными о динамике процессов в русле и днище долины стали устьевые участки крупных притоков, а также разветвленные участки русла (рис. 1).

Всего выделено 20 однородных морфодинамических участков. Наибольшую часть занимает врезанное извилистое разветвленное русло – 247,4 км, затем следуют участки с врезанным прямолинейным разветвленным типом – 62,8 км; с адаптированным типом русла – 9,5 км, с широкопойменным типом русла – 9,5 км; участки с извилистым неразветвленным типом русла – 4,8 км.

Анализируя изменения морфологических признаков, произошедшие за столетний период, по преобладанию геоморфологических процессов выделено 4 типа участков (Табл. 1). 1) участки с пре-

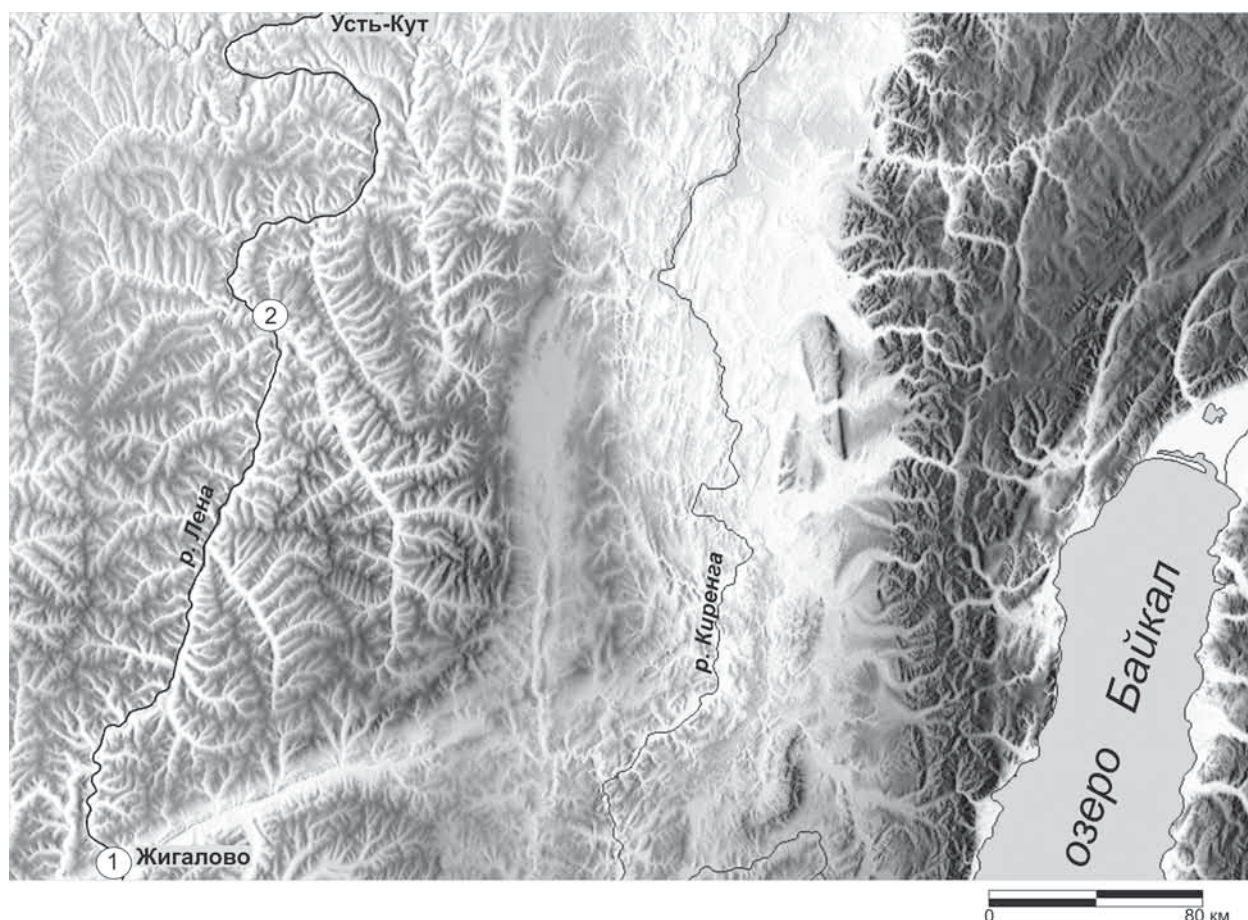


Рис. 1. Ситуационная схема исследуемого района
Цифрами в кружках показаны ключевые участки

Таблица 1

Морфодинамические типы русла р. Лены и преобладающие геоморфологические процессы

Морфодинамический тип русла	Длина участков (км)	Морфодинамические типы разветвлений	Морфологические изменения	Преобладающие геоморфологические процессы
Участки с преобладанием аккумулятивных процессов				
Широкопойменное разветвленное	9,5	Одиночный, чередующийся односторонний	Отмирание проток, увеличение количества островов, соединение островов	Преобладание аккумулятивных процессов
Врезанное извилистое разветвленное	25,6		Присоединение островов к пойме	
Врезанное слабоизвилистое разветвленное	79,3	Одиночные	Слияние островов в устьевых участках; изменение планового рисунка островов ниже впадения притоков	Аккумулятивные процессы в устьевых участках и ниже впадения крупных притоков
Врезанное прямолинейное разветвленное	16,3	Одиночные, чередующиеся односторонние	Отмирание проток, присоединение островов к пойме	Аккумулятивные процессы в устьевых участках крупных притоков
Участки с компенсацией аккумулятивных и эрозионных процессов				
Адаптированное прямолинейное разветвленное	9,3	Чередующиеся односторонние	Слияние островов, увеличение площади островов, формирование проток, уменьшение количества островов	Компенсация аккумулятивных и эрозионных процессов
Врезанное извилистое разветвленное	108,6	Одиночный, чередующийся односторонний	Слияние островов, уменьшение количества островов, изменение планового рисунка островов, формирование новых проток, Отмирание проток	
Врезанное прямолинейное разветвленное	15,5	Одиночный, чередующийся односторонний	Слияние островов, уменьшение количества островов	
Участок с преобладанием эрозионных процессов				
Врезанное прямолинейное разветвленное	16,7	одиночные	Дробление островов, размыв островов, формирование новой протоки	Процессы донной и боковой эрозии
Стабильные участки				
Врезанное извилистое разветвленное	38,8	Одиночные, чередующиеся односторонние	Не отмечено	Транзит наносов
Врезанное прямолинейное разветвленное	14,4	Одиночные		

обладание аккумулятивные процессы; 2) равновесные участки, на которых аккумулятивные процессы компенсированы эрозионными процессами; 3) участки с преобладанием эрозионных процессов; 4) стабильные участки, на которых не отмечены морфологические изменения.

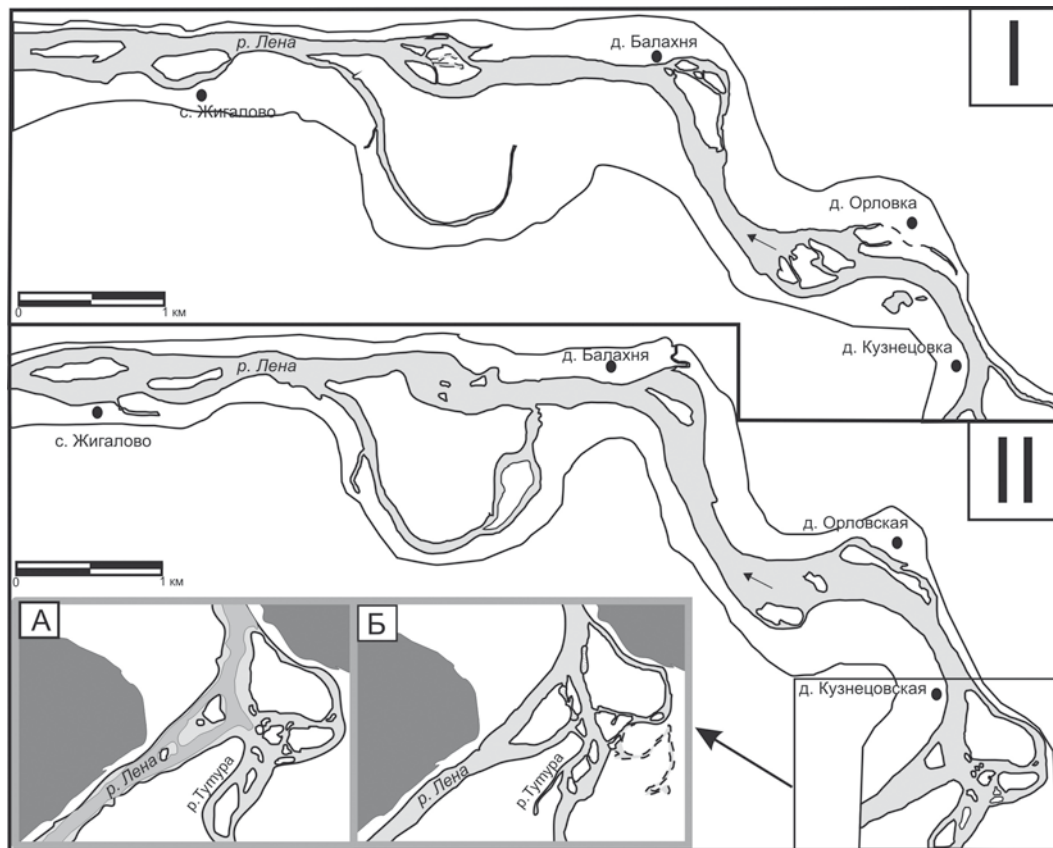
Как было отмечено выше, наиболее заметные плановые деформации руслового приурочены к устьевым крупных притоков. Подробно рассмотрим изменения, произошедшие в пределах ключевых участков: 1 – Жигаловский широкопойменный, 2 – Орлингский участок.

Жигаловский широкопойменный участок длиной 9,5 км от устья реки Тутуры до границы – п. Жигалово (рис. 2). Ширина русла составляет на этом участке 170–550 м, а ширина поймы – от 1 до 2 км. Длина широкопойменного русла – 9,5 км, из них – 4,18 км составляет извилистое разветвленное русло, 2,2 км – прямолинейные неразветвленные участки, а прямолинейное разветвленное русло занимает остальную часть исследуемого участка.

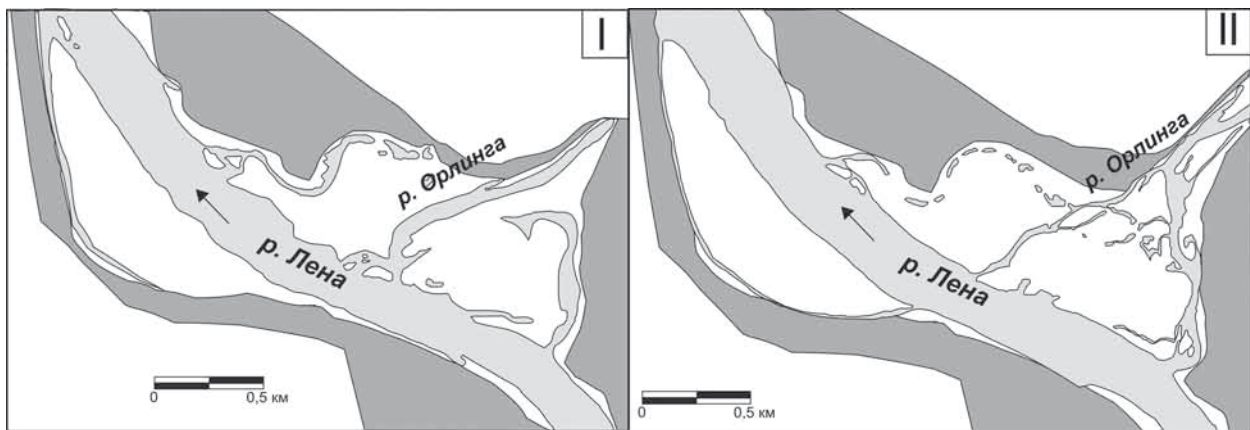
По форме излучин на этом участке плавные с прямолинейными вставками между излучинами, по классификации излучин одна относится к адаптированному типу с верхним крылом вдоль коренного берега, а вторая к свободному типу. Разветвления русла одиночные и односторонние.

При сопоставлении навигационных карт 1912 года и современных снимков на этот участок отмечены отмирание пойменной протоки. Пойменно-русловое разветвление у п. Жигалово и у д. Орловская с разветвлениями второго порядка в основном русле изменяются на односторонний и одиночные сложные типы разветвлений за счет полного отмирания проток. Одиночный простой тип разветвления у д. Балахня сменился сложным, за счет образования новых островов. Устьевой участок р. Тутуры также претерпел изменения планового рисунка русла: произошло увеличение площади островов (причина – постепенное отмирание протоки и присоединение к пойменному массиву острова).

Увеличение площади поймы на этом участке объясняется увеличением антропогенной нагрузки на территорию. Вырубка лесов и распашка земель по долинам притоков привела к уменьшению



Условные обозначения: I – современное состояние; II – состояние по навигационным картам 1912 года; А – устьевой участок р. Тутура (1912 г.); Б – устьевой участок р. Тутура (современное состояние); 1 – террасы; 2 – пойма; 3 – русло; 4 – наиболее глубокие участки русла; 5 – галечно-валунные прирусловые отмели; 6 – направление течения.
 Рис. 2. Плановые деформации на широкопойменном участке р. Лены



Условные обозначения: I – состояние по навигационным картам 1912 г.; II – современное состояние; 1 – террасы; 2 – пойма; 3 – русло; 4 – направление течения.
 Рис. 3. Плановые деформации в устье р. Орлинги (врезанный тип русла р. Лены.)

поверхностного стока, что в свою очередь повлекло за собой увеличение аккумуляции наносов, превращение постоянных проток во временные, а затем и их полное отмирание.

Следующий устьевой участок – Орлингский, расположенный в пределах отрезка реки с прямолинейным врезанным разветвленным типом русла, длиной 15,6 км. У д. Дудкино видимо путем отчленения от большого острова образовались еще два маленьких. У острова, расположенного напротив р. Запроточного значительно уменьшилась площадь. Выше устья р. Половинного путем отчленения протокой части пойменного массива также сформировался остров.

В устьевой части р. Орлинги произошло возобновление работы левой отмершей протоки, путем ее соединения с правой, и вероятно переформирование основного стока из правого рукава в левый.

Таким образом, можно сделать следующие выводы: 1) большую часть (133,4 км) исследуемой части дна долины р. Лены занимают участки, на которых, почти за столетний период, процессы аккумуляции и эрозии компенсируют друг друга. Далее по масштабам распространения следуют участки с преобладанием процессов аккумуляции (130,7 км), стабильные участки занимают 53,2 км, участок с преобладанием эрозионных процессов занимает 16,7 км. 2) Наибольшим плановым русловым деформациям закономерно подверглись устьевые участки крупных притоков, а также разветвленные участки русла р. Лены. 3) Индикаторами, определяющими процесс, преобладающий в пределах однородного морфодинамического участка, могут служить ведущие процессы, протекающие в устьевых участках крупных притоков. Это в полной мере демонстрирует анализ рассмотренных выше ключевых участков.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-00517

Литература

1. Навигационная карта р. Лены от с. Тутуры до устья р. Туруки : съемка 1912 года (сост. и изд. Партией по исследованию реки Ленского Бассейна). СПб. : тип. А. И. Белокопытова, 1913.
2. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.
3. Чалов Р. С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 608 с.
4. Чалов Р. С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: Издательство КРАСАНД, 2011. 960 с.
5. Чернов А. В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии / ООО «Крона», 2009. 684 с.
6. Баженова О. И. Развитие излучин и современные геоморфологические процессы на средней Оби. Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск: Наука, 1976, вып. 50, С. 64–71.
7. Водные пути бассейна Лены. Под общей редакцией Р. С. Чалова, В. М. Панченко, С. Я. Зернова, М.: МИКИС, 1995. 600 с.
8. Борсук О. А., Чалов Р. С. О врезании русла р. Лены. «Изв. ВГО», 1973, т. 105, вып. 5, С. 452–456.

ГЛЯЦИАЛЬНО-МЕРЗЛОТНЫЕ КАМЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АЛТАЯ

О. В. Останин, Г. С. Дьякова

Алтайский государственный университет, г. Барнаул, ostanin_oleg@mail.ru, GalinaBarnaul@mail.ru

GLACIAL-PERMAFROST ROCK FORMATIONS OF ALTAI

O. V. Ostanin, G. S. Dyakova

Altai State University, Barnaul, ostanin_oleg@mail.ru, GalinaBarnaul@mail.ru

Каменные глетчеры широко распространены во многих горных странах мира. Расположенные в труднодоступных горных районах, каменные глетчеры описывались попутно, при проведении различных исследований. В результате, об этих каменных образованиях имелись лишь отдельные отрывочные сведения, хотя встречались и небольшие работы, полностью посвященные им. Их рассматривают как гляциальные, криогенные или гравитационные образования. Отсюда и множество взглядов на их морфологию, динамику и особенности развития.

На Алтае гляциально-мерзлотные каменные образования рассматривались в работах В. В. Заморуева (1963, 1981), Л. Н. Ивановского (1967, 1977, 1993), А. Р. Агатовой (2002), Н. Н. Михайлова (2002, 2002а, 2007) и упоминаются во многих других работах. В целом, к настоящему времени насчитывается более тысячи научных работ в той или иной степени касающихся гляциально-мерзлотных каменных образований в горах. Однако, по-прежнему эти образования являются белым пятном на географической карте региона, несмотря на активное освоение горных территорий.

По генетическо-морфологическому признаку на Алтае нами, под общим термином «гляциально-мерзлотные каменные образования» (далее ГМКО), выделяются следующие образования:

- каменные глетчеры (скопление в горах грубообломочного материала сцементированного льдом глетчерного происхождения, обладающее способностью к самостоятельному движению; в верховье которых располагаются современные ледники, в отдельных случаях имеющие «связь» с ними);
- каменные потоки (или неледниковые каменные глетчеры – скопление в горах грубообломочного материала (преимущественно лавинно-осыпного и обвального происхождения) сцементированного гольцовым (конжеляционным) льдом, обладающее способностью к самостоятельному движению).

Отдельным морфологическим типом ГМКО выделяются каменные комплексы, представляющие собой скопление гляциально-мерзлотных каменных образований (преимущественно каменных потоков), сливающиеся между собой настолько плотно, что отличить один наплыв от другого достаточно сложно. Для каменных комплексов характерна большая площадь, преобладание ширины над длиной в несколько раз и отсутствие отдельного и четко выраженного языка.

Идентификация гляциально-мерзлотных каменных образований производилась с помощью стандартных дистанционных и полевых методов гляцио-геоморфологического анализа и картографирования. К основным морфологическим признакам гляциально-мерзлотных каменных образований были отнесены следующие: в плане подковообразная выпуклая натечная формы, фронтальный уступ заканчивающийся осыпным шлейфом, напорные и ударные валы у его основания, натечные ступени, придающий характерный ложбино-грядовый рельеф, наличие во фронтальной их части множества ручьев и ключей.

При описании гляциально-мерзлотных каменных образований выявлялись следующие параметры: местоположение, высоты расположения фронтов, активность, тип образования, его экспозиция, метрические параметры (длина, ширина, площадь). Это позволило заложить основу ГИС «Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая», включающая карты расположения гляциально-мерзлотных каменных образований и их каталог.

Основой данной карты послужили: космическая съемка со спутника LANDSAT (пространственное разрешение 28 и 14 м/пикселе) на весь район исследования, со спутника ALOS (пространственное разрешение 10 и 2,5 м/пикселе) и RapidEye (пространственное разрешение 6,5 м/пикселе) на отдельные территории, а также литературные материалы и материалы более ранних полевых исследований. Космические снимки LANDSAT использовались разновременные и разносезонные. Это позволило контролировать правильность выделения ГМКО из-за разного отображения растительности, освещенности склонов на космических снимках, а также геоморфологической выраженности этих объектов на осенних и весенних снимках, за счет их «текстурирования» снежным покровом (ранним и «остаточным»).

Особый интерес представляет использование, для целей выявления ГМКО, цифровой модели рельефа (ЦМР). Нами она была построена на основе стереопар снимков ALOS, с шагом 10 м, путем интерполирования по методу минимальной кривизны. По ЦМР были построены горизонталы с сечением в 5 м, что позволило выявлять ГМКО с большей вероятностью. Данный подход выгодно отличается тем, что объекты, включая гидрографическую сеть, можно картографировать в трехмерном виде. При этом получается ортотрансформированный космический снимок высокого качества. Данными снимками были охвачены небольшие участки территории исследования.

В пределах верхней части бассейна р. Катунь (Центральный Алтай) было выделено более 900 гляциальных каменных образований общей площадью более 300 кв. км (рис. 1). Они распределены по данной территории крайне неравномерно. Большая часть (более 70%) ГМКО располагается на территории Катунского хребта, около 5% – на хребте Холзун.

Широтное простирание хребтов, господство западных и юго-западных ветров создает условия для экспозиционной зависимости развития каменных образований. Более 70% ГМКО имеют северную, северо-западную и северо-восточную экспозицию (рис. 2), что так же определяется более благоприятными условиями для существования многолетней мерзлоты на северных склонах, чем на южных. Наименьшее число гляциально-мерзлотных образований располагается на юго-западных, южных и юго-восточных склонах.

Зависимость от экспозиции наблюдается и в формировании типа гляциально-мерзлотных каменных образований. Так, например, каменные глетчеры в основном формируются на склонах северо-восточных и восточных экспозиций (затененных подветренных), а каменные потоки и комплексы – на северных и северо-западных (затененных наветренных) (рис. 3 и 4).

Это указывает на различные условия их генезиса и развития. С наветренных склонов снежный покров сметается, в результате подстилающая поверхность подвержена большему промерзанию и развитию мерзлотной составляющей каменных образований. Перевивающийся снег, на подветренной стороне аккумулируется – формируется гляциальная составляющая. Следует отметить также и то, что каменные потоки находятся на большем удалении от крупных современных центров оледенения (0,7–1,5 км), чем каменные глетчеры, которые непосредственно с ним связаны. Высотные пределы расположения гляциально-мерзлотных каменных образований определены нами в интервале от 1750 до 2850 м на ур.м.

Средняя высота распространения ГМКО 2370 м над ур. моря, высотный диапазон составляет более 1000 м: от 1755 до 2824 м над ур. моря.

Высотное положение ГМКО практически не зависит от экспозиции: только на юго-востоке граница распространения опускается несколько ниже (рис. 5).

По типам ГМКО высотное распространение выглядит следующим образом: самый низкий высотный уровень занимают каменные потоки, выше распространены каменные комплексы и еще выше – каменные глетчеры.



Рис. 1. Карта распространения гляциально-мерзлотных каменных образований в верхней части бассейна р. Катунь

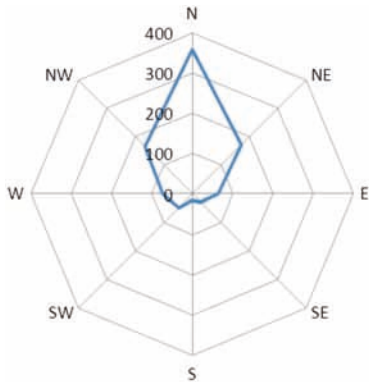


Рис. 2. Распределение фронтных частей ГМКО по экспозиции

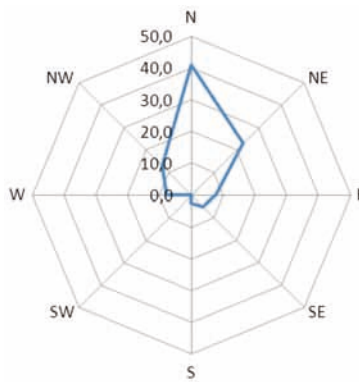


Рис. 3. Экспозиционная приуроченность каменных потоков (в %)

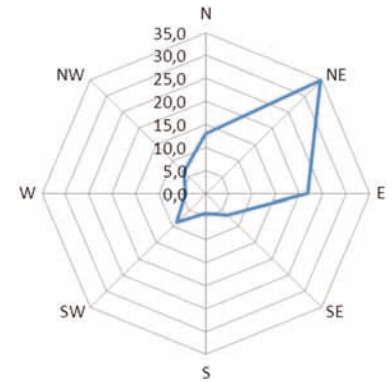


Рис. 4. Экспозиционная приуроченность каменных глетчеров (в %)

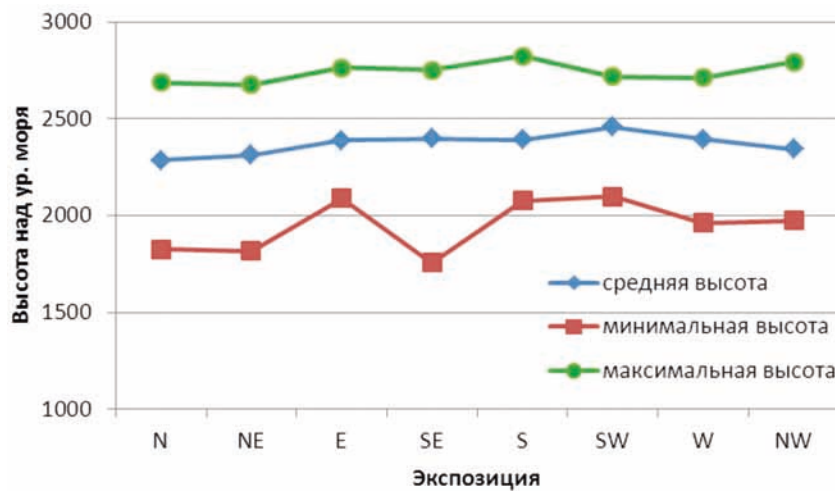


Рис. 5. Высотное положение ГМКО в зависимости от экспозиции

Фрагмент каталога гляциально-мерзлотных каменных образований
верхней части бассейна р. Катунь

(Условные обозначения: Экспозиция: N – северная, NE – северо-восточная, E – восточная, SW – юго-западная, NW – северо-западная; Вид: КП – каменный поток, КГ – каменный глетчер, КК – каменный комплекс)

№ п/п	№ по каталогу/ Название	Долгота	Широта	Высота над ур. моря	Экспозиция	Вид	Бассейн
1	1	85,75	50,00	1986	N	КП	р. Мульты
2	4	85,73	49,96	2394	NE	КГ	р. Мульты
3	5	85,67	49,95	2458	NE	КГ	р. Собачьей
4	6	85,70	49,88	2068	N	КП	р. Собачьей
5	10	85,71	49,87	2252	N	КП	р. Собачьей
6	16	85,79	49,88	2086	N	КК	р. Тихой
7	19	85,83	49,91	2208	E	КК	р. Мульты
8	39	85,84	49,96	1869	NE	КП	р. Мульты
9	52	85,98	49,94	2351	NE	КГ	р. Кураган
10	67	85,92	49,98	2454	NE	КП	р. Акчан
11	82	86,13	50,01	2072	N	КГ	р. Кураган
12	89	86,14	49,92	2482	NE	КГ	р. Кураган
13	92	86,16	49,92	2451	NW	КК	р. Кураган
14	100	86,16	49,89	2165	N	КК	р. Кураган
15	166	85,95	49,84	2577	SW	КГ	р. Озерной
16	177	85,96	49,87	2150	NW	КГ	р. Кураган
17	226	86,15	49,86	2479	SW	КК	р. Кураган
18	538	86,07	49,65	2088	N	КГ	р. Быстрой
19	716	86,09	50,36	2198	N	КГ	р. Бол. Катанды
20	724	86,00	50,36	2034	N	КК	р. Бол. Теректы
21	729	85,75	50,00	1945	N	КК	р. Крепкой
...							

Работа выполнена в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Алтайский государственный университет» на 2012 – 2013 гг. грант 2012 и 2013 гг.

Литература

- Агатова А. Р. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – 20 век / А. Р. Агатова, В. Ван Хьюл, А. А. Мистрюков // Геоморфология. 2002. №2. С. 92 – 105.
- Галанин А. А. Голоценовые нивально-гляциальные комплексы на Северо-Востоке России / А. А. Галанин, В. Н. Смирнов, О. Ю. Глушкова // Тез. докл. междунар. конф. «Геоморфология на рубеже XXI века»: IV Щукинские чтения. М.: МГУ, 2000. С. 93 – 95.
- Галанин А. А. Каменные глетчеры – особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии / А. А. Галанин // Вестник ДВО РАН, 2005. №5. С. 59 – 70.
- Заморуев В. В. Каменные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай). / В. В. Заморуев // Тр. ВСЕГЕИ (Материалы по четв. геологии и геоморфологии). 1963. Нов. сер. Т. 90. С. 126 – 133.
- Заморуев В. В. О строении и происхождении каменных глетчеров / В. В. Заморуев // Изв. ВГО. 1981. Т. 113. Вып. 6. С. 479 – 484.
- Ивановский Л. Н. Каменные глетчеры и их возраст на Алтае / Л. Н. Ивановский // Вопросы динамической геоморфологии. Иркутск, 1977. С. 125 – 137.
- Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. / Л. Н. Ивановский. Л.: Наука. 1967. 263 с.
- Ивановский Л. Н. Экзогенная литодинамика горных стран. / Л. Н. Ивановский – Новосибирск: ВО Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 160 с.
- Михайлов Н. Н. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения / Н. Н. Михайлов, О. В. Останин, К. Фукуи // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7: Геология. География. СПб.: СПбГУ, 2007. №3. С. 91 – 99.

10. Михайлов Н. Н. Горное оледенение Алтая и Тянь-Шаня в плейстоцене / Н. Н. Михайлов // Состояние и развитие горных систем. Материалы научной конференции по монтологии. СПб: РГО, 2002. С. 105–110.

11. Михайлов Н. Н. Позднеплейстоценовое оледенение северо-запада Монгольского Алтая / Н. Н. Михайлов // Изв. РГО, 2002а. Т. 134. Вып. 6. С. 34–42.

12. Krainer K., Mostler W., Span N. A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the Western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 2002. Bd. 38, N. 1. P. 21–34.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИМПУЛЬСЫ И ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ОБЛИКА ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

И. В. Попков

Кубанский государственный университет, Краснодар, geoskubsu@mail.ru

TECTONIC PULSES AND OF FORMATION OF STRUCTURAL GEOMORPHOLOGIC ASPECT THE TAMAN PENINSULA

I. V. Popkov

Kuban State University, Krasnodar, geoskubsu@mail.ru

Территория Керченско-Таманской грязевулканической области отличается высокой неотектонической активностью, обусловленной коллизионными процессами в Кавказской складчато-орогенной области. Проявляется это в повышенной сейсмичности региона, периодическом извержении грязевых вулканов как на суше, так и на акватории Азова. В последнем случае образуются острова диаметром в сотни метров и высотой в первые метры, сложенные продуктами выбросов [1]. Время их существования не продолжительное: активная волновая эрозия уничтожает их в течение первых месяцев.

Грязевые вулканы приурочены к криптодиapiroвым складкам в кайнозойских отложениях, группирующихся в протяженные узкие субпараллельные антиклинальные цепи, разделенные более широкими плоскими синклиналиями. Антиклинали расположены во фронтальных частях надвигов, образовавшихся в обстановке тангенциального сжатия и генетически с ними взаимосвязаны [2]. На суше они имеют обычно прямое отражение в рельефе дневной поверхности в виде топографических поднятий [3].

Летом 2011 г. в районе м. Каменный на Таманском полуострове произошло событие уникальное по своей природе и интенсивности. Здесь в течение одного – двух месяцев образовалась новая суша протяженностью около 435 м и шириной до 50 м (рис. 1, 2). Поднятие имеет выпуклую форму. Высота абразионного уступа 2,6 м. Сложено оно уплотненными глинами неогена с маломощными прослоями мергелей. Современные осадки, развитые на дне Азова в прибрежной зоне, практически полностью размывы на большей части поднятия. На коренных породах местами сохранились маломощный слой песка, ракушняк, обломки мергелей.

Некоторыми специалистами в средствах массовой информации высказывалось мнение, что новообразованная суша появилась благодаря извержению грязевого вулкана. Мнение это ошибочно. Проведенные наблюдения однозначно указывают на то, что воздымание морского дна Азовского моря обусловлено ростом антиклинальной складки и имеет тектоническую природу. Подтверждается это следующими фактами.

Как отмечалось выше, поднятие сложено коренными породами, а не продуктами извержения грязевого вулкана. Породы подверглись значительным деформациям и залегают под углом до 80°, что четко фиксируется по мергелистым прослоям как непосредственно на поверхности поднятия, где они образуют грядки, так и в абразионном уступе. В плане они маркируют крыло складки, сводовая часть которой уходит под старый береговой уступ (см. рис. 1). Складка рассечена диагональными разрывами сдвиговой природы с амплитудой горизонтального смещения 0,8–1,0 м.

Образование складки и ее активный рост, как и других антиклиналей Таманского полуострова, связано с импульсивным проявлением сил бокового сжатия, приведших к формированию современного структурного облика региона. Разрядка возникающих тектонических напряжений обычно сопровождается сейсмическими толчками и извержениями грязевых вулканов [2, 4]. Не исключено, что сейсмические события имели место и здесь при образовании рассматриваемой морфоструктуры. Указанием на это может служить катастрофически быстрое воздымание морского дна: с учетом высоты абразионного уступа, глубины морского дна и мощности смытого слоя донных неконсолидированных осадков амплитуда поднятия составляет не менее 5 м.



Рис. 1. Вид поднятия со стороны м. Каменный на восток



Рис. 2. Новообразованная суша. Вид в сторону м. Каменный

Если учесть антиклинальный характер дислокаций и большие углы наклона слоев на крыльях складки, размытая мощность отложений в своде в случае ее современного образования может вообще оказаться огромной. Однако, поскольку данное топографическое поднятие в плане совпадает с выявленной здесь ранее геолого-съёмочными работами антиклиналью, логичнее предположить унаследованное воздымание уже существовавшей структуры, находившейся перед этим в состоянии тектонического покоя. Но и в этом случае скорость вертикальных движений по геологическим меркам катастрофическая.

Рост антиклинали, уходящей под береговой обрыв, вызвал образование оползневого цирка размером около 800 м с поражением гравитационными дислокациями всего склона (рис. 3). Размеры отдельных оползневых тел достигают многих десятков метров. Стенки отрывов по наблюдениям



Рис. 3. Сейсмогравитационные процессы на склоне, вызванные ростом поднятия в прибрежной зоне

в сентябре 2011 г. свежие, без заметных следов выветривания. Высота их достигает 3–4 м. Сами оползневые тела разорваны многочисленными зияющими трещинами шириной до 50–60 см. Проходящая по склону грунтовая дорога местами сброшена по разрывам на несколько метров, испытывает значительные боковые перекосы и стала не проезжей на отдельных участках. Возможно, что столь значительное поражение склона имеет сейсмогравитационную природу.

Выполненные на подводном продолжении поднятия площадные гидролокации бокового обзора с эхолотированием, а также профильное сейсмоакустическое профилирование убедительно подтверждают складчатую, не грязевулканическую, природу дислокаций [5]. Примечательно, что на сейсмических разрезах отчетливо фиксируются аномалии (потеря сейсмоакустического сигнала), связанные с миграцией глубинных флюидов. Очаг флюидизации субизометричной формы с радиально расходящимися тектоническими нарушениями расположен на северо-восточном крыле антиклинали и находится на линии между двумя выявленными грязевыми вулканами м. Каменный (морского и сухопутного). Его можно интерпретировать как зарождающийся (или не состоявшийся) грязевой вулкан. Потеря сигнала приурочена также к осевой части антиклинали [5].

Флюидизация разреза подтверждается высокими значениями эманации из недр радона, замеренными на поднятии (до 60 000 Бк/м³ в подпочвенном воздухе при санитарно допустимой концентрации в воздухе помещения до 200 Бк/м³). 05 августа 2011 г. был произведен отбор проб морской воды вдоль линии поднятия. Отмечается превышение концентрации ртути в 1,5 раза относительно ПДК.

Реконструкция полей напряжений по стандартной методике указывает на компрессионную природу поднятия, возникшего в результате тангенциального тектонического сжатия и выжимания сравнительно пластичных неогеновых глин. Основное направление оси сжатия (σ_1) при формировании антиклинальной складки ориентировано в северо-западном (антикавказском) направлении, отвечая общей геодинамической обстановке развития периклинального замыкания Кавказских структур.

Точное время образования рассматриваемого объекта установить не удалось. Опрос жителей соседней станицы позволяет предположить, что новообразованная суша появилась в апреле – июне 2011 г. Некоторые рыбаки утверждают, что море ушло здесь в течение одной ночи, в результате чего оставленные накануне рыбацкие сети оказались на суше. Но если даже допустить, что этот процесс был растянут на два – три месяца, все равно скорость воздымания является чрезвычайно высокой.

Таким образом, выявленная новообразованная геологическая структура имеет явно тектоническое происхождение и служит индикатором высокой активизации тектонических процессов в регионе. Образование ее обусловлено тангенциальными тектоническими напряжениями, ответственными за формирование современного структурного облика Тамани. Разрядка возникающих тектонических напряжений выразилась в данном случае в пластической деформации компетентных глин,

слагающих геологический разрез Таманского полуострова. Сопровождается она обычно сейсмическими толчками [6]. На вероятность последних указывает развитие на береговом склоне обширного оползневого цирка, а также аномально высокая (катастрофическая) скорость роста поднятия. Тем не менее, данные о сейсмических событиях лета 2011 г. в этом регионе отсутствуют. Не отмечалась и активизация грязевых вулканов, образующих вулканический очаг в районе м. Каменный и у периодически проявляющего себя грязевого вулкана м. Пекла, находящегося в 5 км восточнее. Возможно, здесь может идти речь о так называемом «медленном землетрясении».

Новообразованная суша продолжает существовать и в настоящее время после зимних штормов. Она подвергается активной волновой эрозии, в результате чего ее ширина за год сокращена примерно наполовину. На поверхности поднятия появилась растительность, породы подвергаются выветриванию, в результате чего детали геологической структуры складки читаются большим трудом. Также «дряхлеют» и оползневые дислокации на склоне: поверхности отрывов и зияющие трещины уже не выглядят свежими, покрываются осыпями и растительностью. Это говорит о том, что рост поднятия в настоящее время приостановился.

Приведенные выше сведения проливают свет на механизм дислокационного процесса в земной коре, свидетельствуя о его импульсивном характере [7], заключающемся в чередовании продолжительных тектонически спокойных пауз и кратковременных импульсов активизации движений, обусловленных разрядкой накопившихся напряжений.

Данный объект может представлять интерес в плане поисков скоплений нефти и газа. Значительная амплитуда поднятия и сопровождающие его склоновые разрушения указывают также на необходимость углубленных инженерно-геологических исследований в этом регионе в связи с активной его застройкой и организацией здесь зон отдыха.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00857-а), ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», проект 2012-1.1-12-000-1006-006 (Соглашение № 14.В37.21.0582).

Литература

1. Шнюков Е. Ф., Митин Л. И., Цемко В. П. Катастрофы в Черном море. Киев: Манускрипт. 1994. 210 с.
2. Попков В. И. Тектоническая позиция Керченско-Таманских грязевых вулканов //Материалы Всерос. конф. «Дегазация Земли; геодинамика, флюиды, нефть, газ и их парагенезы». М.: ГЕОС, 2008. С. 400–401.
3. Трихунков Я. И., Попков В. И. Морфотектоника Северо-Западного Кавказа //Геология, география и глобальная энергия. 2007. №4(27). С. 37–43.
4. Попков В. И. Геодинамическая обстановка грязевого вулканизма и глиняного диапиризма (на примере Крымско-Кавказской области)//Геодинамика внутриконтинентальныхорогенов и геозекологические проблемы. Бишкек: НС РАН, 2008. С. 93–94.
5. Попков В. И., Глазырин Е. А., Фоменко В. А., Попков И. В. Катастрофическое тектоническое событие в Керченско-Таманской грязевулканической области //Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 45–51.
6. Попков В. И., Соловьев В. А., Соловьева Л. П. Грязевой вулканизм, сейсмичность и нефтегазоносность //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. №6. С. 27–32.
7. Попков В. И. Об импульсивности платформенного структурообразования // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2004. №3(9). С. 167–173.

О ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ОБЛИКА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

И. Г. Сазонов, В. И. Попков*

Кубанский государственный университет, Краснодар, geoskubsu@mail.ru,
*Северо-Кавказский государственный федеральный университет, Ставрополь

OF FORMATION OF CAUCASIAN MINERAL WATERS' MODERN STRUCTURAL GEOMORPHOLOGIC ASPECT

I. G. Sazonov, V. I. Popkov*

Kuban State University, Krasnodar, geoskubsu@mail.ru,
*North-Caucasian State Technological University, Stavropol

Минераловодский тектонический выступ осложняет центральную часть северного склона Кавказа. В то же время он является составной частью более протяженной зоны, пересекающей Кавказское складчатое сооружение в поперечном направлении в его центральной части, – Транскавказ-

ского субмеридионального поднятия (ТСП). К югу в пределах ТСП располагается Эльбрусское поднятие, северным его продолжением можно считать Ставропольский свод.

Подобные зоны поперечных поднятий, правда, меньшего масштаба, известны на Восточном (Дагестанский выступ) и на Северо-Западном Кавказе (Адыгейский выступ). Положение поперечных поднятий определяется соответствующей ориентировкой крупных разрывов, секущих палеозойское складчатое основание. Отдельные разломы трассируются магматическими внедрениями, выходами гидротерм на поверхность, наиболее многочисленных в зонах пересечения субширотных и наложенных на них субмеридиональных разломов.

Зона ТСП испытала значительное воздымание в мезозое, до начала верхнемеловой трансгрессии. На это указывает полное отсутствие триасовых, юрских отложений и низов нижнего мела на наиболее приподнятых участках (Минераловодский выступ, Ставропольский свод). Есть признаки того, что эта зона выделялась уже в палеозое, поскольку к ней приурочены внедрения палеозойских интрузий, известных в пределах Ставропольского выступа и южнее (Кисловодский, Эшкаконский, Малкинский гранитные массивы, Хабазский гипербазитовый массив и др.), и имеет унаследованный характер развития, предопределивший ее обособленность на всех последующих этапах развития Кавказа. Кроме того, следует отметить повышенную рудоносность зон пересечения разломов субкавказской и поперечной ориентировки. Например, молибденовая и полиметаллическая минерализации отмечены в Приэльбрусье, полиметаллическая и редкоземельная – в зонах пересечения Ардонского и Фиагдонского разломов с субширотными, Минераловодское поднятие отмечается ураноносностью, а на северном продолжении ТСП в пределах герцинской плиты отмечена его газоносность.

Геоморфологическое своеобразие рельефу Минераловодского выступа придают изолированные горные массивы, поднимающиеся над своим подножьем на многие сотни метров (Бештау, Змейка, Машук, Бык, Верблюд, Лысая и др.). Ядра горных массивов сложены изверженными породами, определяемыми по составу как микросиениты. Первыми исследователями макроскопически, в силу чрезвычайной мелкозернистости, ошибочно они оценивались как породы эффузивные, отвечающие по составу трахитам и липаритам, и получившим местное название – бештаунит. Магматические ядра многих горных массивов выходят на поверхность (Бештау, Змейка, Железная), на других (Машук, Лысая, Золотой Курган и др.) перекрыты осадочными породами верхнего мела – палеоцена. Самыми молодыми породами, испытавшими деформации при магматических внедрениях, являются миоценовые (чокрак – караган), из чего обычно и вытекают определения времени этих внедрений. И. В. Мушкетов (1886) считал интрузии дотретичными, В. М. Дервиз (1905) постэоценовыми, А. П. Герасимов (1911) послеранне- или даже послесреднеолигоценовыми. В. Н. Павлинов (1946) относил возраст внедрений к широкому интервалу времени от миоцена до акчагыла и т.д.

В 1959 г. опубликована крупная обобщающая работа по особенностям состава, строения, условиям формирования фундамента и интрузивных тел Минераловодского выступа [1]. В данной работе, как и в более ранних исследованиях магматизма на Минераловодском выступе, делается вывод, что магматизм проявил себя в караганско-сарматское время (10–12 млн лет назад). Тогда, в результате четырех актов внедрения, возникли все лакколиты Пятигорья, образовавшими мощные горные поднятия, даже несколько более массивные и высокие, чем нынешние горы Бештау, Змейка, Машук и другие, поскольку считается, что современные высоту и очертания они приобрели за счет последующей денудации. Последняя привела к тому, что многие бывшие криптолакколиты (Змейка, Железная, Развалка, Кинжал и др.) лишились осадочного покрова и превратились в лакколиты с обнаженным магматическим ядром. Сомнения высказывались лишь в отношении массива Бештау, где признавалось открытое излияние магмы на поверхность и формирование в привершинной части экстрезивного купола.

Дальнейшее поведение интрузивных тел всеми без исключения исследователями считалось пассивным – они подвергались растянувшемуся во времени вплоть до наших дней денудационному препарированию. С их поверхности, а заодно с поверхности всего Минераловодского выступа, была удалена значительная толща осадочных пород, а горные массивы проявились в рельефе как своеобразные денудационные останцы. В данной статье дается характеристика событий самых последних этапов развития Минераловодского выступа.

Здесь уместно отметить, что некоторые исследователи, придерживающиеся вышеизложенных взглядов на формирование гор-лакколитов Пятигорья, высказывали сомнения и приводили факты, не укладывающиеся в признанную схему. Например, И. Н. Сафронов [2] отмечал несоответствие между практическим отсутствием делювия у подножия гор-лакколитов и предполагаемой толщиной денудированных пород на их вершинах и склонах. Анализ имеющихся сведений о геологическом строении Минераловодского выступа, прилегающих территорий и, главным образом, личные исследования территории на протяжении последних 15 лет укрепили нас во мнении, что тектоническое развитие Минераловодского выступа было несколько иным, начиная именно с караган-сарматского времени.

Действительно, в это время произошло внедрение магматических диапиров в фундамент и осадочный чехол Минераловодского выступа. Вполне вероятно, что тогда же возникли и горные поднятия на месте таких внедрений, но совершенно очевидно, что они не были такими высокими как ныне, а их магматические ядра находились гораздо глубже. Ядра большинства из них перекрывались осадочными породами толщиной в сотни метров, денудация которых началась тогда же, то есть не позднее караганского времени.

К началу четвертичного времени осадочный покров был денудирован, часть магматических ядер была обнажена и они могли представлять собой магматические останцовые возвышенности на фоне относительно слабо наклоненной Предкавказской равнины. Причем территория Минераловодского выступа гипсометрически слабо отличалась от прилежащих районов, а поверхности отдельных гор-лакколитов были сnivelированы вровень с окружающей местностью. В первую очередь это относится к поднятиям гор Лысая, Машук, Золотой Курган. На вершинах и склонах этих и других гор обнаружена гранитная и липаритовая речная галька из обломков нижнемеловых и верхнеюрских пород. Эта галька свидетельствует не только о том, что поверхности этих гор совпадали по уровню с аллювиальной равниной, но и о том, что воздымание самих гор было локальным и очень молодым, послеледниковым.

Галька розовых гранитов переносится рекой Подкумок: коренное их залегание находится в районе Медовых водопадов на реке Аликоновка – притоке Подкумка. Встречается она только в современных пойменных его отложениях и в отложениях нижних (молодых) аллювиальных террас. В то же время эта галька трассирует покинутую долину Подкумка, пересекающую гору Лысую по ее юго-восточному «плечу» и поднятую на высоту порядка 300 метров над современным руслом. Здесь в старом русле обнаружены эрозионные террасы, вырезанные в кампанских известняках верхнего мела, карстовые поноры со следами мощных струйных потоков, сформировавшиеся при возникновении значительных перепадов русла текущей по известнякам реки и образовавшихся в результате значительного подземного перетока.

Следует отметить, что в месте огибания древним руслом горы Лысой на высотах 300–400 метров над подножьем, нами совместно с галькой обнаружены многочисленные обломки необожженной керамики, свидетельствующей о наличии здесь древнего поселения, явно когда-то расположенного на террасе реки Подкумок. Керамика нами передана в Краевой музей.

Подобная ситуация с террасами реки Подкумок сложилась и на горе Машук, где левый борт речной долины лишен террас. Следы речной долины обнаружены на «горячем» склоне горы Машук, сложенном травертинами. Здесь в основании так называемой «армянской террасы» над травертинами найдена липаритовая галька. Таким же «странным» образом исчезают террасы реки Суркуль у подножия горы Кинжал, хотя ниже и выше по течению их насчитывается до 6–7 и легко можно проследить их общие уровни. Кстати, на горе Кинжал также обнаружены следы древнего поселения, найдены чосеры (каменные топоры), – уникальная находка для Северного Кавказа, и опять – далеко и высоко от воды.

И это не единичные примеры подобного рода. Все они свидетельствуют о мощном локальном воздымании тел лакколитов в четвертичное время. Причина этого явления недостаточно ясна. Возможно, что воздымание связано с последней тектоно-магматической активизацией Эльбрусской тектонической линии (зоны глубинного разлома), отмеченной на Эльбрусе лавовыми извержениями, возраст последних из которых оценивается 5–2,5 тысячами лет. К этому времени следует отнести и последнее значительное воздымание гор-лакколитов, по крайней мере формирование их современного облика. Магматические ядра лакколитов находились в твердом состоянии, подхлывшая с глубины магма выталкивала их к поверхности как пробки, местами разламывая и дробя, но на поверхность в большинстве случаев не вырывалась. Исключением может явиться гора Бештау, где найден образец настоящего обсидиана с типичной витрофильной структурой. Такое воздымание привело к появлению кольцевых и радиальных разломов, выявляемых при геологическом картировании, в том числе и нами.

О значительных вертикальных подвижках именно в консолидированном состоянии магматических тел, слагающих горы-лакколиты, говорят следующие факты: субвертикальное положение зеркал скольжения в трещинах, пересекающих магматические тела; заполнение крупных разломных зон остроугольными обломками липаритов с их последующей цементацией железистым цементом, явно более позднего гидротермального происхождения; отсутствие в современных контактах магматических ядер и вмещающих осадочных пород следов термально-контактных изменений. Это может говорить о том, что магматические тела отрывались по зонам контактов и опередили вмещающие породы в своем воздымании. Из этого следует важнейший в практическом отношении вывод о том, что если зоны разломов, часто являющиеся рудоносными, также отрывались от своих продолжений, то с поисками этих продолжений можно связывать и перспективы рудоносности, поскольку обнаженные и приповерхностные их части уже известны и исследованы.

Настоящий горячий контакт магматических пород и верхнемеловых известняков находится в кровельной части Бештаугорского магматического диапира, где он в силу как раз кровельного

положения воздымался вместе с магматическими породами. Здесь известняки мраморизованы, гнездами в них произошло выделение углистого вещества за счет термального разложения кальцита, а на самом контакте они целиком превращены в углисто-графитовую массу.

Подтверждением современных тектоно-магматических событий являются также чрезвычайно высокий тепловой поток, гидротермальная активность района Кавказских Минеральных с многочисленными естественными источниками горячих подземных вод, выносящих глубинные компоненты, и его высокая сейсмичность.

Таким образом, геоморфологические и геологические особенности строения современных гор-лакколитов Пятигорья свидетельствуют об очень юном (последледниковом) возрасте и протрузивном механизме их образования.

В практическом отношении следует обратить внимание на особенности строения гидротермальных жил, связанных с начальным этапом магматического внедрения, часть из которых может оказаться рудоносной. Продолжения этих жил в осадочных породах могли остаться в так называемых «цоколях» гор-лакколитов. Одновременно следует отметить, что поисково-разведочные работы на нефть и газ, широко проводимые в 60 – 70-е годы прошлого столетия, вряд ли могли увенчаться успехом, особенно в южной и центральной частях Минераловодского выступа, учитывая время тектонической активизации и современную раскрытость недр. В этом отношении большего внимания заслуживает северное окончание Минераловодского выступа и его ближайшее окружение.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00857-а), ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», проекты 2012-1.2.1-12-000-1007-015 (Соглашение № 14.В37.21.1258), 2012-1.1-12-000-1006-006 (Соглашение № 14.В37.21.0582).

Литература

1. Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1959. 148 с.
2. Сафронов И. Н. Проблемы геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых. Ростов-на-Дону: Изд. Ростовского университета, 1983. 152 с.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО И ЗАПАДНОГО КРЫМА

А. Ю. Санин

Географический факультет МГУ им.М.В. Ломоносова, Москва, eather86@mail.ru

SOME FEATURES OF POSTGLACIAL TRANSGRESSION OF THE BLACK SEAIN THE COASTAL ZONE OF SOUTHERN AND WESTERN CRIMEA

A. Yu. Sanin

Geographical faculty of Lomonosov MSU, Moscow, eather86@mail.ru

К прибрежной зоне, по О. К. Леонтьеву, относят всю территорию и акваторию, на которой развиты современные и древние береговые формы рельефа. Для Крыма она опускается до глубин 100 метров и более, так как на этих глубинах были прослежены древние береговые линии и древние субаэральные формы рельефа [1].

Обычно для реконструкции хода фландрской трансгрессии и колебаний уровня Черного моря за последние 18000 лет используются как минимум два метода, геоморфологический и палеогеографический. В рамках геоморфологического метода осуществляется поиск и исследование древних форм рельефа, главным образом, берегового. В частности, надводных и подводных морских террас. Они позволяют судить о палеогеографической обстановке, в частности, о ходе трансгрессии, ее стадиях, имевших место при этом небольших регрессиях и т. д. Сущность палеогеографического метода в нашем случае – определение абсолютно возраста древних или современных форм рельефа либо отложений с помощью методов абсолютной геохронологии, из которых чаще всего, особенно для последних 20000 лет, используется радиоуглеродный. Как правило, два приведенных метода используются вместе и дополняют друг друга.

Однако потенциально возможно использование еще одного метода, который условно можно назвать морфологическим или морфосистемным [2]. Он подразумевает реконструкцию хода наступления моря на сушу с опорой на продольные профили современного берегового склона и существующие кривые колебания уровня моря. Последние составлены И. П. Балабановым и Я. А. Измайловым [3], А. А. Свиточем [4], П. В. Федоровым [5] и некоторыми другими и позволяют привязать ту или иную точку профиля к определенному времени. Такая привязка дает возможность определить

среднегодовой темп абразии за время, прошедшее с момента нахождения уровня моря на отметке данной точки.

Цель работы – применение указанного метода для реконструкции хода наступления моря на Южном берегу Крыма и в Западном Крыму и анализ полученных при этом результатов.

В ходе работы были поставлены и решены следующие задачи:

- построение батиметрических карт для шельфа Южного и Западного Крыма на основе навигационных карт с указанными глубинами;
- построение с определенной частотой продольных профилей подводного берегового склона;
- анализ наиболее «наглядных» профилей, который включает сопоставление их с кривыми изменения уровня моря за последние 18000 лет, а также за весь верхний и средний плейстоцен;
- расчет среднегодовых скоростей абразии за указанные промежутки для участков берега, от которых начинаются выполненные профили, и сопоставление полученных результатов с данными по современным скоростям абразии;
- анализ связей между рассчитанными скоростями абразии и прочностными свойствами пород, слагающий берег на данных участках.

На основе навигационных карт с указанными в отдельных точках глубинами были построены сначала изобаты с необходимой частотой, а впоследствии на их основе – продольные профили для некоторых участков берега.

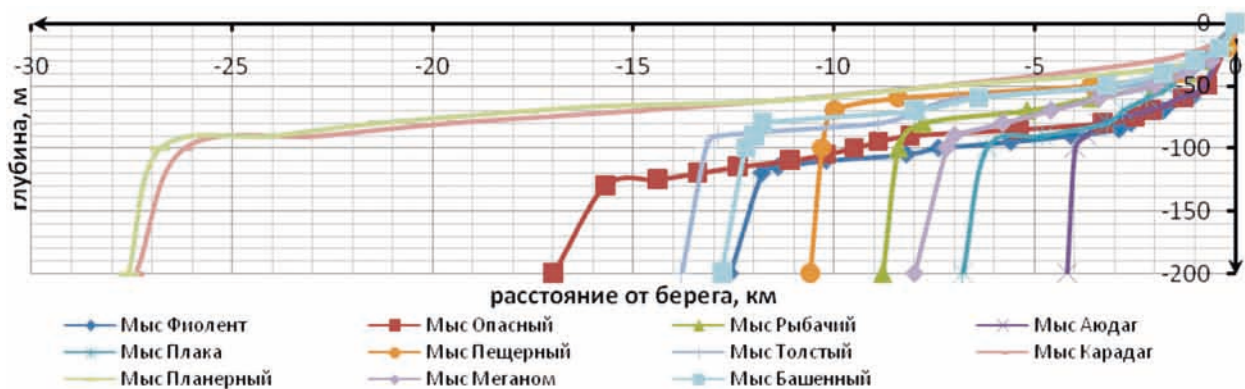


Рис. 1. Наиболее показательные профили подводного берегового склона Южного берега Крыма

На приведенных профилях прослеживается субгоризонтальная поверхность, которая начинается примерно с глубины 70–80 метров (не путать с меньшей по площади поверхностью, которая прослеживается на некоторых профилях на глубинах 50–60 м). Она была описана еще В. П. Зенковичем [6] для глубин 80–90 м. Если проанализировать кривые изменения уровня моря, то видно, что она может наследовать его уровень примерно 18000 лет назад (см. рисунок 2).

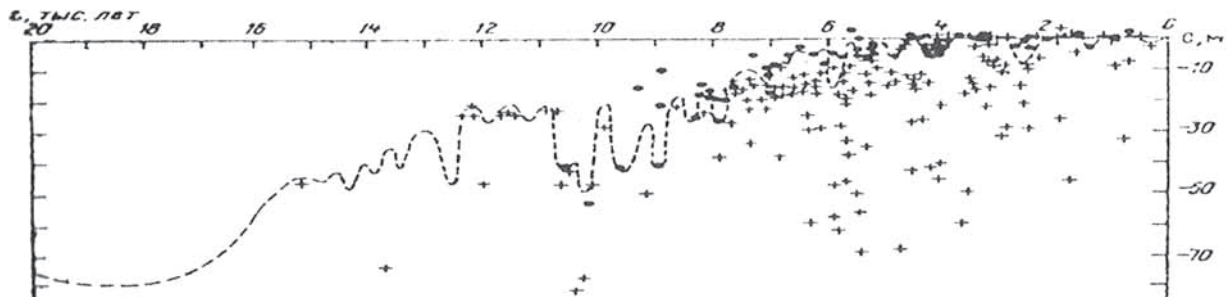


Рис. 2. Изменение уровня Черного моря за последние 20 тысяч лет (Балабанов, Измайлов, 1988)

Следовательно, если расстояние от подошвы данного склона до современного уреза в километрах разделить на 18, можно получить среднегодовую скорость абразии в метрах в год. Она приведена в таблице 1. Следует отметить, что полученные цифры эти достаточно приблизительные, так как весьма сложно зафиксировать точное положение бровки склона, опирающегося на террасу 80–100 метров, используемую нами в качестве точки отчета.

Но изучаемый нами подводный береговой склон формировался не только за последние 20 тысяч лет, а на протяжении всего плейстоцена. То, что на этих глубинах рельеф формировался не только во время фландрской трансгрессии, было доказано Игнатовым для дальневосточных берегов [2]. Следовательно, имеет смысл рассчитать скорость абразии и для плейстоцена в целом, по крайней мере, для верхнего и среднего, для которых есть достаточно достоверные сведения об уровне моря. Кривая изменения уровня моря составлена А. А. Свиточем [4].

Для подсчета скорости абразии за последние 800 тысяч лет вначале необходимо определить суммарное время глубоких регрессий, к которым условно будет отнесено время с уровнем моря

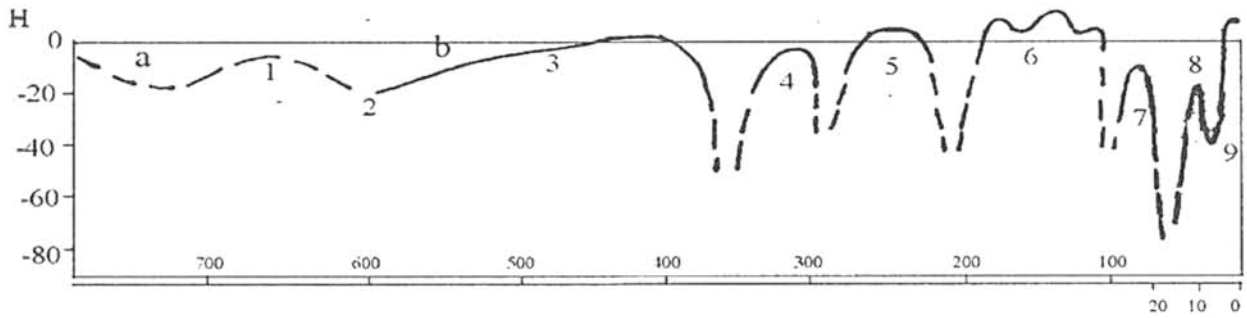


Рис. 3. Изменения уровня Черного моря за последние 800 тысяч лет (Свиточ, 2012)

-30 м и ниже. Данная глубина является примерной границей современной береговой зоны, и выше ее имеет место интенсивное современное рельефообразование, в результате которого древний рельеф был преобразован. Это примерно 100 тысяч лет. В течении примерно этого времени и происходило формирование подводного берегового склона между глубинами 80 и 30 метров. Используя арифметический метод, можно рассчитать среднюю скорость так называемого абразионного среза [2] для данного участка подводного берегового склона; результаты расчетов приведены в таблицах 1 и 2.

Наименьшие среднегодовые скорости абразии за последние 18 000 лет отмечаются на участках берега, сложенных вулканическими породами (Аю-Даг, Фиолент), либо с активно действующими склоновыми процессами, поставляющими материал в море (г. Кошка, м. Плака).

В целом, как правило, среднегодовые скорости несколько меньше современных, особенно для западной части Южного берега Крыма. В данном регионе замедление абразии может объясняться обильным поступлением материала со склоновыми процессами.

Но в некоторых случаях современные темпы абразии ниже. Так, для Карадагского участка Ю. Д. Шуйский [8] приводит скорость в 0,8 м/год, что указывает на значительно более высокие темпы абразии на первом этапе фландрской трансгрессии.

Необходимо отметить, что такие сравнения не совсем корректны из-за того, что у Ю. Д. Шуйского выполнены подсчеты для достаточно больших участков берега в среднем, а здесь данные были получены для конкретных участков.

Таблица 1

Рассчитанные среднегодовые скорости абразии за последние 18 тысяч лет для некоторых участков Южного берега Крыма и современные скорости по данным разных авторов

Участок берега	Рассчитанная среднегодовая скорость абразии за 18000 лет, м/год	Рассчитанная среднегодовая скорость абразии за 80000 лет по данным А. А. Свиточа [4], м/год	Скорость абразии по Ю. Д. Шуйскому, м/год [8]	Скорость абразии по О. С. Романюк [7], м/год	Породы, слагающие берег, по О. С. Романюк [7]
М. Карадаг	1,25	0,11	0,8 (но по Ключину [9] А.А. 0,03)	н\д	вулканические
М. Толстый	0,5	0,09	0,6	0,3	Прочный конгломерат
М. Плака	0,15	0,032	0,02	0	магматические
М. Аю-даг	0,2	0,02	0,02	н\д	вулканические
Пос. Рыбачье	0,28	0,05	0,3	0,6	таврика
М. Башенный	0,44	0,08	0,6	н\д	таврика
М. Коммунаров	0,2	0,035	0,2	н\д	Мраморовидные изв. / юрские конгломераты
Гора Кошка	0,17	0,025	0,45	н\д	Мраморовидные изв. / юрские конгломераты
М. Фиолент	0,17	0,03	0,2	0	вулканические
М. Опасный (Алупка)	0,2	0,03	0,2	н\д	Мраморовидные изв. / юрские конгломераты
П. Береговое	0,3	0,035	0,7	н\д	Мраморовидные изв. / юрские конгломераты
М. Сарыч	0,14	0,025	0,7	н\д	Мраморовидные изв. / юрские конгломераты

Скорость абразии на некоторых участках берега Западного Крыма по различным данным

Участок берега	Среднегодовая расчетная скорость абразии за последние 18 тысяч лет	Среднегодовая скорость абразии за последние 800 000 лет по А. А. Свиточу [4]	Скорости абразии по О. С. Романюк [7]	Скорости абразии по Ю. Д. Шускому [8]	Слагающие берег породы.
Мыс Тарханкут	2,27	0,24	н/д	0,4	м/прочн. известняк
Мыс Урет	1,28	0,21	н/д	0,05	Глинистые, известняки
Село Громово	1,28	0,24	0	0,05	Глинистые, известняки
Озеро Ойбурское	1,5	0,2	0	0,7	Морской четвертичный
Мыс Евпаторийский	1	0,16	2,7	3,75	Морской четвертичный
Озеро Сакское	1,7	0,27	н/д	2,4	Морской четвертичный
Пос. Николаевка	1,5	0,27	6,0 (1 по Зенковичу)	0,6	галечники
Мыс Лукулл	0,44	0,15	н/д	1,2	Глинистые, галечные
Мыс Константиновский	0,33	0,06	н/д	1,5	глинистые

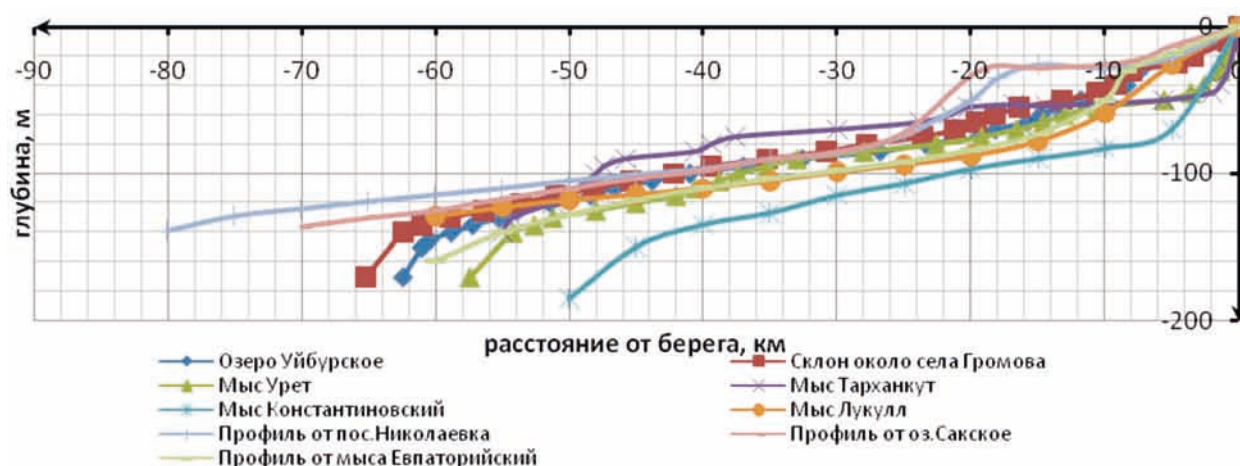


Рис. 4. Наиболее показательные профили подводного берегового склона Западного берега Крыма

Западный Крым

Материковый шельф здесь намного шире, чем на Южном берегу. Его длина достигает несколько десятков километров. Разница указывает на заметно большие скорости абразии за последние 18 тысяч лет.

На всех профилях, как и на южнобережных, с большей или меньшей четкостью прослеживается широкая субгоризонтальная поверхность на глубинах 80–90 метров. Как и для Южного берега, для Западного она впервые была описана еще В. П. Зенковичем [6]. В целом данная терраса выражена достаточно хорошо, но прослеживается не везде четко из-за разности горизонтального и вертикального масштаба. Особенно отчетливо она просматривается на материковом шельфе к югу от Тарханкутского полуострова.

Материковый склон Западного Крыма заметно положе, чем на Южном берегу Крыма (разница на самом деле большая, чем кажется по профилям, что связано с различными масштабами), и его бровка выражена не так четко.

Прочностные свойства слагающих берега в пределах Западного Крыма пород отличаются незначительно, поэтому различия в скоростях абразии обусловлено не столько литологическим фактором, сколько положением того или участка берега в литодинамической ячейке, состоящей из зоны преобладающей абразии и зоны преобладающей аккумуляции. Такая ячейка на Западном берегу

Крыма сформировалась между мысами Херсонес и Евпаторийский, и она занимает значительную часть района. Вторая ячейка, с меньшей степенью автономности, соответствует южному берегу Тарханкутского полуострова.

На Западном берегу Крыма среднегодовой темп наступления моря на сушу и, следовательно, абразии берегов в несколько раз выше, чем на Южном, как в настоящем, так и в прошлом. Разрушение берегов морем на Южном берегу существенно замедляется оползневыми и обвальными процессами, которые также, по всей видимости, действовали и в течении рассматриваемого нами участка времени. На Западном берегу оползни и обвалы также имеют место, но при этом в море поступают, как правило, рыхлые или слабосцементированные обломки, которые быстро разрушаются волнами.

Породы, слагающие южнобережные берега, в целом, устойчивее к абразии, что тоже играет существенную роль.

Важно отметить то, что наступление моря проходило не равномерно, а с разным темпом, вплоть до небольших регрессий, о которых свидетельствуют субгоризонтальные поверхности на более высоких уровнях, например, в Каламитском заливе. Но были и моменты резкого ускорения, к примеру, прорыв Босфора и Дарданелл, который повлек за собой резкое повышение уровня моря. И в последние 5–6 тысяч лет темпы наступления моря на сушу заметно снизились. Используемая же в статье методика не позволяет учесть все эти колебания, скорость абразии за 18 000 получается усредненной. Тем более усредненными получаются результаты по суммарному абразионному срезу за верхний и средний плейстоцен.

Выводы:

- На построенных профилях с разной степенью четкости прослеживаются субгоризонтальные поверхности на различных глубинах, образовавшиеся вследствие стояния моря на других уровнях в прошлом. Особенно хорошо практически на всех профилях прослеживается такая поверхность на глубинах 80–100 метров; из литературных данных понятно, что она соответствует уровню моря до начала фландрской трансгрессии.

- Как современные, так и – в меньшей степени – среднегодовые за рассмотренный период скорости абразии на Южном берегу Крыма в значительной мере зависят от прочностных свойств слагающий берег пород. На Западном берегу этот фактор играет меньшую роль в силу небольших прочностных различий пород в пределах региона. На первое место здесь выходит положение конкретного участка берега в сформировавшихся здесь литодинамических ячейках. Значительное влияние, особенно на Южном берегу, оказывают склоновые процессы.

- Усредненный профиль подводного берегового склона и Южного, и Западного берега в пределах прибрежной зоны вогнутый, что говорит об его некоторой зрелости.

- Рассчитанные среднегодовые скорости абразии за последние 18 000 лет могут быть как больше, так и меньше современных, в зависимости от конкретных условий на данном участке берега. К ним можно отнести литологический фактор, активность склоновых процессов, силу волнового воздействия и вдольберегового переноса наносов, наличие или отсутствие аккумулятивных тел и некоторые другие.

Литература

1. Пешков В. М. Галечные пляжи неприливных морей. Основные проблем теории и практики. Краснодар, 2005. 444 с.
2. Игнатов Е. И. Береговые морфосистемы. Москва–Смоленск: Маджента, 2004. 352 с.
3. И. П. Балабанов . Палеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Дальнаука, Москва–Владивосток, 2009. 354 с.
4. Свиточ А. А. Общая палеогеография. История внутриконтинентальных морей юга России и сопредельных территорий: Избранные труды. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 608 с.
5. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. Труды Академии наук СССР, выпуск 310. Издательство «Наука», Москва, 1978. 167 с.
6. Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Том 2. Издательство АН СССР, Москва. 1960.
7. Романюк О. С. Изучение инженерно-геологических условий береговой зоны юга и запада Крымского полуострова. Отчет Керченской партии о результатах работ в 1985–1986 гг. Книга 5, Кадастр надводной части берегов Крыма. Симферополь, 1989. 144 с.
8. Шуйский Ю. Д. Процессы и скорости абразии украинских берегов Черного и Азовского морей.— Изв. АН СССР, серия географическая, 1974. № 6.
9. Клюкин А. А. Экзогеодинамика Крыма. Симферополь, 2007. 320 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДРЕВНЕГО ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О. С. Сизов

Институт Криосферы Земли СО РАН, Тюмень, aeolian@yandex.ru

FEATURES OF DISTRIBUTION OF ANCIENT AEOLIAN RELIEF WITHIN THE CENTRAL AND SOUTHERN PARTS OF WESTERN SIBERIA

O. S. Sizov

Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, aeolian@yandex.ru

Вопросам периодической аридизации климата Западной Сибири уделяется большое внимание в научной литературе. Можно выделить следующие ключевые моменты, которые составляют палеогеографическую основу данной работы:

1. На рубеже эоцена и олигоцена произошли коренные изменения климата Западной Сибири, обусловленные активизацией тектонических движений. Именно с этого времени, после регрессии эпиконтинентального морского бассейна, начинают проявляться фазы значительного похолодания и аридизации, которые сменяются обстановками гумидного озерно-аллювиального осадконакопления [1].

2. Интенсивное горообразование Алтая и Тибета на рубеже раннего и позднего плиоцена привело к общему подъему территории, исчезновению крупных озерных водоемов, а также к похолоданию и аридизации климата. Позже, на протяжении эоплейстоцена на юге равнины происходит повсеместный переход от субквального осадконакопления к субаэральному [1, 2].

3. Начиная с раннего плейстоцена север Западной Сибири, подвергается чередующимся оледенениям и морским трансгрессиям. Периоды оледенений соответствуют эпохам аридизации внеледниковой зоны, при этом смена условий от похолодания к потеплению на начальных этапах характеризуется активным накоплением лессовых отложений в эоловых обстановках [3].

4. Поскольку основные изменения климата Западной Сибири в целом соответствуют глобальным трендам [1], по результатам анализов ледяного керна [4] можно выделить более 12 периодов многократного повышения концентрации пыли в воздухе в среднем и позднем плейстоцене.

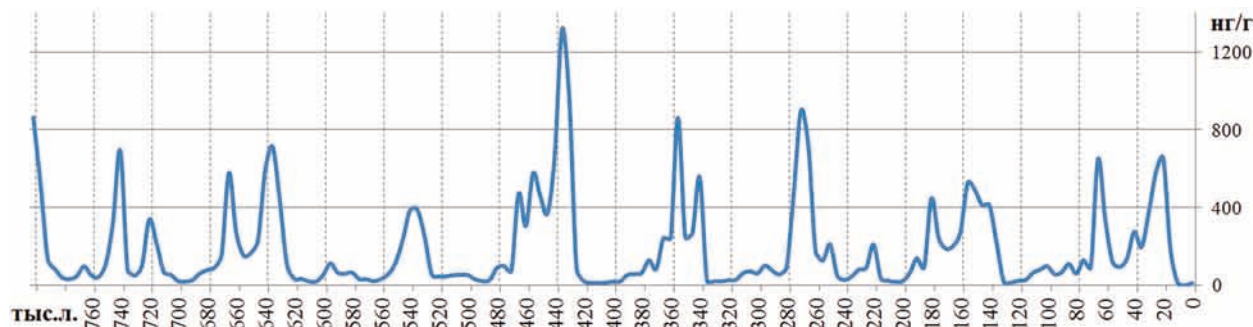


Рис. 1. Изменение содержания пыли в воздухе (составлено по данным [4])

5. Последняя фаза аридизации сменяется на рубеже позднего плейстоцена и голоцена процессами почво- и болотообразования в связи с окончанием оледенения позднего дриаса и резким изменением климатических условий. [5].

Таким образом, можно согласиться с заключением А. А. Величко [6] о том, что до начала голоцена обширные пространства Западной Сибири, сложенные преимущественно песчаными отложениями, периодически приобретали черты холодной пустыни.

Цель данной работы состоит в том, чтобы на основе анализа космических снимков, цифровых моделей рельефа, данных метеорологических наблюдений и результатов полевых исследований выявить специфичный рельеф, формирование которого происходило в результате деятельности ветра.

Район работ включает всю площадь Западно-Сибирской равнины к югу от Сибирских Увалов. Эта территория практически не подвергалась плейстоценовым покровным оледенениям и морским трансгрессиям, поэтому в наибольшей степени сохранила следы эолового рельефообразования.

Можно выделить следующие виды использованной в работе фактической информации:

1. Космические снимки – мозаики сцен Landsat-7/ETM+. Актуальность данных соответствует 1999–2002 гг., пространственное разрешение – 14,25 м/пикс.

2. Цифровые модели рельефа (ЦМР) – общедоступные данные SRTM (Shuttle radar topographic mission), SRTM-X (сенсор X-SAR) и ASTER GDEM.

3. Результаты метеонаблюдений – для построения розы ветров использовались данные срочных наблюдений с 17 метеостанций (рис. 2). Периодичность измерений – 8 раз в сутки, параметры

— средняя скорость и направление ветра. Данные метеостанций были получены с сервера ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» [7] и охватывают период с 1966 по 2010 гг.

Основным фактором, который определяет специфические черты эолового рельефа, является режим ветра. Анализ метеонаблюдений за последние 44 года показал, что в западной части равнины преобладает юго-западный, западный и южный перенос воздушных масс. Южная часть равнины характеризуется явно выраженными юго-западными ветрами. По мере продвижения к северу начинают господствовать ветры южных (особенно в зимний период) и юго-западных румбов. Если не учитывать локальные особенности отдельных метеостанций (местные долинные ветры в Ишиме и Кургане), то можно сделать вывод, что при продвижении с запада на восток направление преобладающих ветров меняется с западного на юго-западный. Сложившийся режим является весьма устойчивым. По всей видимости в среднем и позднем плейстоцене в отдельные периоды похолодания и аридизации климата создавались условия существенного усиления и доминирования в течение всего года именно западных и юго-западных ветров. Этому могли способствовать расширение Сибирского антициклона и распространение льдов в Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане [6]. Таким образом, эоловое рельефообразование Западной Сибири происходило под воздействием устойчивых однонаправленных западных и юго-западных ветров, поэтому соответствующая ориентировка рельефа является отличительной чертой и важным дешифровочным признаком, который учитывался в первую очередь в ходе анализа дистанционных данных.

Совместный анализ цифровых моделей рельефа и космических снимков позволил выявить следующие типы эолового рельефа, характерного для рассматриваемой территории: эоловые гривы, барханы и барханные цепи, коридоры выдувания и эоловые шлейфы (рис. 2).

1. *Эоловые гривы.* Согласно [8] гривы представляют собой линейно вытянутые, узкие, параллельно направленные, грядоподобные повышения. Эоловый генезис грив был подтвержден многолетними исследованиями на юге Западной Сибири [3, 9, 10]. В ряде работ содержатся специальные карты распространения гривного рельефа [8, 11, 12].

Сопоставление ранее созданных карт и дистанционных источников в геоинформационной среде, обеспечивающей единство координатной привязки, показало, что результаты картирования отличаются малой детальностью и существенными неточностями. В ходе работ были уточнены уста-

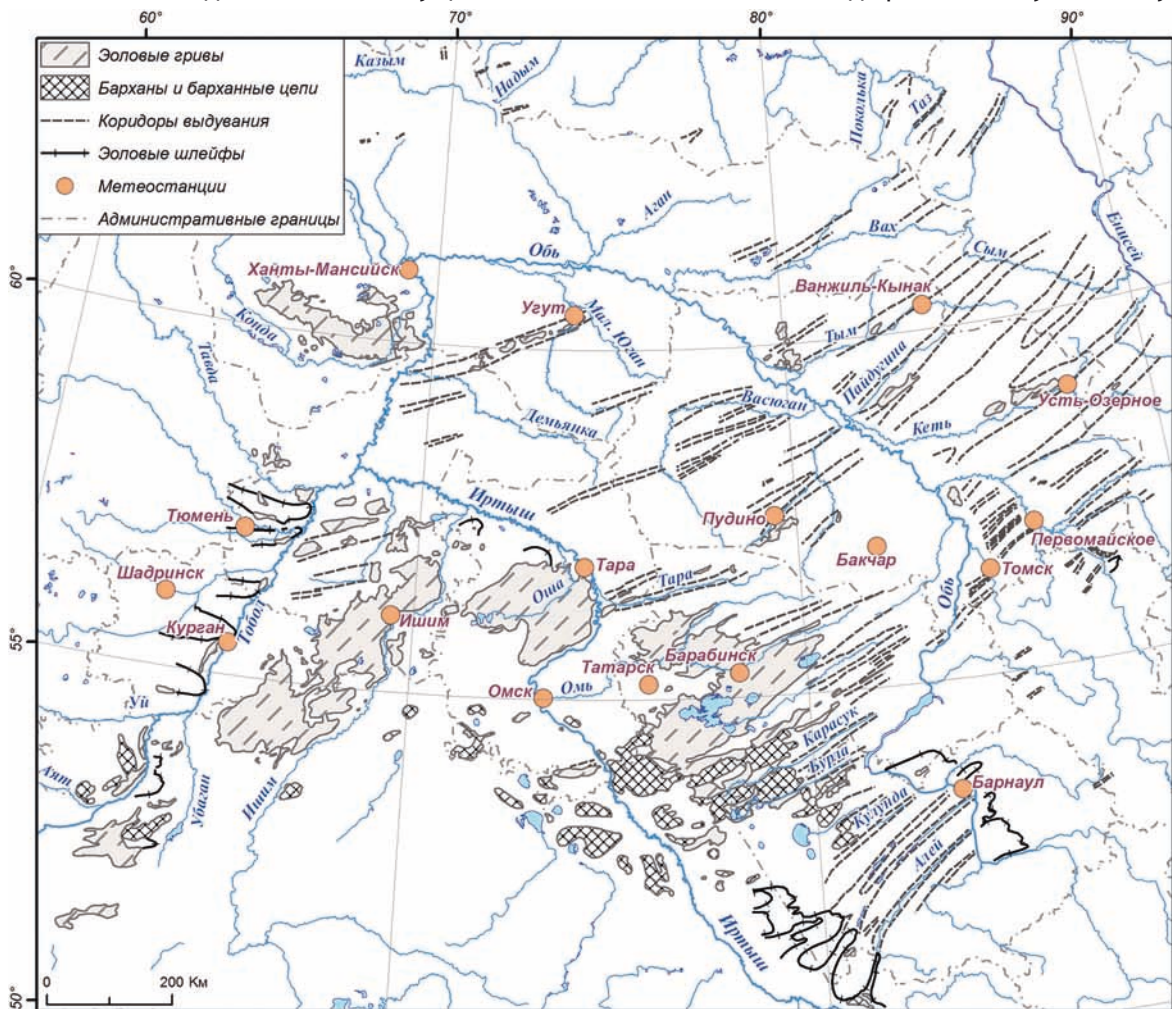


Рис. 2. Древний эоловый рельеф Западной Сибири (центральная и южная часть)

новленные ранее границы и выявлены новые участки локализации гривного рельефа. В качестве эталона дешифрирования был выбран участок Барабинской низменности (Причановский гривный район), который характеризуется массовым развитием больших и хорошо морфологически выраженных грев и межгревных понижений [8].

Результаты работ показали, что основными областями развития гривного рельефа на юге Западной Сибири являются Барабинская низменность (36 636 кв. км), Ишим-Тобольское междуречье (34 217 кв. км), северная часть Ишим-Иртышского междуречья (20 354 кв. км) и Кондинская низменность (12 527 кв. км). Всего было выделено 106 участков с явно дешифрируемыми гревми. Общая площадь составляет 134 577 кв. км (минимальная площадь – 6 кв. км).

Минимальная абсолютная высота территории, на которой расположены гревы, колеблется в пределах 27–35 м (Кондинская низменность). Наиболее возвышенные участки грев находятся в верховьях Тобола (215–230 м) и в южной части Кулундинской равнины (200–205 м).

Участки гривного рельефа встречаются от нижнего течения рр. Конда, Бол. Юган и Тым на севере, до верховьев рр. Убаган и Алей на юге. По долготе ареал распространения протягивается от правобережья Тобола на западе до среднего течения р. Кеть на востоке. При этом в долине р. Кеть выделяются как отдельные гревы, так и хорошо сохранившиеся дугообразные и шпильковидные дюны.

Пространственное разрешение исходных данных позволяет не только уверенно выделять отдельные гревы с линейными размерами более 500–1 000 м, но и оценивать особенности их морфологии и пространственного распределения. В данной работе на примере эталонного участка в Барабинской низменности была проведена количественная оценка соответствия ориентировки грев преобладающим направлениям ветров. Для этого на основе метеонаблюдений с 1966 по 2010 гг. была составлена годовая роза ветров станции Барабинск (рис. 3а). По цифровой модели SRTM с использованием TPI (Topographic Position Index) были выделены локальные водораздельные участки площадью более 0,4 кв. км. После этого для каждого объекта были определены направления длинных осей (северная составляющая). Статистическое распределение повторяемости направления по 3457 объектам (рис. 3б) показывает, что основную роль в образовании грев играли ветры ЮЗ–ЗЮЗ направления, доминирующие и в настоящее время (рис. 3а).

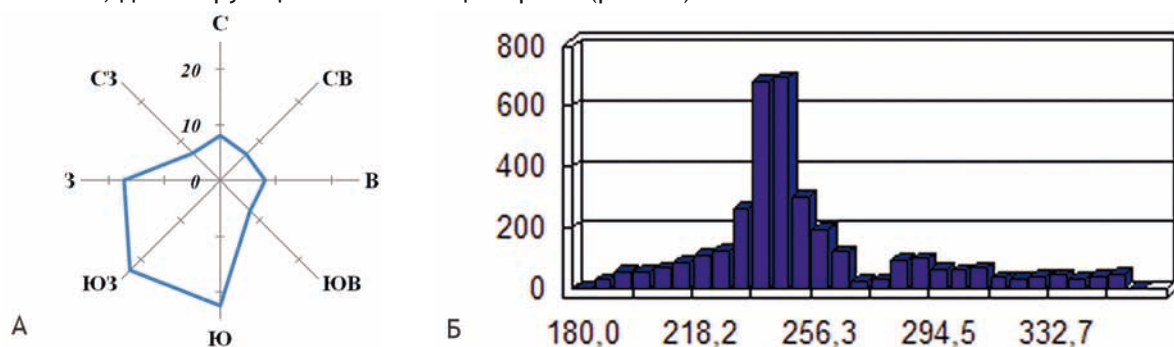


Рис. 3. А – Роза ветров станции Барабинск;

Б – распределение грев по направлениям длинных осей

Некоторые авторы [11, 12] выделяют участки линейно-грядового рельефа в предгорьях Урала, на водоразделах Сибирских Увалов и Нижне-Енисейской возвышенности. Действительно, анализ космических снимков показывает, что в среднем течении рр. Бол. Хета и Турухан, на водоразделах рр. Полуй и Кунноват, рр. Мал. Ю Сев. Сосьва, в нижнем течении р. Казым и в некоторых других районах широко развит грядовой рельеф, который имеет все дешифровочные признаки ледникового происхождения. Морфологические отличия от эоловых грев состоят в отсутствии единой направленности, невыдержанности межгрядового расстояния, слабой выраженности в рельефе и вариативности строения.

2. *Барханы и барханные цепи.* Помимо продольных грев в отдельных работах [3, 9] присутствует описание грев, поперечных господствующим ветрам. Они имеют специфичное строение – в поперечном сечении резко асимметричны, гребневая часть каждой грев приближена к ее восточной части. Также установлено, что гревы сложены в основном влекомыми эоловыми наносами, образовавшихся за счет ветровой переработки озерных, речных и иных отложений различного состава и возраста. Детально изучены [2] поперечные дюны в низовьях р. Карасук и р. Бурла, поэтому данный район был выбран в качестве эталонного участка для дешифрирования.

Анализ по дистанционным данным планового рисунка поперечных грев эталонного участка показывает, что их форма и ориентировка соответствуют рисунку барханов и барханных цепей, формирующихся в зоне пустынь под влиянием преобладающих ветров одного направления и второстепенных ветров противоположного направления (согласно [13]).

Учитывая соседство районов продольных (Барабинский район) и поперечных грив (Бурлинский и Карасукский районы) можно предположить, что изменению ориентировки и формы эоловых образований соответствует смена природных условий. В частности во время перехода от похолодания к потеплению, когда фиксируется максимальное лёссовоаккумуляция [3], при сохранении доминирования юго-западного переноса могла происходить сезонная инверсия областей повышенного и пониженного давления с возникновением периодических северо-восточных ветров.

Всего было выделено 33 участка сохранившихся барханов и барханный цепей, общей площадью 36 225 кв. км. Большинство участков сконцентрировано в юго-восточной части рассматриваемой территории, при этом площадь самого крупного участка на юге Барабинской низменности составляет 5 843 кв. км.

Участки барханов не встречаются севернее 55° с. ш. (широта Камышловского лога), самые южные проявления отмечены на правом берегу Иртыша вблизи г. Семей. С запада на восток районы закрепленных барханов выявлены от верховий Тобола (район впадения левого притока Аят) до водораздела рр. Бурла и Касмала (к северо-западу от г. Камень-на-Оби). Минимальная абсолютная высота участков колеблется от 90 м (вблизи оз. Сылетитениз) до 98 м (вблизи оз. Бол. Ажбулат), наиболее высокие барханы (300–340 м) находятся вблизи г. Семей. Можно предположить, что районы древних барханов в периоды аридизации представляли собой участки оголенных развеваемых песков, т. е. граница внетропических пустынь в отдельных районах доходила вплоть до 55° с. ш.

3. *Коридоры выдувания.* Под коридорами выдувания понимаются узкие, линейно вытянутые долинообразные понижения. Их возникновение, развитие и морфологические особенности обусловлены в первую очередь деятельностью ветра с последующим наложением процессов болотообразования, речной эрозии, склоновых процессов и др. Термин «коридоры выдувания» характеризует не столько конкретную форму рельефа, сколько подчинение и наследование общей направленности господствующих ветров для рельефообразующих процессов в равнинных условиях.

Эталонными участками для дешифрирования коридоров выдувания являются ряд описанных А. М. Малолетко [14] лощин Приобского плато – Порозихинской, Барнаулкинской, Касмалинской и Кулундинской. В работе, основанной на обширных фактических данных, показано, что все лощины имеют экзогенное происхождение (т. е. не связаны с тектоникой), для них характерен эоловый рельеф и что именно деятельностью ветра обусловлена «удивительная прямолинейность» склонов лощин.

По итогам дешифрирования было выявлено 129 наиболее крупных и хорошо сохранившихся коридоров выдувания, линейные размеры которых достигают 400–430 км (Обь-Енисейское междуречье). Основное направление – ЮЮЗ – ЮЗ – ЗЮЗ – совпадает с направлением преобладающего переноса воздушных масс.

Большая часть выявленных объектов расположена восточнее Иртыша и южнее широтного отрезка Оби и р. Вах. В пределах некоторых коридоров в настоящее время находятся долины небольших рек (Тара, Чузик, Барнаулка). В широких понижениях встречаются небольшие районы гривного рельефа (междуречье рр. Демьянка и Бол. Юган).

Рассматриваемые коридоры выдувания имеют ряд отличий от сходных форм рельефа, которые в литературе обозначаются терминами «ложбины стока», «долины древнего стока» и др. Отличия коридоров выдувания состоят в пологих склонах без эрозионных уступов, прямолинейных границах и разнообразии продольных профилей. Можно отметить, что достоверно выделяемые ложбины стока могут полностью или частично наследовать выработанные ветром понижения (междуречье рр. Кас и Кеть, долины рр. Кулунда, Бол. Салым).

4. *Эоловые шлейфы* – представляют собой сочетание различных эоловых форм (гряды, барханы, комплексные дюны), которые образуются в результате площадного перекрытия выровненных поверхностей непрерывно либо периодически поступающим эоловым материалом.

В качестве эталонных были выбраны два участка. В первом случае (юг Кулундинской низменности) происходит перекрытие более высоких иртышских террас за счет материала, который поступает с низких террас [14]. В результате образуются обширные комплексные дюны – до 77 км в поперечнике [13]. Во втором случае перекрываются нижележащие поверхности террас осадками, которые поступают с водораздельных равнин. При этом в отдельных случаях эоловые осадки могут накладываться и на граничащие с долиной участки водоразделов. В ходе полевого обследования эталонного участка в районе слияния рр. Тобол и Исеть были выявлены локальные районы комплексных барханов, закрепленных в настоящее время сосновым лесом.

По результатам дешифрирования можно сделать вывод, что поступление материала на всей территории осуществлялось с ветрами западного и юго-западного направлений. Было выявлено 5 шлейфов, перекрывающих долину р. Тобол (от устья р. Тавда до устья р. Уй), 2 шлейфа в междуречье Тобола и Убагана и 2 шлейфа, перекрывающих долину Иртыша между устьями рр. Ишим и Оша. Крупные шлейфы, возникшие в результате перевеивания аллювиальных отложений террас, закартированы в правобережье Иртыша (юг Кулундинской низменности), в широкой долине Оби на участке

между Камнем-на-Оби и Усть-Чарыской пристанью (здесь перенос материала дополнительно происходил с высоких участков Приобского плато), а также в районе слияния рр. Кия и Тяжин.

Описанные формы не охватывают всего многообразия эолового рельефа изучаемой территории. В рамках данной работы в частности не рассматриваются крупные увалы (гряды) Приобского плато, зоны дефляции в среднем междуречье Ишима и Тобола, небольшие аккумулятивные гряды с восточной стороны отдельных озер (Кучукское, Как, Аксуат).

В целом, можно сделать вывод о том, что в центральной и южной частях Западной Сибири в результате периодической аридизации климата в неоплейстоцене активно развивались процессы эолового рельефообразования. Относительно хорошая сохранность эолового рельефа южнее Сибирских Увалов обусловлена отсутствием воздействия на территорию покровных оледенений и морских трансгрессий.

Отдельно необходимо отметить, что наличие глобальных наборов дистанционных данных и широких возможностей интеграции пространственной информации в геоинформационной среде позволяют говорить о развитии точных методов геоморфологического картографирования. Как следствие развития данных методов возникает необходимость представления результатов работ в электронном виде (векторном, растровом). В частности, для проверки выводов, высказывания замечаний и уточнений, итоговые векторные слои доступны по ссылке – yadi.sk/d/PGtNd4RR4QaTQ.

Литература

1. Зыкин В. С. Верхний кайнозой юга Западной Сибири / Автореф. дисс. на соиск. учен. степени докт. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2009. 37 с.
2. Казьмин С. П. История формирования рельефа Восточной Кулунды и Барабинской равнины / Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1999. 22 с.
3. Волков И. А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.
4. Lambert F., Delmonte B., Petit J. R., etc, 2008. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core // Nature, Vol. 452 (April 2008), P. 616–619.
5. Волкова В. С., Кулькова И. А. Палеоген и неоген. Гл. 4. Западная Сибирь // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 85–94.
6. Величко А. А., Тимирева С. Н., Кременецкий К. В. и др. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Изв. РАН, Сер. географ. 2007. №4. С. 16–28.
7. www.meteo.ru/climate/omd.php
8. Земцов А. А., Мизеров Б. В., Николаев В. А. и др. Рельеф Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука. Сиб. Отделение, 1988. 192 с.
9. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.
10. Зыкина В. С. Ископаемые почвы – основа расчленения четвертичных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия. Палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск, 1986. С. 115–121.
11. Атлас Тюменской области. М. Тюмень: ГУГК, 1971. 198 с.
12. Орлов В. И. Об особенностях распространения некоторых форм рельефа в пределах Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. №6. С. 107–111.
13. Федорович Б. А. Зональность эолового рельефообразования // Развитие и преобразование географической среды. М.: Наука, 1964. С. 94–110.
14. Малолетко А. М. Лощинно-увалистый рельеф Степного Приобья и Кулунды и его происхождение // Вопросы географии Сибири, Томск: Изд-во ТГУ, вып. 9, 1976. С. 124–141.

РЕЛЬЕФ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*Л. А. Сим, Г. В. Брянцева**

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru,

*Московский государственный университет, геологический ф-т, Москва, bryan@geol.msu.ru

RELIEF AS A INDICATOR OF NEOTECTONICS STRESS STATE OF THE EARTH'S CRUST

*L. A. Sim, G. V. Bryantseva**

Institute of Physics of Earth of RAS, Moscow, sim@ifz.ru,

*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, bryan@geol.msu.ru

Современный рельеф весьма информативен для выделения неотектонических плективных и разрывных структур. В рельефе разломы разных кинематических типов выражены по-разному, часть из них можно отнести к отпрепарированным разломам древнего заложения, которые не испытали обновления на новейшем этапе. Особенно трудно анализировать историю развития таких разломов, если их разные крылья сложены породами с резко различными физическими свойствами.

Наиболее уверенно классифицируются новейшие разломы, которые нарушают и смещают молодые отложения, что бывает не везде, и не всегда. Одним из признаков новейших сдвиговых

разломов разного масштаба является их выраженность в рельефе в виде прямолинейных линеаментов, что обусловлено их образованием в сдвиговом поле напряжений, в котором плоскости действия максимальных касательных напряжений должны быть вертикальными. Соответственно этому и разломы должны быть прямолинейными. В сдвиговом поле напряжений наилучшему подновлению подвержены именно прямолинейные и крутопадающие разломы.

Повсеместно развитые на дневной поверхности прямолинейные линеаменты выделяются по сгущенной сети трещин, которые не всегда совпадают по простиранию с дешифрирующимся линеаментом; достаточно часто такие «зоны повышенной трещиноватости» состоят из нескольких по разному ориентированных систем трещин, которые могут служить индикаторами тектонических напряжений.

Многочисленные эксперименты и полевые наблюдения свидетельствуют о закономерном развитии в зонах динамического влияния сдвигов закономерно ориентированных оперяющих разрывов. А именно: в зонах сдвигов развивается пара разнонаправленных сколов – синтетических (R – сколы) и антитетических (R' – сколы); кроме них характерны разрывы – раздвиги и сбросы (отрывы), простирание последних совпадает с ориентацией оси сжатия, обуславливающего образование сдвига. Закономерности ориентировки сколов и отрывов в зоне динамического влияния сдвигов обобщены М. В. Гзовским [1]. Они легли в основу структурно-геоморфологического метода определения сдвиговых тектонических напряжений [2, 3].

Если вблизи линеамента, предположительно отождествляемого с разломом, выделяются мелкие прямолинейные элементы рельефа, названные мегатрещинами, то по СГ методу анализируется их ориентировка относительно линеамента и их ориентировка между собой. Если эти ориентации соответствуют ориентировкам сколов и отрывов в зоне динамического влияния сдвигов, то можно утверждать, что линеамент и мегатрещины вблизи него имеют разломную природу, а также установить: положение осей сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) в горизонтальной плоскости, знак сдвига (правый или левый). Кроме названных характеристик можно определить геодинамическую обстановку формирования сдвига – дополнительное растяжение или сжатие, перпендикулярное плоскости сдвига. Структурно-геоморфологическим методом реконструированы неотектонические напряжения Русской плиты на древнем основании, молодых Западно-Европейской и Западно-Сибирской плит и др. [3, 4]. Результаты реконструкций сдвиговых напряжений предлагаемым методом подтверждено на Западно-Сибирской плите сейсморазведкой 3D [5], показывающей сдвиговое поле напряжений с субмеридиональным сжатием, аналогичным восстановленному авторами.

Технологически дешифрирование мегатрещин производится либо по всей исследуемой территории (рис. 1), либо только вблизи линеамента (рис. 2). В первом случае производится разделение мегатрещин по простиранию (в данном случае с шагом 20 градусов) и рассчитываются их плотности.

На схемах плотности мегатрещин разного простирания по удлиненным максимумам плотности мегатрещин можно выделить разломы. Так, разлом СВ простирания на двух представленных на рис. 1 схемах сопровождается увеличенной плотностью мегатрещин СЗ ($120 - 140^\circ$) и меридионального ($160 - 180^\circ$).

Необходимо отметить, что СГ методом восстанавливаются оси сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, при этом одна из осей может быть промежуточной осью σ_2 . Для точного определения наименования осей требуются дополнительные данные.

На рис. 2 приведен фрагмент космического снимка (слева) с ярко выраженным линеаментом; результат определения ориентировок осей сжатия показан справа. Системы мегатрещин 1, 2, 3, показанные сплошной линией и соответствуют ориентировке оси сжатия В, свидетельствующей об обстановке дополнительного растяжения поперек разлома; в этом варианте трещины системы 3, параллельные оси сжатия В, которые должны быть отрывами. По системам мегатрещин 4, 5, 6 (показаны пунктирной линией) определен вариант ориентировки оси сжатия А, отрывам соответствует система трещин 6. Достаточно часто отрывы морфологически отличаются от сколов: они выделяются по прямолинейным узким водоемам или болотам, на спрямленных отрезках водотоков реки сильно меандрируют в отличие от водотоков, использующих практически идеально прямые сколовые мегатрещины.

Оба определения осей сжатия на рис. 2 позволяют отнести отдешифрированный разлом по кинематическому типу к левым сдвигам, формирующимся в новейший этап при неустойчивом типе напряженного состояния.

На рис. 3 приведены результаты реконструкции неотектонических напряжений Польской части Западно-Европейской эпигерцинской плиты. Исследуемый район перекрыт четвертичными отложениями, на поверхности которых отдешифрированы мегатрещины. Это дает основание датировать возраст реконструированных напряжений как неотектонический, в том числе современный.

На исследованной территории практически все субширотные разломы характеризуются многочисленными мегатрещинами, параллельными простиранию разломов. Это свойство характерно для разломов со сбросовой компонентой перемещений. Зубцы на сбросах ориентированы в сторону опущенного крыла, что определяется по абсолютным высотам рельефа в разных крыльях разломов.

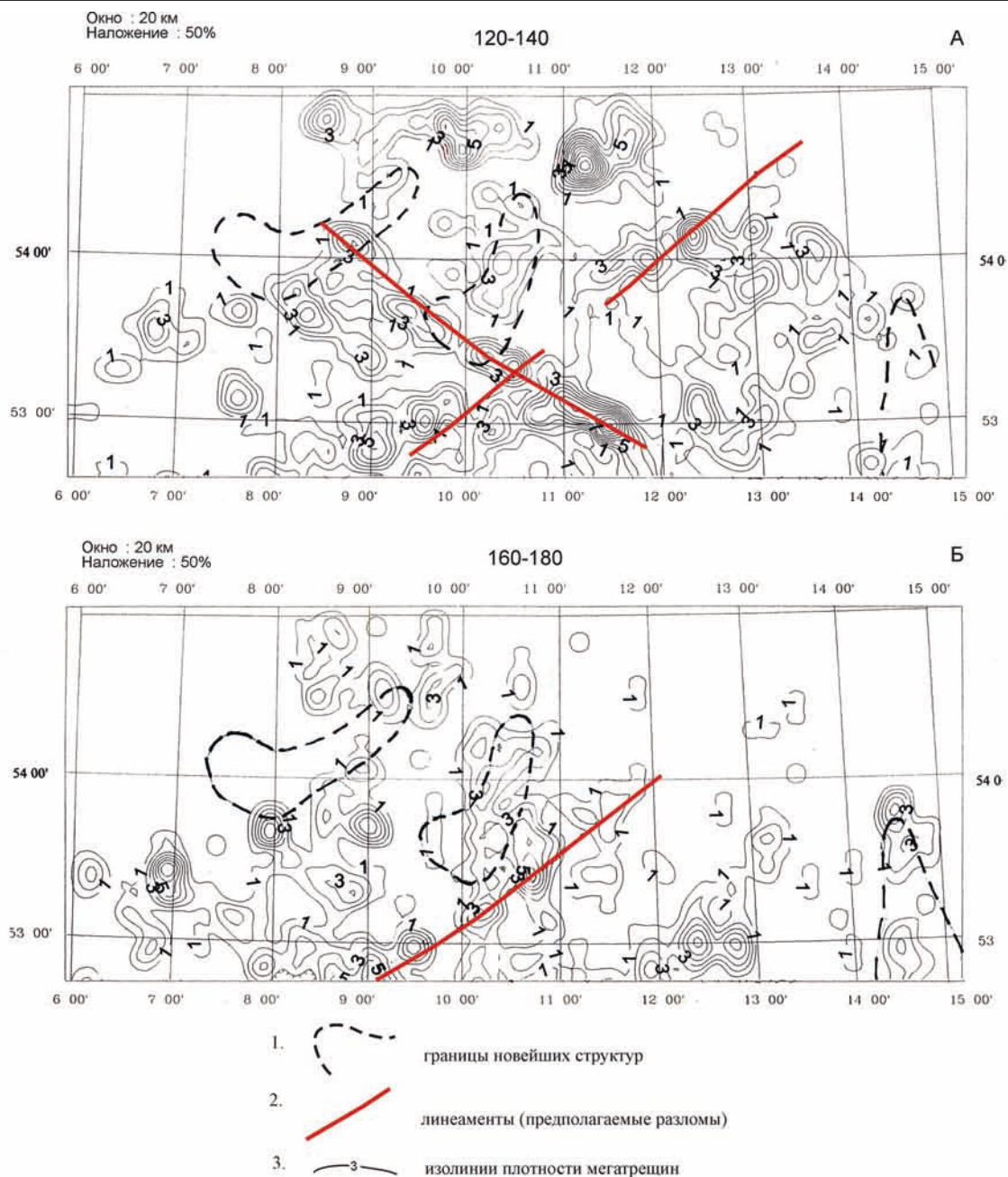


Рис. 1. Схемы плотности мегатрещин, рассчитанные с окном осреднения 20 км², с половинным перекрытием. Северная Германия, Западно-Европейская плита

Территория Польши по диагонали практически пополам разделена длительно живущим разломом СЗ простирания, известным как линия ТТ. По разлому граничат Русская и Западно-Европейская плиты на разновозрастном фундаменте. Подавляющее число определений осей сжатия ориентировано в субширотном направлении, при этом линия ТТ не меняет характер ориентировок осей напряжений. Лишь геодинамическая обстановка, в которой формируются разломы, отличается в разных крыльях этого крупнейшего разлома: так, дополнительное сжатие поперек разломов восстановлено преимущественно в западной части региона, а дополнительное растяжение — в восточной.

Оси растяжения, нормальные к осям сжатия имеют, соответственно, субмеридиональную ориентацию; сбросы, выделенные по характерным мегатрещинам, согласуются с региональным растяжением.

Определение субмеридионального растяжения, восстановленного СГ методом, подтверждается данными С.Остафичука [6], выделившего широтные эскарпы и депрессии на территории Польши (рис. 4), которые требуют меридионального растяжения.

Ранее было показано, что вся Западно-Европейская плита и западный склон палеозойской Белорусской антеклизы деформируются в новейший этап под влиянием процессов спрединга в Северной Атлантике. Вся указанная территория характеризуется новейшим сдвиговым региональным полем напряжений с запад-северо-западной и субширотной ориентацией оси сжатия. Восточная часть Бал-

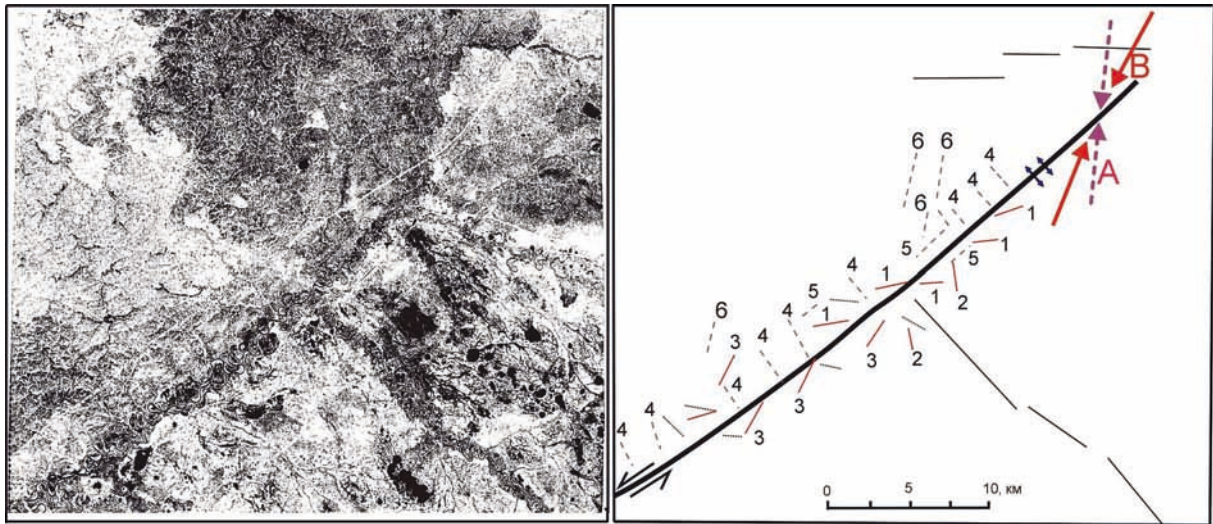
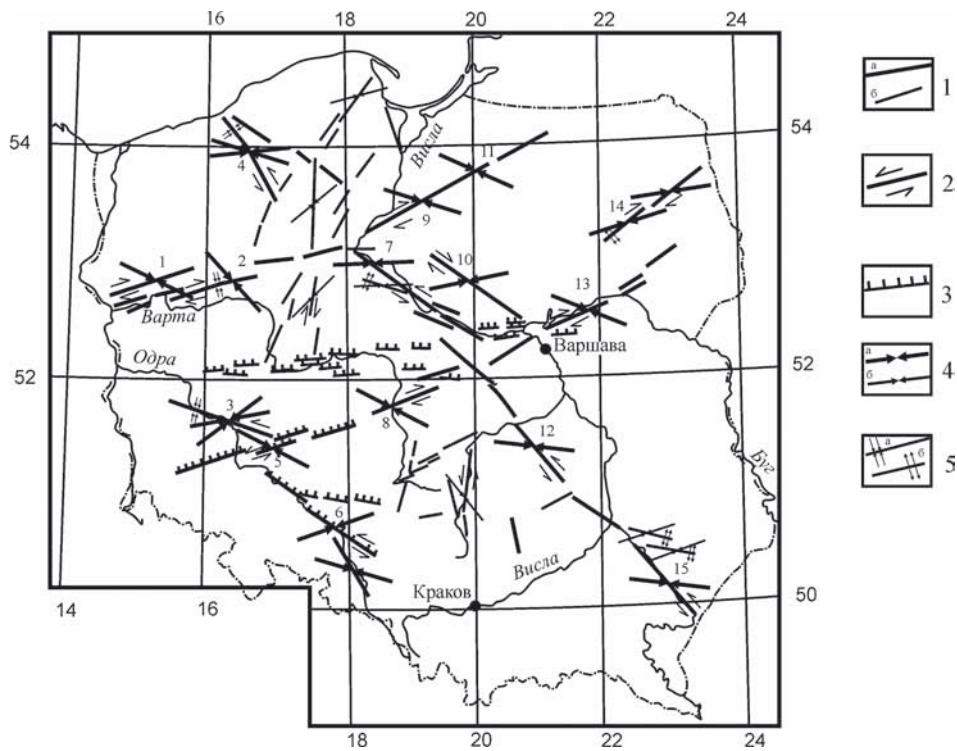


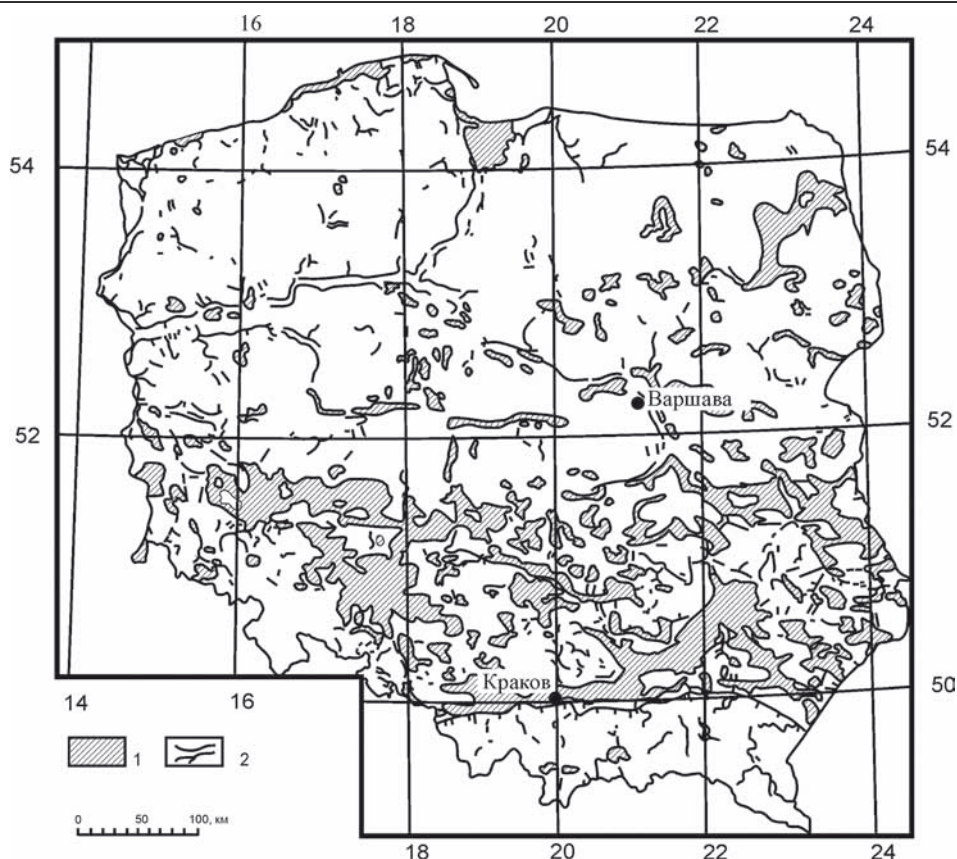
Рис. 2. Дешифрирование мегатрендов и линеаментов для реконструкции направления сдвига и геодинамической обстановки прорыва разлома на дневную поверхность. Западно-Сибирская плита, бассейн р. Пур



1 – Разломы: а – I, б – II рангов; 2 – сдвиги; 3 – сбросы;
4 – ориентировки осей сжатия в горизонтальной плоскости: а – I, б – II рангов;
5 – геодинамические обстановки формирования разломов: а – сжатия, б – растяжения.
Рис. 3. Схема неотектонических напряжений Польши

тийского щита, Русская плита, Тимано-Печорская плиты деформируются в новейший этап также в сдвиговом поле напряжений при субмеридиональной ориентировке оси сжатия под влиянием спрединга в Арктике и [3].

Выводы. Рельеф является информативным индикатором сдвиговых неотектонических напряжений. Структурно-геоморфологический метод реконструкции сдвиговых напряжений подтверждает разломную природу отдешифрированных линеаментов и оперяющих разрывов в зоне динамического влияния разлома. Указанным методом восстанавливается ориентация осей главных нормальных напряжений в горизонтальной плоскости, направление сдвигового перемещения и геодинамическая обстановка формирования сдвига. Результаты реконструкции новейшего напряженного состояния платформ Европы позволило провести границу влияния процессов спрединга в Северной Атлантике и Арктике на формирование новейших структур Западно-Европейской, Восточно-Европейской, Тимано-Печорской плит на разновозрастном основании.



1 – депрессии; 2 – эскарпы.

Рис. 4. Схема Карта депрессий и эрозионных эскарпов Польши (по Ostaficzuk S., 1995)

Литература

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
2. Сим Л. А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. №10. С. 3–22.
3. Сим Л. А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы. // Сб. «М. В. Гзовский и развитие тектонофизики», М., Наука, 2000. С. 326–348.
4. Сим Л. А., Брянцева Г. В., Чекмарев К. В. Влияние глобальных тектонических процессов на формирование новейших структур севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала. // Докл. VIII Междунар. Конф. «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. М., РГГРУ. 10–13 апреля 2007. С. 341–344.
5. Гогоненков Г. Н., Кашик А. С., Тимурзиев А. И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. №3. С. 3–10.
6. Ostaficzuk S. Impact of Poland's geological structure on neogeodynamics // Techn. Posz. Geol., geosynoptyka i geotermia / 1995. N3. P. 79–107.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОТОКОВЫХ СТРУКТУР ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

В. И. Степанова, И. П. Баранов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт биологического приборостроения с опытным производством Российской академии наук (ИБП РАН),
agroecology@inbox.ru

THE USE OF A GEOMORPHOLOGICAL METHOD OF FLOW STRUCTURES FOR THE FORECAST OF OIL AND GAS FIELDS

V. I. Stepanova, I. P. Baranov

Federal state budgetary institution of science Institute of biological instrument-making with pilot production of the Russian Academy of Sciences (UPS RAS), agroecology@inbox.ru

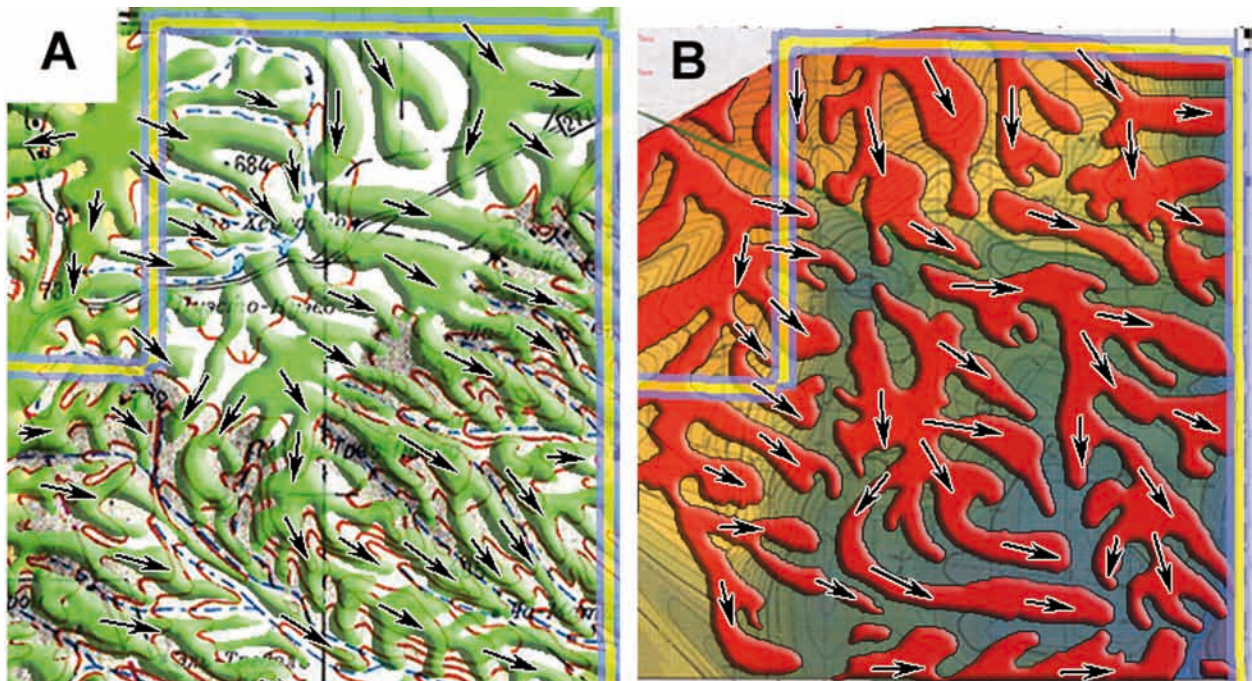
При создании картографических априорных моделей месторождений «поток» выявляется в результате преобразования горизонталей топографических карт методом вторых производных или

пластики рельефа [1]. Но теперь это делается не только для дневной поверхности, а для нефтеносных слоев на разных глубинах, вплоть до 2–4 км, если на эти слои предварительно составлены карты рельефа с помощью изогипс. В результате такого преобразования континуум изогипс превращается в дисконтинуум потоков. Потоки – структурные элементы, которые при приближении к реальности представляют собой следы древних флюидальных течений, а в общем – траектории движения этих объемных течений в поле земного тяготения. Потоки закономерно передвигались в продолжение всей геологической истории Земли от репеллеров (начальных, высоко расположенных точек) к аттракторам (самым низким точкам данного бассейна стока). На своем пути потоки разветвлялись в точках бифуркации, создавая древовидные узоры геологических тел. Изучение этих узоров позволяет судить о местах возникновения, транзита, аккумуляции и рассеяния стока флюидальных веществ – основного источника образования нефти.

Месторождения нефти приурочены к фундаментальным стержневым выпуклостям-потокам, в узловых частях (бифуркациях) представленных внешне частными поднятиями – куполами, буграми, останцами. Эти выпуклости на карте пластики рельефа четко отбиваются изолинией нулевой плановой кривизны. К выпуклостям, как правило, приурочены скважины, дающие приток нефти с водой или воду. Для выполнения поставленных задач нами используются топографические карты дневной поверхности, структурные карты геологических подповерхностных горизонтов и сейсмологические временные профили. С помощью алгоритма второй производной мы можем выделить: литодинамические потоковые структуры, репеллер – начальную физическую точку движения геолого-минералогического вещества их направление в пространстве, области аккумуляции. На самом деле, горные пласты – это древние поверхности, аналогичные по структуре современным поверхностям – с водоразделами, переходными склонами, долинами, руслами; все они имеют ориентацию, которую определила сила земного тяготения в образе аттрактора того времени. Какая бы метаморфизация и в каком бы масштабе она ни произошла, первичные структуры рыхлых наносов сохраняются полностью при окаменении толщ, и пласты не становятся безликими плитами, а продолжают сохранять в своем внутреннем строении первичные структуры. Конечно, некоторые из пластов могут быть уничтожены полностью или частично, но это становится очевидным при геологической съемке и при реконструкции эволюции пластов учитывается [2].

Ниже, на рис. 1, приводится сравнение двух карт, выполненных на одну и ту же территорию методом пластики рельефа. Карта А сделана по горизонталям топографической карты, карта В – по изолиниям структурной геофизической карты на глубине 2000 метров. Как мы видим на приведённых ниже рисунках, направление, форма и площадь потоковых структур практически совпадают. Естественно, рисунок потоков на карте А более разреженный, мелкий. Это обусловлено эрозионными процессами и влиянием поверхностных и грунтовых вод.

Для прогноза нефтегазоносности исследуемой территории проводится палеореконструкция литодинамических потоков, в основе которой стоит объединение потоковых структур одного



А – Потоковые структуры, созданные по топокарте дневной поверхности (М 1: 500 000);
 В – потоковые структуры, созданные по геофизической структурной карте на глубине 2000 м (М 1: 500 000).

Рис. 1. Часть лицензионного участка Серончико, Южная Аргентина

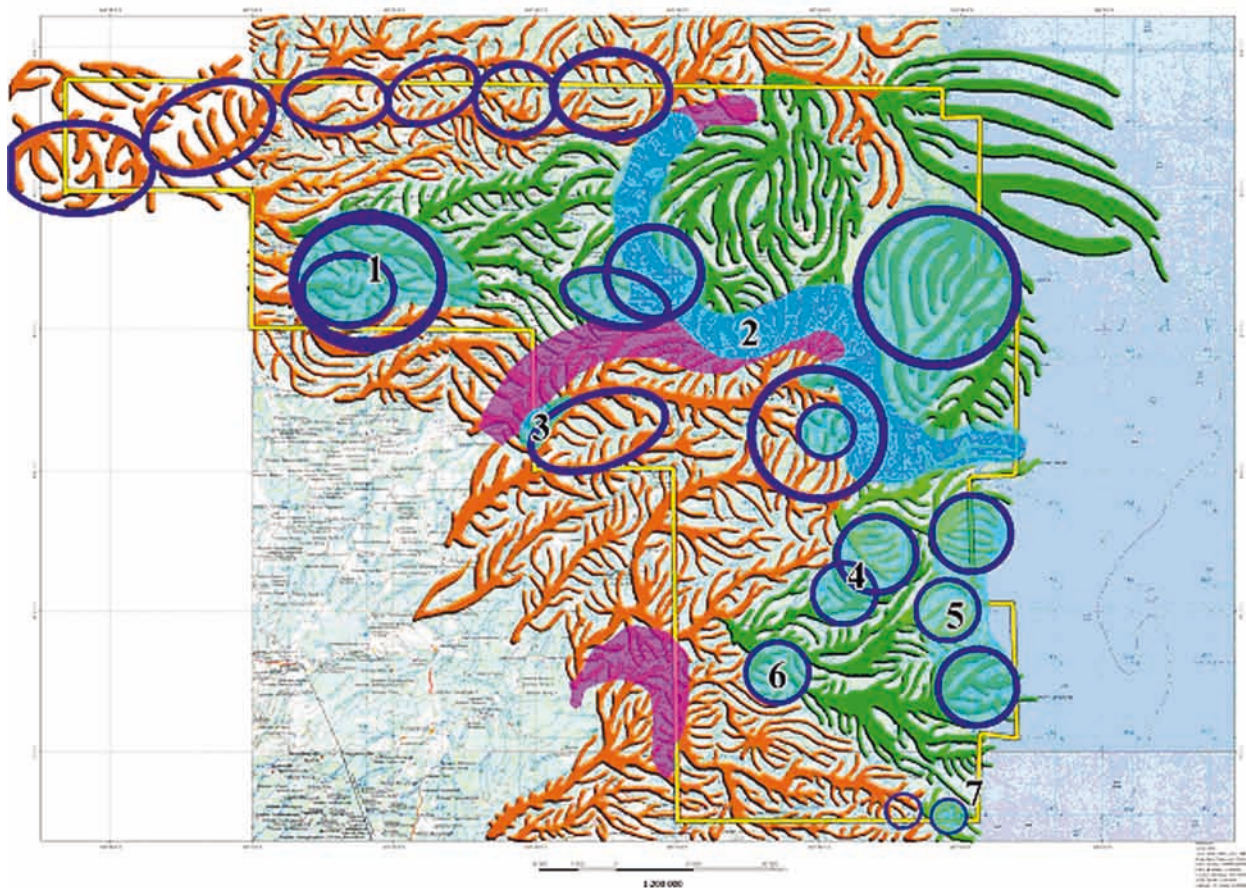


Рис. 2. Схема выделения прогнозных зон ЛУ по трем критериям нефтегазоносности. М 1:200 000, о. Суматра. Прогнозные зоны закрашены голубым цветом и отмечены номерами 1-7 направления (ориентировки в пространстве) в одну или несколько потоковых систем, которые образуют региональные тектонические структуры, придерживающиеся данного направления в течение миллионов лет. Для проведения палеорекострукции территории в плане, мы генерализуем, структурируем рисунок пластики рельефа, тем самым, выявив основной каркас древнего рельефа. После процедуры генерализации, выявленные нами потоки, становятся более наглядными, а их направленность – более очевидной. Следующим шагом в анализе территории является выделение литодинамических структур палеодельт, отложения которых представляют большой интерес для поиска углеводородов.

Интерес для прогноза углеводородов представляет не только выявление крупных палеодельт, но и глубинных скрытых кольцевых структур. Кольцевые структуры отражают тектонически активные зоны, в пределах которых формируются месторождения полезных ископаемых. Современный анализ рельефа геоморфологами сводится к выделению структур, выраженных на космоснимках, часть из которых может являться артефактами (ложными структурами). Использование же карт пластики рельефа позволяет даже на практически ровных территориях математически достоверно выявлять эти перспективные структуры.

Области контакта потоковых систем обычно создают тектонические потенциально неустойчивые зоны. Это зоны повышенной напряженности, возникновения сети линеаментов и разломов разного ранга, которые, наравне с кольцевыми структурами также могут являться каналами миграции флюидов и рассолов. В их пределах по трещинам флюиды УВ имеют возможность поступать в имеющиеся литологические ловушки.

По совокупности всех вышеперечисленных критериев нами составляется прогнозная карты нефтегазоносности на исследуемый участок.

Ниже приводится карта с рекомендуемыми нами прогнозными зонами. Положение каждой зоны обусловлено рассмотренными выше критериями.

Таким образом, потоковая литодинамическая система отражает пути миграции геологического вещества в течение миллионов лет. Процессы поверхностной денудации могут только отпрепарировать верхнюю часть системы, сделать потоки более мелкими по форме, изменить направление небольших по размерам потоков. В периоды трансгрессии на данной территории (рис. 2) отлагались осадочные породы, ложась по формам основных потоков. Но общая ориентировка потоковой системы все равно сохраняется достаточно долго. Поэтому на поверхности мы видим только верхнюю часть айсберга, в то время как корневая, глубинная, менее подверженная современной эрозии

часть крупного потока сохранилась и своей массой в поле земного притяжения задает ориентировку и верхним потокам системы.

Базовой картографической основой при геологической съемке во всем мире являются карты рельефа горизонталями. Поэтому геологи могут использовать те же методы пластики рельефа, которые используются при картографировании геоморфологами форм земной поверхности. Однако интерпретация полученных образов-потоков в геологии более сложная, чем в геоморфологии.

Литература

1. Степанов И. Н. Теория пластики рельефа и новые тематические карты. М., Наука, 2006, 230 с.
2. Самвелов Р. Г., Степанов И. Н., Баранов И. П., Степанова В. И., Гудырин М. П., Загробянец М. Г., Дердуга В. С. К созданию геолого-геометрической модели объемного прогноза нефтегазоносности Славянско-Темрюкского лицензионного участка Краснодарского края. Сборник научных трудов по результатам научно-технических работ за 2003 г. М., ОАО НК «Роснефть». 2004, С. 95 – 111

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АНТРОПОГЕНА УКРАИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ГОСУДАРСТВ

*В. Г. Пазинич, В.В. Стецюк**

Академия наук высшего образования Украины,

*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, geomorphology@ukr.net

PRESENT-DAY PROBLEMS OF PALAEOGEOGRAPHY OF UKRAINE AND NEIGHBORING COUNTRIES

V. G. Pazinich, V. V. Stetsyuk

Kyiv national university named Taras Shevchenko, geomorphology@ukr.net

Науки о Земле как никакие другие испытывают необходимость пересмотра устоявшихся концепций, особенно тех, которыми руководствуются исследователи в течение десятилетий. В последнее время в связи с накоплением новых данных обнаруживается, что в украинской геоморфологии и палеогеографии существуют явные проблемы, связанные со смыслом понятия «развитие и состояние природных условий в прошлом». Без сомнения, очень убедительно выглядят достижения палеопедологии, которая, имея конкретный объект исследования – погребенные почвы (а они, как известно, являются индикаторами климатических условий, видового состава растительности прошлых эпох, механизмов почвообразовательного процесса), осуществила значительный прорыв к научным представлениям об этом своем объекте [1].

Гораздо меньше, или менее точно известно о характере других природных процессов антропогена – особенностей механизмов поверхностного стока (палеогидрологии), стока талых ледниковых вод, механизма движения ледниковых толщ, и соответствующего изменения морфологических черт рельефа земной поверхности (палеогляциодинамики), расположения и обмена воздушными массами главных барических центров на протяжении последних нескольких сотен тысяч лет (палеометеорология), слишком схематическими и мало информативными являются палеоклиматические реконструкции этого времени в истории Земли.

Собранные под одной крышей результаты упомянутых выше направлений исследований должны были бы составить единую науку, которая действительно имеет право называться *палеогеографией*. Но, как свидетельствует анализ публикаций, это название уже давно, случайно или нет, почему-то узурпировали палеопедология вместе с палинологией.

Достоверность современных представлений о палеогеографии антропогена. Точность и качество сведений о четвертичных отложениях была обусловлена развитием представлений о них благодаря усилиям, прежде всего, геологов, методика исследований которых основывается на строгом соблюдении методов и правил изучения геологической среды в процессе геологических съемок. Результаты геологических съемок, которые на Украине систематически проводятся почти 150 лет, хранятся в государственном геологическом фонде и хотя с определенными трудностями все же доступны исследователям.

К сожалению, на Украине сторонники радикального изменения взглядов на многие закономерности формирования рельефа, связанного с гляциальными и перигляциальными процессами, на содержание существующих стратиграфических схем антропогена, на ход казалось бы незыблемых представлений о механизмах проявления и развития древних и современных геоморфологических процессов, немногочисленны [3, 4–9].

В то же время, имеются свидетельства переоценки существующих взглядов на проблемы палеогеографии антропогена в кругу ученых Польши, Беларуси, России, то есть, территорий, на аренах которых происходили идентичные природные события в антропогене.

На фоне этого создается впечатление, что украинское естествознание несколько отклонилось от общей тенденции. Оно «работает», главным образом, на подтверждение стратиграфических схем антропогена, требующих постоянного совершенствования, а иногда – замен.

О схемах стратиграфического расчленения антропогена. Еще конце 60-х годов прошлого века слушая, лекции незабываемого И. М. Рослого о палеогеографии антропогена, авторам пришлось обратить особое внимание на его акцентирование выдающейся роли в стратиграфическом расчленении антропогена схемы В. И. Громова. Больше и убедительнее сказать об этом в опубликованных работах он не мог, поскольку на арену выходили другие методы стратиграфического расчленения антропогена, а времена были сложными для прямого высказывания своих убеждений, которые не согласовывались с идеологическими догмами в науке и обществе.

Также и Г. И. Молявко, профессор геологического факультета, авторитетный и признанный в те времена знаток позднего кайнозоя, во время преподавания студентам геоморфологам курса «Учение о фациях» в «лирических отступлениях» делился впечатлениями о своих творческих контактах с И. Г. Пидопличко (основателем коллагенового метода определения абсолютного возраста отложений) и выражал свою приверженность важной роли схемы В. И. Громова в стратиграфическому расчленении антропогена.

Но впервые о коллагеновом методе довелось услышать на лекциях по геологии СССР, который преподавал геоморфологам профессор геологического факультета А. Д. Сергеев. В одной из лекций он искренне сожалел, что коллагеновый метод почти не используется для решения важных проблем палеогеографии антропогена. Но только сегодня можно догадаться, что осторожность поддержки И. Г. Пидопличко обуславливалась тогдашним общественно-политическими обстоятельствами, когда все новации, даже научные, согласовались с тоталитарной идеологией.

Слава Богу и истинным ученым, в последнее время их мнения все увереннее свидетельствуют в пользу большого значения коллагенового метода для стратиграфии антропогена, в том числе и весьма свежий труд Э. А. Вангенгейм и А. С. Тесакова [10], где утверждается, что комплексы млекопитающих квартера, выделенные В. И. Громовым [11, 18], продолжают оставаться инструментом высокой разрешающей способности биостратиграфии континентальных отложений Восточной Европы и Западной Азии.

Одной из проблем того времени были также указания о прямом соотношении осадочных комплексов позднего палеолита с днепровской мореной. В этой связи следует напомнить, что П. К. Заморий не видел ничего странного в корреляции позднего палеолита с днепровской мореной, что видно из его описания археологических находок в Подесенья [2, С. 282].

Из известных исследователей, которые работали на Украине, проблематика затронутых здесь вопросов освещалась также Г. И. Горецким [12]. Его взгляды, подтвержденные достоверным фактическим материалом, прослеживаются в следующей цитате: «В целом же кости млекопитающих, находимые в котловане Каневской ГЭС, в том числе и залегающие в шевченковской свите не древнее верхнепалеолитического комплекса В. И. Громова. Значит возраст шевченковской свиты НЕ древнее Днепровского оледенения с его стадиями и интерстадиалами» [12, С. 290]. Да и вообще в работе Г. И. Горецкого можно найти очень много информации относительно строения долины Днепра, в также сведения о его сотрудничестве с И. Г. Пидопличко. Он широко использовал результаты коллагенового метода датировок и, как выглядит в тексте, считал его достоверными. Это подтвердилось, например, для стоянки Хотульово (20 км по Десне выше Брянска). В то время ее исследования только началось и И. Г. Пидопличко коллагеновым методом определил, что возраст палеонтологического материала находится в интервале от 25 до 50 тыс. лет¹. То есть, возраст существования стоянки охватывал верхний и средний палеолит. Сегодня это хорошо известный факт. А тогда это было лишь пророчеством И. Г. Пидопличко.

На этой стоянке Г. И. Горецкий, В. И. Громов и И. Г. Пидопличко выполняли работу совместно. Результаты И. Г. Пидопличко мы уже упомянули. В. И. Громов отобрал костный материал и определил его принадлежность к позднему комплексу, а Г. И. Горецкий осуществил его стратиграфическую привязку, указав на его принадлежность к днепровскому горизонту. Вместе с тем *И. Горецкий* привел и мнение А. А. Величко, по которому комплекс отложений стоянки относился к Днепровско-Валдайскому (Микулинскому) возрасту² [12].

Значительной представляется потенциальная роль украинского ученого И. Г. Пидопличко в переработке стратиграфических схем в современной России. Это надо расценивать как предупреждение украинской палеогеографии (а ей вскоре придется взяться за подобную работу) к чему

1 - В пересчете по методике *В. Лазинича*, которым коэффициент пересчета был определен в результате сравнения результатов современных датировок радиоуглеродным методом, а также с учетом материалов современных российских палеонтологов, которые и сегодня успешно используют коллагеновый метод [Дмитриев, 2005], не забывая при этом отметить вклад в его разработку выдающегося украинского ученого *И. Г. Пидопличко*.

2 - Определение *А. А. Величко* показывает, что его тогдашние взгляды были близки взглядам *В. И. Громова*, *Г. И. Горецкого* и *И. Г. Пидопличко*. После внедрения термолюминесцентного метода возраст Микулинских слоев стал равняться 120 тыс. лет.

может привести игнорирование результатов исследований наших предшественников, особенно тех, которые много лет, по неизвестным причинам, были в забвении из-за своих открытий, не согласовавшихся с принятым в то время схемам.

Для этого приведем цитату из работы С. М. Шика [13], которая иллюстрирует его подход к реконструкции стратиграфической схемы в связи переходом к общепринятым в международной практике понятиям MIS и OIS³. Из нее видно, с какой легкостью С. М. Шик справился с палеонтологическими, палинологическими, геологическими неувязками и переставил днепровскую морену из одной временной ниши в другую, освободив ее для окской морены, на место которой поместил донскую морену. Соответственно, «днепровский горизонт» был переименован в «московский».

Как писал С. М. Шик на с. 90–91 [13], «Принадлежность верхней морены Чекалинского разреза к 8 ИКС (8 изотопно-кислородная стадия) обосновывается присутствием в подстилающих морену песках лемминговой фауны, более архаичной, чем известная из отложений московского возраста. Однако, вероятно, эти пески являются аллювиальными – а на аллювии может лежать морена любого возраста. Для Сатинского полигона возраст второй сверху морены обосновывается залеганием под ней лихвинских отложений; однако, палинологические данные по ним очень фрагментарны и не типичны для лихвинского межледниковья. Межледниковые отложения, встреченные на Сатинском полигоне между двумя моренами, несомненно, относятся к горкинскому межледниковью (7 ИКС) однако, эти отложения – аллювиальные, и потому не могут датировать подстилающую морену. Принадлежность к 8 ИКС ЭТИХ морен обосновывается также многочисленными ТЛ-датировками, попадающими в интервал $316 \pm 80 - 275 \pm 60$ тыс. лет и однако известно, что ТЛ-датировки с возрастом более 150 тыс. лет часто бывают сильно омоложены и не могут рассматриваться как достоверные.

Вторая сверху морена Подмосковья не может сопоставляться с днепровской и относится к 8 ИКС, так как в остаточных впадинах на ее поверхности лежат раннеолейстоценовые рославльские озерные отложения (Акулова, Балашиха и др.). Во впадинах на морене Днепровского языка лежат микулинские озерные отложения, а на ее поверхности развит мезинский педокомплекс, нижняя часть которого имеет микулинский возраст [Величко и др., 1984], что свидетельствует о принадлежности морены предшествовавшему оледенению (ИКС 6). Все вышеизложенное подтверждает справедливость представлений, отраженных в региональной стратиграфической схеме»⁴.

Как видно из текста, одной с причин перемещения отложений днепровского периода из одного временного интервала в другой стали недостатки ТЛ-метода. Правда, автор ошибся указав, что они омоложенные. Потому что тогда нужно было не уменьшать возраст, а наоборот – увеличить. При этом автор новое определение возраста сделал произвольно, заполнив первую попавшуюся свободную нишу. А если бы он воспользовался результатами П. Е. Нехорошева [14], в которых установлены, если и не окончательные, то хотя предыдущие значения коэффициентов перехода, и разделил усредненный возраст (примерно 295 тыс. лет) на пять то получил бы значение 59 тыс. лет.

Пока что, будем считать это случайностью, но это значение практически совпадает с датировками В. Пазиничем валунного суглинка (бывшая днепровская морена) в среднем течении Днепра от Вышгорода и до широты Черкасс. По его результатам возраст валунного суглинка составляет 47–55 тыс. лет [6, 8].

Единственное чего не учел С. М. Шик, так это того, что еще в 1952 году И. Г. Пидопличко сделал коллагеновый анализ кости мамонта, отобранного из валунного суглинка (морены) с глубины 10 м в разрезе с. Лихвина (родины лихвинской почвы). Возраст образца составлял всего 24,5 тыс. лет [16]. То есть, С. М. Шик и его последователи уже наступили, но еще не осознано этого, на стратиграфическую «мину», заложенную Г. И. Пидопличко много лет назад.

Нельзя замалчивать результатов гораздо старших и тем самым – стабильных подходов украинских археологов к периодизации своего объекта исследования. Все они, как один исповедовали, схему, близкую к схеме В. И. Громова. На наш взгляд, это объясняется тем, что достижения отечественной палеогеографии и неоднозначность существующих схем стратиграфического расчленения антропогена не предоставили возможности археологам использовать альтернативные схемы, а с другой – украинские археологи в то время были относительно независимыми от идеологического давления палеогеографии, в среде которой идеология использования схем периодизации антропогена обуславливалась установками К. К. Маркова и А. А. Величко.

Однако, на этом фоне выделяются работы Ф. И. Левицкого, стратиграфические исследования которого, по объему и значимости, пожалуй превосходят археологическую часть отчетов. Напри-

3 - marine isotope stages (MIS), oxygen isotope stages (OIS), are alternating warm and cool periods in the Earth's paleoclimate.

4 - модернизированная стратиграфическая схема была реализована еще в 90-х годах н.с. в составлении новой серии региональных карт четвертичных образований, редактором которой был С. М. Шик. Кстати, все эти карты есть в свободном доступе на сайте: <http://www.geokniga.org/maps>. И это не единственный российский сайт где можно беспрепятственно извлекать подобную информацию. Этим наши соседи, причем со всех сторон, значительно отличаются от наших источников первичной информации, где не то что свободно, а вообще ее ни найти, ни получить невозможно. Фактически же, таких сайтов у нас просто нет.

мер, на стоянке «Гинцы» он «докопался» не только к морене, но и нашел в ней артефакты, которые отнес к ориньякскому времени, а это составляет не более 30 тыс. лет. И что самое интересное, по соотношению культурных слоев и толще валунного суглинка Ф. И. Левицкий сделал вывод, что поселение существовало еще в период наступления ледника [17]. Под мореной он тоже «раскопал» археологические находки, но по их принадлежности выводов не сделал.

Весьма интересными являлись возможности украинских исследователей (это делает им большую честь!), в частности, бросается в глаза факт из сравнительно недалекого прошлого: в схеме реконструкций истории украинской палеогеографии просто уникальное место занимает книга Н. Е. Барщевского, Р. П. Купраша и Ю. Н. Швыдкого [3]. И вот почему.

Ее уникальность в плане темы, затронутой в этом сообщении, состоит в том, что была она издана в 1989 году, то есть во времена полного доминирования ТЛ-датирования. При исследовании морены в окрестностях Киева, они столкнулись с ситуацией, которая в дипломатических кругах формулируется так: «Как же это и правду сказать, и никого не обидеть?». Поскольку в морене присутствовали палеонтологические остатки, необходимо было указать их возраст. И здесь авторы прибегли к небольшой хитрости, сообщив, что по результатам палеонтологического анализа, почти все находки относятся к позднему комплексу (мамонтному) В. И. Громова [11]. А если перевести это на доступный для современных «специалистов» язык, то это означает, что этим находкам и днепровской морене всего примерно 35 – 40 тыс. лет. В работе есть еще одна крамола – содержание гумуса в морене. По данным авторов его содержание колеблется в интервале 0,07–0,69%, при среднем значении 0,19%. Но если из распыленного состояния перечислить на него концентрацию в грунт обычного состава, то очевидно, что такими показателями содержания гумуса могут похвастаться далеко не всякие почвы [3, с. 92]. Осуществить объяснение этого феномена авторы также не захотели, поскольку последние противоречили бы тогдашним представлениям о стратиграфическом расчленении антропогена.

Загадки «термолюма». Во время знакомства с последними методическими работами наших московских коллег, в частности с фундаментальной работой коллектива географического факультета МГУ «Методы палеогеографических реконструкций» [18], внимание привлек раздел «Неядерные методы абсолютной геохронологии ...» (автор Николаев С.Д.). А привлек он внимание чрезвычайно важным выводом автора, касающийся возможностей использования термолюминесцентного метода абсолютного датирования (с. 344). На фоне более чем сорокалетней его истории вывод о его несостоятельности решать поставленные перед ним задачи выглядит чрезвычайно серьезным. Этот метод настолько вошел в практику геолого-геоморфологических исследований, что вся хронология четвертичного периода базируется именно на результатах ТЛ-датирования. Интересным моментом в этом разделе является то, что автор ссылается на результаты тестирований Комиссией по изучению четвертичного периода, выполненных еще в 1992 году. И здесь автоматически возникает вопрос, а насколько далеко и в каком направлении зашло современное палеогеографическое сообщество постсоветских государств с этим методом. То, что с ТЛ-датировке есть проблемы, чувствовалось давно, и это достаточно подробно освещено в сборнике научных статей [9] с. Но, чтобы метод использовался еще 20 лет после того, как он был признан негодным, выглядит странным.

Собранное большое количество публикаций, касающихся как теоретических основ различных методов абсолютного датирования, так и полученных результатов, позволяет заинтересоваться их рассмотрением и анализом современного состояния проблемы. Как оказалось, фактически все европейские страны (имеются в виду «богатые») фактически термолюминесцентный метод никогда и не использовали. Уже с середины 80-х годов г. с. там используются более современные и надежные разработки. В частности: OSL – оптическая стимуляция люминесценции, AMS – ускоритель масс-спектрометрии, IRSL – инфракрасная стимуляция люминесценции. И традиционно, ведь много лет ведущее место по надежности занимает радиоуглеродный метод. Главным его недостатком является временная ограниченность, всего 60 тысяч лет.

До сегодняшнего дня он распространен фактически в двух странах на Украине и в Польше. Однако польские коллеги также провели тестирование и установили, что отклонение по одному образцу в разных лабораториях может достигать 100%. Причем, в отличие от российских тестов 1992 года, которым было установлено значительное нарастание разногласий после 125 тыс. лет, как показали тестирования польских коллег, значительные расхождения есть и для младших дат, и даже в интервале до 30 тыс. лет [18]. Но удивляет, что и даже после этого польские коллеги используют термолюминесцентный метод.

В России использование ТЛ-метода фактически прекратилось. Причина та же – неэффективность. Красноречивым примером этого стали результаты сравнения ТЛ-датирования по археологическому возрасту и радиоуглеродным методом. Последние два метода обнаружили неплохое совпадение результатов. Сравнение дат по 14 слоям из одного раскопа (стоянка «Шлях», Волгоградская область) сразу показали, что различия есть во всех временных интервалах. Вопрос только в том, насколько они велики. Оказалось, что возрасту 200 тыс. лет за ТЛ-датировкой соответствует возраст

всего 40 тыс. лет. Последняя дата кроме радиоуглеродного и археологического метода совпала с палеомагнитными данными.

Кто виноват, что делать? Выводами из материала, изложенного выше, могут стать пожелания коллегам палеогеографам:

- во-первых, полностью отказаться от результатов ТЛ-датировки при проведении исследований событий антропогена в последние 100–150 тыс. лет;
- во-вторых, вернуться к стратиграфическим схемам В. И. Громова и других, которые использовались до периода полного доверия результатам ТЛ-датировок;
- в-третьих, найти в себе мужество признать ошибки, обусловленные давлением доминирующих научных концепций и научных авторитетов, видеть и учитывать в своей научной деятельности «невыгодные факты», избегать поиска места собственных научных результатов в существующих господствующих концепциях.

Для тех, кто возьмется за этот труд, актуальным также будет вспомнить следующее:

кроме эволюционной геоморфологии, которая сегодня считается общепринятой, развивалась и динамическая геоморфология, в частности формировались принципы катастрофизма. Сегодня принято считать, что это направление является прерогативой американских ученых. А для нас это что-то вроде буржуазной пропаганды, которую мы «решительно отмечаем»⁵.

Если вспомнить о приоритете американцев в изучении послеледниковых катастроф, то здесь их приоритет представляется весьма сомнительным. В конце концов, не они являются авторами легенд о Библейском потопе и Дарданском прорыве. Приоритет их в том, что они почти сто лет назад заметили и исследовали следы огромных наводнений конца последнего оледенения [20]. Но нам здесь тоже есть что вспомнить, например, *Викентия Хвойку*, который еще в 1901 году в своей реконструкции палеогеографических условий стоянки и долины Днепра в целом, обладая лишь эмбриональными тогдашними знаниями гляциологии, конкретными материалам собственных раскопок маленького участка земной поверхности и руководствуясь здравым смыслом, воссоздал историю существования стоянки, в которой нашли место и послеледниковые озера, и послеледниковые наводнения. По нашему мнению, такая целостность палеореконовструкций Викентия Хвойки более качественна, чем современные.

Очень похожую схему течения послеледниковых событий находим и работе И. Г. Пидопличка, касающейся Новгород-Северской стоянки. Исходя из масштабов разрушений, нахождения артефактов и палеонтологических остатков, он взял на себя ответственность возложить невероятное состояние этих документов на талые воды ледника [21]. Среди современных естествоиспытателей России последовательно изучают послеледниковые катаклизмы М. Г. Гроссвальд [22, 23] А. Л. Чепальга [24], А. Чубур [25], А. Н. Рудой [26]. Несомненной заслугой последнего автора является то, что он возродил термин «дилювий»⁶, который много десятилетий в словарях советских времен комментировался как «устаревший», а также ввел в доказательную модель физико-математическую базу определения физических параметров потоков.

К сожалению, реакцией на такие работы в среде палеогеографов, и это неоднократно приходилось наблюдать, является выражение: «Ай, бросьте, не может быть!». Неужели таким отношением прикрывается собственное бессилие противостоять очевидным фактам. Очевидно, спрашиваем мы читателя, как еще, чем проявлением огромной энергии потоков, можно объяснить феномены описаны В. Г. Пазиничем [9] во вскрыше Комсомольского гранитного карьера? То же самое можно сказать и о Ярошевском карьере, где авторы вместе проводили исследования и изложили их в совместной статье [8]⁷.

Ортодоксальность научных взглядов в науке, не выстроенная на строгих физических законах и математических оценках — вещь опасная. Хорошим примером для доказательства этого тезиса стало в свое время радикальное изменение взглядов упорного и добросовестного украинского исследователя М. Ф. Веклича на проблему происхождения лессов. Как положительно стала развиваться украинской палеогеография после этого, общеизвестно. Сейчас современное состояние этой важной

5 - в связи с этим, стоит вспомнить недалекое прошлое, когда мы «решительно отметили продажных девок империализма» - генетику и кибернетику. Теперь мы приобретаем американские, немецкие, японские, корейские, а часто китайские компьютеры, телефоны, приемники, автомобили, которые и являются детьми одной из «продажных девок» капитализма.

6 - дилювий (от лат. diluvium - «потоп, наводнение, паводок») - генетический тип рыхлых континентальных отложений, возникающий в процессе накопления осадков в каналах стока катастрофических гляциальных суперпаводков из приледниковых озер после прорывов ледниковых плотин в недавнем геологическом прошлом (конец последней ледниковой эпохи, 11-15 тыс. до н. э.). Теоретически нельзя отрицать, что такие потоки могли существовать и на ранних стадиях оледенений в определенных ороклиматических условиях.

7 - документы этих катастроф в виде оплавленных высокими температурами конгломератами осадочных и кристаллических пород различного возраста демонстрировались перед специалистами-геологами, геоморфологами, палеогеографами. Несостоятельность возразить изложенным фактам и дать им иную интерпретацию очевидна из того, что, несмотря на неоднократные приглашения к дискуссии, мы не услышали никакого ответа.

отрасли знания о природе Земли в Украине остро нуждается в своем «неугомонном Максиме», как любовно называли его коллеги.

Литература

1. Основы палеоландшафтоведения М. Ф. Веклич; АН УССР, Институт геофизики им. С. И. Субботина, Отд-ние географии. К.: Наук. думка, 1990. 189, [2] с.
2. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. К.: КДУ, 1961.
3. Барщевский Н. Е., Купраш Р. П., Швидкий Ю. Н. Геоморфология и рельефообразующие отложения г. Киева. Киев, : Наукова думка, 1989. 196 с.
4. Пазинич В. Г. Придніпров'я у перегляді. Київ, Аспект-Поліграф, 2005. 156 с.
5. Пазинич В. Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра. – Прилуки: Гідромас, 2007. 372 с.
6. Пазинич В. Г. Періодичність катастрофічних повеней в басейні Дніпра // Фізична географія та геоморфологія №61, Київ, 2010. С. 174–182.
7. Пазинич В. Г. До проблеми стратиграфії Кирилівської стоянки // АНТ: Вісник археології, мистецтва, культурної антропології, вип.22–24, 2010. С. 31–43.
8. Пазинич В. Г., Стецюк В. В., Манюк В. В. Новейшие данные о возрасте кодакской погребенной почвы и днепровского валунного суглинка (к проблеме стратиграфии верхнего плейстоцена). Археологія і давня історія України, вип. 6, 2011. С. 86–91.
9. Пазинич В. Г. Топ-5 проблем української геоморфології та палеогеографії / Заред. В. В. Стецюка. Київ: «Вік принт», 2012. 114 с.
10. Вангенгейм Э. А., Тесаков А. С. Принципы построения биохронологических шкал по млекопитающим плиоцена и плейстоцена. Состояние проблемы. Булл. Комис. по изучению четвертичного периода, №68, 2008. С. 59–69.
11. Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Труды ИГН АН СССР, вып. 64, геол. сер. (317), 1948. 521 с.
12. Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М. : Наука, 1970. 492 с.
13. Шик С. М. Дискуссионные вопросы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена центра европейской России // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны» (Кайнозойский мониторинг природных событий аридной зоны юга России). Материалы Международного симпозиума. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2006. С. 90–91.
14. Нехоросhev П. Е. Конец среднего палеолита на Русской равнине в свете материалов стоянки «Шлях» // Актуальные проблемы первобытной археологии Восточной Европы: Сборник статей / Археологический альманах, №20. Донецк: «Донбасс», 2009. С. 11–119.
15. Пазинич В. Г. До проблеми стратиграфії Кирилівської стоянки // АНТ: Вісник археології, мистецтва, культурної антропології, вип. 22–24, 2010. С. 31–43.
16. Пидопличко І. Г. Новый метод определения геологического возраста ископаемых костей четвертичной системы, К., Изд-во АН УССР, отд. вып., 1952. 90 с.
17. Левицький І. Ф. Гінцівська палеолітична стоянка // Палеоліт і неоліт України, т. 1, вип. 3, К., 1949. С. 198–236.
18. Методы палеогеографических реконструкций. М.: МГУ, 2010.
19. Gębica P., Olszak I., Wójcik I. Litologia i wiek aluwioów Wisłóka w północnej strefie rynny Podkarpatskiej // Systemy dolinne i ich funkcjonowanie, Kielce, 2007. P. 215–227.
20. Keenan Lee. The Missoula flood. Department of geology and geological engineering Colorado school of mines golden colorado 80401, 2009. P. 19.
21. Пидопличко І. Г. Палеолітична стоянка Новгород-Сіверськ // Палеоліт і неоліт України, Т.1. Вип.2, АН УРСР, 1949. С. 65–107.
22. Гроссвальд М. Г. О вероятной роли катастрофических разливов ледников (сьорджей) в разрастании и деградации ледниковых покровов прошлого // Материалы гляциологических исследований. 1974. Вып. 24. С. 164–169.
23. Гроссвальд М. Г. Евразийские гидрогеологические катастрофы и оледенения Арктики. М.: Научный Мир, 1999. 113 с.
24. Чепалыга А. Л. Всемирный потоп как реальное палеогидрологическое событие. Экстремальные гидрологические ситуации. М., Медиа-ПРЕСС, 2010. С. 180–214.
25. Чубур А. Деснянський палеоліт в епоху екстремальних затоплень («Потопу»). Сіверянський літопис, вип. 6. 2008, С. 26–30.
26. Рудой А. Н. Ледниковые катастрофы в новейшей истории Земли. Природа, №6, 2009.

**СОСТОЯНИЕ ДРЕВНИХ ФОРТИФИКАЦИОННЫХ СООРУЖЕНИЙ
ГОРОДИЩА СТАРАЯ РЯЗАНЬ (СПАССКИЙ РАЙОН, РЯЗАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)
ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА**

В. А. Усков, И. Ю. Стрикалов, А. В. Водорезов, С. И. Милованов*, А. В. Чернецов*, С. И. Шишов*
РГУ имени С.А. Есенина, Рязань, vladimir-uskov@yandex.ru, a.vodorezov1980@mail.ru,
seregashishov@mail.ru, *Институт археологии РАН, Москва, igor.strikalov@gmail.com,
avchernets@yandex.ru, milovan@bk.ru

**CONDITION OF ANCIENT FORTIFICATIONS OF THE ARCHAEOLOGICAL SITE ON STARAYA RYAZAN,
REVEALED BY GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL MONITORING**

V. A. Uskov, I. Yu. Strikalov, A. V. Vodorezov, S. I. Milovanov*, A. V. Chernetsov*, S. I. Shishov*
Ryazan State University named for S. Yesenin, Ryazan, vladimir-uskov@yandex.ru,
a.vodorezov1980@mail.ru, seregashishov@mail.ru, *Institute of Archaeology of RAS, Moscow,
igor.strikalov@gmail.com, avchernets@yandex.ru, milovan@bk.ru

Одной из приоритетных задач комплексных исследований на территории городища Старая Рязань является проведение геолого-геоморфологического мониторинга [6], в процессе которого формируется база данных о динамике и проявлениях современных деструктивных экзогенных рельефообразующих процессов, служащая для принятия Плана действий по управлению городищем, в том числе: 1) для управления природопользованием; 2) для выработки комплекса мер по профилактике и предотвращению развития современных деструктивных экзогенных рельефообразующих процессов; 3) для выработки мер по санации проявлений современных деструктивных экзогенных рельефообразующих процессов; 4) для выработки рекомендаций для стратегического долгосрочного планирования археологических раскопок и изысканий на территориях, находящихся в зоне геоэкологического риска.

Основу настоящей работы составили данные полевых обследований 2011–2012 годов, выполненных в ходе реализации гранта РФФИ (проект №11-06-00158а) и данные мониторинга, собранные А. В. Водорезовым и В. А. Усковым под руководством Е. И. Романовой (НМЦ РИАМЗ) в период с 1999 по 2008 год.

Результаты работ, проведенных на территории музея-заповедника «Ростовский Кремль» [4, 5], музея-усадьбы «Архангельское» [2], музея-заповедника «Рязанский кремль», а также в границах городища Старая Рязань, показывают, что разработку систем геолого-геоморфологического мониторинга на исторических территориях целесообразно основывать на результатах природно-хозяйственного районирования [3].

В границах городища были выявлены современные деструктивные экзогенные рельефообразующие процессы, которые следует относить к трём генетическим группам: природные, инспирированные человеком (природно-антропогенные), антропогенные; в том числе: природные склоновые процессы: делювиальный смыв, осыпание, оползание и оплывание, дефлюкция, децерация и гигрогенный крип; природные флювиальные процессы: линейная эрозия, боковая эрозия, аккумуляция; инспирированные человеком (природно-антропогенные) процессы – это природные геолого-геоморфологические процессы, смена интенсивности и направленности протекания которых вызвана антропогенной деятельностью; антропогенные процессы, различающиеся по видам хозяйственной деятельности: аграрные, беллигеративные, дорожно-строительные, гидротехнические и пр. Наибольшую угрозу целостности территории городища несут процессы оползания и линейной эрозии.

Ежегодное весеннее детальное геолого-геоморфологическое обследование с обязательной фиксацией выявленных изменений или указанием их отсутствия позволило отследить динамику отмеченных ранее участков катастрофического развития эрозивно-денудационных процессов и выявить появление новых (рис. 1).

Изучение современного состояния системы оборонительных валов и рвов городища показало:

1) геоморфологические контуры площадки городища Старая Рязань на момент основания города, безусловно, были другими. Площадь городища менее чем за 700 лет сократилась на 6,0% (4,5 га; с 72,0 до 67,5 га); значительной деградации подверглись валы и рвы;

2) причиной разрушения фортификаций стал факт их создания, в результате чего по днищу рва стал формироваться направленный сток атмосферной влаги, что привело к эрозии днища рва, а также к развитию попятной эрозии, которая стала постепенно трансформировать ров в овраг;

3) эрозия днища рва способствовала резкому увеличению амплитуды высот между тальвегами отрицательных форм рельефа и вершинами-гребнями положительных форм, и, кроме того, денудационное расширение оврага за счет осыпания стенок или их разрушения при образовании осовов привело к подрезанию склонов вала и увеличению их крутизны;

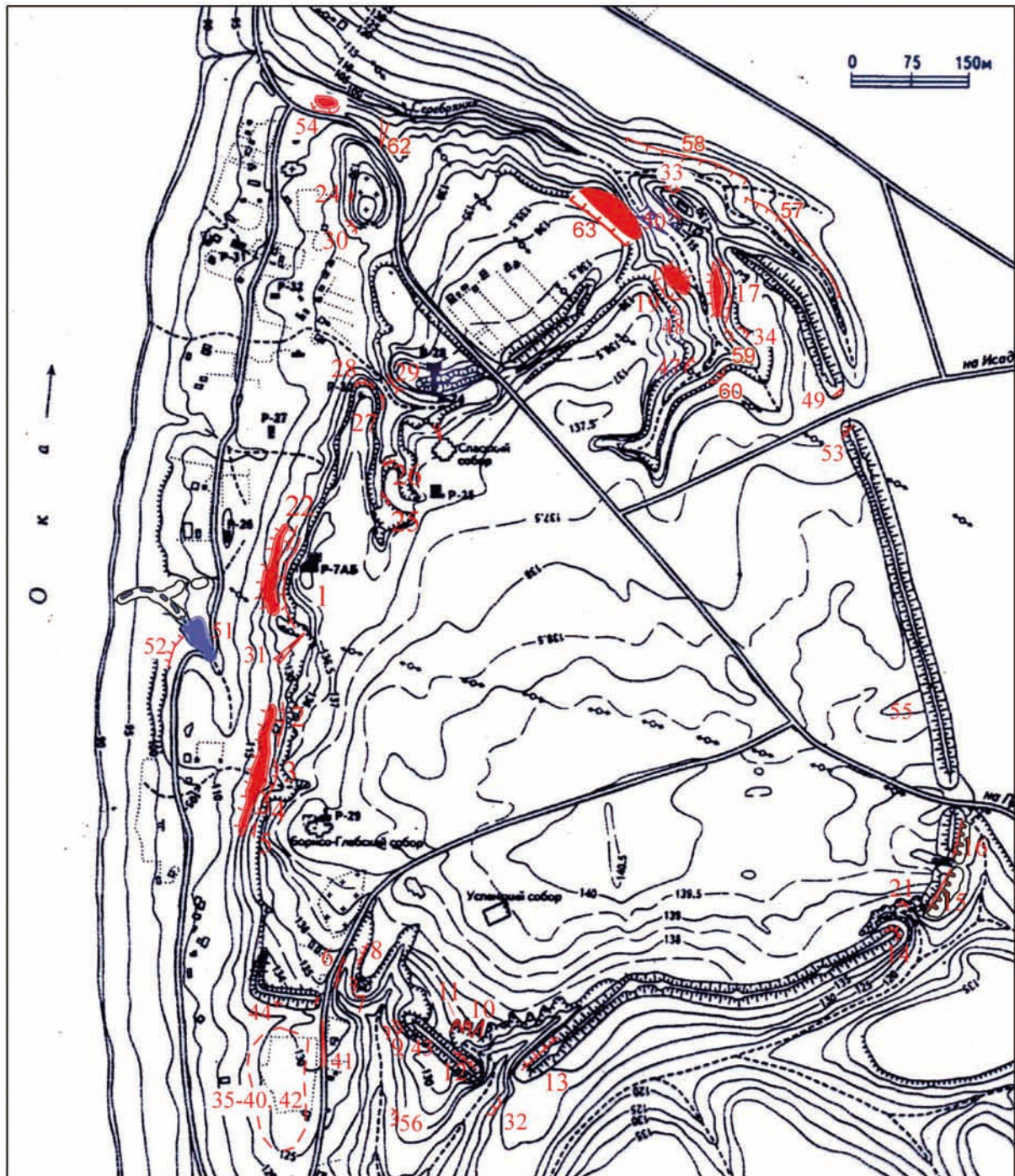


Рис. 1. Схема размещения точек наблюдения за современными проявлениями деструктивных экзогенных рельефообразующих процессов на городище Старая Рязань (период наблюдения с 1999 по 2012 год)

4) в настоящее время в наиболее плачевном состоянии находятся два небольших фрагмента вала в юго-восточной части городища. Расширение оврага за счет обрушения склонов вала привело к возрастанию крутизны склона вала до $45-70^\circ$. Безвозвратно потеряна треть вала Страшный (крайний юго-восток городища). Сходна ситуация и с Шатрищенским валом (юго-западная часть городища), где напротив, из-за вторжения оврага в пределы городища, интенсивно разрушается внутренняя сторона вала с формированием осыпной субвертикальной стенки;

5) вал Отверженный – небольшой останец вала в юго-западной части городища, западный торец Шатрищенского вала находятся в относительно лучшем положении. Их склоны в ряде мест имеют незадернованные стенки за счет образования небольших чешуеобразных осовов при расширении оврага в его приустьевой части. В тоже время вал Отверженный – есть остаток некогда более протяженной насыпи. Несомненно, что на момент существования города он был единым с Юго-Западным и Шатрищенским валами (юго-западная периферия городища), но при развитии системы

оврагов бассейна Черной речки, этот единый древний вал был пропилен двувёршинным оврагом, в месте смыкания ветвей которого и сохранился данный вал-останец;

6) достаточно стабильны валы в северной и восточной частях городища; вал Юго-Восточный в целом достаточно стабилен, однако опасения вызывают его торцы, ограниченные крутыми склонами оврагов. Склоны торцевых частей вала медленно разрушаются осовами;

7) валы в северной и западной части городища, если они и существовали, были уничтожены в процессе оползания крутого склона долины реки Оки и долины ее притока – реки Серебрянки. Учитывая данные археологических исследований можно предположить, что процессы оползания за период с момента исчезновения города уничтожило полосу придолинной приокской части между речья шириной не менее 10–12 м. На основании имеющихся данных мы считаем, что разрушение фортификаций происходило с определенной ритмичностью в развитии оползней. Важнейшие подвижки приходились, видимо, на периоды интенсивного поднятия уровня Каспийского моря – XIII – начало XIV вв и XVII – начало XVIII вв. [8]. Внутри этих временных отрезков наибольшая вероятность активизации оползневых процессов приходилось на периоды смены теплых хроноинтервалов на относительно холодные.

8) с начала 1990-х гг. начался новый этап активизации процессов оползания крутых бортов долины реки Оки («западный склон городища») и долины ее притока – реки Серебрянки («северный склон городища»).

В течение 1999–2002 гг. западный склон городища заметной активности не проявлял. На ряде небольших участков (20–30 м) изредка фиксировались единичные заколы чешуеобразных тел, иногда их серии. На значительном протяжении склона не обнаруживалось свидетельств молодого оползания (периода последних 7–10 лет). Вывод о временных промежутках делался на основании изучения динамики зарастания и общей деградации стенок срыва на разных участках городища и склонов прилегающих территорий. Иначе говоря, за период 1990–2002 гг. склон был достаточно стабилен. Уже в первые годы наблюдений отмечалось наличие линейно вытянутых заколов оползней, протягивающихся вдоль склона несколько ниже бровки в 0,1–0,5 м, отслаивающих систему блоков склона общим объемом около 8–10 тыс. м³. Судя по их состоянию, они имеют относительно давний возраст и образовались не позднее начала 1990-х гг. (то есть за 6–8 лет до начала наших регулярных исследований), после чего перешли на этап стагнации.

Весной 2003 года произошел заметный сдвиг блоков на двух участках склона: в районе у Поклонного креста и перед Борисоглебским собором (рис. 1, точки наблюдения № 22 и № 13). Общее смещение ранее (начало 1990-х гг.) отслоившихся блоков составило 0,3–0,7 м. Чешуеобразные фрагменты осовов, кулисами покрывающие склон, также испытали дифференцированное смещение. Морфологически, склон сильно изменился – на нем появились серии из двух-четырёх оголенных стенок срыва. Небольшой срыв объемом до 3 м³ возник на склоне ниже современного кладбища. Внимание привлек участок к югу от Поклонного креста, где был проложен кабель, тянущийся через городище вниз по склону к его подножью в сторону д. Старая Рязань. По траншее кабеля началась активная эрозия: появилась глубокая промоина, возникла опасность заложения нового оврага.

Новый этап в развитии оползневых процессов начался весной 2005 года и длится поныне. Западный склон на участке между устьями Спасского оврага и речки Черной подвергся массивному оползанию, охватившему до 80% протяженности склона (300 м). Произошло объединение северного и южного оползневых участков – между ними стала четко прослеживаться серия из двух трещин. В 2007–2008 гг. активность несколько снизилась. Все указанные факты свидетельствуют о резком усилении оползневых процессов. Таким образом, в развитии «западного склона» следует усматривать два четко выраженных этапа:

- этап 90-е гг. XX века – начало XIX века: период общей стагнации, нарушаемый единичными фактами появления новых заколов, с относительной заторможенностью в смещении старых блоков;
- этап с 2005 года по настоящее время. 2005–2006 гг. – этап резкой активизации оползания склона на всем протяжении от устья Спасского оврага до участка перед Богоявленским собором. В период 2007–2008 гг. темпы смещения блоков несколько снизились, но склон продолжает оставаться потенциально активным. В период 2009–2012 гг. вновь наступил период активизации оползания.

Весь период наблюдений (1999–2012 гг.) показал, что долина и овражно-балочные элементы системы Серебрянки («северный склон городища») в настоящее время активно развиваются по денудационному направлению за счет оползания бортов, ведущему к отступанию склонов: молодые типично эрозионные процессы подавлены. Практически все отвершки стабильны, имеют пологий продольный профиль, не имеют вершинных перепадов, задернованы и не испытывают попятной эрозии. Характерно, что к началу наблюдений (лето 1999 г.) в долине отсутствовали выраженные стенки отрыва, что говорит о достаточно длительном периоде стагнации без выраженного оползания или развития эрозионных процессов.

В течение периода исследований отмечено несколько эпизодов развития системы р. Серебрянки:

- формирование оползня в левом борту объемом около 300 кубометров (1998 г.);
- относительно спокойный период развития (1999–2002 гг.), в котором отмечалось локальное появление небольших осовов объемом в первые кубометры;
- формирование сложной оползневой системы в средней части правого склона левой основной ветви долины, интенсивно развивающейся с 2003 года;
- развитие оползня на левом склоне в приустьевой части долины (2005–2006 гг.) и появление оползня на южном склоне останца, несущего крайний западный фрагмент вала;
- очевидная активизация оползания весной 2006 года, сопровождавшаяся развитием оползней по всему правому борту долины в ее средней части (рис. 1, точка наблюдения № 57), усложнением оползневого массива 2003 года за счет его смещения вниз по склону или образования сопутствующих оползней (рис. 1, точка наблюдения № 59), появления оползня в верховьях левой основной ветви;
- весной 2007 года в левом борту левой ветви долины Серебрянки сошел крупный оползень (750–800 м³). Данный оползень (рис. 1, точка наблюдения № 63) уничтожил прибрежную полосу (шириной до 3,0–4,0 м) Северного городища вместе с участком оборонительного вала. В низовье, в левом борту, на участке, примыкающем к автодороге, появилась свежая промоина, которая прослеживается от днища до самой автодороги;
- в 2008 году не отмечено новых очагов развития процессов, однако все ранее обнаруженные объекты продолжили поступательное развитие, что выразилось в поддержании «свежего облика» стенок отрыва, а также в локальном увеличении их размеров;
- весной 2010 года в левом борту правой ветви долины Серебрянки сошел мощный оползень (650–700 м³), что привело к обрушению северо-восточного склона Лисьего «вала», расположенного за территорией городища (рис. 1, точка наблюдения № 33);
- в 2012 году в бассейне реки Серебрянки активизировались процессы оползания и осовообразования, а также образования новых трещин отрыва в бортах долины.

Таким образом, долина р. Серебрянки, за исключением крайних верховий, в период 2003–2005, а, особенно, в период 2006–2012 гг., испытывает сильную активизацию развития за счет склоновых денудационных процессов, которые выражаются в постепенном расширении самой долины, общем выполаживании склонов за счет периодического образования новых чешуеподобных оползневых тел, осыпания возникших незадернованных участков и постепенного заполнения днища долины в процессе развития склоновых гравитационных процессов;

9) блоковые оползни, сошедшие в период с момента основания города до сегодняшнего времени, представляют несомненный археологический интерес. Традиционно считалось, что культурный слой, вовлеченный в процессы линейной эрозии и оползания, является потерянным для науки из-за разрушения стратиграфии. Наши работы 2011 и 2012 гг. [7, 8, 9] показали, что культурный слой в блоковых оползнях может быть вовлечен в археологические исследования.

В ходе полевых работ 2011 года было выявлена современная генерация оползней, затрагивающая и древнерусскую эпоху развития территории, состоящая из 14 массивов оползневых тел. При обследовании территории достоверно выявлено 6 оползней, сошедших после прекращения активной жизни на городище Старая Рязань, которые были обозначены как перспективные с точки зрения сохранности культурного слоя.

На основе многолетнего опыта по организации и проведению инженерно-геологических работ на исторических территориях, в том числе для целей восстановления палеорельефа территории и создания карт погребенного культурного слоя, по результатам полевых работ 2011–2012 гг. была разработана оригинальная методика изучения культурного слоя на оползнях, сошедших после прекращения активной жизни на археологических объектах, а также был предложен алгоритм ее применения [1, 9].

В ходе апробации данной методики к настоящему моменту изучено три оползневых массива и один останец междуречного плато. Инженерно-геологическое профилирование методом щадящего инженерно-геологического бурения ручным буром геолога позволило обследовать территорию оползней общей площадью 1630 м². Определены границы распространения, мощность, состав и глубина залегания погребенного культурного слоя методом щадящего инженерно-геологического бурения на площади 196 м².

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 11-06-00158а.

Литература

1. Водорезов А. В., Милованов С. И., Стрикалов И. Ю., Усков В. А., Чернецов А. В., Шишов С. И. Эколого-геолого-геоморфологическо-археологический подход к изучению погребенных форм

- реликтового рельефа (на примере городища Старая Рязань Спасского района Рязанской области) // Антропогенная геоморфология: наука и практика. М.; Белгород: ИД «Белгород», 2012. С. 181–185.
2. Водорезов А. В., Усков В. А. Организация геолого-геоморфологического мониторинга в пределах государственного музея-усадыбы «Архангельское» на основе природно-хозяйственного районирования // Вестник РГУ имени С.А. Есенина. 2011. №4(33). С. 124–143.
3. Водорезов А. В., Усков В. А. Природно-хозяйственное районирование как метод функционального зонирования городища Старая Рязань (Спасский район Рязанской области) // Актуальные проблемы ландшафтного планирования: Материалы всероссийской научно-практической конференции. М.: Издательство Московского университета, 2011. С. 127–130.
4. Водорезов А. В., Усков В. А. Разработка схем дифференцированного геолого-геоморфологического мониторинга на ценных исторических территориях на основе природно-хозяйственного районирования // Софійські читання: Матеріали III міжнародної науково-практичної конференції «Пам'ятки Національного заповідника «Софія Київська» та сучасні тенденції музейної науки» (Київ, 24–25 листопада 2005 р.). Київ: Академперіодика, 2007. С. 437–446.
5. Водорезов А. В., Усков В. А. Схема дифференцированного геолого-геоморфологического мониторинга и оценка современного состояния земляных фортификаций Ростова Великого // Вопросы региональной географии и геоэкологии. Вып. 5. Рязань, 2005. С. 45–49.
6. Усков В. А. Концепция оптимального ландшафта для целей эффективного управления историческими территориями // Новейшие тенденции в изучении, сохранении и музеефикации ценных исторических территорий. Рязань: Изд-во РИАМЗ, 2007. С. 71–79.
7. Усков В. А., Стрикалов И. Ю., Водорезов А. В., Милованов С. И., Чернецов А. В., Шишов С. И. К методике изучения культурного слоя на оползнях: анализ археологических и геолого-геоморфологических материалов городища Старая Рязань // Российский научный журнал. 2012. №2(27). С. 87–99.
8. Усков В. А., Стрикалов И. Ю., Чернецов А. В., Водорезов А. В., Милованов С. И., Шишов С. И. Природный и антропогенный фактор формирования современного рельефа городища Старая Рязань // Российский научный журнал. 2013. №1(32). С. 53–61.
9. Uskov V. A., Strikalov I. Yu., Shishov S. I. Research and studies of cultural layers in landslides (on the example of the archaeological site in Staraya Ryazan) // Geomorphic Processes and Geoarchaeology: from Landscape Archaeology to Archaeotourism. Extend abstracts. M.; Smolensk: Universum, 2012. P. 272–276.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОДИНАМИКИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

А. Л. Хомчановский, Е. А. Федорова, А. Ш. Хабидов, Е. А. Свиридова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт водных и экологических проблем Сибирского отделения Российской академии наук (ИВЭП СО РАН), г. Барнаул,
khomchanovsky@yandex.ru, fedorova@iwep.ru

LITHODYNAMIC PROCESSES THE NORTH-EASTERN COAST OF NOVOSIBIRSK RESERVOIR

A. L. Khomchanovsky, E. A. Fedorova, A. Sh. Khabidov, E. A. Sviridova

Institute for Water and Environmental Problems of Siberian Branch of Russian Academy of Science,
Barnaul, khomchanovsky@yandex.ru, fedorova@iwep.ru

В статье рассмотрены особенности морфо и литодинамики северо-восточной части Новосибирского водохранилища в районе пляжа Академгородка. Основной задачей данной работы явился расчет результирующего вдольберегового потока наносов и последующий анализ исследуемого участка в целом. Выбор объекта исследования обусловлен несколькими немаловажными факторами: (1) на территории рассматриваемого нами района расположены наиболее популярные места отдыха жителей города Новосибирска; (2) в непосредственной близости от берега расположена железная дорога, а также автомобильная трасса федерального значения М-52; (3) изучаемый нами участок на большей своей протяженности является искусственным песчаным пляжем, исследование которого представляет немалый научный интерес. На этом пляже присутствует серия волноломов, их влияние на вдольбереговую поток наносов является весьма существенным и также требует изучения.

Район исследования был разбит на 7 участков, имеющих разную длину и экспозицию (рис. 1). Для каждого участка были выявлены основные волноопасные румбы и в дальнейшем по ним были рассчитаны параметры волн [1], от которых в конечном итоге зависит полный расход вдольберего-

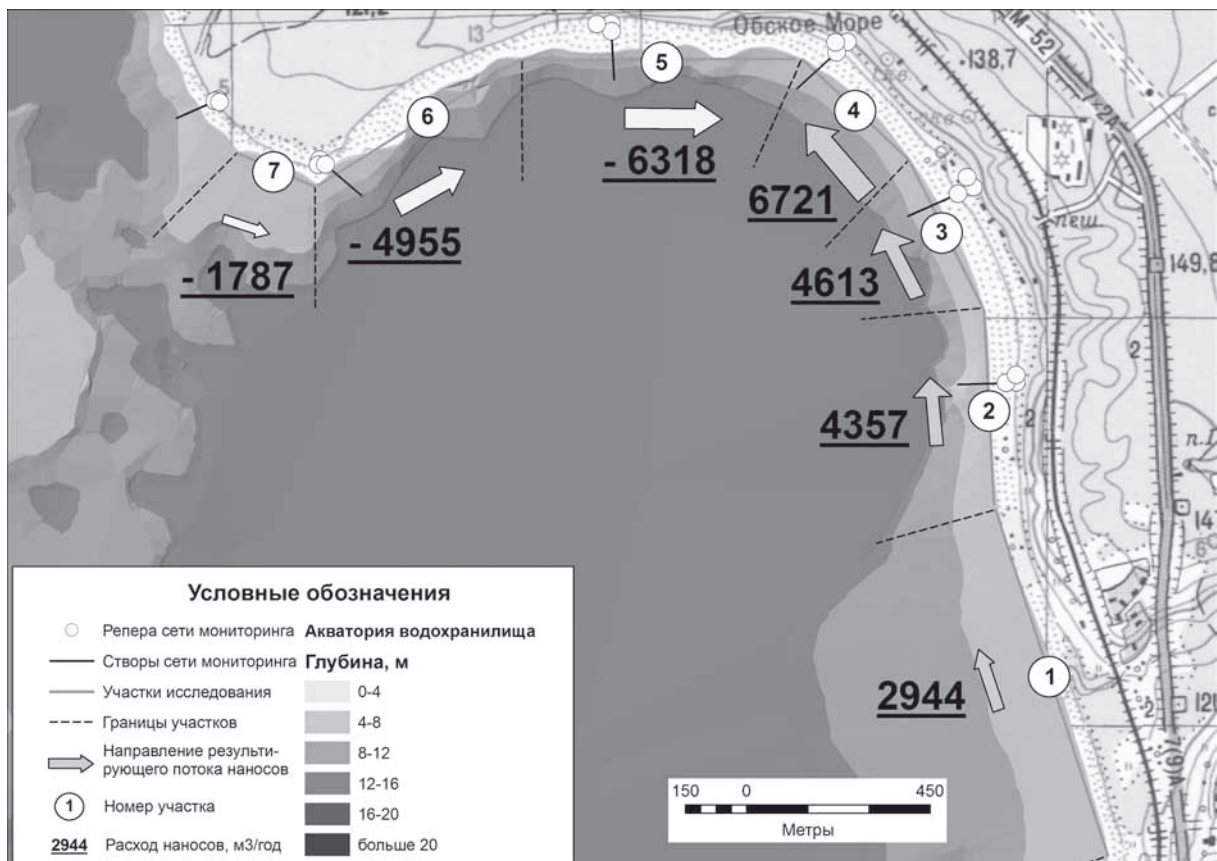


Рис. 1. Направление и ёмкость результирующего вдольберегового потока наносов по исследуемым участкам

вого потока наносов. В нашем случае для расчета расхода вдольберегового потока наносов (Q , м³/с) использовалась модель Леонтьева [2].

$$Q = \frac{1}{g(\rho_s - \rho)(1 - p)} \left(0,186 \frac{\varepsilon_b}{\operatorname{tg} \Phi} + 0,038 \cdot \varepsilon_s \cdot \frac{\sqrt{g[h_b]_1}}{w_s} \right) \cdot [(EC_g)_b \sin \theta_b \cos \theta_b]_1, \text{ м}^3/\text{с} \quad (1)$$

где: ρ_s – плотность наносов (кг/м³), для кварцевых песков – 2650 кг/м³;

ρ – плотность воды (кг/м³), для пресной воды – 1000 кг/м³;

p – коэффициент пористости (для песчаного грунта – 0,4);

$\varepsilon_b = 0,1$ – коэффициент эффективности транспорта влекомых наносов;

$\varepsilon_s = 0,02$ – коэффициенты эффективности транспорта взвешенных наносов;

$\Phi = 0,6$ (в радианах) $\approx 33^\circ$ – угол естественного откоса песчаного грунта;

w_s – гидравлическая крупность наносов, м/с;

H – высота волны, м;

C_g – фазовая скорость волны, м/с;

θ – угол подхода волны

h – глубина воды, м.

Для определения продолжительности волновых нагрузок были использованы данные о средней повторяемости ветра по скорости и направлениям за безледоставный период для волноопасных румбов (15 апреля – 15 ноября) с метеостанции Обская за 1990–2010 гг. (табл. 1).

На исследуемых участках было заложено 6 створов сети мониторинга (рис. 1), на которых были отобраны пробы грунта. По результатам анализа проб по каждому участку была определена медианная крупность материала (d_{50}), которая составила от 0,3 до 0,5 мм.

Используя данные отбора проб и таблицы 1, по формуле (1) для каждого участка были рассчитаны годовые ёмкости потока наносов (м³/год) по каждому из румбов и их результирующее значение. Результаты представлены в таблице 2 и на рис. 1.

Проанализировав полученные результаты, можно сделать вывод о существовании двух вдольбереговых потоков. Один поток наносов является положительным (слева - направо при взгляде с берега в акваторию) и направлен с юга на север, он проявляется с 1 по 4 участок. С 5 по 7 участок направление потока наносов становится отрицательным (справа - налево при взгляде с берега в

Таблица 1

Повторяемость ветра (час/год) Обская ГМО, безледоставный период, 15.04–15.11, 1990–2010гг.

V, м/с	Румбы								
	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ
	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW
1	37,9	43,4	52,0	101,6	74,1	70,7	62,9	118,6	42,6
2	32,3	50,4	51,1	98,3	91,9	110,9	92,9	114,1	26,0
3	22,6	50,7	46,6	76,9	82,3	114,6	73,1	61,7	11,0
4	17,6	40,6	36,3	61,9	61,1	90,1	49,7	31,1	4,1
5	11,7	22,9	25,9	42,1	40,6	56,3	26,0	12,9	1,4
6	5,6	10,4	16,3	36,9	25,3	31,7	12,3	7,7	0,7
7	1,7	5,4	10,6	26,4	23,0	17,3	7,6	3,0	0,3
8	2,0	2,3	7,3	16,6	15,0	11,4	3,0	1,0	0,3
9	0,6	0,9	3,3	10,4	13,3	6,3	1,7	0,7	
10	0,1	1,4	2,4	8,3	6,9	6,3	0,6	0,1	
11	0,1	0,4	1,7	3,0	5,4	3,0	0,1		0,1
12	0,1	0,1	1,4	3,3	4,0	1,7	0,3		0,1
13			0,3	0,4	0,6	1,4			
14				0,4	1,0	0,3			
≥15			0,1		0,1	0,1	0,1		
Итого:	132	229	255	486	445	522	330	351	87



Рис. 2. Спутниковый снимок исследуемого района

акваторию). Существование двух встречных потоков можно объяснить сменой экспозиции береговой линии и преобладанием ветров юго-западного направления.

Результаты математического моделирования наглядно отражаются в рельефе. На спутниковом снимке (рис. 2) отлично видно, что аккумулятивные формы, примыкающие к крайним волноломам имеют размеры существенно большие, по сравнению с остальными.

Также стоит отметить, что во время осенних штормов 2012 года, на участке 7 шел активный размыв берега (рис. 3А), в то время как на 6 участке образовывалась коса (рис. 3Б), что свидетельствует о существовании вдольберегового потока наносов с 7 на 6 участок. Данный факт также



A1



B1



A2



B2

Рис. 3. Размыв берега на 7 участке (А) и аккумуляция материала на 6 участке (Б)

подтвердился результатами расчетов, что позволяет нам рассматривать математическое моделирование как весьма действенный инструмент для изучения динамических процессов, протекающих в береговой зоне водохранилищ.

Литература

1. Строительные нормы и правила (СНиП) 2.06.04-82. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Госстрой СССР, 1984. 75 с.
2. Леонтьев И. О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М., Геос, 2001. 272 с.

МОРФОЛОГИЯ ГРЯД КАК ИНДИКАТОР ЛОКАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ

А. В. Хон

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, avkhon@yandex.ru

MORPHOLOGY OF RIDGES AS AN INDICATOR OF CHANGES IN LOCAL CHANNEL PROCESSES

A. V. Khon

Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Tomsk, avkhon@yandex.ru

Всякое изменение очертаний подвижных форм донного рельефа обусловлено изменением гидравлических параметров потока вблизи дна на данном участке. Следовательно, морфологические свойства грядовых образований и изменения их морфометрических параметров несут информацию о соответствующем направленном изменении картины течений. Данная работа призвана отразить результаты сопоставления морфологии подвижных гряд экспериментального потока и возможные аналоги экспериментальных донных форм на ряде натуральных объектов. Внимание обращено на преобразование различных грядовых форм друг в друга и на те процессы, которые маркируются таким преобразованием и самим существованием ниже описываемых грядовых форм.

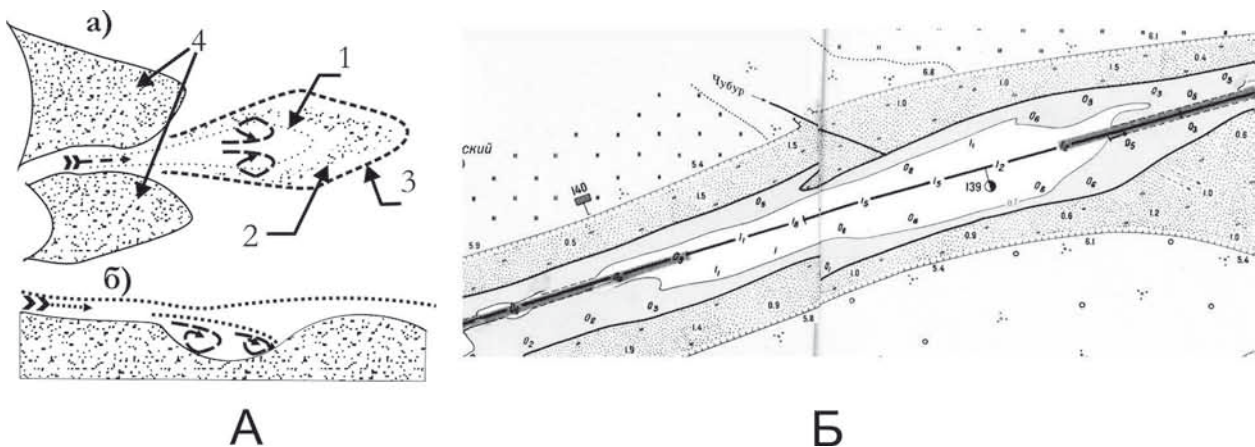
Большинство работ, касающихся грядового движения, содержат классификацию грядовых форм по критерию влияния на весь поток в целом [1, 2, 3, 4]. Это деление всех типов гряд на микро-

формы, результат мелкомасштабной турбулентности руслового потока, мезоформы, имеющие линейные размеры, сравнимые с глубиной потока и макроформы, занимающие всю ширину русла и определяющие поле осредненных скоростей не только в межень, но и в половодье. Такая иерархическая классификация отражает связь морфологии грядовых форм с картиной течений весьма фрагментарно. Начало экспериментального изучения зависимости формы гряд от распределения течений по ширине руслового потока было положено в работах Лаборатории эрозии и русловых процессов [5]. Здесь впервые были даны прямые указания на тесную связь формы отдельных гряд с локальными придонными течениями. В частности, выделены чешуйчатые гряды, заструги и скульптурные гряды. Скульптурные гряды не являются подвижными элементами руслового рельефа, поскольку образуются в результате размыва разнородных по устойчивости участков. Аккумуляция несвязного материала в данном случае отсутствует. Тем не менее, эти формы рельефа могут стать катализатором для грядового движения несвязного материала.

Систематизация возможных форм подвижного рельефа, путей взаимных преобразований и сопоставление этих элементов донного рельефа с определенными гидродинамическими условиями – задача, далекая от завершения. По этой причине описание выбранных для рассмотрения эрозионно-аккумулятивных систем будет носить вынужденно фрагментарный характер. Выбранные для рассмотрения формы выстроены в порядке убывания размеров и выраженности внутренней ложбины.

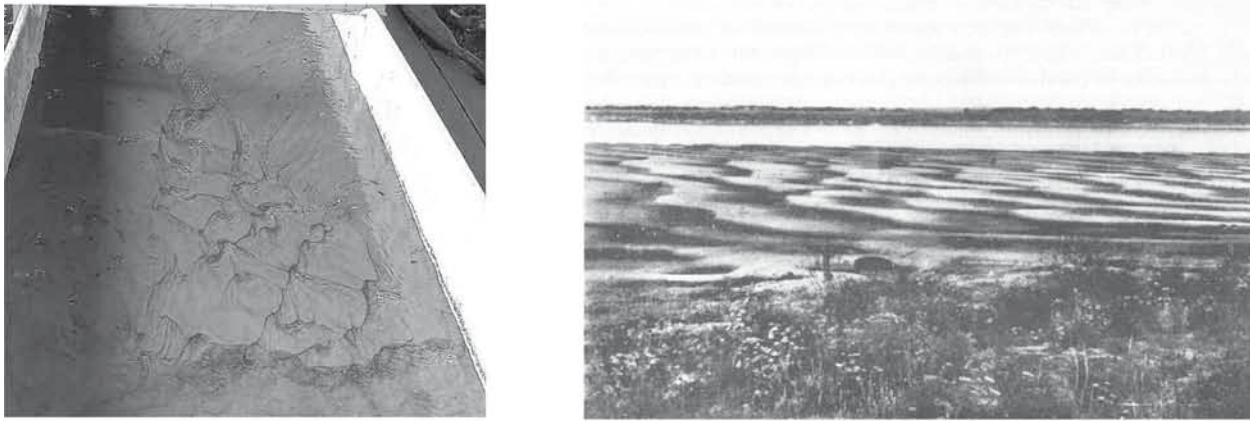
Лепестковая гряда – подвижная эрозионно-аккумулятивная форма рельефа дна водного потока, образующаяся обособленным струйным течением и состоящая из выпуклого по течению гребня и генетически связанной с ним ложбины, которая окружена гребнем этой гряды. Внешний вид этой формы рельефа напоминает лепесток (рис. 1А, а). Размер данной подвижной формы рельефа соизмерим с размером потока. Ширина гряды может колебаться от десятых долей до полной ширины русла. Напорный склон на начальных этапах формирования может быть круче тылового, что означает преобладание процесса углубления над сносом материала с гребня. Несмотря на схожесть в этом отношении с антидюнами, движение лепестковой гряды происходит не вверх а вниз по течению. Внутренняя ложбина лепестковой гряды в наибольшей степени отражает струйный характер ее формирования. Ложбина полностью окружена гребнем, за исключением начального сечения струи, которая и сформировала данную гряду. Отношение длины ложбины к ее ширине, при прочих равных условиях, будет тем больше, чем крупнее частицы влекомого материала, поскольку расстояние на которое они могут быть перемещены в поперечном от оси направления заведомо меньше.

Наличие таких эрозионно-аккумулятивных форм однозначно свидетельствует о двух фактах. Во-первых, это разделение руслового потока по ширине на обособленные струи (выделение, по меньшей мере, одной струи на фоне более медленного потока). Во-вторых, формирование лепестковой гряды означает резкое уменьшение транспортирующей способности вдоль струи в условиях общего избытка влекомого наносов такого размера, который поток в состоянии переносить. На лоциях больших и средних рек лепестковая гряда может обнаруживаться по резкому увеличению ширины глубоководной части, которое сопровождается увеличением глубины на фарватере (рис. 1Б). В качестве внешнего контура лепестковой гряды, занимающей всю ширину потока, выступают очертания меженного русла, так как борта внутренней ложбины сливаются с прибрежными отмелями.



а) – вид лепестковой гряды в плане, б) – продольный разрез 1 – контуры внутренней ложбины; 2 – подковообразный гребень; 3 – внешний контур ложбины, который может и не быть четко выраженным; 4 – гребни вышерасположенных гряд, формирующих начальное сечение струи

Рис. 1. Схема образования лепестковой гряды (А) и ее реализация в естественном русловом потоке (Б) (р. Томь – перекат Томиловский)



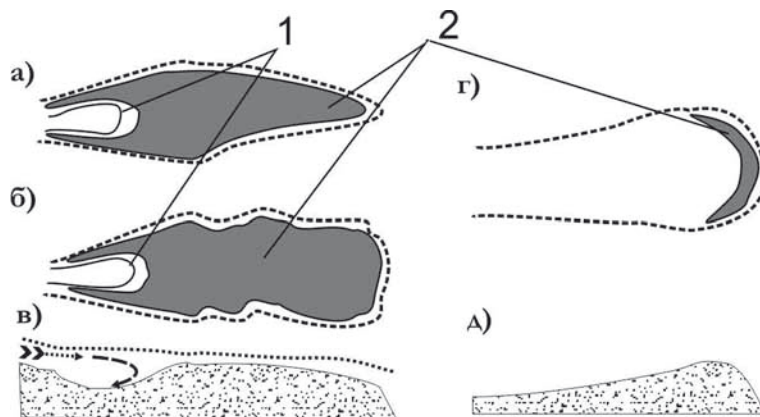
А

Б

Рис. 2. Чешуйчатые гряды: А – в лабораторном потоке и Б – в русле реки (Сев. Двина, фото Р.С. Чалова [6])

Чешуйчатые гряды. Являются прямым следствием многократно повторяющегося в пространстве процесса аккумулятивной бифуркации одной или нескольких обособленных струй. Причем в области развития этих гряд имеет место как разделение, так и слияние струй. Слияние происходит в промежутках между соседними гребнями и приводит к появлению новой чешуйчатой гряды ниже по течению. Вследствие того, что данный тип гряд тоже формируется расширяющимися в плане и глубину струями, ему также свойственен подковообразный гребень и наличие внутренней ложбины. Поэтому различие между лепестковыми и чешуйчатыми грядами весьма условно и заключается в том, что циркуляционные течения, ответственные за углубление внутренней ложбины, у чешуйчатых гряд менее интенсивны. Это отражается в уменьшении глубины внутренней ложбины и обратного уклона напорного склона. Он становится меньше чем у тылового склона гряды. Можно даже сказать, что система чешуйчатых гряд является частным случаем эволюции лепестковой гряды в условиях широких русел. Треугольная, расширяющаяся вниз по течению, область развития чешуйчатых гряд свидетельствует о расплывании руслового потока под влиянием подпора от ниже расположенного участка (рис. 2А). Важным условием множественной бифуркации следует считать более быстрое накопление материала на оси струи по сравнению с боковыми бортами внутренней ложбины. Другим, не менее важным условием является устойчивое превышение скоростей придонных течений над крупностью влекомого материала. Это условие будет способствовать распространению области, занятой чешуйчатыми грядами вниз по течению и по ширине потока. Разница в скорости роста осевой и бортовых частей гребня обуславливается не полной остановкой транспорта частиц, а разной интенсивностью их движения. В естественном русловом потоке чешуйчатые гряды занимают, как правило, прибрежные области (рис. 2Б).

Заструги могут иметь грушевидную или лапчатую форму [5] и представляют собой выровненную площадку, имеющую в плане вид языка или факела с максимальной шириной в средней части и суживающуюся вверх и вниз по течению (рис. 3 а, б). Струя, образующая данный тип гряд, расширяется преимущественно в горизонтальной плоскости, что является следствием отсутствия значимого подпора от нижележащего участка русла. Согласно описанию Н. И. Маккавеева, внутренняя



а) – грушевидная форма, б) – лапчатая форма; в) – характерный продольный профиль заструг; г) – очертания ленточной гряды в случае ее формирования из заструги; д) – продольный профиль ленточной гряды;

1 – контуры неглубокой но выраженной внутренней ложбины; 2 – гребень грядовой формы.

Рис. 3 Структура заструг и возможное переформирование заструги в ленточную грядку

ложбина занимает менее половины длины заструги, располагаясь только в верхней узкой части. По-видимому, образование ложбины происходит после формирования тела гряды. По мере увеличения высоты средней, наиболее широкой части, придонные слои потока оказываются в подпоре, что вызывает появление вихрей в вертикальной плоскости (рис. 3в). Результатом сближения гребней таких грядовых форм может стать формирование заструги или лепестковой гряды в зависимости от изменения скорости течения вдоль потока.

Таким образом, генетической разницы между лепестковой грядой и застругой не существует. Отличие имеется только в последовательности образования внутренней ложбины и замкнутого гребня, а так же в том, что внешний контур заструги четко очерчен крутым уступом. Временное превращение заструги в лепестковую гряду возможно в случае увеличения скорости течения в начальном сечении струи, создавшей застругу. При этом произойдет удлинение и расширение внутренней ложбины по принципу, отраженному на схеме образования лепестковой гряды (рис. 1А,б). Такая ситуация может сложиться во время короткого паводка. Но более вероятным направлением развития является заиление ложбины и превращение заструги в ленточную гряду.

Ленточная гряда может быть сформирована непосредственно однородным потоком, имеющим выраженную стрежневую область, а может стать результатом полного размыва бортов удлиненной лепестковой гряды, сопровождаемого расширением живого сечения на все поперечное сечение потока. Изменение плановых очертаний и продольного профиля схематично показаны на рисунке 3 (рис. 3г,д)

Плоские гряды. Этот тип гряд в наименьшей степени связан с разделением потока на отдельные струи. Он характеризуется параллельным расположением соседних гребней, и вытянутостью линии гребня перпендикулярно направлению течения [6]. Шаг гряды много меньше длины гребня поперек потока. Одно присутствие таких гряд на каком-либо участке речного дна указывает на однородность течения.

Постоянство шага гряды вдоль потока однозначно свидетельствует о неизменности осредненной скорости вдоль потока в данной области поперечного сечения, а прямолинейные очертания гребневых линий будут указывать на неизменность скоростей по ширине потока. Изгиб гребней в плане указывает на существенное изменение скорости течения по ширине потока. В пределе, при значительной разнице скоростей в соседних струях, плоские гряды могут трансформироваться в ленточные или даже чешуйчатые. Катализатором для деления придонных слоев на струи может быть появление выше по течению обломков валунного размера.

В заключение следует отметить, что многообразие плановых очертаний грядовых форм и возможных преобразований одной формы в другие не исчерпываются описанными выше связями. Однако даже приблизительное установление соответствия наблюдаемых форм донного рельефа и картины течения позволит фиксировать начинающиеся изменения всего русла в целом на этапе изменения характера движения микро и мезоформ.

Литература

1. Барышников Н. Б. Русловые процессы. Учебник. СПб.: изд. РГГМУ, 2008. 439 с.
2. Знаменская Н. С. Гидравлическое моделирование русловых процессов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 240 с.
3. Сидорчук А. Ю. Структура рельефа речного русла. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 128 с.
4. Кондратьев Н. Е. Русловые процессы и деформации берегов водохранилищ. Избранные труды. СПб.: ГГИ, «Знак», 2000г. 257 с.
5. Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Зайтов И. Р., Лебедева Н. В. Экспериментальная геоморфология. М., МГУ, 1961, 194 с.
6. Чалов Р. С. Русловедение: теория, география, практика. Т.1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 608 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ УВЛАЖНЕНИЯ/ИССУШЕНИЯ НА ЮГЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Д. А. Чупина, Н. В. Глушкова, С. А. Котлер

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
chupina_da@igm.nsc.ru, hope@igm.nsc.ru, sonechks@yandex.ru

GEOMORPHOLOGICAL INDICATORS OF MOISTENING / ARIDIZATION IN THE WEST SIBERIA SOUTH

Chupina D. A., Glushkova N. V., Kotler S. A.

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS of V.S. Sobolev, Novosibirsk,
chupina_da@igm.nsc.ru, hope@igm.nsc.ru, sonechks@yandex.ru

В условиях изменения природной среды и климата все большую актуальность приобретают вопросы реакции региональных экосистем на эти изменения. Для юга Западной Сибири, в настоящее время характерно уменьшение степени увлажненности. Существуют работы по выявлению механизмов деградации природно-территориальных комплексов (ПТК), определению скорости протекания нежелательных процессов и разработке мероприятий по их предотвращению [1, 2]. Однако, не менее важным нам представляется выявление статического каркаса ПТК. В данной работе мы пытаемся выявить геоморфологические индикаторы процессов увлажнения/иссушения, т.е. районировать территорию по степени уязвимости к этим процессам. Такое широкое по географическому охвату обобщение до этого не могло быть реализовано в полной мере из-за трудоемкости или небеспеченности технологическими возможностями. В настоящее время оно стало возможным благодаря развитию ГИС-технологий и наличию цифровых моделей рельефа (ЦМР) открытого доступа (таких как SRTM и др.). Для выявления геоморфологических индикаторов процессов аридизации наиболее перспективным методом на наш взгляд является морфометрический анализ по ЦМР.

Исследуемая территория охватывает почти всю Барабинскую равнину и часть Кулундинской равнины, свободную от увалов. Основные формы рельефа представлены гривами и межгривными лощинами, озерными котловинами, которые зачастую расположены в озеровидных расширениях, дефляционными котловинами и полого-равнинным водоразделом, который в различной степени осложнен изометричными и удлиненными холмами, а также суффузионно-просадочными западинами. Рельеф юга Западной Сибири хранит в себе следы эпох глубоких аридизаций, что отражается в первую очередь в развитии эоловых форм рельефа (увалы, гривы, дюны) и дефляционных котловин [3]. О периодах увлажнения можно судить по отношению величины современных озер к древним озерным поверхностям, в которых они расположены. Традиционно на Обь-Иртышском междуречье выделяется два типа грив: продольные и поперечные основным направлениям ветров на юге Западно-Сибирской равнины. Продольные гривы имеют правильную «сигаровидную» форму, высоту около 3–12 м, ширину 0,3–1 км, длину 2–8 км. Пространственная ориентировка грив прямо указывают на преобладание ветров западных румбов во время их образования. Второй тип эоловых форм имеет изометрическую или дугообразную форму, близки к субмеридиональной ориентировке. Чаще всего они приурочены к восточной части или к востоку от озерных котловин, большинство из которых в настоящее время заняты болотами или озерами. Озеровидные расширения имеют различную форму и площадь.

Огромную роль на рассматриваемой территории играет палеорельеф. В ходе экспедиционных работ на территории Кулунды и Барабы неоднократно фиксировались наземными наблюдениями береговые линии древних ложбин стока, обрамляющие цепочки озер в линейных понижениях рельефа (рис. 1). Современные озера также группируются в линейно-вытянутые серии, приуроченные к осям древних ложбин стока. Современные реки расположены на продолжении цепочек озер, в других случаях озера, как бы насажены бусинками на реки, образуя четковидные расширения их русел. Максимумы скопления грив также приурочены к сгущениям осей ложбин стока.

Геоморфологические особенности территории сильно изменяются с севера на юг и с востока на запад. Высоты над уровнем моря для исследуемого района плавно увеличиваются с севера на юг в диапазоне от 57 до 175 м. В северной части с востока на запад увалообразный рельеф, осложненный небольшими гривами, сменяется гривно-озерным рельефом (рис. 1А), который сменяется мелкоозерным рельефом ближе к Прииртышскому валу. Южнее расположена Омь-Чановская равнина с гривно-котловиным рельефом. В районе озера Чаны гривы выражены наиболее четко. Западнее озера Чаны рельеф меняется: котловины озер остаются, но гривы сменяются дюнами. Далее при движении на юг прослеживается переходный участок (рис. 1Б)—встречаются как гривы, так и поперечные дюны, озерные котловины становятся менее изометричными и выстраиваются в цепочки, перпендикулярные гривам и увалам. В центральной части Кулунды встречаются крупные и мелкие озерные котловины, а ориентировка эоловых форм становится перпендикулярной увалам/гривам (рис. 1В). Четко выделяется участок, который относится к верхнечетвертичным современ-

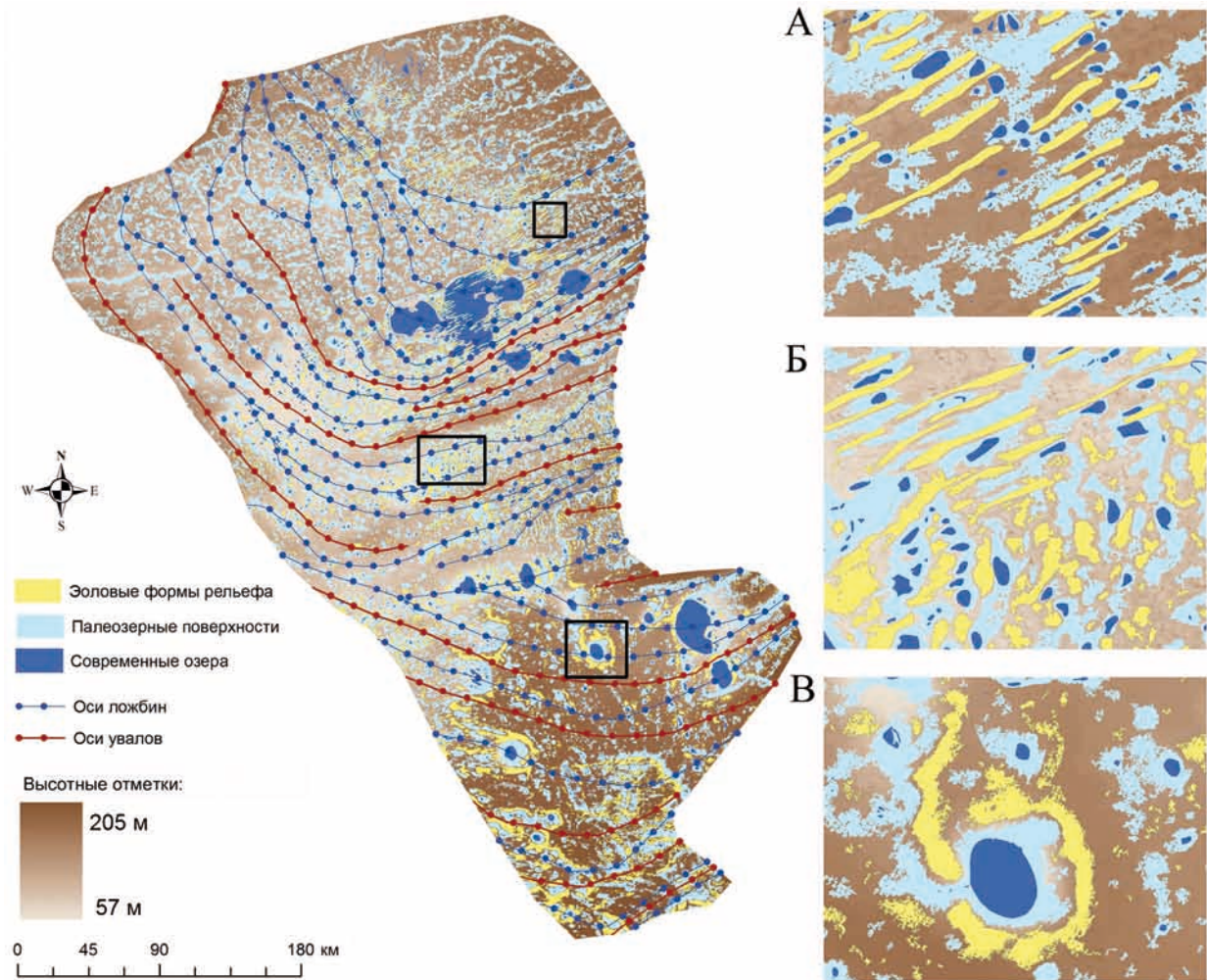


Рис. 1. Геоморфологические особенности территории

ным эоловым отложениям «Боровые пески». Западнее расположены дочетвертичные отложения. Южная часть исследуемого района имеет совсем другую специфику. По относительным превышениям рельефа на ней прослеживаются линейные структуры, поперечные по отношению к осям ложбин/увалов.

На протяжении более чем столетнего изучения рельефа юга Западной Сибири высказывалось много разнообразных идей о его происхождении. Однако, большинство из них можно свести в две группы: субаквальная и эоловая. В конце 80-х годов XX века широкую популярность приобрела концепция мансийского озера-моря, возникавшего за счет подпруживания Оби и Енисея на севере во время оледенений [4]. Это объясняло наличие большого количества «остаточных» палеоозерных котловин, которые занимают площадь, на порядок превышающую таковую современных озер юга равнины. По поводу гривного рельефа существует оригинальная идея их образования за счет гидросферной катастрофы, в ходе которой гигантские объемы воды выплеснулись из под Арктического ледникового суперпокрова и оставили следы на обширной территории [Гроссвальд 5]. Наиболее общепринятой концепцией происхождения грив является эоловая [3].

Индикаторами процессов аридизации выступают такие геоморфологические объекты как гривы и дефляционные котловины, а индикаторами процессов увлажнения — палеоозерные поверхности. Поэтому, первоочередной задачей было их выделение по ЦМР. Основой для построения морфометрических показателей послужила цифровая модель рельефа по данным SRTM (пространственное разрешение 3 угловых секунды, что для исследуемой местности составляет примерно 90×60 метров), приведенная к размеру пикселя 60×60 м. Расчет фундаментальных морфометрических показателей, таких как: абсолютные высоты, уклоны и градиенты — в ГИС-приложениях (в нашем случае ArcMap 9.3) является обычной процедурой. На их основе строится множество дополнительных показателей. Для выделения основных форм рельефа юга Западно-Сибирской равнины эффективными оказались углы и азимуты падения склонов, средние значения углов, плотность ребер рельефа, относительные превышения высот. Плотность ребер рельефа является аналогом горизонтальной расчлененности рельефа [6] и рассчитывается как производная первого порядка по азимутам падения склонов. Усредненные в окне радиусом 10 км, значения углов сходны по закономерностям пространственного

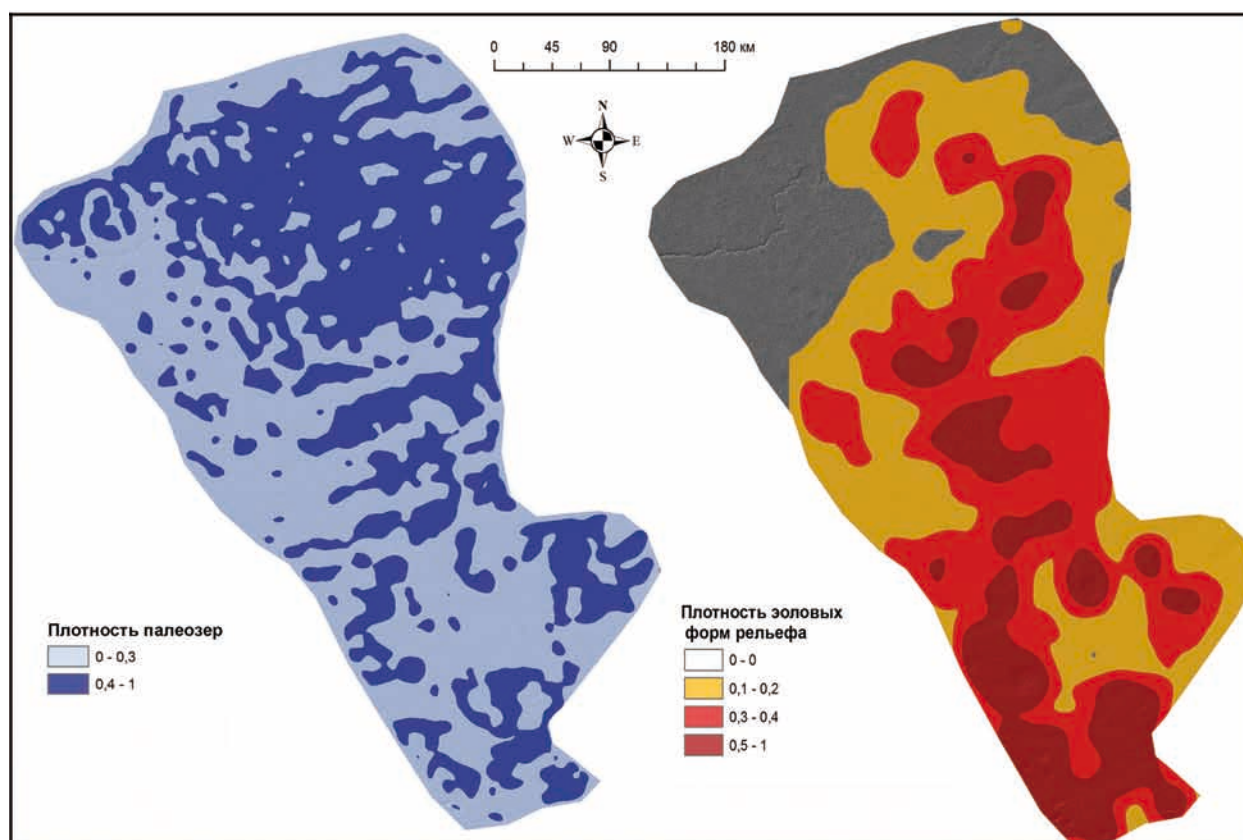


Рис. 2. Схемы густоты распространения ключевых форм – индикаторов процессов иссушения и увлажнения территории

распределения с вертикальной расчлененностью. Относительные превышения высот были получены путем вычитания из ЦМР средних высот, рассчитанных в скользящем окне размером 10 км.

Современные озера выделились по значению углов и азимутов как абсолютно плоские участки, озерные котловины и приречные озеровидные расширения выделились на основе статистического распределения значений относительных превышений рельефа, а для грив, имеющих доминирующую северо-западную ориентировку, выделялись две грани по азимутальным характеристикам. Однако, при верификации посредством анализа теневой модели рельефа и собственно ЦМР выяснилось, что автоматически закартировано оказалось только около 80% грив, что потребовало их дальнейшей ручной дооцифровки. С такой же эффективностью гривы (продольные и поперечные) выделялись по относительным превышениям рельефа.

После того, как все формы были выделены, подбирался размер окна, отражающий густоту распространения этих форм-индикаторов. В связи с тем, что проводилось районирование достаточно большой территории, а палеозерные поверхности и гривы имеют достаточно крупные размеры, радиус окна составил 25 км. В скользящем окне, указанного размера, были построены две плотностные карты, оконтуривающие области распространения этих форм (рис. 2).

Из рисунка 2 видно, что к процессам увлажнения наиболее уязвимы северные территории (Барабинская низменность), а для процессов иссушения – южная часть, что является очевидной закономерностью, понятной с общеклиматических и общегеографических позиций. Однако, целый ряд участков является уязвимым как при иссушении, так и при увлажнении. Следует отметить, что распределение как палеозер, так и эловых форм является неоднородным. Это позволяет создать предпосылки для палеогеографического районирования территории с целью прогноза ландшафтных изменений в будущем при реакции местных экосистем на глобальные изменения природной среды и климата. В данной работе предпринята попытка на количественной основе проанализировать пространственной вероятности реализации процессов иссушения/увлажнения территории Кулунды и Барабы на основе метода палеоэкологических аналогов с использованием морфометрического анализа цифровой модели рельефа (SRTM).

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 12-05-31101.

Литература

1. Зольников И. Д., Глушкова Н. В., Лямина В. А., Смоленцева Е. Н., Королук А. Ю., Безуглова Н. Н., Зинченко Г. С., Пузанов А. В. Индикация динамики природно-территориальных

комплексов юга Западной Сибири в связи с изменениями климата // География и природные ресурсы. 2011. №2. С. 155–160.

2. Глушкова Н. В., Чупина Д. А., Семенова С. А. Комплексная технология анализа динамики засоленных комплексов для оценки степени аридизации территории Западной Сибири / Тезисы десятой всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва, ИКИ РАН, 12–16 ноября 2012г. Электронный ресурс. http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=27&thesis=3355

3. Волков И. А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа / Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга 1. Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий. М.: Наука, 1976, С. 264–288.

4. Архипов С. А., Астахов В. И., Волков И. А., Волкова В. С., Панычев В. А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в эпоху позднезырянского ледникового максимума. Новосибирск: Наука, 1980, 110 с.

5. Гроссвальд М. Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999, 117 с.

6. Глушкова Н. В., Лямина В. А., Зольников И. Д., Добрецов Н. Н., Афанасьев В. П., Самданов Д. А., Болдырев И. И., Семенова С. А. Использование ЦМР для решения задач четвертичной геологии и геоморфологии Сибири // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты: Спб, 2011. Т.1(А-К). С. 131–134.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ СТОКА НАНОСОВ РЕК ГОРНЫХ СТРАН

А. Г. Шарифуллин

Казанский (Приволжский) Федеральный университет Институт экологии и географии, Казань, luleo123@mail.ru

THE PRINCIPLES OF MAPPING SEDIMENT LOAD OF RIVERS OF MOUNTAINOUS COUNTRIES

A. G. Sharifullin

Kazan Federal University Institute of Geography and Ecology, Kazan, luleo123@mail.ru

Речные бассейны являются одним из основных объектов исследования при оценке интенсивности экзогенных процессов. Форма и площадь водосбора зависит от рельефа, который определяет направление стекания воды и конфигурации речной сети.

Источником данных для выделения речных бассейнов является топографические карты, а также появившиеся в последнее десятилетие цифровые модели рельефа (ЦМР), полученные по данным спутниковой съемки (SRTM, ASTER, GTOPO и т. д.). Определение морфометрических характеристик (длина водотоков, граница водоразделов, площадь элементарных бассейнов и др.) бассейна вручную, используя топографические карты, требует значительных временных затрат, по сравнению с определением тех же характеристик, в автоматическом режиме, используя цифровую модель рельефа; отличие заключается в точности измерений. Опыт массового определения размеров 350 речных водосборов на Кавказе в диапазоне площадей от 18 до 10 000 км² показал, что среднее различие между справочными и определенными по ЦМР (SRTM) площадями не превышает 5%. Такие ошибки могут считаться случайными, обусловленными либо погрешностями ручной обработки топокарт, либо сглаживанием и частными нарушениями истинного рельефа при его представлении в используемой ЦМР.

Целью работы является разработка принципов составления карт модулей стока наносов для горных территорий. Сток наносов формируется за счет размыва берегов и дна (руслевая составляющая) и поступления их с площади водосбора (бассейновая составляющая). Последняя является продуктом эрозии почв и других денудационных процессов (сели, обвалы, оползни и др.), которая в суммарном виде характеризует интенсивность эрозионных процессов в бассейне реки [1].

Оценить минимальные темпы современной денудации исследуемых горных стран позволяют данные стационарных гидрологических постов горных рек. Для определения точного расположения постов использовалась программа GoogleEarth (Планета Земля) и топографические карты масштаба 1:100 000.

В качестве показателя интенсивности денудации применяется величина среднего годового слоя сноса пород с поверхности водосбора [2]. Расчет слоя годовичного сноса (h_c , мм/год) выполнен по формуле:

$$h_c = \frac{r}{y} \cdot 10^{-3}, \quad (1)$$

где r – модуль стока взвешенных наносов ($\text{т}/\text{км}^2 \cdot \text{год}$), y – плотность коренных пород, слагающих речные водосборы, величина которого принята равной $2,65 \text{ т}/\text{м}^3$ [3].

Если на одной реке имеются несколько гидрологических постов (включая посты на притоках) необходимо учесть, что пункт наблюдения, расположенный ниже по течению, включает в себя и сток наносов поста, расположенного выше по течению (или притока). В таком случае делается поправка на площадь, объем стока и модуль стока наносов для каждого бассейна и только потом рассчитывается слой годового сноса с той части водосбора, которая расположена между гидрологическими постами:

$$h_c = \frac{r_2 \cdot S_2 - r_1 \cdot S_1}{y(S_2 - S_1)} \cdot 10^{-3}, \quad (2)$$

где r_1 , S_1 и r_2 , S_2 – модуль стока взвешенных наносов и площадь поверхностного водосбора (км^2) верхнего и нижнего поста соответственно. В некоторых случаях рассчитанные значения слоя годового сноса имели отрицательный знак, что говорит нам о преобладании в этом бассейне аккумуляции над денудацией.

Используя цифровую модель рельефа, полученную по данным спутниковой радарной съемки SRTM и координаты гидрологических постов, строятся карты водосборов, расположенные выше измерительного створа. Выделение границ речных бассейнов осуществляется с помощью инструмента SpatialAnalystHydrology программы ArcGis 10.1. Исходные растровые файлы ЦМР (SRTM) в формате .ascii являются общедоступными и распространяются NASA фрагментами 5×5 градусов. Растровые файлы импортируются в ArcGis, при необходимости сшиваются, или обрезаются. Полученный растр является исходным материалом для составления различных слоев: направление стока, речная сеть и граница водосборов. В общем виде алгоритм включает в себя следующие этапы:

- 1) заполняются некорректные понижения (функция Fill)
- 2) определяются направления стока, т.е. идентифицируются ячейки, в которые будет производиться сток (FlowDirection);
- 3) рассчитывается кумулятивный сток в каждую ячейку (FlowAccumulation);
- 4) определяется дренажная площадь для каждого звена, оконтуриваются водосборные бассейны (Watershed);
- 5) Растровый слой с речными бассейнами переводится в векторный для удаления артефактных полигонов и топологической коррекции.

Для каждого водосбора указывается значение слоя годового сноса, площади водосбора, средней, максимальной и минимальной абсолютной высоты, среднего уклона, преобладающего типа экспозиции склонов и рассчитывается статистика (инструмент SpatialAnalystZonalStatistic). На фрагменте карты слоя годового сноса южной части Черноморского побережья (рис. 1) максимальное значение ($0,78 \text{ мм}/\text{год}$) наблюдается на одном из участков бассейна р. Ингури (выше с. Дарчели), а минимальное ($0,03 \text{ мм}/\text{год}$) – в бассейне р. Кинтриши (выше с. Кохи). В крупных горных реках (Ингури, Поти) на участке падения в море значение слоя сноса отрицательный, что свидетельствует о преобладании аккумуляции над денудацией.

Все речные бассейны можно группировать по вышеперечисленным параметрам и выявить общие закономерности. Так, используя данные по бассейнам Черноморского побережья Кавказа были построены графики зависимости слоя годового сноса от высоты и площади бассейна (рис. 2,

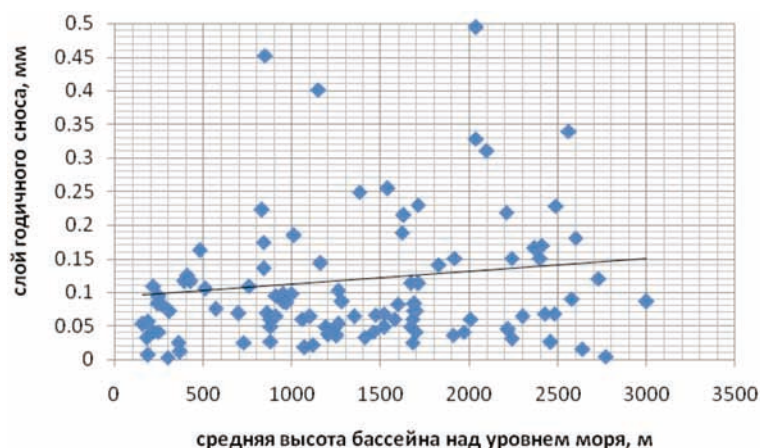


Рис. 2. Зависимость слоя годового сноса от высоты

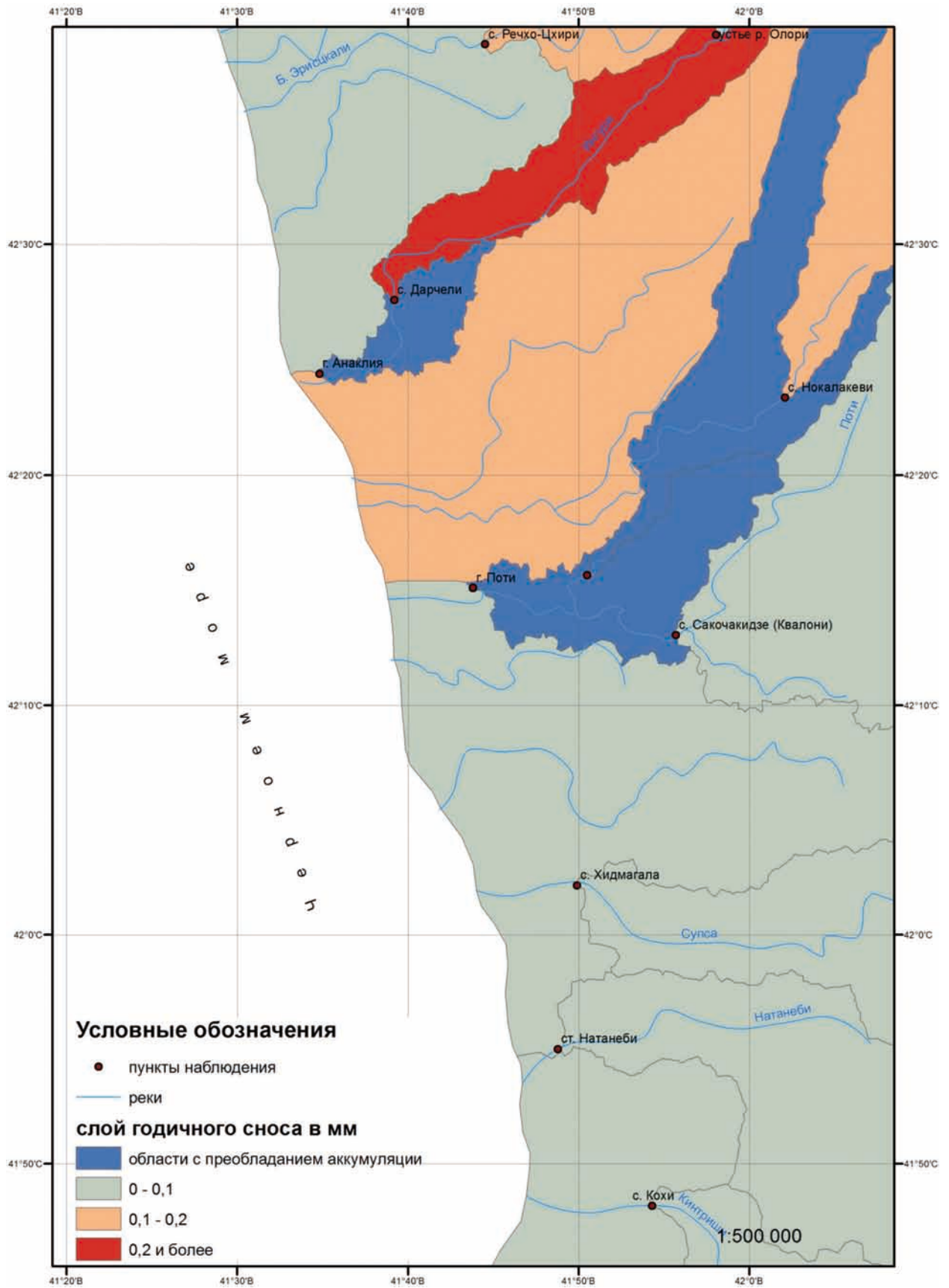


Рис. 1. Фрагмент карты величина слоя годичного сноса Кавказа

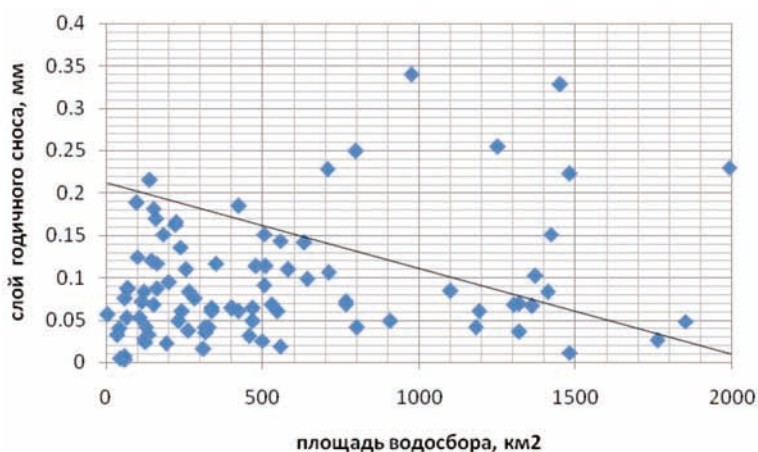


Рис. 3. Зависимость слоя годичного сноса от площади водосбора

рис. 3). Отсутствие отчётливой связи между вышеперечисленными параметрами, указывает на то, что на денудацию в горных странах влияние оказывает и другие факторы, климатические (количество осадков, температура воздуха, количество дней с отрицательными температурами), геологические (состав горных пород), антропогенные (плотность населения, выпас скота) и др. Поэтому для комплексного исследования денудации горных стран необходимо учитывать влияние более широкого круга факторов гораздо более широкого по сравнению с равнинными территориями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00162)

Литература

1. Сток наносов, его изучение и географическое распределение. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 240 с.
2. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во КазГУ, 1984. 264 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАПАДИН НА МЕЖДУРЕЧЬЯХ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Шишов С. И.

Естественно-географический факультет РГУ имени С.А. Есенина, Рязань, s.shishov@rsu.edu.ru

LOCATION PARTICULARITIES OF FLAT-BOTTOM STEPPE DEPRESSIONS IN THE INTERFLUVE IN THE RYAZAN REGION

Shishov S. I.

Ryazan State University named for S. Esenin, Natural sciences and geography faculty, Ryazan, s.shishov@rsu.edu.ru

В последние десятилетие количество осадков в области увеличилось, что приводит к активизации некоторых почвенных и рельефообразующих процессов, в частности — к глеегенной деградации почв и к образованию и развитию западин. Однако активизация указанных процессов происходит не повсеместно, а лишь там, где этому благоприятствуют ландшафтные условия.

В процессе формирования западин можно выделить два этапа: 1) образование первичных нервноностей; 2) процессы, придающие этим неровностям классическую блюдцеобразную форму.

Выявлено, что западины, развивающиеся по типу «степных блюдец», могут быть различного генезиса. Наиболее вероятна и общепринята версия термокарстового происхождения. Основными процессами в уже образовавшихся из первичных нервноностей западинах являются процессы суффозии. Их возникновение связано с затруднением оттока избыточной влаги при исходно плохой дренированности территории. Во всех районах распространения западин можно наблюдать затруднение водооттока, связанное с локальными водоупорами. В процессе фильтрации вода совершает разрушительную работу. Наряду с суффозией переувлажнение стимулирует активизацию кислотного гидролиза минералов и масштабный вертикальный вынос вещества в фазе раствора, что сопровождается оседанием поверхности земли с образованием просадок и воронок.

Согласно работам Б. П. Ахтырцева и Ф. Н. Милькова [1–5], самой общей и важной чертой размещения западин, помимо приуроченности их к наиболее ровным поверхностям, является концентрация последних на относительно низких гипсометрических уровнях, генетически

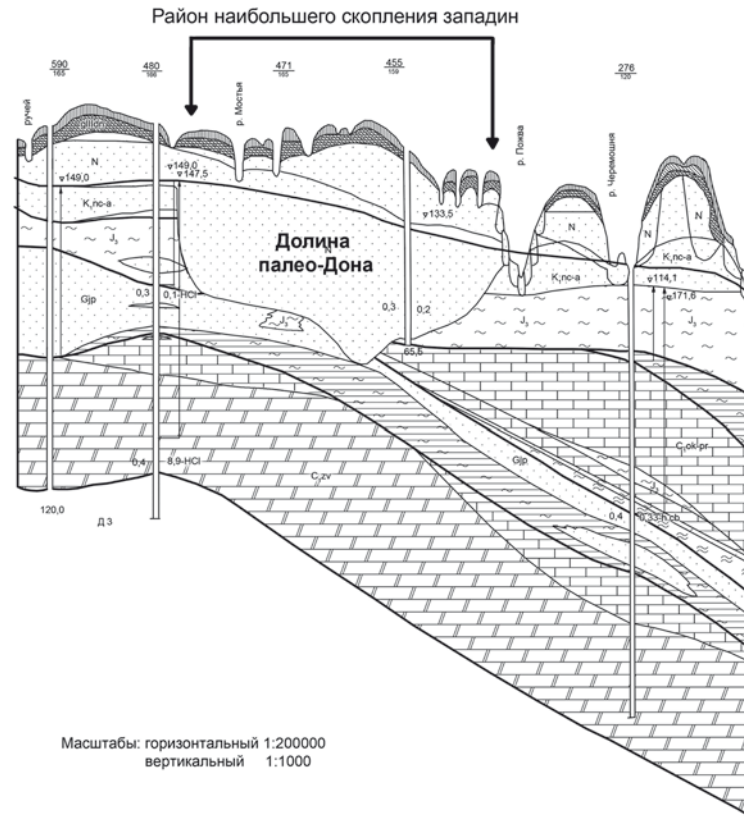


Рис. 1. Фрагмент геолого-гидрогеологический разреза через участок Токаревского прогиба I-I по карте распространения литологических типов пород лист 7

соответствующих древнеаллювиальным равнинам. При этом они чаще всего формируются на присетевых участках междуречий, особенно вблизи вершин эрозионных форм (балок, долин), то есть там, где происходит накопление почвенно-грунтовых вод, а скорость их вертикальной и горизонтальной миграции пока ещё невелика, что создаёт условия для переувлажнения. Развиваются западины и под влиянием местных водоупоров, в частности – ледниковых отложений тяжелосуглинистого состава, перекрытых чехлом покровных суглинков.

Наш анализ позволил сделать вывод о том, что в Рязанской области распространение западин несколько иное. В частности, они развиваются на плоских плато (в том числе возвышенных), на участках, куда не доходит линейная эрозия. Западины наиболее распространены на Окско-Донском плоскогорье, представляющем собой относительно возвышенную (160–180 м) вторичную моренную равнину, а также в пределах древних неогеновых погребённых речных долин, тяготеющих к неотектоническим прогибам и выполненным мощной толщей песчаных озерно-аллювиальных ледниковых и водно-ледниковых отложений (например, в Салтыковском и Токаревском (рис. 1) прогибах), и имеют большой ареал, чем это описано в работах Ф. Н. Милькова [2–4]: они встречаются и гораздо севернее, например в Ермишинском районе.

Следует отметить, что обилие западин на низменностях и плоскогорьях и ограниченное их распространение на типичных возвышенностях с холмисто-увалистым типом междуречий характерно для всего юга Русской равнины.

Особую роль в формировании западин имеют тектонические структуры. Примером может служить центр Константиновского плато, расположенный между двумя воздымающимися литосферными микроблоками, которые формируют западную и восточную периферию последнего (ландшафт Б(1)-1 на рис. 2), в связи с этим в центральной части плато создаются условия для застоя и накопления атмосферных осадков и грунтовых вод. Во многом аналогичные условия складываются в Сасовском ландшафте (В(2)-13 на рис. 2), который приурочен к понижению между двумя смежными куполовидными структурами Окско-Цнинского вала. Таким образом, одним из факторов, влияющих на развитие западин, являются неотектонические движения, и даже незначительные изменения абсолютных высот участков междуречий могут увеличивать или уменьшать вероятность развития на них западин.

Нами замечено, что западины на разных участках имеют различную плотность. В зависимости от условий расположения и развития западины различны по своей структуре и размеру, хотя и сохраняют округлую форму. Размер западин различен, от 0,2 га до 1,6 га. Самые крупные западины встречаются на территории Сараевского района. На участке по линии Ухолово – Новобокино повсеместно на полях четко выражены западины различной стадии развития, их плотность – от 2–3

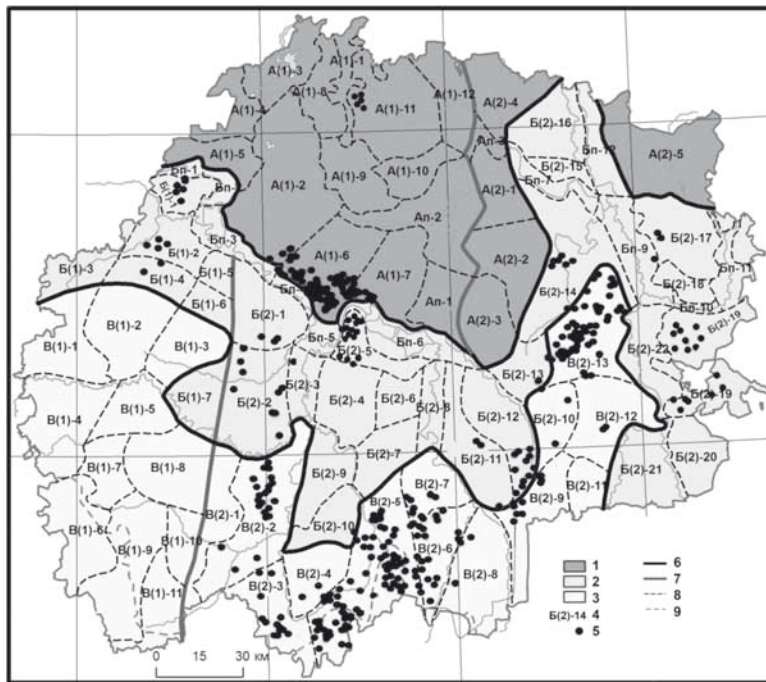


Рис. 2. Ландшафтная карта Рязанской области [5]

с ареалами максимальной плотности западин типа «степных блюдец»

- 1) Зона смешанных хвойно-широколиственных лесов. 2) Зона широколиственных лесов. 3) Зона лесостепи.
- 4) Индексы ландшафтов: заглавная буква в начале индекса обозначает приуроченность ландшафта к природным зонам: А – смешанных хвойно-широколиственных лесов, Б – широколиственных лесов, В – лесостепи; цифра, помещённая в скобки, обозначает принадлежность ландшафта к основным макроморфоструктурам Рязанской области: А(1) – Мещерской низменности; А(2), Б(2) и В(2) – Окско-Донской равнине; Б(1) и В(1) – Среднерусской возвышенности; Ап, Бп и Вп – ландшафты крупнейших пойма; последняя цифра в индексе – порядковый номер ландшафта. 5) Западные комплексы типа «степных блюдец». 6) Границы ландшафтных зон. 7) Границы ландшафтных провинций. 8) Границы ландшафтов. 9) Окско-Донской водораздел. Остальные пояснения и названия ландшафтов с максимальным развитием западин приведены в тексте

до 6 – 8 шт./км². На карте ландшафтов Рязанской области (рис. 2) выделены участки распространения западин типа «степных блюдец».

Рассмотрим развитие западин на примере ландшафтов Окско-Донского плоскоместья в частности, Приводораздельный (Хупта-Воронежский плоскоместный), Вёрда-Пожвинский, Чернореченский, Сараевский, Пара-Вобшинский (в северо-западной части) ландшафты В(2)-5 – В(2)-9 на рис. 2). Неогеновый палео-Дон и его притоки, протекавшие в Токаревском тектоническом прогибе, размыли юрские глины, и образовалось чашеобразное долинное углубление, выполненное аллювиальными песками, ограниченное юрскими глинами по краям. В последующем в днепровское время поверхность была выровнена днепровской моренной аккумуляцией. В настоящее время по бортам древней неогеновой речной долины текут реки Пожва и Мостья, а ось этого древнего неогенового потока в настоящее время совпадает с их междуречьем. Продолжением этого потока являются междуречья рек Бока и Лесной Воронеж. Существование этой древней неогеновой речной долины можно заметить по слабому развитию современной овражно-балочной сети, что обусловлено геологическими предпосылками. Кроме того, неровности были сnivelированы моренными отложениями. Поскольку попятная эрозия сюда не добралась, по оси этого чашеобразного углубления формируются западины, преимущественно по центру долины древней реки.

Развитию западин способствует также литологический фактор: наличие с поверхности сравнительно маломощной (1 – 4 м) толщи покровных и моренных суглинков, подстилаемых толщей неогеновых аллювиальных песков (120 – 150 м), обладающих высокой водопроницаемостью. Такая литологическая структура чрезвычайно благоприятна для суффозионных процессов.

Аналогичные условия возникновения и формирования западин можно проследить и на других участках их распространения – в частности, в Веретьевском и Ижевском ландшафтах юго-востока Мещерской низины (ландшафты А(1)-6 и А(1)-7 на рис. 2), где западины тяготеют к контурам плиоценовой долины Оки. Последняя, подобно долине палео-Дона, представляет собой тектоморфоструктуру с затруднённой гидродинамикой, а песчаные отложения, накопившиеся в её пределах, активизируют суффозию. Таким образом, во всех районах распространения западин можно наблюдать затруднение водооттока, вызванное тектоническими или литологическими факторами, и, как следствие, резкую активизацию суффозионных процессов и оглеения.

Можно выделить три основных фактора, которые приводят к образованию западин.

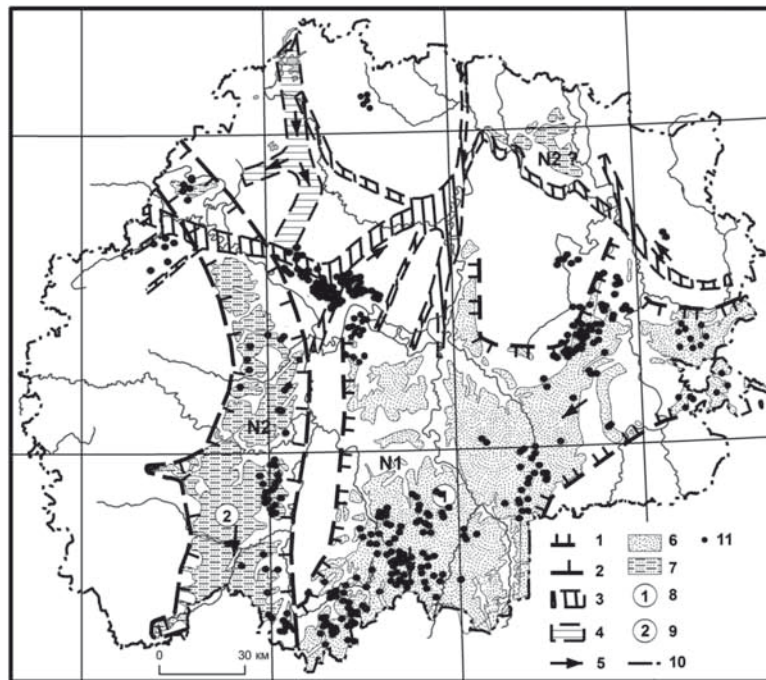


Рис. 3. Схема неоген-четвертичной долинной сети [5]

с ареалами максимальной плотности западин типа «степных блюдец»

1 – контуры днищ-прогибов миоценового возраста, 2 – контуры днищ плиоценовых долин, 3 – контуры днищ раннеплейстоценовых врезов, 4 – контуры днищ Центральной ложбины стока талых ледниковых вод эпохи московского оледенения, 5 – направление стока, 6 – участки распространения миоценовых озерно-аллювиальных отложений, 7 – участки распространения плиоценовых озерно-аллювиальных отложений, 8 – Токаревский миоценовый прогиб, 9 – Салтыковский плиоценовый прогиб, 10 – граница области, 11 – западинные комплексы типа «степных блюдец».

1. **Рельеф.** Западины приурочены к плоскоместным водоразделам, а также к значительным по площади плоским надпойменным террасам. Это является общим правилом и свойственно западинам всех ландшафтов.

2. **Тектонический фактор.** Западины приурочены к территориям, испытывающим в настоящее время относительное опускание. Примером может служить Константиновский, Вожский и Салтыковский ландшафты (Б(1)-1, Б(1)-2 и В(2)-3 на рис. 2). Как вариант – благоприятные условия для развития данных форм рельефа складываются на пологих крыльях асимметричных складок (пример – Запольевский ландшафт Б(2)-5).

3. **Литология.** Наличие местного водоупора – чаще всего среднечетвертичной морены тяжелого состава (типичный пример – Тумский и Гусь-Нармский ландшафты: А(1)-1 и А(1)-11 на рис. 2), а также наличие достаточно мощной толщи меловых, неогеновых или четвертичных песков под слоем покровных и(или) моренных суглинков, залегающих с поверхности (это наиболее характерно для Запольевского, Кадомского и Сараевского ландшафтов – соответственно (Б(2)-5, Б(2)-17 и В(2)-8 на рис. 2).

Чем больше вышеперечисленных факторов совмещается в ландшафте, тем больше в нём западин, особенно ранних стадий развития («озерной», луговины и «ивового куста»). Согласно результатам нашего анализа, именно в палеодолинах набор указанных факторов наиболее широк, а их влияние наиболее комплексно, что и определяет приуроченность к ним подавляющей части западин, встречающихся в пределах Рязанской области (рис. 3).

Литература

1. Ахтырцев Б. П. Западинные ландшафтные комплексы. Почвы // Окско-Донское плоскоместье. Воронеж, 1976. С. 59–78.
2. Мильков Ф. Н. Окско-Донское плоскоместье. Воронеж: ВГУ, 1976. 176 с.
3. Мильков Ф. Н. Осиновые кусты, их география и генезис // Научные доклады высшей школы, Геол.- геогр. науки. 1958. №3. С. 150–157.
4. Мильков Ф. Н. Роль суффозии в развитии рельефа юга Рязанской области // Ученые записки Московского Университета. М.: 1946. Вып. 1/19 География, кн. 2, С. 75–99
5. Кривцов В. А., Тобратов С. А., Водорезов А. В., Комаров М. М., Железнова О. С., Соловьева Е. А. Природный потенциал ландшафтов Рязанской области: Монография / под ред. В. А. Кривцова, С. А. Тобратова: Ряз. гос. ун-т имени С.А. Есенина. Рязань, 2011. 768 с.

СЕКЦИЯ 5 КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СОЧИНСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

Ф. Д. Андрющенко, Д. В. Баранов, К. С. Висхаджиева, Е. В. Гаранкина, А. Л. Захаров*,
М. М. Иванов, Д. А. Корюхин, Е. С. Курбатова, Е. Ю. Матлахова, А. М. Милеев,
А. И. Петухова, А. И. Рудинская, А. В. Семенов, Д. Ю. Цветкова

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, morfopaleo@gmail.com

*Институт географии РАН, Москва

CARTOGRAPHICAL ANALYSIS OF THE ADVERSE GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE TERRITORY OF THE SOCHI AGGLOMERATION

F. D. Andrushenko, D. V. Baranov, K. S. Vishadgieva, E. V. Garankina, A. L. Zaharov*,
M. M. Ivanov, D. A. Koryuhin, E. S. Kurbatova, E. Yu. Matlakhova, A. M. Mileev,
A. I. Petukhova, A. I. Rudinskaya, A. V. Semenenko, D. Yu. Tsvetkova

Lomonosov Moscow State University, Geographical Department, Moscow, morfopaleo@gmail.com

* Institute of Geography RAS, Moscow

Город-курорт Сочи – уникальный район Российской Федерации. Как курортная зона он оформился еще в начале XX века, благодаря открытию сероводородных минеральных источников Мацестинского месторождения. В настоящее время Сочи представляет собой динамично развивающуюся агломерацию с чрезвычайно высокой плотностью населения (постоянной и сезонной), застройки и хозяйственного освоения. В 2014 г. город станет столицей зимних Олимпийских игр. С момента вступления Сочи во Всемирный союз олимпийских городов в 2009 г. антропогенная нагрузка постоянно увеличивается. Регион также характеризуется сочетанием высокоинтенсивных современных рельефообразующих процессов, довольно агрессивных климатических условий субтропической зоны, сейсмических процессов и распространением неустойчивых к разрушению горных пород. Всё это позволяет отнести г. Сочи к территориям, в большой мере подверженным геоморфологическим опасностям и нуждающимся в постоянном мониторинге состояния окружающей среды.

В 2013 г. силами научно-студенческой экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова было проведено полевое обследование территории Центрального района г. Сочи и берегов Чёрного моря на участке между устьями рек Лоо и Псоу. Основной целью работ явилась оценка эколого-геоморфологической ситуации и выявление участков распространения опасных геоморфологических процессов. Собранный материал был положен в основу двух карт – карты геоморфологических опасностей и ресурсов и карты морфодинамических типов берегов и берегозащитных сооружений соответственно. В качестве картографической основы использовались топографические карты масштаба 1:50 000. В качестве вспомогательных материалов были задействованы GPS-координаты полевых съемочных точек и космические снимки GoogleEarth. Карты построены в программном пакете MapInfo.

Карта морфодинамических типов берегов и берегозащитных сооружений базируется на следующем фактическом материале: полевые описания берегов, типов и степени сохранности берегозащитных сооружений; глазомерные поперечные профили берегов и данные инструментальных замеров; фотографии береговой зоны с фиксированных точек. В основу карты морфодинамических типов берегов и берегозащитных сооружений положена классификация морфодинамических типов берегов, составленная с учётом морфометрических и морфографических характеристик пляжа (ширины, уклона поверхности), типа пляжа (прислоненный, полного профиля), активности склоновых и антропогенных процессов на прилегающих к пляжу береговых уступах, степень деформации берегозащитных сооружений.

На участке берега между устьями рек Лоо и Псоу выделены несколько типов берегов (рис. 1):

1. Небольшое распространение имеют *аккумулятивные берега*. Они представляют собой пляжи полного профиля шириной до 50 м. На момент обследования были отмечены серии береговых валов. Пляжи сложены преимущественно обломочным (галечным) материалом с заполнителем из песка и мелких обломков; на многих участках – искусственная отсыпка пляжеобразующего материала.

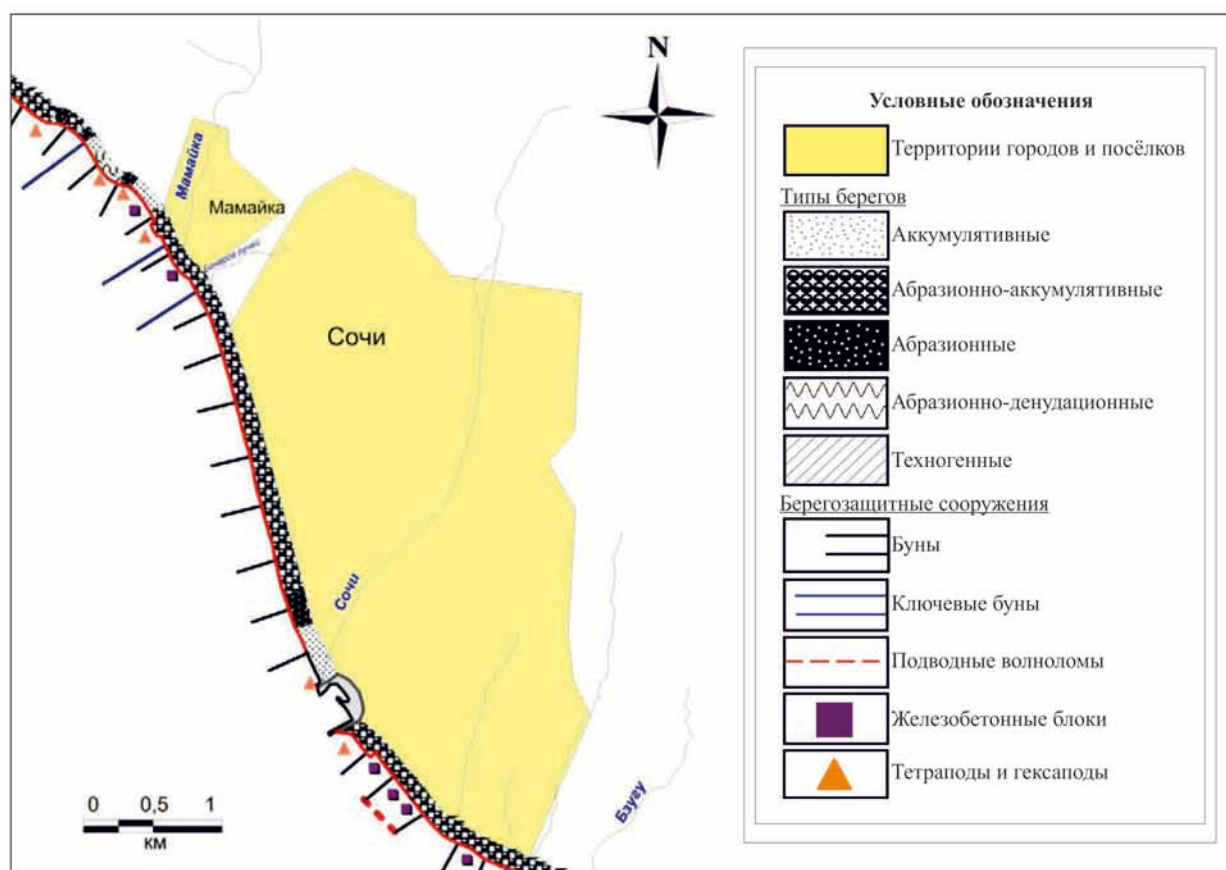


Рис. 1. Фрагмент карты морфодинамических типов берегов и типов берегозащитных сооружений

2. *Абразионно-аккумулятивные берега* представлены аккумулятивной поверхностью пляжа, которая в данный момент размывается, имеется морская терраса с уступом, прислоненный пляж неполного профиля шириной до 20–30 м.

3. К *абразионному типу* отнесены берега, сложенные в основном флишевой серией, в состав которой входят переслаивающиеся аргиллиты, песчаники, известняки, иногда с прослоями алевролитов, доломитов, мергелей, где пляж отсутствует или имеет ширину до 10 м.

4. Для *абразионно-денудационных берегов* характерен узкий (менее 10 м) пляж или его полное отсутствие. К пляжу примыкает береговой уступ, на котором протекают активные склоновые (в т. ч. оползневые) и эрозионные процессы. На некоторых участках оползневые тела отмечаются непосредственно на поверхности пляжа.

5. *Техногенные берега* – территории морских портов, где естественные берега были полностью изменены в результате хозяйственной деятельности.

Берегозащитные конструкции организованы практически на всем протяжении рассматриваемого участка черноморского побережья. Встречаются следующие берегозащитные сооружения: пассивные продольные конструкции (волноотбойные стенки, волноломы, волногасящие наброски фигурных массивов, габионы), поперечные активные конструкции (морские буны) и др.

Волноотбойные стенки – наиболее распространенный тип сооружений. Он встречается практически на всем протяжении исследуемого побережья Чёрного моря, за исключением участков в районе Имеретинского порта, устьев рр. Херота, Бзугу, Дагомыс, Бытха, Уч-Дере и Лоо, а также в районе мыса Уч-Дере и на некоторых других участках. В целом, волноотбойные стенки хорошо выполняют свои задачи. Однако существуют участки, где стенка деформируется, а набережная – разрушается. Применение *габионов* на участке ограничивается отдельными отрезками берега между устьями рр. Херота и Мзымта и мкр. Мамайка и Бочаровым ручьём. *Подводные волноломы* на Сочинском побережье представлены вертикальными закрепленными непроницаемыми стенами. Не так широко распространены на обследованном участке и *волногасящие наброски фигурных массивов*. Как правило, они вносят большой вклад в работу общей системы сооружений, являясь дополнительным средством берегозащиты, защищая другие конструкции, и в настоящий момент находятся в самом неудовлетворительном состоянии.

Буны – единственные, в пределах обследованного участка, берегозащитные конструкции активного типа. Они довольно широко распространены на изучаемом побережье, за исключением участка от устья р. Лоо до устья р. Бытхи (абразионно-аккумулятивный участок берега) и от устья

р. Псоу до устья р. Мзымты (аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные берега). Буны отличаются достаточно высокой степенью эффективности: в межбунных карманах накапливается много материала, формируются широкие (до 20–30 м) пляжи. В основном буны находятся в удовлетворительном состоянии, но есть и в значительной степени разрушенные, и такие, чья поверхность находится на уровне моря, поэтому они не выполняют своих функций в полном объеме. Были выделены «ключевые» буны. Их основная особенность заключается в способности не просто перехватывать вдольбереговой поток наносов, но и формировать в межбунных карманах пляжи шириной до 40 м. Наличие «ключевых» бун позволяет уменьшить количество сооружений данного типа, а значит – снизить инженерную нагрузку на отдельных участках берегов.

Наряду с вышеперечисленными методами защиты берегов, довольно широко применяется *искусственная отсыпка материала* (преимущественно галечной размерности) на пляж.

Олимпийское строительство обуславливает необходимость сооружения новых конструкций. На участке от мыса Константиновский до нового Имеретинского порта представлен экспериментальный тип берегозащитного сооружения – *полупроницаемая конструкция*, состоящая из бетонных блоков размерностью 1×1×1 м.

Однозначную оценку эффективности берегозащитных сооружений на исследуемом участке побережья дать сложно. Одни участки защищены хорошо, на других – защитные мероприятия проведены нерационально или неправильно. Другая проблема состоит в том, что у многих сооружений уже истек срок эксплуатации, и они уже не могут в полной мере выполнять свои функции.

При создании *карты геоморфологических опасностей и ресурсов* был обработан большой объем фактического материала, включающий в себя данные полевого обследования территории Центрального района г. Сочи, материалы СМИ, геологические, туристические карты (рис. 3). Смысловая нагрузка карты заключена в двух блоках: геолого-геоморфологические ресурсы и геоморфологические опасности. Первый включает в себя земельные, рекреационно-геоморфологические и минеральные ресурсы.

Район Центрального Сочи сейчас застраивается не так интенсивно. «Нижняя» (прибрежная) часть застроена почти полностью. В настоящий момент здесь широко распространена т. н. «точечная застройка». «Верхняя» часть развивается довольно динамично, с использованием при строительстве искусственно террасированных (часто оползневых) склонов. Можно констатировать общую нехватку земельных ресурсов. Высокий процент осваиваемой территории приходится на крутые склоны, не более четверти территории можно отнести к площадям благоприятным для строительства и не подверженным эрозионной, суффозионной и оползневой опасности.

Программой строительства олимпийских объектов и развития г. Сочи как горно-климатического курорта намечено масштабное развитие его транспортной инфраструктуры. Основными объектами олимпийского транспортного строительства в городе Сочи являются федеральные автомобильные дороги и транспортные развязки. Главные цели развития транспортной инфраструктуры: увеличение пропускной способности главных магистралей Большого Сочи, нормализация движения в центральной части города, сокращение дорожных заторов в периоды максимальной нагрузки на транспортную систему, создание безопасного и быстрого доступа с побережья на территорию Красной Поляны, обеспечение связи между всеми объектами олимпийской инфраструктуры. Строительство транспортных магистралей в геолого-геоморфологических и ландшафтно-климатических условиях г. Сочи сопряжено с рядом трудностей, определяющих необходимость уделять повышенное внимание к обеспечению устойчивости и безопасности сооружений во время строительства и на весь срок предполагаемой эксплуатации. Нередко при строительстве возникают аварии, причиной которых становятся оползни, снежные лавины, сели, камнепады. При неудачном расположении участков строительства в пределах неустойчивых склонов сооружения деформируются или разрушаются. Весьма уязвимыми по отношению к активизации перечисленных процессов оказываются тоннели, эстакады и участки дорог, расположенные на искусственных террасах, врезанных в поверхность склона. Не раз были отмечены нарушения технологий возведения объектов транспортной инфраструктуры: отсутствие или несвоевременность укрепительных работ на склонах, рекультивации почвенно-растительного покрова на нарушенных участках и искусственного его создания на насыпях и откосах, подрезка склонов, нарушения строительных норм и правил на разных этапах проектировки и строительства. Всё это приводит к развитию эрозионных, суффозионных и оплывно-оползневых процессов.

Рекреационно-геоморфологические ресурсы Центрального района г. Сочи включают в себя рекреационные комплексы (санатории, дома отдыха, гостиницы, парковые зоны и др.), собственно пляжи Чёрного моря, видовые и обзорные точки, участки, благоприятные для развития зимних видов спорта (горнолыжного, санного, биатлона и др.), утверждённые и рекомендуемые геолого-геоморфологические памятники природы.

В рекреационных целях в береговой зоне Центрального Сочи используются аккумулятивные, аккумулятивно-абразионные, частично абразионно-денудационные типы берегов с городскими,

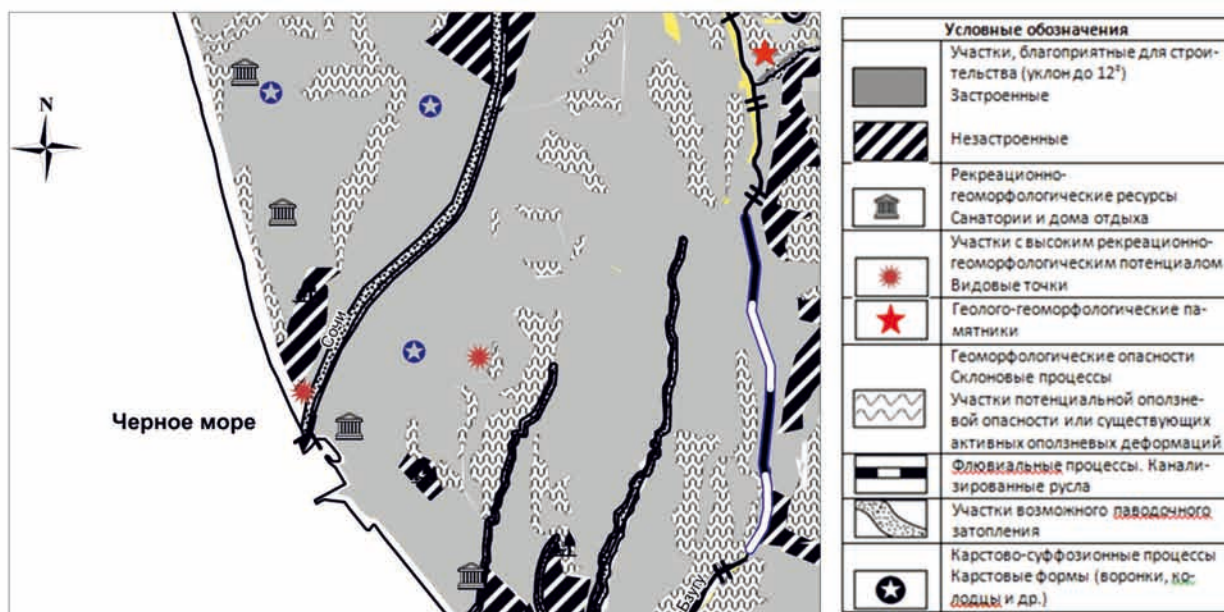


Рис. 2. Фрагмент карты геоморфологических ресурсов и опасностей

«дикими» и ведомственными пляжами. Проводятся работы по восстановлению пляжной полосы. Однако, помимо пляжного туризма, на территории Большого Сочи широко развит экскурсионный туризм. Маршруты в окрестностях города, прежде всего, связаны с Сочинским национальным парком и Кавказским государственным природным биосферным заповедником. К наиболее посещаемым геолого-геоморфологическим памятникам относятся: комплекс Агурских водопадов и Орлиных скал, карстовые Назаровская и Воронцовская пещеры, денудационный останец г. Ахун, Мамедова щель и др. В пределах города-курорта Сочи выделены участки, используемые (в т.ч. осваиваемые в рамках олимпийского строительства) и рекомендуемые для горнолыжного, санного, лыжного спорта и биатлона.

На карте геоморфологических опасностей и ресурсов также отражены участки добычи строительных материалов – известняка (Каменский и Дагомысский карьеры), песчаника (карьер Солоники), гравийно-галечного материала (Веселовский карьер); минеральные источники Мацестинского и Кудепстинского месторождений.

В основу блока «Геоморфологические опасности» положено разделение территории на районы по ведущим геоморфологическим процессам. Учитывалась специфика каждого из районов: наличие хозяйственных объектов и жилых строений, природные особенности (уклоны поверхности, развитие эрозионных, оползневых, суффозионных и других экзогенных рельефообразующих процессов), антропогенная нагрузка (рекреационная нагрузка, объекты инфраструктуры зимней Олимпиады-2014). На карте геоморфологических опасностей и ресурсов отражены как основные, уже существующие ареалы распространения опасных геоморфологических процессов, так и участки потенциальной опасности.

Основные геоморфологические опасности на территории г. Сочи сопряжены с проявлением нескольких групп рельефообразующих процессов и их проявлений:

1. *Склоновые процессы* – активные оползневые деформации, участки развития обвально-осыпных процессов;

2. *Флювиальные процессы* – участки интенсивной регрессивной эрозии и высокой густоты малых эрозионных форм, боковой эрозии в руслах постоянных водотоков, возможного паводочного затопления, селевой опасности;

3. *Карстово-суффозионные процессы* – участки развития карстовых форм рельефа (воронок, колодцев, пещер и др.), суффозионных провалов и просадок (в т.ч. ареалы с высокой плотностью форм);

4. *Береговые процессы* – участки интенсивной абразии, потенциальной опасности активного волнового размыва пляжей;

5. *Антропогенные процессы* – карьеры, траншеи и прочие объекты хозяйственного назначения, требующие рекультивации, вышедшие из строя ливневые стоки, строительство на участках повышенной геоморфологической опасности.

В Сочинском районе оползневыми процессами охвачено на разных участках от 30 до 90% территории. Наряду с природными факторами активизации оползневых процессов (геологические условия региона, обильные ливневые осадки), большую роль играет хозяйственная деятельность

человека – проведение строительных и ремонтных работ, отсутствие ремонтных работ, отсутствие противооползневых сооружений. В результате протекания оползневых процессов страдают от разрушений транспортные магистрали, жилые здания и хозяйственные постройки, наносится ущерб объектам рекреации, зафиксированы единичные случаи гибели населения.

Долины рек здесь выработаны во флишевых терригенно-карбонатных породах с низкой фильтрационной способностью. Эта особенность территории, а также тот факт, что в условиях влажных субтропиков наблюдается значительное общее количество осадков с преобладанием ливневых дождей высокой интенсивности, обуславливает большую величину поверхностного стока и увеличение энергии рек во время паводков за счет резкого подъема уровней и формирования крутой паводочной волны. Для многих малых долин в горах характерно, при благоприятных условиях (наличие в днище достаточного количества рыхлых отложений, поступивших преимущественно с бортов долины за счет активности склоновых процессов; высокий паводок с резким подъемом уровня, обуславливающим крутой уклон фронта паводочной волны), формирование селевых потоков. Малые эрозионные формы часто приурочены к местам ведения крупномасштабного строительства, где используется крупногабаритная техника, растительность сведена, дорожного покрытия пока нет. Особую опасность они представляют для линий электропередач, дорог, трубопроводов, линейных коммуникаций неглубокого заложения. В результате эрозионной деятельности временных водотоков страдают строительные площадки.

Карстово-суффозионные процессы как одни из типичных процессов для рассматриваемой территории развиваются благодаря сочетанию климатических (высокие среднегодовые значения осадков и температур), геологических (неустойчивость и растворимость горных пород) и геоморфологических (уклоны) факторов. Нередко они проявляются в городской черте, приводя к разрушению дорожного полотна, ливневых стоков и канализации.

Таким образом, визуализация информации по морфодинамической характеристике берегов Чёрного моря, распространению тех или иных типов берегозащитных сооружений, ареалов развития опасных геоморфологических процессов в совокупности с рекреационной нагрузкой на территорию Центрального района города-курорта Сочи, позволяет не только получить представление о текущей ситуации. Анализ карт может помочь в определении участков для обязательного эколого-геоморфологического мониторинга, выявить потенциально опасные районы.

КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ БЕССТОЧНЫХ ОЗЕРНО-ФЛЮВИАЛЬНЫХ МОРФОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ СТЕПНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

О. И. Баженова, Д. В. Кобылкин, Г. Н. Мартыанова, В. А. Снытко
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, bazhenova@irigs.irk.ru

CARTOGRAPHIC MODEL OF FUNCTIONING OF DRAINLESS FLUVIAL LACUSTRINE MORPHODYNAMIC SYSTEMS OF THE STEPPE TRANSBAIKALIA

O. I. Bazhenova, D. V. Kobylkin, G. N. Martyanova, V. A. Snytko
The V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, bazhenova@irigs.irk.ru

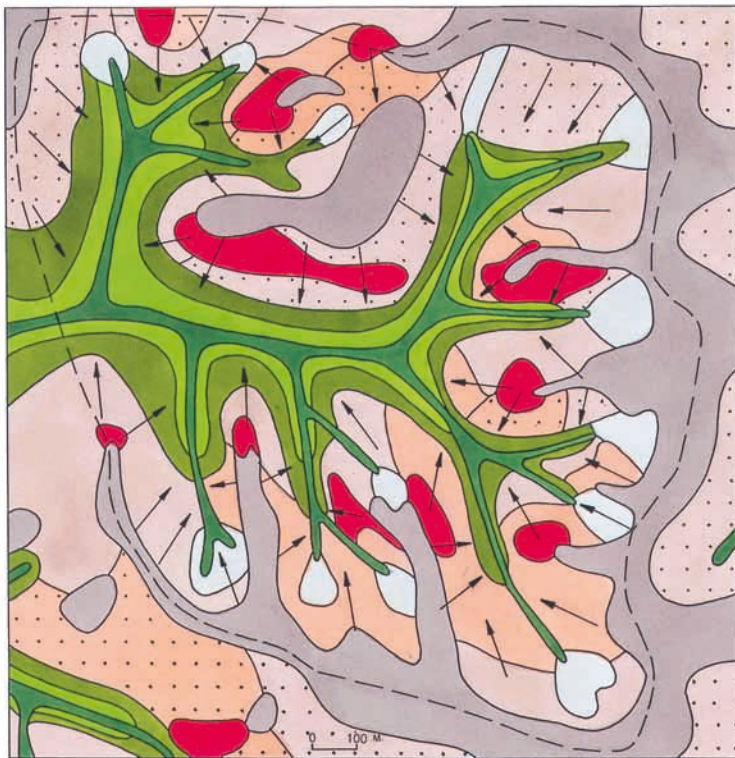
Создание моделей – необходимый прием географических исследований, позволяющий показать главные особенности изучаемого явления, его суть. При реконструкциях географических событий и прогнозных оценках рельефообразования большую ценность приобретают картографические модели функционирования морфодинамических систем, позволяющие последовательно рассмотреть изменение динамических характеристик рельефа в различные временные срезы. При этом в зависимости от целей исследования может меняться как пространственный масштаб, так и временной шаг модели.

Особый интерес построение моделей динамики рельефа представляет для районов, в которых с определенной периодичностью резко изменяются климатические условия рельефообразования, происходит смена механизмов, дальности, интенсивности и направленности перемещения вещества. К таким объектам относятся особые флювиально-озерные морфодинамические системы Юго-Восточного степного Забайкалья, принадлежащие к районам внутреннего стока Центральной Азии. Перемещение вещества происходит здесь в условиях повышенной аридности (индекс аридности $0,70 - 1,0$) и крайней континентальности климата ($K_k = 79 - 93$), средние годовые температуры отрицательны, они варьируют от $-0,2$ до $-4,2$ °С, очень холодные периоды чередуются с сухими и относительно теплыми. Особенности современного экзогенного рельефообразования здесь хорошо изучены в ходе детальных многолетних стационарных и региональных геоморфологических исследований [1–6]. Полученные материалы позволяют выделить динамические фазы рельефообразования: продолжительную зональную фазу интеграции вещества в системах и 2 экстремальных фазы

выноса и дальнего транспорта вещества. Фазы сменяют друг друга в течение внутривекового геоморфологического цикла продолжительностью 27 – 35 лет [7]. Цикл составляет инвариант функционирования систем, который достаточно наглядно может быть показан с помощью картографической модели.

Информационной базой создания карт служили материалы многолетних стационарных наблюдений за динамикой рельефа на опорных полигонах, репрезентативных для юго-восточного Забайкалья. Полевые эксперименты сочетались с маршрутными исследованиями и использованием ГИС-технологий. При картографировании в качестве модельной взяты морфодинамические системы бассейнов р. Шарасун площадью 250 км² и бессточного озера Хара-Нур (площадь 150 км²). Рассматриваемые системы отличаются сложной пространственной структурой, все элементы которой при взаимодействии друг с другом образуют своеобразный целостный механизм транспортировки рыхлого материала. Структура бассейна оз. Хара-Нур включает три подсистемы, которые передают вещество и энергию от элементарных денудационных систем (малых литосборных бассейнов) с помощью выводных транзитно-денудационных каналов к приемной бессточной озерной ванне (трансаккумулятивная система). Каждая из подсистем выполняет свои функции по перемещению вещества и энергии в результате сложной внутренней организации входящих в нее элементов. Характер связей между элементами, интенсивность и направленность перемещения вещества меняются при смене динамических фаз рельефообразования, что отражают картографические сюжеты, раскрывающие механизм функционирования систем.

В малых литосборных бассейнах в нормальную (зональную) фазу интеграции вещества происходит обмен веществом и энергией между элементами системы, вынос из системы незначителен (рис. 1). Ближний транспорт вещества выражается в максимальном преобразовании склонов. Отмечается четко выраженная корреляция зон смыва, транзита и аккумуляции делювия с морфологическими элементами степных склонов. Снос с привершинных пологих элементов склонов составляет -0,11 ... -0,40 мм/год, на уступах денудационных останцов смыв интенсивный (-0,70 ... -1,50 мм/год), на педиментах, представляющих зону транзита, баланс делювия близок к нулю, и, наконец, в нижней аккумулятивной части формируются делювиальные шлейфы со скоростью 0,3 ... 2,6 мм/год. С наветренных более крутых склонов северо-западной экспозиции мелкозем переносится в результате золотой миграции вещества на склоны юго-восточной экспозиции. Для фазы характерно интенсивное морозобойное растрескивание почвогрунтов, способствующее снижению их прочности и повышению податливости к смыву и дефляции. В свою очередь, продолжительная зональная фаза



Ведущие процессы:

- 1 – физическое выветривание, умеренная дефляция;
- 2 – интенсивный плоскостной смыв от стока ливневых вод в сочетании с дефляцией;
- 3 – плоскостной смыв умеренный с дефляцией, десерпцией, морозобойным растрескиванием;
- 4 – плоскостной смыв умеренный в сочетании с золотой аккумуляцией;
- 5 – плоскостной смыв слабый от стока дождевых вод в сочетании со слабой дефляцией и морозобойным растрескиванием;
- 6 – слабый плоскостной смыв, золотая аккумуляция;
- 7 – кратковременная дефлюкция в сочетании с нивацией и делювиальным процессом;
- 8 – эрозия временных водотоков;
- 9 – аккумуляция делювия;
- 10 – дефлюкция в сочетании с делювиальной аккумуляцией и зоогенным сносом;
- 11 – основное направление движения вещества (литопотоков);
- 12 – граница денудационной системы (малого литосборного бассейна).

Рис. 1. Механизм и направление движения вещества в малом литосборном бассейне в зональную фазу интеграции вещества в системе (сценарий 1976 г.) (Титова, Баженова, 1978)

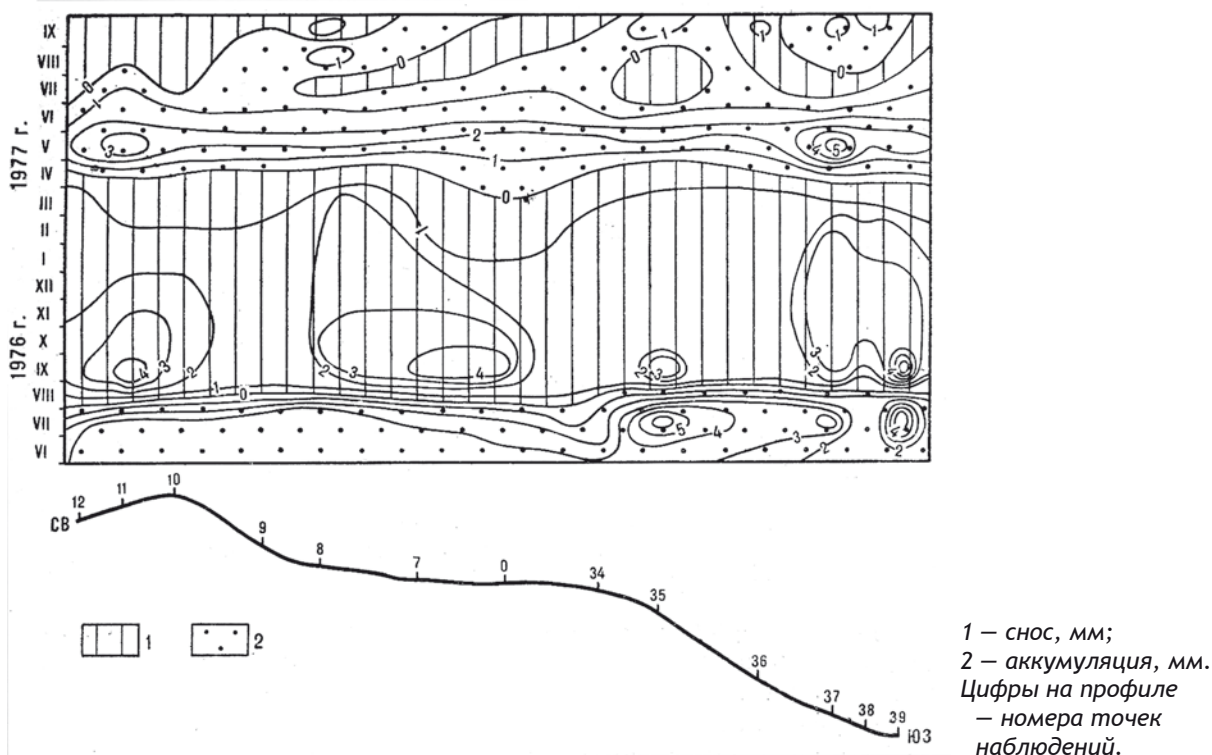


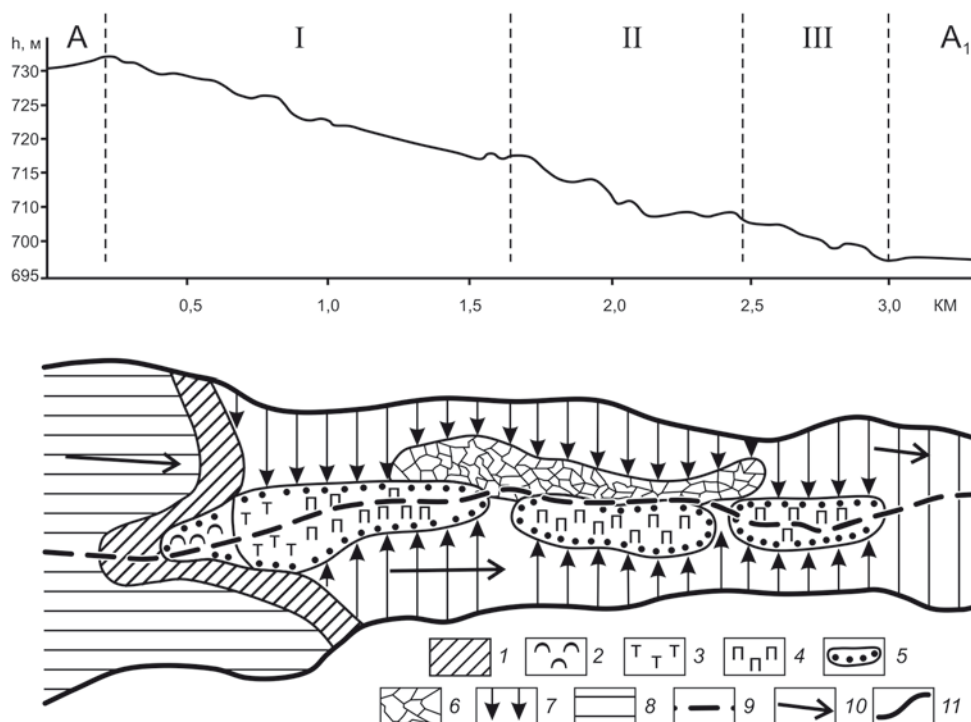
Рис. 2. Пространственно-временная модель сноса и аккумуляции материала на ключевом участке Харанорского стационара (профиль с северо-востока на юго-запад) в нормальную зональную фазу функционирования системы

интеграции вещества при более детальном наблюдении за ходом процессов открытой плоскостной денудации подразделяется на внутригодовые сезонные ритмы (рис. 2).

Резкий рост увлажненности территории дает импульс для перехода системы в новое качественное состояние — экстремальную перигляциальную фазу выноса вещества из литосборных бассейнов в пади временных водотоков и, далее, в приемную озерную котловину, где формируются пролювиальные шлейфы. Для фазы характерна резкая активизация солифлюкции и наледеобразования. Вынос вещества из системы осуществляется флювиальными потоками, формирующимися в результате таяния родниковых наледей и ливневого стока. В зоне вогнутых перегибов склонов у подножий уступов педиментов «подновляются» мерзлотные забои. На педиментах активны дефлюкция, плоскостной и струйчатый смыв. Высокий подъем уровня грунтовых вод и массовое развитие наледей практически во всех падах приводят к образованию мерзлотных долинных поясов, при разрушении которых водными потоками выносятся большой объем материала. Объем твердого стока в экстремальную перигляциальную фазу превышает фоновый более чем в 15 раз и достигает 158 т/км^2 . Вынос из элементарных литосборных бассейнов верхних звеньев гидрографической сети достигает $60\text{--}80 \text{ т/га}$. Особенно интенсивное переформирование рельефа происходит в крупных падах, выполняющих роль транзитно-денудационных каналов выноса вещества.

Здесь формируются мощные наледи (рис. 3). В пади Ближняя Икири суммарная длина участка развития наледных полей составляет 3 км, ширина около 200 м, средняя мощность льда превышает 1 м, а объем льда может достигать $0,6 \text{ км}^3$. Особой динамичностью отличаются участки наледных полей, расположенные рядом с выходом родников, на которых происходят процессы нивации и пучения грунта. Кумулятивный эффект взаимодействия этих процессов выражается в формировании «мерзлотных забоев», в которых мощность динамически активного слоя рельефообразования с учетом высоты гидролакколитов и глубины термокарстовых воронок превышает несколько метров. Ширина «забоя» также значительна, он включает снежник и зону пучения — термокарстовых просядок. В разные по гидротермическим условиям годы положение гидролакколитов по отношению к выходу родника меняется [8], тем самым, способствуя повышению интенсивности процессов в зоне забоя.

При снижении увлажнения до минимума морфодинамическая система вступает в заключительную фазу функционирования — экстремальную аридную фазу выравнивания рельефа за счет мощной дефляционной денудации. Структура системы упрощается, так как господствует один процесс — эоловый. Механизм выравнивания определяется максимальным эоловым сносом вещества с верхних элементов рельефа, образно говоря, «эоловой шлифовкой» вершин и частичным заполнением эрозионных врезов в падах и в озерной котловине. В днищах транзитно-денудационных падей площадь развития криогенно-наледных процессов значительно сокращается, весной здесь происходит аккумуля-



Ведущие процессы: 1 – нивация; 2 – локальное пучение грунта (формирование гидролаколлитов); 3 – термокарст; 4 – формирование туфуров и солифлюкция в днище пади (в пределах наледных полей); 5 – наледообразование; 6 – развитие полигональных грунтов; 7 – плоскостной сыв в сочетании с дефлюкцией и кратковременной солифлюкцией в нижней части склонов; 8 – слабый плоскостной сыв в сочетании с десерпцией и морозобойным растрескиванием грунтов; 9 – эрозия временных водотоков; 10 – основное направление движения вещества; 11 – граница системы

Рис. 3. Механизм и направление транспортировки вещества в транзитно-денудационных системах в перигляциальную фазу функционирования (падь Ближняя Икири, сценарий 1993 г.) муляция эолового материала. В связи с тем, что большинство падей ориентированы с северо-запада на юго-восток, многие из них в аридную фазу работают как аэродинамические трубы. Площадь водного зеркала озера Хара-Нур резко сокращается. Ежегодная полоса осушки составляет первые сотни метров. При этом донные озерные отложения становятся легкой добычей ветра, на осушенном дне озера формируются эоловые бугры. Но большая часть эолового материала уносится за пределы озерной котловины и поступает в область транзита и аккумуляции вещества обширной восточноазиатской эоловой морфодинамической системы, к которой относится бассейн оз. Хара-Нур.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 13-05-00524)

Литература

1. Геоморфологические исследования. Под редакцией С. С. Воскресенского. М.: Изд-во МГУ, 1965. 276 с.
2. Симонов Ю. Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях Юго-Восточного Забайкалья на примере Агинского района // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. С. 156–165.
3. Симонов Ю. Г. Морфолитогенез на степных горных склонах Юго-Восточного Забайкалья // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М., 1962 б. С. 166–172.
4. Изучение степных геосистем во времени. Н.: Наука, 1976. 238 с.
5. Титова З. А., Баженова О. И. Изучение современных экзогенных процессов рельефообразования в степном Забайкалье // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск, 1978. С. 3–21.
6. Баженова О. И. Внутривековая организация систем экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природ. ресурсы. 2007. №3. С. 116–125.
7. Баженова О. И. Динамические типы современной денудации в островных степях юга Сибири // География и природ. ресурсы. 2011. №2. С. 23–32.
8. Баженова О. И. Пучение грунта в степном Забайкалье // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск, 1978. С. 109–126.

ЦВЕСТЕРЕОСКОПИЧЕСКОЕ ОТОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА

Б. П. Важенин

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, vazhenin@neisri.ru

COLOR STEREOSCOPIC DISPLAYING OF LANDFORMS

B. P. Vazhenin

NEISRI VEB RAS, Magadan, vazhenin@neisri.ru

В конце XX века разработана серия способов получения цветостереоскопических изображений, основанных на принципиально отличном от известных способов стереоскопии, — физико-психологическом явлении цветостереоскопии [1–5]. Для получения цветостереозффекта необходимы: бинокулярное зрение; цветостереограмма, представляющая собой принципиально одиночное (нестереопарное) двухмерное (плоское) изображение, и цветостереоскоп, содержащий один-два оптических элемента. Возможно получение цветостереозффекта и без стереоскопа.

Скучные упоминания о цветостереозффектах имеются лишь в некоторых зарубежных периодических изданиях [6]. Для них характерны фрагментарность информации и ошибочность суждений, происходящие от неполноты понимания сущности этого явления.

1. Способы получения стереоскопических изображений

Помимо цветостереоскопии известны ещё только три принципиально различных способа получения стереоскопических изображений. Вот их классификация, отличная от известных [7].

1.1. «Стереопарный» способ, основанный на раздельном одновременном наблюдении левым и правым глазами двух изображений стереопары, полученных, например, фотосъемкой одного и того же объекта с левой и правой позиций, обладающих продольными фотограмметрическими параллаксами одноименных точек. Этот способ включает несколько вариантов, различающиеся методом сепарации для раздельного предъявления левому или правому глазу только левого или правого снимка.

1.1.1. Вариант пространственной сепарации осуществляется посредством размещения перегородки между оптическими каналами левого и правого глаз либо с использованием зеркального или зеркально-линзового стереоскопа, либо за счет тренировки бинокулярного зрения к раздельному восприятию двух изображений стереопары.

1.1.2. Вариант спектральной сепарации, на которой основан метод анаглифов, использует двухцветные, совмещенные на одном носителе, изображения стереопары; при этом, например, левое изображение окрашено в красный цвет, а правое в — дополнительный к нему — голубой, а стереоскоп содержит два светофильтра — голубого цвета для левого глаза и красного — для правого; при этом каждый глаз видит только одно изображение — левое или правое.

1.1.3. В варианте поляризационной сепарации разделение двух, совмещенных посредством диа- или кинопроектора на одном экране, различно поляризованных (во взаимно перпендикулярных плоскостях) изображений стереопары, производится с использованием стереочков с двумя различно ориентированными поляризационными светофильтрами. На поляризационной сепарации основано современное (3D) стереокино и стереотелевидение.

1.1.4. Вариант растровой сепарации, основан на использовании призматических, цилиндрических, «перегородочных» растров, размещаемых поверх носителя изображения, которое построено из чередующихся полосок левого и правого снимков, таким образом, чтобы на левых гранях призм левый глаз видел только левое изображение, а правый — на правых гранях — правое. По этому способу делают стереооткрытки. Оригинальной разновидностью его является липмановская интегральная фотография [8], использующая линзовые растры, ставшая предтечей голографии.

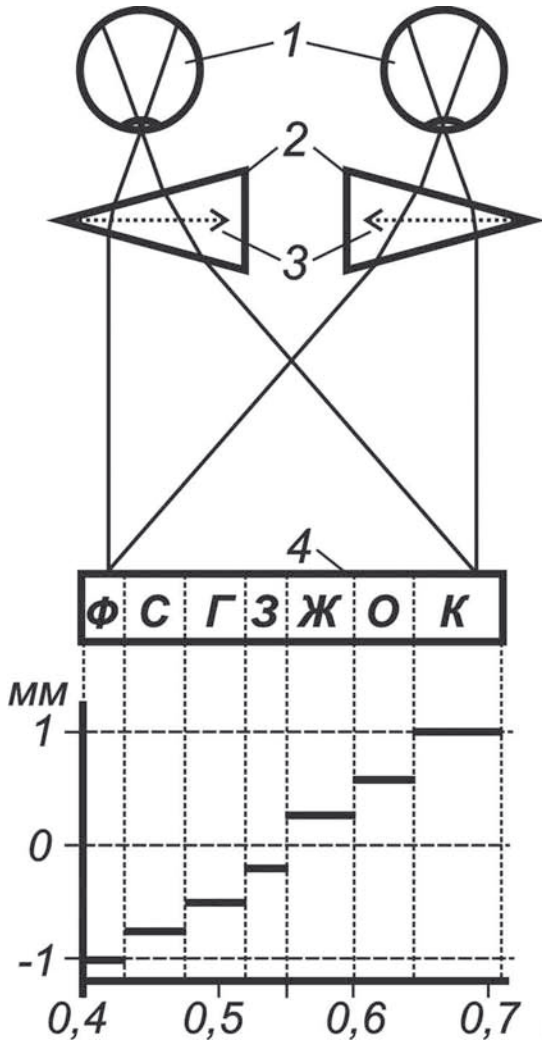
1.2. Стереозффект движения (или оглядывания) реализуется при прямо- или криволинейном движении наблюдателя относительно объекта или его стереоскопического изображения либо самого объекта или его стереоизображения относительно наблюдателя. Он основан на инерционности зрения, при которой виденное ранее изображение, сохраняется некоторое время в мозгу и сопоставляется с новым, благодаря чему, оцениваются различия в удаленности частей наблюдаемой картины — подобно тому, как пассажиром движущегося поезда воспринимается трехмерное изображение, «проплывающего» за окном ландшафта. Стереозффект движения (оглядывания) действует даже при отсутствии бинокулярного зрения. Он используется для стереоскопического отображения рельефа на космоснимках интернет-сервиса Google Earth.

1.3. Голографический способ получения трехмерных изображений основан на интерференции в эмульсионном слое толстослойной фотопластинки двух когерентных световых волн — опорной, поступающей на фотопластинку непосредственно с лазера, и предметной — достигающей фотослоя с разными по величине задержками, определяемыми различиями в удаленности частей объемного «голографируемого» предмета. Объемное изображение создается за счет «видения» предмета раз-

ными частями, соразмерной предмету фотопластинки, под разными углами. Ранее воспроизведение голограммы производилось освещением ее монохроматическим когерентным излучением, а теперь это возможно с использованием солнечного и другого интегрального света.

2. Сущность цветостереозффекта

Запись цветостереограммы производится на одиночном двухмерном (плоском) носителе. При этом информация о высотном распределении элементов рельефа кодируется вариацией цвета по площади двумерного изображения. Воспроизведение цветостереомодели по цветостереограмме выполняется с использованием простого цветостереоскопа, содержащего два диспергирующих оптических элемента – по одному в каждом оптическом канале. Направления диспергирования диспергирующих оптических элементов должны быть обращены в противоположные стороны (рис. 1).



- 1 – глаза наблюдателя;
- 2 – цветостереоскоп в виде оптической системы из двух спектральных призм;
- 3 – направления диспергирования призм;
- 4 – цветостереограмма, построенная из разноокрашенных элементов, где:
 ф – фиолетовый, с – синий, г – голубой,
 з – зеленый, ж – желтый, о – оранжевый,
 к – красный элементы; λ – длина световых волн в микрометрах;
 0 (ноль) на графике – уровень черно-белого контакта, совпадающий с плоскостью цветостереограммы

Рис. 1. Получение цветостереомодели с использованием спектрального стереозффекта.

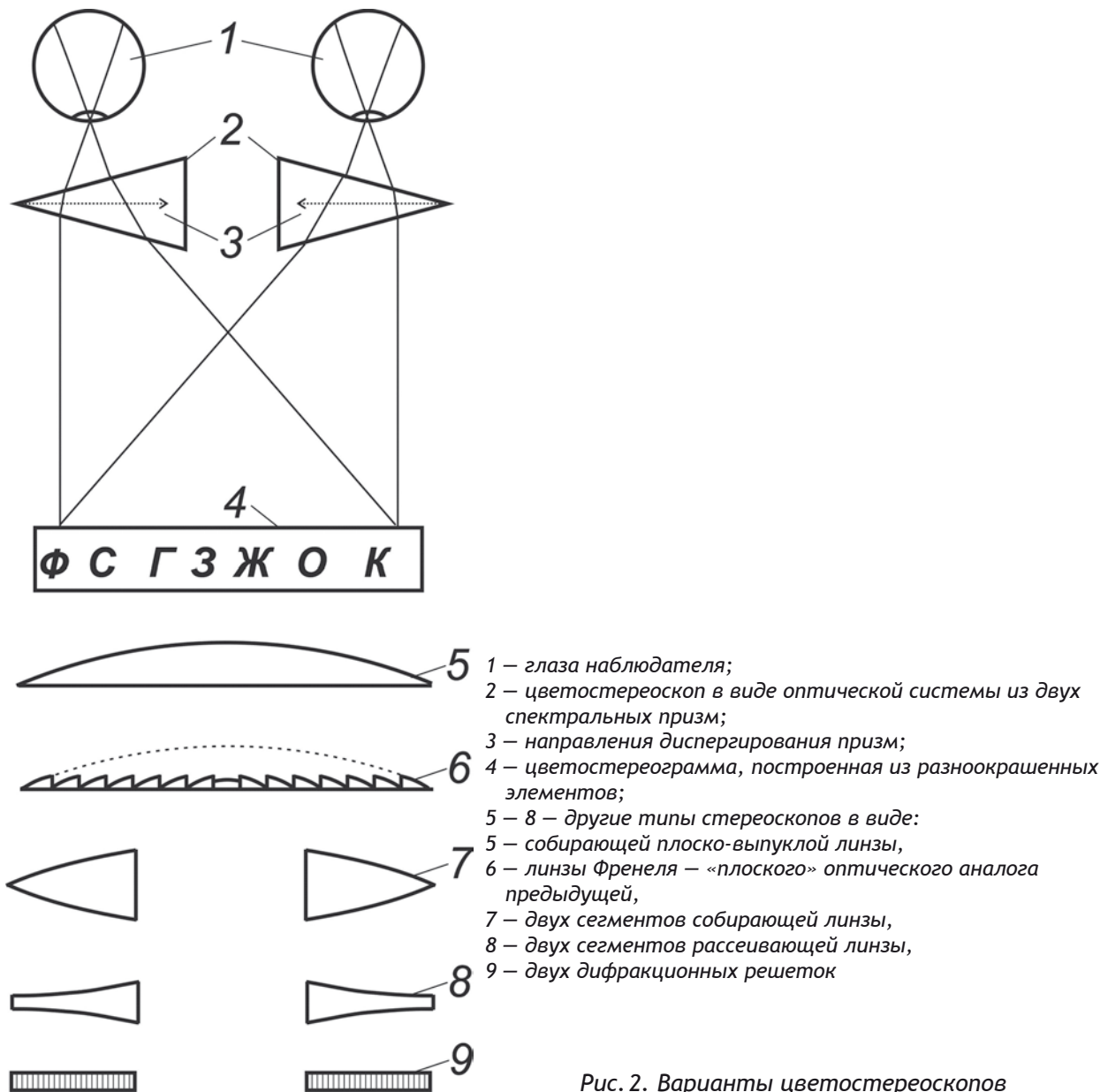
Необходимыми условиями большинства способов получения стереоизображений являются бинокулярное зрение и фотограмметрические параллаксы одноименных точек. В стереопарных способах параллаксы возникают за счет съемки объекта с разных точек зрения, различающихся угловым параллаксом. В голографическом способе линейные параллаксы образуются благодаря угловым параллаксам, по отношению к разноудаленным элементам объекта, разных участков фотопластинки, имеющей размер, сравнимый с размером «голографируемого» объекта.

В цветостереоскопии параллаксы обеспечиваются разными величинами углов преломления разноокрашенных лучей, при условии направлений диспергирования в левом и правом оптических каналах в противоположные стороны. Вариация углов преломления разноцветных лучей описывается известным законом дисперсии света.

3. Цветостереоскопы

В качестве цветостереоскопа могут быть использованы:

- система из двух спектральных призм с преломляющими углами, обращенными в противоположные стороны, например, левой – влево, а правой – вправо (рис. 1, 2);
- собирающая линза диаметром 70–150 мм, с фокусным расстоянием 100–300 мм;
- «плоская» линза Френеля с такими же параметрами;
- система из двух сегментов одинаковых собирающих либо рассеивающих линз с направлениями диспергирования, обращенными в противоположные стороны;



1 – глаза наблюдателя;
 2 – цветостереоскоп в виде оптической системы из двух спектральных призм;
 3 – направления диспергирования призм;
 4 – цветостереограмма, построенная из разноокрашенных элементов;
 5 – 8 – другие типы стереоскопов в виде:
 5 – собирающей плоско-выпуклой линзы,
 6 – линзы Френеля – «плоского» оптического аналога предыдущей,
 7 – двух сегментов собирающей линзы,
 8 – двух сегментов рассеивающей линзы,
 9 – двух дифракционных решеток

Рис. 2. Варианты цветостереоскопов

- система из двух дифракционных решеток, с частотой для видимого диапазона спектра – 300–1000 штрихов на миллиметр, с направлениями диспергирования, обращенными в противоположные стороны.

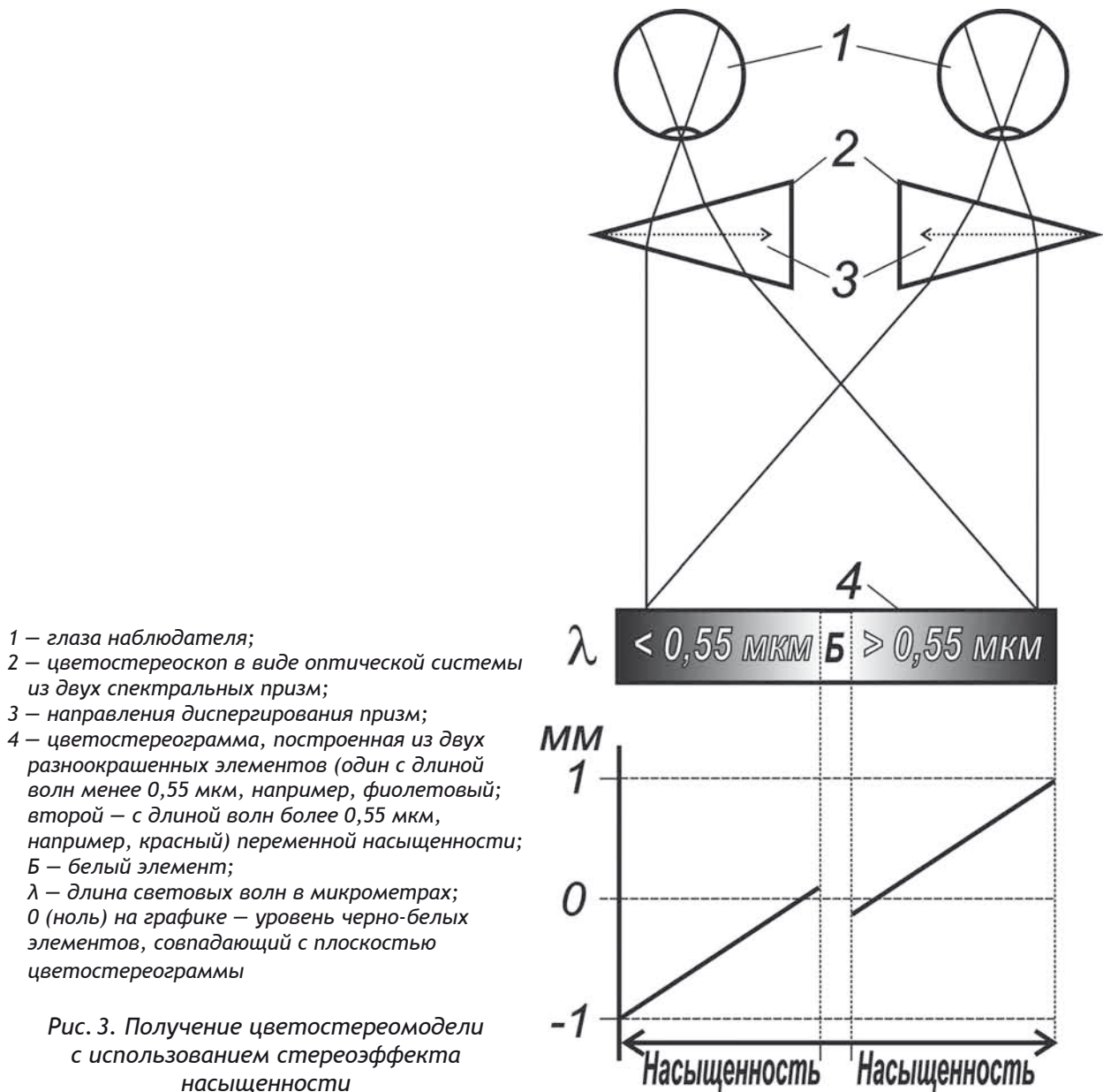
Принципиально возможно неограниченное увеличение масштаба цветостереомодели по вертикали посредством удаления цветостереограммы от цветостереоскопа. При этом угловые параллаксы преобразуются в линейные, возрастающие пропорционально увеличению расстояния. Уменьшение масштаба по всем трем осям, происходящее вследствие удаления стереограммы, можно компенсировать использованием известных увеличивающих оптических систем.

4. Разновидности цветостереозффекта:

- спектральный стереозффект;
- цветостереозффект насыщенности;
- краевые цветостереозффекты;
- цветостереозффект малых черных элементов;
- цветостереозффект малых цветных элементов, контактирующих с белыми.

Каждый из них был защищен патентным документом [1–5].

4.1. Для получения спектрального стереозффекта цветостереограмму строят из элементов, окрашенных в насыщенные спектральные цвета (рис. 1). В цветостереомодели разноокрашенные элементы размещают в зависимости от длины волн окраски – чем больше длина волн, тем выше. При этом элементы, окрашенные в цвета из коротковолновой части видимого спектра (от фиолетового до зеленого) расположатся ниже среднего черно-белого уровня, совпадающего с плоскостью двумерного изображения (цветостереограммы); желтый, оранжевый, красный – выше; а желто-зеленый – на уровне черно-белых элементов. Превышение красного элемента над фиолетовым,



в случае использования в качестве стереоскопа двукратной собирающей линзы с фокусом 200 мм диаметром 100 мм, составляет около 2 мм.

4.2. Для получения цветостереоэффекта насыщенности цветостереограмму строят из разноокрашенных элементов, имеющих стабильный цветовой тон ($\lambda = \text{const}$) и переменную насыщенность (рис. 3). В цветостереомодели разноокрашенные элементы размещаются:

- для цветов из коротковолнового диапазона видимого света ($\lambda < 0,55 \text{ мкм}$) – чем больше насыщенность, тем ниже;
- для цветов из длинноволнового диапазона видимого света ($\lambda > 0,55 \text{ мкм}$) – чем больше насыщенность, тем выше.

Превышение насыщенного красного элемента двухцветной (красно-фиолетовой) цветостереомодели над насыщенным фиолетовым, разумеется, такое же, как и в спектральной стереомодели – около 2 мм.

4.3. Краевые цветостереоэффекты возникают на контактах цветных элементов цветостереограммы друг с другом, а также с белыми и черными элементами. Они проявляются многообразно при разных сочетаниях цветов.

4.4. Цветостереоэффект малых черных элементов, контактирующих с цветными, заключается в строгом следовании по высоте в цветостереомодели малых черных элементов – точек и линий размером около 10–20 крат к разрешению глаза в данной оптической системе – за цветными элементами, как в спектральном стереоэффекте, так и в цветостереоэффекте насыщенности.

4.5. Для получения цветостереоэффекта малых цветных элементов, контактирующих с белыми, цветостереограмму строят из малых элементов (размером около 10–20 крат к разрешению глаза в данной оптической системе), окрашенных в насыщенные цвета и имеющих непосредствен-

ные контакты с белыми элементами. Закономерность высотного распределения малых цветных элементов в цветостереомодели иная, нежели в случае крупных цветных элементов. Так элементы, окрашенные в цвета из коротковолнового спектра, размещаются снизу вверх в порядке – от фиолетового к зеленому, и все лежат выше среднего черно-белого уровня; а элементы, окрашенные в цвета из длинноволнового диапазона спектра, размещаются снизу вверх в порядке – красный, оранжевый, желтый и все лежат ниже черно-белого уровня.

5. Области возможного применения цветостереоскопии

5.1. *Картография* – для создания цветостереоскопических карт, подобных обычным картам с послойной гипсометрической окраской рельефа (общегеографических, физических, топографических и некоторых тематических) с сохранением всех их изобразительных, информационных, метрических, эксплуатационных свойств; а также для производства на этой основе цветостереоскопических атласов и глобусов.

Мировой ежегодный тираж таких (пока не цветостереоскопических) карт достигает десятков и сотен миллионов экземпляров. Тиражирование цветостереокарт возможно с применением стандартных полиграфических технологий и оборудования.

5.2. *Дисплейная техника* – цветостереоскопические устройства для многомерного визуального контроля за ходом быстротекущих процессов и для многомерного визуального представления больших, сложно построенных массивов информации, например, в аэро- и космической навигации, научных исследованиях и т. п.

5.3. *Другие области* – спектрометрия, колориметрия, цветоведение, физиология цветового и бинокулярного зрения, офтальмология, живопись, рекламное дело, производство сувениров, игрушки, компьютерные игры.

6. Разработаны принципы построения шкал гипсометрической окраски цветостереокарт:

- послойной гипсометрической окраски рельефа цветостереокарт с использованием спектрального цветостереоэффекта;
- послойной гипсометрической окраски рельефа цветостереокарт с использованием цветостереоэффекта насыщенности;
- послойной гипсометрической окраски рельефа цветостереокарт с использованием суммирования спектрального цветостереоэффекта и цветостереоэффекта насыщенности;
- цветостереоэффекта малых цветных элементов, контактирующих с белыми, для создания карт с использованием полиграфических и электронных растров;
- краевых цветостереоэффектов для изображения обрывов и уступов;
- цветостереоэффекта малых черных элементов, контактирующих с цветными, для изображения негипсометрической нагрузки карт (гидросети, грунтов, растительности, ледников, коммуникаций, населенных пунктов и т.п.).

7. Созданы действующие образцы цветостереокарт, макеты цветостереоскопического атласа и глобуса.

8. Выгоды от использования цветостереоскопии обеспечиваются: новизной, занимательностью и красочностью цветостереоизображений; простотой полиграфического и электронного тиражирования; низкой капиталоемкостью производства; потенциально очень большими тиражами цветостереокарт и другой цветостереопродукции; возможностью существенной экономии бумаги, красителей и трудозатрат на единицу информации при производстве цветостереокарт и атласов.

Литература

1. Важенин Б. П. Способ получения стереоскопических изображений // Авторское свидетельство СССР на изобретение № 1477129 от 03.01.1989 г.
2. Важенин Б. П. Способ получения цветостереоскопических изображений // Авторское свидетельство СССР на изобретение № 1559927 от 22.12.1989 г.
3. Важенин Б. П. Способ получения цветостереоизображения // Авторское свидетельство СССР на изобретение № 1635768 от 15.11.1990 г.
4. Важенин Б. П. Способ получения цветостереоскопического изображения // Авторское свидетельство СССР на изобретение № 1672846 от 22.04.1991 г.
5. Важенин Б. П. Способ получения цветостереомодели // Патент РФ на изобретение № 2051399 от 27.12.1995 г.
6. Дж. Уолкер. Гиперскоп и псевдоскоп позволяют исследовать, как человек воспринимает глубину пространства. В мире науки, 1987. № 1. С. 90–95.
7. Валюс Н. А. Стереоскопия. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 379 с.
8. Власенко В. И. Техника объемной фотографии. М.: Искусство, 1978. 100 с.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА
ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЭВОЛЮЦИИ РЕЧНОЙ СЕТИ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

О. В. Виноградова

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, o.v.vinogradova@gmail.com

**USING THE KARTOGRAFIC METHOD DURING
OF RIVER-NET EVOLUTION INVESTIGATIONS IN THE MOUNTAINS REGIONS OF ASIAN RUSSIA**

O. V. Vinogradova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Geographical Faculty, o.v.vinogradova@gmail.com

Исследования вопросов, касающихся формирования и эволюции речных долин и их бассейнов на протяжении длительных геологических периодов является одной из слабоизученных проблем геоморфологии. В горных районах исследование истории формирования долин имеет локальный характер и проводится в россыпных районах в связи с поисками и разведкой россыпей. Большим преимуществом при этом является детальность бурения, проводящаяся, как правило, по сетке 200×20 м. Эти источники содержат уникальный по своей информативности материал, обобщение которого может служить базой для решения многих вопросов флювиальной геоморфологии горных областей и теории русловых процессов. Некоторые из этих вопросов в какой-то мере затрагивались геоморфологами, занимающимися россыпями [1, 2 и др]. Однако большинство исследователей, касающихся этой проблемы, рассматривали крупные долины и бассейны (р.р. Колыма, Индигирка), тогда как для небольших горных рек I–VI порядков обобщение материалов по этим вопросам практически не проводилось.

Речная сеть небольших по площади горных россыпных районов, начиная с долин низких и кончая долинами V–VI порядков протяженностью до 100 км, разбурена с высокой степенью детальности. При разведке россыпей проводится определение возраста аллювиальных отложений и гипсометрических отметок днищ долин разных эрозионных циклов. Эти данные позволяют проследить закономерности эволюции речной сети и бассейнов горных рек. Основой таких исследований являются карты погребенного рельефа и погребенных долин и сопоставление высотно-пространственного положения и возраста последних с современным рельефом.

Особое значение приобретает реконструкция морфологического строения днища палеодолин, которое отражает взаимодействие врезающегося потока и перемещаемых водой наносов с поверхностью коренных пород. Формы рельефа днища можно рассматривать как русловые формы разного ранга, выработанные потоком в скальном ложе долины. Создание схемы начинается с составления основы. На топографическую карту масштаба 1:25 000 выносятся разведочная сеть (скважины или шурфы, разведочные линии). Анализ геологических разрезов проводится последовательно сверху вниз по долине. В поперечном разрезе погребенных долин выделяются элементы рельефа разного ранга. Фиксируется лестница уровней врезания с относительными превышениями друг над другом и различной сохранностью площадок (шириной от первых десятков до первых сотен метров). Каждый уровень характеризуется неровностями более низкого ранга – ложбинами с относительной глубиной 2–3 м. При составлении схем морфологического строения палеодолин прежде всего изображаются днище с указанием его абсолютных отметок и эрозионные уровни с указанием их относительных превышений над днищем. В пределах днища выделяются выступы коренных пород – цоколей островов, что позволяет судить об их размерах и конфигурации. В границах площадок эрозионных уровней выделяются глубокие эрозионные ложбины, отражающие положение палеоруслу в период формирования данного уровня. В целом уровни обычно хорошо пространственно выдержаны вдоль русла. Общее количество уровней увеличивается с увеличением порядка водотока. Соответственно усложняется их конфигурация. В верхней части палеодолины они узкие и относительно прямолинейные, рельеф коренного ложа прост. Вдоль днища редко встречаются останцы нижнего еще реже более высокого уровня. Небольшие площадки этих уровней обычно выделяются на стрелке слияния русел основной палеодолины и притока, на выпуклом берегу излучин, в отдельных случаях в виде узких полосок вдоль прямолинейного днища. Ширина таких площадок обычно не превышает 100 м. Ниже впадения притоков днище нередко представляет ряд параллельных тальвегов, разделенных выступами коренных пород. На средних участках палеодолин (обычно III–IV порядка) днище расширяется, появляются пологие излучины, выраженные в рельефе эрозионными бороздами. Излучины чаще встречаются ниже впадения притоков, причем с тем большей вероятностью, чем больше угол входа притока в основную долину. На пологих участках встречается несколько эрозионных понижений – палеорусел. Выступы коренного ложа между тальвегами обычно имеют высоту нижнего уровня. Характерно, что отдельные тальвеги-рукава даже в расширениях руслового днища прямолинейны. Это могут быть протоки, отчленяющие отдельные фрагменты пойм, либо протоки прорыва. В целом для средних участков палеодолин типичным является незавершенное

меандрирование. На нижних участках палеодолин (V–VI) порядков пойменно-русловое днище имеет максимальную ширину. В его поперечном профиле на разрезах отмечаются многочисленные тальвеги и межтальвеговые повышения с относительной глубиной 2–3 м. Эти элементы, отраженные на схемах палеогеоморфологического строения, свидетельствуют о сложной морфологии, обусловленной характером руслового процесса на участках интенсивного смещения и переформирования многоорукавного русла.

При составлении схемы морфологического строения палеодолин особо тщательного анализа требуют участки возможного впадения палеопритоков, положение которых нередко отличается от современного. Устьевые области палеопритоков выделяются на схемах по ряду геоморфологических признаков – наличию тальвегов в коренном ложе бортовой части долины и в кровле выделенных толщ аллювия. Не всегда эти тальвеги расположены друг над другом, иногда возможны их смещения в плане. В случае, если устанавливается несколько сближенных тальвегов, прорезающих эрозионные уровни основной палеодолины, можно предположить впадение крупного притока, имеющего сравнительно широкую устьевую область. В основной долине также существуют признаки, по которым можно уточнить характер впадения притоков. К ним относятся – расширение днища за счет размыва эрозионного уровня, снижение уклонов продольного профиля основной долины, наличие в днище останцов эрозионных уровней (островов различной конфигурации и размеров).

Параллельно с выделением морфологических элементов палеодолин проводится определение возраста выделенных элементов. При бурении долин геологами на основе данных споро-пыльцевых анализов погребенных аллювиальных отложений и других признаков (состав отложений, их цвет и т. д.) проводится выделение аллювиальных горизонтов, сформированных в разные периоды. Аллювий разного возраста встречается фрагментарно и поэтому очень актуальна привязка его к определенным гипсометрическим уровням. Датировки отложений показываются на геолого-разведочных разрезах. В основу интерпретации возраста отложений, наряду с эталонными стратиграфическими разрезами, положен генетический принцип их распространения. Возраст формирования днища и эрозионных уровней показывается на схемах различной штриховкой или в цветовой гамме. Построенные схемы по генетическому принципу взаимосвязи элементов коренного рельефа и разновозрастных отложений позволяют выявить время формирования того или иного эрозионного уровня, провести реконструкцию разновозрастных врезов, сделать временные срезы гидросети и палеорусел, выявить картину плановой эволюции разновозрастных врезов и реконструировать историю их формирования.

Примером палеогеоморфологической схемы одного из участков погребенной долины р. Вачи (Ленский золотоносный район, Витимо-Патомское нагорье) приведен на рис. 1. Долина погребена под мощным слоем рыхлых отложений мощностью в несколько десятков метров. Морфологический облик долины сформировался в течение четырех эрозионных циклов. Занимая разные по высоте уровни, палеорусла разных эрозионных циклов образуют крупные долинные излучины. Морфология



Фрагменты долин:

- 1 – раннеплейстоценового возраста,
- 2 – среднеплейстоценового возраста.

Палеорусла:

- 3 – нижнеплейстоценового возраста,
- 4 – позднеплейстоценового,
- 5 – голоценового возраста,
- 6 – эрозионные ложбины,
- 7 – повышения коренного ложа,
- 8 – склоны эрозионных уровней и повышений коренного ложа,
- 9 – коренные борта долины,
- 10 – абсолютные отметки коренного ложа,
- 11 – относительные превышения эрозионных уровней,
- 12 – разведочные линии

Рис. 1. Палеогеоморфологическая схема долины р. Вачи

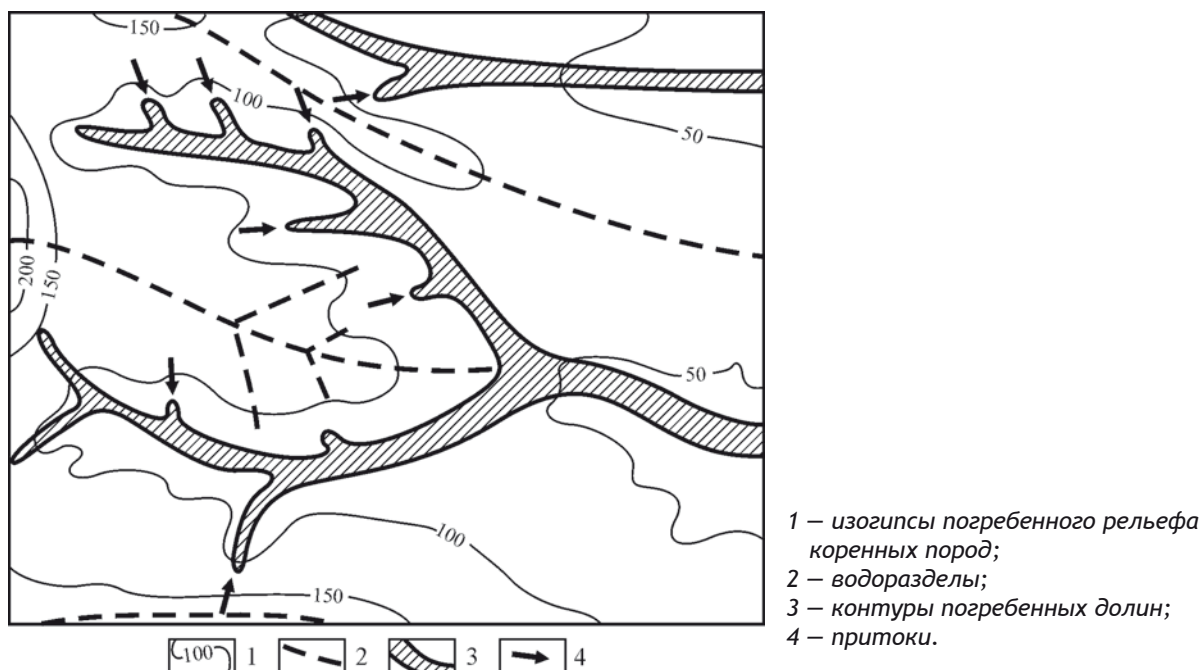


Рис. 2. Фрагмент карты погребенного рельефа Куларского района

долины достаточно сложна. Здесь прослеживаются фрагменты разновозрастных террас сложной конфигурации.

Важным моментом для выявления закономерностей эволюции палеогидросети является реконструкция погребенного рельефа района. Восстановление его облика позволяет определить рисунок палеогидросети, представить морфометрию и морфологию погребенных долин и их бассейнов, ширину водоразделов и длину склонов, основные направления палеопритоков, пространственное положение долин. Исходными материалами для построения карты погребенного рельефа являются топографические карты масштаба 1:100 000 или 1:50 000, аэроснимки, данные геофизической разведки территории (геофизические профили и профили ВЭЗ), данные поисково-разведочного бурения и геолого-разведочная документация. Составление карты погребенного рельефа идет «снизу-вверх» от днища палеодолины к ее водоразделам. На стадии составления карты погребенного рельефа по рисунку горизонталей определяются направления течения выделенных по устьевым областям погребенных притоков. При составлении карты погребенного рельефа очень важно отразить положение палеоводоразделов (в некоторых случаях они не совпадают с современными). Основной погрешностью карты является невозможность выявить начало самих верхних звеньев гидросети (из-за отсутствия разведочных данных), вследствие чего величина густоты эрозионного расчленения современного рельефа почти в два раза превышает величину погребенного.

На рис. 2 показан фрагмент карты погребенного рельефа Куларского района (междуречье р.р. Яны и Омолоя). На основании разведочных данных показано положение трех крупных палеодолин и их притоков и основные водоразделы, по которым можно определить конфигурацию и площади бассейнов.

Следующим этапом является составление карты-схемы более мелкого масштаба (1:50 000 или 1:100 000) на которой показывается пространственное положение разновозрастных долин.

Пример такой карты-схемы иллюстрирует рис. 3, на котором показано положение погребенных и современных долин Куларского района (междуречье рек Яны и Омолоя). Установлено, что рисунок речной сети оставались практически без изменений на протяжении всех трех эрозионных циклов для рек, дренирующих западный и восточный борт Улахан-Сисской антиклинали, испытывающей направленное поднятие. На северном фланге Улахан-Сисской антиклинали, морфологически выраженной в виде северного склона Улахан-Сисского хребта, ступенчато переходящего в Приморскую низменность, наблюдается максимальное расхождение погребенных и современных долин.

Использование картографического метода позволило проследить закономерности эволюции речной сети и палеодолин на протяжении длительных геологических периодов их формирования. Сопоставление морфологии погребенных и современных долин позволяет сказать, что морфологическое строение долин во многом обусловлено морфодинамическим типом русел и их эволюцией в течение длительных этапов формирования долин. Морфодинамический тип русла, свойственный тому или иному участку, сформировался при заложении долин — уже тогда морфология долин приспособлялась к тектоническому плану и литологии пород. В последующие эрозионные циклы, при врезании русел, реки вновь и вновь попадали в те же условия и неизменно формировали тот же

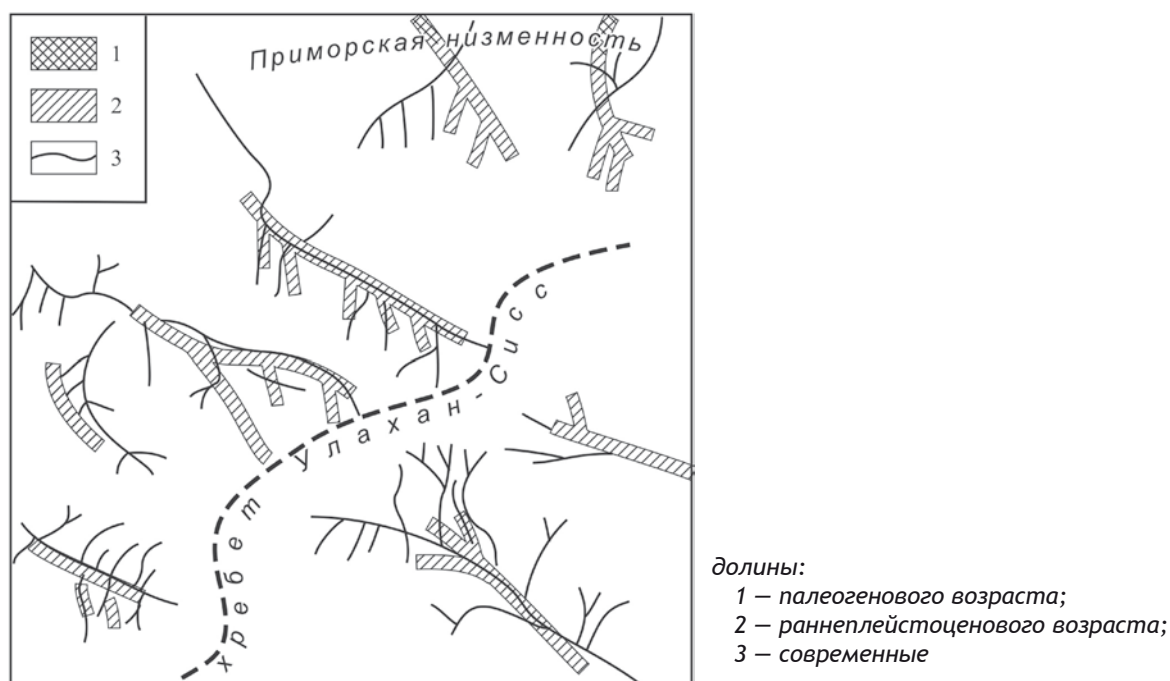


Рис. 3. Изменение планового положения долин Куларского района в разные геологические периоды

самый тип русла. Такие особенности морфологии долин, как их четковидность, ширина и форма террас и их распространение в долине, морфология устьевых зон притоков нередко являются результатом динамики русла в течение нескольких эрозионных циклов. Морфология устьевых зон притоков во многом определяется эволюцией русел основной долины. При стабильном положении основного русла (относительно прямолинейное неразветвленное, врезанные меандры) устьевые зоны притоков практически не испытывают смещения, имеют незначительную ширину, глубоко врезаны, борта долины крутые. При неустойчивом положении русла основной реки (свободное меандрирование, разветвленное на рукава) устьевые зоны притоков характеризуются значительными горизонтальными деформациями и могут смещаться как вниз, так и вверх по течению, подчиняясь изменению положения русла основной реки. В таких случаях устья притоков имеют большую ширину.

В результате сопоставления пространственно-высотного положения долин разных эрозионных циклов выявлены важные закономерности эволюции гидросети на протяжении нескольких эрозионных циклов. В горных областях эволюция речной сети в геологическом масштабе времени в зависимости от разных факторов, может иметь унаследованный характер, либо испытывать резкие изменения. Радикальные изменения рисунка речной сети и конфигурации бассейнов обусловлены изменением тектонического строения территории, внедрением лакколитов, интрузий, проявлений вулканизма. Эволюция речной сети и бассейнов при сохранении общего рисунка речной сети определяется сочетанием структурно-тектонического и климатического факторов. В интенсивно поднимающихся горных системах отмечается высокая степень унаследованности положения долин, конфигурации и площадей бассейнов, тогда как в низкогорных районах изменения климата в различные эрозионные циклы приводят к изменению густоты расчленения рельефа и изменению площадей бассейнов. Интенсивные перестройки гидросети и изменения бассейнов рек происходят на опускающихся участках, на приморских равнинах, в дельтовых областях, на локальных участках в связи с образованием новых водоразделов, сложенных отложениями ледникового генезиса.

Результаты исследований имеют не только теоретическое, но и большое практическое значение при поисках и разведке полезных ископаемых, особенно в районах формирования погребенных россыпей. Учет закономерностей эволюции речной сети в разные геологические периоды в зависимости от разных факторов может служить ориентиром при постановке поисковых работ в россыпных районах, а также при детальной разведке погребенных россыпей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00303) и гранта президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-79.2012.5)

Литература

1. Воскресенский С. С. Геоморфология россыпей. М.: Изд-во «Высшая школа». 1968. 367 с.
2. Патык-Кара Н. Г., Постоленко Г. А. Долинная система Колымы, история и факторы ее становления / Геоморфология. 2003. №3. С. 62–75.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ РЕКИ ЛЬКЕЗИ

А. В. Воскова, Е. А. Истомина*, В. А. Караваев**

Научно-исследовательский и проектный институт Генерального плана г. Москвы, Москва,
avoskova@yandex.ru

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, elena@irigs.irk.ru

**Институт географии РАН, Москва, vadkaravaev@rambler.ru

THE MAPPING OF DANGEROUS GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES ON THE EXAMPLE OF LKEZY VALLEY

A. V. Voskova, E. A. Istomina*, V. A. Karavaev**

Scientific and design institute of General plan of Moscow, Moscow, avoskova@yandex.ru

*Institute of geography of a name of V.B. Sochava of the Siberian brunch of RAS,
Irkutsk, elena@irigs.irk.ru

**Institute of geography of RAS, Moscow, vadkaravaev@rambler.ru

Изучение геоморфологических процессов, протекающих с большой скоростью и представляющих угрозу для людей, занимает в мониторинге экологической ситуации на горных территориях особое место. Такие процессы, независимо от заселённости территории, подверженной их воздействию, относятся к опасным. Это сели, снежные лавины, обвалы, осыпи, быстрые оползны и т. д.

Помимо опасности для людей, подобные процессы за короткий временной интервал способны изменить на территории, подверженной им, все природные компоненты и, прежде всего, – рельеф, почвообразующие породы, почву и растительность. В такой ситуации можно говорить об особом типе горных геосистем, периодически подверженных быстрой перестройке всей структуры.

Авторы исследовали опасные геоморфологические процессы в долине реки Лькези – притоке второго порядка реки Черек Балкарский¹. Полевые работы проводились в августе 2011 г. и 2012 г.

Одна из основных задач, на решение которых были направлены исследования, заключалась в составлении крупномасштабной карты участков проявления опасных геоморфологических процессов.

Методика исследования. По космическим снимкам и топографической карте масштаба 1 : 25 000 была составлена предварительная карта-схема морфологических частей долины с нанесением предположительных участков проявления исследуемых процессов. При создании карты была использована цифровая модель рельефа Aster DEM с пространственным разрешением около 30 м, а также космические снимки Lansat за различные сезоны и годы.

В дальнейшем при проведении полевых работ дешифрованные контуры были выверены. В камеральных условиях все контуры еще раз проверены и уточнены с использованием материалов фотофиксации.

При выделении морфологических частей долины её склоны были разделены по крутизне на две категории – крутые и пологие² и по экспозиции – юго-западный и северо-восточный. Склоны разных экспозиций в среднем и верхнем течении различаются как по морфологии, так и по набору геоморфологических процессов.

В ходе полевых работ выполнена характеристика состава и распределения терригенных отложений, их мощности, формы и размеров, а также географической обстановки в целом в бассейне Лькези. Вдоль и поперек долины Лькези были проведены маршрутные обследования с GPS-съёмкой. Маршруты выбирались с учетом расположения конусов выноса, склоновых отложений, обвалов, не заметных на космических снимках участках проявления экзогенных процессов, а также возможности осуществления непосредственных наблюдений как с близкого расстояния в точках описания природных территориальных комплексов, так и с обзорных точек с большой абсолютной высотой, в том числе с противоположного склона.

Интенсивность процессов оценивалась по динамике отложенного материала. Для этого участки их проявления исследовались на предмет появления свежих отложений, замерялись морфометрические показатели их элементов. Кроме того, ценную информацию удавалось получать из бесед с местными жителями и людьми, по роду работы регулярно бывающими на изучаемой территории – сотрудниками заповедника, пастухами, пограничниками.

На завершающем этапе составляется цифровая карта базового масштаба 1 : 25 000, где сплошной заливкой обозначены морфологические части долины, а участки проявления опасных процессов изображены штриховкой (рис. 1). В дальнейшем предполагается совершенствовать карту, дополнив её более подробной информацией о местных природных территориальных комплексах и расширив модельную территорию.

1 Лькези впадает в Карасу, которая, сливаясь с Дыхсу, образует Черек Балкарский

2 При дифференциации склонов по крутизне принята классификация Н.Л. Беручашвили [1] с обобщениями

Исследуемая территория. С 2009 г. территорией исследования для авторов выступает долина реки Черек Балкарский (Центральный Кавказ, Кабардино-Балкарская республика) на участке от верховий до села Верхняя Балкария, а также долины её истоков и притоков. Значительная часть бассейна р. Черек Балкарского и его притоков находятся в границах Кабардино-Балкарского высокогорного заповедника.

Долина Черек Балкарского представляет собою узкий трог с ясно выраженным в рельефе плечом и низвергающимися сверху боковыми притоками, с большим уклоном и ступенчатостью продольного профиля приустьевой части русла. По низовьям боковых притоков в большинстве случаев сходят сели и лавины.

В селении Верхняя Балкария для выпаса отары овец и стада коров, собранных со всего села, используют верхнюю часть долины р. Черек Балкарского и прилегающих к ней долин рек Карасу, Ахсу, Ортозюрек и Лъкези. Животных выпасывают в течение тёплого времени года, время от времени меняя место выпаса.

В геологическом отношении исследуемая территория имеет сводово-глыбовое строение и сложена гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами³. Троговая долина Лъкези расчленяет северный склон Главного Кавказского хребта на две части. Восточная часть представляет собой хребет с вершинами 3319,7 м (г. Каласирт) и 3053 м, являющийся водоразделом между долинами Лъкези и Карасу. Западная часть, проходящая через вершины 3689 м (г. Шаритау), 3274 м и 2894,6 м (г. Левхановцек), отделяет долину Лъкези от ледников Агаштан и Фытнаргин.

Река Лъкези начинается из ледника Стулу Западный, который в последние десятилетия устойчиво отступает. На конце ледника ледяной грот отсутствует, имеются многочисленные трещины. В верховьях и средней части (на расстоянии около 4 км от ледника) река течёт с юго-востока на северо-запад по достаточно широкой, относительно низовой, долине с узкой (12–30 м) поймой. В среднем течении река поворачивает сначала на север и протекает в каньоне, далее – на северо-восток – по узкой долине, которая расширяется только близ впадения Лъкези в Карасу. Русло в нижней части долины имеет ступенчатый продольный профиль и сильно наклонено (на 45° и более) в сторону уреза воды в р. Карасу.

В высокогорной части бассейна Лъкези развиты каровые экзарационные, аккумулятивные древние и современные ледниковые, нивальные, солифлюкционные, а также и гравитационные морфоскульптуры (осыпи, обвалы, лавинные прочёсы). В средних и нижних частях склонов, пойме реки сосредоточены флювиогляциальные, ледниковые аккумулятивные, аллювиальные и флювиальные морфоскульптуры. На высоте около 200–250 м над урезом воды в Лъкези прослеживаются остатки древних морен. В большинстве случаев следует ожидать, что их отложения будут иметь поздне- и среднеплейстоценовый возраст, так как в период углубления троговых долин, происходившего в позднем плейстоцене, следы раннеплейстоценового оледенения были утрачены.

Растительный покров, описанный во время полевых работ, представлен преимущественно субальпийскими лугами и высокотравьем, зарослями можжевельников и рододендрона кавказского, приуроченными в основном к склонам горных хребтов. Древесная растительность имеется лишь в приустьевой части долины и представлена злаково-разнотравным березовым криволесьем с рододендронам кавказским. Для несомкнутого растительного покрова на гравитационных отложениях, крутых и обрывистых поверхностях скал, характерно широкое распространение рыхлодерновинных и подушкообразных растений, лишайников и мхов, а также участие типичных для альпийского пояса кустарничков. В наиболее увлажненных местах под крупными валунами произрастают микрогруппировки папоротников, можжевельники, рододендрон *Rhododendron caucasicum*. В верхней части склона субальпийский луг постепенно переходит в альпийский, а на отдельных участках – в альпийскую пустошь. Для зарослей рододендрона и можжевельника типичны вороника, брусника (реже – черника), мхи и лишайники.

Интересно отметить, что в составе растительного покрова авторами была обнаружена сверция иберийская, не встречавшаяся в ранних описаниях растительности этих мест [3] и характерная для южного макросклона Кавказа. Это может свидетельствовать в пользу потепления местного климата.

Левый, юго-западный склон долины Лъкези расчленён слабо. Средняя и верхняя части склона по крутизне являются крутыми (30–45°) и средней крутизны (20–30°). В нижней части склона, прилегающей к пойме Лъкези, преобладают пологие (10–20°) и покатые (4–10°) поверхности. Привершинная часть склона на отдельных участках выполаживается. В соседнюю долину реки Карасу с этого склона ведёт скотогонная тропа. Склон лучше, чем северо-восточный, прогревается, здесь быстрее сходит снег весной, и он удобней для выпаса. Поэтому в долине Лъкези выпас овец производится, в основном, по правому берегу, где стоит кошара с загонем для животных. Участок около кошары значительно отличается от прилегающих участков луга по составу травостоя преобладанием нитрофильных видов. Для отдельных участков склона типична тропинчатая эрозия слабой интенсивности. В целом, очевидно, что долина р. Лъкези при существующем режиме выпаса и количестве

3 На подготовительном этапе определялись по [2], во время полевого этапа - визуально

животных не подвергается чрезмерным пастбищным нагрузкам, о чём свидетельствует растительный покров.

За исключением брусники, редких групп рододендрона и березового криволесья, в приустьевой части долины древесные растения вдоль правого берега Лъкези отсутствуют. Фитомасса для этого склона составляет 1,5–2,0 т/га.

Правый, преимущественно северо-восточный, склон долины Лъкези расчленён значительно сильнее. Для него характерны чередование пологих и крутых участков, скальные гребни. Верхняя часть покрыта ледниками с вытекающими из них водотоками, по которым могут сходить микросели. По микроклиматическим условиям этот склон более холодный и влажный, чем противоположный. Пойма и заросшие конусы выноса в нижней части склона используются для выпаса крупного рогатого скота. В растительном покрове склона наряду с субальпийскими лугами распространены субальпийские заросли можжевельника и рододендрона, субальпийское высокотравье. Растительный покров составляют обычные для мезофитных субальпийских лугов и высокотравья виды костер пестрый, вейник *Calamagrostis arundinacea*, скабиоза бледно-желтая *Scabiosa ochroleuca* и т. д. Вдоль нижнего участка русла расположено березовое криволесье с рододендронам кавказским и малиной в подлеске и злаково-разнотравным наземным покровом из вейника, мятлика лесного, кочедыжника альпийского, аконита. Фитомасса субальпийского высокотравья составляет 6 т/га, а фитомасса зарослей рододендрона, можжевельника, березового криволесья превышает 8 т/га.

Результаты исследования. Как показали наблюдения, в пределах долины Лъкези можно выделить 2 участка сосредоточения опасных экзогенных процессов [4]. Они отражены на составленной крупномасштабной карте. Помимо этих двух участков, были описаны отдельные небольшие комплексы, образованные опасными процессами (по большей части – осыпями), однако в избранном базовом масштабе карты их отразить трудно. Тем не менее, авторы продолжают работать над возможностью их отображения на следующих вариантах карты.

Первый, наиболее обширный, участок проявления опасных процессов расположен у истоков Лъкези, в приледниковой зоне Штулу Западного. Второй, значительно меньший по площади, находится в месте поворота течения Лъкези с северо-запада на северо-восток.

Приледниковая зона традиционно отличается высокой активностью склоновых процессов. В данном случае границы из проявления маркируются моренными отложениями. Особенно чётко это видно на северной границе приледниковой зоны.

В восточном сегменте участка отмечаются осыпи и обвалы средней и, в меньшей степени, слабой интенсивности – несмотря на явно частое и регулярное проявление, а также на крутой склон в восточной части зоны, крупных скоплений материала, которые свидетельствовали бы о больших перемещённых массах, обнаружено не было.

В западном сегменте приледниковой зоны отмечаются слабые оползни. Этому способствуют как меньший уклон, так и характер отложений.

Второй участок, расположенный в месте поворота русла Лъкези, отличается активностью опасных процессов из-за сильного сужения её долины, которая в верхнем и среднем течении широкая и пологая, особенно на юго-западном борту. На крутом узком склоне правобережья развиваются обвалы и осыпи высокой интенсивности – перемещают большие массы материала. Участок склона, полукруглый в плане и огибаемый рекой, носит ступенчатый характер. В верхней, крутой части, активны как осыпи, так и обвалы средней интенсивности. Как уже отмечалось, некоторые небольшие участки проявлений опасных процессов показать в масштабе карты трудно. Так, в нижней, более пологой части склона, расположены 2 осыпи. Однако их морфометрические показатели не позволили отобразить их на карте масштаба 1 : 25 000 по отдельности.

На левом берегу выделяется участок длиной около 1 км с активными обвалами средней и слабой интенсивности. Вместе с тем, у его подножия выположенный участок длиной в 350–400 м, свободный от влияния опасных процессов.

К обвальному склону с юго-востока почти примыкает селевая или селево-лавиная геосистема с плоским, но всё же ясно читающимся в рельефе старым конусом. По руслу этого комплекса раз в несколько лет сходят слабые сели. По нашим предположениям, селеносными могли быть 2 ручья, питаемые ледниками и расположенные на правом берегу. Однако селевых отложений в их устьях обнаружено не было, и в качестве селевых комплексов их на карте на сегодняшний момент было решено не выделять.

Помимо отмеченных процессов, во многих местах в зимнее время сходят снежные лавины, однако на текущем этапе исследований долины Лъкези их локализацию выявить не удалось, поэтому на карте и в анализе они не фигурируют.

Выводы

1. В долине р. Лъкези выявлено 2 участка активности опасных геоморфологических процессов – в приледниковой зоне Штулу Западного и в месте сужения долины у поворота русла Лъкези с северо-запада на северо-восток.

2. Для приледниковой зоны активности опасных геоморфологических процессов характерны обвалы, осыпи и оползни средней и слабой интенсивности. Для зоны, расположенной в месте сужения долины – обвалы и осыпи средней, а на участке обрывистого склона – высокой интенсивности.

3. Северо-восточный склон долины Льеки отличается большей интенсивностью и наиболее широким распространением опасных геоморфологических процессов, что обусловлено большими площадью оледенения и расчленением.

4. Северо-восточный склон богаче по составу фитоценоза и фитомассе, чем юго-западный (6–8 т/га против 1,5–2 т/га соответственно), вследствие экспозиционных различий, большего увлажнения и менее интенсивного выпаса.

Литература

1. Беручашвили Н. Л. Методика ландшафтно-географических исследований и картографирование состояний природно-территориальных комплексов. Тбилиси, 1983. 200 с.

2. Геологическая карта СССР. М-6 1:500.000. М.: Мингео СССР, 1978.

3. Щукина А. В. Краткий очерк растительности Балкарии // Землеведение. Т. XXVII, вып. I–II / А. А. Крубер (под ред.). М.-Л., 1925. С. 52–62.

4. Караваев В. А., Воскова А. В., Истомина Е. А. Опасные экзогенные процессы в долине реки Льеки // Геориск. 2012. №4. С. 70–73.

ВЫДЕЛЕНИЕ ВОДООХРАННОЙ ЗОНЫ РЕКИ МЕДВЕДИЦЫ НА ОСНОВЕ ИНЖЕНЕРНО-ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ И КАРТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Т. В. Горбовская, В. А. Данилов, В. А. Затонский, В. В. Копнина,
О. Е. Нестерова, А. В. Федоров, Д. П. Хворостухин*
Географический факультет СГУ, Саратов, tatianawg@rambler.ru

WATER PROTECTION ZONE OF MEDVIDITSA RIVER SELECTION ON THE BASIS OF ENGINEERING-HYDROGRAPHICAL AND CARTOMETRICAL RESEARCHES

*T. V. Gorbovskaya, V. A. Danilov, V. A. Zatonskiy, V. V. Kopnina,
O. E. Nesterova, A. V. Fedorov, D. P. Khvorostukhin*
Geographical Faculty SGU, Saratov, tatianawg@rambler.ru

Большое значение для обеспечения государственного регулирования различных видов деятельности в прибрежных территориях и юридического обоснования решения вопросов землепользования хозяйствующими субъектами и гражданами имеет надежное установление границ береговых полос (БП), прибрежных защитных полос (ПЗП) и водоохранных зон (ВЗ). При этом, береговая линия водного объекта является своеобразным «маркером» для установления ширины БП, ПЗП и ВЗ.

Поэтому, проведенные нами работы предусматривают выделение водоохранных зон, прибрежных защитных полос и береговых полос на участке реки Медведицы в пределах Саратовской области суммарной протяженностью 800 км (для обоих берегов реки) и нанесение их границ на карту.

Основанием для производства расчетов послужили материалы полевых работ, в том числе комплекс гидрометрических исследований уровней, расходов, скоростей течения и гидравлических характеристик русла. Кроме этого была использована справочно-методическая и нормативная литература, топографические карты, космоснимки.

В рельефе долины четко выделяется: русло, пойма, две или три надпойменные террасы. Русло неустойчиво, из года в год перемещается то в одну, то в другую сторону. При этом образуются крутые меандры с наименьшим радиусом кривизны 80–100 м. В верховьях река углубляет русло в ряде мест, главным образом на крутых поворотах и разрушает берег. Размытый материал уносится вниз, где образуются новые мели и песчаные острова. Ширина русла реки в пределах Саратовской области не превышает 40 м. Глубина на плесах составляет 2–3 м, у г. Аткарска – 3,6 м. Преобладающие глубины на перекатах 0,4–0,8 м. Характерная скорость течения в межень на плесах 0,3–0,4 м/сек. В период весеннего половодья скорость на стрежне реки достигает максимального значения 4 м/сек (по данным водомерного поста пгт Лысье горы). Дно песчаное, местами глинистое, в плесах заиленное, на перекатах песчаное с обломками коренных пород разного размера и окатанности. Берега русла крутые имеют высоту 1,5–2,5 м, местами понижаются до 0,5 м, а на отдельных участках от с. Атаевки и ниже по течению достигают 3,0–4,0 м. Повсеместно по реке, особенно ниже пгт Лысье Горы наблюдаются лесные завалы, захламляющие русло.

Пойма и русло занимают самую низкую часть речной долины, подвержены непосредственному влиянию и формируются в результате деятельности реки. Морфометрические показатели поймы

обусловлены протяженностью, направлением и радиусом поворота русла реки. Пойма реки Медведицы преимущественно двусторонняя. Поверхность поймы в основном ровная, покрыта смешанным лесом, нередко заболоченная, изрезана озерами и старицами, особенно от с. Урицкое до с. Мал. Карамыш. Грунт поймы песчаный, местами суглинистый. В период весеннего половодья пойма затопливается слоем воды от 0,5 до 3,0 м. Пойма используется под сенокос, выпас скота, орошение.

В прирусловой пойме из водного потока осаждаются наиболее крупные песчаные частицы, что приводит к накоплению песчаной толщи. В центральной части поймы откладываются более тонкие пылеватые частицы (преобладают суглинистые). В притеррасной части аккумулируются илистые частицы, обязанные подтоплению и заболачиванию верхней поймы; на конусах выноса овражно-балочной сети послойно откладывается ил и песок (чередование суглинков и песка).

История формирования бассейна р. Медведица датируется плейстоценовым возрастом и тесно связана с оледенениями. В течение максимального Днепровского оледенения речная долина была целиком заполнена ледниковыми отложениями, выравнивая рельеф. Отступление ледника привело к удлинению речной долины, ее расширению и углублению. В период Валдайского оледенения сформировались надпойменные террасы и речная долина приняла современный облик. Наличие большого количества балок, столь характерных для бассейна Медведицы, связывают с талыми водами отступающего ледника, но в то время они были долинами овражного типа. В последующее время вследствие движений Донно-Медведицких дислокаций, на фоне общего поднятия местности произошло глубокое врезание долины Медведицы, возникла днепровско-валдайская аллювиальная терраса с цоколем из флювиогляциальных отложений [1]. Более молодые террасы имеют сравнительно небольшое распространение и приурочены к современной долине реки. Врезание реки и образование террас связано как с региональными, так и с локальными тектоническими поднятиями.

Для надпойменных террас Медведицы характерны накопления песков, вызванные стоком талых ледниковых вод, с их последующим перевыванием в период валдайского оледенения, т. е. в эпоху холодного и сухого климата. На террасах имеются древние золотые формы: бугры, гривы, гряды относительной высотой от 1–1,5 до 3–5 м (например, в районе с. Урицкое Лысогорского района). Ныне многие песчаные массивы закреплены посадками сосны обыкновенной.

Таким образом, уклон реки в целом невелик, но сильно изменяется от верховьев к устью реки. Так, на протяжении первых двадцати километров течения реки (до с. Медведицкий) уклон превышает 2 м/км. Затем до г. Петровска наблюдается уменьшение уклона до 0,17 м/км, далее от г. Петровска до с. Ивановки наблюдается аномальное увеличение уклона до 2,3 м/км. Ниже впадения р. Аткары уклон р. Медведицы преимущественно не превышает значений 0,2–0,3 м/км. Все это обусловлено историей формирования бассейна и тектоническим планом территории и оказывает существенное влияние на гидроморфологические характеристики морфостворов р. Медведицы.

На крутых излучинах и перед опорами мостовых переходов наблюдаются заторы льда. Продолжительность спада половодья составляет 1–1,5 месяца. Для основного ВП на р. Медведице (пгт Лысье Горы) среднемноголетние значения основных характеристик стока различной обеспеченности следующие. Годовой сток 75% обеспеченности равен 0,39 км³, 90% обеспеченности – 0,27 км³, 95% обеспеченности – 0,21 км³. Соответственно среднемноголетние расходы воды имеют 12,4 м³/с (при 75% обеспеченности), 8,57 м³/с (при 90%) и 6,67 м³/с (при 95% обеспеченности). Модуль среднегодового стока составляет 2,6 л/с км² [2]. Он изменяется в направлении с северо-запада на юго-восток, что обусловлено общим переносом воздушных масс по территории Саратовской области и распределением величины испарения. Поэтому климатический фактор в образовании стока является доминирующим. Важными стокообразующими факторами являются растительный покров и рельеф. Пойменные леса в долине реки Медведица занимают около 70%. Они слабо преобразованы, вследствие чего поддерживается подземная составляющая стока. Лишь в южной части исследуемого бассейна значительная часть левобережной части пойменных лесов уничтожена пожарами 2009–10 годов.

Скорость воды в русле при уровне высоких вод 1% обеспеченности может достигать 4 м/с, на пойме в период ее затопления – 0,4–0,5 м/с. Средние скорости потока определяются уклоном русла, строением речной долины и морфологией русла. Они могут изменяться от 0,03 м/с до 1 м/с. В межень средняя скорость в русле может составлять 0,1–0,2 м/с. На участках перекатов она составляет 0,5–0,6 м/с, на плесах – в среднем 0,05–0,07 м/с.

Инженерно-гидрографические исследования реки Медведицы в пределах Саратовской области в период проведения полевых работ выявили уменьшение скорости течения и расхода воды при наличии озеровидных расширений речной долины. Напротив, на участках сужения русла увеличиваются скорость и расход воды.

Основная водность реки Медведицы обеспечивается за счет талого и дождевого питания. Подземная составляющая играет немаловажную роль. Многочисленные выходы подземных вод как нисходящего, так и восходящего типа обеспечивают достаточно высокую водность реки в меженный период и во влагодефицитные годы.

Большое влияние на формирование водного баланса бассейна р. Медведицы имеют пойменные озера, которые в период половодья сообщаются с основным руслом, а в период межени из них происходит сток в русловую сеть и поддержание достаточно высокого горизонта подземных вод. Важную роль играют пойменные леса, повсеместно произрастающие в долине исследуемой реки. Нами отмечены большие площади пойменных лесных участков в южной левобережной части бассейна, уничтоженных пожарами. Поэтому огромное значение имеет принятие безотлагательных мер по сохранению экологического состояния поверхностного стока и осуществлению водоохраных мероприятий на прибрежных территориях.

По космоснимкам и в результате проведенных натурных исследований установлены такие типы русловых процессов, как свободное и незавершенное меандрирование [3], на отдельных участках (у с. Палатовка и ниже с. Атаевка). Острова и осередки разбивают основной поток на отдельные рукава. В русловую сеть р. Медведица поступает большое количество аллювиальных и флювиогляциальных отложений (преимущественно мелко- и среднезернистые пески, супеси). Это приводит к формированию подводных отмелей, пляжей. В устьевой части р. Живая Рельня переотложенные пески формируют значительную песчаную отмель, которая способствует снижению скорости течения реки и выполняет роль естественного подпора для основного русла. На этом участке сформирована зона обильного зарастания реки. Песчаные отложения данного левого притока Медведицы формируют аккумулятивные формы вниз по течению на 20–25 км, вплоть до водомерного поста в пгт Лысье Горы. Особенно активен этот процесс в период половодья и дождевых паводков. Песчаные отложения р. Живая Рельня отмечены в разрезе первой надпойменной террасы на высоте 2,5 м над урезом воды. Таким образом, речь идет об активном протекании современных русло- и поймоформирующих процессов долине реки Медведица.

Для установления границы береговой линии и других характеристик водного режима реки на участке проектирования необходимо проведение комплекса гидрологических работ в увязке с данными водопоста в пгт Лысье Горы. Для построения региональных зависимостей учитываются данные наблюдений по водопостам пгт Лысье Горы (Саратовская область) и станции Арчединская (Волгоградская область). По результатам подготовительного этапа мы пришли к выводу, что бассейн реки Медведица в целом можно отнести к гидрологически недостаточно изученным. По нормативным документам, определяющим инженерно-гидрографические изыскания, степень гидрологической изученности территории следует устанавливать с учетом наличия (либо отсутствия) репрезентативного поста (станции). Изученной в гидрологическом отношении река является в том случае, если в пределах изученной территории расположен один или несколько постов с продолжительностью периода наблюдений не менее 30 лет для лесостепной зоны и 40 лет для степной зоны. К недостаточно изученной территории относят в том случае, если имеющиеся посты (станции) не отвечают данному условию. В случае отсутствия постов исследуемую территорию относят к гидрологически неизученным. В настоящее время вдоль реки Медведицы в пределах Саратовской области гидрологический режим постоянно наблюдается только на одном водомерном посту, расположенном в пгт Лысье Горы. Ближайший действующий гидрологический пост расположен в районе ст. Арчединская (Волгоградская область). Остальные гидрологические пункты в пределах Саратовской и Волгоградской областей закрыты.

В силу отсутствия регулярной сети гидрометрических наблюдений в бассейне р. Медведица в пределах Саратовской области, наличия наблюдений по двум водомерным постам в Саратовской и Волгоградской областях, применены методы интерполяции и экстраполяции значений стока и уровней с учетом изменения площадей и расстояний между пунктами наблюдений [4, 5]. Наблюденные гидрометрические данные по створам-аналогам приведены к многолетнему периоду, произведена оценка однородности и стационарности этих рядов. В связи с тем, что р. Медведица является в гидрологическом отношении слабоизученной, для определения среднемноголетнего уровня за безледоставный период был использован метод аналогии. В качестве пунктов-аналогов приняты действующие на р. Медведица гидрологические посты в пгт Лысье Горы и в ст.-це Арчединская. В качестве опорного принят гидрологический пост в пгт Лысье Горы.

По данным наблюдений за многолетний период за каждый гидрологический год нами были определены даты начала и окончания ледостава, затем вычислена продолжительность безледоставного периода. За начало устойчивого ледостава принималась дата установления первого длительного ледостава (20 суток и более). За срок окончания ледостава принимается первый день наступления весенних ледовых явлений (весеннего ледохода, шугохода, подвижек и пр.) Длина ряда составила 20 лет. За каждый год был вычислен средний уровень за период безледостава. Затем определен среднемноголетний уровень за безледоставный период. По результатам полевых гидрометрических работ (измерение расходов воды, уклонов водной поверхности, определение поперечного профиля реки в расчетных створах) были построены зависимости среднемноголетних и измеренных расходов воды по створам, зависимости расходов от уровня $Q=f(H)$ для основных створов.

Отметки среднемноголетнего уровня береговой полосы в ключевом створе, а затем во всех морфостворах в пределах исследуемого участка р.Медведицы, устанавливался по уклонам водной поверхности, который был определен как по топокарте, так и по натурным измерениям. Таким образом, расчетные значения среднемноголетних уровней безледоставного периода (УВБП), установленные по кривым $Q=f(H)$ в основных морфостворах по длине р.Медведицы в пределах Саратовской области равны:

- створ выше г.Петровска – 168,84 м БС,
- створ у с. Ивановка – 157,97 м БС,
- створ выше г.Аткарска – 145,85 м БС,
- створ в пгт Лысые Горы – 129,90 м БС,
- замыкающий створ на границе с Волгоградской областью – 108,39 м БС.

Границы водоохранных зон, прибрежных защитных полос и береговых полос были нанесены в соответствии с действующим законодательством от установленного нами УВБП с учетом ландшафтной организации территории, специфики землепользования и особенностей застройки. Ширина водоохранной зоны реки Медведица на рассматриваемом участке составляет 200 метров и выделяется буферной зоной вдоль основного русла. В населенных пунктах граница водоохранной зоны картографируется по парапету набережной. Ширина прибрежной защитной полосы изменяется от 10 до 50 м и обусловлена углами наклона поверхности. Для ее установления нами была составлена карта углов наклона земной поверхности для исследуемого бассейна. Ширина береговой полосы составляет 20 м согласно «Водному кодексу РФ».

Установленные в работе границы водоохранных зон и прибрежных защитных полос на местности должны быть закреплены специальными информационными знаками установленного образца в местах пересечения реки Медведица дорогами, в зонах отдыха и других местах массового пребывания граждан.

К гидроэкологическим проблемам данного бассейна нами отнесены: изменение гидрохимического состояния водной массы и снижение удельного комбинированного индекса загрязнения воды (УКИЗВ), что по классу качества соответствует как «очень грязная»; естественная захламленность русла и наличие очагов антропогенного загрязнения (свалки бытового мусора, места водопоя скота); наличие низких мостовых переходов, водоводов, брошенных опор деревянных мостов, плотин; многочисленные несанкционированные стоянки для осуществления отдыха местным населением; уничтожение значительных площадей пойменного леса; активное развитие русловых процессов аккумулятивного типа. В связи с этим на участке проектирования и установления береговой линии необходимо проведение комплекса гидроэкологических мероприятий.

Литература

1. Морфоструктура и морфоскульптура платформенных областей равнин СССР М.: Наука, 1986. 195 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. (Монография). Том 7.Донской район, вып. 1, сер. 1, 2, 3, Л.: Гидрометеиздат., 1973. 460 с.
3. Методика полевых геоморфологических исследований /под ред. Спиридонова М.: Недра, 1990, 240 с.
4. Атлас расчетных гидрологических карт и номограмм. Ленинград, Гидрометеиздат, 1986. 18 с
5. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград. Гидрометеиздат, 1984. 446 с.

ГЕОМОРФОЭКОТОННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

С. Е. Коркин

Нижевартовский государственный университет, Нижевартовск, korkin_geomorf@rambler.ru

GЕOMORFOEKOTONOYE MAPPING

S. E. Korkin

Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, korkin_geomorf@rambler.ru

Географический экотон (геоэкотон) есть сопряженная парагенетическая система природно-территориальных комплексов, как относительно однородных на данном иерархическом уровне географических образований, функционально взаимосвязанных и пространственно упорядоченных соответствующими геопотоками [1]. На региональном уровне наиболее важное значение имеют две категории геоэкотонов – климатический и орографический [2]. Локальный уровень представлен фитоэкотонами. При различных сочетаниях частные экотоны создают комплексные переходные зоны, которые получили название ландшафтов-экотонов [3].

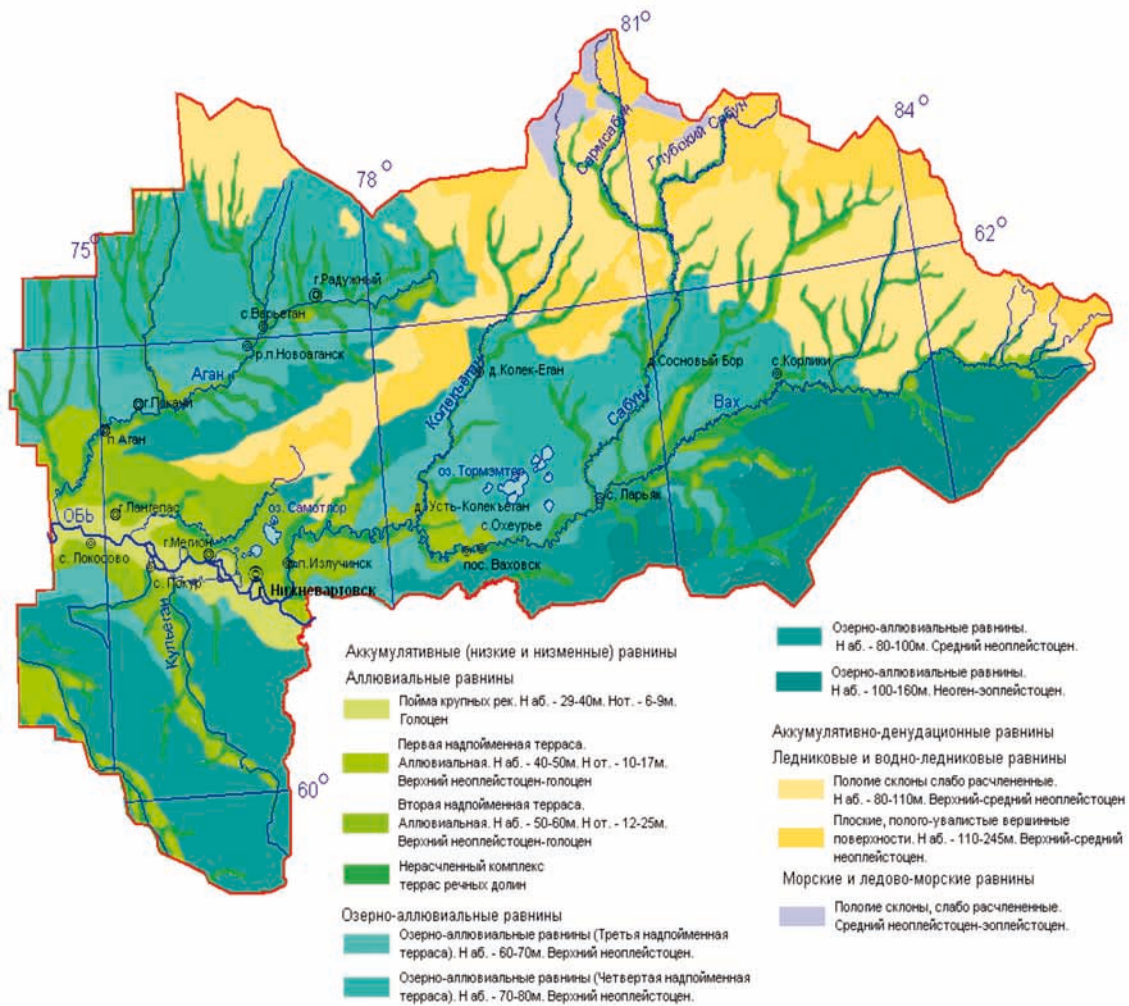


Рис. 1. Карта-схема геоморфологического строения восточной части Ханты-Мансийского автономного округа-Югры

Под геоморфоэкотонами понимается экотонная основа, представленная в работе В. В. Козина, В. А. Петровского [4], а геоморфологическая составляющая принимается по Э. А. Лихачевой, А. Н. Маккавееву и Г. П. Локшину [5].

На территорию восточной части Ханты-Мансийского автономного округа-Югры выделены следующие геоморфологические уровни рельефа [6, 7] с опорой на данные Ю. К. Васильчука [8]: урез русла реки (абс.отм. 29–34м), пойма (абс.отм. 29–40, отн.отм. 6–9м), первая надпойменная терраса верхнего неоплейстоцен-голоцена (абс.отм. 40–50, отн.отм. 10–17м), вторая надпойменная терраса верхнего неоплейстоцена (абс.отм. 50–60, отн.отм. 12–25м), третья надпойменная терраса (Тугиянская терраса) (абс.отм. 60–70м), четвертая надпойменная терраса (Яблыньинская терраса) (абс.отм. 70–80м), озерно-аллювиальная равнина среднего неоплейстоцена (абс.отм. 80–100м), озерно-аллювиальная равнина неоген-эоплейстоцена (абс.отм. 100–160м), пологие склоны, слабо расчлененные верхний-среднего неоплейстоцена 80–110м, плоские, полого-увалистые поверхности (абс.отм. 110–245м) (рис. 1).

Рассмотренные геоморфологические уровни взаимодействуют между собой через геоморфоэкотон и требуют детального изучения с морфологической и морфогенетической стороны, а также с учетом техногенных воздействий. В дальнейшем необходимо включение геоморфоэкотон в состав единиц средне- и крупномасштабного картографирования с выделением четких параметров.

Литература

1. Коломыц Э. Г. Бореальный экотон и географическая зональность: атлас-монография. М.: Наука, 2005. 390 с.
2. Мильков Ф. Н. Физическая география: Современное состояние, закономерности, проблемы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. 398 с.
3. Преображенский В. С. Организация, организованность ландшафтов. Препринт. М.: Ин-т географии АН СССР, 1986. 20 с.
4. Геоэкология и природопользование. Понятийно-терминологический словарь / Автор-составитель Козин В. В., Петровский В. А. Смоленск: Ойкумена, 2005. 576 с.

5. Лихачева Э. А., Маккавеев А. Н., Локшин Г. П. Физическая сущность геоморфологических границ. Геоморфология 2010, №2. С. 3.
6. Коркин С. Е. Геологическое строение и рельеф. Геокриологические условия. Минеральные ресурсы // Природа, человек, экология: Нижневартковский регион / Под ред. Ф.Н.Рянского. Нижневартковск: Изд-во Нижневарт. гуманит. ун-та, 2007. С. 15–21, 25–26, 107–110.
7. Коркин С. Е. Ярусность рельефа и оледенение территории Среднего Приобья (на примере Нижневартковского района ХМАО) // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А.Флоренсова (Иркутск, 9–14 сентября 2007 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. С. 38–40.
8. Васильчук Ю. К. Геоморфологическая карта // Атлас Ханты-Мансийского автономного округа-Югры, Том II, «Природа. Экология», 2004. С. 35.

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФЛЮВИАЛЬНО-ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ
ГОРОДА СТАЛИНГРАДА ПЕРЕД 2-Й МИРОВОЙ ВОЙНОЙ
И СОВРЕМЕННОГО ГОРОДА ВОЛГОГРАДА**

К. К. Крюков

Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград,
kryukow@bk.ru

**A COMPARATIVE ANALYSIS OF THE RIVER AND THE EROSION OF THE NETWORK OF THE CITY
OF STALINGRAD BEFORE THE 2ND WORLD WAR AND THE MODERN CITY OF VOLGOGRAD**

K. K. Kryukow

Volgograd state social-pedagogical University, Volgograd, kryukow@bk.ru

Флювиально-эрозионная сеть современного города Волгограда заложилась в позднечетвертичное время, причем как отмечает Н. А. Самусь [2], в городской черте существует ряд погребенных долин ниже- и среднечетвертичного возраста, и ориентация их с современными долинами не совпадает.

По районированию Я. Ш. Шафира и Г. М. Аванисян [3] данная территория располагается в пределах Приволжской моноклинали, для которой характерны сбросы, проявляющиеся в асимметрии поперечного профиля долин малых рек [2].

В геоморфологическом отношении флювиально-эрозионная сеть дренирует аккумулятивно-денудационную оконечность Приволжской возвышенности, а именно ее восточный склон, с овражно-балочным расчленением. В устьевой части долины малых рек, крупные овраги и балки пересекают абразионно-аккумулятивную хвалынскую террасу, которая в виде уступа окаймляет город со стороны Прикаспийской низменности и реки Волги [1].

Породы, формирующие восточный склон Приволжской возвышенности имеют легкий механический состав, представлены песками, суглинками и глинами, морского, континентального и речного происхождения, от эоцена Pg_{2zr}^1 до верхнечетвертичных отложений.

На данный момент общая площадь бассейнов всех пяти рек – 383,6 км² (66% от территории города). Причем на Мокрую Мечетку приходится 182, на Царицу, по данным автора, – 108 км². Средний $K_{расчл.}$ для бассейнов Мокрой и Сухой Мечеток, Ельшанки и Царицы составляет 1,2 км/км², общая протяженность всех эрозионных форм – 290 км.

На протяжении 4-х столетий эрозионные формы в бассейнах малых рек выступали своеобразными рубежами для городской территории, и это благодаря первоначальному росту города вдоль р. Волги.

Общая протяженность эрозионных форм на август 1942 года для участка от устьевой части Сухой Мечетки до Григоровой балки (без русловой части) составляла 206,37 км. Причем 2% приходилось на систему Сухой Мечетки, 37% на Мокрую Мечетку, 22% Царицу и 4% Ельшанку. Более 35% составляли овраги и балки, прорезающие хвалынскую аккумулятивную террасу и обособленные от систем 4-х указанных рек.

До массовой ликвидации овражной сети выделялись три крупных очага эрозионного расчленения: северный – бассейн Сухой и Мокрой Мечеток; центральный – бассейн реки Царицы, овраги Долгий, Крутой, Банный, и южный – бассейн р. Ельшанки – б. Купоросной. Для склонов были типичны более древние дохвалынские разветвленные овраги, для раннехвалынской аккумулятивной террасы – глубоковрезанные каньоны молодые послехвалынские овраги и унаследованные устьевые части долин.

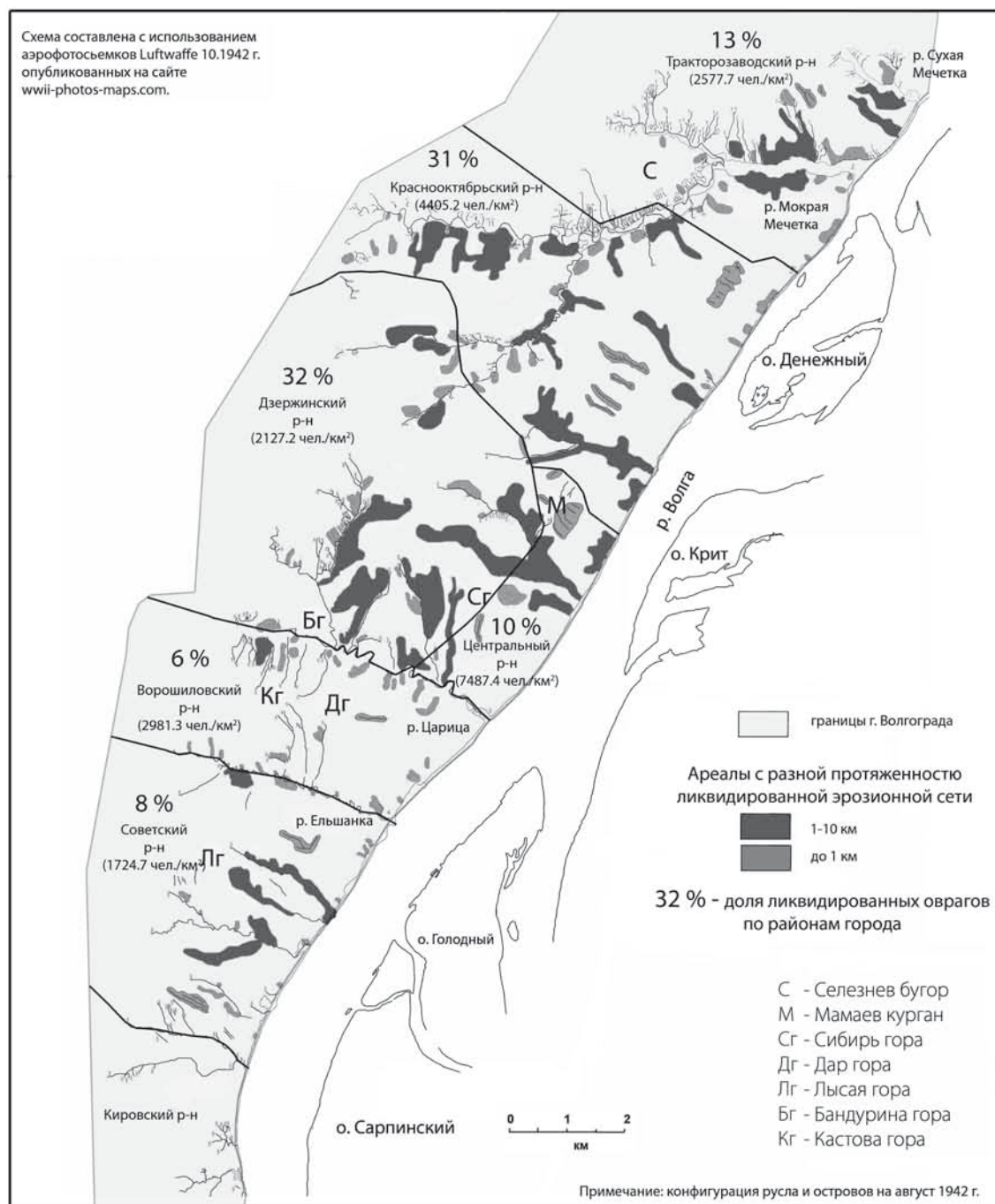


Рис. 1. Техногенная трансформация флювиально-эрозионной сети города Сталинграда-Волгограда (составлено автором с использованием материалов www.wwii-photos-maps.com, дата последнего обращения 20.05.13)

Обращают на себя внимание участки с явным отсутствием эрозионных форм. Если говорить об устье Царицы, то можно предположить их более раннюю засыпку, но для других участков это недопустимо.

Высокие проценты ликвидации эрозионных форм для бассейнов рек Мокрой Мечетки и Царицы можно объяснить значительными темпами расширения города на запад и север в послевоенный период.

Восстановление промышленной зоны в тоже время потребовало засыпки эрозионных форм прорезавших до этого раннехвалынскую аккумулятивную террасу.

Анализ рисунка позволяет выделить 130 ареалов ликвидации эрозионной сети. Они изменяются от первых десятков метров до 10 км. Их границы проводятся с учетом сохранившихся элементов сети, и загущению уничтоженных форм. Общим для их распространения является прижатость и вытянутость вдоль малых рек и берега Волги. Для удобства анализа они были объединены в 7 групп через тысячу метров. Выяснилось, что на первую группу (от 10 м до 1 км) приходится 75% ареалов, и эта же группа лидирует по протяженности ликвидированных эрозионных форм (25%).

Таким образом, в черте города Волгограда находится 32 участка, где величина уничтожения эрозионной сети составляет от 1 до 10 км.

Лидируют по проценту уничтоженных форм 3 наиболее населенных района города: Краснооктябрьский, Дзержинский и Центральный. На 4-м месте Тракторозаводский район. Замыкают список Советский и Ворошиловский районы. Данную ситуацию можно объяснить многоэтажной и промышленной застройкой в первой группе районов и обширной территорией частного сектора во втором.

На данный момент подсчитано, что за 60 лет на территории города Сталинграда-Волгограда на участке Сухая Мечетка – Григорова балка ликвидировано 116,8 км оврагов и балок (т. е. примерно 56%). Большая их часть приурочена к склоновым частям бассейнов малых рек и имели длину менее 100 метров. Не все они уничтожены полностью, в долинах малых рек можно встретить конусы выноса и устьевые части бывших оврагов. Улицы города наследуют их направление и изгиб продольного профиля. Например: овраг Крутой – ул. 7-й Гвардейской Армии, овраг Банный – ул. Рихарда Зорге, овраг Безымянный – улица Хользунова, балка Забазная – ул. Академика Богомольца, овраг Долгий – ул. Землянского, мост через Волгу.

Выводы: в черте города Волгограда за 60 лет произошло формирование очагов техногенных морфолитосистем. Искусственное изменение флювиально-эрозионной сети характерно для наиболее заселенной частей города. Было уничтожено более 50% отрицательных эрозионных форм.

Литература

1. Волгоградская область: природные условия, ресурсы, хозяйство, население, геоэкологическое состояние: кол. Монография. Волгоград: Изд-во «Перемена», 2011. С.

2. Самусь Н. А., Игнатенко О. Н., Самусь А. Н. Инженерная геология Волгоградской агломерации (Практический опыт): монография / Н. А. Самусь, О. Н. Игнатенко, А. Н. Самусь. М.: ООО «Геомаркетинг», 2010. 304 с.

3. Шафи́ро Я. Ш., Аванисьян Г. М., Мезо-Кайнозойская структура Волгоградского Поволжья, и ее соотношение с девонским региональным структурным планом. Труды ВНИИНГ, Издательство «Недра». вып. 3, 1964 г. С. 206–229.

4. www.wwii-photos-maps.com, дата последнего обращения 20.05.13.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРНЫХ СИСТЕМ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Е. В. Лебедева

Институт географии РАН, Москва, Ekaterina.lebedeva@gmail.com

BASIS OF MAP OF INTENSITY OF GEOMORPHIC PROCESSES OF FAR EAST CONTINENTAL MARGIN MOUNTAIN BELTS

E. V. Lebedeva

Institute of Geography RAS, Moscow, Ekaterina.lebedeva@gmail.com

Частота природных катастроф в мире постоянно растет: за последние четыре десятилетия XX в. их количество увеличилось в 5 раз, а ущерб от них – в 9 раз [1]. Потери мировой экономики от стихийных бедствий в 2010 г. составили 226 млрд долларов, а в 2011 году – уже 350 млрд долларов [2]. Но существуют регионы, где природные катастрофы случаются наиболее часто: так, если в среднем по России годовое число чрезвычайных ситуаций (ЧС) в 1990–93 гг. в расчете на 1 млн человек городского населения составляло 6,3, то на Дальнем Востоке – было в два раза больше [1]. Исходя из статистики МЧС за 1992–2006 гг. в ДВФО в среднем в год происходит 100–110 разномасштабных ЧС природного характера [3]. Здесь наблюдается практически вся совокупность опасных природных процессов и явлений, в том числе геоморфологических, характерных для России в целом [3, 4]. Природные катастрофы влекут за собой и техногенные: в качестве примера можно упомянуть Нефтегорское землетрясение на Сахалине (1995 г.), унесшее более 2000 человеческих жизней. Еще более страшным уроком недоучета важности выявления территорий потенциального риска явилось разрушение АЭС Фукусима в Японии (2011 г.).

Напомним, что геоморфологической катастрофой называется нелинейное, или скачкообразное [5, 6] изменение состояния геоморфологической системы (ГС). Ее причиной могут послужить как резкие, так и постепенные трансформации внешних условий. За счет накопления критической массы вещества и энергии катастрофические (т. е. способные вывести систему из состояния равновесия) проявления могут быть практически у любых процессов, даже у типичных для системы/территории, т. е. тех, что обычно имеют фоновый характер. Кроме того, существуют внешние факторы, которые приводят в действие и/или активизируют геоморфологические процессы, в резуль-

тате меняющие фоновые значения на катастрофические. В качестве подобных «спусковых крючков» могут выступать как эндогенные факторы (например, землетрясения), так и экзогенные (выпадение осадков экстремальной интенсивности) и антропогенные (различные техногенные воздействия), а также их совокупность.

Важную роль играет устойчивость ГС к таким факторам. Многое зависит и от морфологии рельефа, литологии слагающих пород, характера растительности и преобладающего типа выветривания. В частности, для территорий с высокой контрастностью рельефа, большим набором рельефообразующих процессов и их высокими скоростями протекания риск развития катастрофических проявлений весьма высок. То есть существуют геоморфологические обстановки, отличающиеся нестабильностью и готовностью выйти из состояния равновесия – характеризующиеся предрасположенностью к катастрофическому развитию процессов рельефообразования. Для подобных территорий/систем типично: 1) развитие одного или нескольких рельефообразующих процессов, которые могут приобретать катастрофический характер, 2) периодическое влияние внешних факторов, под действием которых фоновые процессы приобретают нелинейный (экстремальный) характер, 3) преобладание рельефа, который способствует такому развитию (например, глубоко и густо расчлененного) и характеризуется высокими скоростями процессов рельефообразования. Такие территории, где геоморфологические системы находятся в состоянии готовности выйти из равновесия и велика вероятность развития процессов морфолитогенеза по катастрофическому сценарию под воздействием внешних и/или внутренних факторов, мы предлагаем называть зонами напряженности геоморфологических процессов, или зонами геоморфологического риска.

Анализ характера распределения и хода катастрофических процессов территорий определенного типа и направленности развития – специфических геоморфологических ландшафтов и регионов – является перспективным подходом в изучении природных катастроф [7]. К таковым можно отнести и выявление районов повышенной напряженности геоморфологических процессов окраинно-континентальных горных систем, для которых также характерен специфический спектр геоморфологических процессов определенного диапазона интенсивности. Подобные регионы обладают максимальной контрастностью рельефа, мозаичным строением как дневной поверхности, так и земной коры, а также интенсивным проявлением широкого комплекса современных эндогенных процессов – вулканизма, сейсмичности, вертикальных движений. Климатические особенности этих территорий, обусловленные взаимодействием океанических и континентальных воздушных масс, также вносят немалую лепту в активизацию экзогенных процессов. В связи с этим данные территории отличаются большим разнообразием процессов рельефообразования, их высокими скоростями и нередко катастрофическим характером развития.

Исследования напряженности геоморфологических процессов в пределах окраинно-континентальных горных систем актуальны как для российского Дальнего Востока, так и для Притихоокеанья в целом. Хозяйственное освоение этих геоморфологически опасных регионов и усложнение производственных технологий еще больше увеличивают риск активизации здесь катастрофических природных процессов. Имеющиеся результаты наших исследований и проведенный анализ природных и антропогенных предпосылок напряженности геоморфологических процессов на российском Дальнем Востоке [8 – 10] позволили разработать принципы составления карты напряженности геоморфологических процессов.

В 2003 г. Институтом географии РАН была издана карта «Современной геодинамики рельефа Северной Евразии» [11] м-ба 1:5 000 000. Впоследствии на ее основе была составлена карта «Степени эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов» [12] м-ба 1:8 000 000. На ней большая часть территории Дальнего Востока без особой детализации была отнесена к зоне высокой опасности. С одной стороны, это связано с меньшей изученностью данной территории по сравнению с европейской частью России, а также с преобладанием здесь горного рельефа [13]. Но с другой, несомненно и то, что данная карта была составлена на основании анализа распределения современных геоморфологических процессов, способствующих образованию или обострению опасных эколого-геоморфологических ситуаций, усиленных также антропогенно-техногенным воздействием, но без учета существующих эндогенных и экзогенных факторов, которые могут спровоцировать активизацию указанных процессов в разы и значительно повысить риск опасных ситуаций. Впоследствии составитель карты степени эколого-геоморфологической опасности С. К. Горелов писал о необходимости усиления и проработки вопросов эндогенной составляющей рельефообразования для оценки геоморфологического риска [14].

Для выделения в пределах зон высокой эколого-геоморфологической опасности (по [12]) окраинно-континентальных горных систем Дальнего Востока конкретных участков напряженности геоморфологических процессов с повышенным риском их катастрофического развития предлагается провести сопряженный анализ эндогенных и экзогенных предпосылок развития катастрофических геоморфологических процессов с использованием данных по сейсмической активности территории, характеру распределения осадков, морфологии рельефа и ряд других. Предлагаемая

методика составления карты напряженности геоморфологических процессов базируется на балльной оценке следующих параметров: 1) совокупности рельефообразующих процессов территории и их способности/возможности приобретать катастрофический характер, 2) особенностей морфологии рельефа, способствующих катастрофическому развитию процессов рельефообразования, 3) наличия, особенностей и зональности проявления факторов, под действием которых фоновые процессы территории могут приобретать экстремальный характер. Апробация методики составления карты напряженности геоморфологических процессов в масштабе 1 : 8 000 000 и выявления зон риска на основе изложенных принципов (см. таблица) в настоящее время ведется для ключевых участков Дальнего Востока России.

Комплекс ведущих рельефообразующих процессов территории, их активность и площадь распространения отражает карта степени эколого-геоморфологической опасности [12], которая берется нами за основу. Здесь даны 3 градации оценки опасности: 1) высокая – действуют несколько опасных рельефообразующих процессов преимущественно с высокими показателями интенсивности, 2) средняя – спектр опасных процессов также широк, но показатели интенсивности меньше, 3) низкая – узкий спектр процессов при их низкой интенсивности. На основе этой карты выделяются участки, которые соответственно получают от 3-х (высокая эколого-геоморфологическая опасность) до 1 (низкая опасность) балла напряженности.

Далее необходимо проанализировать особенности морфологии рельефа, способствующие катастрофическому развитию геоморфологических процессов. Здесь особое внимание должно быть уделено глубине эрозионного расчленения. Для оценки этого параметра используется карта эрозионной опасности рельефа м-ба 1 : 2 500 000, составленная в 1976 г. в лаборатории геоморфологии ИГ РАН (Д. А. Тимофеев, Л. Н. Былинская). Значительная глубина расчленения свидетельствует о большей потенциальной возможности развития катастрофических геоморфологических процессов на склонах, поэтому при глубине расчленения 400–800 м территория получает дополнительно 1 балл, а при глубине более 800 м – 2 балла (см. табл.). Для отдельных участков важным показателем может явиться и густота расчленения.

Что касается факторов, провоцирующих активизацию геоморфологических процессов и усугубляющих риск опасных ситуаций в целом, то здесь на первый план выходит анализ данных по сейсмической активности территории. И карта сейсмического районирования с выделением зон

Таблица

Оценка напряженности геоморфологических процессов окраинно-континентальных горных систем Дальнего Востока (на примере о. Сахалин)

Показатель	Оценка показателя в баллах напряженности	Источники информации
<i>Природные факторы</i>		
Степень эколого-геоморфологической опасности территории: а) низкая б) средняя в) высокая	- а) 1 б) 2 в) 3	Карта степени эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов (м-б 1 : 8 000 000)
Глубина расчленения рельефа (м): а) 400–800 б) >800	- а) 1 б) 2	Карта эрозионной опасности рельефа (м-б 1 : 2 500 000)
Сейсмическая опасность территории - максимальная интенсивность колебаний грунта в баллах а) 6 б) 7 в) 8 г) 9 и более	- а) 1 б) 2 в) 4 г) 6	Карта сейсмической опасности ОСР-97 В (м-б 1 : 8 000 000). Период повторяемости – 1 000 лет.
Количество осадков (мм/год): а) 500–1 000 б) 1 000–1 500	- а) 1 б) 2	Карта осадков Сахалинской области (1 : 4 000 000)
Литологический фактор – наличие многолетнемерзлых толщ рыхлых отложений (мощностью более 2–3 м)	1	Геологическая карта СССР (м-б 1 : 2 500 000), криолитологическая карта СССР (м-б 1 : 4 000 000)
<i>Антропогенные факторы</i>		
Наличие активного антропогенного воздействия - зоны антропогенной активизации геоморфологических процессов	1	Карта степени эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов (м-б 1 : 8 000 000)
Общая напряженность геоморфологических процессов	Более 15 баллов - потенциально катастрофическая, 10–14 – чрезвычайно высокая, 5–9 – высокая	

различной интенсивности землетрясений (ОСР-97В) является важным источником информации. Землетрясения даже при незначительной силе могут провоцировать многие катастрофические процессы: отседание, обвалы, оползни, сход лавин и селей, возникновение цунами и др. Изменение в рельефе начинают проявляться при интенсивности сотрясений 6 баллов. Сейсмогравитационные явления разного масштаба сопровождают почти все землетрясения интенсивностью 7–8 баллов и выше и играют существенную или даже ведущую роль в формировании рельефа сейсмически активных территорий [15]. В связи с этим принципиально важно выделение высокосейсмичных зон: территории, попадающие в область 6-ти балльных землетрясений, на карте напряженности получают 1 дополнительный балл, 7-ми балльных – 2, 8-ми – 4, а зоны 9-балльных землетрясений и более – 6 баллов напряженности. Подобный подход позволяет четко выделить наиболее потенциально опасные участки, где возможны разнообразные, иногда непредсказуемые по масштабам катастрофические процессы, спровоцированные интенсивными подземными толчками.

На специфику развития процессов рельефообразования многих регионов существенно влияет как общее количество осадков, так и характер и интенсивность их выпадения [16]. В окраинно-континентальных горных системах часто принципиально отличаются приморские и внутриконтинентальные склоны. Причем эта разница может составлять 500, 1 000 и более мм/год, что, несомненно, сказывается на характере протекания геоморфологических процессов на склонах разной экспозиции. Балльная оценка позволяет оценить влияние и этого параметра: территории, где выпадает от 500 до 1 000 мм/год осадков получают 1 дополнительный балл, а 1 000–1 500 мм/год – 2 балла (таблица). При крайне неравномерном выпадении вводится дополнительный коэффициент.

По мере возможности, необходимо учесть и литологический фактор и наличие многолетне-мерзлых пород. Разумеется, в масштабе проводимого картографирования это можно сделать лишь в самых общих чертах, однако, представляется весьма существенным выделение обширных участков развития многолетнемерзлых толщ рыхлых отложений мощностью более 2–3 м.

В то же время, очевидно, что для оценки природно-обусловленной напряженности могут учитываться и некоторые дополнительные параметры, имеющие локальный характер: наличие очагов землетрясений с магнитудой более 7, высокосейсмичных зон пересечения линейаментов, участки активных современных вертикальных и горизонтальных движений, а также побережий, подверженных воздействию цунами и др.

На следующем этапе выделяются районы, подвергающиеся активному линейному и площадному антропогенному воздействию: зоны антропогенной активизации геоморфологических процессов (как в результате строительства, так и добычи полезных ископаемых). Хорошо известно, что подобное воздействие может активизировать как экзо-, так и эндогенные природные процессы (например, эрозионные, склоновые и даже сейсмичность). В итоге общая оценка напряженности геоморфологических процессов территории может превышать 15 баллов и при этом будет считаться потенциально катастрофической. При 10–14 баллах напряженность геоморфологических процессов чрезвычайно высокая, а при 5–9 баллах – высокая.

Результаты оценки, проведенной для о. Сахалин, который является одним из ключевых регионов апробации методики на Дальнем Востоке, показали, что напряженность геоморфологических процессов, обусловленных природными факторами, для исследуемой территории колеблется от 6 до 12 баллов, а с учетом антропогенной составляющей и дополнительных локальных параметров она может еще возрастать. По напряженности природно-обусловленных геоморфологических процессов остров был подразделен на 21 район. К территориям с чрезвычайно высокой напряженностью (10–14 баллов) отнесены 11 районов – п-ов Шмидта, Северо-Западная низменность, Западно-Сахалинские горы (кроме перешейка Поясок) и северная и центральная части Восточно-Сахалинских гор (по [17]). При этом для Южного хребта и Борской депрессии, как и для остальной территории острова (всего 10 районов) характерна высокая напряженность геоморфологических процессов (от 6 до 9 баллов).

Таким образом, проведено разделение зон высокой, средней и низкой эколого-геоморфологической опасности (по [12]) о. Сахалин на 21 район, для каждого из которых характерна определенная потенциальная напряженность геоморфологических процессов. Т.е. карта напряженности геоморфологических процессов может рассматриваться как следующий этап изучения и зонирования геоморфологической опасности территории, позволяющий выделить участки, в наибольшей степени подверженные риску развития неблагоприятных геоморфологических процессов, что весьма важно для таких беспокойных, но активно осваиваемых регионов, как окраинно-континентальные горные системы Притихоокеанья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00900а)

Литература

1. Голубчиков С. Н. Возможен ли мониторинг природных катастроф? // Энергия. 2003. № 3. С. 42–47.

2. <http://inosmi.ru/infographic/20111226/181319543>.
3. Опасные природные процессы Дальневосточного региона России/ Под ред. В.В.Разумова, А.П.Притворова. М.: Дизайн.Информация.Картография, 2008. 341 с.
4. Короткий А. М., Коробов В. В., Скрыльник Г. П. Аномальные природные процессы и их влияние на устойчивость геосистем юга Российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2011. 265 с.
5. Александров С. М. Нелинейность рельефообразующих процессов и экстремальные ситуации. М.: РФФИ, ИГ РАН, 1996. 112 с.
6. Ананьев Г. С. Методология изучения катастрофических процессов рельефообразования и вопросы эколого-геоморфологического риска. Вестник МГУ. Сер.геогр. 1992. №4. С. 14–20.
7. Geomorphological Hazards and Disaster Prevention /Ed. I.Alcántara-Ayala & A. Goudie. N-Y: Cambridge University Press, 2010. 291 p.
8. Лебедева Е. В. Катастрофические геоморфологические процессы в приморских районах Западного Приохотья. //Геоморфология. 1995. №4. С. 35–42.
9. Лебедева Е. В. Катастрофические геоморфологические процессы в окраинно-континентальных горных системах/ Нелинейность рельефообразующих процессов и экстремальные ситуации (регионально-практические аспекты). М.: РФФИ, РАН, 1996. Т.2. С. 39–50.
10. Готванский В. И., Лебедева Е. В. Влияние природных и антропогенных факторов на напряженность геоморфологических процессов на Дальнем Востоке // Геоморфология. 2010. №2. С. 26–36.
11. Карта современной геодинамики рельефа Северной Евразии с краткой объяснительной запиской. М-б 1:5000000. М.: ИГ РАН, 2003.
12. Карта степени эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов. М-б 1:8000000. М.: ИГ РАН, 2006.
13. Эколого-геоморфологические карты Северной Евразии. Краткая объяснительная записка. Сост. С.К.Горелов, Д.А.Тимофеев. М.: ИГ РАН, 2007. 12 с.
14. Горелов С. К. О проблеме эколого-геоморфологического картографирования (на примере территории Северной Евразии). Геоморфология. 2008. №2. С. 61–66.
15. Солоненко В. П. Землетрясения и рельеф. Геоморфология. 1973. №4. С. 3–13.
16. Старкель Л. Рельефообразующая роль экстремальных (катастрофических) метеорологических явлений // Проблемы климатической геоморфологии. Владивосток: ТИГ ДВНЦ, 1978. С. 60–76.
17. Александров С. М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 1984 с.

**КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ
СЕМИАРИДНОЙ ПЕДИМЕНТАЦИИ В КОНЦЕ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА – НАЧАЛЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА
НА СЕВЕРЕ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ1**

В. В. Мозжерин, В. А. Кажокина

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
vadim_mozzherin@mail.ru, vera_kazhokina@mail.ru

**CARTOGRAPHIC ASSESSMENT METHODS OF PEDIMENTATION INTENSITY DURING
THE LATE EOPLEISTOCENE – EARLY NEOPLEISTOCENE IN THE NORTH OF THE VOLGA UPLAND**

V. V. Mozzherin, V. A. Kazhokina

Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan,
vadim_mozzherin@mail.ru, vera_kazhokina@mail.ru

Для рельефа водоразделов Приволжской возвышенности характерна ступенчатость, отмечавшаяся многими исследователями [1–5 и др.]. Верхний уровень, находящийся на отметках 280–320 м был сформирован в течение миоцена в результате саванной педиplanationии более высокого яруса рельефа, остатков которого не сохранилось [1, 6]. Нижний уровень, располагающийся на высотах 180–220 м, был образован благодаря процессам плоскостного смыва и параллельного отступления склонов (педиментации) верхней ступени в условиях засушливого семиаридного климата позднего эоплейстоцена – раннего неоплейстоцена и представляет собой обширную систему реликтовых педиментов, образующих главный уровень современных междуречий [7, 8]. На более широкое бывшее распространение высокого плато указывают петрографический состав галек эоплейстоценового аллювия, снивелированные оползни и останцы высокого плато, развитые по фронту основных массивов. Цель настоящего сообщения заключается в попытке количественной оценки интенсивности древних эрозионных процессов, приведших к разрушению верхней ступени рельефа в конце первой половины четвертичного периода.

Территория, для которой проводилось настоящее исследование, находится на юге Предволжья Республики Татарстан в пределах Дрожжановского и южной половины Буинского районов; общая площадь – 1385 км². Верхняя ступень рельефа здесь нигде не сохранилась; наиболее северные ее

фрагменты, окруженные по периферии сниженными останцами, встречаются лишь в Ульяновской области [1, 7]. Объем снесенных с изученной территории пород составил ~ 83 – 194 км³; он был рассчитан как произведение разницы между предполагаемой высотой исходной поверхности (280 – 320 м) и современной топографической поверхностью нижней денудационной ступени (180 – 220 м) и площадь района. Без сомнений, полученные цифры несколько завышены. С одной стороны высоты исходной поверхности взяты весьма условно, она не представляла собой ровную поверхность, а была расчленена собственной эрозионной сетью. С другой стороны – не весь объем пород, рассчитанный таким способом, был удален в результате семиаридной планации, часть его могла быть удалена позднее – в гумидных и перигляциальных условиях неоплейстоцена. Тем не менее, в известном смысле интересен порядок цифр. Полагая по палеомагнитным [8] и некоторым другим [9] данным продолжительность господства сухого климата равным 600 тыс. лет, можно утверждать, что каждую тысячу лет процессами плоскостного смыва и деятельностью временных водотоков с рассматриваемой территории выносилось около 0,14 – 0,32 км³ породы, или 0,1 – 0,2 · 10⁻³ км³ породы с 1 км² территории за тысячелетие. Сравнивая расчетные цифры с современными скоростями отступления склонов в полупустынях северного Казахстана и центральных частях Северной Америки [10], которые по стационарным наблюдениям равны 5 – 11 мм/год, в течение позднего зоплейстоцена – начале раннего неоплейстоцена должно было происходить «съедание» водоразделов шириной 3 – 7 км, что вполне согласуется с шириной современных междуречных пространств.

Закономерно встает вопрос о том, где откладывались смытые породы. На склонах древних долин и на водоразделах нижней денудационной ступени местами распространены глинисто-галечно-щебневые отложения, образующие прерывистые покровы. Их суммарная площадь, оцениваемая по крупномасштабным картам четвертичных отложений, составляет в пределах рассматриваемой территории 188 км², или около 13,5%. На верхнем плато они отсутствуют. Их мощность обычно составляет первые метры, лишь в редких случаях превышая 20 м. В настоящее время эти отложения, для обозначения которых автор придерживается названия «шаймурзинский» горизонт, рассматриваются как делювиально-пролювиальные отложения, образовавшиеся в процессе разрушения верхнего плато и формирования нижней денудационной ступени. Объем этих пород, сохранившихся в непосредственной близости от места своего образования, по результатам вычислений в ГИС Surfer 7.0 составляет 0,94 км³. Возможно, эта величина занижена, т. к. существует вероятность того, что не все контуры шаймурзинского горизонта в настоящее время известны и закартированы. Тем не менее, полученные цифры позволяют сказать, что лишь 0,5 – 1,1% от всего объема денудированных пород оставалась в пределах речных бассейнов (принимая же во внимание, что в методике расчетов объемы удаленных пород преувеличивались, а объемы сохранившихся – преуменьшались, можно предположить, что эти величины в действительности достигают первых процентов). Это хорошо согласуется с существующими представлениями о транзитном характере делювиально-пролювиальной фации в пределах педиментов [11].

Таким образом, продукты выветривания и бассейновой денудации лишь в исключительных случаях откладывались в непосредственной близости от места своего образования, формируя покровы, вклинивающиеся в верхние слои позднеоплейстоценового аллювия или перекрывающие его. Однако большей частью они выносились в речные долины. Возможно, с повышенным твердым стоком рек связано образование мощных высоко поднятых аллювиальных толщ позднеоплейстоценового возраста, верхи которых в последующем были размыты. Повышенный сток наносов и – главное – преобладание в нем продуктов бассейновой денудации подтверждается результатами генетического расчленения стока наносов рек семиаридных областей [11, 12]. Лишь в отдельных благоприятных условиях продукты разрушения, транспортируемые различными агентами, сохранились до настоящего времени (как, например, коричнево-бурый горизонт сыртовой толщи, накопление которой происходило в тектонической депрессии Низкого Закамья). В этом случае их следует рассматривать как коррелятные нижней денудационной поверхности отложения в той же мере, что и «шаймурзинский» горизонт в пределах самого педимента. С этих позиций было бы интересно оценить по предлагаемой методике долю объема пород, вынесенных за пределы областей педиментации и сопоставить ее с уже имеющимися цифрами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00489)

Литература

1. Дедков А. П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во КазГУ, 1970. 256 с.
2. Горелов С. К. Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего формирования платформенных структур / Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1974. С. 318 – 365.
3. Обедиентова Г. В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. 240 с.

4. Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 272 с.
5. Геоморфологические режимы Евразии / Под ред. Д.А. Тимофеева. М.: Медиа-Пресс, 2006. 400 с.
6. Дедков А. П. Верхнее плато Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 1993. № 4. С. 82–89.
7. Мозжерин В. В. Аналогии сыртовых глин на севере Приволжской возвышенности // Изв. вузов. Сер. геол. и разведка. 2000. № 1. С. 28–39.
8. Дедков А. П., Мозжерин В. В. Новые данные о генезисе и возрасте нижнего плато Приволжской возвышенности // Геоморфология. 2000. № 1. С. 56–61.
9. Губонина З. П. Палеофитологическое обоснование возраста аллювия Средней Волги. М.: Наука, 1978. 132 с.
10. Мозжерин В. В. Развитие рельефа Среднего Поволжья в эоплейстоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Казань: Изд-во КазГУ, 2003. 24 с.
11. Тимофеев Д. А., Чичагов В. П. Бэли Монголии / Геоморфология зарубежных стран. М.: Наука, 1974. С. 109–122.
12. Мозжерин В. И., Мозжерин В. В. Расчленение стока наносов на русловую и бассейновую составляющие и возможности его использования в палеогеоморфологическом анализе / XXV пленарное межвузовск. координац. совещ. по пробл. эрозионных, русловых и устьевых процессов: Докл. и сообщ. Астрахань, 2010. С. 46–55.
13. Мозжерин В. В. Соотношение между речной эрозией и площадной денудацией в речных бассейнах природных и природно-антропогенных ландшафтов равнин Северной Евразии / Антропогенная геоморфология: наука и практика. Материалы XXXII Пленума геоморфол. комисс. РАН. Белгород, 2012. С. 150–154.

**ПРИМЕНЕНИЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА
ПРИ ОЦЕНКЕ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩЕЙ РОЛИ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ**

И. И. Никольская, С. Д. Прохорова

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, makkaveev-lab@yandex.ru

USING THE CARTOGRAPHIC METHOD IN ASSESSING OF RELIEF-FORMING ROLE OF GULLY EROSION

I. I. Nikolskaya, S. D. Prokhorova

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, makkaveev-lab@yandex.ru

В Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н. И. Маккавеева на протяжении многих десятилетий проводятся комплексные исследования основных факторов оврагообразования, изучаются механизм, закономерности процесса овражной эрозии, вопросы динамики роста оврагов и т. д. С этой целью используются картографические методы, впервые разработанные Б. Ф. Косовым для изучения различных проявлений овражной эрозии. Овраги, создаваемые деятельностью временных водных потоков, изменяют как морфологию рельефа, так и морфометрические характеристики его форм. Благодаря развитию оврагов происходит удлинение эрозионной сети, увеличивается расчлененность поверхности, изменяется морфометрия склонов, укорачиваются линии стока, повышается доля склоновых земель со значительными уклонами и т. д. В ряде случаев линейная эрозия доводит территорию до состояния бедленда.

В предлагаемой работе основное внимание уделено оценке рельефообразующей роли овражной эрозии. Дается краткий обзор её влияния на преобразование современного эрозионного рельефа, выполненный в результате анализа карт и картограмм, составленных в лаборатории.

Результаты исследований овражной эрозии вошли в качестве составляющей части в учение Н. И. Маккавеева [1] о едином эрозионно-аккумулятивном процессе. Всю сложнейшую сеть потоков он разделяет на три основных звена: склоновые нерусловые потоки – верхнее, временные русловые (овражно-балочная сеть) – среднее и реки – нижнее звено. Исследования процесса оврагообразования показали, в частности, его значительную рельефообразующую роль как агента общей денудации рельефа. В данной работе делается попытка оценки различных аспектов влияния овражной эрозии на формирование рельефа.

Суть картографического метода, согласно К. А. Салищеву [2], состоит во включении в процесс исследования географической карты, как модели изучаемых явлений. В приложении к изучению овражной эрозии карта выступает как источник сведений о предмете. Поскольку овраг является специфической формой рельефа, размеры которой могут быть отражены лишь на топографических картах крупного масштаба (порядка 1 : 25 000), где показаны формы длиной свыше 70 м.

Одним из важнейших условий образования оврагов является глубина эрозионного расчленения (глубина базисов эрозии) рельефа. В пределах водосборов 1-го порядка, выделенных на карте мас-

штаба 1 : 2 500 000, были определены глубины базиса эрозии по методике Е. М. Николаевской [3] и составлена одноименная карта на территорию ЕЧ России. Для определения абсолютных высот водоразделов и тальвегов использовались гипсометрические карты более крупных масштабов. Полученная карта опосредованно отражает приближенную картину распространения и интенсивности овражной эрозии. Данные с карты использовались в расчетных зависимостях потенциала развития оврагов.

Картографическим методом можно получить основные сведения о количественных характеристиках расчленения рельефа, показателем которой является общая густота гидрографической сети (суммарная длина всех эрозионных форм на единицу площади, км/км²). При этом важно выявить роль каждого звена эрозионной сети (река, балка, овраг) в расчленении рельефа. С этой целью была составлена карта «Структуры эрозионной сети» на территорию ЕЧ России в масштабе 1 : 2 500 000. В качестве территориальных единиц выбраны водосборы рек 1-го порядка, соответствующие масштабу карты. При создании карты были использованы данные с карты опасности рельефа Института географии РАН, карты густоты речной сети А. П. Доманицкого и густоты овражной расчленения, составленной в лаборатории. В результате выполненных расчетов была определена суммарная густота эрозионной сети, а также доля каждого крупного звена эрозионной сети в суммарной составляющей эрозионного расчленения, в процентах, и их соотношения. Анализ карты показал, что суммарная густота эрозионной сети, характеризующая расчлененность рельефа ЕЧ России, варьирует от 0,2 до 3,5 км/км². На севере в пределах границ валдайского оледенения преобладает речная эрозия, на долю которой приходится 70% и более суммарной густоты, балочная и овражная сеть составляет менее 20%. То же наблюдается на южных приморских равнинах. Для возвышенностей центра Русской равнины характерны высокие показатели суммарной густоты, достигающие 3,5 км/км². Густота всех форм эрозионной сети практически одинакова – 20–50%. В отдельных районах густота речной сети снижается до 20%, густота балочной составляет 50–70%, овражной 20–50% от суммарной. На территориях равнин при суммарной густоте эрозионной сети от 0,2 до 1,5 км/км² преобладает балочная эрозия, доля которой от суммарной составляет 20–70%. Карта дает возможность для любого региона выявить преобладающий вид современной эрозии (овраг, балка, река) [4].

Одной из основных функций оврагообразовательного процесса является вынос за пределы овражной формы продуктов разрушения эрозионными и склоновыми процессами, т. е. увеличение объема и отложение вынесенного материала. Овраг, развиваясь на водосборе, переформирует его рельеф, увеличивая продольные и поперечные уклоны. Кроме того, овраги являются артериями транспорта наносов в более крупные звенья эрозионной сети. Современная интенсивность овражных выносов количественно может оцениваться объемами грунта, поступающими через устьевые створы в более крупные звенья эрозионной сети за единицу времени с единицы площади, т. е. модулями выноса грунта, м³/год км². Составленная по этому показателю карта овражных выносов на ЕТ России характеризует пространственную неравномерность интенсивности овражной эрозии в зависимости от зональных и региональных особенностей территории. Интенсивные выносы отмечены на расчлененных оврагами возвышенностях, где модули достигают 20–75, а местами 100–150 м³/год км². На аккумулятивных равнинах они не превышают 10 м³/год км², а на низменных и заболоченных участках составляют менее 0,1 м³/год км².

Картографический анализ этого показателя позволяет при совместном рассмотрении с картой интенсивности склоновой эрозии оценить бассейновую составляющую в балансе наносов, поступающих непосредственно из развивающихся оврагов в более крупные звенья эрозионной сети [5].

За последние 300 лет в областях сельскохозяйственного освоения в бассейнах Волги, Дона и Днепра объем вынесенного оврагами материала составил 100 млрд м³. При этом лишь 6% выносов прошла через замыкающие створы этих рек. Остальная часть аккумулировалась в пределах водосборных бассейнов, в основном, рек первого порядка, т. е. верхних звеньях гидрографической сети, вызывая их заиление [6].

Овражная сеть, расчленяющая водосборы речных и балочных систем, играет большую роль в перераспределении твердого материала, участвует в формировании рельефа пойм, влияет на степень развития боковой эрозии русла и формирование перекатов.

Выносы из оврагов способствуют появлению, формированию и динамике русловых форм в реках. Овраги часто выносят материал более крупный, чем наносы реки, который аккумулируется в русле, образуя конусы выноса и внутренние дельты, стесняющие поток и являющиеся причиной образования кос. Такие формы в лоциях называют «высыпками». Овражные выносы, вдающиеся в русло рек в виде конусов, являются причиной образования перекатов в руслах как малых, так и больших рек.

Анализ топографических и лоцманских карт, в которых отражено состояние перекатов целого ряда судоходных рек, образованных конусами выноса из овражно-балочных систем, позволил оценить влияние овражной эрозии на русла рек. Одной из таких рек, морфология русла которой зависит от развития по её берегам линейных форм эрозии, является р. Дон. Склоны его долины расчленены балками, оврагами, долинами малых рек и большинство его перекатных участков сформиро-

вано выносами со склоновых водосборов по тальвегам этих эрозионных форм. Например, перекаты Селявинский представляет конус выноса из балки Чертов яр, Нижнеселявинский – конус выноса балок Попов Яр и Бахчевая, Ольховатский – конус выноса из балки «Ольховатка», Среднекрасногоровский – конуса крупных склоновых оврагов и многие другие [7]. Большая часть перекатов в русле среднего Днестра образовалась также под влиянием конусов выноса крупных линейных эрозионных форм, в частности оврагов, а морфометрические параметры их водосборных бассейнов определяют многолетние и сезонные переформирования перекатных участков [8].

С целью оценки прироста эрозионной сети за счет оврагов было проведено сопоставление размеров овражной и долинно-балочной сети на территории юга НЧЗ (юг Тульской, Рязанская и Орловская области). В расчет были приняты овраги длиной от 70 и более метров. Донные овраги не учитывались, т.к. они не увеличивают протяженность и общее количество форм долинно-балочной сети. По крупномасштабным топографическим картам на исследуемую территорию были составлены картограммы, на которых определено общее количество и суммарная протяженность оврагов, балок и речных форм.

Анализ картограмм показывает, что наибольшие изменения в эрозионной сети отмечаются в приросте количества оврагов, которое увеличилось в целом по территории более чем в 2 раза, а в центральной части Среднерусской возвышенности (Орловская область) в 3 раза. Основные изменения обусловлены образованием огромного количества оврагов длиной до 100 м.

В меньшей степени увеличилась протяженность эрозионной сети. Прирост длины оврагов составил 26% от общей протяженности балок и 14% от длины всей долинно-балочной сети. В отдельных районах это соотношение выше: суммарная протяженность оврагов в центральной части Среднерусской возвышенности выросла на 30%, а на Окско-Донской равнине на 33% по сравнению с общей длиной балок.

Общее представление о расчлененности территории дает суммарная протяженность всех линейных эрозионных форм (ρ). Со степенью расчлененности непосредственно связана средняя длина склонов эрозионной сети, определяемая как $l=1/2\rho$, км/км². Эта величина характеризует размеры площадей, пораженных овражной эрозией и участки, на которых она в настоящее время не развита. Кроме того, средняя длина склонов, в частности, ее изменение при возможном увеличении общей расчлененности рельефа, является одним из показателей экологической напряженности территории. Средняя длина склонов была рассчитана в контурах карт современной и прогнозной густоты эрозионной сети [9].

Анализ обеих карт показал, что современные длины склонов эрозионной сети варьируют на территории ЕЧ России от 1,15 до 5,0 км, а прогнозные – от 0,08 до 5,0 км. Сравнение карт выявило районы дальнейшей активизации овражной эрозии, что выразилось в уменьшении длин склонов (иногда вдвое). В ряде случаев склоны выработали всю длину, что свидетельствует об ослаблении эрозионной активности.

Представленные карты дают информацию о характере распределения на территории ЕЧ России склонов различной длины и прогноз их развития, что отражает динамику горизонтальной расчлененности рельефа.

К картам, отражающим также результаты развития овражной эрозии, относится картограмма слоя овражной денудации, характеризующая интенсивность овражной эрозии. Картограмма была составлена на территорию юга НЧЗ по крупномасштабным топографическим картам, где для каждого квадрата подсчитывалось отношение суммарного объема всех типов оврагов к площади квадрата. Этот показатель характеризует средний слой овражной денудации за время оврагообразования. При среднем слое овражной денудации, рассчитанному на всю площадь территории юга НЧЗ, равному 2,4 мм, на отдельных площадях рассматриваемой территории его величина значительно больше. Например, более возвышенные районы, занимающие примерно 20% общей площади территории, характеризуются средним слоем денудации равным 6,3 мм, а максимум достигает 15 мм.

Приведенные цифры дают приближенное представление об интенсивности овражной эрозии, т.к. получены в расчете на всю площадь. Но известно, что овражная эрозия развивалась в основном на распаханых площадях, которые в свою очередь, далеко не полностью поражены оврагами. Оценка рельефообразующей роли овражной эрозии будет объективной лишь для той части территории, где разрушение естественных природных комплексов в результате хозяйственного освоения привело к образованию оврагов [10]. Поэтому были сделаны расчеты среднего слоя денудации, приведенные в таблице.

Таблица

Средний слой денудации на территории юга НЧЗ, мм

Вся площадь юга НЧЗ	Площадь пашни	Площадь овражных водосборов	Площадь оврагов
2,4	4,0	40,0	2860

Таким образом, показатели, полученные в результате обработки картограмм, характеризуют слой овражной денудации за период оврагообразования и дают представление о роли овражной эрозии в изменении рельефа водосборов, выразившегося в снижении (уменьшении) высоты водораздельных поверхностей.

Анализ экстремальных проявлений эрозионных является важным в понимании многих закономерностей эрозионно-аккумулятивного процесса. К таким экстремальным малоизученным процессам относится появление и формирование «бедлендов». Ландшафты оставшиеся после практического завершения оврагообразовательного процесса нередко представляют собой так называемый «бедленд». Подобную картину можно наблюдать в районе г. Канева (Украина), в отдельных районах центра России (Среднерусская возвышенность), где овражно-балочные системы почти полностью расчленили водоразделы.

В настоящее время очень часто можно встретить использование этого термина применительно к любой территории, подверженной активной эрозионной расчлененности, когда большинство водосборов полностью разрушены. Генетически и морфологически рельеф типа «бедленд» близок к овражному и плоскогольному, но отличается от них максимальной густотой эрозионного расчленения оврагами [11].

В. П. Бондаревым [12] было проведено исследование активного проявления бедлендообразования территории Южных Французских Альп. Для характеристики этого района помимо полевых обследований, анализа литературных данных были использованы топографические карты масштаба 1 : 25 000.

Автором даны морфологические характеристики водосборных бассейнов, подверженных бедлендообразованию и проведен анализ их основных черт функционирования. Было показано, что для территории «бедленда» характерны высокие значения густоты расчленения водосборов, уменьшение их площадей, базисов эрозии, стремление продольных профилей к выработанной форме. Были рассчитаны средние величины объема выноса материала с различных типов водосборов. Таким образом, приведен пример экстремального проявления формирования рельефа по овражному типу.

Одной из наиболее существенных задач применения картографического метода является возможность условного изображения на картах показателей предельно возможного развития оврагов — его потенциала. Для составления карты потенциала овражной эрозии был выбран способ картодиаграмм, территориальными единицами которых являлись водосборы рек 1-го порядка. По методике, разработанной в Лаборатории эрозии почв и русловых процессов, были определены потенциальная густота и плотность овражной сети и составлены соответствующие карты в масштабе 1 : 2 500 000 на ЕТ России [4]. Карты современной и потенциальной овражности позволяют дать оценку состояния территории по возможному продолжению процесса оврагообразования. Так по разности современной и потенциальной плотности оврагов определяется количество оврагов, которые могут образоваться на территории. Разность между потенциальной и современной густотой овражной сети показывает возможное удлинение современной овражной сети вследствие развития новых форм, а также от увеличения длины существующих оврагов, не выработавших потенциал своей длины.

Проведенные исследования показали большое значение использования карт для анализа фактической пораженности территории оврагами и определения их потенциала. Результаты проведенной оценки овражности показывают, что за сравнительно короткий период освоения территории овражная эрозия существенно повлияла на изменение рельефа (удлинение эрозионной сети, увеличение расчлененности склонов и т. д.). Выполненная работа подтверждает эффективность использования картографического метода для получения количественных характеристик различных проявлений овражной эрозии и их анализа для выявления роли овражной эрозии в формировании рельефа.

Литература

1. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М., 1955. 343 с.
2. Салищев К. А. Картография. М., 1982. 272 с.
3. Николаевская Е. М. Морфометрические карты: методические указания по проектированию и составлению комплексных научно-справочных атласов. Вып. 4. М., 1966. 29 с.
4. География овражной эрозии. М., 2006. 324 с.
5. Добровольская Н. Г., Зорина Е. Ф., Кирюхина З. П., Литвин Л. Ф., Никольская И. И., Прохорова С. Д. Бассейновая эрозия и флювиальная денудация центра Русской равнины. // Геоморфология, № 2, 2001. С. 55–61.
6. Косов Б. Ф., Зорина Е. Ф., Прохорова С. Д. История развития антропогенной овражной сети в центральной лесостепи Европейской части СССР в связи с её хозяйственным освоением // Геоморфология. 1982. № 3. С. 44–50.
7. Косов Б. Ф., Зорина Е. Ф., Прохорова С. Д. Опыт оценки объема овражных выносов в бассейне Дона. // Вест. МГУ. Сер. 5. География, № 3, 1980. С. 39–45.
8. Беркович К. М., Злотина Л. В., Иванов В. В. и др. Развитие русла среднего и нижнего Днестра в условиях интенсивной антропогенной нагрузки. // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов М., 1992. С. 141–165.

9. Никольская И. И., Прохорова С. Д. Картографическая оценка современных и прогнозных длин склонов эрозионной сети // Геоморфология, № 3. 1999. С. 50–56.
10. Прохорова С. Д. Развитие овражной эрозии на территории юга НЧЗ РСФСР // Автореф. дис... канд. геогр. наук. М., 1985. 25 с.
11. Шукин И. С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М., 1980. 703 с.
12. Бондарев В. П. Бедленд как одно из наиболее экстремальных проявлений эрозионно-аккумулятивного процесса (на примере Французских Альп). // Маккавеевские чтения – 2006. 2007. С. 51–61.

ПРОЦЕССЫ ГЕОМОРФОДИНАМИКИ – МЕТОДЫ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ОТОБРАЖЕНИЯ

А. В. Поздняков

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск,
synergeia@imces.ru

PROCESSES OF THE GEOMORPHODINAMICS – METHODS OF CARTOGRAPHICAL DISPLAY

A. V. Pozdnyakov

Institute of monitoring of climatic and ecological systems of the Siberian Branch of the Russian
Academy of Science, Russia, Tomsk, synergeia@imces.ru

Введение. Геоморфология, если оставить в стороне ту ее часть, которой она опирается на геологию, необходимую для характеристики последовательности исторических событий в формировании и развитии поверхности Земли, и если определять ее как науку, раскрывающую закономерности геоморфодинамики, является мультидисциплинарной геофизической наукой. Геоморфология призвана дать объяснение происхождению и динамике форм рельефа – причин, обуславливающих направленные и необратимые изменения рельефа во времени. А эти изменения определяются пространственным перераспределением в гетерогенных потоках вещества, энергии и информации. Нет ни одного потока и создаваемой ими формы рельефа, которые можно было бы описать на уровне, достаточном для практического использования, без применения физических законов: буквально все известные виды выветривания, эрозии и денудации, дефляции, гляциальные процессы, абразии и пр. по сути – физические процессы. И их анализ с этих позиций дает больше как теоретических знаний, так и возможностей практического применения.

Попытки описания динамики форм рельефа без применения законов физики и геофизики настолько умаляют научно-практическую значимость исследований, что, по существу, к таким работам можно относиться как к художественным произведениям, как правило, с большой долей вымысла.

Динамика форм рельефа обуславливается изменением баланса вещества в литопотоках двух рельефообразующих направленностей – создающих форму и разрушающих ее. Морфология же формы определяется соотношением сил, влекущих продукты выветривания, и сил, удерживающих обломки в статическом равновесии, меняющимся по пространству. В обоих случаях процесс всегда направлен к установлению равновесия в балансе материала и балансе сил. Так как рельеф развивается медленно и изменение условий его формирования не ведет к быстрым морфологическим изменениям, то можно фиксировать самые различные его динамические состояния. По ним определяется направление развития форм и скорость.

Картографирование процессов геоморфодинамики

Геоморфодинамика – научное направление в геоморфологии, изучающее закономерности пространственного перераспределения продуктов выветривания горных пород и вызываемые им морфологические изменения рельефа. Картографирование является составной частью этого направления, ставящее своей целью отображение на карте количественных закономерностей изменения размеров форм рельефа различного генезиса [1].

Легенда к геоморфологической карте отражает достигнутый уровень в теоретической интерпретации фактического материала в результате исследования динамики рельефообразующих процессов, выражаемый кратким языком условных обозначений. Легенда одновременно выполняет роль классификации рельефа и его типов по признакам, соответствующим целям составления карты.

Опыт составления геоморфологических карт в нашей стране и за рубежом солидный. Однако традиционно составляемые геоморфологические карты (морфогенетические, генетически однородных поверхностей, историко-генетические и др.), по существу, несут лишь незначительное количество информации о динамике протекания процессов рельефообразования, что затрудняет возможность полноценного прогноза последствий хозяйственного освоения территорий.

Задачей сегодняшнего дня является разработка принципиальных основ составления карт геоморфодинамики. Коренное отличие карт геоморфодинамики от историко-морфогенетических карт

состоит в том, что они должны содержать сведения о количественной величине расходов вещества в литопотоках в их диалектическом единстве с генезисом и формой их внешнего выражения – морфологией.

Динамика форм рельефа определяется пространственным перераспределением вещества в земной коре и астеносфере, ведущим к образованию морфоструктур; продуктов выветривания горных пород на поверхности земли и в зоне гипергенеза в целом; пространственным перераспределением различных видов органогенного материала и пр., создающим морфоскульптуру. Не эндогенными и экзогенными процессами или импактным воздействием и пр. формируется рельеф, а потоками различных видов вещества, рельефообразующие действия которых инициированы различными силами. Легенда к картам геоморфодинамики и сами исследования рельефа основываются на генетической классификации данных потоков вещества (прежде всего литопотоков) и сил, инициирующих их образование и динамику.

Базисные принципы легенды карты геоморфодинамики [2]

Источниками энергии для образования формирующих рельеф литопотоков являются потенциальная энергия, накапливаемая в морфоструктурах (энергия сил гравитации), и кинетическая энергия движущихся сред, в поле гравитации образующих струйные потоки вещества. Управляющие функции в расходах потенциальной энергии и вещества в литопотоках выполняют процессы селективной дезинтеграции пород субстрата, сопровождающейся его гранулометрической дифференциацией и пространственным перераспределением вещества, результатом чего и является рельеф поверхности Земли. Морфологические особенности различных типов рельефа определяются меняющимся по пространству соотношением сил, влекущих продукты выветривания, и сил, удерживающих обломки в статическом равновесии. Во всех случаях процессы направлены к установлению равновесия в балансе расходов вещества.

Выделение типов рельефа основывается на морфологических различиях форм, находящихся в состояниях: а) в удаляющемся от равновесия – при положительном или отрицательном балансе вещества; б) в близком к динамическому равновесию; в) в режиме динамического равновесия. В связи с этим на картах геоморфодинамики приводится количественная характеристика расходов вещества и энергии в литопотоках; информация о скорости и направленности изменения геоморфологических границ; обязательным требованием является определение и нанесение на карту границы равновесных расходов вещества (приходная P и расходная Q части равны: $P - Q = 0$).

В основе легенды лежит характеристика основных рельефообразующих литопотоков и классификация их генетических типов.

Морфометрическая характеристика базисной и вершинной поверхностей. Прежде всего необходимо определить объемы вещества и количество потенциальной энергии, выводимой в зону гипергенеза, обеспечивающей развитие эрозионно-денудационных процессов и формирование рельефа поверхности.

1) Определяется объем V вещества земной коры, заключенный между поверхностью геоида и вершинной поверхностью. Это суммарный объем вещества земной коры, выводимый в сферу гипергенеза на единицу площади – км³/год, на которой формируется рельеф.

2) Объем вещества, заключенный между поверхностью геоида и базисной поверхностью – необходимый для развития эрозионных процессов с интенсивностью, достаточной для перемещения поступающих в реки продуктов выветривания горных пород со всей расчленяемой площади поверхности.

3) Объем вещества и потенциальной энергии, заключенный между базисной поверхностью и вершинной. Это объем вещества и энергии, необходимый для самоорганизации пространственного перераспределения продуктов выветривания денудационными процессами (денудация на склонах).

Эндогенный литопоток и его энергетические характеристики

V – объем ($V = Q + P$) вещества земной коры на единице площади, выводимый в сферу гипергенеза, м³/год (слой земной коры, заключенный между поверхностью геоида и вершинной).

Экзогенный литопоток

Q – объем вещества и потенциальной энергии земной коры на единице площади, выведенный в сферу эрозионной деятельности, заключенный между поверхностью геоида и базисной поверхностью, м³/год (объем вещества, необходимый для развития эрозионных процессов и транспорта обломочного материала).

P – объем вещества земной коры, заключенный между базисной поверхностью и вершинной. Это объем вещества, необходимый для самоорганизации процессов пространственного перераспределения продуктов выветривания горных пород агентами денудации, м³/год.

M – объем продуктов выветривания, денудированных с единицы площади, м³/год; определяется как произведение мощности m денудированного слоя на площадь S_0 поверхности рельефа: $M = mS_0 / \cos a$ [1].

Все формы рельефа объединяются в группы (категории рельефа), в зависимости от режима развития, в котором они находятся. Это либо динамически равновесный режим развития, установ-

ливающийся при условии длительного постоянства расхода вещества в эндогенном и экзогенном потоках; либо переходный режим развития, когда баланс вещества в литопотоках изменяется в пространстве и в течение времени в силу различных причин.

Классификация и характеристика рельефообразующих потоков вещества

Определения каждого из типов рельефообразующих потоков, особенности их рельефообразующей деятельности даются в развернутой характеристике потоков [3].

Рельефообразующие литопотоки, инициируемые:

- пространственным перераспределением вещества внутри Земли (действием эндогенных сил);
- пространственным перераспределением вещества в приповерхностных горизонтах земной коры (вызванным неоднородностью вещества по вязко-пластическим свойствам и плотности);
- действием импактных сил;
- влекущими силами струйных течений (флювиальные эрозионно-аккумулятивные процессы);
- волновой деятельностью в прибрежной зоне и на берегах акваторий (абразионно-аккумулятивные процессы);
- влекущей силой ветра (дефляционно-аккумулятивные процессы);
- сдвигающими усилиями собственного веса в условиях быстро изменяющейся вязкости грунтов (струйными литопотоками – сели);
- течением льда и снега (морены, снежно-каменные лавины);
- изменением потенциала силы тяжести вследствие локального растворения горных пород (хемогенные литопотоки);
- фитогенной аккумуляцией (грядово-озерные болотные массивы и пр.);
- криогенной плотностной неоднородностью и вязкопластическими свойствами вещества (каменные многоугольники, гидролакколиты и пр.);
- инициированные деятельностью человека.

Все указанные потоки количественно определяются расходом вещества: толщиной слоя продуктов выветривания, удаляемого в единицу времени с единицы площади; объемом вещества, проходящего в единицу времени через известную площадь поперечного сечения; объемом вещества, накопленного за единицу времени на известной площади поверхности и пр. В наиболее полном варианте теоретическими положениями методологии картирования предусматривается оценка потоков и их рельефообразующей деятельности через расходы энергии.

В качестве способов показа геоморфологических процессов на карте используются изолинии (например, линии равных значений денудации и эрозии), цвет и оттенки, штриховка; стрелками показывается направление движения обломочного материала, направление смещения границ рельефа и его типов и пр., а цифрами – скорости и значения расходов вещества и пр. [3].

Геоморфологические границы. Границы форм рельефа и их совокупностей – типов рельефа, на картах геоморфодинамики отображают направленность и скорость их пространственно-временных изменений (стрелками указывается направление смещения границ, а цифрами – их скорость). Ограничиваются и показываются условным знаком участка рельефа или отдельные формы, находящиеся в динамически равновесном или в автомодельном [1] режиме развития, с обязательной количественной оценкой составляющих баланса вещества в литопотоках.

Типы рельефа с различными динамическими режимами развития

1) Рельеф в динамически равновесном режиме развития, формирующийся в условиях длительного постоянства расхода (Q) вещества в эндогенном потоке, представленный:

- сочетанием форм рельефа, ограниченных склонами крутизной $a > \varphi$ (φ – угол естественного откоса), при $m=0$. Расходы (Q м³/год) вещества, поступающего из земной коры, в литопотоке, формирующемся за счет выветривания (um^3 /год), и в литопотоке, образующемся за счет обваливания и осыпания (qm^3 /год), характеризуются сопоставимой величиной: $Q = \gamma = q$;

- сочетанием форм рельефа, ограниченных склонами различной крутизны, с равновесным балансом вещества в литопотоках: $Q = \gamma = q$, при $m_{const} > 0$, т. е. баланс расходов вещества при различной крутизне склонов устанавливается за счет различий в мощностях m продуктов выветривания и скоростях их движения.

2) Рельеф в переходном режиме развития, формирующийся в условиях меняющегося в пространстве и в течение времени баланса вещества в литопотоках Q , q и γ . Представлен как:

- сочетание форм рельефа, ограниченных склонами, формирующимися при растущем расходе вещества в литопотоке Q соответственно q и γ ; формы рельефа, находящиеся в автомодельном режиме при положительном балансе вещества в литопотоках ($Q > q$) при $a = \varphi$;

- сочетание форм рельефа, ограниченных склонами, формирующимися при затухающих расходах вещества в литопотоках; формы рельефа, находящиеся в автомодельном режиме при отрицательном балансе: $\gamma + q > Q$.

3) Рельеф аккумулятивных равнин, формирующихся в условиях длительного опускания земной коры:

- равнины, формирующиеся литопотоками с равновесным балансом вещества (опускание $(-Q)$, компенсируемое осадконакоплением q);
- равнины в автомодельном режиме развития при отрицательном балансе вещества в литопотоках (некомпенсированное осадконакопление $-Q > q$).

4) Рельеф денудационно-аккумулятивных равнин, формирующихся в зоне сочленения областей поднятия и опускания: аллювиально-пролювиальные и денудационные равнины, периодически вовлекаемые в поднятие.

5) Рельеф денудационно-аккумулятивных равнин, формирующихся в гольцовой зоне: вершинные педименты (пологонаклонные аккумулятивно-денудационные и денудационные поверхности); останцы в автомодельном режиме развития при отрицательном балансе вещества.

Литопотоки, действующие на склонах различной крутизны, по причинной обусловленности подразделяются на три класса, вызываемые:

- действием веса продуктов выветривания – обваливанием при отсутствии или слабом проявлении сил трения (склоны крутизной 42°);
- действием веса и изменением объема продуктов выветривания вследствие колебания влажности и температуры; уменьшением их внутреннего трения: дефлюкция, десерпция (а); оползни (б); осыпи (в);
- действием влекущей силы талых и дождевых вод: плоскостной и ручейковый смыв (а); внутривлажный смыв (б).

Каждый тип (категория) рельефа представлен определенным набором форм различного генезиса, их сочетанием, закономерно меняющимся по пространству. Морфологические различия рельефа одного и того же генезиса обуславливаются особенностями проявления литопотоков, пространственно-временным изменением расхода вещества в них. Поэтому предлагаемая классификация отображаемых на карте форм рельефа основывается на принципах неотделимости их от создающих их литопотоков.

Сочетания форм рельефа, выраженных в масштабе карты, отображаются определенным цветом, а не выраженных в масштабе – значковыми обозначениями. Кроме того, на картах геоморфодинамики находят отображение формы рельефа, образующиеся литопотоками, вызванными к действию зоогенными процессами или вследствие биогенной аккумуляции.

Карты геоморфодинамики, составленные на основе идей самоорганизации, саморегулирования, самоупорядочения и количественно отражающие пространственные изменения скоростей эрозии, различных видов денудации, абразии, найдут широкое применение при проектировании дорог, гидротехнических сооружений, трубопроводов и др. Внедрение их в практику будет способствовать рациональному ведению хозяйства, обеспечивая возможность выработки оптимальных вариантов сбалансированного взаимодействия общества с природной средой.

Литература

1. Поздняков А. В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 208 с.
2. Поздняков А. В. Легенда к геоморфологической карте. Иркутск, 1990. (Рукопись).
3. Pozdnyakov A. Legend to Geomorphological Maps «Types of Litho-streams and Their Dinamic Characteristics» pp 106-128. // Synergetiks of geosystems. Tomsk-Zaragoza, 2005.

КАРТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ОЗЁР ТЕРМОКАРСТОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ БОВАНЕНКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, П-ОВ ЯМАЛ)

Г. С. Санников

ООО ГП «Промнефтегазэкология», г. Тюмень, Россия, tyumenetz@gmail.com

CARTOMETRIC RESEARCH OF THE THERMOKARST LAKE DYNAMICS (BOVANENKOVO GAS FIELD, YAMAL PENINSULA)

G. S. Sannikov

Promneftegazekologia, Tyumen, Russia tyumenetz@gmail.com

Введение

В свете современных глобальных изменений климата большой интерес вызывает реакция на них многолетнемёрзлых толщ. Данному вопросу посвящен ряд работ [2, 5, 6]. До сих пор у исследователей криолитозоны нет единой точки зрения на характер изменений свойств мерзлоты. Одним из показателей изменений этих свойств является динамика современных экзогенных рельефообразующих процессов в криолитозоне, причём наиболее показательным является процесс термокарста, т. е. вытаявания подземных льдов с образованием на поверхности отрицательных форм рельефа. Оценка изменения площадей термокарстовых озёр занимались и ранее [1, 3, 11], однако исследований подобного рода в крупном масштабе в зоне сплошного распространения ММП ещё не проводилось.

Для оценки динамики термокарста на территории Бованенковского месторождения автором был использован метод морфологического анализа рельефа. В настоящей статье излагается суть этого метода и приводится проверка его достоверности для территории Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения, расположенного на п-ове Ямал.

Суть метода морфологического анализа интенсивности экзогенных рельефообразующих процессов

Для определения интенсивности протекания экзогенных рельефообразующих процессов на ключевом участке исследования нами был использован морфологический метод анализа. В данной работе под термином морфологический анализ интенсивности нами будет пониматься оценка интенсивности протекания современных экзогенных процессов, сделанная на основании изучения морфологических и морфометрических характеристик существующих на территории исследования форм рельефа и их пространственного распространения.

На *первом этапе* исследования ключевого участка нами был проведён морфологический анализ устойчивости рельефа Бованенковского НГКМ по топографической карте масштаба 1 : 100 000. Методика этого исследования была подробно изложена ранее [7], здесь же мы приведём основные принципы данного исследования.

Для характеристики интенсивности современных экзогенных процессов, протекающих на территории Бованенковского ГКМ, нами были выбраны следующие основные характеристики: заозёрность; густота морфоэлементов (озёрных котловин). Выбор этих параметров обоснован следующими причинами:

- 1) распространённость озёр по всей территории исследования;
- 2) неравномерное распространение озёрных котловин по участку, позволяющие судить о причинах этой неравномерности;
- 3) разнообразие форм и размеров озёр, являющееся результатом воздействия разных по характеру и интенсивности экзогенных процессов.

Вычисление данных параметров производилось по регулярной сетке квадратов с шагом 2 км (площадь квадрата, таким образом, составляла 4 км²). Расчёт коэффициента заозёрности производился по формуле

$$K_{\text{заоз}} = S_{\text{оз}} / S,$$

где $S_{\text{оз}}$ – площадь озёрных котловин, приходящихся на квадрат, а S – площадь квадрата.

Расчёт густоты морфоэлементов (горизонтальной расчленённости, относительной плотности контуров) [8, 9] производился по формуле

$$K_{\text{гор. расч}} = N / S,$$

где N – количество озёрных котловин, приходящихся на квадрат. Размерность этого коэффициента – 1/км².

В результате вычисления этих коэффициентов и прокраски квадратов соответственно их значений составлены морфометрические карты участка исследования (рис 1).

В результате территория исследования была поделена на участки с различной устойчивостью. Методика этого деления и параметры, по которым оценивалась степень устойчивости рельефа на том или ином участке, также приведены автором в предыдущей работе, посвящённой этой теме [7]. Следует лишь отметить, что в качестве одного из выводов этого исследования фигурирует положе-

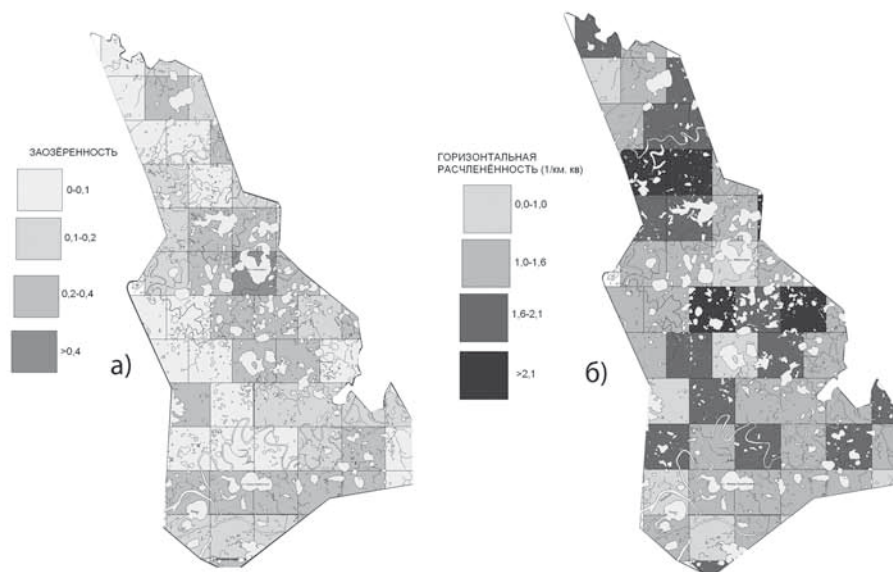


Рис. 1. Карты заозёрности (а) и горизонтальной расчленённости (б) ключевого участка исследования

ние о том, что водоразделы являются относительно устойчивыми участками, и интенсивное преобразование рельефа протекает на поверхностях крупных озёрных ванн, а также на низкой пойме, для которой характерны высокие значения горизонтальной расчленённости рельефа.

На *втором этапе* исследования такие же замеры были проведены по аэрофотоснимкам залёта 2003 г., и космическим снимкам Quickbird и GeoEye (пространственное разрешение 0,6 м) 2009 г. Кроме того, на некоторых участках была проведена оценка реального изменения форм и размеров термокарстовых озёр, произошедшая за периоды в 14 и 6 лет, прошедших между последним уточнением ситуации на топографических картах масштаба 1:100 000 и датами создания аэрофото- и космических материалов соответственно. В результате такого исследования были решены 3 задачи: 1) проверка методической пригодности морфологического анализа с использованием космических снимков; 2) оценка точности прогноза, данного по результатам исследования топографических карт путём уточнения плановых очертаний индикационных форм рельефа; 3) расчёт изменения площади термокарстовых озёр, произошедшего за 14 и 6 лет соответственно.

Следующим шагом этого исследования стал подсчёт изменений площади озёр ключевого участка за 20 (1989–2009) лет. Для этого оцифрованные береговые линии озёр с карты и со снимка были наложены друг на друга и пространство между ними было измерено при помощи средств ГИС-среды MapInfo.

В результате анализа этих карт были выявлены некоторые закономерности динамики развития береговых линий озёр исследуемого участка, которые приведены в следующем разделе.

Результаты картометрических исследований

При сравнении парных картограмм (карт заозёрности и густоты морфоэлементов), составленных по каждому источнику данных, выявляется несовпадение значений коэффициентов в квадратах. Иными словами, в тех квадратах, в которых отмечены высокие значения $K_{заоз}$, значения $K_{гор. расч}$, напротив, невелики и наоборот. Причины этого явления вполне очевидны. Маленькие озёра могут находиться в пределах квадрата в больших количествах, не давая при этом больших значений заозёрности, а большие водоёмы могут иметь площадь, сопоставимую с площадью квадрата. Коэффициент корреляции, составляющий $-0,2$, указывает на слабую обратную связь (по шкале Чеддока), а, скорее всего, на практически полное отсутствие какой-либо связи между двумя этими параметрами [8].

Следующим этапом работы, вслед за наложением двух получившихся карт друг на друга, стало наложение границ геоморфологических выделов на картометрические карты. Результаты анализа наложенных карт представлены в таблице 3.1

Как видно из таблицы, наиболее заозёрными поверхностями являются пойменные участки. Приведённые здесь данные схожи с данными Ф. А. Романенко [10]. В то же время, видно, что горизонтальное расчленение поймы невелико по сравнению с хасырейными поверхностями, и близко по своему значению к тому же параметру междуречных поверхностей.

Если рассмотреть таблицу 1 с точки зрения динамики исследуемых картометрических коэффициентов во времени, обращает на себя внимание, во-первых, их совсем незначительное изменение. Единственными значимыми трендами стоит считать рост коэффициентов заозёрности и

Таблица 1

Значения $K_{заоз}$ и $K_{гор. расч}$ на различных геоморфологических поверхностях

Геоморфологическая поверхность	Преобладающие значения $K_{заоз}$		Преобладающие значения $K_{гор. расч}$	
	источник	значение	источник	значение
Фрагменты II-й и III-ей морской и лагунно-морской террасы	Топокарта 1989	0,0–0,1	Топокарта 1989	1,0–1,6
	АФС 2003	0,0–0,1	АФС 2003	1,0–1,6
	КФС 2009	0,0–0,1	КФС 2009	1,0–1,6
Поверхности хасырейной моделировки	Топокарта 1989	0,0–0,1	Топокарта 1989	>2,1
	АФС 2003	0,0–0,1	АФС 2003	1,8–2,1
	КФС 2009	0,0–0,1	КФС 2009	1,8–2,1
Склоны	Топокарта 1989	0,0–0,1	Топокарта 1989	1,6–2,1
	АФС 2003	0,0–0,1	АФС 2003	1,6–2,1
	КФС 2009	0,0–0,1	КФС 2009	1,6–2,1
Низкая и средняя пойма	Топокарта 1989	0,1–0,2	Топокарта 1989	1,6–2,1
	АФС 2003	0,2–0,3	АФС 2003	1,6–2,1
	КФС 2009	0,2–0,3	КФС 2009	1,7–2,2
Высокая пойма	Топокарта 1989	0,2–0,4	Топокарта 1989	1,0–1,6
	АФС 2003	0,3–0,4	АФС 2003	1,0–1,6
	КФС 2009	0,3–0,4	КФС 2009	1,0–1,6

горизонтальной расчленённости на пойменных уровнях, что говорит о том, что эти геоморфологические уровни являются наиболее активными. В остальном каких-то значительных тенденций изменения коэффициентов отмечено не было.

Результаты измерений изменений площадей термокарстовых озёр

Для проверки точности морфологического анализа интенсивности криогенного рельефообразования нами было проведено исследование изменений формы и размеров береговых линий термокарстовых озёр на ключевом участке исследования. Для этого эти береговые линии были оцифрованы в среде *MapInfo*, а затем наложены друг на друга. Следует сказать, что при последующей количественной обработке произошедших изменений учитывались только значимые смещения береговых линий. В данной работе значимым смещением было принято смещение на 10 м, что соответствует 0,1 мм на самом мелкомасштабном анализируемом материале (топографической карте 1 : 100 000).

Измерения показали, что:

1. площади крупных озёр водоразделов статистически значимо уменьшились. Общее уменьшение составило, в среднем 7% или примерно 7 км². Схожие данные об эволюции крупных термокарстовых озёр на Южном Ямале приведены в работе В. И. Кравцовой и А. Г. Быстровой [3];

2. в то же время, площади малых и средних озёр на поверхности пойменного уровня – выросли. Общая увеличение составило около 5%, или около 1 км²;

3. наблюдается некоторое увеличение количества озёр, причём в основном новые озёра появляются на низких геоморфологических уровнях, а также в ложбинах, перекрытых оползнями-сплывами;

4. независимо от геоморфологической поверхности отмечено образование новых озёр техногенного генезиса, появившихся в результате развития процессов подтопления, а также протаивания в местах техногенных нарушений – многократных проездов техники или проведения буровых работ. Площадь и размеры таких озёр – невелики, время существования – первые годы.

Из приведённых выше результатов картометрических исследований, видно, что в настоящее время процессы термокарста и термоабразии, обуславливающие рост озёр, активны лишь на низких гипсометрических уровнях. В то же время, на водоразделах эти процессы неактивны, а формы, созданные ими ранее, находятся в состоянии деградации. Скорость процессов увеличения или уменьшения термокарстовых форм в большинстве случаев относительно невелика.

Процесс постепенного уменьшения площади термокарстового озера можно проследить на примере озера без названия, расположенного в тыловой части поверхности III-ей морской террасы. На рисунке (рис. 2) видно, что существенной разницы между положениями береговой линии в 1989 и 2003 гг. – нет. Однако, за период с 2003 по 2009 г. произошло отступление береговой линии более чем на 30–35 м. Протяжённость отступающего участка – около 350 м. В настоящее время на берегу этого озера располагается площадка куста газовых скважин, однако причина уменьшения площади озера – не антропогенный фактор, т. к. ни площадка куста, ни подъездная автодорога не перекрыли линий стока в данное озеро.

На низкой пойме, где отмечен незначительный рост числа малых озёр, локально идёт также обратный процесс – слияние двух и более малых озёр в одно, более крупное (рис. 3). Такой процесс возможен при активной термоабразионной и термокарстовой переработке берегов. Впрочем, данный процесс встречается крайне редко (исключительно на низкой пойме р. Сеяха).

Выводы

Основными результатами проведённого картометрического исследования можно признать следующие положения:



Рис. 2. Положение береговой линии озера без названия, расположенного в зоне влияния площадки КГС-26 в разные годы. Синий – 1989 г., красный – 2003 г., фиолетовый – 2009 г.



Рис. 3. Слияние двух мелких озёр в одно. Светлым показаны границы озёр в 1989 г. Фон – АФС 2003 г.

1. Метод морфологического анализа интенсивности современного рельефообразования частично подтвердил свою достоверность в части выделения наиболее активных участков развития современных экзогенных процессов;

2. На территории Бованенковского НГКМ наиболее неустойчивыми и динамично развивающимися в отношении термокарста участками являются поверхности низкой поймы;

3. На водораздельных поверхностях для большей части крупных и средних озёр характерно относительно медленное отступление береговых линий;

4. На пойменных уровнях идут процессы образования новых термокарстовых озёр и незначительное увеличение площадей старых.

Для изучения причин изменений, происходящих с плановыми очертаниями термокарстовых озёр Бованенковского месторождения необходимы новые исследования. По нашему представлению, процессы изменения площадей озёр свидетельствуют о выработке термокарстового потенциала на водораздельных поверхностях, и, напротив, сохранившихся ещё залежах относительно доступных для термокарста высокольдистых толщ на поймах. Причём, по нашим представлениям, эти толщи вовлекаются в процесс вытаивания в результате перестройки речной сети в долинах рек Сеяха и Юнетаяха.

Литература

1. Брыксина Н. А., Евтюшкин А. В., Полищук Ю. М. Изучение динамики изменений термокарстовых форм рельефа с использованием космических снимков Тезисы докл. 4-й Всерос. открытой конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН, 13–17 нояб. 2006 г. (http://d33.infospace.ru/d33_conf/vol2/123-128.pdf)

2. Васильев А. А., Дроздов Д. С., Москаленко Н. Г. Динамика темпреатуры многолетнемёрзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата. Криосфера Земли, 2008, т. XII, №2, С. 10–18.

3. Кравцова В. И., Быстрова А. Г. Изменение размеров термокарстовых озёр в различных районах России за последние 30 лет Криосфера Земли, 2009, т. XIII, №2, С. 16–26.

4. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия), М., изд-во МГУ: 1972.

5. Павлов А. В., Малкова Г. В. Современные изменения климата на севере России. Новосибирск, Академ. изд_во «Гео», 2005, 54 с.

6. Павлов А. В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Академ. изд_во «Гео», 2008, 229 с.

7. Санников Г. С. Плановая форма и размер термокарстовых озёр как индикатор устойчивости рельефа Ямала. Теория геоморфологии и её приложение в региональных и глобальных исследованиях. Чтения памяти Н. А. Флоренсова. Иркутск, 2010.

8. Симонов Ю. Г. Объяснительная морфометрия рельефа. Москва, ГЕОС, 1999.

9. Симонов Ю. Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований, Санкт-Петербург Питер: 2005. 397 с.

10. Эрозионные процессы центрального Ямала. Под ред. А. Ю. Сидорчука и А. В. Баранова, Спб, 1999. 350 с.

11. Smith I. C., Sheng Y., MacDonald G. M., Hinzman L. D. Disappearing Arctic lakes. Science, 2005, vol. 308, No. 5727, p. 1429.

ЗОНИРОВАНИЕ КРУПНЫХ ГОРОДОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ (СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НА ПРИМЕРЕ КУРСКА И ТАМБОВА)

*С. В. Харченко, А. И. Бампи**

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, har4enkkoff@rambler.ru

*Естественно-географический факультет КГУ, Курск, abampi@mail.ru

URBAN ZONING IN DIFFERENT GEOMORPHOLOGICAL ENVIRONMENTS (CASE STUDY OF KURSK AND TAMBOW)

*S. V. Kharchenko, A. I. Bampi**

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, har4enkkoff@rambler.ru

*Faculty of Geography and Natural Sciences, Kursk, abampi@mail.ru

Гладко вписано в бумаге,

Да забыли про овраги,

А по ним ходить...

(Л. Н. Толстой, «Как четвертого числа...»)

На сегодняшний день необходимым элементом ведения успешной градостроительной политики стало зонирование городских территорий и регламентация возможных видов использования каждой зоны. Ограничения режимов использования территории обусловлены совокупностью причин, весомое место среди которых занимают и природные условия, в том числе геоморфологические. В связи с этим очевидно, что можно проследить некоторую корреляцию между видами использования различных участков города и его геоморфологическим положением.

В целом, основные тенденции довольно ясны и понятны. Никто не станет возводить многоэтажную застройку на пониженных, часто подтапливаемых участках без соответствующих инженерных мероприятий. В масштабах целого города, несмотря на возможности подстроить рельеф «под себя», явно прослеживается дифференциация типов и параметров застройки по высотам. Это было показано в более ранних работах одного из авторов [1, 2]. Большой интерес, по нашему мнению, представляет выяснить, как относительно канонический набор зон, характерный для крупных городов, соотносится с различными геоморфологическими условиями.

Тема соотношения функционального плана города и рельефа его территории в литературе освещена незначительно. Преимущественно это работы градостроительной или ландшафтоведческой направленности. Примером здесь может служить статья В. Н. Анопина с соавторами [3]. Исследователи работали по территории Волгограда и соотносили ландшафтную структуру местности с наличием или отсутствием застройки. При этом в ландшафтной дифференциации ведущим фактором классификации также был мезорельеф территории.

Нами для анализа были избраны города Курск и Тамбов, сходные по многим характеристикам исторического развития. Это минимизирует возможное влияние отличий в градостроительных технологиях и традициях. При этом геологическая история территорий выбранных городов значительно отличается, в особенности в четвертичное время. Это предопределило отличия в строении рельефа, его морфометрических характеристиках и литологии слагающих или выполняющих конкретные формы пород.

Вместе с тем, некоторые отличия все же имеются и в подходах к номенклатуре функциональных зон, несмотря на их значительное сходство. Поэтому возникла необходимость сопоставления двух типов зонирования по сущности режимов использования каждой зоны. Согласно Градостроительному кодексу РФ в действующей редакции, «функциональные зоны – зоны, для которых документами территориального планирования определены границы и функциональное назначение» [4]. На территории Курска выделяется 24 различные зоны. Зонирование Тамбова, несколько более детальное, включает 26 зон, среди которых особая зона отведена водным объектам, чего в зонировании Курска нет.

Если брать в расчет только названия зон, то одноименных зон в Курске и Тамбове всего 11 (при этом сходство наименований не всегда говорит о сходстве типа использования территории). Это преимущественно зоны под жилой застройкой, промышленными объектами и некоторыми инженерно-техническими сооружениями (табл.). В обоих городах имеются жилые зоны от Ж-1 (частная одноэтажная застройка в Курске, многоквартирная многоэтажная в Тамбове) до Ж-4 (многоквартирная высокоэтажная застройка в Курске, частная – в Тамбове). При этом в Тамбове есть еще и зона Ж-5. Вместе с тем, в Курске, в отличие от Тамбова, есть только 3 типа промышленных зон – от П-1 до П-3. В Тамбове же промышленные объекты дифференцированы по зонам четырех типов. Также частично совпадают инженерно-технические зоны (ИТ).

Совершенно ясно, что функционирование городов, особенно крупных, не ограничивается только лишь проживанием в них населения, промышленным производством и поддержкой жизни и деятельности горожан инженерными коммуникациями (дороги, ЛЭП и пр.). Соответственно, большая часть прочих зон Курска, несмотря на отличия в их наименованиях, по сути своей имеет аналог в Тамбове, и наоборот. Так, курские общественные зоны – в Тамбове становятся общественно-деловыми. При этом в Курске выделяют 2 типа таких зон, а в Тамбове целых 6. Происходит такое неравномерное дробление в силу большей специализации участков общественного центра Тамбова по различным видам досуга и деятельности, а также их приуроченности к местам с разной транспортной доступностью. Еще пример: площади под парками, скверами, прочими местами отдыха горожан на природе, в Тамбове разьединенные в зоны ТОП-1 – ТОП-3 (территории общего пользования), а также зону ООПТ – в Курске же включены в зоны рекреации (Р-1 – Р-4).

В силу различий в номенклатурах функциональных зон, методически верно сравнивать только идентичные зоны или группы зон. Для жилых зон в обоих городах найдены полные аналоги. Общественные зоны, видов которых в Тамбове намного больше, чем в Курске, сравниваются на уровне группы зон, все «общественно-деловые» (Тамбов) с «общественными» (Курск). Площади промышленных предприятий и их санитарно-защитные зоны сравниваются также на уровне группы, т. к. деление производств по группам в соответствии с классами опасности в обоих городах принято разное. Зона ИТ-1 Тамбова соответствует сразу трем зонам в зонировании Курска. У ряда других най-

дены полные аналоги. Исключение составляет рекреационная зона парков и скверов в Курске, которой в Тамбове соответствуют две зоны – там парки и скверы разъединены.

Отсутствуют явные аналоги у следующих зон Тамбова: научно-производственной, очистных сооружений, водных объектов, защитной зелени. Функции первых двух из них неявно включены в различные зоны зонирования Курска, функции последних двух в Курске не регламентируются. Это связано с упоминавшейся выше детальностью зонирования – в масштабе, в котором проведено зонирование Курска, не выражены ни водные объекты, ни, тем более, защитные древесно-кустарниковые насаждения вдоль дорог.

Для Курска явные аналоги не отмечаются в зонировании Тамбова для этих зон: сельскохозяйственная, перспективного развития. Функции первой в Тамбове распределены по ряду зон, вторая отсутствует как таковая.

Отличны исследуемые города и по истории формирования рельефа их территорий. Территории обоих городов были разделены в соответствии с генетическим типом рельефа, при этом типологии приведены в максимально возможное соответствие друг другу – и в Курске, и в Тамбове выделяем 8 комплексов рельефа. Большие площади занимают флювиальные формы долин р. Сейм с притоками (Курск) и р. Цна с притоками (Тамбов). Это участки пойм, 1 и 2 позднеплейстоценовых террас, 3 и 4 среднеплейстоценовых террас, а также соответствующие периодам интенсивного врезания речной сети денудационные поверхности уступов различного возраста и морфологии (часто переработанные). Верхний гипсометрический ярус в Тамбове представлен значительно переработанной поверхностью, сформированной мореной донского оледенения, а также зандровыми площадками. В Курске, территория которого не испытала прямое воздействие ледника, верхний гипсометрический ярус рельефа сформирован, преимущественно, древним экспонированным аллювием миоценовой прадолыны Сейма и в большей степени нижнеплейстоценовыми мощными покровными суглинками, залегающими здесь на отложениях мелового моря.

Для расчета пространственного соотношения комплексов рельефа и функциональных зон нами были векторизованы четыре карты и карты-схемы: 1) геоморфологическая карта масштаба 1 : 200 000, лист N-37-XXX (Тамбов); 2) геоморфологическая карта масштаба 1 : 200 000, лист N-37-I (Курск); 3) «карта градостроительного зонирования территории городского округа г. Тамбов»; 4) «карта градостроительного зонирования муниципального образования город Курск». Последние две нам представляются скорее схемами, не имеющими ни масштаба, ни координатной сетки. Их координатная привязка осуществлялась по хорошо различимым «функциональным узлам» – местам сочленения участков совершенно различных функциональных зон.

На территории Тамбова выделено 1 435 участка по 26 режимам использования территории (или функциональным зонам) и 29 участков по 8 типам рельефа. При этом количество участков по каждому типу совсем не одинаково. Например, все пойменные участки, являясь территориально единым образованием, включены всего в 1 участок. Пересечение полученных функциональных и геоморфологических выделов дало 2 471 участок, обособленные по геоморфологическому положению и режиму использования от смежных с ним площадей.

В Курске выделено 457 участков по 24 функциональным зонам. Эти цифры ярко показывают отличия в детальности дифференциации территории в зонировании Курска и Тамбова. Особенно, если учесть, что Курск в два с небольшим раза больше по площади. При дроблении территории по 8 генетическим типам рельефа получен 71 участок. Пересечение выделов дало 1 226 участков.

После чего была подсчитана площадь каждого элементарного выдела и осуществлен анализ по двум подходам: каково площадное соотношение различных функциональных зон на конкретном комплексе рельефе; каково площадное соотношение различных комплексов рельефа под конкретной функциональной зоной. Результаты анализа, с учетом всех описанных выше ограничений, представлены ниже.

В каждом отдельно взятом городе наблюдается вполне четкая дифференциация зон, по-разному требовательных к рельефу, по различным морфогенетическим комплексам с характерными для них морфологическими и инженерно-геологическими особенностями. При этом для ряда зон прослеживаются явные аналогии в распределении в обоих городах. Чаще всего это достаточно крупные зоны или группы, для которых снижается риск случайных ошибок. На рисунке ниже показано распределение по комплексам рельефа промышленных и общественных зон исследуемых городов. Графики для общественных зон находятся «в фазе», для промышленных – «в противофазе» только на среднеплейстоценовых террасах. 3 и 4 террасы р. Цны в Тамбове освоены промышленной застройкой существенно (в несколько раз) выше, чем синхронные террасы р. Сейм в Курске.

Также практически копируют друг друга графики распределения режимных территорий, большая часть из них приурочена к высоким междуречьям. Большое сходство имеется в распределении т.н. «городских лесов», которые на 40 – 60% приурочены к поймам, при этом в Тамбове наблюдается пик площадей лесов и на низких валдайских террасах. Сходные кривые выстраиваются и для многоэтажной жилой застройки, при этом для всех остальных типов жилых зданий сходства не наблюдается.

Таблица

Соотношение номенклатур функциональных зон г. Тамбова и г. Курска

Зонирование Тамбова	Зонирование Курска
Ж-1 (зона многоэтажной жилой застройки (от 9 этажей и более))	Ж-4 (зона жилой застройки высокой этажности (9 этажей и более)).
Ж-2 (зона среднеэтажной жилой застройки (5 - 8 этажей, включая мансардный))	Ж-3 (зона жилой застройки средней этажности (5 – 8 этажей)).
Ж-3 (зона малоэтажной жилой застройки (до 4 этажей, включая мансардный))	Ж-2 (зона жилой застройки малой этажности (до 4-х этажей включительно)).
Ж-4 (зона малоэтажной индивидуальной, коттеджной застройки)	Ж-1 (зона индивидуальной (коттеджной) жилой застройки)
Ж-5 (территории садоводческих (дачных) объединений)	СД (зона подсобных хозяйств, садово-огородных и дачных участков)
ОД-0 (особо охраняемые градостроительные комплексы)	-
ОД-1 (общественно-деловая зона историко-культурного центра города)	-
ОД-2 (Зона общественно-деловой активности вдоль магистралей)	-
ОД-3 (Зона многофункциональной общественно-деловой застройки локальных центров обслуживания)	О-1 (общественно-деловая зона объектов многофункциональной общественно-деловой застройки и жилых домов).
ОД-4 (Зона общественно-деловой застройки специализированных центров обслуживания)	О-2 (общественно-деловой зоны специализированных объектов) Р-3 (зона рекреационных объектов (отдых, спорт))
ОД-5 (Зона общественно-деловой застройки центральной части города)	-
П-1 (Зона предприятий IV - V классов опасности)	Зона «П-1» – для производственных предприятий V – класса вредности (санитарно-защитная зона до 50 метров).
П-2 (Зона предприятий II - III классов опасности)	Зона «П-2» – для производственных предприятий III и IV класса вредности (санитарно-защитная зона от 100 до 300 м).
П-3 (Зона предприятий I класса опасности)	Зона «П-3» – для производственных предприятий I и II класса вредности (санитарно-защитная зона от 500 до 1000 м).
П-4 (Научно-производственная зона)	-
ИТ-1 (Зона предприятий автомобильного транспорта, магистральных улиц, дорог, объектов коммунального хозяйства и объектов инженерной инфраструктуры)	ИТ-2 (для автомобильного транспорта). ИТ-3 (для инженерной инфраструктуры). СН-1 (зона водозаборных сооружений).
ИТ-2 (Зона предприятий внешнего транспорта (железнодорожного, воздушного, речного, трубопроводного, связи и коммерческой логистики))	ИТ-1 (зона коммуникационного коридора железной дороги).
СН-1 (Зона режимных объектов)	РТ (зоны режимных территорий)
СН-2 (Очистные сооружения хозяйственной канализации)	-
СН-3 (Зона кладбищ)	СН-2 (зона кладбищ, мемориальных парков)
В (Зона водных объектов)	-
ТОП-1 (Территории общего пользования - парки, набережные)	Р-2 (рекреационная зона парков, скверов, садов)
ТОП-2 (Территории общего пользования - скверы, бульвары)	
ТОП-3 (Защитная зелень)	—
ООПТ (Земли особо охраняемых природных территорий)	Р-4 (зона особо охраняемых природных территорий)
ГЛ (Городские леса)	Р-1 (рекреационная зона (природного ландшафта))
-	СХ (зона сельскохозяйственного назначения)
-	ПР (зона перспективного развития)

Вместе с этим, некоторые зоны-аналоги в двух городах распределены на рельефе очень по-разному. Например, по-разному ведут себя садово-дачные участки, размещаясь в Тамбове более чем на 75 % на поймах и занимая 21 % площадей пойм. В Курске же пик их размещения приходится на верхний, междуречный ярус – всего 34%, относительно велика их доля и на низких террасах. К поймам приурочено лишь 5% площади зоны. Некоторые отличия в распределении характерны, например, для зоны особо охраняемых природных территорий, однако о тенденции говорить трудно, учитывая, что ООПТ занимают лишь 1,3% площади Курска и 6% территории Тамбова, и, что гораздо более важно, представлены всего несколькими участками, обычно локализованными в пределах конкретного типа ландшафта и генетического комплекса рельефа.

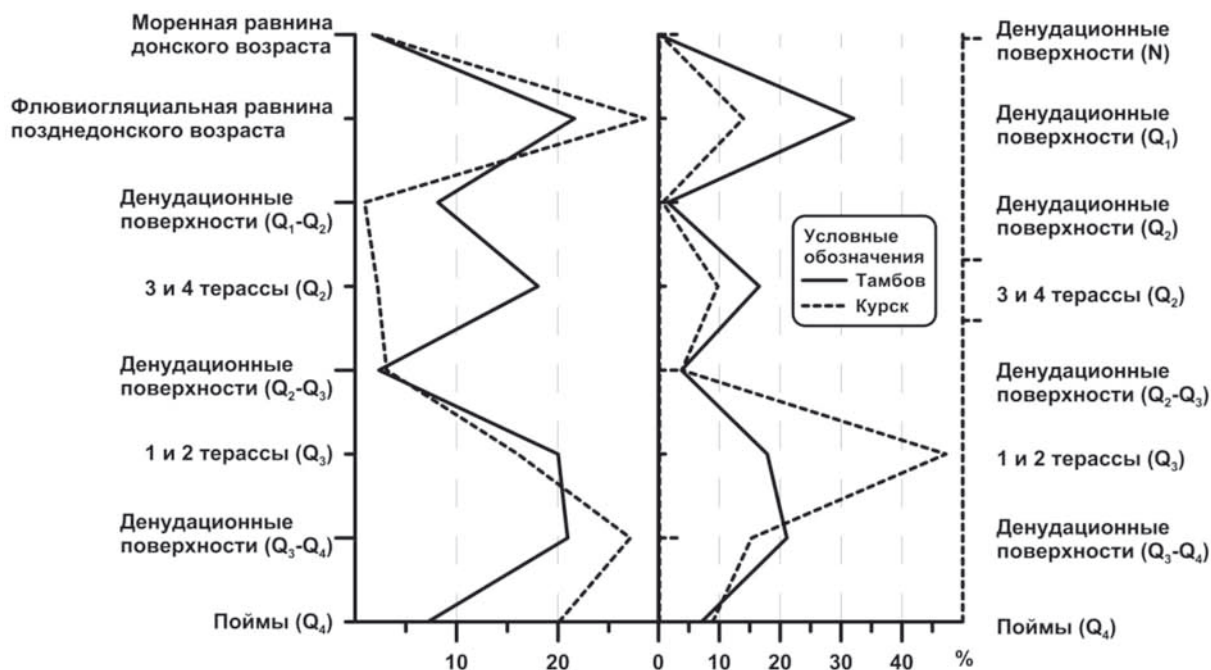


Рис. Распределение площадей промышленных (слева) и общественно-деловых (справа) зон в Тамбове и Курске по генетическим комплексам рельефа, в % от площади всей зоны

Таким образом, обобщенно структуру данной работы можно представить в последовательности: 1) подготовлен векторный материал в формате ГИС MapInfo по геоморфологическому устройству территорий городов Курск и Тамбов, а также по их градостроительному зонированию;

2) проанализированы и соотнесены номенклатуры функциональных зон для Курска и Тамбова;

3) получены данные о дифференциации площадей различных функциональных зон по генетическим комплексам рельефа и обратные данные: о распределении комплексов рельефа по функциональным зонам;

4) описаны наиболее общие закономерности распределения некоторых функциональных зон в отличных геоморфологических условиях территорий Курска и Тамбова.

Резюмируя, стоит сделать следующие выводы. Несмотря на некоторые различия в геоморфологическом строении территории, целый ряд функциональных зон относительно жестко привязан к определенным «генетическим ярусам» в рельефе городов Курск и Тамбов. При этом часто один из пиков площадей какой-либо зоны приурочен к верхнему гипсометрическому, но генетически отличному в двух городах ярусу. Очевидно, это свидетельствует о доминирующей роли морфологии перед литологией в выборе места на междуречьях под конкретную зону. Однако, по всей видимости, это частный (пусть и довольно распространенный) случай для исследуемых городов и многих городов Восточно-Европейской равнины, характеризующихся относительным сходством инженерных характеристик верхних слоев (первые метры) осадочного чехла. Вместе с тем, разобранный более подробно пример общественных зон показывает корреляцию в распределении площадей зоны на рельефе и с морфологическими, и с генетическими показателями. Помимо этого, для распределения некоторых зон на рельефе можно отметить сдвиги в одном городе относительно другого в среднем на 1 «генетический ярус». Это является следствием изначально разного регионального и локального геоморфологического положения городов. Иными словами, город, не имея возможности находить под зону столь же выгодные участки (а точнее *достаточные* площади столь же выгодных участков), как в другом городе с отличными геоморфологическими условиями, вынужден подбирать адекватную замену.

Литература

1. Харченко С. В. Гипсометрическая дифференциация техногенного рельефа Курска // Антропогенная геоморфология: наука и практика: материалы XXXII Пленума Геоморфологической комиссии РАН (г. Белгород, 25–29 сентября 2012г.). М.; Белгород: ИД «Белгород», 2012. С. 371 – 373.

2. Харченко С. В. Функциональное зонирование территории г. Курска в связи с особенностями ее рельефа // Современные проблемы геологии, географии и геоэкологии: материалы Всероссийского научно-практической конференции, посвященной 150-летию со дня рождения В. И. Вернадского. Г.Грозный, 25–28 марта, 2013 год. Махачкала: АЛЕФ, 2013. С. 139 – 142.

3. Анопин В. Н., Рулев А. С., Березовикова О. Ю. Использование ГИС-технологий при картографировании урбандошадтов г. Волгограда // Вестник ВолГАСУ. Сер.: Стр-во и архит. 2012. Вып. 26 (45). С. 200 – 207.

4. Пункт 5 Статьи 1 Градостроительного кодекса Российской Федерации от 29.12.2004 №190—ФЗ. Электронный ресурс: URL: http://www.consultant.ru/popular/gskrf/15_1.html. Дата обращения: 15.04.2013.

ДЕТАЛЬНОЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ НОВЫХ ТЕРРИТОРИЙ МОСКВЫ: ИНТЕГРАЦИЯ ОЦЕНОЧНЫХ ПОДХОДОВ И ПРОИЗВОДНЫЕ МОДЕЛИ

С. В. Шварев

Институт географии РАН, Москва, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва,
sergeyshvarev@mail.ru , shvarev@ifz.ru

DETAILED GEOMORPHOLOGICAL CARTOGRAPHY OF NEW MOSCOW TERRITORIES: INTEGRATION OF EVALUATIVE APPROACHES AND SUBSEQUENT MODELS

S. V. Shvarev

Institute of Geography RAS, Moscow; Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow,
sergeyshvarev@mail.ru , shvarev@ifz.ru

Геоморфологическое изучение окрестностей Москвы насчитывает более 100 лет. Картографирование рельефа осуществлялось в ходе геолого-съёмочных, инженерно-геологических, ландшафтно-экологических исследований с детальностью исследований вплоть до 1:50000. Последней по времени детальной работой является крупномасштабное (1 : 50 000) геоморфологическое картографирование (ГМК) зоны влияния Центральной кольцевой автомобильной дороги (ЦКАД), выполненное коллективом лаборатории геоморфологии ИГ РАН. Накоплен значительный объем как фактического материала, так и опыта разномасштабного и многоцелевого ГМК. В 2011 году в связи с присоединением к Москве части территории Московской области и планируемым активным освоением, прежде всего строительным, начаты работы по геоморфологической оценке современного состояния и перспектив развития территории.

Тематически, комплекс оценочных исследований включает три аспекта: 1) геотехнический (оценка опасности, уязвимости, риска строительства и эксплуатации инженерных сооружений в связи с развитием неблагоприятных геолого-геоморфологических процессов и явлений); 2) геоэкологический (оценка нарушенности природных комплексов, функционирования геосистем в связи с антропогенной деятельностью); 3) культурно-эстетический (оценка современного и перспективного состояния геоморфологических систем и объектов с точки зрения их внехозяйственной ценности как исторической, традиционной среды обитания). Аналитически, исследования подразделяются на три уровня интерпретации данных: 1) региональный (соответствующий масштабу ГМК 1 : 500 000 и мельче); 2) локальный (1 : 100 000 – 1 : 50 000); 3) детальный (1 : 25 000 и крупнее). Методы, применяемые для оценочного картографирования с укрупнением масштаба меняются от преимущественно статистических (с использованием факторных зависимостей по обобщенным показателям) до детерминированных (с использованием расчетного моделирования по конкретным данным). В этой связи, весьма важно представить в детальных ГМК такую структуру и состав данных, которая обеспечивала бы решение практических задач соответствующего уровня локализации.

Опираясь на эти предпосылки, представляется целесообразным развитие детального ГМК направить по двум основным направлениям:

1) с одной стороны, укрупнение масштабов отображения свойств рельефа, отвечающее потребностям освоения территорий, от предпроектного обоснования (1 : 25 000) до конкретных проектных решений (1:5000–1:2000), определяемых нормативными документами (СНиП, СП и др.);

2) с другой стороны, кардинальное увеличение степени отображения детальности, парагенетических связей, статических и динамических параметров рельефа и рельефообразующих процессов, отвечающее возможностям новых информационных технологий получения, обработки и интерпретации данных о рельефе.

При этом карта становится полноценной геоинформационной базой данных и основой для геоинформационных систем различного назначения.

Для детального ГМК представляется целесообразным сопряжение известных подходов, определяющих структурирование рельефа: 1) морфолитогенетического (происхождение, возраст рельефа, состав исходных и производных пород и отложений); 2) структурно-морфологического (физиономического); 3) пространственно-морфологического (вертикальная и латеральная организованность рельефа – морфологическая триада (вершина – склон – долина) и бассейновая сопряженность).

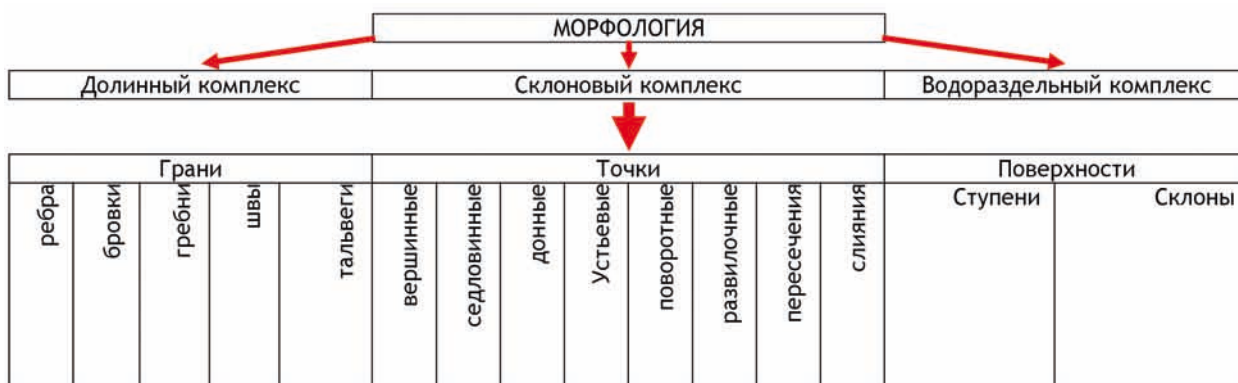
В результате детального ГМК получаем модель рельефа, в которой базой являются элементарные поверхности, линии и точки, которые можно охарактеризовать по внешнему облику, про-

исхождению, возрасту, составу рельефообразующих отложений, пространственному положению, направленности развития.

Легенда карты представляет собой матрицу, в которой пространственно-морфологическая составляющая (по горизонтали) (Таблица 1) сопрягается с генетическо-возрастной составляющей (по вертикали) (Таблица 2). Основным морфологическим уровнем являются комплексы, подразделяющиеся на вершинный, долинный и склоновый, а основным генетическим уровнем являются группы, подразделяемые по ведущему агенту, их сформировавшему.

Таблица 1

Морфологическая классификация объектов картографирования (с использованием материалов А. И. Спиридонова (1970); Ю. Г. Симонова (1998); Д. А. Тимофеева (Морфология рельефа, 2004) и др.



Дальнейшая дифференциация включает в морфологическом разделе главные геометрические формы (линии (границы), точки (узлы) и плоскости (поверхности), подразделяемые, в свою очередь, на выпуклые-вогнутые (положительные отрицательные) различного типа, наклонные-горизонтальные, наклонные в различной степени (для ГМК территории Новой Москвы использовано 6 градаций уклонов).

В генетическом разделе группы подразделяются по направленности развития (денудационные-аккумулятивные) и возрасту формирования (субстрата-формы). Такая структура легенды позволяет весьма детально структурировать территорию исследований. Для масштабов 1:10000 – 1:25000 и условий территории Новой Москвы выделено более 170 типовых поверхностей.

Таблица 2

Генетически-возрастная классификация объектов картографирования



Формирование легенды как геоинформационной базы данных позволяет для характеристики элементарных поверхностей, линий и точек не ограничиваться только параметрами, представленными в матрице (типологическими), но и дополнить их индивидуальными, такими как площадь, длина, высота, хозяйственное использование, принадлежность к конкретному водосбору, экспозиция и др. (рис.).

Полный спектр данных обеспечивает потребности в широком диапазоне информационного анализа и моделирования. В том числе, например, можно оценивать изменение взаимосвязанных параметров при рельефотрансформирующем техногенном воздействии в геоморфологических системах (бассейнах), объединяющих элементарные контуры и прогнозировать ответную реакцию среды; определять наиболее уязвимые или устойчивые участки при нагрузках и трансформациях различного типа.

Интеграция количественных структурно-морфологических параметров с морфолитогенетическими открывает дополнительные возможности для анализа как развития геоморфологических систем, и непосредственно связанных с ними изменений инженерно-геологических параметров, так и сопряженных с ними компонентов ландшафтной структуры и, в свою очередь, ландшафтно-

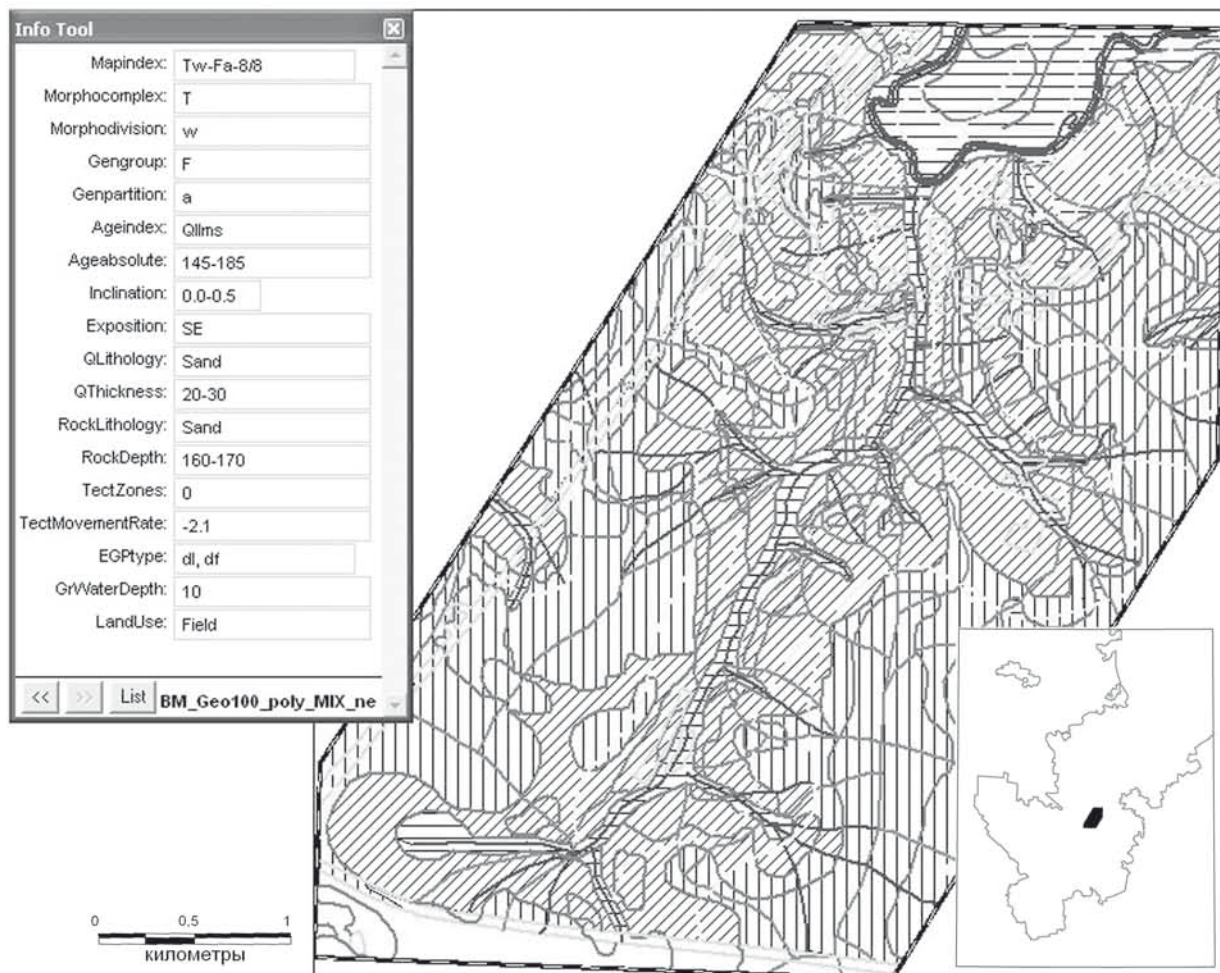


Рис. Макет «каркаса» крупномасштабной геоморфологической карты ключевого участка Новой Москвы. На врезках – положение участка в границах Москвы (внизу справа); информационная карта одного из элементарных контуров

геоэкологического, ландшафтно-геохимического, агротехнического и других направлений моделирования.

Литература:

1. Спиридонов А. И. Физиономические черты рельефа как показатель его происхождения и развития // Индикационные географические исследования С.
2. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М.: МГУ, 1975. 183 с.
3. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: МГУ, 1972. 252 с.
4. Симонов Ю. Г. Морфометрический анализ рельефа. Москва-Смоленск: Изд-во СГУ, 1998. 272 с.
5. Морфология рельефа. М.: Научный мир, 2004. 184 с.

СЕКЦИЯ 6 МОРФОГРАФИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА

СОСТОЯНИЕ, ЗАДАЧИ И ПРИЛОЖЕНИЯ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕЛЬЕФА АРМЕНИИ

А. А. Авакян, А. А. Аракелян, В. Р. Бойнагрян, Г. Г. Ерицян*
Институт геологических наук НАН РА, Ереван, avagyan@geocom.am
*Геолого-географический факультет ЕГУ, Ереван

STATE, PROBLEMS AND APPLICATIONS OF MORPHOMETRIC STUDIES OF ARMENIA'S TERRAIN

A. A. Arakelyan, A. A. Avagyan, V. R. Boynagryan, H. H. Yeritsian*
Institute of Geological Sciences of NAS of RA, Yerevan, avagyan@geocom.am
*Geological-geographic Faculty of YSU, Yerevan

Начиная с середины 60-ых годов прошлого столетия, еще задолго до появления современных идей геометризации рельефа и вычислительных возможностей, в Армении были опубликованы первые работы по геоморфометрии. Публикации ведущих геоморфологов Армении того времени были посвящены количественному описанию и анализу развития рельефа по данным морфометрических исследований.

В первом из указанных направлений Д. А. Погосьяном, Ф. С. Геворкьяном и другими авторами впервые были вычислены углы наклонов и экспозиции склонов, коэффициенты горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа [1, 2]. Все морфометрические параметры вычислялись «вручную» по топографической карте в пределах равновеликих квадратных «гид-ячеек» площадью 1 км. кв. Прделанный авторами громадный труд позволил им составить карты перечисленных морфометрических показателей, а также вычислить другие производные показатели для каждой гид-ячейки. Также были вычислены эрозионные коэффициенты и составлена карта степени эродированности территории Армении [3].

Л. Н. Зограбяном и Ф. С. Геворкьяном была вычислена величина «энергии рельефа», учитывающая углы наклона склонов, значения вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа, а также составлена карта, количественно описывающая формы рельефа, способствующие развитию эрозионных процессов [2].

Результаты указанных работ обобщены в форме комплексной карты морфометрических показателей рельефа Армении [1]. На ее основе затем была составлена карта районирования по степени пригодности территории Армении для сельскохозяйственного использования, на которой выделено шесть категорий от наиболее благоприятных участков до – непригодных для сельскохозяйственного использования.

В. А. Метанджяном составлены морфометрические карты масштаба 1:200000 бассейна озера Севан. Р. Х. Гагиняном составлен ряд морфометрических карт Сюникского вулканического нагорья масштаба 1 : 50 000, густоты и глубины расчленения, крутизны склонов, рисунка речной сети и морфоструктур, базисных поверхностей второго и третьего порядков. В. Р. Бойнагрянном составлены карты густоты и глубины расчленения рельефа, крутизны склонов бассейна реки Вохчи и территории г. Еревана масштаба 1 : 25 000.

Второму направлению – изучению закономерностей формирования рельефа по морфометрическим данным, посвящены работы Л. Н. Зограбяна [4, 5], Ф. С. Геворкьяна [2].

Ф. С. Геворкьяном на основе морфометрического анализа установлена связь современного рельефа с выявленными погребенными структурами западной части Араратской котловины, описаны особенности строения морфоструктур и их неотектонического развития.

Рассмотренные работы сыграли большую роль в развитии методики морфометрических исследований и в количественном описании особенностей рельефа Армении. Их дальнейшее расширение и, что особенно важно, детализация исследований и повышение точности, увеличение масштаба морфометрических карт оказалось невозможным по причине отсутствия компьютерной техники и технологий построения цифровых карт.

Как и во многих других странах, морфометрические исследования в Армении возобновились в 1990-ые годы на новом программно – аппаратном уровне и на основе геоинформационных технологий. На первом этапе сотрудниками Института геологических наук НАН РА были построены ЦМР территории страны и г. Еревана.

Исходные значения абсолютных высот территории Армении были получены цифрованием изо-гипс топографических планшетов масштаба 1 : 200 000 с вертикальным разрешением 40 м. Оцифровка карт, отсканированных и зарегистрированных в координатной системе Пулково 1942, была выполнена

средствами MapInfo. Всего цифрованием получены значения абсолютных высот более чем в 4,2 млн точках, нерегулярно распределенных на территории Армении. Затем по данным оцифровки двумя различными методами – в программе Surfer интерполяцией методом кригинга и в программе ESRI ArcGIS 9.2 методом интерполяции «Topo to Grid», были получены регулярные матрицы высот с размерами ячеек 100×100 м.

Метод «Topo to Grid», основанный на алгоритме ANUDEM, предложенном М. Хатчинсоном [6] для создания гидрографически корректных ЦМР, трансформирует данные абсолютных высот в регулярную грид-матрицу путем интерполяции на основе идентификации направления поверхностного стока и взвешивания сумм квадратов разностей данных высот. В результате указанных процедур площадь Армении покрыта регулярной сеткой из 2,97 млн грид-ячеек с интерполированными значениями абсолютных высот. Применено также условие «барьера», которое исключило участие в расчете точек, неприемлемых по своему расположению, например, находящихся за водоразделом.

Вопрос об оптимальном соотношении размеров грид-ячеек, объема исходных данных и масштаба ЦМР не рассмотрен. Однако значительное преобладание объема оцифрованных данных (более чем на 30%) по сравнению с числом грид-ячеек, на наш взгляд, обеспечивает достаточную точность ЦМР.

Аналогичным образом построена ЦМР территории г. Еревана по данным оцифровки топографических карт масштаба 1 : 10 000 с вертикальным разрешением 5 м.

Свободный доступ к данным SRTM в 2004–2005 годах открыл возможность проведения более детальных морфометрических исследований. В последнее время Г. Г. Ерицяном был проведен сравнительный анализ точности DEM SRTM и ЦМР полученных цифрованием топографических карт масштаба 1 : 200 000, 1 : 100 000 и 1 : 50 000, в результате которого установлено, что DEM SRTM с наибольшей точностью соответствует ЦМР, построенной по данным цифрования топографической карты масштаба 1 : 100 000 [7].

На основе ЦМР масштаба 1 : 200 000, SRTM и ASTER GDEM определены водоразделы и построены ЦМР 14-ти наиболее крупных рек РА, которые в последующем были уточнены по данным топографических карт м-ба 1 : 50 000.

Наличие ЦМР позволило использовать возможности геоинформационных систем и создать методическую и программную среду пространственного и статистического анализа данных абсолютных высот территории Армении в целом и бассейнов крупных рек, позволяющую трансформировать набор геодезических данных в тематическую геоморфометрическую, а затем и в геоморфологическую информацию [8, 9].

На основании регулярной матрицы высот построены карты теневого рельефа, углов наклона и экспозиции склонов, горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа, а также кривизны склонов. Вычислено распределение площади Армении по интервальным значениям углов наклона, экспозициям и расчлененности.

Морфометрические карты теневого рельефа, углов наклона, экспозиций склонов позволили выявить и картировать линейные и круговые формы рельефа. Большая часть линейных форм совпадает с геологически доказанными или предполагаемыми тектоническими структурами. Круговые формы менее изучены, по этой причине далее приведены некоторые новые данные об этих объектах.

Визуально круговые формы рельефа обнаруживаются на всех перечисленных разновидностях карт, однако они наиболее наглядно выявляются на цветной карте экспозиций склонов [10]. На такой карте цвет или интенсивность окраски показывает последовательную горизонтальную смену ориентации склонов, в целом слагающих круговую форму рельефа, а ее границы определяются линией перегиба рельефа в вертикальной плоскости, которая физически совпадает с речной долиной или водоразделом. Приведенные ниже факты позволяют рассматривать кольцевые формы рельефа как возможные морфообразования.

Особенности строения кольцевых структур (КС), обнаруженных на территории Армении, соответствуют данным приведенным в опубликованной литературе [11]. Центральную часть КС часто занимают тектонические поднятия или депрессии, а по периферии они ограничиваются складчатыми хребтами, интрузивными массивами. На карте экспозиций склонов в пределах КС отчетливо выделяются радиальные линейные структуры, там же часто речная сеть имеет также радиальное строение. Обнаружено концентрическое, цепочечное взаимное расположение КС, а также их взаимные пересечения. Наблюдается пространственная близость оруденения к КС, и в отдельных случаях доказывается их гентическая взаимосвязь [12]. Наблюдается также тяготение КС к известным крупным тектоническим нарушениям.

Несложные по форме, четко выраженные круговые формы рельефа, такие как молодые неразрушенные вулканические постройки наглядно выражаются также на карте горизонтальной кривизны склонов. На территории РА достаточно четко выделяются несколько десятков КС (рис. 1), диаметр которых варьирует от 3 до 45 км.

Морфометрические карты перспективны для изучения КС. также и по той причине, что, как цифровые модели, они дают возможность количественного описания формы и строения этих структур. Анализ морфометрических карт показал, что КС широко проявлены на территории Армении.

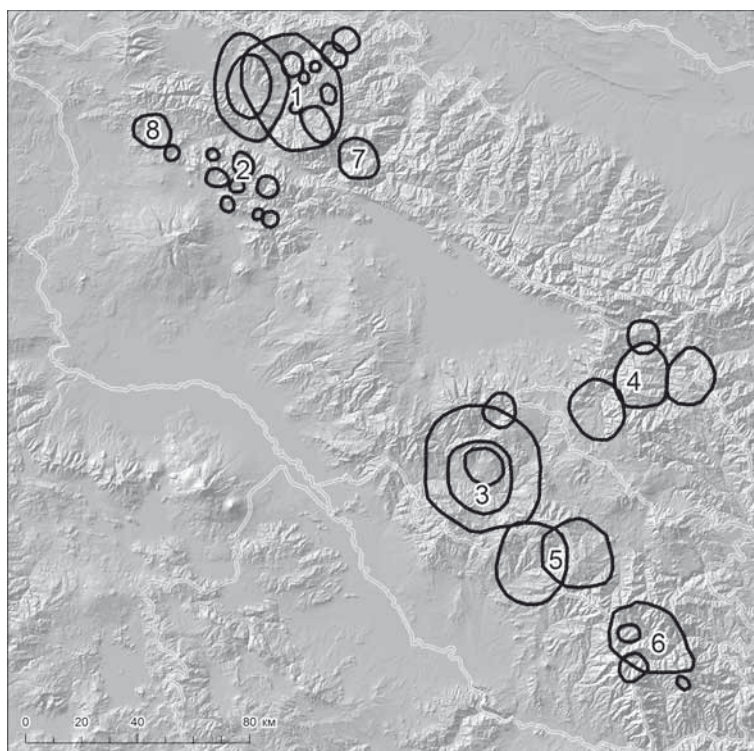


Рис. 1. Кольцевые структуры на территории Армении:

1. Гугарк-Виркский, 2. Памбак-Цахкуняцкий, 3 Вайкский, 4. Кашатагский 5. Северо-Зангезурский, 6. Южно-Зангезурский. Одиночные КС: 7. Средне-Агстевский, 8.Ширак-Памбакский

По данным ЦМР вычислены статистики абсолютных высот по их не сгруппированным значениям, каждому из которых практически соответствует одинаковая по размеру единичная площадь грид-ячейки размером 100×100 м. По этой причине частота встречаемости произвольной высотной отметки пропорциональна суммарной площади грид-ячеек, в которых эта отметка встречается. В связи с этим, а также благодаря малым размерам грид-ячеек получены уточненные взвешенные по площади значения средней, модальной и медианной высоты. Вычисленная нами средняя высота, равна 1853,00 м (1851,09 м без учета площади оз. Севан). Она отличается от опубликованных ранее значений: 1830 м [13], 1800 м [14, 15], 1850 [16].

Модальное значение абсолютных высот территории Армении равно 1898 м (без учета площади оз. Севан составляет 2022 м), и в соответствии со способом вычисления может быть интерпретировано как высота, на которой расположена наибольшая часть территории Армении. Модальное значение больше среднего, что свидетельствует о значительном распространении на территории Армении среднегорного и низменного рельефа.

Медианное значение интерпретируется как абсолютная высота, ниже и выше которой располагаются равные части площади Армении. Эта статистика равна 1898 м для всей площади в целом и 1885 м с вычетом площади оз. Севан. В обоих случаях медианное значение на 35–45 м превышает среднее.

Вычислено распределение площади Армении по высотным поясам, построены гистограмма и кумулятивная гипсометрическая кривая [17]. Форма гистограммы отражает некоторые особенности рельефа Армении (рис. 2). В частности, большой площадью выделяется высотный пояс 800–900 м, соответствующий Арагатской долине и пояса в интервале 1400–1700 м, в пределах которых расположены две относительно обширные долины – Лорийская (1400–1700 м, 200 км²) и Ширакская (1550–1600 м, 60 км²).

Приведенные данные показывают, что распределение и статистики абсолютных высот отражают сложный неоднородный рельеф, состоящий из множества морфоструктур с различным течением рельефообразования.

При существующем опыте геоморфологического анализа статистических данных [18], аналитическое определение и содержательная интерпретация теоретической функции распределения абсолютных высот, ее параметров или иных формальных результатов представляется трудной задачей, к которой следует обратиться в дальнейшем, начиная с ограниченных, морфогенетически однородных площадей, отдельных морфоструктур и водосборных бассейнов.

Результаты морфометрических исследований в Армении нашли приложение в решении гидрологических задач, идентификации, картирования, моделирования и оценки опасных экзогенных процессов и экологической ситуации.

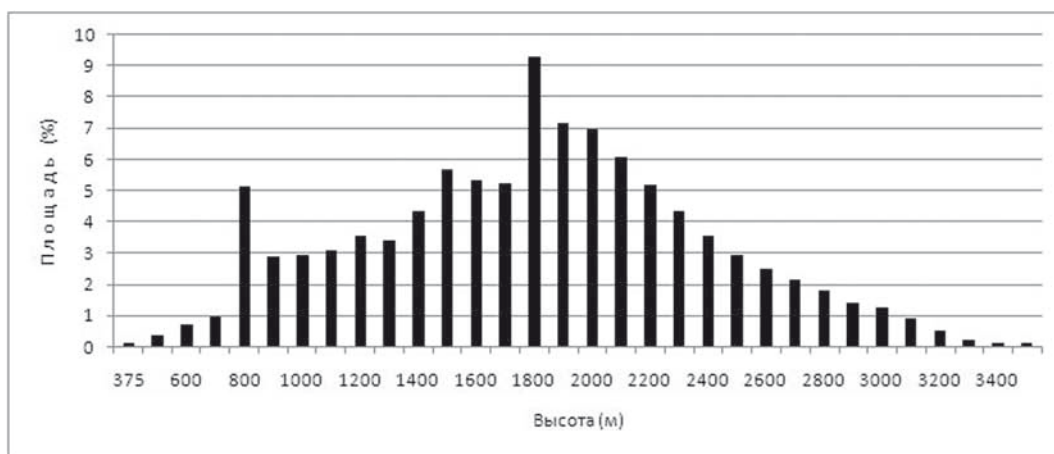


Рис. 2. Гистограмма частот высотных поясов Армении без учета площади оз. Севан

Карты и статистические данные морфометрических показателей использованы для составления карты среднегодового модуля поверхностного стока территории Армении м-ба 1:200 000. Вычисленный в пределах основных речных бассейнов комплекс геоморфометрических параметров (плоская и поверхностная площадь водосборного бассейна, максимальная, минимальная, среднеарифметическая, средневзвешенная, модальная высота, разность максимальной и минимальной высоты, стандартное отклонение высот, гипсометрическая кривая, углы наклона и экспозиции склонов) использован для вычисления характеристик поверхностного стока.

Разработаны метод, алгоритм и программное приложение ArcGIS, предназначенное для вычисления (на основе морфометрических карт и статистик) нормы стока, экологического и максимального стока в произвольном створе реки, в том числе и для бассейнов без гидрологических наблюдений.

Морфометрические данные использованы также в задачах моделирования и картирования зон затопления при весенних половодьях и паводках при заданной обеспеченности расхода реки, а также при прорыве плотины водохранилищ.

С использованием морфометрических параметров было произведено расчленение поверхностных водных ресурсов на однородные «водные тела» и их классификация по морфометрическим высотным и площадным показателям рельефа бассейнов рек, разработана система кодирования поверхностных водных ресурсов по гидрографическим показателям.

На основании оценки имеющихся результатов изучения морфометрии рельефа Армении в дальнейшем наиболее актуальными представляются следующие задачи:

1. Уточнение и детализация ЦМР территории Армении и ее отдельных частей, построение крупномасштабных ЦМР урбанизированных территорий и густонаселенных зон для решения геоэкологических задач.
2. Изучение статистического распределения морфометрических показателей с целью выявления особенностей рельефа и процессов рельефообразования.
3. Анализ морфометрических карт с целью выделения и идентификации линейных и кольцевых морфоструктур, количественного описания и систематизации водосборных бассейнов основных рек.
4. Расширение приложений морфометрии рельефа в решении задач землепользования, управления водными и другими природными ресурсами, в анализе и оценке геоэкологических опасностей и природных рисков.

Литература

1. Погосян Д. А. О составлении комплексной морфометрической карты рельефа Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 1974. №2. С. 79–84.
2. Геворкян Ф. С. Морфологический анализ погребенных морфоструктур западной части Араратской котловины. Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 1975. №5. С. 49–60.
3. Погосян Д. А. О составлении карты эрозионного коэффициента территории Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, 1971. №6. С. 80–84.
4. Зограбян Л. Н. О геоморфологических исследованиях в Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 1975. №2. С. 50–55.
5. Зограбян Л. Н. Геворкян Ф. С. «Энергия рельефа», ее картирование и значение в процессе эрозии. Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 1969. №4. С. 80–86.
6. Hutchinson M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. Journal of Hydrology. 106 (1989). pp. 211–232.
7. Ерицян Г. Г. Сравнение цифровых моделей рельефа, полученных с топографических карт масштаба 1:50000, 1:100000 и 1:200000 с ЦМР SRTM. Известия НАН РА, Науки о Земле. 2013. 67. №1–2. С. 42–54.

8. Берлянт А. М. Геоинформационное картографирование. Москва, Просвещение, 1997. С. 64.
9. Геоинформатика. Под ред. Тикунова В. С.. Москва, Изд-во Академия. 2005. 480 с.
10. Shary P. A., Sharaya L. S. Mitasov A. V. 2005. The problem of scale-specific and scale-free approaches in geomorphometry. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 28 (1), pp. 81 – 101.
11. Кац Я. Г., Полетаев А. И., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Кольцевые структуры Земли: Миф или реальность. Москва, Наука. 1989. 188 с.
12. Остроумова А. С., Голышко И. Н. Комплексное исследование вулканических образований (на примере Алавердского рудного узла). Принципы и методы оценки рудоносности геологических формации. Магматические формации. Ленинград, Недра. 1983. С. 236 – 248.
13. Физическая география Армянской ССР. Под ред. Багдасаряна А. Б.. Ереван, Изд-во АН Армянской ССР, 1971. 471 с.
14. Геология Армянской ССР. Том I, Геоморфология. Ереван, Изд-во АН Армянской ССР. 1986. 432 с.
15. Зограбян Л. Н. Орография Армянского нагорья (опыт орографического анализа морфоструктуры). Ереван, Изд-во АН Армянской ССР. 1979. 119 с.
16. Габриелян Г. К. Армянское нагорье. Учебное пособие (на армянском языке). Ереван: Изд-во ЕГУ, 2000. 376 с.
17. Авакян А. А., Ерицян Г. Г., Пилоян А. С. О высотных характеристиках рельефа территории Армении и методах их вычисления на основе цифровой модели рельефа масштаба 1:200000. Известия НАН РА, Науки о Земле. 2010. 63. №3. С. 48 – 58.
18. Симонов Ю. Г. Морфометрический анализ рельефа. Москва-Смоленск, Изд-во СГУ. 1998. 272 с.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ПЕЙЗАЖ: НАУЧНОЕ И ХУДОЖЕСТВЕННОЕ ВОСПРИЯТИЕ

О. А. Борсук, А. В. Бредихин

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва,
borsuko@gmail.com, avbredikhin@yandex.ru

MORPHOLOGICAL LANDSCAPE: SCIENTIFIC AND ARTISTIC PERCEPTION

O. A. Borsuk, A. V. Bredikhin

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow,
borsuko@gmail.com, avbredikhin@yandex.ru

Морфологический пейзаж – вид (облик) рельефа, доступный человеку путем чувственного восприятия (созерцания, эмоционального переживания, вызываемых ассоциаций), обладающих эстетическими свойствами привлекательности, в основе которых лежат объективные природные или рукотворные свойства рельефа. Главное свойство морфологического пейзажа – разнообразие. Оно определяется сложным сочетанием факторов рельефообразования, соотношение которых меняется от места к месту [1]. Внимание исследователей-геоморфологов привлекает рельеф как среда жизни человека, которая ныне изучается экологической геоморфологией и ее ветвью – эстетической геоморфологией. Эстетическая геоморфология выявляет, классифицирует и оценивает эстетические свойства рельефа земной поверхности, выясняет воздействие морфологических ландшафтов на культуру и здоровье человека и различных социумов (этносов). Очевидно, что подобное понимание ландшафтов находим и у Л. Н. Гумилева в его определениях вмещающих и кормящих ландшафтов [2].

Такие характеристики рельефа как монотонность пространства, или его разнообразие, глубины и густота расчленения, многоплановость морфологических пейзажей – передний, средний и дальний планы, их количество может быть значительным, доминанты в рельефе – отдельные положительные формы рельефа – холмы, сопки, горы и другие характеристики рельефа. Возможно дать достаточно строгое (научное) описание рельефа как геометрическое чередование тех или иных форм, выявить гармоничности разных порядков в расположении форм в пространстве или по определенным линиям-профилям. Формализованный по правилам геометрии рельеф даст многое для понимания его особенностей, поможет разделить случайное и закономерное, даст материал для выявления методами геоморфологии генетических связей субстрата (геологического основания, литологической основы) и физико-географических факторов – климата, зональности и других факторов на земную поверхность. Задачи эстетической геоморфологии впервые сформулированы в 1999 и 2002 гг. в работах Д. А. Тимофеева и его единомышленников [3, 4] и сводятся к нескольким положениям: 1) изучение редких, уникальных памятников в рельефе, а также характерных, типичных для тех или иных ландшафтов форм рельефа, 2) классификация рельефа по степени эстетической привлекательности; 3) измерение и оценка красоты рельефа, его эстетики двумя путями – численным и художественным; 4) выявление и каталогизация памятников природы, их экспонирование и сохранение их привлекательности, что требует создания буферных, охранных зон;

5) изучение «живописности» рельефа в природе и искусстве (литературе, живописи, архитектуре) в разные исторические эпохи и в различных типах рельефа.

Названные задачи полностью отвечают определению эстетической геоморфологии, которая изучает привлекательное в рельефе и дает ему оценку, а также выявляет воздействие морфологических пейзажей (ландшафтов) на культуру и здоровье человека. Для людей творческих является вдохновляющим ресурсом. Вся история взаимоотношения человека и рельефа сводится к простому правилу – не навреди, т. е. не разрушай гармонии природы, подчеркивай ее рукотворными сооружениями, что видно в трудах по истории русской архитектуры [5], особенно на Европейском Севере России. Русскими зодчими, начиная с XIV – XV вв., были созданы великолепные шедевры деревянных культовых сооружений, не только занявшие видовые точки в рельефе, но и по своим характеристикам – высоте, объемам, соразмерны высотно-плановым особенностям рельефа. Если брать европейскую романскую архитектуру, то она символизировала силу государства, утверждая его мощь. Более поздние архитектурные стили – готика, барокко так же в рельефе утверждали силу, через индивидуальную красоту памятника культуры, призывая к подчинению человека. Российские культовые сооружения более «человечны» и соразмерны людям.

Обратимся к научной оценке морфологических пейзажей. Очевидно, что исследователи [2, 6, 7] используют количественные методы оценки разнообразия пейзажа через статистические показатели разнообразия рельефа – среднее квадратическое отклонение, коэффициент вариации, энтропийную характеристику Шеннона. Более точная, на первый взгляд, усталость глаз, которая через саккады, т.е. движения зрачка, может давать объективную характеристику восприятия объекта. Монотонность морфологического пейзажа утомляет глаз, и, соответственно, мозг, вызывая раздражение и усталость [8]. Достаточно полная характеристика разнообразия рельефа при изучении морфологических пейзажей может быть получена при использовании показателя Ченцова в котором учтены горизонтальная и вертикальная расчлененность, тем более, что этот показатель существенно различается от места к месту и связан с типом рельефа.

Второй путь – балльные оценки эстетичности морфологических пейзажей [7]. Балльные характеристики несколько субъективны. Различные этносы, сформированные в тех или иных ландшафтах [2, 4], различаются в своих предпочтениях в оценках красоты морфологических пейзажей.

Предложенные [7] весьма объемные и подробные оценки особенностей морфологических пейзажей, требующие сложения баллов, при широком использовании дают весьма расплывчатые оценки.

Разбор в монографической работе «Рельеф среды жизни человека» [3] качественных оценок и описаний рельефа выделяет наиболее яркое направление – фэнг-шуй, в странах запада называемое геомантией. В указанном направлении морфологический ландшафт выступает как объект восприятия не только морфологии рельефа, но и его колористики, которая меняется во времени: день–ночь, сезонные изменения.

Живописность морфологических пейзажей находит отражение в художественном восприятии – литературном, у художников и музыкантов [3, 4]. Художники-реалисты с XV–XVI вв. вводили в свои картины рельеф, как фон, на котором разворачивается те или иные события. Пожалуй, *Леонардо да Винчи* ввел один из первых рельефов в портретную живопись (вид из окна на морфологический пейзаж).

Но Век Просвещения ввел в живопись фантастические построения, т.е. «встраивания» в реальный пейзаж руин, храмов и т.д. Наиболее ярким представителем этого направления – каприччо был *Гюстав Робер*, «художник руин», введивший, как правило, на первый план фантастические объекты, усложняющие реальный пейзаж. Из отечественных художников хотелось бы обратить внимание на И. Левитана, его полотно «Над вечным покоем» – великолепный пример удачного совмещения волжского пейзажа и тверского, вудомле.

Тема «живопись и рельеф» впервые подробно была рассмотрена Г. Ф. Уфимцевым [9]. Она заслуживает дальнейшего исследования.

В последние годы наблюдается возросший интерес исследователей к прикладным аспектам рассмотрения темы «морфологический пейзаж» [1, 7, 9]. Особенно важны эти исследования для оценки рекреационного потенциала действующих и проектируемых рекреационных кластеров. Выбор туристического продукта рекреантами часто также основывается на информации о эстетических свойствах рельефа, в частности о типе морфологического пейзажа рекреационно-геоморфологического пространства, выбираемого региона будущего отдыха.

Определяющее значение морфологический пейзаж имеет для функционирования многих видов рекреационных систем (прогулочно-созерцательные, научно-познавательные и др.). Для научно-обоснованного создания туристического продукта важнейшей является рекреационно-геоморфологическая информация о свойствах морфологического пейзажа: геоморфологическая позиция смотровой площадки, тип и объем морфологического пейзажа В зависимости от положения в рельефе, выделяются несколько типов смотровых площадок: 1) прибрежные, 2) на склонах, 3) на плоских поверхностях, 4) вершинные, 5) глубоких днищ. С площадок различных типов откры-

ваются пейзажи различной угловой ширины: секторные, панорамные, циркорамные, – и направления взгляда по вертикали: выше горизонта, горизонтальные, ниже горизонта. Одним из эффективных способов представления информации об эстетических свойствах территории для решения прикладных рекреационно-геоморфологических задач является картографирование морфологических пейзажей и на этой основе создание информационного блока ГИС о эстетических свойствах действующей или потенциальной рекреационной системы или рекреационного кластера.

Литература

1. Бредихин А. В. Рекреационно-геоморфологические системы. Смоленск: Ойкумена, 2010. 328 с.
2. Гумилев Л. Н. Этногенез и биосфера Земли. 2 изд. Л.: Изд. ЛГУ, 1989. 496 с.
3. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология). М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. 640 с.
4. Тимофеев Д. А., Борсук О. А., Уфимцев Г. Ф. Геоморфология вчера, сегодня, завтра // Геоморфология, 1999, №4. С. 3–10.
5. История русской архитектуры: учебник для ВУЗов. 2-е изд. С-Пб.: Стройиздат, 1994. 600 с.
6. Копнина В. В. Опыт эстетической оценки привлекательности рельефа Саратова // Изв. Саратовского ун-та, СГУ, 2007. Т.7, Сер. Науки о Земле, в. 2. С. 11–17.
7. Эрингис К. И., Бурдюнас Р. А. Сущность и методика детального эколого-эстетического исследования пейзажей // Экология и эстетика ландшафта. Вильнюс: Минтис, 1975. С. 107–170.
8. Николаев В. А. Ландшафтоведение. Эстетика и дизайн. М.: Аспект Пресс, 2003. 176 с.
9. Уфимцев Г. Ф. Гималайская тетрадь (очерки морфотектоники и геоморфологии Евразии). М.: Научный мир, 2005. 303 с.

МОРФОМЕТРИЯ РЕЧНЫХ БАСЕЙНОВ: СОДРУЖЕСТВО ГЕОМОРФОЛОГИИ И КАРТОГРАФИИ

*О. А. Борсук, А. Н. Кичигин**

Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, borsuko@gmail.com
*Вологодский государственный технический университет, Вологда, alexkichigin@mail.ru

RIVER BASINS MORPHOMETRY: GEOMORPHOLOGY AND CARTOGRAPHY COMMUNITY

*О. А. Borsuk, A. N. Kichigin**

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, borsuko@gmail.com
*Vologda State Technical University, Vologda, alexkichigin@mail.ru

Изучение речных бассейнов в настоящее время охватило практически все географические науки, от гидрологии до экономической и культурной географии. Очевидна значимость проблемы познания речных бассейнов и роль картографического метода, вошедшего в арсенал географии. Картографический метод в геоморфологии получил развитие в морфометрии рельефа. Проведенные с середины 50-х годов исследования отчетливо выявляют два направления в морфометрии рельефа: анализ базисных поверхностей, начатый В. П. Философовым (1956) и его последователями и бассейново-русловое, отраженное в монографии Н. И. Маккавеева «Русло реки и эрозия в ее бассейне» [1], продолженное в многочисленных трудах лаборатории «Эрозии почв и русловых процессов им. Н. И. Маккавеева», многие годы возглавляемой профессором Р. С. Чаловым. Для названных двух главных направлений характерна практическая направленность изысканий, высокая эффективность и отдача. Невозможно в кратком обзоре показать сотни исследований по морфометрии речных бассейнов, поэтому отметим российские центры развития науки о речных бассейнах, назовем только ряд имен первопроходцев, оставивших след в изучении бассейново-долинных систем. Очевиден вклад гидрологов в изучение речных бассейнов: П. Н. Кузин (1958) в Ленинграде, в гидрологическом институте; И. Н. Гарцман (1973–1976) на Дальнем Востоке [2]; Н. И. Маккавеев [1], Ю. Г. Симонов и О. А. Борсук (1966–1981) [3, 4, 5, 6]; многочисленные последователи бассейнового подхода Ю. Г. Симонова, среди которых выделяются работы по береговым морфосистемам Е. И. Игнатова (2000–2010); в Иркутске – Л. М. Корытный (1990–2010). В 2000-ые годы появились два новых центра по изучению речных бассейнов – Владимир, лидер Т. А. Трифонова, и Воронеж – В. И. Шмыков. В каждом из них состоялись крупные международные конференции. Появление работ по морфометрии речных бассейнов, естественно, не ограничивается названными центрами в России, появились многочисленные работы по названной тематике в Вологде – А. Н. Кичигин (1980–2010), в Поволжье и Прикамье, Западной Сибири, Алтае и других регионах.

Для сравнения разрозненных данных была проведена формализация выделения разномаштабных бассейнов и дренирующих их русел В. П. Философовым [7, 8], одновременно с американцем А. Стралером. Согласно этой системе выделения порядков речной сети и их бассейнов, только слияние однопорядковых водотоков увеличивает порядок реки (и ее бассейна) на единицу. Владе-

ние в водоток любого количества водотоков более низкого порядка не увеличивает порядок. Различие структур речных сетей обусловлено тем, что для однопорядковых водотоков возможны весьма различные варианты положения низкопорядковых звеньев речной сети. В высокопорядковых речных системах число возможных сочетаний определяется методами комбинаторики. Появились многочисленные методики выделения порядков для различных прикладных целей. Переходные коэффициенты и приведения их к некоторому единству было выполнено Н. И. Алексеевским [9].

В морфометрических исследованиях речных бассейнов предлагается различными авторами, отечественными и зарубежными, до 30 характеристик, из них при строгом отборе оказывается 5–6 информативных, остальные либо производные от них, либо дающие весьма малый эффект. Приведенные анализы [10] показывают, что четыре характеристики бассейнов обуславливают 90% разнообразия.

Подытожим полученные за истекшие десятилетия выводы по связям морфометрии речных бассейнов с природными условиями: геологическими – особенностями субстрата, и географическими, такими как гипсометрия, климат, растительность.

С помощью картографических методов создаются карты разнопорядковых речных бассейнов по картам 1:100 000, а также карты экспозиций, площадей, средних высот и уклонов склонов и дренирующих водосборы водотоков. Статистическая обработка нескольких тысяч малых и средних по площади бассейнов проводилась с использованием корреляционного метода. Приведены коэффициенты вариации изучаемых характеристик по типам рельефа.

Некоторые выводы.

1) Асимметрия в тектонико-литологическом строении бассейнов влечет климатическую (за счет орографии) и ландшафтную асимметрии, а также асимметрию стока.

2) Зональность находит отражение в густоте расчленения территории, но эта связь бывает затуманена наложением предшествующих этапов геологического развития и орографическими аномалиями.

3) Общим для всех эрозионных сетей является соотношение низко- и высокопорядковых водотоков и, соответственно, бассейнов. Низкопорядковые потоки и бассейны подчиняются закономерностям, установленным Р. Хортоном, и занимают 60–80% всей речной сети достаточно крупного речного бассейна.

4) Малые эрозионные формы, их морфология и морфометрия меняют свои характеристики в соответствии с природными особенностями территории. Бассейны высоких порядков в своей морфологии и морфометрии отражают крупные зональные черты и литолого-тектонические особенности территории. Продольный профиль водотоков для рек всех порядков четко связан с природными условиями бассейнов. Для низкопорядковых звеньев эрозионной сети установлены зависимости уклонов от абсолютной высоты, экспозиции, типа рельефа. Обращено внимание на нарушение закономерного изменения уклонов по разным порядкам водотоков при прохождении по эрозионной системе волн регрессивной эрозии. Оно находит отражение в перегибах продольных профилей русел водотоков. Дальность прохождения волн регрессивной эрозии прослеживается в зависимости от порядка водотока. Коэффициенты корреляции и достигают 0,9.

5) Показано разнообразие устройства малых и средних бассейнов, где значительные площади заняты склонами. Доказывается случайное соседство на профилях различных типов склонов по поясам: степному, таежному, гольцовому.

Как показали многочисленные работы по морфометрии малых водосборов [2, 11], характеристика водосбора во многом определяется гидротермическими условиями, которые в свою очередь зависят от орографии местности, ориентации, высотного положения той или иной эрозионной формы. Установленные связи позволяют проанализировать приводимые в многочисленных зарубежных и советских работах материалы по скорости нарастания порядков речной сети, изменению ее сложности, длине водотоков, а в некоторых случаях и их площадей водосборов. Изученный материал показывает, что с увеличением количества осадков уменьшается площадь водосбора, при которой возникают водотоки, временные или постоянные. Изменение среднего годового количества осадков по изученным регионам в 10 раз – от 200–250 до 2000–2500 мм/год – приводит к изменению площади водосборов элементарных водотоков I-го порядка в 5–7 раз.

Неотектонические движения, деформируя исходную поверхность в прибрежных районах, выводят ее из под уровня моря. Под воздействием влагооборота океан-материк она начинает изменяться, расчленяясь водотоками. В дальнейшем, при восходящем развитии рельефа и формировании горных стран исходные поверхности подвергаются еще большим деформациям, претерпевая существенное преобразование. Эти преобразования вместе с тем оставляют (если затем не возникает крупных перестроек структурного плана за один тектонический цикл) основные точки и узлы в созданных ранее речных системах. За счет «увеличения физической поверхности рельефа», вызванного увеличением количества граней дневной поверхности, происходит расчленение бассейнов водотоками низких порядков, которые резко утрачивают избыточность последних в речных

системах. Думается, что этим можно объяснить и аномалии в речных системах, нарушения «законов Хортон».

На современном этапе исследований не удается достаточно точно разграничить в формировании эрозионной сети роль дифференцированных тектонических движений, создающих уклоны крупных форм земной поверхности, и роль атмосферных осадков. Известно, что с увеличением абсолютных высот до уровня 3500–5000 м над уровнем моря наблюдается увеличение среднегодового количества осадков с высотой, но одновременно, как правило, растет значение уклонов, которые увеличиваются к осевым частям горных стран. Пестрота субстрата, его литологические характеристики, различия трещиноватости и пористости еще больше изменяют эти закономерности, на первый взгляд очевидные.

Авторы, к сожалению, не в состоянии отметить многие замечательные работы коллег, заметим только интересные работы Т. А. Трифионовой по роли тектонической трещиноватости в развитии водосборов низких порядков.

Литература

1. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.
2. Гарцман И. Н. Топология речных систем и гидрографические индикационные исследования // Водные ресурсы. 1973, № 3, С. 109–121.
3. Борсук О. А. О системном подходе к анализу речных систем // Количественные методы изучения природы. Вопросы географии. Вып. 95. М.: Изд. Мысль, 1975 с.
4. Борсук О. А. Симонов Ю. Г. Морфосистемы, их устройство и функционирование // Вопросы географии. Вып. 104. М.: Изд. Мысль, 1977. С. 28–42.
5. Симонов Ю. Г. Морфометрический анализ рельефа. СГУ, 1998. 272 с.
6. Симонов Ю. Г. Объяснительная морфометрия рельефа. Изд. ГЕОС, 1999. 251 с.
7. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. СГУ, 1960. 96 с.
8. Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Изд. СГУ, 1975. 232 с.
9. Алексеевский Н. И. Формирование и движения речных наносов. М.: Изд-во МГУ, 1998. 203 с.
10. Симонов Ю. Г., Борсук О. А., Спасская И. И. Морфометрия речных бассейнов: некоторые итоги и перспективы изучения // Сборник МФГО СССР. Новейшие методы геоморфологических исследований. М.: 1981. С. 39–55.
11. Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 476 с.

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

И. А. Вдовина

Нижегородский институт развития образования, Нижний Новгород, viann@inbox.ru

THE MORPHOLOGY OF RELIEF IN THE METALLOGENIC RESEARCH

I. A. Vdovina

Nizhny Novgorod Institute of Education Development, Russia viann@inbox.ru

Одним из достижений прикладной геоморфологии в истории ее развития является участие в металлогенических исследованиях и разработке теории прогнозирования месторождений полезных ископаемых [1]. Проведение геоморфологических исследований в комплексе с геолого-геофизическими работами дают надежное обоснование для выбора места для постановки геолого-поисковых или поисково-разведочных работ. Применение геоморфологических (структурно-геоморфологических) методов строится на следующих металлогенических аспектах.

- Процессы формирования оруденения и рельефа и их сохранности контролируются одними и теми же факторами;

- Рудоносная территория может быть любой величины и формы и обладать присущими ей чертами геологического, тектонического, геоморфологического и палеогеографического развития;

- Структурно-тектонические особенности рудовмещающей среды характеризуются своим типом и формой, глубиной заложения, подвижностью, что находит отражение в рельефе и может быть использовано для восстановления тектонической обстановки времени рудообразования [2, 3].

В послерудный период оруденение вследствие тектонической перестройки и связанных с ней денудационных процессов выводится на современную поверхность и фиксируется в рельефе. Сохранение его связано с палеогеографической обстановкой времени их существования и определяется

величиной пострудного среза. Эта величина определяет с одной стороны степень эродированности рудных объектов, с другой – вертикальный размах оруденения. От глубины денудации и величины среза зависит, какие месторождения выведены на поверхность полностью или частично, а какие нет. На одном гипсометрическом уровне могут находиться различные по составу, разновременные во времени образования, в различной степени эродированные рудопроявления.

Эти металлогенические аспекты объединяются в одном – в объекте исследования, которым является рудоносная площадь, выраженная на современной поверхности земли в виде формы рельефа или его элемента. Перспективы территории определяются степенью сохранности оруденения и величиной эрозионно-денудационного среза. Вывод зон оруденения, сформированных на разных глубинах, на современную земную поверхность происходит при формировании современного облика рельефа. Поэтому разработка универсальной методики оценки величины пострудных перемещений и сопровождающего их эрозионно-денудационного среза на базе морфометрии (гипсометрии) современного рельефа является одной из задач как непосредственно металлогении, так и прикладной геоморфологии. Морфометрический анализ позволяет оценить изменение пространственного положения первичного оруденения и степень денудации рудных зон, выделить послерудные структуры, перспективные на оруденение. Использование этого метода обеспечивает существенную корректировку выделения структурно-металлогенических подразделений разного ранга и перспективных площадей.

В настоящее время существует достаточно много различных приемов использования морфографических и морфометрических особенностей рельефа в геологической практике. Все они представляют модификации двух главных систем приемов. Одна система ориентируется на выявление структурно-тектонических неровностей поверхности путем анализа формы обобщенного гипсометрического поля. Другая направлена на изучение интенсивности структуроформирующих дифференцированных тектонических движений через анализ расчлененности рельефа земной поверхности [4].

Сущность морфометрических методов составляет количественная характеристика рельефа, которая включает анализ и графическую переработку его числовых характеристик, снимаемых с топографических карт, и в составлении на основе этих данных качественно новых карт в изолиниях. Эти новые карты отображают особенности рельефа, которые на топографической карте были скрыты.

Морфометрические методы направлены на выявление структурно-тектонических особенностей рельефа и установление соизмеримости и пространственного совпадения структурных и орографических элементов. Они основаны на анализе рисунка речной сети и водоразделов и построении модели «идеального» тектонического рельефа, лишённого форм рельефа экзогенного происхождения. Эти методы получили теоретическое обоснование в трудах В. П. Философова [5], применившего их к поискам перспективных локальных нефтегазоносных поднятий и установления величины новейших тектонических движений на равнинных территориях европейской части, в трудах С. С. Воскресенского, Ю. Г. Симонова, А. А. Лукашова, Л. Б. Аристарховой, Г. Ф. Уфимцева и многих других.

Среди морфометрических приемов, применяемых для выявления структурных форм рельефа, наиболее популярным, простым и универсальным является построение карт обобщенного рельефа, разработанный геоморфологами школы МГУ.

Метод построения карт «идеального» тектонического рельефа (обобщенного рельефа, обобщенных морфоизогипс) разработан К. В. Курдюковым, [6], Ю. Г. Симоновым и А. А. Лукашовым [7], Н. Г. Шубиной и Л. Б. Аристарховой [8]. В основе метода лежат приемы генерализации современного рельефа путем воображаемого «засыпания» форм чисто эрозионного и денудационного происхождения и восстановления первичного тектонического рельефа. Конечным результатом построений является карта вершинной поверхности, морфология которой отображена рисунком изолиний (морфоизогипс, тектоизогипс, изогипсобазит по терминологии разных авторов) и представляет первичную форму рельефа. Локальные поднятия выражаются на таких картах выступами и замкнутыми овалами морфоизогипс, а прогибы – замкнутыми понижениями, заливами или расхождением морфоизогипс.

Метод выявления геоморфологических аномалий эрозионного расчленения основан на вычислении общей, частной и вертикальной расчлененности рельефа (Г. С. Ананьев). Сущность этих приемов составляет вычисление эмпирическим путем «коэффициента» равновесия, характеризующего соотношение глубины вреза долин и величины снижения междуречий с использованием карт «идеального» тектонического рельефа. Применяется для вычисления среза вершинной поверхности с целью прогнозирования оруденения.

Морфометрический анализ разработан А. В. Орловой [9] для выявления блоковых структур, установления их границ по морфографическим признакам при мелкомасштабных исследованиях и расчета амплитуд рельефообразующих движений. Метод основан на концепции о вертикальных перемещениях как основном рельефообразующем факторе. Сущность метода состоит в определении размещения рельефообразующих разломов, их знака и амплитуды перемещения, используя тесную связь и зависимость высот отдельных участков поверхности (отдельных блоков тектонического рельефа). С помощью схем блокового строения рельефа можно определить величину эрозионно-

денудационного среза рудоносных структур как объем горных пород, который был заключен между плоскостью, отвечающей уровню поверхности тектонического блока (сверху), и уровнем современной его поверхности (снизу). Также с помощью данного метода довольно четко устанавливается сеть глубинных разломов, с которыми часто связана рудная минерализация.

Структурно-геоморфологический метод, основанный на определении закономерностей и анализе размещения эндогенных месторождений по высотам современного рельефа, разработан Ф. Я. Кориловым (1975). Автором установлено, что существует закономерная приуроченность большинства месторождений различных полезных ископаемых к определенным формам рельефа и абсолютным отметкам, обусловленная существованием первичных уровней интенсивного оруденения на определенных глубинах от поверхности древнего рельефа и затем вскрытых денудацией.

Морфоструктурный анализ, разработанный И. К. Волчанской, Н. Т. Кочневой, Е. Н. Сапожниковой [10], представляет комплексный анализ рельефа горных стран, сочетающий в себя несколько указанных выше приемов в одном методе. Основу методики составляет комплексное морфоструктурное исследование рельефа на базе изучения его морфографических и морфометрических характеристик с последующим сопоставлением полученных результатов с материалами геолого-геофизического строения территории и дистанционных съемок.

Методика морфоструктурного анализа включает элементы трех морфометрических методов: метода обобщения морфоизогипс [7, 8], методики гониобазит и гониогипсобазит [5], и методики определения блоковой структуры и расчетов амплитуд движений по разломам [9]. Морфоструктурный анализ проводится на топоосновах различного масштаба в следующей последовательности: 1) выявление линий разрывных нарушений по их морфоструктурным признакам и оконтуривание блоков (линии разрывов проводятся по совокупности элементов орогидрографии: участков прямолинейных долин, цепочек озер, резких уступов рельефа бортов долин и гребней хребтов, глубоких седловин, линейно вытянутых локальных возвышенностей); 2) исследование морфометрических характеристик блоков и разломов. Важнейшей характеристикой каждого блока является распространение абсолютных отметок (поля высот) водоразделов внутри блока. 3) выявление типов разломов и блоков по их морфоструктурным признакам и в связи с особенностями геологического строения.

Для соблюдения принципа соразмерности при выявлении структурных особенностей рельефа применяется единый способ установления ранга гидрографических, неотектонических и рудно-магматических систем, предложенный Р. Е. Хортоном, или В. П. Философовым для долиново-водораздельных систем.

Методика специализированного морфоструктурного анализа рельефа, разработанная И. К. Волчанской, Н. Т. Кочневой, Е. Н. Сапожниковой, была применена для исследования Баджальского рудного района, расположенного в пределах Баджальского хребта в Хабаровском крае [11, 12]. Она состояла из ряда последовательных технологических операций: 1 – построение вершинной поверхности и определение неотектонической структуры; 2 – выявление блокоразделяющих разломов, построение блоковой схемы, определение основных морфоструктурных элементов; 3 – анализ морфоструктурных закономерностей размещения оруденения и определение величины денудационного среза. В качестве источника информации о рельефе Баджальского хребта использованы топографические карты масштаба 1 : 2 500 000, 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000.

1. Для выявления неотектонической структуры была отстроена модель вершинной поверхности. В генетическом отношении вершинная поверхность – это поверхность, касательная к максимальным высотам рельефа, представляющая одновысотные гребни водоразделов как результаты динамического равновесия рельефа в условиях компенсации экзогенными процессами неотектонических движений. Построение вершинной поверхности было сделано по методике построения карт обобщенного рельефа на основе графического анализа топографических карт. Обобщение рельефа производилось с помощью вычерчивания морфоизогипс. При обобщении горизонталей обязательно учитывался рисунок гидросети, расположение тектонически предопределенных отрицательных крупных форм и разрывных нарушений, выраженных прямолинейными элементами рельефа.

Дополнительную информацию о неотектонической структуре дали поперечные и продольный профили вершинной поверхности.

2. Для установления основных морфоструктурных элементов и выявления блоковой структуры последовательно были осуществлены следующие приемы указанной выше методики:

1) анализ морфографических особенностей рельефа с целью выделения разрывных нарушений по их морфоструктурным признакам (в основном по элементам орогидрографии). При этой операции получаем сеть новейших и омоложенных прямолинейных, кольцевых и дугообразных разломов разного порядка, разбивающих территорию на отдельные участки (блоки).

2) анализ морфометрических характеристик рельефа: абсолютных высот водоразделов и долин, максимальных отметок водоразделов и седловин, гипсометрических уровней и относительных превышений полученных участков. Для отнесения двух соседних участков к разным блокам была установлена гипсометрическая ступень – минимальная разница их высот. Она принимается

0,1 от разницы значений между максимальной и минимальной абсолютными высотами в пределах изучаемой площади [10]. Для Баджальского хребта она составляет 200 м при дешифрировании топокарты масштаба 1 : 200 000 и 500 м при дешифрировании карт 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000.

3) анализ полученных данных по морфографии и морфометрии рельефа и выделение морфоструктурных элементов различного типа с последующим их ранжированием и сопоставлением с материалами по геологии, магматизму и геофизике. В итоге составлена схема вершинной поверхности, отражающая неотектоническую структуру хребта, и картосхема морфоструктуры Баджальского хребта, основное содержание которой составляют линейные, кольцевые и объемно-площадные морфоструктурные элементы разных порядков. Элементарные блоки оконтурены по проявленным в рельефе естественным тектоническим границам (разломам) и по крайним замкнутым морфоизогипсам с учетом принятой гипсометрической ступени. Это участки поверхности, относительно однородные по количественным показателям элементов рельефа. Каждый блок характеризуется своим гипсометрическим уровнем и отмечен максимальной высотной отметкой.

3. Все последующие действия направлены на выявление особенностей локализации оруденения в блоках морфоструктуры Баджальского хребта. Величина эрозионно-денудационного среза рассчитывается как разность максимальных абсолютных высот рудоносного блока и гипсометрического уровня выхода рудной зоны на современную поверхность. Одновременно определяются гипсометрические уровни размещения оруденения на поверхности в современной структуре гор.

Проведенное морфоструктурное (в т.ч. морфометрическое) изучение рельефа рудоносной территории позволили сделать следующие выводы. Основным фактором формирования современного морфоструктурного плана являются неотектонические движения, обусловившие распределение поля высот современного рельефа, образование и ориентировку современных орографических элементов, величину эрозионно-денудационного среза и вывод оруденения на современную поверхность. Многочисленные рудопоявления располагаются в интервале высот 1 100–2 100 м, наибольшая концентрация их отмечается на высотах 1 600–1 900 м. при этом фиксируется четкая приуроченность их к рудоносным блокам с высокими фоновыми высотами – к блокам с высотами свыше 2 000 м. Такие блоки составляют осевую часть Баджальской морфоструктуры.

Металлогеническое направление в геоморфологических исследованиях по-прежнему представляет один из перспективных путей развития прикладной геоморфологии. В современных условиях целесообразность поисковых работ определяется направленностью на открытие крупных и уникальных месторождений [13]. На первый план выходит выявление комплекса критериев, характерного для таких объектов, опираясь на уже накопленную информацию, включая и геоморфологическую. На основе пересмотра, переосмысления имеющихся материалов по известным крупным объектам попытаться сформулировать геоморфологические признаки крупных месторождений, составить их геоморфологический портрет. Геоморфологический (морфоструктурный) портрет известных месторождений, структурный контроль их геоморфологическими признаками служат предпосылками для поисков новых месторождений. Решение этой задачи даст возможность среди рудоносных площадей определить наиболее перспективные на выявление крупных и уникальных рудных объектов, и тем самым повысить значимость прикладной геоморфологии.

Литература

1. Тимофеев Д. А. Старые и новые пути развития геоморфологии // Геоморфология. 1981. №4. С. 31–43.
2. Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н. Анализ рельефа при поисках месторождений. М.: Недра, 1990. 159 с.
3. Скублова Н. Т. Геоморфологический анализ при прогнозно-металлогенических исследованиях. Л.: Наука, 1991. 193 с.
4. Аристархова Л. Б. Морфоструктурный анализ аэрокосмических снимков и топографических карт. Уч. пособие. М: МГУ, 2000. 64 с.
5. Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. /под ред. А. В. Вострякова. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 93 с.
6. Курдюков К. В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления // Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода АН СССР, 1962, №27. С. 118–132.
7. Симонов Ю. Г., Лукашов А. А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур ЮВ Забайкалья // Зап. Забайкальского отд. географ. об-ва СССР. Чита: 1963, вып.21. С. 170–179.
8. Шубина Н. Г., Аристархова Л. Б. Методика восстановления «первичного» тектонического рельефа по топографической карте (в условиях слабо эродированных равнин) // Вестн. МГУ. География, 1965, №2, С. 34–41.
9. Орлова А. В. Блочные структуры и рельеф. М.: Недра, 1975. 232 с.
10. Волчанская И. К., Кочнева Н. Т., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 152 с.

11. Вдовина И. А. Морфоструктура Баджальского хребта // Геоморфология. 2004. №2. С. 37–47.
12. Вдовина И. А., Лукашов А. А. Морфоструктурная оценка эродированности рудопоявлений Баджальского оловорудного района // Вест. МГУ. 2006. Сер. 5. География. №3. С. 21–27.
13. Уникальные месторождения полезных ископаемых России. Закономерности формирования и размещения. СПб: СПбГГИ, 1996. 226 с.

**ВИКТОР ПАВЛОВИЧ ФИЛОСОФОВ: ПЕДАГОГ И УЧИТЕЛЬ
(К 105-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

Т. В. Горбовская

Географический факультет СГУ, Саратов, tatianawg@rambler.ru

**FILOSOFOV VIKTOR PAVLOVICH: SCIENTIST AND TEACHER
(TO THE 105TH ANNIVERSARY OF THE BIRTH BIRTHDAY)**

T. V. Gorbovskaya

Geographical Faculty SGU, Saratov, tatianawg@rambler.ru

Саратовская научная школа морфометрии известна геоморфологическому сообществу всего постсоветского пространства. Профессор, доктор геолого-минералогических наук *Виктор Павлович Философов* являлся ее основателем и вдохновителем на протяжении двадцати лет. Методика организации морфометрических исследований рельефа, созданная Виктором Павловичем, поддерживалась и развивалась коллективом кафедры геоморфологии и геоэкологии географического факультета СГУ на протяжении всего времени. Морфометрия рельефа как научное направление в настоящее время не только не утратила своей актуальности, но и получило мощное развитие в связи с применением геоинформационных технологий в научных исследованиях. Подобная идея также принадлежала Виктору Павловичу, который на рубеже 70-х годов в ряде публикаций [1, 2, 3, 4] осветил возможности применения ЭВМ в изучении структуры поверхности.

Творческий и жизненный путь крупного ученого интересен, труден и освещен многими публикациями. В данной статье, в преддверии 105-летия со дня рождения, хотелось бы больше внимания уделить личности Виктора Павловича Философова, истокам его неиссякаемой энергии и оптимизма, его роли в организации учебного процесса и научной работы.

Виктор Павлович Философов родился 27 сентября 1908 года в семье рабочего-железнодорожника. С 1928 года он начал свою трудовую деятельность в трамвайном парке г.Саратова; одновременно работал преподавателем математики в школе взрослых при особой комиссии по ликвидации неграмотности. С 1930 по 1933 г.г., Виктор Павлович учился на вечернем отделении Института коммунального хозяйства. После его расформирования, в марте 1933 г. он поступил в Саратовский государственный университет на геологическое отделение геолого-почвенно-географического факультета. Начиная с 1935 г., в летние каникулы, В. П. Философов принимал участие в различных геологических организациях на полевых работах. В этот период он работал старшим коллектором в Саратовской геологоразведочной партии, затем начальником гравиметрической партии в НИИ Геологии СГУ, геологом в составе мерзлотной экспедиции на востоке страны. Ввиду опоздания на занятия в связи с полевыми работами Виктор Павлович был отчислен из состава студентов шестого курса геологического отделения. Такие жизненные обстоятельства не сломили его. Он поступил учителем географии в школу взрослых, где работал до сентября 1940 г. Одновременно он являлся преподавателем различных курсов, в том числе по географии и картографии и семинара по астрономии. В летний период работал топографом геологической партии №7 от НИИ Геологии СГУ и выполнял инструментальную геологическую съемку дислокаций в Базарно-Карабулакском и Вязовском районах Саратовской области. Работая в университете и в школе, Виктор Павлович успешно сдал экзамены за последний курс на географическом факультете и получил диплом географа. Таким образом, навыки педагогического труда и проведения полевых исследований начали формироваться у будущего ученого в студенческие годы.

В 1940 г. В. П. Философов поступил работать в Южное Аэрогеологическое предприятие на должность старшего инженера-географа. По роду своей деятельности он занимался составлением и редактированием научно-технических отчетов и листов топографических карт, выполнял географическое обследование территории Западного и Центрального Казахстана. В 1945–46 гг. руководил географической редакцией всех топографических карт, выпускаемых данным предприятием. Именно этот жизненный этап положил начало исследовательской деятельности Виктора Павловича по картографическому изучению рельефа. Именно этот период способствовал глубокому осмыслению процессов рельефообразования и пониманию структуры рельефа.

С 1946 по 1986 гг. В. П. Философов работал в Саратовском государственном университете на географическом и геологическом факультетах; успешно совмещал педагогическую и научно-

исследовательскую деятельность; много лет возглавлял коллектив кафедры геоморфологии и геодезии географического факультета; работал в НИИ Геологии СГУ в качестве руководителя и исполнителя геоморфологических исследований. Этому периоду его жизни посвящен ряд публикаций коллег и учеников [3, 4]. Важнейшим результатом полевых геолого-геоморфологических исследований нужно считать морфометрический метод поисков тектонических структур, перспективных на залежание нефти, газа, подземных вод и других полезных ископаемых. В марте 1957 года Виктором Павловичем была защищена диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, в которой он изложил основы разработанного метода. В дальнейшем морфометрический метод поисков тектонических структур широко применялся в геологических организациях страны. Виктора Павловича приглашали в качестве консультанта в Пермь, Уфу, Волгоград, Вильнюс, Фрунзе и Оренбург. На Дальнем Востоке данный метод успешно применялся для поисков россыпей.

На основе обобщения результатов применения морфометрического метода и разработке его теоретических основ в мае 1971 года на заседании ученого совета Всесоюзного Научно-Исследовательского Геолого-разведочного нефтяного института (ВНИГРИ) В. П. Философовым была защищена диссертация на степень доктора геолого-минералогических наук на тему «Основы морфометрического метода поисков тектонических структур нефтегазоносных областей».

Виктор Павлович Философов на протяжении всего периода работы в университете успешно руководил несколькими научно-исследовательскими темами: «Связь рельефа со строением земной коры», «Применение морфометрии при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях в пределах Новоузенского участка», «Фигура и рельеф Земли», «Исследование морфометрических характеристик применительно к решению географических и геологических задач». Вместе с ним работали сотрудники кафедры геоморфологии и геодезии и НИИ Геологии СГУ.

В. П. Философовым написано 102 научные работы, из которых более 70 опубликованы в местной и центральной печати. Монографии: «Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур» и «Основы морфометрического метода поиска тектонических структур» (объем 15 печатных листов), изданные Саратовским университетом соответственно в 1960 и 1975 гг., пользуются большой популярностью среди геологов и геоморфологов России.

Виктор Павлович подготовил шесть аспирантов, успешно защитивших кандидатские диссертации. В Саратовском университете, в составе НИИ Геологии, с 1958 г. по декабрь 1968 г. впервые в СССР успешно работала морфометрическая лаборатория, научным руководителем которой являлся В. П. Философов. Данная лаборатория работала также в период с 1972 по 1985 гг.

По морфометрическому методу поисков тектонических структур, разрабатываемому В. П. Философовым, Саратовским университетом в 1961 и 1965 гг. были проведены Межвузовские совещания, а в 1963 году – Всесоюзный семинар по практическому применению метода, привлечшего широкий круг геологов и географов. Издательством Саратовского университета было издано три сборника «Вопросы морфометрии», в организации и редактировании которых Виктор Павлович принимал активное участие. Профессор В. П. Философов принимал активное участие в работах многих Всесоюзных совещаний по геоморфологии, в том числе и в работе Пленумов Геоморфологической комиссии. Он оказывал многочисленные научные консультации и помощь производственным организациям и отдельным лицам по вопросам геоморфологии и применению морфометрического метода.

Виктор Павлович был человеком приветливым, отзывчивым, добрым и увлекающимся. Он был идеалистом и романтиком. Из-за этих своих качеств он испытал немало огорчений, но все же до конца своих дней сохранил доверие к людям, горячую веру в науку и своих учеников.

Он был очень начитан; студенты считали его человеком «энциклопедических знаний». Каждого из его учеников удивляло и восхищало его удивительное желание постоянно добывать новые знания. Коллег и студентов кафедры Виктор Павлович часто вовлекал в беседы о прочитанных книгах, как научных, так и художественных. Книги составляли кредо всей его жизни и деятельности. Он увлеченно подбирал важные и раритетные издания и очень гордился своей библиотекой. Виктор Павлович всегда отличался самостоятельностью и независимостью суждений и поступков. В дополнение к отечественным научным публикациям и изданиям В. П. Философов интересовался состоянием географической науки за рубежом; выписывал и использовал обзоры литературы и труды иностранных ученых-географов и геологов. Это был истинный эталон служения науке.

Студенты запомнили Виктора Павловича как яркого лектора. Речь его была логичной и доказательной, материал лекций сопровождался постановкой проблемных вопросов, в ходе обсуждения которых происходили интересные дискуссии. Он любил чтение лекций и общение с молодежью, жаждущей знаний. Его отличала блестящая память и удивительная наблюдательность.

Личность складывается из профессиональной деятельности, нравственного облика и поступков. До настоящего времени выпускники с любовью и уважением вспоминают своего «профессора» (так именно называли между собой Виктора Павловича студенты-геоморфологи) на встречах и на традиционных кафедральных вечерах.

Среди учеников и ближайших соратников Виктора Павловича есть выдающиеся ученые, такие как А. Д. Наумов, Г. И. Худяков, В. Н. Зайонц, С. С. Четвертков, В. Ф. Филатов, А. А. Романов, В. Г. Токарский, В. И. Анисимов, Г. И. Лотоцкий и многие другие. В многочисленных публикациях они выразили много теплых слов о профессоре Викторе Павловиче Филосове, его жизненном и творческом пути, а также его огромном вкладе в развитие геоморфологической отрасли научного знания.

Хотелось бы в заключении привести мнение *Глеба Ивановича Худякова*, члена-корреспондента РАН, доктора геолого-минералогических наук, профессора, о Викторе Павловиче Филосове и его главном научном труде – «Основы морфометрического анализа рельефа». Это было одно из последних писем Глеба Ивановича, которое он прислал на кафедру.

«Виктор Павлович Филосов создал аналитическую геоморфологию с максимальным использованием – чтением скрытой для геологов и геоморфологов информации в топокартах. Написав несколько тонких книг по морфометрическому анализу, он открыл для большинства геологов и геоморфологов целый информационный мир.

Когда я переехал из Саратова работать и жить в Новосибирск, где получил по конкурсу работу в СНИИГИМЕ, то я в первую очередь воспользовался опубликованными трудами В. П. Филосова. Западно-Сибирская низменность является малоинформативной для геологов и геоморфологов. Она на большей части своей территории представляет собой аккумулятивную плиоцен-четвертичную равнину. Поэтому при геоморфологическом картировании очень эффективным методом является картографический и картометрический подход к изучению очень скрытых глубинных структур Земли и их геодинамики.

В настоящее время, время широкого использования информатики, очень важен как аналитический, так и синтетический подход к изучению рельефа, особенно на таких «закрытых» территориях, как Западно-Сибирская низменность. По существу удобнее всего начинать с соответствующего морфометрического изучения рельефа земной поверхности.

Это наиболее экспрессный и сравнительно недорогой метод изучения поверхностной геологической (и даже в какой-то степени глубинной) структуры при максимальной профессиональности изучения рельефа Поверхности Земли.

Так что науки о Земле должны быть благодарны Виктору Павловичу Филосову за предложенные методiku и методологию изучения Земли.

По своему характеру Виктор Павлович был мягким, чутким, очень добрым и внимательным к людям человеком. Он был прирожденным преподавателем, учителем. Его любили близкие и знавшие его по работе научные сотрудники и студенты.»

04.07.2010 г.

Г. И. Худяков

Литература

1. Воробьев В. Я., Никонов А. Д., Филосов В. П. Применение математической статистики и ЭВМ для выяснения информативности морфометрических показателей / Математические методы в географии: Тез. докл. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 114–116.
2. Воробьев В. Я., Никонов А. Д., Филосов В. П. Применение математической статистики и ЭВМ при морфометрическом анализе (на примере Советско-Степновского вала Саратовской области) / Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья: Матер. конф. Чита: 1968. Вып. 3(5). С. 240–241.
3. Воробьев В. Я., Никонов А. Д., Филосов В. П. Приложение некоторых статистических методов для выяснения соответствующих структурных планов и информативности морфометрических показателей при поисках локальных структур / Второе Сибирское совещ. По примен. Мат. методов и ЭВМ в геологии и геофизике: Тез. докл. Новосибирск: 1967. С. 86–87.
4. Воробьев В. Я., Жукова В. С., Филосов В. П., Кретов А. И. Выбор информативных показателей при морфометрическом методе поисков локальных структур // Геология и геофизика. Новосибирск: 1967. С. 76–82.

МОРФОЛОГИЯ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Ю. В. Ефремов

Геологический факультет Кубанского государственного университета, Краснодар,
efremov_kubsu@mail.ru

MORPHOLOGY OF SEVERO-WESTERN CAUCASUS MUDFLOW POOLS

Yu. V. Efremov

Tny Geological faculty of the Kuban state university, Krasnodar, efremov_kubsu@mail.ru

Введение. Морфология селевых бассейнов – важное звено в исследовании селевого морфолиогенеза, которое остается до настоящего времени мало исследованным и за редким исключением [1] освещенным в научной литературе. Цель данной работы – показать различные механизмы фор-

мирования селей и морфологические особенности селесборов: очаги зарождения, зоны транзита и аккумуляции селевых потоков.

Морфологические особенности рельефа рассматриваемой территории создают благоприятные условия для возникновения селевых потоков. Здесь селесборами служат водосборы мелких и средних водотоков, временных и постоянных площадью от 1–2 до 100–200 км² и характерным уклоном русла 100–300 промилле.

Общие закономерности формирования селей четко связаны с *высотным положением селевых бассейнов*. Для высокогорных бассейнов, расположенных в верховьях рек Белая, Мзымта и Псоу, характерно расположение основных очагов твердого питания селей. В нивальной области доминирует питание селей за счет моренного и нивального материала.

В среднегорных бассейнах основным источником твердой составляющей являются продукты современного разрушения горных пород в процессе выветривания и эрозии, протекающем в периоды между прохождением селей. Формирование селевых потоков определяется главным образом интенсивностью этих процессов [2]. Растительность здесь является определяющим фактором, препятствующим формированию селей.

В низкогорных бассейнах Южного склона Северо-Западного Кавказа основными очагами питания селей являются размываемые мощные толщи нижнеюрских и нижнемеловых глинистых сланцев, делювиальные покровы и шлейфы, обычно сложенные суглинками и реже глинами. Такие бассейны обладают многочисленными очагами руслового питания селей, также очагами в бортах долин, возникающими за счет размыва, подрезки и обрушения. В связи с этим в низкогорных водосборах Черноморского побережья часто формируются селевые паводки.

Механизмы зарождения селей. Сложный генезис селевых процессов и явлений, обусловленный комплексным взаимодействием ряда условий и факторов, создает как различные механизмы формирования селей и сложный характер взаимозависимости жидкой твердой фаз, так и сам тип селя, режим его прохождения и количественные характеристики селевых потоков (объемы, расходы, насыщенность и др.). Исходя из используемой разработки В. Ф. Перова [3], автор данной работы сводит многообразие механизмов зарождения селевых потоков к трем основным типам: эрозионному, прорывному, обвально-оползневому (таблица).

Таблица

Основные типы механизмов зарождения селей [3]

Тип	Исходные процессы (явления)	Этапы механизма зарождения	Характер взаимодействий потока с руслом в зоне транзита
Эрозионный	Эрозия склонов и русла как следствие ливня	Плоскостной смыв и размыв склонов и русла \Rightarrow возрастание насыщенности водного потока обломочным материалом \Rightarrow селевая волна	Движение потока контролируется руслом
Прорывной	Прорыв водоема (озера, внутриледниковой емкости, водохранилища)	Водная волна \Rightarrow размыв и вовлечение в движение обломочных масс \Rightarrow селевая волна	Наибольшая переработка русла (глубинный врез)
Обвально-оползневой	Срыв массива водонасыщенных горных пород	Обводнение массива и ослабление структурных связей \Rightarrow срыв (оползание) с разрушением структуры и течение \Rightarrow селевая волна	Перепополнение русла (растекание); образование аккумулятивных форм

Исходными положениями данной типизации служат: 1) признание в качестве главных свойств селевого потока высокой насыщенности обломочным материалом и волнового характера движения; 2) момент зарождения селей с появлением селевой волны с крутым передним фронтом. Ее образование – внутреннее свойство потока, связанное, в частности, с различиями в скоростях перемещения обломков разной крупности. Селевая волна резко асимметрична, крутой передний фронт (лоб волны в 1,5 раза выше тела волны и, как правило, состоит преимущественно из крупнообломочного материала)

При эрозионном механизме зарождения селей вначале идет насыщение водного потока обломочным материалом за счет смыва и размыва отложений на поверхности селевого бассейна, и затем формирования селевой волны в русле. Поэтому насыщенность селевого потока часто близка к минимальной величине, а движение потока контролируется руслом. Эрозионный тип зарождения селей характерен для дождевых и антропогенных селей. Такой механизм зарождения селей характерен для большинства рек бассейнов р. Мзымта, Псоу, Шахе, Туапсе и др.

При прорывном механизме зарождения водная волна за счет интенсивного размыва и вовлечения в движение обломочных масс превращается в селевую волну. Насыщенность такого потока высока, но изменчива, турбулентность максимальна и как следствие наибольшая значительная переработка русла. Ахцу. Прорывной тип механизма зарождения селей характерен для лимноген-

ных и гляциальных селевых потоков. В исследуемом районе прорыв такого водоема был произведен искусственно в 1968 г. в каньоне Ахцу в нижнем течении р. Мзымта (27 км выше Адлера) [4].

При обвально-оползневом механизме зарождения, когда происходит срыв массива водонасыщенных горных пород, насыщенность потока и селевая волна формируется одновременно. Насыщенность потока близка к максимальной, а глубинная эрозия в зоне транзита сменяется аккумуляцией. При этом происходит переполнение русла (растекание) и в конечном итоге образование аккумулятивных форм. В бассейне р. Мзымта возникновение селевых потоков часто происходит при непосредственном участии оползней и обвалов. Известно, что зарегистрированные сели по рекам Сулимовской, Черная, Чвежипсе происходили при непосредственном участии обвально-оползневых процессов [5].

В Краснодарском крае, в том числе и в бассейне р. Мзымта, сели – это один из типов флювиальных русловых экзогенных процессов, которые можно рассматривать как промежуточный процесс между деятельностью временных водотоков с одной стороны, и оползнями-потоками, с другой. Сель представляет собой кратковременный горный поток, состоящий из смеси воды и твердого материала, содержание которого намного больше, чем при обычных паводках и возникающий во время дождей, при интенсивном таянии снега и льда.

Ливневые потоки в руслах временных водотоков и мелких рек слабо насыщены твердым материалом (объемная масса потока достигает по разным оценкам $1,05 - 1,12 \text{ г/см}^3$), однако довольно частое их повторение приводит к формированию специфических конусов выноса пролювиально-селевого типа. Подобные конуса отмечены в устьях рек. На многих реках Черноморского побережья Кавказа, в том числе и в бассейне р. Мзымта, при прохождении паводков транспортируются на незначительные расстояния огромные массы пойменного аллювия. При резком переувлажнении оползневых масс формируются грязевые и грязекаменные связные потоки, отличные от оплывин тем, что проходят по выраженным ложбинам стока или по руслам элементарных водотоков. Снежные лавины в период снеготаяния часто превращаются непосредственно в снежные сели. У подножий крутых склонов в верховьях рек Ачипсе, Лауры, Тихой и др. образуются лавинно-селевые конуса выноса, заполняющие практически все днища долин на протяжении 2–6 км.

Очаги зарождения селей. Основные очаги селей, зоны транзита и подпитки, а также отложенный селевого материала приведены на рис. 1.

Селевой очаг – участок селевого бассейна обычно в верховьях, где происходит зарождение селевого потока. При эрозионном и прорывном механизме зарождения селевого очага фиксируется место формирования селевой волны в русле, ниже которого присутствуют непрерывные следы движения селей, при обвально-оползневом – местом срыва грунтовых (снежных, фирново-ледовых) масс на склоне. Местоположения селевого очага в пределах селевого бассейна не постоянно. От селевого очага следует отличать очаг твердого питания селей – участок селевого бассейна в зонах зарождения и транзита, где существуют массивы горных пород, способных к смещению или размытию и вовлечению их в селевой поток.

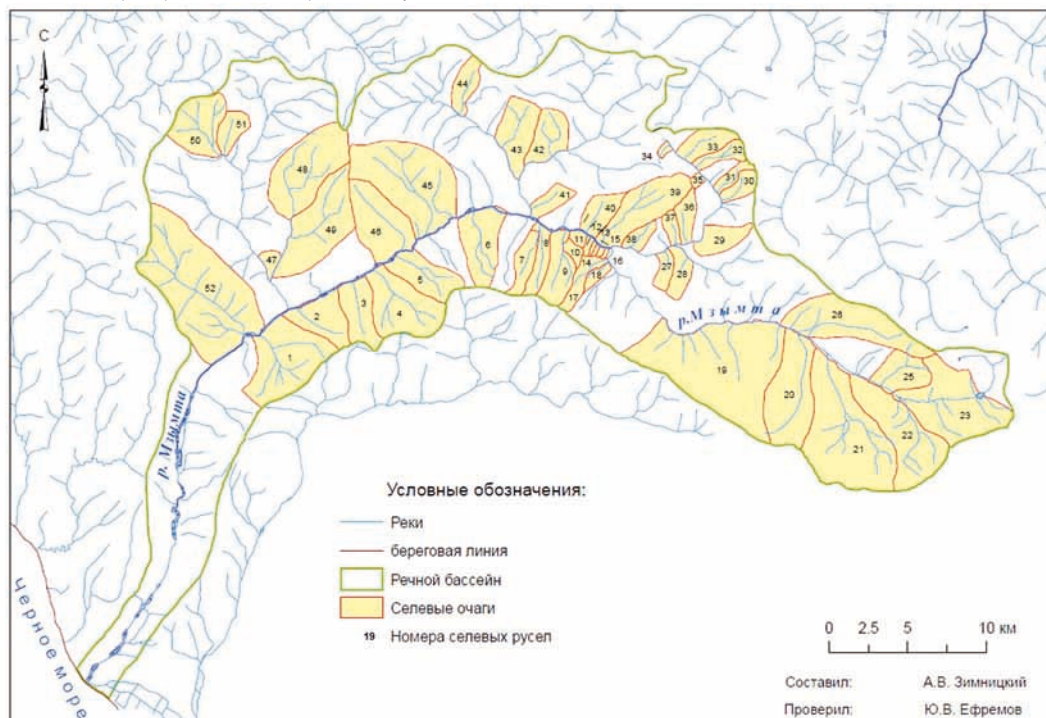


Рис. 1. Карта современных селевых русел в бассейне р. Мзымта

В горной части Краснодарского края, согласно общей генетической классификации очагов зарождения селей [3], можно выделить две группы селевых очагов:

Первая группа объединяет очаги, связанные со скоплением рыхлого материала в руслах временных и малых водотоков. Это оползневые, обвальные, осыпные, лавинные, эрозионные и селевые типы очагов. Загромождение русел элементарных водотоков рыхлообломочным материалом происходит постепенно (от нескольких месяцев до нескольких лет).

Первоначальный сдвиг обломочного материала происходит за счет дождей и таяния снега в виде оползания или смещения под действием силы тяжести. Яркий пример тому – сель, сформировавшийся 18 июля 2009 г на р. Черной – незначительном левом притоке р. Мзымта в районе ГЛК Роза Хутор. Завал ручья оползновыми массами был отмечен на протяжении 50 м, удаленном от дороги, идущей на строящийся Олимпийский комплекс. Оползень сформировался на левом борту ручья, представляющем собой древнеоползневой массив. В условиях непрекращающихся ливней произошло водонасыщение краевой части оползня, перешедшей в грязекаменный поток. Суммарный объем вынесенного мелкообломочного материала составили около 1000 м³, который засыпал дорогу и дренажную трубу.

Вторая группа селевых очагов, имеющая значительное развитие, объединяет очаги, связанные с подпруживанием рек (преимущественно малых) оползнями, обвалами, селевыми и лавинными выносами, осовами осыпей. Для этой группы очагов характерно очень быстрое (от нескольких минут до нескольких суток) поступление рыхлообломочного материала, подпруживающего реку. Селевая катастрофа обусловлена прорывом запруды скопившимися за ней массами воды. Селевые очаги, связанные с деятельностью современных ледников, в Краснодарском крае развиты сравнительно незначительно.

Оползневые очаги отмечены в селевых бассейнах в левобережье р. Мзымта у пос. Красная Поляна, в левобережных ее притоках, таких как Сулимовская, Черный, Чвежипсе и ряде других притоков.

Очаги второй группы связаны с подпруживанием рек и прорывом многочисленных озер. Однако наибольшую опасность представляют временные озерные водоемы, возникшие при сходе снежных лавин, селевых потоков, обвалов и оползней. В результате подпруживания речных потоков они создают недолговечные озера, потенциально опасные для схода катастрофических паводков и селевых потоков. Краткосрочные запруды (время существования от нескольких минут до нескольких часов), образующиеся в руслах горных рек при сходе снежных лавин, преграждающие путь речным потокам, становятся причиной селевых паводков. Возможность образования подобных запруд сохраняется в бассейнах Мзымта, Псоу.

Чисто осыпные селевые очаги встречаются редко. Наиболее вероятное их расположение в верховьях левобережных притоков реки Мзымта, на склонах горного массива Псеашхо и др. Смешанные, осыпной и эрозионно-аккумулятивный типы очагов более широко развиты на склонах ущелья Ахцу, на склонах гор в бассейне рек Ачипсе, Лаура, Пслух и др.

Зоны транзита селевых потоков расположены в средней части селевого бассейна характерны признаки движения селевых потоков – фрагменты селевых террас гряд и участки корразии. В зависимости от морфологии и геологического строения бассейна селевой поток может значительно наращивать свою мощность за счет глубинной и боковой эрозии или терять ее за счет образования промежуточных форм аккумуляции – галечно-валунных полей в расширениях dna долины или полос вдоль русла. Характерные особенности селевого русла – скопления селевых отложений в форме селевых гряд и террас (рис. 2), а также участки глубинной и боковой эрозии (селевые врезы).

Такие селевые формы рельефа встречаются повсеместно во многих селевых бассейнах исследуемого района. Особенно четко они выражены в среднем течении р. Сулимовская.

Зоны аккумуляции – это приустьевая часть бассейна, в которой перенос обломочных масс сменяется их отложением, чаще всего в форме селевого конуса выноса, сложенного пролювиально-аллювиальным материалом. Объем селевых отложений может колебаться в широких пределах – от сотен до десятков тысяч (иногда и сотен тысяч) куб. м. Конусы выноса образуются в большинстве случаев в устьях малых рек – притоков р. Мзымта. Конусы выноса сложены селевыми отложениями. Микрорельеф поверхности селевого конуса выноса при сходе водо- и грязекаменных селей бугристо-грядовый, при сходе грязевых селей такие конусы выноса располагаются на месте выхода потока в более крупную долину или к подножию хребта. Если разгрузка селя происходит в русло многоводной реки (например, Мзымта), продукты аккумуляции часто размываются водным потоком, и конус выноса быстро исчезает.

Выводы

1. Предполагается, что формирование селевого морфолитогенеза происходит в сложном взаимодействии морфолитогенетических, морфолитодинамических и морфологических условий рельефа. Последние определяют механизмы селеобразования, генетические типы и динамику селевых потоков.



Рис. 2. Селевой врез в оползневом массиве в верхнем течении р. Сулимовская, сформированном в большей мере из антропогенных отложений

2. В рассматриваемом регионе селесборами служат водосборы мелких и средних водотоков, временных и постоянных площадью от 1–2 до 100–200 км². Здесь преобладают очаги, связанные со скоплением рыхлого материала в руслах временных и малых водотоков. Это оползневые, обвальные, осыпные, лавинные, эрозионные и селевые типы очагов.

3. На Северо-Западном Кавказе зоны аккумуляции представлены конусами выноса, сложенными пролювиально-аллювиальным материалом. Продукты аккумуляции часто размываются водными потоками основной реки, в которую сходят селевые потоки, и конуса выноса исчезают.

Литература

1. Чернявский А. С., Ефремов Ю. В. Закономерности распространения селевых процессов на Черноморском побережье Кавказа / Геоморфология. №2. 2010. С. 60–69.
2. Шуляков Д. Ю. Анализ распространения и развития оползней на территории Северо-Западного Кавказа (в пределах Краснодарского края). Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. географ. наук. Краснодар, 2010. 22 с.
3. Перов В. Ф. Селевые явления. Терминологический словарь. М., 1996. 31 с.
4. Ефремов Ю. В. Горные озера Западного Кавказа. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 120 с.
5. Ефремов Ю. В. Антропогенные селевые потоки в бассейне реки Мзымта // Тр. Международ. семинара к 10-летию катастрофы на леднике Колка 20 сентября 2002 г «Опасные природные процессы в горах: уроки Кармадонской катастрофы». Владикавказ: Изд-во Иристон, 2012. С. 15–16.
6. Ефремов Ю. В., Николайчук А. В., Чернявский А. С., Шуляков Д. Ю. Оползни и обвалы – источники формирования селей на Северо-Западном Кавказе // Тр. Международ. конф. «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Пятигорск, 2008. С. 151–154.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ КАРТЫ В СОЦИАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ УДМУРТИИ

А. В. Кириллова

Географический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, aino.kirillova@gmail.com

MORPHOMETRIC MAPS IN SOCIAL GEOMORPHOLOGY BY THE EXAMPLE OF THE TERRITORY OF UDMURTIA

A. V. Kirillova

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, aino.kirillova@gmail.com

Одним из типов геоморфологических карт являются морфометрические карты. Их обзор сделан А. И. Спиридоновым [1], А. М. Берлянтом [2] и др. Позднее в трудах Ю. Г. Симонова [3] можно найти анализ морфометрических карт в геоморфологических исследованиях. Из последних работ следует упомянуть исследование К. А. Мальцева [4], в котором автор проводит морфометрический анализ рельефа для решения наиболее актуальных геоэкологических задач на исследуемой территории.

С созданием морфометрических карт появляется возможность количественно охарактеризовать рельеф, выявить морфологические контрасты территории, которые в дальнейшем будут использованы для решения конкретных задач, к примеру, в области социальной геоморфологии. Морфометрические характеристики рельефа востребованы в разных направлениях исследований, от инженерно-геоморфологической, эколого-геоморфологической оценок территорий до оценки эстетики рельефа [5]. В решении задач социальной геоморфологии одними из наиболее важных «экспонированных» свойств рельефа являются абсолютные высоты, уклоны земной поверхности, экспозиции. Они определяют черты условий жизни человека, влияют на его природопользование и некоторым образом оказывают влияние на социально-культурную жизнь. Для поиска пространственных связей между геоморфологической частью окружающей среды и социальными аспектами жизни населения необходимо построить серию морфометрических карт. Далее следует создать базы данных по социально-культурному блоку исследований, к примеру, по системе расселения, памятникам истории и архитектуры. Цель данной работы – установить пространственно-временную корреляцию между морфометрическими свойствами рельефа и социально-культурными аспектами на примере территории Удмуртии. Основой стали данные радарной съемки формата SRTM, полученная на их базе ЦМР в программе ArcGIS 9.3. Созданная серия морфометрических карт (гипсометрической карты, углов наклона земной поверхности и склонов разной экспозиции) выполнена в масштабе 1 : 1 000 000, при необходимости все карты можно было укрупнить до масштаба 1 : 200 000.



Рис. 1. Гистограмма распределения абсолютных высот на территории Удмуртии

Абсолютные высоты присутствуют в поле деятельности человека. Они характеризуют обзорность территории. Это свойство рельефа имеет оборонительные функции, дает зрительные сюжеты, позволяет увидеть морфологические контрасты в условиях малого разнообразия морфологии рельефа территории. Гипсометрическая карта создана в общепринятой цветовой гамме: от темно-зеленых тонов к темно-коричневым. Диапазоны значений высот подобраны через 50 м, что достаточно полно отражает высотные контрасты равнинной территории. Наибольшую площадь занимают участки с высотами от 150 до 200 м (39%), наименьшая площадь покрыта высотами от 300 до 334 м (0,17%). Высоты от 100 до 150 м и от 200 до 250 м составляют 28% и 21% от площади УР. Низкие уровни (50–100 м) приурочены к днищам долин крупных рек, площадь их распространения составляет практически 7%. Невелика территория, занятая высотными уровнями от 250 до 300 м, всего 5% от площади республики. Территория Удмуртии делится на две крупные части: низменную (южную), которая больше по площади, и возвышенную (северную). В целом, распределение поля абсолютных высот имеет нормальный характер (рис. 1), наибольшее разнообразие высот отмечается в южной части, большая контрастность которой обусловлена многочисленным сочетанием низинных и возвышенных форм.

С уклонами связаны природопользование, транспортные энергозатраты, современные рельефообразующие процессы. В работе принято такое деление склонов по крутизне, которое дает возможность судить о характере и интенсивности рельефообразующих процессов с учетом неблагоприятных геоморфологических процессов, о возможных путях использования склонов в инженерно-хозяйственной деятельности. На территории Удмуртии преобладают участки с углами наклона поверхности 2–5°, они составляют около 36% от общей площади республики (рис. 2). Это весьма пологие склоны [6], которые преимущественно отмечаются на Сарапульской возвышенности, Тыловайско-Мултанской и Кулиго-Пудемской грядах, меньшее распространение эти склоны



Рис. 2. Диаграмма распределения углов наклона поверхности на территории Удмуртии

получили на Лысьво-Тыловайской, Красногорской возвышенностях, а также в восточной части Можгинской возвышенности. Это безопасные склоны, которые слабо подвержены воздействию склоновых процессов, смещение чехла обломочного материала происходит медленно [6]. С инженерно-геоморфологических позиций это благоприятные для строительства территории. К этой же группе относятся вторые по площади распространения поверхности с углами наклона 0–2° (14% от общей площади УР). Обширная область с этими значениями совпадает с участками, где отмечаются самые низкие уровни (Кильмезская, Камско-Бельская и Чепецкая низменности, Центрально-Удмуртская низина, Привятская равнина). Более интенсивное смещение массового материала наблюдается на склонах крутизной 5–10°

(около 6%) – это пологие склоны, характерные для правого борта р. Камы – к нему приурочено наибольшее количество склонов этой крутизны, правые борта нижнего течения р. Чепцы и ее притоков – рр. Лоза, Ита, Лекма. Также распространены они на южных склонах куэстообразной Шаркано-Мултанской гряды, Сарапульской возвышенности и на правом борту р. Валы. Склоны средней крутизны (10–15°) занимают существенно меньшую площадь (0,22%), отмечаются на правом крутом борту долин рек Камы, Чепцы, Иты, Валы. Также они характерны для севера Шаркано-Мултанской гряды. Крутые склоны (15–35°) занимают наименьшую площадь (0,01%), в большей степени получили распространение в долине р. Камы – на правом коренном склоне, а также в среднем течении р. Чепцы. С бровок крутых бортов рек хорошо просматривается окружающая территория, вследствие чего эти свойства использовались в древние времена в целях безопасности от набегов вражеских племен. В инженерно-геоморфологическом отношении это потенциально опасные склоны [6], где развиваются оползневые, эрозионно-оползневые, осыпные процессы, поэтому они требуют дополнительных затрат для защиты инженерных сооружений от негативных воздействий неблагоприятных геоморфологических процессов. В целом, наибольшее разнообразие углов наклона земной поверхности наблюдается на участках с большими перепадами абсолютных высот (склоны Шаркано-Мултанской гряды и Сарапульской возвышенности, правый борт рр. Камы, Чепцы, Валы).

Распределение склонов разной экспозиции

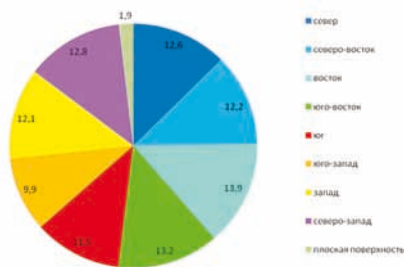


Рис. 3. Диаграмма распределения склонов разной экспозиции на территории Удмуртии

Экспозиция склонов играет существенную роль в распределении тепла и влаги. Карта экспозиций склонов и полученная на ее основе диаграмма распределения отражают экспозиционное разнообразие рельефа, характеризуют локальные климатические особенности, позволяют судить о влиянии прямой солнечной радиации на современные экзогенные процессы по территории Удмуртии. Это важно для сельского хозяйства, т.к. склоны теплой экспозиции получают больше тепла, соответственно, там дольше длится вегетационный период. Для того, чтобы увидеть тонкости экспозиционного разнообразия территории республики было выделено 8 классов румбов и плоская поверхность. На исследуемой территории экспозиционное разнообразие рельефа имеет нормальное распределение, все румбы повсеместно распространены. На-

более распространенными являются склоны восточной (13,9%) и юго-восточной (13,2%) экспозиций (рис. 3). Восточные экспозиции чаще отмечаются на севере Кулиго-Пудемской гряды, на Красногорской возвышенности, Шаркано-Мултанской гряде, на севере Кильмезской низменности, на Привятской равнине. Юго-восточные склоны в большей степени получили распространение на левом борту р. Чепцы, на Можгинской возвышенности, на правом борту р. Иж, на востоке Центрально-Удмуртской низины. Северо-западные румбы приурочены к западу Лысьво-Тыловайской возвышенности, к югу Кильмезской низменности и к другим территориям. Склонов северной экспозиции больше на востоке южной части республики, в особенности на правом борту р. Камы. Северо-восточные склоны распространены в значительной степени на Можгинской возвышенности и Камско-Бельской низменности. Западные румбы приурочены в большей степени к юго-востоку УР. Наименьшую площадь занимают склоны юго-западной (9,9%), южной (11,5%) экспозиций. Большая область распространения южных экспозиций отмечается в долинах рек Ита и Лоза, на западе Центрально-Удмуртской низины. Юго-западные румбы чаще встречаются на юго-востоке республики. К плоской поверхности без выраженной экспозиции отнесены площадные (водохранилища, пруды) и линейные (реки) объекты, они занимают 1,9% площади. Это области, занятые площадями Ижевского пруда, Воткинского водохранилища и крупных водотоков. Долины рек хорошо маркируются контактами разных румбов, благодаря чему можно проследить направления долин. Левые борта долин Кильмези, Валы, Иж, Чепцы, Сивы, Камы представляют собой склоны холодных экспозиций, правые борта чаще представлены склонами теплых румбов. В целом, на территории Удмуртии преобладают склоны холодных экспозиций, что является неблагоприятным фактором для развития сельского хозяйства.

На следующем этапе исследования было проведена пространственно-временная корреляция между морфометрическими свойствами рельефа и системой современного расселения, расположениями памятников истории и архитектуры. Было выявлено, что наиболее востребованными морфометрическими свойствами рельефа для размещения современных поселений являются абсолютные высоты от 100 до 200 м, которые попадают в поле модальных величин высот. Большинство из населенных пунктов расположено на слабонаклонных поверхностях (69%) и весьма пологих склонах (29%), являющихся благоприятными для строительства. Подавляющее число поселений расположено на склонах южных и юго-восточных экспозиций, в то время, как наиболее распространенными на территории Удмуртии являются восточные склоны. Выбор теплых румбов для размещения населенных пунктов, куда поступает большее количество солнечного тепла, был предопределен сельскохозяйственной деятельностью.

Анализ геоморфологических условий размещения памятников истории и архитектуры в период с XVIII по XX вв. позволил сформулировать выводы о том, как они различались. Установлено, что для разных эпох существовали различные требования к расположению памятников, что связано с общими тенденциями в расселении (постепенное заселение вверх по элементам рельефа: от днищ до междуречий вследствие увеличения численности населения и недостатка территории для жизнедеятельности на низких элементах рельефа).

Таким образом, размещение населенных пунктов, а также памятников истории и архитектуры обусловлены морфометрическими свойствами рельефа. Для жизнедеятельности выбираются наиболее комфортные геоморфологические характеристики. Требования к расположению памятников истории и архитектуры обусловлены тенденциями в расселении, что по признаку транзитивности связано с морфологическими свойствами неровностей земной поверхности. Проведенный морфометрический анализ рельефа Удмуртии позволил увидеть локальные особенности рельефа в условиях малоконтрастной равнинной территории. Эти данные могут быть использованы в дальнейшем в решении инженерных, экологических задач, а также в решении задач, связанных с социально-культурными особенностями населения исследуемой территории.

Литература

1. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М.: Изд-во МГУ, 1975. 183 с.
2. Берлянт А. М. Морфометрические исследования рельефа в СССР: состояние, проблемы, перспективы // Геоморфология, №2, 1984. С. 15–24.
3. Симонов Ю. Г. Морфометрический анализ рельефа. Москва-Смоленск: Изд-во СГУ, 1998. 272 с.
4. Мальцев К. А. Морфометрический анализ рельефа Республики Татарстан средствами ГИС-технологий: автореф. дис. ...канд. географ. наук: 20.00.36, 25.00.25 / Мальцев Кирилл Александрович. Казань, 2006. 23 с.
5. Евсеева Н. С., Осинцева Н. В. Экологическая геоморфология: учебное пособие. Томск: Томский государственный университет, 2013. 184 с.
6. Симонов Ю. Г., Кружалин В. И. Инженерная геоморфология: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 208 с.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ МОРФОМЕТРИИ БАСЕЙНОВ МАЛЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕГО ПОДНЕПРОВЬЯ)

*Г. В. Лобанов, М. А. Новикова, А. В. Полякова, Б. В. Тришкин**
Брянский государственный университет им. акад. И.Г. Петровского,
lobanov_grigorii@mail.ru, nov3517@mail.ru, slavyanka56@mail.ru

*Филиал НОУ ВПО «Московский психолого-социальный университет» в г. Брянск, pyramyd@mail.ru

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL FACTORS OF THE SMALL RIVER CATCHMENTS MORPHOMETRY (ON THE EXAMPLE OF THE UPPER DNIEPER BASIN)

*G. V. Lobanov, M. A. Novikova, A. V. Polyakova, B. V. Trishkin**
Bryansk state University named after acad. I.G. Petrovsky,
lobanov_grigorii@mail.ru, nov3517@mail.ru, slavyanka56@mail.ru

*The branch of NOU VPO «Moscow psychological-social Institute» in the Bryansk city, pyramyd@mail.ru

Морфологические и морфометрические характеристики рек или отдельных участков течения рассматриваются, как вид показателей, отражающих наиболее вероятное направление динамики русловых процессов. В определении интенсивности русловых процессов – характеристики более востребованной в планировании хозяйственной деятельности, широко используется метод географических аналогий. Суть метода – перенос типичных значений скорости изменения русла, установленных для ключевых участков на объекты-аналоги. Необходимым и достаточным основанием переноса является морфодинамическое подобие участков, которое складывается из сходства гидрологических характеристик потока, геологических, геоморфологических, антропогенных факторов руслового процесса. Для многих рек или участков их течения оценить гидрологическое подобие представляется возможным только через сходство условий стока, поскольку данные наблюдений на гидропостах неполны или недостаточны для моделирования гидрографа или отсутствуют, что весьма характерно для малых рек. Сходство геолого-геоморфологического строения рассматривается как необходимое условие подобия русловых процессов. Особенности рельефа, литологические и инженерно-геологические характеристики пород влияют на динамику русла непосредственно – при взаимодействии потока с береговым уступом и опосредованно – через соотношение руслового и подземного стока, в бассейне, скорости денудации склонов водосборной территории [1].

Характеристикой подобия геолого-геоморфологического строения территории могут быть преобладающие значения уклона поверхности водосборного бассейна. Предложенный показатель вполне обоснован теоретически, не привязан к имеющимся схемам геоморфологического районирования и может быть рассчитан по цифровым моделям рельефа специализированными программными средствами. С позиций теоретической геоморфологии особенности строения поверхности являются не просто её формальной характеристикой, а специфическим результатом взаимодействия рельефообразующих факторов и процессов на некотором масштабном уровне. Универсальность показателя позволяет использовать его относительно независимо от существующих схем геоморфологического районирования для морфометрического анализа территорий разного масштаба. Районирование по величине уклона сравнительно небольших участков территории площадью в сотни — первые тысячи квадратных километров может быть рассматриваться как метод анализа факторов русловых процессов на малых реках и протяжённых отрезках течения средних и крупных рек, включающих однородные комплексы русловых форм.

Вполне допустимым методом районирования территории по преобладающим значениям уклона может быть выделение относительно морфологически однородных участков речных бассейнов по цифровым моделям рельефа. Исходным материалом для районирования использована цифровая модель рельефа SRTM 4.0 с пространственным разрешением 90 м, которое, при формальной оценке уровня генерализации, соответствует подробности изображения рельефа на топографической карте масштаба 1:25000. Выбор модели обусловлен её доступностью и достаточно хорошей изученностью. Модельной территорией определен бассейн верхнего Днепра. Здесь, на стыке Воронежской антеклизы и Припятского прогиба, Среднерусской возвышенности и Приднепровской низменности, гляциальной и перигляциальной области московского оледенения геолого-геоморфологического строения территории отличается высоким разнообразием [2]. Пограничное положение территории создаёт методические трудности сопоставления моделей частного (геоморфологического) и комплексного природного районирования, разработанных представителями разных научных школ для территорий, отличающихся природными особенностями (Черноземье и Нечерноземье) и степенью изученности. Использование цифровой модели рельефа SRTM обеспечивает единый источник данных и подход к районированию для разнообразной в природном отношении трансграничной территории. Обработка и визуализация данных SRTM, морфологический анализ рельефа территории и районирование выполнены программными средствами Global Mapper и MapInfo. По карте уклонов поверхности, автоматически созданной средствами Global Mapper, выделены 20 морфологически однородных, относительно обособленных участков со сходным диапазоном уклонов площадью от 150 до 2500 км². Учитывалась преобладающая величина уклона и особенности её распределение в пространстве — «рисунок ландшафта», специфический для поверхностей с разной морфологией — волнистых, холмистых, эрозионно расчленённых [3]. Выделы — районы организованы в пространственную модель (слой) средствами MapInfo.

Геолого-геоморфологическое обоснование районирования может быть получено наложением полученной сетки районов на топографические и геологические карты, схемы геоморфологического и неотектонического районирования [4–8]. Результаты сопоставления предварительно показывают соответствие границ некоторых, наиболее крупных выделов геоморфологическим или геологическим рубежам, но не могут быть однозначно распространены на всю сетку районирования без подтверждения материалами крупномасштабной съёмки.

Разработанная модель, таким образом, не является повторением некоторых ранее разработанных схем на новом техническом уровне, а представляет самостоятельный подход к районированию геоморфологических факторов русловых процессов с использованием возможностей современных источников данных. Специфической возможностью, основанной на алгоритмах автоматического анализа цифровых моделей рельефа, является количественный морфометрический анализ поверхности районов и построение картографических моделей по его результатам: средним и максимальным значениям уклона поверхности, соотношению площади участков с разными значениями уклона.

Объективность схемы районирования подтверждается сравнением морфометрических характеристик бассейнов и русел малых рек 2-го — 3-го порядка в их границах. Более крупные реки пересекают границы нескольких геоморфологических районов и в этом случае не рассматриваются. Порядок реки и водосборного бассейна определён по методу Хортон–Стралера и принимается для объекта постоянным [9]. Векторные модели рек и водосборных бассейнов построены в среде MapInfo на основании привязанных топографических карт масштаба 1:100000 (состояние местности на 80-е гг. XX века). Для сравнения морфологических особенностей флювиального рельефа в границах геоморфологических районов использованы средние значения площади бассейнов, длины реки, средних уклонов поверхности бассейна и продольного профиля русла отдельно для объектов 2 и 3 порядка. Морфометрические показатели рассчитаны с использованием картометрических функций Global Mapper и MapInfo.

Наибольшие значения интегральный уклон поверхности бассейнов и уклон продольного профиля русла принимают в районах, соответствующих пластовым полого-волнистым сильно эрозионно

расчленённым равнинам с большими средними и максимальными уклонами поверхности — отрогам Среднерусской возвышенности, Смоленско-Московской гряды, островным возвышенностям — Брянской, Стародубской, Трубчевской; наименьшие отмечаются на плоских флювиогляциальных равнинах или приподнятых выровненных водораздельных поверхностях. Максимальная площадь бассейнов одного порядка характерна для районов полого-холмистых равнин, сложенных с поверхности флювиогляциальными песками и супесями, в отличие от районов, сложенных преимущественно мореной московского оледенения. Отличия теоретически обоснованы влиянием свойств четвертичных отложений на развитие рельефа бассейнов. Большая доля поверхностного стока на суглинках определяет формирование относительно более глубоких речных долин и узких водосборных территорий. Средняя длина реки, как и площадь бассейна аналогично увеличивается на участках относительно выровненных флювиогляциальных равнин. Здесь небольшие уклоны поверхности препятствуют эрозионному расчленению и сравнительно крупные водотоки имеют невысокий порядок.

Морфологические особенности строения малых рек и водосборных бассейнов отражают подобию флювиального рельефа на этом уровне организации в границах выделенных районов и, следовательно, объективность предложенной схемы районирования.

Литература

1. Чалов Р. С. Руслведение: теория, география, практика / Р. С. Чалов. Т.1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: ЛКИ, 2008. 608 с.
2. Природные ресурсы и окружающая среда субъектов Российской Федерации. Центральный федеральный округ. Брянская область / Администрация Брянской обл.; под ред. Н. Г. Рыбальского, Е. Д. Самотесова, А. Г. Митюкова. М.: НИИ-Природа, 2007.
3. Викторов А. С. Основные проблемы математической морфологии ландшафта М: Наука, 2006 г.
4. Геологическая карта дочетвертичных отложений Брянской, Калужской, Орловской Смоленской, областей М 1:500 000. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Центральный региональный геологический центр, межрегиональный центр по геологической картографии, 1998.
5. Геологическая карта четвертичных отложений Брянской, Калужской, Орловской Смоленской, областей М 1:500 000. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Центральный региональный геологический центр, межрегиональный центр по геологической картографии, 1998.
6. Схематическая карта геоморфологического районирования Московской, Калининской, Ярославской, Владимирской, Рязанской, Тульской, Смоленской, Калужской областей М 1:1 500 000 Министерство геологии СССР, Всесоюзный институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), Геологическое управление центральных районов (ГУПР), 1963.
7. Геоморфологическая карта Воронежской, Курской, Брянской, Орловской, Липецкой, Тамбовской и Белгородской областей М 1:1 000 000 Министерство геологии СССР, Всесоюзный институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), Геологическое управление центральных районов (ГУПР), 1967.
8. Карта геоморфолого-неотектонического районирования Нечернозёмной зоны РСФСР, М, 1980.
9. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гидрофизический подход к количественной морфологии. Пер. с англ. М.—Л., Изд-во иностр. лит., 1948. 158 с

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ И НЕОГЕНОВОЙ ДРЕНАЖНОЙ СЕТИ МЕТОДОМ МОРФОМЕТРИИ

Ф. В. Семенов

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань,
semenovfeodor@yandex.ru, kuingi@rambler.ru

MORPHOMETRICAL RECONSTRUCTION OF QUATERNARY AND NEOGENE DRAINAGE NETWORK

F. V. Semenov

Federal State Unitary Enterprise «Central Scientific Research Institute of Geology of Industrial Minerals», Kazan, semenovfeodor@yandex.ru, kuingi@rambler.ru

Морфометрическим методом проведена реконструкция палеодренажной сети территории Волжского бассейна и сопредельных регионов для четвертичного и частично неогенового периода. Построено 3 модели соответствующих: неоплейстоцену, зоплейстоцену и плиоцену. Целью работы является построение дренажной сети каждого из вышеперечисленных временных отрезков. Это открывает новые возможности для прогнозирования перспективных участков на предварительной стадии поисков полезных ископаемых, в частности месторождений россыпей аллювиального генезиса.

Концепция, используемая в работе, была предложена В. П. Философовым и заключается она в графическом разложении высот рельефа на базисные, остаточные, вершинные и эрозионные поверхности согласно порядкам долин и их водораздельных линий [1]. Согласно этой концепции, вода — это природный гравиметр, поэтому, чем интенсивнее положительное движение земной коры, тем интенсивнее идет эрозионный врез и денудация. В результате изменения тектонических движений происходит перестройка речных систем. Часть долин младших порядков, неглубоко врезанных в геологические напластования и получающих небольшое поверхностное и грунтовое питание, постепенно заполняется осадками и отмирает [2]. Часть долин развивается за счет регрессивной (попятной) эрозии, водотоки этих долин увеличивают площади водосбора, и переходят на следующую ступень иерархии, сливаясь с потоками такого же порядка, при этом вырабатывая новый профиль равновесия, который будет соответствовать их водности и положению по отношению к базису эрозии. Этот пример сопоставим с эрозионными циклами омоложения, при которых создаются речные террасы.

Наблюдается связь иерархии речной сети с террасовым комплексом. Об этом, как о гипотезе, говорит В. П. Философов [2]. Своими исследованиями это подтвердили С. С. Четвертков [3], А. Т. Юдин и Р. И. Денисов [3]. А. П. Дедков [3], В. П. Философов и В. Ф. Филатов [3] показали, что в условиях северной части Приволжской возвышенности и Саратовского Заволжья порядок долин связан с их геологическим возрастом. С большей степенью уверенности можно говорить об этой закономерности в отношении долин низших порядков, принимая во внимание близкие скорости эрозии на однородной по физико-географическим характеристикам территории [3].

Исходя из вышеизложенного, в данной работе принимаются следующие гипотетические допущения: 1) эрозионный цикл омоложения при образовании долин 1-го порядка, соответствует — голоцену, 2-го — неоплейстоцену, 3-го — эоплейстоцену и 4-го порядка — плиоцену (это допущение возникло в ходе сравнения результатов предварительных исследований с геологическими картами и материалами предшественников); 2) разница между базисными поверхностями различного порядка принимается за суммарную амплитуду тектонических движений согласно принятому в предыдущем пункте геологическому возрасту, т. е. разница между базисными поверхностями 1-го и 2-го порядка будет приниматься за амплитуду неотектонических движений в неоплейстоцене и т.д.; 3) вершинные поверхности, в соответствии с принятым в п.1 порядке, выражают рельеф соответствующего возраста без эрозионно-денудационных врезов, т. е. вершинная поверхность, построенная по 1-му и более высоким порядкам (при этом бассейны 1-го порядка, как бы заполняются, а уничтоженная эрозией и денудацией поверхность восстанавливается) соответствует неоплейстоцену и т. д.

Реконструкция основных черт палеорельефа проведена методом построения морфометрических карт вершинных поверхностей по методике В. П. Философова [4]. Для этого условно был восстановлен разрушенный денудацией и эрозионными процессами рельеф и тектоническая обстановка того времени. При этом были использованы морфометрические карты, построенные по урезам и тальвегам рек, а также по водоразделам. Проведен геоморфологический и гидрологический анализ палеорельефа, в ходе которого построена дренажная сеть (рис. 1).

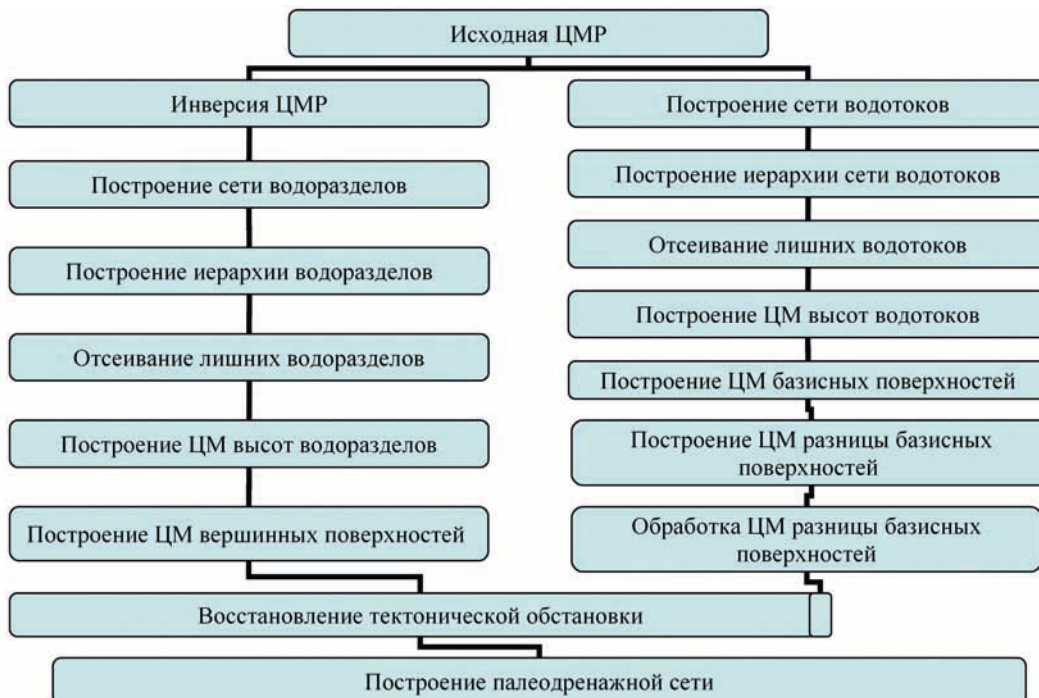


Рис. 1. Схема, по которой реконструируется палеодренажная сеть

В качестве исходных данных была выбрана глобальная цифровая модель рельефа (ГЦМР) GTOPO 30 с размером ячейки ~900 м, что примерно соответствует масштабу 1 : 1 000 000. В качестве программного обеспечения выбраны программа Terrain Analysis System (TAS), разработанная Дж. Линдсеем, осуществляющая пространственный, геоморфологический, гидрологический и ландшафтный анализ цифровых моделей рельефа [5] и Golden Software Surfer 8, строящая цифровые модели рельефа методами интерполяции и экстраполяции, с использованием заданного набора точек с известными координатами X, Y и Z [6]. Территориальный охват исследования: Волжский бассейн и прилегающие территории. Так как на морфометрических картах по периферии возрастают ошибки, принято решение использовать цифровую модель рельефа с пространственными границами нижнего правого угла 45° с. ш. 35° в. д. и верхнего левого – 65° с. ш. 65° в. д.

В программе TAS в качестве исходных данных используются цифровые модели рельефа (ЦМР) – это матрицы, состоящие из ячеек определенного размера. Каждая ячейка имеет координаты X, Y и Z. Принцип, заложенный в программе, следующий: направление стока определяется высотными значениями ячеек. Поверхностный сток, с рассматриваемой ячейки направляется на соседнюю, лежащую ниже остальных ячеек, смежных с рассматриваемой. Таким образом, рассматривается каждая ячейка матрицы и на основе этой закономерности строятся направление стока, дренажная сеть, выделяются водосборные бассейны и т. п. В состав программы входит растровый калькулятор, позволяющий производить различные математические и логические операции с ЦМР, что открывает большие возможности для пространственного анализа. Кроме того, программа корректирует и выстраивает модель рельефа соответствующую рельефу, по которому поверхностный сток идет в направлении основного уклона Земной поверхности (гидрологически идеальный рельеф) за счет удаления локальных артефактов, приводящих к деформации и искажению дренажной сети [5].

Программное обеспечение Golden Software Surfer 8 предназначено для построения растровых моделей на основе наблюдений в отдельных точках пространства и последующего анализа полученных моделей. При этом применяются методы интерполяции и экстраполяции [6].

Реконструкция четвертичной и частично неогеновой дренажной сети включает 10 этапов.

Первый этап заключался в построении «идеального» гидрологического рельефа для моделирования дренажной сети. Построена цифровая модель (ЦМ) направления стока и уровня действия водного потока. Вводом порога для уровня действия водного потока была построена дренажная сеть, т. е. дренажная сеть выделялась с определенной площади водосбора дренажа, в нашем случае эта площадь равна ~50 км². Построена иерархия по Штраллеру-Хортону [7, 8], в которой в притоки 1-го порядка не впадает ни один приток, при слиянии притоков 1-го порядка образуется приток 2-го порядка, при слиянии притоков 2-го порядка образуется приток 3-го порядка и т. д. На выходе после всех этих операций получена ЦМ иерархии дренажной сети, где ячейки, на которых не расположены водотоки, имели значение 0, ячейки на которых расположены водотоки 1-го порядка – 1, 2-го порядка – 2 и т. д. Для исследуемой территории в иерархии водотоков выделено 9 порядков.

Второй этап состоял из подготовки файлов для построения морфометрических карт моноизобазит. ЦМ моноизобазит построена по тальвегам или урезам рек только одного порядка. Для построения этих ЦМ посредством логического оператора «ЕСЛИ» в растровом калькуляторе отсеены лишние порядки водотоков, а искомому порядку присвоено значение – 1. Последовательно была умножена ЦМР с гидрологически идеальным рельефом на ЦМ с водотоками различных порядков, и затем полученные данные экспортированы в текстовые файлы.

На *третьем этапе* отсеяны нулевые значения в текстовых файлах, и в каждом файле получен набор точек, которые по своим координатам X, Y и Z соответствуют поверхностям тальвегов и урезам рек только одного порядка. Таким образом, рельеф был разложен на поверхности различных порядков водотоков. В программе Surfer 8, применяя метод Криге, построены поверхности моноизобазит от 1-го до 4-го порядка.

Четвертый этап, ЦМР была подвержена инверсии, построена ЦМ, в которой водоразделы обращены в водотоки, а водотоки в водоразделы. Этого можно достичь умножением исходной ЦМР на (-1), но в этом случае возникали технические сложности с обработкой в программе TAS, поэтому для достижения цели был выбран другой метод, от наибольшего значения высот в исходной ЦМР вычтена исходная ЦМР. Это действие необходимо для построения сети водоразделов и ее иерархии.

Пятый этап – это повтор этапа первого, только вместо исходной ЦМР использована обращенная (инверсированная) ЦМР. В иерархии водоразделов тоже выделено 9 порядков, как и у дренажной сети.

Шестой этап – это повтор второго этапа для обращенной ЦМР, однако теперь были подготовлены файлы для построения полиизогибобазит, это значит, что карта 1-го порядка состоит из всех водоразделов, 2-го порядка – из всех водоразделов за исключением 1-го порядка, 3-го – из всех водоразделов кроме 1-го и 2-го и т. д. Для построения ЦМ был использован оператор «ЕСЛИ» растрового калькулятора, посредством которого лишние ячейки были отсеяны, а оставленным ячейкам присвоено значение – 1. Последовательно умножена исходная ЦМР на ЦМ с водоразделами различных порядков и затем полученные данные были экспортированы в текстовые файлы.

Седьмой этап – это повторение третьего, только в каждом файле получен набор точек, которые по своим координатам X, Y и Z соответствовали поверхностям водоразделов определенного и более высших порядков. Таким образом, рельеф был разложен на полиповерхности различных порядков водоразделов. В программе Surfer 8, методом Криге, были построены поверхности полиизогипсообазит от 1-го до 3-го порядка.

Все полученные морфометрические ЦМ импортированы в программу TAS.

На ЦМ моноизообазит отражены различные уровни рельефа. Интерпретация этих уровней такова: водотоки 1-го порядка имеют более молодой геологический возраст [3], чем водотоки 2-го и более высшего порядка. Водотоки 1-го порядка образованы при последнем эрозионном цикле омоложения, который обуславливается положительным тектоническим движением. В то же время существовавшие до этого эрозионного цикла водотоки 1-го порядка разрушаются или постепенно со временем переходят на новый уровень иерархии, т.е. приобретают 2-ой порядок, соответственно водотоки 2-го порядка, или разрушаются или приобретают 3-ий порядок, но за более долгий период и т.д. Чем выше порядок водотока, тем он устойчивей к внешним воздействиям [1, 2, 3]. Разница между поверхностью моноизообазит 1-го и 2-го порядка приблизительно должна показать амплитуду положительного тектонического движения на площади, охватывающей исследуемую территорию за последний эрозионный цикл омоложения, разница 1-го и 3-го порядка за два последних эрозионных цикла и т.д.

На *восьмой этапе*, была построена ЦМ разницы поверхности 1-го и 2-го, 1-го и 3-го, 1-го и 4-го порядка моноизообазит посредством операции вычитания одной поверхности из другой в растровом калькуляторе.

Построения для более высоких порядков не имели смысла, т.к. количество опорных точек для построения ЦМ 5-го и более высших порядков моноизообазит и изогипсообазит мало. При построении поверхностей возникают большие искажения, кроме того, установлено, что и для построения 4-го порядка уже недостаточно опорных точек для реконструкции средних водотоков, и имеет смысл только реконструкция крупных рек, таких как Белая, Кама и Волга.

Полученные данные можно использовать для определения амплитуды тектонических движений, предварительно применив определенную схему, устраняющие эти искажения. Для этого в программе TAS строятся вершинные поверхности ЦМ разницы базисных поверхностей и стандартным алгоритмом удаляются впадины.

ЦМ вершинных поверхностей рассматриваются как поверхности рельефа, не подвергавшиеся экзогенному воздействию, т.е. поверхности палеорельефа, существовавшего до возникновения водотоков. Чем выше порядок вершинной поверхности, тем старше ее геологический возраст, это очевидно. За основу поверхности палеорельефа принимаются ЦМ вершинных поверхностей.

Девятый этап – восстановлена тектоническая обстановка, т.е. из ЦМ вершинных поверхностей с восстановленной разрушенной денудацией поверхностью были вычтены ЦМ амплитуды тектонических поднятий, соответствующих определенному порядку иерархии, посредством растрового калькулятора. В результате были созданы 3 ЦМ палеорельефа с возрастом -0,8, -2,6, -5,3 млн лет.

Десятый этап – созданные ЦМ были обработаны для создания гидрологически «идеального» рельефа и для каждой из них была построена дренажная сеть.

Построения показали, что на палеодренажной сети неоплейстоцена (0,01–0,8 тыс. лет) верховья р. Кама впадают в р. Вытегда, а сама р. Кама является продолжением р. Вишера при этом р. Чусовая является главной по отношению к Каме [10], остальная дренажная сеть по сравнению с современной изменяется незначительно.

На палеодренажной сети эоплейстоцена (0,8–2,6 млн лет) происходит следующее – верхняя и средняя части р. Кама, с притоками впадают в р. Вытегда, р. Вятка в верхнем и среднем течении впадает через р. Б. Кокшага в р. Волга, при этом остальная дренажная сеть изменяется незначительно, р. Белая по отношению к р. Кама является главной [11, 12].

На палеодренажной сети позднего плиоцена (2,6–5,3 млн лет) картина меняется следующим образом – на север в р. Печору впадают верхняя и средняя р. Кама. При этом р. Чусовая является главной и перехватывает верховья р. Уфа. По р. Вятка через р. Б. Кокшага р. Волга соединяется с р. Белая-Кама предположительно через озерно-проточную сеть.

Реконструированная в процессе исследования палеодренажная сеть частично совпадает с реконструкциями, проведенными предшественниками по геологическим данным [10, 11, 12]. Также было проведено сравнение с геологическими картами дочетвертичных и четвертичных отложений, при этом модели дренажной сети неоплейстоцена и эоплейстоцена показали высокую корреляцию с четвертичными отложениями и современной речной сетью, а модель плиоценовой дренажной сети показала частичную сходимость с неогеновыми отложениями, которая в основном проявлялась у крупных водотоков, что, по видимому, является следствием недостаточного количества опорных точек для построения ЦМ данного возраста.

Морфометрический метод реконструкции палерельефа и палеодренажной сети с использованием морфометрических ЦМ полиизогипсообазит, моноизообазит и их разницы, с восстановлением

разрушенной денудацией Земной поверхности и тектонической обстановки, с использованием современного программного обеспечения и глобальных цифровых моделей рельефа возможно применять для палеогеографических реконструкций. Этот метод открывает новые возможности для географов, геоморфологов, гидрологов и геологов. Преимущество морфометрического метода состоит в том, что морфометрическими построениями, возможно построить уничтоженный денудацией и эрозией рельеф [13]. Для реконструкции палеорельефа, этот метод обязательно должен быть использован комплексно, совместно с геофизическими и геологическими данными.

Литература

1. Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.
2. Морфометрический метод при геологических исследованиях : Материалы перв. межвед. совещ. по морфометр. методу поисков тектонических структур, 1–4 февр. 1961 г. / под ред. Корженевского А. А., Философова В. П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963. 263 с.
3. Вопросы морфометрии. Вып. 2 / под ред. Корженевского А. А., Философова В. П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. 346 с.
4. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1960. 93 с.
5. Lindsay John B. The Terrain Analysis System: a tool for hydro-geomorphic applications. Hydrological Processes, vol. 19, Issue 5, 2005, pp. 1123–1130.
6. Силкин К. Ю. Геоинформационная система Golden Software Surfer 8: Учебно-методическое пособие для вузов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. 66 с.
7. Horton R. E., Drainage basin characteristics, Transactions American Geophysical Union, 13, 1932. pp. 350–361.
8. Strahler A. N., Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, Geological Society of America Bulletin, 69, 1958. pp. 279–300.
9. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М.;Л: Тр. Комисс. По изуч. Четвер. Пер. АН СССР. Т.8, 1949. 269 с.
10. Обидиентова Г. В. Века и реки. М.: Недра, 1983. 120 с.
11. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., Наука, 1964. 415 с.
12. Краснов И. И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий / Материалы по геоморфологии Урала. Под ред. Герасимова И. П., Эдельштейна Я. С. Т.1. М; Л: Гос. изд-во геол. лит. Мин. геол. СССР, 1948. С. 47–88.
13. Симонов Ю. Г. Объяснительная морфометрия рельефа. М. : ГЕОС, 1999. 263 с.

МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛИКТОВЫХ НИВАЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Л. Р. Терентьева

Удмуртский государственный университет, Ижевск, geo@uni.udm.ru
Географический факультет, luba-raisovna@mail.ru

MORPHOLOGY AND MORPHOMETRY OF THE RELIEF'S RELICT NIVAL FORMS ON THE EAST OF RUSSIAN PLAIN

L. R. Terentyeva

Udmurt State University, Izhevsk, geo@uni.udm.ru
Geographical Faculty, luba-raisovna@mail.ru

Плейстоценовый период, характеризующийся частой сменой климато-ландшафтной обстановки, оставил свои специфические следы в виде определенных форм рельефа не только на тех территориях, которые подверглись оледенению, но и на предледниковых пространствах. Территория востока Русской равнины в Прикамье (в частности Удмуртия и Татарское Закамье) в период последней ледниковой эпохи как раз и входила в состав перигляциальной зоны, в пределах которой сформировались нивальные формы (НФ) рельефа.

Необходимо отметить большое разнообразие нивальных форм в рассматриваемом регионе. Они отличаются друг от друга по размерам, очертаниям в плане, глубиной вреза, набором формирующих их составных элементов. Абсолютное их большинство, за исключением самых мелких, хорошо картируются на картах масштаба 1:25000. Сечение горизонталей этих карт (5 м), помимо внешней пластики этих форм, позволяют получить достаточно надежные морфометрические дан-

ные [1]. Ниже приводится морфологическая и морфометрическая характеристика выделенных нами НФ, которая легла в основу их классификации. Среди них мы различаем: западины и чаши, ниши, лотки, ложбины, цирки и комплексы.

Нивальные западины и чаши. Это наиболее мелкие формы рельефа, созданные нивацией. На картах масштаба 1:25000 они не выявляются и лишь в редких случаях об их развитии можно догадаться по своеобразному очертанию горизонталей – рисунок смежных горизонталей на каком-то участке склона, как правило в его прибровочной части, приобретает правильные сегментные очертания, ограничиваясь с внешних сторон (вниз и вверх по склону) линиями спрямленных горизонталей. Полевые наблюдения свидетельствуют, что такие участки склона соответствуют местам развития морфологически слабо обособленных, отрицательных форм в виде западин и чаш. Как правило, они имеют овальные или округлые очертания. Ширина западин составляет первые десятки метров и обычно не превышает 50 м, чаш – достигает 75–100 м. Глубина вреза тех и других не превышает 5 м, составляя в среднем 2,5–3,0 м.

Морфологически всегда лучше выражена тыльная часть этих форм, обращенная к бровке склона, в поверхность которого они вложены. Характерной особенностью нивальных западин и чаш является то, что абсолютное их большинство по отношению к подошве склона или к современным базисам эрозии имеет висячий характер.

Небольшие площади западин и чаш (от 75 до 120 м²) не способствуют к заметной концентрации поверхностных и талых вод, вследствие чего исходная первоначальная плейстоценовая их форма осталась практически неизменной последующими (голоценовыми) склоновыми и эрозионными процессами. Только в Прикамском районе вследствие активного проявления послеплейстоценовой эрозии днища некоторых западин и чаш оказались расчлененными голоценовыми промоинами и оврагами.

Ниши – нивальные формы, встречающиеся отдельно или, чаще всего, как составные части более сложных форм (нивальных цирков и комплексов). Как правило, это округлые или овальные понижения, вложенные в склоны с хорошо выраженной тыльной стенкой, напоминающей по внешнему виду стенку срыва оползней.

Коэффициент изометричности нивальных ниш составляет 0,8–0,9 (слабая удлиненность форм), реже – 1 (правильные округлые). Ширина нивальных ниш колеблется в пределах 50–150 м, реже достигает 170 м, в среднем 100–110 м. Морфологически хорошо выраженные стенки нивальных ниш (особенно тыльные) плавно сочленяются с днищем. Коэффициент выположенности колеблется от 1,23 до 1,88.

В более крупных нивальных формах (цирках, комплексах) ниши, располагаясь в их краевых частях, являются, как правило, висячими и мало преобразованными последующими процессами. На склонах, опирающихся на позднеплейстоценовые базисы денудации (на поверхности первой и второй надпойменных террас), днища нивальных ниш, вложенных в поверхности этих склонов, во многих местах преобразованы голоценовой эрозией.

Лотки – это наиболее широко распространенные нивальные формы в пределах изучаемого региона. Встречаются в виде изолированных единичных форм, а также как составные элементы более крупных и сложных нивальных образований (цирков, комплексов). В географии распространения лотков нет определенной закономерности. В уступах верхнего плато, к которым тяготеет большая часть истоков современных рек, нивальные лотки чаще всего встречаются как составные элементы более крупных нивальных форм. Очень большое количество нивальных лотков развито в пределах Сарапульской возвышенности (нижнее плато) в долинах правых притоков р. Кама, расчленяющих ее поверхность, а также в долинах некоторых рек Можгинской возвышенности.

Лотки обращают на себя внимание именно благодаря своей морфологии. Это компактные, как правило, изометричные понижения с коэффициентом изометричности от 0,45 до 1,88. Среднее значение коэффициента изометричности по региону составляет 0,8–1,08: от слабо удлиненных до расширенных (таблица 1).

Таблица 1

Коэффициент изометричности нивальных лотков

районы	количество	$K_{из}$
Северный	24	Max – 1,21 Min – 0,45 Ср. – 0,81
Центральный	30	Max – 1,88 Min – 0,55 Ср. – 0,80
Камское побережье	15	Max – 1,41 Min – 0,61 Ср. – 1,08

Морфологическая особенность лотков заключается в том, что ширина их в тыловой и фронтальной частях практически одинакова, а иногда тыловая часть шире, чем фронтальная. Бровки лотков

и их тыльные стенки имеют четкую морфологическую выраженность. Морфологическая выраженность структурных элементов (бровки, подошвы, днища) лотков, судя по полевым наблюдениям, возрастают в случаях заложения лотков в толщу с пачками устойчивых к процессам размыва пород (терригенных, карбонатных). Степень сглаженности днищ сильно варьирует. Коэффициент выположенности колеблется от 1,3 до 2,5.

Степень преобразованности исходной морфологии нивальных лотков в значительной степени определяется их положением в структуре эрозионной сети. В истоках рек, где лотки выступают как элементы более сложных нивальных форм, по отношению к днищам рек они занимают висячее положение. Исходная морфология нивальных лотков в таких местах последующими процессами преобразована незначительно или вообще не затронута. В мульдообразных плейстоценовых днищах лотков морфологические следы проявления эрозионных процессов отсутствуют. В местах близкого расположения лотков к современным базисам эрозии (на склонах речных долин), как правило, в их мульдообразное днище вложены молодые голоценовые балки, реже овраги.

Ложбины – это наиболее трудно идентифицируемые формы рельефа, образованные нивальными процессами. По показателям изометричности они относятся к удлиненным и сильно удлиненным формам. Показатели коэффициента изометричности нивальных ложбин по региону приведены в таблице 2.

Таблица 2

Коэффициент изометричности нивальных ложбин

районы	количество	$K_{из}$
Северный	30	Max – 0,44 Min – 0,21 Ср. – 0,31
Центральный	30	Max – 0,44 Min – 0,17 Ср. – 0,33
Камское побережье	15	Max – 0,50 Min – 0,29 Ср. – 0,37

Нивальные ложбины по своей морфологии мало отличаются от ложбин и балок, сформированных эрозионной деятельностью временных водотоков. Однако две морфологические особенности этих форм нельзя объяснить проявлением только эрозии временных водотоков. Первая из этих особенностей – их размеры. Глубина, ширина и морфологический облик этих форм однозначно свидетельствуют о глубоком преобразовании первичного эрозионного облика этих форм другими процессами, особенно склоновыми, в том числе, и нивальными. Другим, более явным признаком участия в образовании описываемых форм нивальных процессов является наличие у них булавовидных расширений в истоках. Эти расширения представляют по существу ранее описанные нивальные ниши и лотки, часть которых дренировалась еще в плейстоцене; другая, видимо, была освоена лишь в голоцене. Возрастные различия эрозионных форм, пространственно связанных с нивальными западинами и нишами, выражаются в асимметрии их склонов.

Склоны голоценовых ложбин симметричны, плейстоценовых, наоборот, асимметричны. Существенное участие эрозионных процессов в образовании нивальных ложбин очевидно. Встречаются они как отдельно, так и как составные элементы крупных нивальных комплексов.

Цирки – это более крупные, чем ниши, нивальные образования, отличающиеся высоким коэффициентом изометричности, близким к 1. По морфологии можно выделить два типа цирков.

Цирки первого типа характеризуются более простым строением: они имеют хорошо выраженную бровку; крутой (углы наклона от 8 до 15°), относительно слабо расчлененный уступ, постепенно снижающийся от тыльной части к фронтальной и единое мульдообразное днище, к центру которого в настоящее время стягивается сток талых и дождевых вод. Коэффициент выположенности оснований склонов колеблется от 1,25 до 1,90.

Значительная часть цирков первого типа являются элементами крупных нивальных комплексов, реже встречаются как самостоятельные образования, особенно на уступе нижнего плато, обрывающегося к днищам современных речных долин. Размеры их в поперечнике колеблются от 0,25–0,3 км до 0,5–0,7 км. Глубина вреза цирков описываемого типа составляет 20–40 м, максимум до 60 м.

Объединяющим элементом цирков второго типа является их бровка, всегда хорошо выраженная, контуры которой характеризуются высокой степенью изометричности. В уступ таких цирков вложены нивальные формы более мелкого порядка – ниши и, особенно в большом количестве, лотки. Вследствие этого дно цирков имеет лопастевидные очертания.

Цирки второго типа по своим размерам несколько превышают первые – наиболее крупные из них достигают в поперечнике до 1,0 км и чуть более. Как у цирков первого типа, у описываемых хорошо выражена тыльная сторона уступа – высота его колеблется от 20 до 50 м, углы наклона составляют до 15°. Во фронтальной части высота уступа снижается до 5–10 м. Подошва уступа сильно выположена – коэффициент выположенности колеблется от 1,7 до 2,5.

Нивальные комплексы наиболее крупные (таблица 3) и сложные по строению формы, в образовании которых, помимо нивации, участвовали и другие рельефообразующие процессы.

Таблица 3

Площади нивальных форм

формы \ районы	Северный	Центральный	Южный
Комплексы и цирки	Мах – 6,1 Min – 0,21 Ср. – 1,43	Мах – 3,96 Min – 0,18 Ср. – 0,90	Мах – 1,03 Min – 0,15 Ср. – 0,55
Лотки	Мах – 0,48 Min – 0,13 Ср. – 0,26	Мах – 0,37 Min – 0,01 Ср. – 0,07	Мах – 0,19 Min – 0,02 Ср. – 0,07
Ложбины	Мах – 0,21 Min – 0,06 Ср. – 0,11	Мах – 0,45 Min – 0,02 Ср. – 0,14	Мах – 0,42 Min – 0,05 Ср. – 0,20

По своей морфологии нивальные комплексы, как и цирки, делятся на два типа. Объединяющим признаком нивальных комплексов первого типа является высокая степень изометричности, выраженная, прежде всего, конфигурацией хорошо обособленной бровки. Составными элементами нивальных комплексов первого типа являются все выше охарактеризованные нивальные формы низкого порядка. Другими, не менее важными, морфологическим элементом нивальных комплексов выступают гребни, разделяющие смежные нивальные образования, формирующих тот или иной комплекс.

По морфологическому строению нивальные комплексы первого типа делятся на несколько подтипов.

Первый подтип нивальных комплексов как и цирки отличается компактностью, коэффициентом изометричности, близким к 1 (таблица 4).

Таблица 4

Коэффициент изометричности нивальных цирков и комплексов.

районы значения	Северный	Центральный	Южный
Мах	1,9	2,1	1,36
Min	0,53	0,57	0,53
Ср.	1,02	1,1	0,82

Это крупные понижения, имеющие округлые или овальные очертания, достигающие в поперечнике 1,5–2,0 км. В крутые (от 15 до 20°) и высокие (40–60 м) уступы таких нивальных комплексов вложены ниши, лотки, ложбины, обычно редко выходящие за пределы резко очерченной бровки нивального комплекса. Ниши, лотки, ложбины и разделяющие их гребни веерообразно сходятся в наиболее низкую часть днищ комплексов, формируя своеобразные узлы схождения составных (структурных) элементов нивальных комплексов. Днища нивальных комплексов в таких узлах отличаются сильной выположенностью. Коэффициент выположенности составляет 2,3.

Гребни, разделяющие смежные нивальные формы более низкого порядка, характеризуются постепенным снижением поверхности к узлам схождения. Продольный профиль гребней в некоторых случаях имеет ярко выраженную ступенчатость, обусловленную, как будет показано ниже, геологическим строением.

Второй подтип нивальных комплексов первого типа характеризуется также большой компактностью, но отличается от первого подтипа конфигурацией в плане. Структурные элементы комплекса в данном случае расходятся веерообразно, придавая его плановым очертаниям треугольный вид. Значение коэффициента изометричности колеблется от 1,01 до 1,67, что, как правило, характерно слабо – и нормально расширенным формам.

Описываемые нивальные комплексы большей частью формируются ложбинами, веерообразно сходящимися в узлы в определенных точках. Образованные нивацией формы рельефа (ниши, лотки) служили, очевидно, водосбором талых и дождевых вод, сформировавших ложбины.

Второй тип нивальных комплексов характеризуется линейной вытянутостью. Это лотки, ниши, цирки, непрерывно прослеживающиеся на каком-то участке склона, на протяжении нескольких и даже десятков километров, придающие склонам речных долин весьма специфический, нивальный тип расчленения [2].

Этот тип нивальных комплексов особенно широко развит в пределах Сарапульской возвышенности, в долинах правобережных притоков р Кама, чередующиеся между собой нивальные формы низкого порядка (ниши, лотки, цирки) образуют специфический («нивный») тип расчленения склонов, отличающийся исключительным своеобразием.

Ширина расчленения склонов нивальными формами составляет обычно 0,5–1,5 км. Смежные формы отделяются друг от друга гребнями, морфология которых, как и самих нивальных форм, в

значительной степени определяется геологическим строением. В морфологическом облике склонов, подверженных интенсивному нивальному расчленению, на первый план выступает геологическая структура (состав и условия залегания горных пород). Морфология таких участков склонов в значительной степени является структурно обусловленной. В этом их своеобразии и специфика.

В географии распространения нивальных комплексов наблюдается определенная закономерность.

Нивальные комплексы первого типа приурочены в основном к уступам региональных куэстовых, к которым тяготеет значительная часть истоков рек. Именно водосборные воронки истоков многих рек региона, расположенные на уступах региональных куэстовых гряд подверглись в последующем существенной нивальной переработке. На склонах речных долин нивальные комплексы первого типа встречаются значительно реже. Их можно наблюдать на правом коренном склоне р. Кама и в приустьевых частях склонов ее правобережных притоков.

Нивальные комплексы второго типа, наоборот, чаще всего формировались на склонах речных долин. Отдельные участки их распространения рассеяны по всему региону, занимая, в зависимости от экспозиции склона, его высоты и геологического строения, различные площади.

По направлению на юг морфология и морфометрия нивальных форм несколько меняется и в пределах Татарского Закамья все они увеличиваются по площади: лотки в среднем с 0,13 до 0,44 км, ложбины с 0,15 до 0,50 км², комплексы и цирки с 0,96 до 1,17 км², коэффициент изометричности также изменяется в сторону большей удлиненности. В пределах Закамья нивальные комплексы представляют собой главным образом нивальную форму расчленения склонов или уступов. Это лотки, ниши, ложбины и цирки непрерывно прослеживающиеся на протяжении нескольких километров [3].

Таким образом, на востоке Русской равнины нивальные формы имеют не только широкое распространение, но и характеризуются большим разнообразием, однако их морфологические и морфометрические черты говорят об их одновременном образовании в одинаковых климато-ландшафтных условиях. Различия в морфологии нивальных форм объясняются, как выяснилось [4], в основном неоднородным вещественным составом горных пород. Морфологическое разнообразие нивальных форм, как правило, возрастает с увеличением глубины эрозионного вреза, экспонирующего на дневную поверхность разные по вещественному составу горные породы.

Литература

1. Терентьева Л. Р. Методика исследования нивальных форм рельефа. Материалы XXXI Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем. Астрахань. 2011. С. 67–71.
2. Валиуллина Г. Ш. Плейстоценовое перигляциальное рельефообразование на территории Закамья республики Татарстан. Диссертация канд. геогр. Наук. Набережные Челны, 2011. 181 с.
3. Терентьева Л. Р., Валиуллина Г. Ш. Нивальные формы рельефа в Прикамье на территории Удмуртии и Татарстана // Вестн. Удм. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2012. Вып.2. С. 127–135.
4. Илларионов А. Г., Валиуллина Г. Ш. Плейстоценовое перигляциальное рельефообразование на территории Закамья Республики Татарстан // Вестн. Удм. ун-та Сер. Науки о Земле. 2010. Вып.4. С. 126–137.

МОРФОГРАФИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА ЛЕНСКИХ СТОЛБОВ

Е. В. Трофимова

Институт географии РАН, г. Москва, ev_trofimova@mail.ru

LENA PILLARS RELIEF MORPHOGRAPHY AND MORPHOMETRY

E. V. Trofimova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, ev_trofimova@mail.ru

В среднем течении великой сибирской реки Лена, в 200 км на юго-запад от г. Якутска, расположен уникальный памятник природы, поражающий воображение своей изумительной красотой – знаменитые Ленские Столбы: причудливые каменные изваяния, застывшие монолитной стеной над могучей рекой. Высота Столбов достигает 200 м. Ленские Столбы (основной массив) протянулись на расстоянии 35 км вдоль правого берега р. Лена, а также участками вдоль ее правого – р. Буотама (Буотамские Столбы), и левого – р. Синяя (Синские Столбы), притоков.

Ленские Столбы описаны в отчетах многочисленных экспедиций, начиная с путешествий М. Злобина, Э. Толля, А. Л. Чекановского и др. Но типизация и систематизация форм рельефа исследуемой территории осуществляется впервые.

Морфография и морфометрические особенности рельефа Ленских Столбов

Прежде всего, для удобства составления описаний рельефа Столбов все их формы разделим на две большие группы: денудационные и аккумулятивные. Затем группу денудационных форм подразделим на поверхностные и подземные, а в подгруппе поверхностных, в свою очередь, выделим положительные и отрицательные формы рельефа (таблица):

Таблица

Формы рельефа Ленских Столбов

Денудационные		Подземные	Аккумуляционные
Поверхностные			
Положительные	Отрицательные		
Гряды (зарождающиеся, молодые, старые)	Трещины	Навесы	Осыпи (молодые, старые)
Отдельные останцы (молодые, старые)	Коридоры	Ниши	Аллювиальные веера
Пинакли	Речные долины	Пещеры	Аллювиальные конусы выноса
	Провалы	Тоннели	

Рассмотрение вопроса начнем с денудационных форм.

Денудационные формы рельефа Ленских Столбов

Поверхностные формы рельефа:

Положительные формы:

Самой распространенной формой рельефа Столбов являются гряды. По возрасту рельефа выделяются зарождающиеся гряды, молодые и старые. Зарождающиеся гряды представляют собой вытянувшиеся ступени в виде полуцилиндров, разделенные между собой небольшими по размерам долинами рек и ручьев (рис. 1а). Эти формы рельефа наблюдаются на правом берегу р. Лена в границах верхнего (по течению реки) участка парка, в нижнем течении р. Буотамы, а также на левом берегу р. Лена в районе пос. Тит-Ары (эта территория пока не вошла в состав природного парка).

Молодые гряды формируют массивные отвесные стены, высота которых намного превышает ширину. Они могут возвышаться более чем на 50–100 м над урезом воды. Молодые ансамбли Столбов распространены повсеместно. Их разделяют трещины, коридоры, долины рек и ручьев различной ширины. В подавляющем большинстве случаев гряды протянулись перпендикулярно к реке. Это – поперечные образования, меридионального направления (рис. 1б). Но, к примеру, в устье р. Аччыгый-Налба (правый берег р. Лена), отмечаются гряды широтного простирания. Здесь коренные выходы пород слагают отвесные стены, идущие почти параллельно берегу реки.

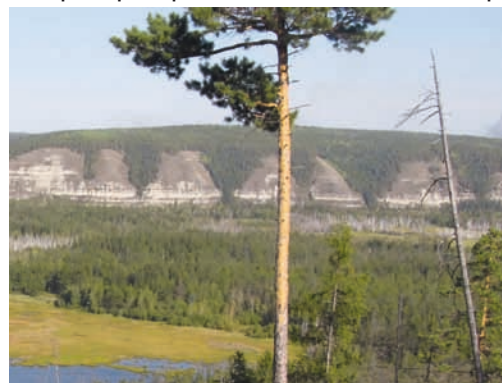


Рис. 1а. Зарождающиеся гряды Буотамских Столбов (здесь и далее фото автора)

Старые гряды обычно просматриваются на некотором удалении от реки. Как правило, основания таких гряд окаймлены многочисленными осыпями и поросли лесом. Зачастую от гряд остались всего несколько линейно вытянутых Столбов (рис. 1в).

Особенностью молодых и старых гряд является их ступенчатость. Количество ступеней варьирует от 2 до 5, их высота может достигать 8–10 м. Как отмечает



Рис. 1б. Молодые гряды Ленских Столбов



Рис. 1в. Старые гряды Ленских Столбов



Рис. 2а. Молодой Столб



Рис. 2б. Старый Столб

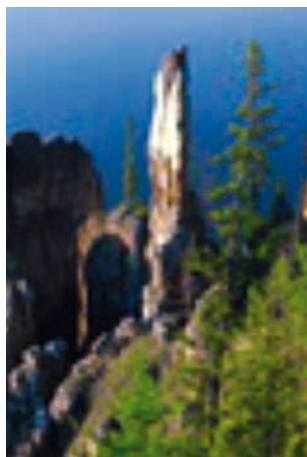
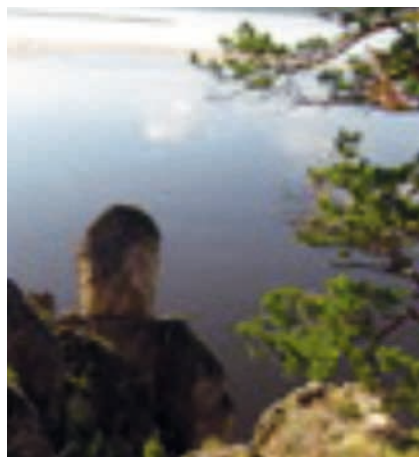
Рис. 3а. Иглообразный пинакль
(фото В.А. Рябкова)

Рис. 3б. Овальный пинакль

А. О. Розенцвит [1], направления снижения либо подъема ступеней совпадают с направлениями падения либо подъема геологических пластов.

Отдельные останцы также подразделяются на молодые и старые. Молодые Столбы представляют собой мощные, ограниченные вертикальными стенами высотой до 150–200 м, выходы коренных пород, характеризующиеся различными формами – от игольчатых, цилиндрических, конусообразных, до массивных, имеющих протяженность со всех сторон до нескольких сотен метров (Рис. 2а). Старые останцы обычно находятся на значительном отдалении от реки, в окружении светло - хвойной тайги (рис. 2б).

В самостоятельную форму рельефа выделяются башеннообразные отдельные каменные изваяния – пинакли [2, с. 134], широко распространенные как на грядах различных типов (молодых и старых), так и на отдельно стоящих останцах (молодых и старых). Пинакли отличаются значительным разнообразием: от простых (призм, цилиндров, пирамид, конусов, иглообразных образований, и т. д.) до сложных, состоящих из нескольких сочетаний простых форм (рис. 3а,б). Высота башен варьирует от 5–10 до 40–60 м.

Отрицательные формы:

Ленские Столбы характеризуется значительной трещиноватостью горных пород [3, 4]. Здесь получили развитие различные по генезису трещины: как тектонические (тектонические разрывы, кливаж), так и нетектонические (трещины выветривания, обвалов, оползней и т. д.). Особо выделяются трещины бортового отпора, наблюдающиеся в верхних участках склонов долин рек Лена, Буотама и Синяя (рис. 4).

Коридоры между Столбами обычно шириной от 5–10 до 100 и более метров. Что же касается долин рек и ручьев, то их протяженность варьирует в значительных пределах: от 100 м до более чем 20 км. По поперечному профилю среди них преобладают типы щель (клямма), каньон и ущелье. Из 42 рек и ручьев, впадающих в р. Лена в пределах природного парка, только четыре водотока имеют постоянный в течение года сток (не рассматривая р. Буотама и р. Синяя).

Вдоль трещин бортового отпора, а также над крупными подземными полостями сформировались различные по своей форме провалы: от вытянутых, протяженностью до 60–80 м при ширине от 1–2 до 8–10 м, до округлых, с диаметром в поперечнике более 100 м (Рис. 5).

Подземные формы рельефа:

Навесы в виде карнизов и разнообразные по форме углубления (овальные, треугольные, прямоугольные) – ниши, наблюдаются как в верхних, так и нижних частях склонов. Размеры навесов

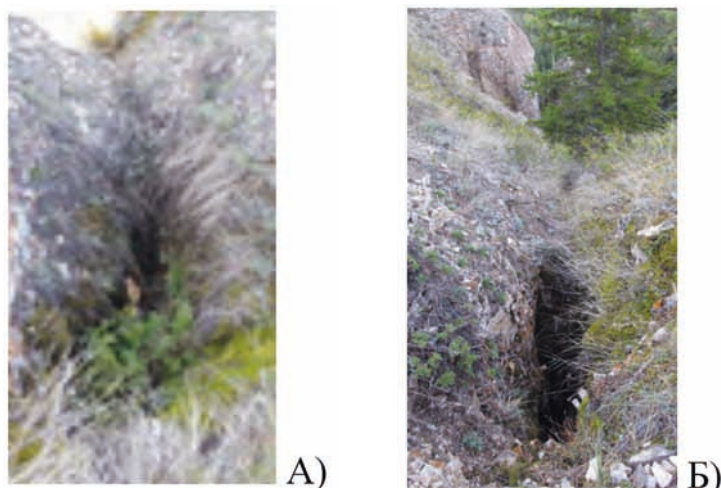


Рис. 4. Трещины бортового отпора ниже по склону от обзорной площадки «Ленские Столбы»: А – в 50 м; Б – в 80 м



Рис. 5. Вид на провал с обзорной площадки «Ленские Столбы» (фото В.А. Рябкова)

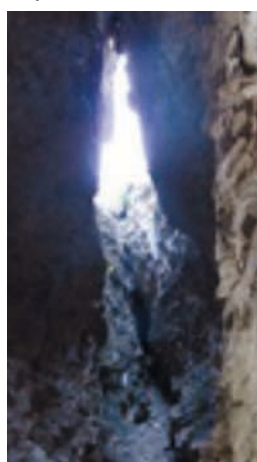


Рис. 6а. Треугольный вход в пещеру б/н в долине р. Лабья



Рис. 6б. Овальный вход в пещеру б/н в долине р. Лабья

и ниш незначительны: до 1–2 м в ширину и до 3–4 м в глубину. Стены ниш «изъедены» мелкими углублениями (каррами) в 0,5–1,0 см.

Но наиболее представительной формой подземного рельефа являются пещеры. Обычно это простые подземные формы – небольшие галереи протяженностью до 20–30 м. Но высота подземных ходов может достигать 8–10 м. Входы в подземные полости имеют различную форму – от треугольной (рис. 6), квадратной, прямоугольной до вытянутой овальной. Встречаются так называемые проходные пещеры, с несколькими, зачастую расположенными на разных высотных отметках, входами.

Тоннели представляют собой многочисленные щелевидные полости, заложенные в верхних частях долин рек Лена, Буотамы и Синяя вдоль трещин бортового отпора. Их размеры достигают в длину 50–100 м при ширине от 0,5 до 2,0 м.

Аккумуляционные формы рельефа Ленских Столбов

Наиболее распространенной формой аккумуляционного рельефа Ленских Столбов являются осыпи (рис. 1в), развивающиеся вдоль коренных берегов р. Лена и ее притоков. Выделяются молодые и старые осыпи. Как отмечает С. С. Коржув [3], молодые осыпи характеризуются обнаженной выпуклой поверхностью, что указывает на интенсивные процессы разрушения склонов. Старые осыпи отличаются уплощенной поверхностью, задернованной зарослями багульника с густым моховым покровом и редкими лиственницами или соснами.

В средних и нижних частях склонов отмечаются веерообразные системы расходящихся полос выноса выветрившегося материала – веера выноса, а у подножия склонов, а также в устьях временных и постоянных водотоков сформировались аллювиальные конуса выноса.

Заключение

В результате проведенных исследований впервые дана детальная характеристика разнообразию форм рельефа Ленских Столбов, что позволяет более четко представить себе особенности этого сказочного уголка природы. А в целом, уезжая со Столбов, припоминаешь восторженное восклицание А. Н. Колесова и С. Е. Мостахова, впервые побывавших в природном парке «Ленские Столбы»

[5, с. 96]: «Своей чарующей красотой Столбы завораживают каждого. Однажды повидав их, никогда не вычеркнешь из сердца эти места».

Литература

1. Розенцвит А. О. Батомайские каменные «Столбы» на р. Лене // Изв. ВГО. 1948. № 1. С. 85–90.
2. Тимофеев Д. А., Дублянский В. Н., Кикнадзе Т. З. Терминология карста. М., 1991. 260 с.
3. Коржуев С. С. Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. М., 1959. 150 с.
4. Колосов П. Н. Выдающиеся универсальные ценности природного парка «Ленские Столбы». Якутск, 2010. 121 с.
5. По Лене: Путеводитель по реке Лена / Сост. Виллахов Е. А. Якутск, 1970. 80 с.

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРНО-МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТОНО-ГЛЯЦИАЛЬНОГО ФЕНОМЕНА «КАНЕВСКИХ ГОР» (УКРАИНА)

Л. В. Тустановская

Геологический факультет Киевского национального университета имени Тараса Шевченка,
г. Киев, tustanovska@univ.kiev.ua

MAST RECENT STRUCTURAL MORPHOMETRIC STUDIES OF TECTONIC-GLACIAL PHENOMENON OF «KANEVSKY HILLS» (UKRAINE)

L. V. Tustanovskaya

Geological Department of the Kiev National Taras Shevchenko University, Kiev, tustanovska@univ.kiev.ua

Вопрос происхождения Каневских дислокаций – один из наиболее интересных вопросов геологии Украины. Уникальность района прежде всего заключается в сложном геологическом строении его осадочного покрова. Именно на Каневском Приднепровье благодаря деформациям разновозрастных осадочных комплексов образовалась сложная геологическая структура (Каневские дислокации), имеющая чешуйчато-надвиговое строение, осложненное разнопорядковыми диапировыми образованиями. Существующие взгляды на происхождение Каневских дислокаций на сегодня сконцентрированы в понимании их как сложного эндогенного-экзогенного (тектоно-гляциального) феномена. Однако, все точки зрения являются лишь гипотезами, вызывающим неизменный дальнейший интерес украинских и зарубежных исследователей. В представленном сообщении сделана попытка установить некоторые события в формировании рельефа со сложным геологическим строением неотектонического периода, используя созданные структурно-морфометрические (морфоструктурные) карты региона. С их помощью оказалось возможным определять величину некомпенсированных движений земной коры и величину денудационного среза, получить амплитуды колебаний высот рельефа, а также поэтапное исследование движений земной коры и эрозионно-денудационных процессов на отдельных стадиях новейшего тектогенеза.

Исследования последних лет свидетельствуют о наличии в районе Каневских дислокаций молодых проявлений тектонических движений. В кристаллическом фундаменте зафиксированы разломы северо-западного и северо-восточного направлений [1]. С помощью морфометрического метода были установлены древние линеаменты, движение по которым возобновились на новейшем этапе. Они зафиксированы на картах разностей базисной и вершинной поверхностей 5-х порядков и представляют собой отчетливо вытянутые плотно расположенные полосы изобазит и изогипсобазит, приуроченные к разломам в кристаллическом фундаменте.

Осадочный чехол Каневского Приднепровья представлен мезозойско-кайнозойскими отложениями, а именно – песчано-пестрыми глинистыми отложениями триаса, юрскими глинами, меловыми песками и песчаниками, палеогеновыми песками и неоген-четвертичными отложениями. Осадочные комплексы снижаются от выходов на поверхность (с. Мироновка) до глубины 250 м в районе дислокаций, то есть в северо-восточном направлении.

Отложения юрской системы выходят на дневную поверхность на всей территории района Каневских дислокаций, что является одной из его особенностей. В дислокациях участвуют только среднеюрские отложения бата и келловея, по данным бурения они лежат на байосских глинах мощностью 24 м. Следует отметить, что юрские отложения мощностью до 320 м представлены всеми отделами юрской системы [2] и имеют общий незначительный северный уклон в сторону Днепровско-Донецкой впадины.

Пластичные юрские отложения представлены келловейскими глинами, которые образуют ряд инъективных структур. В связи с деформациями юрских глин образовались вторичные текстурные формы в виде диапиров и микроскладок. Анализ структурно-морфометрических карт разностей вершинной, базисной и вершинно-базисной поверхностей 3-х порядков отразили локальные антиклинальные структуры в виде диапировых куполов, наличие которых подтверждено полевыми

исследованиями - это диапиры Костянецкого оврага, Меланчиного потока, Марьиного, Пекарского и Хмельянского оврагов, они отображены выступами поверхностей в виде замкнутых изолиний. Исследованные диапиры лежат на чешуйках сеноманских песков и песчаников, но бывают случаи, когда юрские и сеноманские отложения надвинуты на четвертичные и палеогеновые породы, что наблюдается в Костянецком овраге. По данным бурения, на максимальных отметках (250 м), обнаружены юрские и триасовые отложения мощностью 105,2 и 102,75 м, наличие которых отражено на карте разности базисной поверхности 3-го порядка. На периферийных участках дислокаций расположены мелкие структуры типа диапиров и мелких куполов, соответствующие положительным разностям.

Выявлено, что на пониженных участках (с.с. Мошны, Канев, Бобрица), мощность юрских отложений возрастает до 40–67 м, а на участках, где поверхность юры имеет большие абсолютные отметки (с.с. Байбузы, Шелепуха, Козаровка, Кузнецы), мощность уменьшается до 27–45 м [3]. Утверждая о связи рельефа и мощности отложений, нужно подчеркнуть, что на возвышенностях верхняя юра отсутствует, что объясняется размывами.

Признаки диапиризма были описаны известным украинским геологом М. Ф. Балуховским и др. (1958), данные бурения свидетельствуют, что складчатость в юрских образованиях угасает вниз с переходом к песчаным слоям триаса, подвергшимся смятию только в верхней наиболее глинистой части. При интерпретации морфометрических карт на территории района были выявлены два типа диапировых куполов, которые различаются между собой. Открытые – имеют обратный рельеф, выделяются по периферии сгущенными изобазитами, а в центральной части купола – их отсутствием. Это фиксируют карты разностей 2-го и 3-го порядков, на примере диапиров в оврагах Костянецкий, Меланчин Поток, Марьин, Холодный, Большой и Малый Пекарский [4, 5, 6]. Закрытые – наблюдаются на карте разности базисной поверхности 4-го порядка (северо-восточные участки инъективного вала, центральный участок села Хмельная и участок возле хутора Хмельная), они выражены подковообразным резким сгущением рисунка изобазит, а иногда рассекаются оврагами и долинами в случае Пекарского оврага.

Важную роль в строении дислокаций имели меловые отложения, представленные альбскими и сеноманскими песками и песчаниками. Они встречаются в естественных обнажениях, а также подтверждены данными бурения и разграничиваются с юрскими глинами каолиновыми песками слоя Выржиковского мощностью до 4 м. Последние фиксируются в оврагах Дунаец, Меланчин Поток и на юго-западной окраине г. Канев.

Альбские отложения обнажаются в районе Марьиной горы и прилегающих участках, где лежат на келловейских глинах и имеют мощность 19 м. Сеноманский ярус распространен на всей территории Каневских гор, его мощность возрастает на юг и юго-восток. В северной части района Каневских дислокаций сеноманские отложения размыты. Отсутствие их севернее линии Иванков-Бучак указывает на значительное развитие денудационных процессов с послесеноманское время. На юрских глинах здесь залегают глауконитовые пески каневской свиты. Южнее этой линии, в обнажениях сел Трощина, Студенца и Тростянца появляются светлые и грязно-зеленые сеноманские пески с песчаниками, мощностью до 25 м [7, 8]. Характерной особенностью меловых отложений является то, что они, наиболее прочные и залегая на пластичных глинах, образуют чешуйчатую структуру Каневских дислокаций. Деформированные отложения создали надвиги со значительным диапазоном углов падения от 20–90°. Породы имеют северо-восточное падение, при этом надвижные пакеты почти параллельны между собой.

При интерпретации структурно-морфометрических карт разностей базисных поверхностей 2-го и 3-го порядка были обнаружены надвиги, которые отразились на картах резкой плотностью изобазит, и имеют вид клина, указывающих на нарушение отложений (правый склон Б. Пекарского, верховья Меланчиного и Костянецкого оврагов, северная и западная окраина с. Хмельная, дифференцированные участки инъективного вала). Сеноманские отложения частично лежат на юрских глинах, формируют смешанные структуры, на склонах которых отложения имеют разнонаправленное падение. Кроме естественных обнажений верхнемеловые отложения известны и по скважинам с. Бобрицы на глубине 53,5 м, Ковали – 13,3 м от поверхности (нарушенного залегания) и 90,6 м (коренного залегания). Среди кайнозойских отложений в районе дислокаций наблюдаются палеогеновые, и отложения четвертичной системы, неогеновые отложения отсутствуют в связи с размывом территории. Отложения палеогеновой системы представлены лишь эоценовым отделом (каневские и бучакские отложения) с невыдержанной мощностью 25–28 м. Каневские отложения наблюдаются только в северо-восточной части Каневских дислокаций. Эти отложения сравнительно с поверхностью древних имеют более выровненное залегания, их мощность возрастает в восточном направлении. Каневская свита в районе дислокаций залегают на разных по возрасту отложениях. Так, в северных частях между селами Трахтемиров и Григоровка она залегают на глинах бата и келловей, в центральной части – на отложениях нижнего и среднего сеномана, а в южной – (с. Хмельная) – на глауконитовых песках позднего сеномана и песках с песчаниками альбского возраста.

Отложения бучакской свиты представлены глауконитово-кварцевыми песками с мощностью до 45 м. По анализу данных бурения поверхность бучакских отложений выровнена, снижается лишь

около с. Козаровка, что объясняется размывом. Такая же ситуация и в с. Кузнецы, где бучакские отложения отсутствуют и на каневской свите залегают раннечетвертичные пески, перекрытые надвигами юрских, меловых и каневских образований. На остальной территории Каневских дислокаций бучакские отложения имеют более-менее правильное залегания.

Отложения киевской свиты не участвуют в строении Каневских дислокаций. Распространены они только в северной части района, а также западнее дислоцированного участка в районе сел Мартыновка, Беркозовка, на юго-западе — в селах Завадивцы и Городище и на севере вдоль правого берега Днепра. Отложения олигоценового отдела в дислоцированном районе в отличие от прилегающих территорий (Приднепровской возвышенности и Приднепровской низменности) не наблюдаются.

Кайнозойские отложения, как и мезозойские, участвуют в геологическом строении района. Они имеют несогласное залегание и образуют чешуйчатые структуры, надвиги, которые отразились на морфометрических картах разностей базисных поверхностей 3-го и 2-го порядка, где выделяются зоны инверсионных максимальных и минимальных амплитуд. Такие локальные структуры зафиксированы в правом борту Костянецкого оврага, участка Чернечей, Княжей гор и участках по обе стороны Заводищенского оврага. Следует заметить, что во всем районе преобладают антиклинальные формы, а синклинали встречаются очень редко.

Неотектонический этап отличался общим изменением знака тектонических движений для всей территории. В неогене начался континентальный период формирования рельефа. На фоне общего поднятия Украинского щита фиксируются разнонаправленные колебательные движения отдельного блоков. В настоящее время выделяются Тархтемиров-Бучакский и Каневский блоки как горсты, Трощинский и Переяславско-Черкасский блоки — как грабены. Последний испытал опускание в предледниковое время, образовав Переяславско-Черкасскую депрессию, устланную толщей антропогенных отложений, мощностью 40–60 м [9]. Неогеновые отложения на территории исследуемого района наблюдаются только на участке с. Трощин, а также в правом береговом уступе Днепра возле с. Селище, где представлены двумя толщами: полтавской свитой и толщей красно-бурых глин. В направлении не дислоцированного плато мощность неогеновых отложений возрастает до 20 м [10]. На большей части территории максимальные поднятия происходили во второй половине олигоцена и миоцена, об этом свидетельствуют созданные структурно-морфометрические материалы — карта вершинной поверхности 7-го порядка с амплитудой высот 70 м. Эти движения дифференцировались по новейшим структурным элементам, которые имели различную тенденцию развития. В следующий этап, соответствующий плиоцену, преобладала тенденция к нисходящим движениям, происходило усложнение импульсами высших порядков с меньшей амплитудой и периодами. Подтверждением этого является вершинная поверхность 6-го порядка с амплитудой высот 30 м. После этого в плейстоцене снова преобладали поднятия, но с более мелкими ритмами и более короткими периодами меньшими амплитудами тектонических движений, которые нашли свое отражение в террасовых уровнях. [7, 11].

И. М. Рослым и другими исследователями (1990), были установлены три террасовых уровня, которые формировались в течение позднего плиоцена в среднем Приднепровье. Это позднесарматско-раннеплиоценовый, средне-позднеплиоценовый, позднеплиоценово-раннеантропогенный, которые являются погребенными, чем и объясняется отсутствие древних долин и карт базисных поверхностей 6-го и 7-го порядков. В дальнейшей антропогенной истории геологического развития и формирования рельефа Каневских гор ведущую роль играли не только неотектонические дифференцированные движения, но и, вероятно, днепровский ледниковый покров, который изменил строение осадочной толщи, формируя чешуйчато-сбросовые формы и диапировые структуры. Во многих оврагах были зафиксированы большие диапиры (складки), образованы нижнечетвертичными песками, выдавленными из под чешуек песчаников сеномана.

Антропогенные отложения распространены почти везде, за исключением крутых склонов речных долин, балок и оврагов, где на дневную поверхность выходят более древние породы. Мощность их изменяется от незначительной на склонах до 100–150 м в местах переуглубления ложа долины Днепра, однако в среднем она составляет 10–15 м [1]. На прилегающих участках плато у дислоцированной зоны отложения залегают согласно (снизу вверх): толща нижнечетвертичных бурых, красно-бурых сильно карбонатных суглинков, с мощностью до 15 м; серия средне четвертичных отложений с мощностью от 20–50 м, в которые входит морена, под- и надморенные водно-ледниковые песчаные и суглинистые отложения и толщей верхнечетвертичных лессов с погребенными почвами. Территория Каневских дислокаций, в это время испытывала тектонические изменения, о чем свидетельствуют карты разностей 5-х порядков, со средней амплитудой колебаний высот 76–85 м, в результате чего были размывы слои киевской, харьковской, полтавской свиты и пестрых глин, с превышением высот — 67 м. В дальнейшем денудационная равнина была превращена в пойменную сушу вследствие замедления восходящих движений, подтверждением являются данные карты разности вершинно-базисной поверхности 4-го порядка с амплитудой превышений 65 м.

Во второй половине раннего антропогена (окское время) и в начале среднего антропогена (лихвинское время) на территории района, формируется IV пойменно-аккумулятивная терраса долин

рек Днепра, Росси и Россавы. Морфометрические карты базисной и вершинной поверхностей 5-го порядка отражают холмистый, слабо расчлененный рельеф Каневских дислокаций с амплитудой высот 70 м.

В среднем антропогене наступлению ледника предшествовали значительные преобразования рельефа, вызванные неотектоническими поднятиями и пластическими деформациями глинистых пород. Структурно-морфометрические карты разности базисной и вершинной поверхностей 4-го порядка, указывают на движения земной коры в пределах небольших территорий, зафиксированы амплитуды дифференциальных смещений от 20 до 85 м. По физическим свойствам породы в момент образования дислокаций были пластичными, увлажненные талыми водами наступающего ледника, которые перекрывались относительно прочными породами, что обусловило образование надвиговых структур. Именно карта разности базисной поверхности 4-го порядка с положительными показателями от 33 до 55 м отразили участки крупнейших надвиговых структур инъективного вала. Рисунок изогипсобазит вершинной поверхности 4-го порядка отражает эрозионную деятельность в предледниковую фазу днепровского оледенения, низкогорный рельеф был расчленен талыми водами ледника. Именно в это время начинается переуглубление долины Днепра – образуется шевченковская депрессия, свидетельством этого является данные карт базисной поверхности 4-го порядка с минимальными высотами 95 м, что составляет местный базис эрозии.

Днепровский ледник занял долину Днепра, но не перекрыв полностью водоразделы, только подпрудил русло, увлажняя юрские глины ледниковыми водами и водами рек Днепра и Росси. Встретив на своем пути низкогорье, ледник изменил их вид, выпахивая широкие долины понижений и переместив части чешуек-надвигов по уже увлажненным пластичным глинам в виде отторженцев. По данным вершинной поверхности 4-го порядка ледник перемещаясь расчленял поверхность палеорельефа с высотами в 100 м и образует диапировые структуры. Такому же влиянию подвергся и правый высокий берег Росси, с той лишь разницей, что он простирался поперек движения ледника. В результате был деформирован рельеф пластовой равнины и IV надпойменной террасы Днепра на Приднепровской возвышенности.

На направление движения ледника указывают падение складок-сбросов, а также положения самих структурно-морфометрических карт изогнутых в юго-восточном направлении. Помимо основных сбросов в дислоцированном районе можно наблюдать множество разрывов и трещин, подтверждением этого является карта порядков долин и рисунок уплотненных изолиний на построенных картах. Оставленный ледником рельеф испытал влияние эрозионных процессов. Образовалась разветвленная сеть балок, наблюдается на карте разности базисной поверхности 3-го порядка. Отрицательные разности соответствуют пониженным участкам где откладываются флювиогляциальные отложения, фиксируемые геологическими разрезами исследуемой территории (на примере оврага Меланчин поток). В позднем антропогене в условиях засушливого климата откладывались лессы и лессовидные суглинки с ископаемыми почвами, имеющих повсеместное распространение, они покрывают водораздельные пространства, склоны и равнины древних террас. В рамках дислоцированной территории разрезы их неполные, что свидетельствуют об аккумулятивном выравнивании, с минимальными высотами 100 м, зафиксированных на морфометрических картах вершинных и базисных поверхностей 2-го порядка. Пески входят в состав II надпойменной террасы расположенной по обоим бортам долин реки, она возвышается над уровнем Днепра на 15–20 м и имеет абсолютные отметки 95–100 м. Эту стадию формирования района отслеживают морфометрические карты 2-х порядков.

Продолжающиеся эпейрогенические движения в голоцене фиксируют эрозионные процессы, которые создали глубокие овраги, где наглядно можно проследить историю формирования Каневских гор. Эрозионные процессы на всех этапах сопровождались энергичной оползневой деятельностью, результаты которой так характерны для Каневского Приднепровья.

Таким образом, анализ структурно-морфометрических карт позволил детализировать новейшую тектоническую эволюцию Каневских дислокаций, проследить формирование террасовых уровней долины Днепра и Росси и зафиксировать изменение местного базиса эрозии под воздействием ледникового фактора, при формировании чешуйчато-надвижных структур. Воссоздана палеогляциологическая ситуация и режим развития глиняного диапиризма. Структурно-морфометрические исследования позволили определить характер соотношений рельефа с тектоникой района, отразить взаимосвязь экзогенных и эндогенных факторов, повлиявших на его развитие.

Литература

1. Иванников О. В. Геология района Каневских дислокаций (на укр. яз.). К. : «Наукова думка». 1966. 96 с.
2. Китых В. И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. «Наукова думка» Киев. 1970. 201 с.
3. Лаврушин Ю. А., Чугунный Ю. Г. Каневские дислокации. М.: «Наука», 1982. 103 с.
4. Проходский С. И. Применение морфометрического метода для анализа некоторых тектонических структур левобережья Украины. В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963 а.

5. Тустановская Л. В. Эволюция рельефа Каневского Приднепровья на основе анализа базисных и вершинных поверхностей. (на укр. яз.). Весник Киевского университета. Геология. Вып. 54. 2011. С. 3–6.
6. Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, 1975. 226 с.
7. Палиенко Э. Т., Мороз С. А., Куделя Ю. А. Рельеф та геологическое строение Каневского Приднепровья. (на укр. яз.). К : Изд-во Киевского университета., 1971. 96 с.
8. Иваник О. М., Тустановская Л. В. Применение классических методов структурно-морфометрического анализа для реконструкции неотектогенезиса на основе ГИС. (на укр. яз.). Весник Киевского университета. Геология. Вып. 53. 2011. С. 4–7.
9. Тустановская Л. В. Модель эволюции рельефообразования Каневского Приднепровья на основе структурной морфометрии. (на укр. яз.). Весник Киевского университета. Геология. Вып. 57. 2012. С. 5–8.
10. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.
11. Мкртчян О. С. Геоинформационный анализ пространственных связей морфометрии рельефа с геологической структурой (на примере западной части вершинных Карпат). Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики (на укр. яз.). К., 2008. С. 167–178.

MORFOMETРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ КОНТИНЕНТОВ

Г. Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ufim@crust.irk.ru

MORPHOMETRIC ANALYSIS OF NEW TECTONICS OF CONTINENTS

G. F. Ufimtsev

Earth Crust Institute of Siberian Department RAS, Irkutsk, ufim@crust.irk.ru

Рельеф земной поверхности, отображенный на топографических картах, обладает многими свойствами, морфологическими параметрами, в частности. Важно их выделить при изучении новейшей тектоники и показать на специализированных моделях. Среди этих параметров одним из главных является модель тектонического рельефа (вершинной его поверхности, в частности), которая может быть построена с использованием различных методик. Среди последних важно выбрать такое сочетание методических приемов, когда достигается максимальное приближение к тектоническому рельефу и в особенности достаточно четкое определение границ неотектонических форм, при котором обеспечивается их идентификация и классификационные построения. Такая модель тектонического рельефа является основой создания карт новейшей тектоники, которые по своему характеру должны быть приближены к тектоническим картам и схемам.

При построении тектонического рельефа эффективен анализ рисунка гидрографической сети, позволяющей, во-первых, выделить магистральные, окаймляющие и оперяющие водотоки, что позволяет создать предварительную модель новейшей тектоники при достаточно определенной идентификации неотектонических форм и их структурных ансамблей. Затем создается модель тектонического рельефа, базирующаяся на рисунке гидросети — все это позволяет учесть свойства потоков вещества-энергии в рельефе земной поверхности и определить основные типы структурных выделов. Среди последних производится их разделение на ранги и порядки (иерархия), что обеспечивает выделение основных морфологических типов неотектонических форм, начиная от простых (неделимых), затем их ассоциаций (структурных зон и подзон), областей и орогенических поясов, вплоть до глобальных ступеней рельефа (материковой, океанической и переходной зоны).

При такой методике построения карт новейшей тектоники следует выделить: 1) неотектонические формы; 2) показать модель тектонического рельефа; 3) сопроводить все построения классификационной схемой или легендой. Такой способ построения карт новейшей тектоники нами был использован для различных случаев, включая Дальний Восток России и акваторию Тихого океана и его окраинных морей, карты новейшей тектоники региона БАМ, Байкальской рифтовой зоны и других районов. Такая методика построения карт новейшей тектоники отвергает принцип показа амплитуд неотектонических движений, сам по себе неопределенный и не выдерживающий критики. К тому же здесь необходимо обоснование или использование определенного аксиоматического утверждения (единая поверхность выравнивания и прочее), что само по себе не является определенным и требует теоретического осмысления.

СЕКЦИЯ 7 ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАССЕЙНА ВОЛГИ

ИНТЕНСИВНОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ АЛЛЮВИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЧВ В ПОЙМАХ РЕК ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

А. Л. Александровский, М. П. Гласко

Институт географии РАН, Москва, alexandrovskiy@mail.ru, mglasko@mail.ru

INTENSITY OF ALLUVIATION AND SOIL FORMATION ON FLOODPLAINS OF THE CENTRAL RUSSIAN PLAIN IN THE HOLOCENE

A. L. Alexandrovskiy, M. P. Glasko

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow,
alexandrovskiy@mail.ru, mglasko@mail.ru

Пойма равнинных рек является одной из наиболее распространенных и динамичных геоморфологических систем и элементов ландшафта. Она находится под непосредственным воздействием речного потока, испытывая непрерывное переформирование [1], и, периодически, под воздействием полых вод – «...гидрологического фактора, без которого пойма, как таковая, вообще не может образовываться» [2].

Сложный фациально-литологический состав аллювия поймы, хорошо развитые погребенные почвы, часто прослеживаемые в пойменном аллювии, и наличие нескольких ее уровней отражают непостоянство русловых процессов, связанное как с саморазвитием руслового потока, так и с изменениями физико-географических условий в голоцене [3–8]. Однако этапы формирования поймы в голоцене практически не изучены, а существующие методы расчета скоростей аллювия оценивают его интенсивность только на современном этапе [9].

Исследования в речных долинах Центра Русской равнины – Москвы, Средней Оки, Верхнего Дона и Непрядвы проводились совместно с археологами на пойменных памятниках большого хронологического диапазона (от неолита до средневековья). Они позволили выделить три типа поймы, характеризующиеся разным возрастом палеогеографической информативностью, возрастом, историей развития и геоэкологическими условиями [10–12]. Эти типы следующие: 1) *молодые динамичные*, в пределах которых русло блуждает (пояса меандр), разрушая старые и создавая новые фрагменты поймы с постоянно обновляемым аллювием слоистого строения и венчающиеся пионерными почвами; 2) *прерывисто-динамичного* развития на протяжении голоцена с сериями хорошо развитых почв; здесь длительное время идет накопление аллювия, периодически прерываемое почвообразованием; 3) *древние (позднеледниковые)*, часто с зональной почвой на поверхности, располагающиеся вне зоны аккумуляции наносов.

О больших различиях в возрасте элементов рельефа поймы, ее сложном генезисе и морфологии указывается в работах многих известных исследователей [2, 4, 7]. Эти различия поймы во многом связаны с ее формированием в определенных зонах осадконакопления – прирусловой, приречной и внутренней [3]. Однако в результате сложного развития, сформировавшиеся в их пределах участки поймы к настоящему времени, как правило, утратили свое закономерное положение в пойменных массивах относительно русла. Довольно часто встречаются сочетания их ареалов, образующих сложную гетерогенную пойму. В исследованиях нами учитывалась геоморфологическая классификация пойм Р. С. Чалова, А. В. Чернова [13].

Наиболее информативными для изучения истории природы и человека являются участки поймы с серией голоценовых почв. Они отличаются неравномерностью развития: накопление аллювия периодически прерывается и территория существует вне пойменного режима длительное время. Пойма начинает развиваться по типу надпойменной террасы. Наступившая стабилизация пойменных процессов сопровождается процессами формирования хорошо развитых почв, часто зонального типа. Прослеживание стратиграфически выдержанных уровней погребенных почв на значительном протяжении в долинах рр. Москвы, Средней Оки и Дона позволяет предполагать крупные региональные перерывы в формировании пойменной геосистемы в связи с климатическими колебаниями в голоцене [11, 12, 14]. Положение погребенных почв, с которыми часто связана жизнедеятельность человека в прошлом (культурные слои), обусловленная периодами геоэкологически благоприятных условий, по всей толще поймы, начиная от современного уреза реки и выше, свидетельствуют о направленном повышении уровня реки и заполнении русла и дна долины аллювием. Для Средней Оки и Верхнего Дона этот процесс был неравномерным и проявлялся не только в чередовании почв и аллювия, но и

в изменениях скорости их формирования. Возможно, что в некоторых случаях формированию почв могли способствовать и тектонические движения. Кроме того, в последние столетия существенная роль в формировании аллювия пойм принадлежит антропогенному фактору.

Указанные природные и антропогенные факторы определяют чередование этапов, характеризующихся разным пойменным режимом и разными скоростями аллювообразования. Со сменой этих этапов соответственно связано и чередование в разрезах почв и аллювия [10, 12].

В основе комплексной методики определения скоростей осадконакопления и формирования почв в пойме лежит фаціальний анализ аллювия пойм равнинных рек по Е. В. Шанцеру [3]. Эта методика была разработана и применена в процессе археолого-географических исследований поймы Средней Оки. Определялись скорости формирования аллювия в целом по основным зонам его накопления за вторую половину голоцена (участок долины п.п. Белоомут-Шилово [10, 15]). Последующие работы в пойме Москвы-реки (район Братеево, Тушино), р.р. Верхнего Дона и Непрядвы (район Куликова поля) позволили ее усовершенствовать и получить данные о скорости формирования почв и аллювия [12, 14]. Метод включает радиоуглеродное и археологическое датирования погребенных почв и вмещающих аллювиальных отложений. Важным при этом является то, что степень развития погребенной почвы показывает длительность перерыва в накоплении аллювия, а наличие признаков почвообразования в аллювии свидетельствует о той или иной скорости седиментации.

Проведенные исследования показали неравномерный характер накопления аллювия поймы за последние 6000 лет, как в целом, так и для каждой фации и внутри нее. Так, на пойме Средней Оки для слоистого аллювия фации приречной зоны скорости составляли от 6,0 до 60 см/век к нашему времени, для внутренней зоны с суглинистым аллювием и с серией погребенных почв – от 2–6 до 48 см/век с пиками около 4000 л. н. и в наше время; для переходной зоны – от 3 до 22 см/век с пиком в последние 300 лет, для внутренних водоемов – от 5 до 20 см/век с пиками 3400–3700 и 4500–5750 лет назад. При этом наблюдается общая, для всех рассмотренных зон, тенденция возрастания скоростей накопления аллювия на рубеже I–II тыс. н. э., и, особенно резко, в последние 5–6 столетий.

Периоды интенсивного накопления аллювия в поймах равнинных рек, во время которых происходило погребение почв, имеют максимумы 10,5; 8; 6,5; 4,5; 2,5; 0,5 тыс. лет назад. Они совпадают с периодами похолодания климата.

Первая детальная хронологическая схема поймы получена по опорному разрезу Клименты и ряда других на Средней Оке. Она включает 4 основные почвы (I–IV) и соответствующие им 4 периода почвообразования [11]: п1 (почва 1) – 0(100)–300 л. н.; п2 – 800–2300 (может быть названа Климентовской); п3 – 2700–4000; п4 – 4500–6000 лет назад. Сходные периоды педогенеза в поймах, балках, других аккумулятивных ландшафтах, охватывающие весь голоцен (п1–п6), выявлены в бассейне р. Сейм и других реках Русской равнины [16]. В пойме Москвы-реки обнаружена еще более древняя почва п7 (аллередская, 11780±290 л. н., ИГАН-2319 и 11260±300 л. н., Ki-10526).

Скорость накопления аллювия определяет условия формирования почв в пойме и их тип: наряду с зональными почвами, развивающимися на участках без привноса аллювия, имеются кумулятивные почвы, образующиеся при относительно медленном его поступлении, и слои без признаков почвообразования, при высокой скорости поступления осадка. Так, по данным изучения погребенных почв в пойме Москвы-реки, при скоростях более 25 см/век почвообразование не успевает проработывать аллювий; при 10–25 см/век формируется аллювий с признаками почвообразования; при 3–10 см/век – кумулятивные дерновые слоистые почвы; а при скоростях 1–3 см/век – хорошо развитые дерновые и луговые почвы. Характерная скорость седиментации, необходимая для формирования в пойме хорошо развитых дерново-подзолистых, серых лесных и черноземных почв, не более 1 см в столетие. Также для этого необходима остановка, либо крайне медленная седиментация на протяжении не менее 500–1000 лет. Такие почвы, как правило, по степени развития приближаются к зональным. Тем самым они свидетельствуют о существовании длительных этапов, во время которых паводковый режим практически отсутствовал, и пойма развивалась по типу надпойменной террасы. Последние 1000 лет характеризовались наиболее интенсивным развитием процессов седиментации.

Результаты комплексных исследований показывают, что в пойме *длительность периодов почвообразования оказывается значительно большей, по сравнению с периодами накопления аллювия.*

Основываясь на результатах наших исследований поймы, в первую очередь Средней Оки и Москвы-реки, а также привлекая литературные данные, эволюцию пойменного педогенеза и основные этапы развития пойм равнинных рек можно представить в следующем виде.

Этап врезания рек и формирования мегаизлучин *позднеледникового времени* характеризовался максимально высоким стоком, вероятно в иных условиях климата [17, 18]. Наиболее древняя почва в пойме п7, аллередская, 12000–11000 л. н. (Москва-река, Тушино), имеет признаки мерзлотных деформаций, вероятно времени позднего дриаса. В раннем голоцене в условиях пониженной увлажненности климата в пойме формируются черноземовидные почвы (п6, Братеево). Резкое похолодание и, вероятно, увлажнение климата в конце раннего голоцена около 8000 л. н. вызвало погребение данных почв [16].

В *атлантический период* формируются почвы **п5** и **п4**, в пойме Средней Оки они обычно представлены черноземными или лугово-черноземными, в пойме Москвы-реки, и притоков – луговыми, лугово-черноземными и первыми дерново-подзолистыми. Увлажненность климата понижена, излучины небольшие, пойма заполняется аллювием. В период похолодания около 6 500 л. н. местами, особенно в южных районах, происходит накопление аллювия, разделяющего эти почвы, но в большинстве случаев имеется единая **п4–5**. Седиментация и погребения этой почвы имели место в период похолодания на переходе от атлантического к суббореальному периоду 4 800–4 200 л. н.

В *суббореальный период* 4 200–2 700 л. н. формируется **п3**. Увлажненность климата понижена. В пойме Оки она является лугово-черноземной, в пойме Москвы-реки – дерновой, иногда с признаками оподзоливания. На переходе к субатлантическому периоду местами отмечается активизация флювиальных процессов и погребение почв, но в бассейне р. Москвы их следы не прослеживаются.

В *субатлантический период* 2 300–900 л. н. формируется широко распространенная **п2** (Климентовская), преимущественно лесного генезиса. В бассейне Москвы-реки она объединена с **п3**. В это время пойма на значительных участках превратилась в надпойменную террасу. Однако, в *последние 1 000 лет* под воздействием деятельности человека и климата (малый ледниковый период) аллювообразование вновь активизировалось и возобновился пойменный педогенез [14].

Интерес представляют древние участки поймы (третий ее тип), на которых в течение всего голоцена почвы формировались практически без привноса аллювия (рр. Москва, Верхний Дон). Распространенные здесь полноголоценовые дерново-подзолистые, серые лесные почвы и черноземы, а также дерново-подзолистые почвы с сильной текстурной дифференциацией профиля и со вторым гумусовым горизонтом, сходны с таковыми междуречных пространств. Только в последние столетия почвы древних участков поймы местами были перекрыты аллювием антропогенного происхождения. Так, в пойме р. Москвы в районе Звенигородской биостанции сильнодифференцированная дерново-подзолистая почва с реликтовым среднеголоценовым гумусовым горизонтом сначала формировалась под луговой и лугово-степной растительностью (этапы **п6–4**, стадия луговой или лугово-черноземной почвы), затем под лесом (**п3–2**, стадия формирования серой лесной почвы). Длительно формировавшаяся погребенная почва с хорошо развитым профилем чернозема обнаружена в верховье Дона, в разрезе поймы (стрелка р.р. Дона и Непрядвы), на участке с многослойным поселением Монастырщина II (ранний неолит, бронза и древняя Русь). Она начала формироваться в старичном понижении со второй половины голоцена, а на высокой пойме – на рубеже плейстоцена и голоцена. Почвенный процесс практически не прерывался аллювообразованием. Но погребение этой почвы, несмотря на ее расположение на разных геоморфологических уровнях, произошло практически в одно время – в XVII–XVIII вв. [19].

Проведенный анализ интенсивности сопряженных процессов осадконакопления и почвообразования в пойме равнинных рек позволяет получать достоверные реконструкции истории формирования поймы и наиболее детальные для типа поймы *прерывисто-динамического* развития на протяжении всего голоцена с сериями хорошо развитых почв.

Литература

1. Маккавеев Н. И. Некоторые основные проблемы учения о русловых процессах // Эрозия почв и русловые процессы. Тр. Науч.-исслед. лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И.Маккавеева. Вып. 17. М.: Геогр. факультет МГУ. 2010. С. 9–12.
2. Чернов А. В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии», М.: ООО «Крона», 2009. 684 с.
3. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол., 1951. Вып. 135. 274 с.
4. Асеев А. А. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд. АН СССР, 1959. 201 с.
5. Добровольский Г. В. Пути эволюции пойменных почв в лесной и лесостепной зонах Русской равнины // Док. Сов. Почвоведов на VII Межд. конгр. В США. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 349–358.
6. Воропай Л. И., Куница Н. А. Изучение погребенных почв пойм как метод выявления закономерностей развития ландшафтов // Материалы региональн. конф. «Антропогенные ландшафты центральной черноземной области и прилегающих территорий». Изд. Воронеж. ун-та. 1972. С. 51–53.
7. Панин И. В., Сидорчук А. Ю., Чернов А. В. Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Водные ресурсы. 1992. №4. С. 93–97.
8. Mandel R. D. Soils and Holocene Landscapes Evolution in Central and Southwestern Kansas: Implications for Archaeological Research, Soils in archaeology: landscape evolution and human occupation (edited by V.T. Holiday), Washington-London, Smithsonian institution press, P. 41–100.
9. Голосов В. Н. Исследования аккумуляции наносов на речных поймах: методические возможности и перспективы // Геоморфология 2009. №4. С. 39–45.

10. Гласко М. П., Фоломеев Б. А. Методика определения скоростей накопления пойменного аллювия равнинных рек по археолого-геоморфологическим данным (На примере долины Средней Оки) // Геоморфология № 3, 1981. С. 26–36.
11. Александровский А. Л., Гласко М. П., Фоломеев Б. А. Археолого-географические исследования погребенных пойменных почв как геохронологических уровней второй половины голоцена (на примере Средней Оки) // Бюлл. Комисс. по изуч. Четвертичн. периода. № 56, 1987. С. 123–128.
12. Александровский А. Л. Этапы и скорости развития почв в поймах рек Русской равнины // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1285–1295.
13. Чалов Р. С., Чернов А. В. Геоморфологическая классификация пойм равнинных рек // Геоморфология, 1985. № 3. С. 3–11.
14. Гоняный М. И., Александровский А. Л., Гласко М. П. Северная лесостепь бассейна Верхнего Дона времени Куликовской битвы. М.: ООО «Унопринт», 2007. 208 с.
15. Гласко М. П. Анализ факторов, определяющих интенсивность накопления аллювия поймы Средней Оки в позднем и среднем голоцене // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1983, № 5. С. 66–75.
16. Сычева С. А., Гласко М. П. Ритмичность осадконакопления и почвообразования на Среднерусской возвышенности в голоцене. // Изв. РГО. 2003. Т. 135. Вып. 1. 2003. С. 45–57.
17. Панин А. В., Сидорчук А. Ю., Баслеров С. В., Борисова О. К., Ковалюх Н. Н., Шеремецкая Е. Д. Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. 2001. № 2. С. 19–34.
18. Sycheva S. A. Long-term Holocene fluctuations of rivers in Russian plain according to paleosol and archaeological data // Moscow: Proceedings of the Fourth International Meeting on Global Continental Palaeohydrology GLOCOPH 2000. Moscow. Institute of Geography RAS. P. 62–64
19. Хотинский Н. А., Фоломеев Б. А., Александровский А. Л., Гуман М. А. Куликово поле: природа и история последних 6 тыс. лет // Природа, № 12, 1985. С. 30–38.

**РОЛЬ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ
«АСТРОБЛЕМОВИДНЫХ» ОЗЕР МЕЩЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

В. В. Бронгулеев, В. А. Караваев, А. Н. Маккавеев
Институт географии РАН, Москва, geomorph@rinet.ru

**IMPACT OF CRYOGENIC PROCESSES ON FORMATION
OF RIMMED DEPRESSIONS IN THE MESCHERA LOWLAND**

V.Vad. Bronguleyev, V.A. Karavayev, A.N. Makkaveyev
Institute of Geography of RAS, Moscow, geomorph@rinet.ru

Изучение так называемых астроблемовидных озер Московского региона, проводимое в последние годы в Институте географии РАН, показало, что, несмотря на внешнее сходство, под этим названием объединены озера нескольких генетических типов [1, 2]. По крайней мере, некоторые из этих озер сформировались в своем современном виде под действием мерзлотных процессов в ледниковый период.

Один из возможных механизмов образования астроблемовидных котловин — деградация крупных гидролакколитов (пинго или булгунняхов), формировавшихся в холодных перигляциальных условиях преимущественно на дне водоемов при их промерзании. Гидролакколиты широко распространены в современной зоне вечной мерзлоты на арктическом побережье Канады и Аляски [3] и равнинах Севера Азии [4]. Крупные гидролакколиты достигают нескольких сотен метров в диаметре и нескольких десятков метров высоты. Мощность грунтового слоя, перекрывающего ледяное ядро, может превышать 10 м, а крутизна склонов 30° и более.

Деградация гидролакколита, происходящая и в холодных условиях, но неизбежная при потеплении климата, постепенно приводит к образованию остаточной формы — кольцевидного вала, окружающего округлую депрессию. В условиях вечной мерзлоты под валом может долгое время сохраняться кольцевая линза льда [5], но даже после полного ее таяния вал сохраняется, поскольку во время существования гидролакколита, за счет солифлюкции, оползания и смыва рыхлого покрова у его подножия образуется некоторый избыток рыхлого материала. Кольцевые формы, которые интерпретируются как разрушенные гидролакколиты или частично размывые остатки таковых, описаны в различных районах Европы и Северной Америке, находившихся в тот или иной отрезок четвертичного времени в перигляциальных условиях с широким развитием многолетней мерзлоты [6–10 и др.]. Наиболее характерной чертой таких форм, которая и заставляет объяснять их происхождение подобным образом, является сочетание изометричной депрессии, нередко занятой озером, и окружающего ее пологого вала. Большинство этих форм имеет небольшие размеры: диаметр до 50 м, высота валов до 1,5 м [11, 12], но упоминаются и более крупные — до нескольких сотен метров в диаметре с валами до 7 м высотой [13–15].

К настоящему времени на территории Московского региона обнаружено 36 астроблемовидных котловин, большинство из которых занято озерами [1]. Более $\frac{3}{4}$ из этих котловин находятся в Мещерской низменности, в пределах низких флювиогляциальных, аллювиальных и озерных равнин на абсолютных высотах в интервале 110–140 м по составу поверхностных пород достаточно благоприятных для формирования гидролакколитов в условиях холодного климата и многолетней мерзлоты. Эти своеобразные и малоизученные формы рельефа встречаются, главным образом, группами, и, вероятно, только в местах, где условия были наиболее благоприятны для их образования.

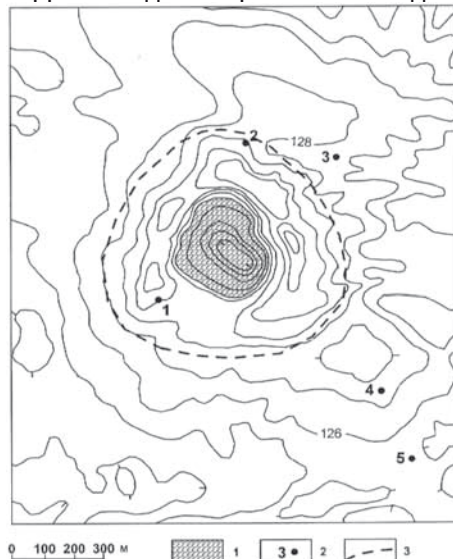
В эпоху среднеплейстоценового московского оледенения эта территория была занята периферией ледникового покрова или являлась перигляциальной зоной [16]. Особенно суровые условия господствовали здесь в валдайскую эпоху. Исследованиями А. А. Величко установлено, что особо резкие низкотемпературные условия, сопровождавшиеся значительным уменьшением снежного покрова, были присущи поздневалдайской криогенной фазе, а чрезвычайно быстрая деградация многолетней мерзлоты в Европе происходила на переходе от плейстоцена к голоцену [17, 18 и др.].

В ходе работ по изучению астроблемовидных котловин установлено, что они сильно различаются по строению окружающих их валов. Одно из подтверждений существования на исследуемой территории остатков древних гидролакколитов получено нами при изучении разрезов шурфов на валу оз. Красное. Предположение о том, что в формировании котловины оз. Красное и вала, окружающего ее могли участвовать криогенные процессы, и они являются следами разрушенного гидролакколита (пинго) было высказано М. П. Жидковым и его соавторами в работе, опубликованной в 2009 году [19]. Это предположение было основано на данных о морфометрии котловины озера и ее положении в древней перигляциальной зоне, какой была Мещерская низменность в эпохи московского и валдайского оледенений. Здесь была обнаружена реликтовая криогенная морфоструктура (бугристо-западинный микрорельеф и термокарстовые озеровидные ванны) [20, 21]. Наши исследования отложений, слагающих окружающий озеро вал, позволили подтвердить это предположение и уточнить детали его образования.

Бессточное озеро Красное, расположено в Раменском районе Московской области. Котловина озера глубиной около 9 м, имеет простую коническую форму (рис. 1). Диаметр водного зеркала порядка 300 м.

Озеро находится в долине р. Москвы на останце 3-й надпойменной террасы [22], сложенной песками и супесями аллювиально-флювиогляциальных отложений (QII a, f II ms). Абсолютная высота этого останца 126–128 м. Высота окружающей его поверхности II надпойменной террасы от 118 до 126 м. Диаметр останца 1,5–2 км. Отметка уровня озера 126 м. По-видимому, озеро, имеющее водосбор лишь немного превышающий площадь водного зеркала, питают водоносные горизонты аллювиальных и флювиогляциальных песков, располагающихся в Раменском районе в среднем на глубинах 5–20 м.

Судя по геологической карте Раменского района [23], в пределах рассматриваемого участка террасы под четвертичными осадками располагается линза отложений мелового возраста (пески и



1 – акватория озера. 2 – шурф и его номер. 3 – предполагаемая внешняя граница вала.

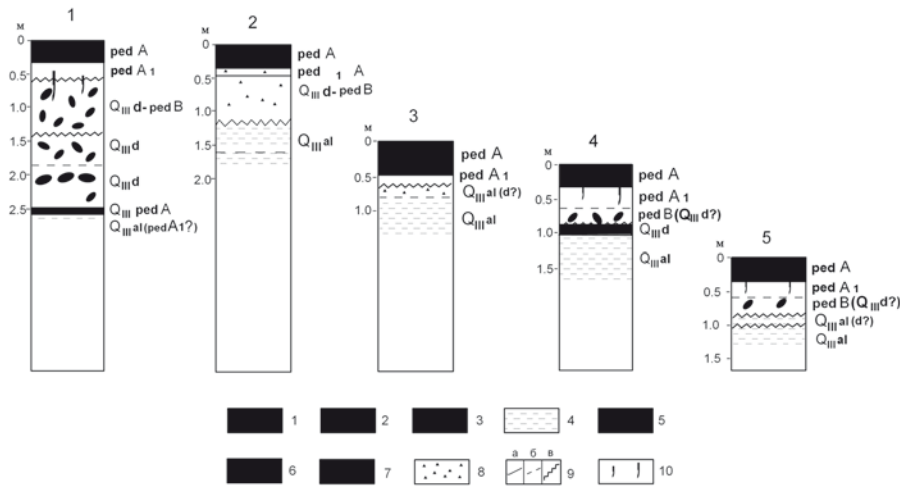
Изогипсы суши проведены через 1 м, изобаты – через 2 м.

Рис. 1. Топографическая схема астроблемовидной котловины оз. Красное

алевриты берриасского и готеривского ярусов). Под меловыми отложениями залегают пески, песчаники и глины юры, подстилаемые известняками карбона. Кровля юры в районе озера находится на глубине 12–15 м, т. е. она залегает лишь на несколько м глубже дна озера. Глубина поверхности карбона составляет от 33 до 60 м.

Окружающий котловину пологий вал на севере и востоке достигает высоты 5 м над уровнем озера, а в юго-западной своей части снижается до 2 м и менее. Наиболее высокую часть вала (на севере и востоке) занимает д. Белозериха, что сильно суживает возможности проведения исследований.

На валу и прилегающих к нему территориях были изучены отложения, вскрытые нами в 5-х шурфах (рис. 2). Шурфы копались на максимально возможную глубину – пока их не начинали заливать грунтовые воды. Отложения вала лучше всего представлены в двух шурфах (1 и 2 на рис. 2). Другие шурфы помогли уточнить границы этих отложений. Отложения вала вскрыты под песчаными пахотным и подзолистым горизонтами и представлены своеобразной «бесструктурной» толщей с «комковатой», брекчиевидной, структурой (рис. 3) Толщу слагают желтые и белесые тонкие- и мелкозернистые пески, хаотично перемежающиеся с бурыми глинистыми песками. В верхней ее части присутствуют пятна ожелезнения – следы иллювиальных процессов. Местами в толще прослеживается «фрагментарная» и слабо выраженная субгоризонтальная слоистость, в нижней ее части появляются пятна и невыдержанные по простиранию про-



1 – гумусовый горизонт; 2 – погребенная почва; 3 – пески; 4 – слоистые пески; 5 – пески глинистые; 6 – супеси и суглинки; 7 – глины; 8 – гравий; 9 – контакты: а – четкие, б – нечеткие, в – неровные; 10 – следы корней
 Рис. 2. Разрезы вала и прилегающих территорий

слои супесей, сизых суглинков и глин. Эта слоистость лучше заметна в нижних частях «бесструктурной» толщи, так как в верхних она «затушевана» почвенными процессами (горизонт В). Наибольшая мощность отложений вала, вскрытая шурфами, включая сюда и почвенные горизонты, которые являются тоже отложениями вала, преобразованными почвенными процессами, достигает 2,50 м. Не исключено, что в других местах, где вал выше и особенно в районе деревни Белозериха, она несколько больше. Спорово-пыльцевой анализ образцов, взятых из «бесструктурной» толщи¹, показал, что в них присутствует большое количество дочетвертичных спор. Помимо этого обнаружены редкие пыльцевые зерна сосны и обрывки органических тканей. Подобный состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует, что эти слои сформировались, скорее всего, в результате переотложения коренных, видимо, меловых и юрских пород. Дочетвертичные споры – свидетельство того, что «корни» гидролакколита находились ниже подошвы четвертичных отложений, и в состав его минеральной покрывки входили меловые и, возможно юрские породы, залегающие здесь неглубоко (см. выше). Но основание гидролакколита было выше пород карбона, поскольку никаких следов карбонатных пород в отложениях вала не встречено, да и залегают карбон здесь на глубине несколько десятков м [23].

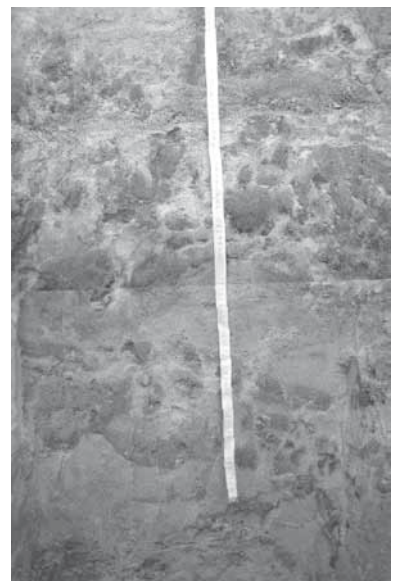


Рис. 3. Фрагмент разреза отложений вала оз. Красное в шурфе №1 (на рис. 1 соответствует интервалу глубин 75-175 см)

Ниже описанной «бесструктурной» толщи во всех разрезах залегают пески явно водного происхождения – сортированные, с тонкой горизонтальной слоистостью.

В научной литературе неоднократно описаны характеристики солифлюкционных или делювиальных отложений, отличающихся слабой сортировкой и включениями неокатанных и слабоокатанных обломков [24]. Именно на такие отложения очень похожи отложения вала, вскрытые шурфами. Солифлюкционные процессы происходят сезонно и, поэтому в солифлюкционных отложениях «...смутно намечаются прослои и линзы более или менее однородного материала. Располагаются они беспорядочно» [25]. Поскольку озеро Красное и окружающий его вал расположены на субгоризонтальной поверхности террасы, то единственными склонами, с которых могло происходить сползание и смывание рыхлого материала, могли быть склоны крупного гидролакколита, существовавшего здесь в условиях холодного климата. Мерзлый подстилающий слой играл роль водоупора, обуславливающего сильное увлажнение сползающих масс и их значительную подвижность [25]. Подобные процессы, происходящие на современных гидролакколитах описаны, например, в работах [26, 27]. Очевидно, что формирование гидролакколитов могло произойти только после (или в завершающие этапы) образования третьей надпойменной террасы р. Москвы. Скорее всего, это происходило в одну из наиболее холодных стадий валдайского оледенения.

Возможная асимметрия распространения слагающих вал отложений может быть объяснена тем, тем, что южные склоны гидролакколита в теплое время года прогревались сильнее. Склоны южной экспозиции должны были прогреваться в большей степени, и в условиях достаточного увлажнения снос с них материала в виде небольших грязевых потоков был интенсивней, чем снос с противополож-

1 Авторы благодарят Е. Ю. Новенко за спорово-пыльцевой анализ образцов.

ных, северных. Южные склоны быстрее понижались, и гидролакколит приобретал форму усеченного конуса со смещенной к северу вершиной. Оставшиеся в тени северные склоны были более крутыми, и с них материал в большей мере сползал и обрушался, чем разносился грязевыми потоками. Этим обстоятельством (наряду с возможной большей высотой исходной поверхности останца террасы в восточной части) можно объяснить большую высоту вала с северной и восточной сторон озера.

Озеро Красное и его вал, как, возможно, и некоторые другие астроблемовидные озерные котловины Московского региона, являются самыми крупными палеокриогенными формами рельефа этой территории – остатками крупных гидролакколитов, существовавших в перигляциальной зоне валдайского или московского оледенений. Тем более, что в центральных областях Европейской части России хорошо известны следы других реликтовых форм мерзлотного микрорельефа, образовавшихся в обширной области многолетней мерзлоты в конце плейстоцена (полигональных, западных и т. п.) [20, 21].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-01098)

Литература

1. Бронгулеев В. В., Маккавеев А. Н., Макаренко А. Г. Каталог астроблемовидных котловин Московского региона и некоторые результаты его анализа // Геоморфология. 2012. № 3. С. 32–43.
2. Маккавеев А. Н. Механизм образования некоторых астроблемовидных озер на примере озера Светлое (Московская область) // Геоморфология. 2011. № 3. С. 61–73.
3. Mackay J. R. Contemporary pingos: a discussion // *Biul. Perigl.* 1978. 27. P. 133–154.
4. Grosse G., Jones B. M. Spatial distribution of pingos in northern Asia // *The Cryosphere*. 2011. №3. P.13-33.
5. Mackay J. R. Pingo collapse and Paleoclimatic reconstruction // *Can. Journ. Earth Sci.* 1988. V. 25. P.495-511.
6. E. Watson. Remains of pingos in Wales and the Isle of Man // *Geological Journal*. 2009. V. 7. Iss. 2. P.381-392.
7. Maarleveld G. C. Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands // *Biull. Perigl.* 1976. V. 26. P. 57–78.
8. Lagerbäck R., Rodhe L. Pingos in northernmost Sweden // *Sweden Geogr. Ann.* 67 A (3–4). 1985. P. 239–245.
9. Svensson H. Traces of pingo-like frost mounds // *Lund Studies in Geography. Ser. A. Phys. Geogr.* 1964. № 30. P. 94–106.
10. Ross N., Harris Ch., Brabham P., Campbell S. Uncovering the secrets of Wales' tundra past // *Earth heritage*. 2004–2005. Iss. 23. P. 10–11.
11. Maarleveld G. C. Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands // *Biul. Perigl.* 1976. V. 26. P. 57–78.
12. Repolevska-Pekalova J. Development of relief affected by contemporary geomorphological processes in NW part of Wedel Jartsberg land (Bellsund, Spitsbergen-Svalbard) // *Biul. Perigl.* 1996. V. 35. P. 153–181.
13. Watson E., Watson S. Remains of pingos in the Cletwr Basin, Southwest Wales // *Geografiska Annaler*. 1974. 56A. P.213–225.
14. Bayé M. Les Lagunes du plateau Landais // *Biul. Perigl.* 1958. V. 6. P. 195–225.
15. Gorokhovitch Y., Rinternknecht V., Rogers J. Post-younger Drias deglaciation of the Greenland western margin as revealed by special analysis of lakes // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2009. V.34. P.801–809.
16. Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П., Порожнякова О. М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
17. Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
18. Величко А. А., Бердников В. В. Формы и фазы древнего криогенеза//Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкции и модели. Опытный макет атласа-монографии М.: Изд-во ВИНТИ, 1973. С. 145–161.
19. Жидков М. П., Бронгулеев В. Вад., Макаренко А. Г. Котловины озер Красное и Данилище в Московской области: криогенные реликтовые формы или метеоритные кратеры? // *Геоморфология*. 2009. №1. С. 26–34.
20. Величко А. А. Криогенный рельеф позднплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы//Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 96–112.
21. Бердников В. В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976.
22. Карта четвертичных отложений Раменского района м-ба 1:200000. Экологический Атлас Раменского района. Раменское 2005.
23. Геологическая карта-схема дочетвертичных отложений, м-ба 1:200000. Экологический Атлас Раменского района. Раменское 2005.
24. Антонов С. И., Болысов С. И., Мысливец В. И. Криогенные реликты в рельефе и рыхлых отложениях бассейна средней Протвы // *Геоморфология*. 1992. №1. С. 41–49.
25. Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ. 1971. 229 с.
26. Mackay J. Ross. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk peninsular area, Western Arctic Coast, Canada: a long-term field study // *Geographie physique et Quaternaire*, 1998. V. 52, №3. P. 1–53
27. Walker D. A., Walker M. D., Everett K. R., Webber P. J. Pingos of the Prudhoe Bay Region, Alaska // *Arctic and alpine research*. 1985. V. 17. № 3. P. 321–336.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЧЕБОКСАРСКОГО УЧАСТКА
ДОЛИНЫ Р. ВОЛГА В СРЕДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

А. Е. Гуменюк, И. В. Никонорова, А. Н. Павлов, Н. Ф. Петров
Чувашский государственный университет им. И.Н. Ульянова, Россия, г. Чебоксары
petrovnf@gmail.com, niko-inna@yandex.ru

**PALEOGEOGRAPHIC FEATURES THE DEVELOPMENT OF CHEBOKSARY SITE
THE VOLGA RIVER VALLEY IN THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE**

A. E. Gumenyuk, I. V. Nikonorova, A. N. Pavlov, N. F. Petrov
Chuvash state university, Russia, Cheboksary, petrovnf@gmail.com, niko-inna@yandex.ru

Введение (актуальность). По имеющимся публикациям [3,4], правый берег данного участка долины Волги находился в предмикулинское время в 2–3 и более км севернее современного берега. Открытие отложений днепровской террасы с валунами докембрийских пород Балто-Скандии в правобережье Волги скорее указывает на то, что среднеплейстоценовый берег находился в том же месте, что и голоценовый.

Фактический материал. В правобережье Чебоксарского водохранилища в 20 км выше г. Чебоксары в пределах Географической станции Чувашского госуниверситета им. И. Н. Ульянова «Буревестник» начиная с 1996 г. студенты изучают клиф высотой до 10 м – почти непрерывные обнажения аллювиальных, лимногляциальных, солифлюкционных и других образований с базальным аллювиально-коллювиальным слоем грубообломочных пород в основании (отметки в БС 65 м и выше). Они залегают с угловым несогласием и с размывом на различных слоях северо-двинского горизонта верхней перми. К этой толще приурочены экзотические отдельные глыбы и валуны кристаллических пород, характерных для Балтийского щита, размерами чаще до 0,8, реже более 1,0 м в поперечнике, представленные гранитами, гранитогнейсами, габбро, пироксенитами, кварцитами (рис. 1, рис. 5) в том числе розовыми шокшинского типа.

На участке берега длиной около 200 м обнаружено более 15 валунов и глыб, из них два (в 1996 и 2000 году) – были обнаружены в коренном залегании. Теперь же все они выпали на бичевник в результате активных абразионных процессов Чебоксарского водохранилища и связанных с ними обвальными осыпными и локальными оползневых явлений. Клиф начал формироваться после заполнения водохранилища в 1981 г. на месте задернованного лесом давнеоползневой косогора обычно с двумя оползневыми террасами с отметками на 15–20 и 30–35 м ниже края прилегающего к склону плато. Судя по аэрофотоснимкам долины Волги, до 1980 г. данный участок реки в голоцене был защищен от боковой эрозии пойменной террасой с отметками поверхности 57–61 м, а давнеоползневой косогор выше поймы был занят лесом до самого края плато с отметками 120–130 м и более.

Клиф на участке с валуном гранита представлен (снизу вверх) следующими толщами:

1. Выше уреза воды с отметкой 63 м – породы верхнего отдела пермской системы (коренной основы) P2t – пески полимиктовые мелкозернистые зеленовато-серые мощностью до 1,0 м, подстилаемые разноцветными мергелями, красно-бурыми глинами. Слагают основание склона и бичевник. Видимая мощность 2,0 и более метров (рис. 2).



Рис. 1. Озерно-ледниковые образования с валунами пород Балто-Скандии залегают на полимиктовых песках татарского яруса пермской системы (1996 г.). Отметка цоколя 65 м. Нижняя часть разреза четвертичных отложений (слои 2–4) и пермских пород (слой 1)

2–4. Четвертичная терраса – озерно-ледниковые образования из двух пачек алеврито-глинистых пород с ленточно-слоистой текстурой (пачки 2 и 4), разделенных конгло-брекчией пермских пород (пачка 3 мощностью 0,14 м). Общая мощность 1,65 м, в том числе нижняя пачка 2 (0,85 м) из трех слоев и верхняя – 3 (0,66 м) также из трех слоев. Валун гранита лежит на ленточных глинах 2-го слоя нижней пачки (рис. 1). Слои в пачках также отделены друг от друга прослоями конгло-брекчий мощностью 2–3 см. В толще незакономерно разбросаны угловатые обломки пермских пород, которые скатывались в водоем сверху, с коренного склона Волги.

5. Субаэральная толща – суглинки лесовые палево-желтые со столбчатой отдельностью с 1–2 горизонтами темно-серых и буроватых погребенных почв (почвенно-растительный слой – ПРС). Мощность до 1,1 м.

6. Солифлюкционные образования — суглинки с линзовидными включениями перемятых яркоокрашенных мергелистых глин татарского яруса. Мощность линз 15–20 см. Последние спустились солифлюкционным путем в субэзральных условиях с верхних частей склонов. Мощность до 1,5 м.

7. Суглинки лессовидные, желтовато-серые с ПРС вверху. Мощность до 0,7 м.

8. Суглинки солифлюкционные с включением перемятых пермских пород. Доля последних возрастает в разрезе к подошве слоя. Мощность 1,3 м.

9. Суглинки лессовидные с ПРС вверху. Они перекрыты сверху языком современного оползня. Мощность 0,65 м.

10. Язык висячего оползня — перемятые элювиальные суглинки с корнями растений и с ПРС. Мощность 1,2 м. Здесь бровка клифа с отметкой 74–76 м.

Выше клифа по направлению к бровке плато следует занятый лесом давнеоползневой двухступенчатый склон на протяжении около 100 м (рис. 3).

В приведенном разрезе наибольший интерес вызывают возрасты аллювиально-озерноледниковых образований с валунами пород Балто-Скандии, лессовых суглинков с погребенными почвами (слои 5, 7, 9) и солифлюкционных образований с включениями перемятых пермских пород (слои 6, 8), слагающих вышерасположенные части склона.

Возраст террасы. По составу валунов, абсолютным отметкам цоколя террасы, палеогеографическим циклам в истории развития долины р. Волги, другим признакам, данная терраса не моложе московского ледниковья и скорее имеет днепровский возраст. Исходя из данных Г. И. Горецкого [2, с. 135], породы 2–4 пачек наиболее близки к аллювиальным образованиям днепровского возраста, вскрытым в карьере кирпичных глин у с. Ивановка на территории г. Новочебоксарск и залегающим здесь ниже подошвы 2-ой надпойменной террасы р. Цивиль, по петрографическому составу обломков айсберговой транспортировки и отметке цоколя (60–61 м). Наиболее близкое обнажение днепровской конечной морены (верхняя часть аллювия 4-ой террасы р. Волги) с аналогичным обломочным материалом описано в Марийском Заволжье у с. Починок против устья р. Суры [1, с. 645]. Считать «шомиковский» аллювий более молодым, калининско-осташковским, меньше оснований, так как конечные морены этих ледниковий находятся значительно северо-западнее рассматриваемого района. Более древнему (окскому) его возрасту противоречат и состав обломочного материала, и отметки цоколя террасы. Окский аллювий Пра-Волги (венедская свита Г. И. Горецкого) располагается ниже отм. 50 м, или ниже меженного уровня Волги. В составе обломков окской морены должен быть и уральский материал.

Прежние представления о возрасте правобережья Волги. До сих пор господствовало мнение о молодом, верхнеплейстоценово-голоценовом возрасте Чебоксарского



Рис. 2. Верхняя часть разреза четвертичных отложений (слои 5–8) с горизонтами погребенных почв



Рис. 3. Условия залегания тощи четвертичных отложений днепровской террасы на песках пермской системы (слой 1)



Рис. 4. Валун гранита, выпавший на бичевник в результате абразионно-обвальных процессов (2002 г.)

правобережья и оползни верхнего яруса сопоставлялись по возрасту со второй террасой, а оползни нижнего — с первой [3, с. 107]. По В. А. Кривошеевой, наиболее значительное (на 2–3 км, по Е. П. Емельяновой — до 5–7 км) смещение реки в сторону правого берега произошло в первой половине неоплейстоцена, в период формирования II надпойменной террасы Волги, когда полностью были уничтожены среднечетвертичные оползневые склоны. Такое мнение косвенно подтверждалось и тем, что в правобережье Волги от Васильсурска до Казани доголоценовые террасы не были известны.

Выводы, вытекающие из приведенных материалов, следующие.

1. При прогнозе устойчивости склонов речных долин, кроме расчетных методов, важную роль играют геологические методы, в том числе историко-геоморфологические, палеогеографические, инженерно-геологических аналогий и др. Точность прогнозов при этом во многом зависит от достоверности общегеологических представлений по истории геологического развития долины, осадочных формаций и пород.

2. Рассматриваемые водно-ледниковые отложения с валунами гранитогнейсов Карелии — серьезный аргумент в пользу среднечетвертичного возраста Чебоксарского правобережья Волги.

3. На данном участке Волга достигла своего современного положения в период днепровского оледенения, до микулинского межледниковья, что необходимо учитывать при определении возраста волжских склонов и прогнозе их устойчивости в строительных целях.

4. Терраса находится в стадии интенсивного абразионного разрушения (рисунки 4 и 5) и есть реальная опасность в её скором исчезновении.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.». Соглашение №14.В37.21.0606.

Литература

1. Геология СССР. Т. XI. Поволжье и Прикамье. Ч. I. М.: Недра, 1967. С. 624–670.
2. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. С. 124–140, 372–398.
3. Кривошеева Е. П. Формирование и устойчивость склонов Волги в районе Чебоксарской ГЭС // Материалы совещания по вопросам изучения оползней и методов борьбы с ними. Изд-во Киевск. ун-та, Киев, 1964. С. 106–108.
4. Петров Н. Ф. Новые данные о неоплейстоценовой истории развития правобережной долины р. Волги (Чебоксарский участок) / Проблемы географии, геологии и экологии Чувашской Республики: Сб. статей / Чуваш. ун-т. Чебоксары, 2001. С. 34–37.



Рис. 5. Валуны гранитов, гранитогнейсов, ультраосновных пород, выпавшие на бичевник в результате абразионных, обвальнo-осыпных процессов

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЛГО-АХТУБИНСКОЙ ПОЙМЫ И ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

В. Н. Коротаев, Г. И. Рычагов

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, gir242@rambler.ru

GEOMORPHOLOGY AND HISTORY OF FORMATION VOLGA-AKHTUBA FLOODPLANE AND VOLGA DELTA RIVER

V. N. Korotaev, G. I. Rychagov

Department of Geography, Moscow State University, gir242@rambler.ru

Многочисленные геологические данные (1–7) свидетельствуют о том, что в пределах современной Нижней Волги на протяжении последних 600–700 тыс. лет существовала крупная речная долина, которая, в связи с колебаниями уровня Каспийского моря, периодически превращалась в ингрессионный залив (лиман), вершина которого определялась величиной подъема уровня Каспийского моря.

Начало формирования современной долины Нижней Волги между Волгоградом и Астраханью относится к позднему неоплейстоцену, а точнее — к енотаевской регрессии Каспия. Сформировавшаяся долина в последующее время претерпела сложную историю, обусловленную чередованием лиманно-морского и речного режимов.

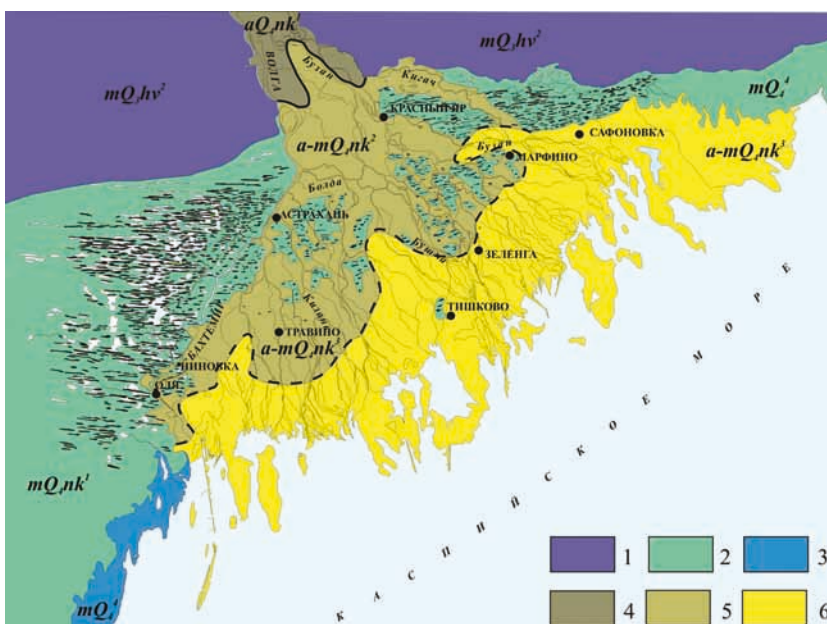
За последние 16 тыс. лет в пределах Волго-Ахтубинской долины наблюдалось не менее 5 морских (лиманных) стадий, соответствующих трансгрессивным фазам позднехвалынского (махачкалинская, кумская, сартасская) и новокаспийского (туралинская, уллучайская) времени. Все они чередовались с регрессивными стадиями, во время которых в долине устанавливался речной режим. В каждую последующую трансгрессивную стадию море проникало в ингрессионную долину на все меньшую длину. Поэтому участки речных пойм, сформировавшихся в предыдущие регрессивные стадии, частично сохранялись в последующие трансгрессивные стадии, постепенно наращивая дельту выполнения залива, которая затем превратилась в Волго-Ахтубинскую пойму [8–11].

Механизм поэтапного заполнения Астрахано-Волгоградского ингрессионного долинного залива, был следующим: в регрессивную фазу море, отступая за пределы залива, освобождало долину. В это время, в условиях речного режима, в долине развивалась сеть рукавов Волги и Ахтубы, накапливался аллювий и формировалась пойма. В период трансгрессивных фаз море, распространяясь вверх по долине Волги, образовывало ингрессионный залив. Пойменные отложения погребались под лиманно-морскими осадками или перемывались. В контактной зоне речных и морских вод происходило формирование дельт выполнения. Так как почти каждая последующая трансгрессивная фаза была ниже предыдущей, верхний участок ранее сформированной поймы сохранялся, хотя и видоизменялся русловыми процессами в трансгрессивную фазу. В последующие регрессивно-трансгрессивные стадии этот процесс повторялся, наращивая Волго-Ахтубинскую пойму все новыми и новыми участками.

В рельефе современной Волго-Ахтубинской поймы сохранились следы четырех трансгрессивно-регрессивных стадий поздней хвалыни и новокаспия, оставивших после себя 4 разновозрастных пойменно-дельтовых генераций, возраст которых последовательно уменьшается от верхней границы Волго-Ахтубинской долины вниз по течению от 16 до 1,5 тыс. лет. Эти генерации различаются по абсолютным высотам, характеру пойменного рельефа и современным ландшафтам. История формирования древних дельт выполнения Астрахано-Волгоградского залива закончилась около 1,5 тысячи лет назад, с момента завершения последней – уллучайской трансгрессивной стадии новокаспия, уровень которой не поднимался выше отметок –23 м БС.

С этого времени началась новая фаза в истории дельты Волги – образование разветвленной сети дельтовых водотоков и дельты выдвигания на отмелом устьевом взморье. В результате колебаний уровня Каспия дельта неоднократно меняла свои очертания и рисунок гидрографической сети. Однако два крупных палео-рукава, возникших в эпоху мангышлакской регрессии, сохранялись в рельефе до начала XX в. в виде заливов Синее Морцо (на месте пра-Бузана) и Зеленгинского залива (на месте пра-Бушмы и Белинского банка). После дербентской регрессии уровень Каспия не поднимался выше –25 м БС. Новейший этап развития дельты относится к историческому времени. Он характеризуется резким увеличением роли речных гидрологических процессов, формирующих русловый рельеф (русло, пойму, прирусловые валы), и преобладание аллювиально-дельтового типа осадконакопления, лишь в периферических частях дельты сохранившегося ильменно-култучный и авандельтовый характер.

Дельтовую равнину Волги можно подразделить по возрасту (рис.). Наиболее древняя её часть – старично-проточная дельтовая равнина – располагается в вершинной области дельты, ограниченной с востока и запада верхними течениями дельтовых рукавов Волга и Бузан. Её северная граница совпадает с береговой линией Каспия на отметках около –23 – –24 м БС и соответствует уллучайской стадии новокаспия, имевшей место 3 – 2,5 тыс. лет назад. Большую часть этой дельты выдвигания занимает



- 1 – позднехвалынская морская равнина, переработанная эоловыми процессами;
- 2 – новокаспийская морская равнина, осложненная реликтовым рельефом бэровских бугров;
- 3 – новокаспийская морская равнина, вышедшая из-под уровня моря после 1929 года;
- 4 – туралинская пойменно-дельтовая равнина (7 – 6 т. л. н.);
- 5 – уллучайская старично-проточная дельтовая равнина (3 – 2,5 т. л. н.);
- 6 – новейшая пойменно-островная и култучная дельтовая равнина (менее 500 лет)

Рис. Схема геоморфологического строения дельты Волги

полого-гривистая пойма с большим количеством старичных озер, русел отмирающих протоков и ериков на дельтовой поверхности с отметками -22 — -23 м БС. С этой равниной резко контрастирует строение более высокой поверхности новокаспийской пойменно-дельтовой равнины, осложненной отмершими поясами меандрирования и крупными прирусловыми гривами, сформированной около 6–5 тыс. лет назад в ингрессионном заливе Волго-Ахтубинского участка долины Волги в эпоху туралинской стадии новокаспийской трансгрессии. Это — переходная зона от Волго-Ахтубинской поймы к собственно дельте выдвигания. Здесь отсутствуют бэровские бугры. Абсолютная высота туралинской пойменной равнины колеблется от -20 до -22 м.

Характерной особенностью новейшей пойменно-островной дельтовой равнины, сформированной после дербентской регрессии и расположенной ниже условной линии Астрахань — Марфино, является чрезвычайно густая сеть речных рукавов и протоков, причем ветвление их возрастает к морскому краю дельты: если нижнюю часть дельты пересекают 223 водотока, то на морском крае дельты насчитывается до 900 устьев протоков. Большинство водотоков дельты Волги наследует древние эрозионные врезы, выработанные в хвалынских, а местами и в хазарских морских отложениях, которые впоследствии были заполнены волжским аллювием. В настоящее время гидрографическая сеть дельты Волги формируется в рыхлых послехвалынских аллювиальных и аллювиально-морских отложениях. В зоне распространения бэровских бугров дельтовые рукава подмывают их склоны. По данным непрерывного акустического профилирования мощность русловых накоплений в западной и восточной частях дельты Волги колеблется в среднем от 2 до 5 м, достигая 10–25 м на месте древних ложбин стока волжских вод в центральной части дельты. На участках пересечения дельтовыми водотоками так называемой «бугровой зоны» рыхлые отложения местами практически отсутствуют. Дно в таких местах сложено доголоценовыми глинами с наброской битой ракуши. Подобное литологическое строение русел современных дельтовых водотоков приводит к дефициту влекомых наносов и обуславливает региональные особенности русловых процессов.

Между дельтовыми рукавами располагаются обширные плоские острова, сложенные преимущественно современными аллювиальными песчано-глинистыми отложениями. Высота их над меженным уровнем закономерно снижается от 3–4 м в верхней части дельты до нескольких десятков сантиметров у её морского края. Наиболее общей чертой строения этих островов является приподнятость их краев (за счет прирусловых валов с относительной высотой 0,2–2,0 м) и более низкое гипсометрическое положение центральных участков. На поверхности островов можно наблюдать также многочисленные ложбины, сохранившиеся на месте отмерших протоков, старичные озера, округлые понижения, являющиеся следами обсохших или заросших култучных и ильменных озер, которые оказались включенными в пределы дельты в ходе выдвигания её внешнего края. Абсолютная высота этой части новейшей дельтовой равнины -24 — -26 м БС.

Нижняя (приморская) часть новейшей дельты, располагающаяся южнее условной линии Самосделка — Тузуклей — Зеленга — Мултаново — Сафоновка, имеет облик култучно-дельтовой аллювиальной равнины, сформированной из многочисленных молодых дельтовых конусов выноса. Характерной особенностью этой части новейшей дельты Волги является наличие густой сети водотоков веерной формы, незначительная высота поверхности дельты над меженным руслом (0,5–2 м), близкое залегание грунтовых вод и избыточная увлажненность поверхности. В половодье большая часть дельты в этой зоне затапливается, образуя мелководные водоемы — полои. Выносы дельтовых рукавов и протоков накапливаются вблизи их устьев, образуя на акватории авандельты выдвигающиеся в море косы и осередки устьевых баров. Искусственное углубление баровых бороздин и ограждение их с обеих сторон отвалами грунта, которые постепенно закрепляются растительностью, приводят к обособлению этих участков авандельты от окружающего водного пространства и превращению их в своеобразные продолжения дельтовых водотоков — банки, концентрирующих большую часть стока Волги на устьевом взморье. Водные пространства, разделяющие банки, превращаются в мелководные заливы — култуки, постепенно заиляющиеся и зарастающие водной растительностью.

Осваивая бывшие участки дна волжского взморья, дельтовые рукава в пределах приморской зоны дробятся на множество мелких водотоков, слепо заканчиваясь в култучных понижениях (Чулпан, Сухонский банк, Рычанская и другие). Здесь быстро происходит перестройка гидрографической сети: зарастают русла отмерших ериков, возникают новые водотоки путем прорыва береговых валов; густая, веерная сеть ериков вблизи морского края дельты вновь сливается в однорукавные протоки, продолжающиеся на взморье обвалованными руслами. Таким образом, наиболее характерным процессом в приморской зоне является формирование разветвленной сети мелких водотоков, рассредоточение стока магистральных рукавов по ерикам и протокам, массовая аккумуляция речных наносов и выдвигание морского края дельты. Абсолютные высоты култучной равнины колеблются от -26 до -27 м.

На современном этапе формирования дельты Волги в пределах её култучно-дельтовой части ведущим фактором является русловое переформирование поймы и дельтовых водотоков.

Литература

1. Геология района сооружений Волго-Дона / Под ред. В. Д. Галактионова. М.-Л.: Гос. энергетич. изд-во, 1960. 416 с.

2. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
3. Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 268 с.
4. Свиточ А. А., Бадюкова Е. Н. Погребенные долины Волги (Нижнее Поволжье) // Геоморфология. 2004. №2. С. 55–68.
5. Свиточ А. А., Янина Т. А. Строение и развитие дельты Волги // Геоморфология. 1994. №4. С. 11–24.
6. Лохин М. Ю., Маев Е. Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1990. №3. С. 34–39.
7. Николаев В. А. Геологическая история, рельеф и аллювиальные отложения Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги // Природа и сельское хозяйство Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги. М.: МГУ, 1962. С. 11–56.
8. Кортаев В. Н., Чернов А. В. Морфология и динамика Волго-Ахтубинской поймы // Геоморфология. 2000. №3. С. 61–69.
9. Кортаев В. Н., Чернов А. В. Формирование Волго-Ахтубинской поймы и палео-дельт р. Волги в позднем плейстоцене и голоцене // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. Вып. 13. С. 229–240.
10. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.
11. Рычагов Г. И., Кортаев В. Н., Чернов А. В. История формирования палео-дельт Нижней Волги // Геоморфология. 2010. №3. С. 73–81.

ЛИНЕЙНАЯ ЭРОЗИЯ В САРАТОВСКОМ ПРЕДВОЛЖЬЕ

*В. З. Макаров, А. Н. Чумаченко, В. А. Гусев, В. А. Данилов,
В. А. Затонский, М. Ю. Проказов, А. В. Фёдоров*
Саратовский государственный университет,
makarovvz@ramler.ru, geogr-nauka@yandex.ru, kohavi@yandex.ru

LINEAR EROSION IN THE SARATOV PREDVOLZHJA

*V.Z. Makarov, A.N. Chumachenko, V.A. Gusev, V.A. Danilov,
V.A. Zatonskiy, M.Yu. Prokazov, A.V. Fedorov*
Saratov State University,
makarovvz@ramler.ru, geogr-nauka@yandex.ru, kohavi@yandex.ru

Постановка проблемы

Саратовская область относится к числу регионов, где почвенный покров подвержен всем формам эрозионных процессов: водной, ветровой и совместной, плоскостной и линейной, ливневой и ирригационной эрозии. Наиболее серьезную угрозу представляют активно протекающие эрозионно-гидрологические процессы.

Интенсификации этих процессов способствует пересеченный рельеф с уклонами, достаточными для развития водной эрозии. Потери почвы в результате весеннего снеготаяния и при выпадении осадков ливневого характера ежегодно составляют не менее 5–6 т/га.

В наиболее интенсивных формах эрозия почв получила распространение на Приволжской возвышенности. Полевые наблюдения последних лет (2011–2013 гг.) в Красноармейском, Саратовском, Воскресенском и Вольском районах Саратовской области наталкивают на мысль об активизации эрозионных процессов на склонах правого борта Приволжской возвышенности, в так называемом, Саратовском Предволжье [1].

Каковы основания для подобного утверждения? Во-первых, бросаются в глаза многочисленные и свежие эрозионные рытвины на выпуклых и прямых поверхностях восточного макросклона Приволжской возвышенности, причём эрозионные рытвины и борозды, особенно в колеях тяжелого транспорта, наблюдаются как на склонах верхней, так и средней и нижней ступеней выравнивания. Во-вторых, встречаются явления донной и пятающейся эрозии, то есть, налицо оживление овражной эрозии. Наконец, отмечены случаи катастрофического роста присетевых склоновых оврагов в результате сбора талых и ливневых вод неверно спроектированными или недействующими водосливами и коллекторами через насыпи и дороги.

«Новые» овраги и их отвержки настолько стремительно развиваются в песках и рыхлых опоках и песках мелового возраста, что приобретают характер каньонов и угрожают разрывом дорожного полотна (см. рис. 1).

Сравнение космических снимков высокого разрешения за разные годы (1998, 2011 гг.) и натуральных наблюдений выявляет активизацию линейной эрозии в обозначенных выше административных районах Саратовской области. В среднем за 12 лет длина некоторых оврагов увеличилась до 14 м. О процессе постоянного роста оврагов указывает факторы отсутствия задернованности склонов, расширение существующих эрозионных борозд и появление новых элементов эрозионного расчлене-



Рис. 1. Вновь образованный овраг в районе села Медяниково в Воскресенском районе Саратовской области вдоль автомобильной дороги Синодское - Воскресенское, возникший в результате неверно построенного водосборного коллектора под дорожным полотном (2013 г.)

Новейшие исследования по изменению климата в Саратовской области и Саратовском Предволжье говорят о некоторых изменениях климатических показателей в регионе. Так Г. Ф. Иванова с соавторами привели результаты анализа отклонения климатических показателей за период 1981–2012 гг. от климатической нормы за 1912–80 гг. в ландшафтных зонах Саратовской области [10]. Их данные свидетельствуют, что среднегодовая температура воздуха за последние 30 лет выше нормы в лесостепи на 1,3 °С, в типичной степи – на 1,7 °С, в полупустыне – на 1,3 °С. При этом зимы стали теплее на 2–4 °С, а лето – на 0,3–0,9 °С. Безморозный период стал длиннее на 5–8 дней. По сравнению с климатической нормой годовая сумма осадков возросла на 16–40 мм



Рис. 2. Отвесная стенка подмыва правого борта оврага близ с. Медяниково в Воскресенском районе Саратовской области после весеннего паводка с плащом пролювиальных отложений (2013 г.)

ния, отсутствовавших на снимках начала 2000-х годов.

Возможные причины и факторы активизации линейной эрозии в Саратовском Предволжье

Прежде ответим на вопрос: что вызывает эрозию почвы? Это:

а) количество и режим выпадения осадков;

б) физические свойства горных пород и почвы (рыхлость, связность, интегрированность);

в) уклон рельефа (чем круче, тем сильнее эрозия);

г) закрепленность склонов и горных пород (почв) корнями растений или другими способами защиты склонов от размыва [2–9].

Начнём анализ причин активизации линейной эрозии с климатического фактора. Прежде всего, рассмотрим, увеличилось ли количество осадков в Саратовском Предволжье за прошедшие десятилетия и, особенно, в последние годы?

Впрочем, в 2009–12 гг. в Саратовской области наблюдались относительно прохладные зимы и интенсивные засухи (особенно в 2010 г.). Общие тренды изменения годовых и сезонных сумм осадков не значимы. «В лесостепи, сухой степи и полупустыне весной, а в засушливой черноземной (типичной) степи зимой и за год тренды положительны, но статистически не значимы». Таким образом, хотя общее количество тепла и осадков в степной зоне Саратовской области несколько возросло относительно климатической нормы, но не настолько, чтобы резко активизировать эрозионные процессы.

Усиление эрозии может быть связано с характером половодий и режимом летних осадков. Известно, что бурное таяние снегов, во время быстрого весеннего потепления и ливневый характер осадков приводит к интенсивным размывам склонов. Рассмотрим характер снеготаяния и интенсивность летних осадков за последние годы. Отчёт гидрометеорологической службы по Саратовской области «Обзор состояния и загрязнения окружающей среды на территории деятельности ФГБУ «Приволжская УГМС» за 2012 г.» фиксирует бурный характер половодья в конце марта – начале апреля 2012 г. Запасов воды в снеге было в правобережье 106 мм или 141% от нормы, наблюдалось активное снеготаяние и затопление поймы рр. Иловля, Аткара, Карай, Хопёр. Казанла, Терешка, Большой Иргиз. Пик половодья на р. Терешка в районе с. Медяниково в Воскресенском районе пришёлся на 19 апреля [11].



Рис. 3. Сильно расчлененный склон южной экспозиции на нижней поверхности выравнивания Приволжской возвышенности севернее с. Мордово в Красноармейском районе Саратовской области (2012 г.)

Отметим, что и весной 2013 г. близ Медяниково было бурное половодье, что привело к дальнейшему росту каньоноподобного оврага, впадающего в р. Терешку (см. рис. 2). Высота воды при 10% расходе в тальвеге оврага достигала 30–50 см, высота пролювиальных отложений составляет 4–5 см, наносов от 30 до 10 см соответственно от участка нового размыва оврага до 400 м ниже по дну оврага.

Широко распространены начальные эрозионные формы в виде промоин (рытвин), приуроченные к пологим распаханым, а также крутым, слабо задернованным или обнаженным склонам. В плане они имеют линейную, реже извилистую форму, продольный профиль их соответствует направлению и форме склона, на котором они развиты. Многие промоины возникают периодически, после очередного дождя. Классические примеры данных форм можно наблюдать на террито-

рии Красноармейского района (см. рис. 3).

Современные овраги в Саратовском Предволжье представлены различными типами (береговые и склоновые, донные или вторичные, приводораздельные или привершинные) и стадиями развития (врезающиеся вершиной, вырабатывающие устойчивый продольный профиль и затухающие). Морфология оврагов зависит, в основном, от стадии их развития и литологического состава пород.

Особенно отчетливо выражены овраги на восточном склоне Приволжской возвышенности, обращенном в сторону Волги. На всем протяжении этот склон крутой и расчленен глубокими и нередко очень длинными береговыми и донными оврагами. Большинство из них относятся к растущим эрозионным формам. Овраги глубокие (до 30–40 м), местами образуют настоящие ущелья. Продольный профиль таких оврагов изобилует уступами в рельефе дна, а поперечный профиль имеет V-образную форму. Наибольшая плотность оврагов наблюдается в Саратовском и Красноармейском районах в районе сел Сосновка – 1,5 км/км², Мордово – 1,7 км/км², Ахмат – 1,4 км/км², Трибино – 1,4 км/км², Нижняя Банновка – 1,8 км/км². В этих же пунктах плотность оврагов достигает максимальных значений – от 2,5 до 4,0 и более ед./км², что способствует активизации здесь обвально-осыпных и оползневых процессов [12].

Высокий коэффициент овражности отмечается и в окрестностях г. Вольска – 2,4 км/км², у сел Воскресенска – 1,6 км/км², Казанлы – 1,4 км/км². Из других районов следует указать на бассейны рек Терешки, Чардыма и Курдюма.

Поражена овражной сетью даже территория волжских городов. Возьмем, к примеру, г. Вольск. Основной предпосылкой образования оврагов на территории Вольского района и самого административного центра послужили значительные высоты перепадов склонов. Многие овраги висячие и имеют свои конуса выноса на оползневом склоне или в зоне береговой абразии. Основной причиной образования и роста оврагов на городской территории является неорганизованный и нерегулируемый сток атмосферных осадков.

В черте города транспортные линии (улицы) в большинстве случаев повторяют рисунок овражной сети, подстраиваются под нее. К примеру, по днищу оврага проложена часть улицы имени Льва Толстого. В пределах овражно-балочной сети находится городской парк, выполняющий рекреационные функции. Однако большая часть земель, пораженных овражной эрозией, являются заброшенными или не используется вовсе. Такие участки расположены в основном на северо-восточной окраине города.

Максимальные значения показателей густоты и плотности оврагов приурочены к высоким склонам Вольских венцов в пределах незастроенной территории (более 3,0 км/км² и более 3,0 ед./км² соответственно). Овраги в черте города не только уменьшают площади пригодных для использования земель и усложняют их конфигурацию, но и заставляют строить объездные дороги, увеличивая протяженность транспортных сетей. К примеру, прямое расстояние между микрорайонами Северный и Привольский составляет около 500 м, а по дороге, огибающей овражно-балочную зону – около 3 км.

Из основных факторов, определяющих интенсивность развития овражной эрозии Саратовского Предволжья выделяются: тектонический, характер рельефа, климатические особенности, геологическое строение и почвенно-растительные условия. Большое, а иногда решающее влияние оказывает хозяйственная деятельность человека.

Результаты полевых экспедиционных исследований, стационарных наблюдений и анализ космоснимков и топографических карт показали:

- неравномерность развития оврагов по площади и во времени, цикличность в интенсивности их роста;
- преобладающий прирост оврагов за год составляет в разных районах Предволжья от 0,5 до 2,0 м, максимальный – от 10 до 15 м;
- максимальный прирост испытывают овраги, развитые в делювиальных плейстоценовых суглинках;
- из антропогенных эрозионных форм наиболее интенсивно развиваются придорожные и приплотинные;
- основная часть прироста оврагов связана с периодами весенне-летних ливневых осадков и весеннего снеготаяния;
- для объективного суждения об интенсивности развития овражной эрозии необходимо сравнивать и сопоставлять формы, находящиеся только в одной и той же стадии развития [13].

Таким образом, природные факторы и интенсивное антропогенное воздействие на территории Саратовского Предволжья привели к активизации ряда современных экзогенных рельефообразующих процессов, оказывающих негативное влияние на народное хозяйство.

В связи с этим вопросы охраны окружающей среды должны в первую очередь предусматривать правильную организацию территории, создающую предпосылки для эффективного применения средств борьбы с водной эрозией.

Заключение

Выполненные исследования позволяют сформулировать основные выводы работы:

1. В течение последних четырёх столетий развитие природных комплексов Саратовского Предволжья в значительной мере определяется хозяйственной деятельностью человека. В процессе интенсивного заселения и сельскохозяйственного освоения территории произошло преобразование естественных лесостепных ландшафтов в лесопольные, что привело к увеличению поверхностного стока и уменьшению сопротивления поверхности рельефа его воздействию, вызвало многократное усиление эрозионных процессов и изменило структуру и протекание во времени эрозионной деятельности.
2. В сложной системе различных по морфологии, условиям образования и возрасту линейных эрозионных форм, созданных в плейстоцене и голоцене временными водотоками, овраги представляют собой самое молодое звено.
3. В Саратовском Предволжье выделяются несколько административных районов с сильной овражной эрозией (густота оврагов 2,5 – 4,0 км/км²) – Красноармейский, Саратовский, Воскресенский и Вольский районы.
4. Основными факторами, контролирующими густоту овражной сети, являются степень земельной освоенности, выраженная распаханностью и остаточной лесистостью, рельеф (высота, крутизна и длина склонов), состав слагающих поверхность горных пород и поверхностный сток воды, прежде всего весенний. Ведущая роль земельной освоенности проявляется в том, что влияние природных факторов на развитие овражной эрозии наиболее отчетливо выражено в относительно одинаковых условиях залесенности.
5. Межгодовой пульсационный характер роста оврагов определяется прежде всего гидрометеорологическими условиями, среди которых наиболее тесная связь выявлена с запасами воды в снеге, высотой снежного покрова и интенсивностью снеготаяния.

Литература

1. Макаров В. З., Чумаченко А. Н., Башкатов А. Н., Гусев В. А., Волков Ю. В., Проказов М. Ю., Федоров А. В., Данилов В. А., Затонский В. А. Саратовское Поволжье: ландшафтная структура и современное геоэкологическое состояние // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле. Том 12. Выпуск 1. Саратов: изд-во Сарат. ун-та, 2012. С. 8 – 14.
2. Арманд Д. Л. Антропогенные эрозионные процессы // Эрозия и борьба с ней. М., 1965. С. 7 – 37.
3. Бондаренко Ю. В., Калужский В. А., Иванова З. П. Условия эрозии и эрозионные свойства почв Правобережья Саратовской области // Эрозионные свойства почв некоторых регионов РСФСР. – Брянск: Изд-во БГПИ, 1990. С. 41 – 50.
4. Ванин Д. Е., Рожков А. Г., Грызлов Е. В. Эрозия почв и борьба с ней в районах с преобладанием стока ливневых вод // Эрозия почв и борьба с ней. М.: Колос, 1980. С. 126 – 157.
5. Дедков А. П., Мозжерин В. И., Сафина Г. Р. О современном тренде эрозии в степной и лесостепной зонах Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 1996. №3. С. 39 – 43.
6. Зорина Е. Ф., Косов Б. Ф., Прохорова С. Д. Опыт учета роли антропогенного фактора в развитии овражной сети в степной и лесостепной зонах европейской территории СССР // Вестник МГУ. Серия географическая. 1975. № 6. С. 51 – 57.
7. Масальский В. И. Овраги черноземной полосы России, их распространение, развитие и деятельность. СПб. 1897. 251 с.
8. Миронова Е. А., Сетунская Л. Е. Некоторые результаты изучения интенсивности роста оврагов на Приволжской возвышенности // Геоморфология. 1974. №3. С. 74 – 81.

9. Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. Т. 1. М., Изд-во АН СССР. 1948. 307 с.
10. Иванова Г. Ф., Левицкая Н. Г., Орлова И. А. Изменчивость климатических норм за период инструментальных наблюдений в Саратове // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия науки о Земле. Том 13. Выпуск 1. Саратов: изд-во Сарат. ун-та, 2013. С. 20–22.
11. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды на территории деятельности ФГБУ «Приволжское УГМС» за 2012 год. Электронный ресурс: http://www.pogoda-sv.ru/docs/ecology_info/ecology_review/priv_2012.pdf
12. Зайонц В. Н., Горошков Ю. В., Лотоцкий Г. И. и др. Проведение специального инженерно-геологического обследования Нижнего Поволжья. Отчет по НИР. Саратов, 1981, т. 1. 381 с., т. 2. 412 с.
13. Лотоцкий Г. И. Об интенсивности развития овражной эрозии Саратовского Поволжья. // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. Изд-во МГУ, 1987. С. 77–78.

МИКРО- И МЕЗОФОРМЫ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДИН И ПАДИН)

В. З. Макаров, А. В. Молочко, Н. В. Пичугина, Д. П. Хворостухин

Географический факультет СГУ им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,

makarovvz@rambler.ru, farik26@yandex.ru, pichuginan@mail.ru, khvorostukhin89@mail.ru

MICRO- AND MESOFORMS THE RELIEF OF THE NORTHERN CASPIAN REGION (ON THE EXAMPLE OF DEPRESSIONS AND PADINGS)

V. Z. Makarov, A. V. Molochko, N. V. Pichugina, D. P. Khvorostukhin

Saratov state University N.G. Chernyshevskogo, Geographical Faculty, Saratov,

makarovvz@rambler.ru, farik26@yandex.ru, pichuginan@mail.ru, khvorostukhin89@mail.ru

Согласно схеме геоморфологического строения южного Заволжья [1], территория от реки Ащезек (Казахстан) до долины Большого Узенья рассматривается в качестве Узенской водораздельной равнины, а Узенско-Дюринское междуречье как северо-западная часть Причижинской пониженной плоской равнины, осложненной лиманами. В соответствии с источником [2], эта часть Волго-Уральского междуречья относится к Приузенской равнине с абсолютными высотами 19–40 м. На севере Приузенская равнина представлена абразионно-аккумулятивной раннехвалынской полого-наклонной ($1-2^\circ$) поверхностью с высотами 35–40 м. Южнее территория переходит в аккумулятивную раннехвалыньскую равнину (25–35 м над у.м.), а неглубокие ложбины постепенно замещаются плоскозападинным микрорельефом, который распространен на поверхности среднехвалынской равнины (ниже 25 м над у.м.). С северо-запада на юго-восток почти параллельно друг другу на расстоянии примерно 36–40 км ее пересекают реки Большой и Малый Узени, которые заканчиваются в разливах Камыш-Самарской депрессии (Казахстан). Береговые обрывы на отдельных участках достигают 8–13 м. К востоку от реки Большой Узень протекает река Дюра, формирующая весенние разливы в пределах Большелиманской низины.

Поверхность Приузенской равнины осложнена микро- и мезоформами рельефа. Структурным элементом рельефа рассматриваемой территории являются лиманы, достигающие 1,5–4 м в глубину и 1–8 км в поперечнике, перекрытые с поверхности тонким (0,1–0,3 м, иногда до 1 м) слоем суглинистого лиманного аллювия, залегающего на хвалыньских глинах и суглинках [3, 4, 5]. На лиманы приходится около 8,6% от площади междуречных равнин Саратовского Приузенья.

Другой формой мезорельефа на рассматриваемой территории являются падины, занимающие около 13,5% площади междуречий. Согласно источникам [3, 4, 6], большие падины отличаются значительными размерами (глубиной – 1–1,5 м и диаметром от 0,5 до 3–5 км) и приурочены к неровностям морского дна и к другим первичным понижениям нетектонического генезиса на молодых аккумулятивных равнинах. Падины имеют слабовыраженные плоские склоны, которые сливаются с поверхностью окружающей равнины. Для выявления характера распространения падинных геосистем на междуречных равнинах Приузенья был выбран участок (49,0 км²) в пределах Багырдайско-Большеузенского ландшафта (рис. 1) между хуторами Джерпатер на западе, Коршунов – на северо-востоке, Воропаев – на востоке и Жданов – на юге в Александрово-Гайском районе Саратовской области. Дешифрирование космических снимков позволило выделить 72 падинных понижения и определить структуру землепользования на рассматриваемом участке, где пастбищами занято 59,8% площади, пашней – 27,1%, залежами – 6,2%, населенными пунктами – 0,4%. Согласно проведенным расчетам, следует, что на падины приходится около 21,0% площади, при этом 27,2% их поверхности занято пашней, 60,2% – залежами, 12,6% – пастбищами. Около 38,9% падин характеризуются площадью менее 0,05 км², 26,4% – от 0,05 до 0,10 км², 26,4% – 0,11–0,50 км² и 8,3% приходится на падины, имеющие территорию более 0,5 км².

Залежные массивы по периметру подчеркиваются сухими канавами, которые имеют глубину до 0,5–0,7 м. Эти падины активно использовались в растениеводстве до середины XX века, когда прак-

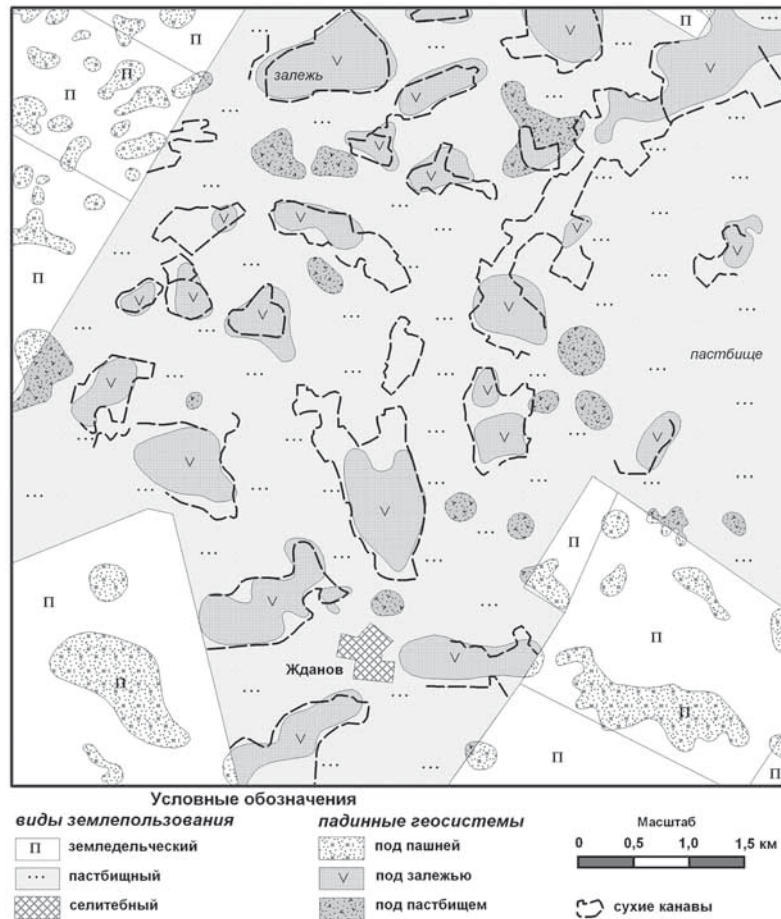


Рис. 1. Структура землепользования Багырдайско-Большеузенского ландшафта в окрестностях х. Жданов Александрово-Гайского района Саратовской области

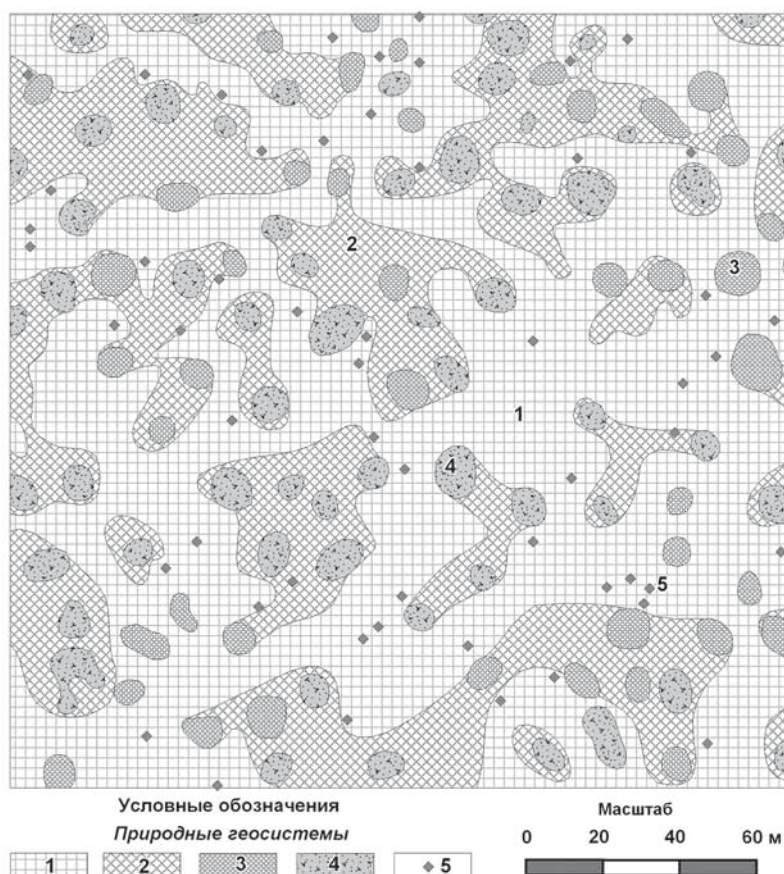
тиковалось мелкоконтурное падинное земледелие, имеющее в Волго-Уральском междуречье давнюю историю. Согласно В. А. Лопатину [7], значительная удаленность курганных групп и стойбищ от рек в низовьях Узены и в районе Камыш-Самарских озер может указывать на развитие в эпоху бронзы своеобразного азиатского типа скотоводческого хозяйства, тяготевшего к древним колодцам. Племена срубной культуры (с конца XVII до XII – XI вв. до н. э.) занимались скотоводством, пошивом одежды и обуви из кожи, переработкой шерсти, гончарным делом [7, 8], изготовлением орудий и поделок из кости, резьбой по кости, а также «пойменно-мотыжным земледелием» [7]. Продолжительное агрокультурное использование падин могло способствовать снижению доли степных кустарников (спирей, миндаля низкого) в формировании растительного покрова, однако не уничтожило их ландшафтную специфику и возможность идентификации на космических снимках.

Господствующие позиции на междуречных равнинах Приузенья занимают трехчленные комплексы, составные элементы которых рассматривались в работах [9, 10 и др.]. Для определения структуры пустынно-степного комплекса был выбран участок (0,16 км²) в Багырдайско-Большеузенском ландшафте в 2 км к северо-востоку от хутора Байгужа (рис. 2).

Нижнее звено этой ландшафтной катены занимают западины, представляющие собой неглубокие понижения различного генезиса с диаметром менее 30 м. Верхнее звено составляют сусликовины (около 1,0% от площади участка), приподнятые на 25 – 50 см над западинами, и приуроченные, как правило, к солонцово-пустынно-степным плакорам. Нередко западины соединяются друг с другом неглубокими ложбинами, а иногда сливаются и образуют вытянутые плоские понижения и даже небольшие падины глубиной до 0,5 м, диаметром 0,1 – 0,5 км [4, 6]. В. П. Философов [11] считает, что понижения глубиной менее 20 – 30 см и площадью не более 10 м² следует относить к «блюдцам», а понижения глубиной 30 – 50 см и площадью 10 – 100 м² – к «западинам» или «лопатинам». Падинами предлагается считать понижения глубиной до 1,0 м и площадью более 100 м² [11].

Дешифрирование космического снимка (рис. 2) позволило выявить 103 западины, которые занимают около 14,3% площади исследуемого участка. На понижения с зарослями спирей приходится 58,3% западин, а 41,7% – на западины с разнотравно-пырейными сообществами. Средняя площадь одной западины составляет 55,4 м², минимальная – 13,3 м², максимальная – 151,2 м². Западины с площадью менее 50 м² представляют 46,6% понижений, от 50 до 100 м² – 46,6%, более 100 м² – 6,8%.

В целом, необходимо отметить, что участки с трехчленными комплексами, также как и падины, используются в качестве пахотных угодий и пастбищ. Это ведет к нарушению почвенно-растительного



Природные геосистемы на аккумулятивной плоской равнине (22–23 м над у.м.), сложенной морскими глинами и суглинками:
 1 – плакоры с солонцово-пустынно-степными фациями на солонцах;
 2 – микросклоны с пустынно-степными фациями на светло-каштановых почвах;
 3 – микрозападины с разнотравно-тонконогово-ковыльно-пырейными сообществами на луговато-каштановых почвах;
 4 – микрозападины с ковыльно-богаторазнотравными ассоциациями и зарослями спиреи на лугово-каштановых почвах;
 5 – микроповышения из карбонатно-соленосных выбросов сусликовыми ассоциациями.

Рис. 2. Урочища Багырдайско-Большеузенского ландшафта в 2 км к северо-востоку от х. Байгужа Александрово-Гайского района Саратовской области

покрова, однако при снижении нагрузки наблюдается его восстановление. На космических же снимках идентификация западин и педин сохраняется даже на обрабатываемых пахотных угодьях. В научной литературе существуют различные версии, объясняющие происхождение западин и педин в глинисто-суглинистой полупустыне Северного Прикаспия [2, 4, 11 и др.]. Меньше всего уделяется внимания возможному палеокриогенному их формированию [9, 10]. Вместе с тем, согласно Л. С. Хомичевской [12], например, западинно-бугристый рельеф на Дальнем Востоке можно рассматривать как одну из конечных стадий развития жильно-полигонального рельефа в зоне распространения многолетней мерзлоты.

Литература

1. Доскач А. Г. Материалы к геоморфологической карте Южного Заволжья и Прикаспийской низменности // Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М., 1954. С. 47–86.
2. Ковда В. А. Почвы Прикаспийской низменности. М.-Л., 1950. 256 с.
3. Доскач А. Г. К вопросу о бессточных впадинах и бессточных реках Волго-Уральского междуречья // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Труды ИГ АН СССР. Т. LXII. М., 1954. С. 69–96.
4. Доскач А. Г. Природное районирование Прикаспийской полупустыни. М.: Наука, 1979. 142 с.
5. Интенсификация производства кормов на лиманах Саратовской области. Рекомендации / сост.: Б. И. Туктаров, Н. А. Мосиенко, С. Н. Косолапов [и др.]. Саратов, 1997. 44 с.
6. Буяновский М. С., Доскач А. Г., Фридланд В. М. Природа и сельское хозяйство Волго-Уральского междуречья. М., 1956. 231 с.
7. Лопатин В. А. Срубные поселения степного Волго-Уралья: Учебное пособие. Саратов, 2002. 102 с.
8. Юдин А. И. Варфоломеевская стоянка и неолит степного Поволжья. Саратов, 2004. 200 с.
9. Николаев В. А., Копыл И. В., Пичугина Н. В. Фациальная структура полупустынного ландшафта в Северном Прикаспии // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1995. №2. С. 74–83.
10. Николаев В. А., Копыл И. В., Линдеман Г. В. Ландшафтный экотон в Прикаспийской полупустыне // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1997. №2. С. 34–39.
11. Философов В. П. К вопросу о развитии и происхождении микроландшафтной комплексности в пределах Прикаспийской низменности // Ученые записки. Т. XXII. Вып. географический. Саратов, 1949. С. 72–90.
12. Хомичевская Л. С. Об остаточном жильно-полигональном рельефе Дальнего Востока // Сбоник статей по общему мерзлотоведению. Труды института мерзлотоведения им. В. А. Обручева. Т. XVI. М., 1960. С. 36–45.

ТИПИЗАЦИЯ СОРОВЫХ ПониЖЕНИЙ СВЕРО-ЗАПДНОГО ПРИКАСПИЯ

С. А. Пищулов

Институт географии РАН, Москва, s-pishchulov@yandex.ru

TYPIFICATION OF SHORES OF THE NORTH WESTERN PRIKASPY

S. A. Pishchulov

Institute of Geography of RAS, Moscow, s-pishchulov@yandex.ru

Обширные территории Прикаспийской низменности занимают разновеликие и разновозрастные соровые бессточные понижения. Однако в литературных источниках до настоящего времени сведения о сорах весьма скудны и противоречивы. В основном они представлены работами почвоведов [1–3].

Целью нашего исследования являлось создание типизации соров Северо-Западного Прикаспия. В пределах центральной и южной частей Астраханской области было изучено 13 соровых понижений (рис. 1), расположенных в различных геоморфологических и геохимических условиях.

Для каждого из 13 соров были составлены геоморфологические описания, включающие в себя морфометрическую и морфологическую характеристики рельефа. Кроме того в большинстве исследуемых понижений были подробно описаны поперечные геоморфологические профили (всего – 13). В соровых понижениях №№ 5, 6, 7 была заложена геохимическая катена, состоящая из трех почвенных разрезов, располагающихся в различных типах ландшафтов: элювиальном, транзитном и аккумулятивном. Это позволило проследить основные закономерности миграционных процессов и проанализировать почвенный покров в пределах изучаемой формы рельефа. Во всех остальных сорах также были заложены почвенные разрезы, но исключительно в условиях аккумулятивного ландшафта в пределах днища соровой котловины (Всего – 21 почвенный разрез).

Первым результатом исследований является типизация соровых понижений северо-западной части Прикаспийской низменности. Рассмотрим ряд ее параметров.

Генезис. Первичное структурно-тектоническое и морское происхождение характерно для всех изученных соровых понижений. Благодаря наложению современных экзогенных геоморфологических процессов возникают разновидности соров с вторичными типами генезиса (эоловый, флювиальный, эрозионный). Кроме того, все более важным является антропогенный фактор, под влиянием которого в соровых понижениях происходят морфологические, литологические и геохимические изменения.

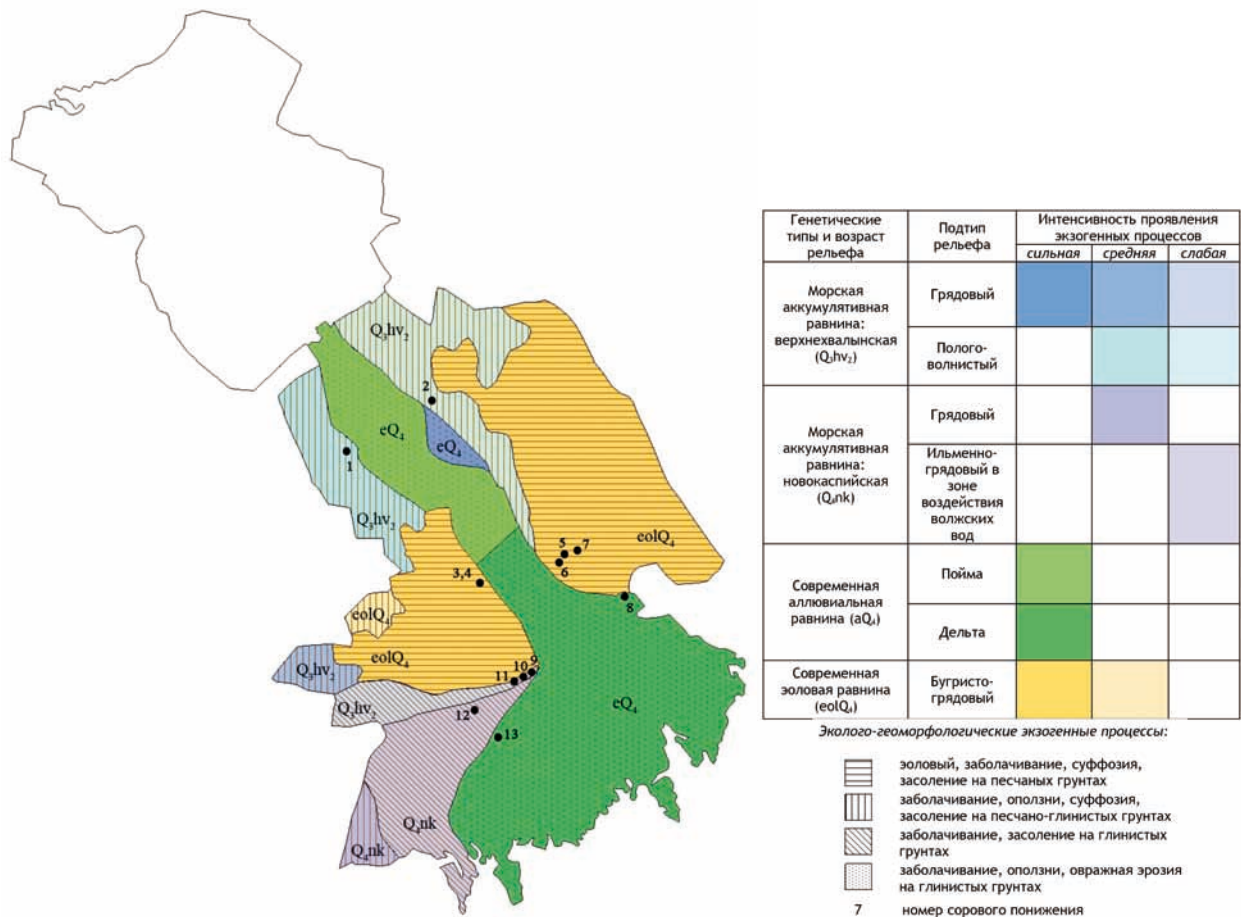


Рис. 1. Геоморфологическая карта-схема центральной и южной частей Астраханской области

Геоморфологическая приуроченность. Формирование и развитие соров может происходить в пределах старичных понижений Волго-Ахтубинской пойменной системы (соровые понижения №№ 8, 9 – 13). Некоторые из этих соров (№№ 9 – 12) также являются понижениями между Бэровскими буграми. Соровые понижения, формирующиеся в условиях эоловой равнины (№№ 3 – 7) и северной части морской аккумулятивной равнины (понижения №№ 1 – 2), представляют собой ложбины перелива верхнехвалынских вод. Кроме того, в районе соров №№ 5 – 7 активно происходит солянокупольная тектоника, поэтому можно говорить о данных сорах, как о понижениях соленосных коренных пород.

Сор, как элемент рельефа. Все изученные соровые понижения следует разделить на 2 большие группы. Первая группа – сор как бессточная впадина, вторая – сор как соленое озеро.

Характеристика формы сора. Можно говорить о 5 основных формах котловин соровых понижений северо-западной части Прикаспийской низменности, а именно:

- округлая; отмечается для соров, формирующихся в условиях морской аккумулятивной (сор № 4) и эоловой равнин и представляющих собой ложбины перелива.
- овальная; по району распространения и занимаемому типу рельефа соры с такой формой котловины (№№ 1 – 2) схожи с сорами овальной формы.
- вытянутая; характерна для соров эоловой равнины, представляющих собой ложбины перелива вод и понижения соленосных коренных пород (№№ 3, 5, 7).
- руслообразная и сложная руслообразная; такая форма котловины характерна для соров, формирующихся в условиях Волго-Ахтубинской речной системы и представляющих собой межбугровые понижения и бывшие речные старицы (№№ 8 – 10, 12).
- сложная; данная форма котловины может быть у соров, развивающихся в результате воздействия комплекса экзогенных геохимических процессов.

Размеры сора. Превышение бровки котловины над ее дном, а также площадь сора никак не взаимосвязаны с геоморфологическими и геохимическими условиями. Кроме того, нельзя связывать размеры сора с длительностью его развития. Например, соровые понижения № 10 и № 11, формирующиеся в схожих условиях, занимают площадь 0,34 км² и 1,08 км² соответственно.

В целом можно говорить о том, что соровые понижения могут занимать площадь от нескольких м² до нескольких км².

Тип засоления. По типу засоления соры северо-западной части Прикаспийской низменности делятся на 2 группы:

- соры с хлоридно-сульфатным типом засоления (№№ 1 – 2, 5 – 6);
- соры с сульфатно-хлоридным типом засоления (№№ 3 – 4, 7 – 13).

Почвенный покров сора. В котловине сорового понижения формируются 2 типа почв: на склонах – слаборазвитые песчаные, в пределах дна – соровые солончаки. Вторые можно разделить на глеевые, характерные для всех видов соров, а также сульфидные, развивающиеся, в основном, в соровых понижениях грядовой морской аккумулятивной равнины.

Другим результатом исследований является схема формирования различных типов соровых понижений Северо-Западного Прикаспия в пределах Астраханской области (рис. 2). Остановимся на ней более подробно.

Формирование сора в результате морской абразии на подводном склоне связано с периодом трансгрессий Каспийского моря на территории Северо-Западного Прикаспия. Под действием морских абразионных процессов происходило образование понижений и рытвин овальной и округлой формы. Кроме того можно говорить о связи места заложения таких понижений с развитием новейших тектонических структур.

Далее следовало осушение территории при отступании моря. На образовавшейся поверхности суши бывшие подводные понижения представляли собой ложбины перелива вод различной площади и сохранили овальную и округлую формы котловины. Под воздействием эоловой дефляции, а также процессов поверхностного стока и линейной эрозии такие понижения начали углубляться и увеличиваться в размерах. С учетом близкого залегания грунтовых вод постепенно происходило заполнение котловины понижения водой и, как результат, – возникновение остаточных соленых озер. В случае низкого уровня грунтовых вод мы наблюдаем озерные понижения, днища которых периодически заполняются водой под действием атмосферных осадков. Затем в обоих случаях происходит формирование особого типа почв – соровых солончаков. В зависимости от подстилающих пород они могут быть глеевыми или сульфидными. Главное условие их развития – близкое залегание грунтовых вод (1 – 1,5 м), а также выпотной водный режим.

Согласно И. П. Герасимову и М. А. Глазковской [4] соровыми называют солончаки, образующиеся на днищах озер и лагун, в которых значительная часть солей накопилась за счет испарения поверхностной воды. Степень засоления почв соровых понижений не связана с морфологией и генезисом исследуемой формы рельефа, а зависит от других параметров: литологии, солевого состава пород, а также уровня грунтовых вод. К этому способу формирования сора относятся понижения №№ 1 – 6.

Другой тип формирования соров – в результате сочетания абразии и эрозионной деятельности рек. В местах впадения русел Волго-Ахтубинской речной системы в воды Каспийского моря происходило образование подводных понижений вытянутой формы. Они сформировывались под воздействием абразионного процесса и денудационной работы водных речных потоков. Также, нельзя исключать и влияние структурно-тектонического фактора на процесс формирования таких понижений.

Далее при отступании морских вод и осушении территории происходило преобразование понижений в межбугровые с вытянутой и руслообразной формой котловины. Затем развитие сора происходит аналогично тем депрессиям, которые образовались исключительно в результате абразии. Среди исследованных к понижениям с таким типом формирования можно отнести соры №№ 9 – 13.

Следующий тип формирования соров происходит в результате эрозионной деятельности рек и связан с образованием русловых понижений под действием денудационной работы водных речных потоков без участия абразии. Генезис понижений – эрозионно-флювиальный. Возможна приуроченность таких депрессий к районам с развитием структурно-тектонической деятельности.

Далее происходит осушение водотока, переформирование русла и возникновение старичного понижения. Депрессии в данном случае представляют собой котловины вытянутой и руслообразной формы различной площади. После этого понижение подвергается воздействию эоловых, делювиальных и эрозионных процессов и его развитие схоже с ранее описанными типами формирования соров.

Среди исследованных к понижениям с таким типом формирования можно отнести сор № 8.

Проанализировав генезис, морфологию и ряд других параметров в различных типах соровых понижений Северо-Западного Прикаспия (в пределах Астраханской области) можно говорить о наличии трех основных характерных признаков, которые отмечаются для каждого из соров:

- аридный тип рельефообразования;
- бессточная денудационная форма рельефа;
- развитие глеевых или сульфидных соровых солончаков в пределах днища.

Кроме того, соры можно типизировать главным образом по следующим признакам:

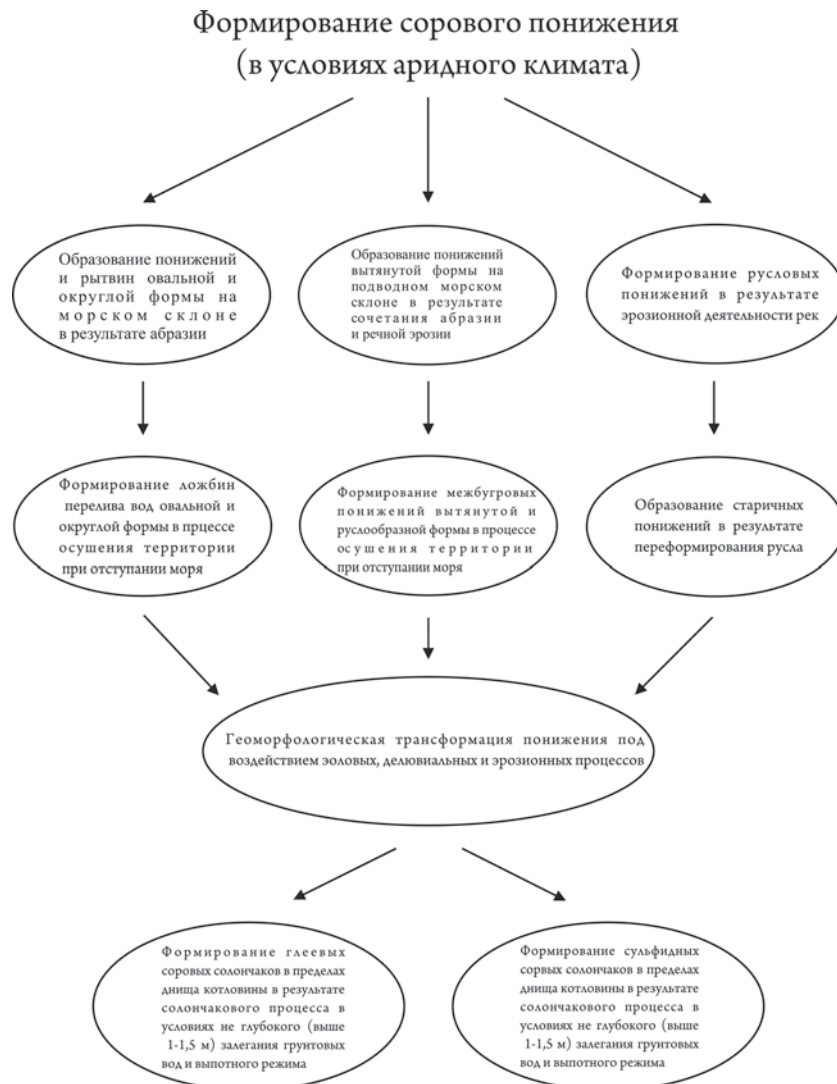


Рис. 2. Последовательность формирования различных типов соровых понижений СевероЗападного Прикаспия в пределах Астраханской области

- генезис;
- морфология котловины;
- геохимические процессы.

Таким образом, типичным сором в условиях исследуемой территории можно считать аридную форму рельефа, представляющую собой бессточное полигенетическое понижение, вмещающее пересыхающий водоем при близком залегании грунтовых вод, с поверхностным сульфатным и хлоридным засолением и развитием глеевых или сульфидных сорочных солончаков, ареал которых ограничен пределами днища сора.

Если у сорочного понижения в пределах Северо-Западного Прикаспия отсутствует какой либо из вышеперечисленных типизационных признаков (например, определенный тип почв), но есть все предпосылки к его появлению, можно говорить о том, что перед нами сорочное понижение, находящееся в стадии развития. Мы его назвали первичный сор. И, наоборот, в случае изменения определенных геоморфологических и почвенно-геохимических условий в сорочном понижении (под влиянием экзогенного, в том числе и антропогенного, факторов) его можно считать деградирующим сором.

Литература

1. Генезис и классификация полупустынных почв / Отв. ред. Иванова Е. Н. М. : Наука, 1966. 235 с.
2. Димо Н. А. Грунты, почвы и характер почвообразовательных процессов // Отчет по почвенным исследованиям в районе восточной части «Голодной степи» Самаркандской области. Санкт-Петербург, 1910. 131 с.
3. Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. М. : Изд-во АН СССР, 1954. 152 с.
4. Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и география почв. М. Гос. Изд-во географической лит-ры, 1960. 490 с.

ТРАНСФОРМАЦИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ПОЙМЕННОГО ЛАНДШАФТА СЕВЕРНОЙ ОЗЕРОВИДНОЙ ЧАСТИ ВОЛГОГРАДСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

М. Ю. Проказов

Географический факультет СГУ им. Н.Г. Чернышевского, г. Саратов, mp37@mail.ru

TRANSFORMATION OF MORPHOLOGICAL STRUCTURE OF NORTH PART OF VOLGOGRAD STORAGE POND FLOODPLAIN LANDSCAPE

M. Yu. Prokazov

Geographical department, Saratov state university, Saratov, mp37@mail.ru

С момента затопления части долины Волги водами Волгоградского водохранилища прошло уже более полувека. За период с 1958 по 2013 год пойменные ландшафты территории от Балаково до Волгограда претерпели значительные преобразования. При этом свой «первоначальный облик» в большей степени сохранили пойменные геосистемы Волги в направлении от Саратова до плотины Саратовской ГЭС. Если в нижней части водохранилища пойма реки была полностью затоплена, то в озеровидном расширении северной части водоема сохранились остатки верхней поймы в виде множества островов различной площади и конфигурации. Под воздействием водохранилища морфология сохранившейся поймы саратовской Волги претерпела существенные изменения. Выявить морфологические изменения, произошедшие на данном участке Волги, обозначить их современную направленность — цель данной работы.

Научная теория о морфологии ландшафта была оформлена в трудах Н. А. Солнцева в начале второй половины XX века [1, 2]. Под морфологической структурой ландшафта понимается: состав слагающих ландшафт природных геосистем локальной размерности, именуемых морфологическими единицами ландшафта; взаиморасположение морфологических единиц в пространстве, т.е. территориальная организация ландшафта; парагенетическая сопряженность морфологических единиц; латеральный энерго-массообмен между морфологическими единицами. В роли морфологических единиц ландшафта выступают фации, подурочища, урочища, географические местности [1].

Когда мы рассматриваем геосистему поймы, то в первую очередь подчеркиваем её динамичность, ежегодное изменение очертаний береговых линий, конфигурации островов. Процесс формирования речной поймы (поймообразование), особенности аллювия, слагающего её вертикальный профиль, разнообразный рельеф поймы — всё это следствия переотложения рекой наносов, плановых деформаций русла, т.е. определённого хода русловых процессов. Под поймой в самом общем случае понимается толща осадочных отложений, поверхность которых периодически затапливается водным потоком, проложившим своё русло в этой толще. Пойма характеризуется значительной пестротой её высоты и строения и, как следствие, почвенного и растительного покрова, т.е. ландшафтов [3].

Многие литературные источники достаточно подробно описывают те трансформации, которые произошли с Волгой после создания каскада водохранилищ [4, 5]. По мнению большинства, ученых

изменения, произошедшие с рекой, носят региональный характер, в значительной степени нарушают ход естественных природных процессов и являются трудно обратимыми. Характер этих изменений на Волге подробно описан в работах И. В. Попова, Г. С. Розенберга, Ф. О. Василевич, С. А. Волкова, Е. В. Ишерский, Г. И. Леонтьева и многих других. Исследования последних лет подтверждают, что абразия берегов, заиление дна, загрязнение бытовыми стоками и отходами промышленного производства продолжают оказывать своё негативное влияние на природу Волги. Так же очевидно, что именно подъём уровня воды спровоцировал большую часть трансформирующих пойму процессов и явлений. Начиная от смены хода русловых процессов и переформирования берегов и заканчивая изменением видового состава флоры и фауны – всё это следствия гидродинамического преобразования Волги. Нельзя забывать и о том, что в волжском бассейне построен каскад водохранилищ. При строительстве нескольких плотин на одной реке имеет место их кумулятивное (совокупное) воздействие. Возведение дополнительных крупных плотин в пределах того же речного бассейна усугубляет экологические проблемы, что приводит к возросшему и совокупному ущербу для природных ресурсов, ухудшению качества среды обитания, снижению экологической устойчивости и целостности природных комплексов [6].

Для того, что бы оценить трансформацию морфологии пойменных ландшафтов в пределах озеровидного расширения между городами Марксом и Саратовом в первую очередь необходимо иметь представление о пойменных ландшафтах Волги в заданных границах до зарегулирования реки. Так же необходимо составить типологию геосистем, формировавших и формирующих в настоящее время пойменный ландшафт Волги в районе Саратова.

Если рассматривать волжские ландшафты до создания каскада водохранилищ, следует отметить, что любые исследования прошлого территории, в значительной степени подвергшейся антропогенному преобразованию, сопряжены с проблемой поиска различных материалов, дающих представление об изучаемом районе до масштабного вмешательства человека в природные процессы. В данном случае речь идет о пойменных ландшафтах – наиболее динамичных, изменчивых природно-территориальных комплексах. В этой связи, помимо текстовых данных, описывающих природные компоненты выделенного участка Волги, особое значение приобретают карты разных лет, сделанные по материалам топографо-геодезических работ до 1958г. – года окончания строительства Волжской ГЭС. Основным картографическим источником, позволившем автору определить структуру поймы «старой Волги» в районе Саратова стал Атлас АССР Немцев Поволжья 1935г. с листами карт масштаба 1 : 100 000 [7].

После векторизации листов атласа в ГИС-системе MapInfo Professional 8.5 SCP получилась электронная топографическая карта Волги в районе Саратова, позволяющая оперировать конкретными цифрами, характеризующими протяжённость островов, соотношение площадей пойменных земель и водной поверхности, различных типов растительности и т. п. Сравнивая полученные данные с современными картографическими источниками на выделенный участок Волги можно проследить трансформацию морфологической структуры пойменных ландшафтов в заданных границах.

В первую очередь можно сделать выводы о соотношении типов местоположений морфологических единиц ландшафта. В данном случае речь идёт о субаквальных (водных) и супераквальных или пойменных типах местоположений.

Как видно из рисунка 1 субаквальные местоположения (на рисунке – «водная поверхность») и супераквальные местоположения (на рисунке – «пойменные земли») существенно изменили своё соотношение в пользу первых. Если до создания водохранилища площадь пойменных земель на участке составляла 527 км², то после зарегулирования реки – только 231 км².

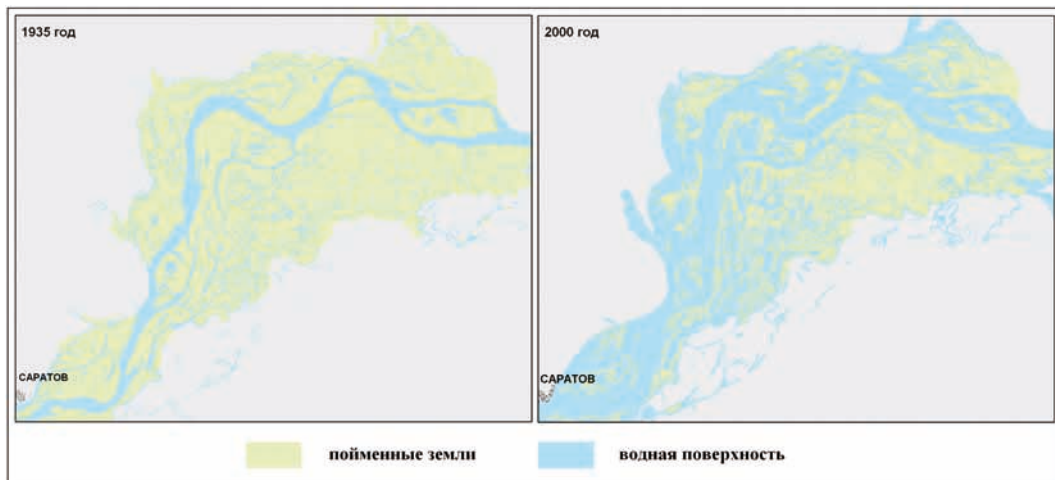


Рис. 1. Изменение соотношения пойменных земель и водной поверхности на участке Волги в районе Саратова после создания Волгоградского водохранилища

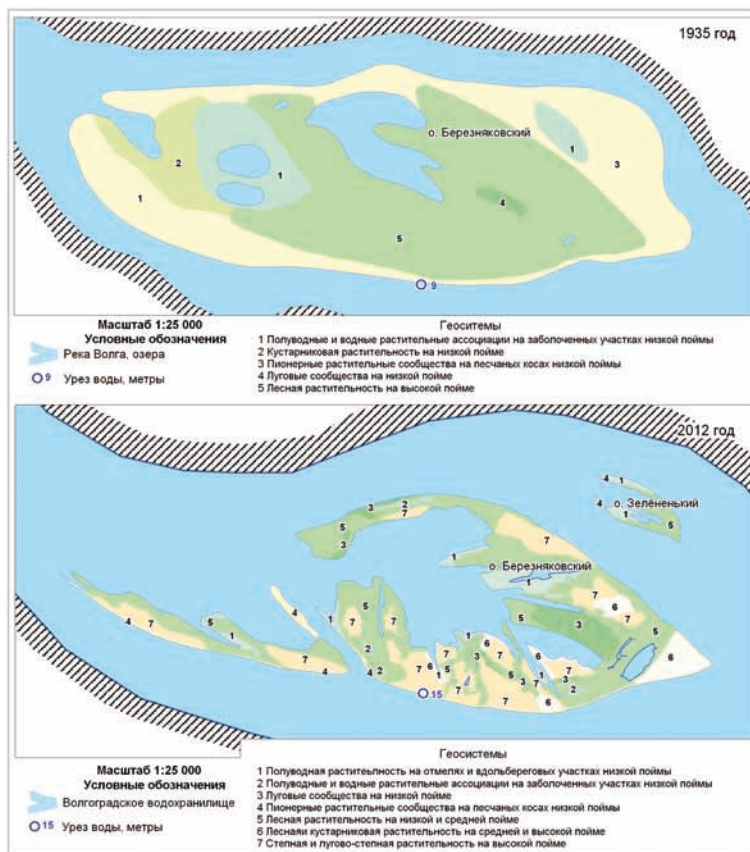


Рис. 2. Структура геосистем пойменного участка Волги до и после создания водохранилища

В упрощённой схеме в пределах поймы в районе Саратова до зарегулирования реки можно выделить несколько основных типов геосистем:

- полуводные и водные растительные ассоциации на заболоченных участках низкой поймы;
- кустарниковая растительность на низкой пойме;
- пионерные растительные сообщества на песчаных косах низкой поймы;
- луговые сообщества на низкой пойме;
- лесная растительность на высокой пойме;
- лугово-степная растительность на высокой пойме.

В настоящее время благодаря наличию современных крупномасштабных карт, данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), материалов проведённых в последние годы обширных полевых исследований [8] на данном участке сохранившейся поймы можно выделить гораздо более сложные сочетания компонентов ландшафта, формирующие морфологические единицы на рассматриваемом участке. Но для сравнения с не преобразованной поймой саратовской Волги, данные о которой не позволяют определить морфологические составляющие поймы уровня фаций и подурочищ, в данной работе выделяются схожие по рангу геосистемы современных пойменных ландшафтов Волги в районе Саратова:

- полуводная растительность на отмелях и вдольбереговых участках низкой поймы;
- полуводные и водные растительные ассоциации на заболоченных участках низкой поймы;
- луговые сообщества на низкой пойме;
- пионерные растительные сообщества на песчаных косах низкой поймы;
- лесная растительность на низкой и средней пойме;
- лесная и кустарниковая растительность на средней и высокой пойме;
- степная и лугово-степная растительность на высокой пойме.

При сравнении горизонтальной ландшафтной структуры пойменных геосистем на заданном участке в настоящее время и до затопления можно определить типы геосистем, площади которых максимально сократились. В первую очередь это геосистемы низкой поймы, которые до преобразования реки были заняты открытыми песками и пойменными лугами. На рисунке 2 видно как обширные песчаные наносы на одном из островов расширения оказались под урезом воды. Были практически полностью утрачены экосистемы внутренних островных озёр. Изменилась и структура почвенного покрова – в первую очередь начало проявляться засоление почвы, обусловленное поднятием уровня грунтовых вод. В вертикальном профиле поймы характерные процессы переотложения аллювия изменились в связи с сокращением скоростей течения и регуляцией уровня воды плотинами ГЭС. Песчаные отложения стали перекрываться илами.

Вместе с тем, современные полевые исследования и последующая работа над созданием ландшафтной карты территории, показывают, что фациальная структура сохранившейся поймы усложнилась. Многие типы фаций хоть и были большей частью затоплены, но, все же, сохранили свое представительство и в современном пойменном ландшафте рассматриваемого участка Волги. Переход на уровень низкой поймы более возвышенных участков островов вызвал отчетливую смену в почвенно-растительном покрове. Луговая растительность стала постепенно занимать характерные по режиму увлажнения территории, замещая страдающие от избытка влаги лесные, в основном дубовые массивы. В этой связи в настоящее время на пойменных островах в рассматриваемых границах следует выделять среднюю пойму – как переходный, трансграничный уровень.

Таким образом, можно говорить о значительной степени трансформации морфологической структуры пойменных ландшафтов Волги в районе Саратова. Пойменные земли не просто сократились по площади, произошло изменение территориальной организации поймы, состава слагающих ландшафт морфологических единиц. Морфология поймы претерпела как количественное, так и качественное преобразование. Но, тем не менее, сохранившаяся пойма не утратила отличительные черты когда-то обширных интразональных геосистем Волги. На рассматриваемом участке не прекращаются поймообразующие процессы, продолжают, хоть и угнетённые искусственным регулированием уреза воды гидроузлами, процессы энерго- и массообмена внутри поймы. Современные связи между компонентами сохранившейся островной поймы северной озеровидной части Волгоградского водохранилища нуждаются в изучении для представления о будущем развитии пойменных островов саратовской Волги.

Литература

1. Солнцев Н. А. О морфологии природного географического ландшафта. – Вопросы географии, сб. 16, 1949. С. 61–86.
2. Солнцев Н. А. Некоторые дополнения и уточнения в вопросе о морфологии ландшафта. – Вестник МГУ, сер. геогр., №3, 1961. С. 53–67.
3. Хромых В. С. Функционирование и динамика пойменных ландшафтов Томск: Томский государственный университет, 2008. 128 с.
4. Труды комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ/ Под редакцией Константинова А. С.— Саратов, издательство Саратовского университета 1970. Вып. 1. 131 с.
5. Возрождение Волги – шаг к спасению России. Кн. 2 / (Субъекты Федерации и города бассейна) / Под ред. И. К. Комарова. М: Экология, 1997. 511 с.
6. Плотины и развитие: новая методическая основа для принятия решений. Отчет Всемирной комиссии по плотинам. М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2009, 200 с.
7. Атлас АССР Немцев Поволжья. Литограф. картпредпр. Саратов, 1935.
8. Проказов М. Ю. Методика проведения и некоторые итоги полевых ландшафтных исследований на саратовском участке волжской поймы (2009 г.). Эколого-географические проблемы регионов: материалы II Всерос. заочной науч.-практ. конференции, посвященной столетию ПГСГА. Самара: ПГСГА, 2011. С. 135–138.

ВКЛАД ГЛАФИРЫ ВИТАЛЬЕВНЫ ОБЕДИЕНТОВОЙ В ТЕОРИЮ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Т. Л. Смоктунович

Географический факультет МПГУ, Москва, smoluk@yandex.ru

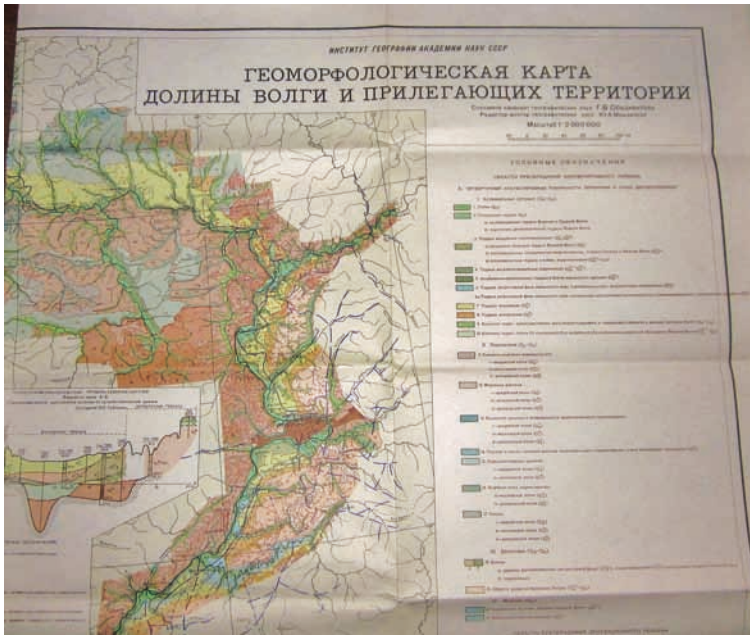
THE CONTRIBUTION OF GLAFIRA V. OBEDIENTOVA TO A THEORY OF RIVER VALLEYS EVOLUTION

T. L. Smoktunovich

Geographical Faculty MPGU, Moscow, smoluk@yandex.ru

Вода – уникальное вещество нашей планеты. Круговорот воды в природе делает Землю пригодной для жизни. Важнейший элемент этого круговорота – реки, водные потоки, выработавшие себе за многие тысячи лет особые формы рельефа – речные долины. Речные долины – экзогенные формы рельефа, которые в процессе своего развития весьма чутко реагируют на тектонические движения структур земной коры. Говорить о прямой зависимости между геологическим строением территории и положением речных долин можно только в ограниченном числе случаев. Однако внимательный анализ их взаимного расположения может дать ключ к пониманию характера геологического и геоморфологического развития обширных территорий. Важным является не только положение, но и морфология речной долины. Изучение речных террас и погребенных долин позволяет судить о палеогеографии и динамике рельефа речных бассейнов.

Связь (или ее отсутствие) между тектоническими структурами и речными долинами легче прослеживается в горах, где все ярко выражено – и складки, и разломы, и глубокие долины. На равнинах



с мягким, спокойным рельефом, пологие структуры, слабоврезанные речные долины – все приглушено. Объяснить рисунок речной сети, выявить речные перестройки, проследить этапы развития речных долин намного сложнее. Для рек Русской равнины и, прежде всего, для долины Волги это удалось сделать Г. В. Обедиентовой в 60–80-ых годах XX века.

Ведя многолетние полевые исследования, анализируя буровые материалы, сравнивая геологические, тектонические и физико-географические карты разных масштабов, Глафира Витальевна сумела проследить этапы формирования речной сети Русской равнины, становление и развитие Волжской речной системы, строение современной и древних волжских долин. Она составила многочисленные профили и

геоморфологическую карту всей долины Волги с прилегающими территориями масштаба 1 : 2 000 000.

На основе анализа морфологии, положения и строения осадочных толщ разновозрастных долин проводились палеотектонические реконструкции.

Последующие исследования разных авторов как правило, уточняли, детализировали, но не меняли общего характера полученной Г. В. Обедиентовой картины и сделанных ею выводов. Кроме того, в последние десятилетия – после завершения постройки каскада плотин и водохранилищ на Волге – уменьшилось количество новых буровых материалов, сократились экспедиционные работы. Палеогеографические заключения, сделанные Г. В. Обедиентовой в ходе анализа огромного количества первичного материала, остаются актуальными. Они обобщены в монографиях «Формирование речных систем Русской равнины». М., «Недра», 1975 и «Эрозионные циклы и формирование долины Волги». М., «Наука», 1977. В этих работах на основе фактического материала проведена реконструкция направлений речного стока на Русской равнине в разные эпохи, начиная с середины палеозоя, прослежено развитие речной сети и тектонических структур, характер и амплитуда тектонических движений, изучен террасовый комплекс долины р. Волги, ее палеогеография, обосновано учение об эрозионных циклах речных долин.

Глафира Витальевна высоко ценила и опиралась в своих исследованиях на труды Г. И. Горецкого, А. В. Вострякова, К. И. Геренчука, С. К. Горелова, М. Н. Грищенко, А. П. Дедкова, В. А. Жукова, В. А. Исаченко, М. В. Карандеевой, М. А. Лаврова, Б. Л. Личкова, Н. И. Маккавеева, К. К. Маркова, Н. И. Марковского, Ю. А. Мещерякова, А. И. Москвитина, Н. И. Николаева, Л. Н. Розанова, Н. В. Рябкова, Б. В. Селивановского, А. И. Спиридонова, Е. Ф. Станкевича, Е. В. Шанцера, С. М. Шика и других географов и геологов, изучавших Русскую равнину и ее реки.

Выводы Г. В. Обедиентовой говорят о том, что рисунок речных систем связан с положением зон прогибов и их развитием. Перестройки речной сети происходили преимущественно во время погружения территории. Эпохи подъема, сопровождаемые усиленным врезом речных долин, обычно фиксировали сложившееся положение, но не изменяли его. Рост положительных структур для рек был малозаметен – в отличие от появления новых зон погружения. Анализ формирования речных систем и речных бассейнов позволяет судить о развитии разновозрастных тектонических структур, а глубина и уклоны палеорусел – о размерах относительного погружения региона. Сравнение глубин разных палеорусел дает представление об изменении амплитуды тектонических движений. Абсолютные отметки глубин, на которых вскрыто среднеплиоценовое русло Волги у Астрахани, составляет – 800 м; его уклоны в десять раз превышают



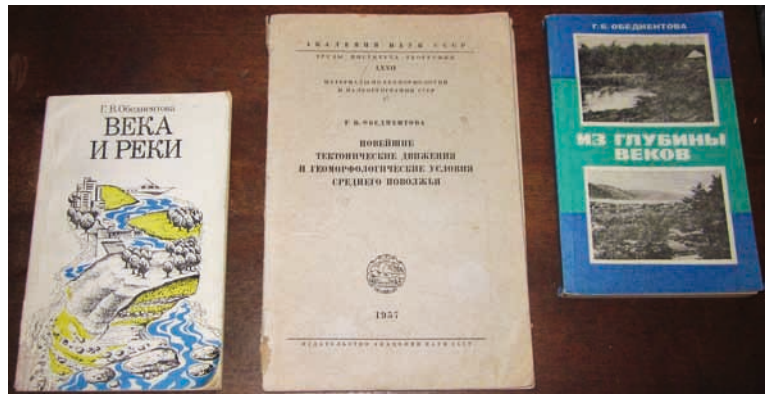
уклоны современной Волги. В дельте палео-Волги, находящейся в области «Апшеронского порога» Каспия, накапливались продуктивные нефтегазоносные отложения. Погружение Прикаспийской впадины и Заволжского прогиба в неотектоническое время сравнимо с интенсивностью движений соседней геосинклинальной зоны Кавказа. Амплитуда движений быстро менялась. Позднеплиоценовое море ингрессировало вдоль долины палео-Волги до широты Казани, его воды заходили в бассейн Камы.

В своих трудах Г. В. Обедиентова рассматривала разнонаправленный характер развития неотектонических и более древних структур в других областях Русской равнины, которые иногда приводили к кажущимся противоречиям в положении главных долин и границ их бассейнов, к значимым перестройкам речной сети в кайнозое и увеличении площади Волжского бассейна. Имеющийся теоретический материал, вдумчивый анализ картографических источников позволяет в наше время продолжать палеогеографические реконструкции, уточняя проблемные и неясные места, которые имеются во всяком исследовании.

Научные реконструкции имели и сохраняют практический выход. Уже говорилось, что древние дельты рек являются местами накопления нефтегазоносных отложений и способствуют их накоплению. Серия таких дельт располагается в зоне бывшего погружения Предуральского прогиба, который «притягивал к себе» палеозойские реки. Рекомендации Г. В. Обедиентовой, данные после изучения разновозрастных погребенных русел Волги, привели к переносу места постройки плотины Волжской (Куйбышевской) ГЭС с закарстованных известняков и супесчаных толщ на плотные водонепроницаемые глинистые отложения, выполнившие среднеплиоценовую долину Волги. А существенно опесчаненные отложения погребенных речных долин, как было показано, являются ценными коллекторами подземных вод.

Заслугой Г. В. Обедиентовой является учение об эрозионных циклах речных долин. Периодическое углубление долин, сопровождающееся образованием серии террас, их последующее заполнение аллювиальными или морскими толщами, которое вновь сменяется врезом, сейчас известно и принято большинством научного сообщества.

Глафира Витальевна очень чутко чувствовала время. Ее любовь и преданность Волге началась в Жигулях — удивительной возвышенности и тектонической структуре. Здесь, любясь волжскими красотами и просторами, Г. В. Обедиентова начала проводить геоморфологические и палеогеографические исследования, делать первые открытия. Жигулям посвящена ее первая монография. Сюда же, в Жигулевский заповедник, в национальный парк Самарская Лука она вернулась в последние годы жизни. К этому времени главными проблемами волжских земель стали безвозвратные потери ценных угодий под водами водохранилищ, разрушение их берегов, загрязнение воды и донных осадков, потеря осетрового стада, вседозволенность в разрушении уникальных ландшафтов. Г. В. Обедиентова работала с замечательными сотрудниками заповедника, занималась планированием национального парка Самарская Лука, выступала на совещаниях, посвященных защите и возрождению природы Волги, писала научно-популярные книги «Века и реки», «Из глубины веков».



Изучение геоморфологии речных долин России продолжается. Думается, что труды Г. В. Обедиентовой, ее мысли, высказанные как в монографиях, так и в многочисленных статьях и сборниках, еще долгое время будут востребованы, а ее вклад в изучение долины Волги и других долин европейской России будет по достоинству оценен современниками.

Литература

1. Обедиентова Г. В. Происхождение Жигулевской возвышенности и развитие ее рельефа. М., «Тр. Ин-та географии АН СССР», т.53, вып.8, 1953, 247 с.
2. Обедиентова Г. В. Новейшие тектонические движения и геоморфологические условия Среднего Поволжья. «Тр. Ин-та географии АН СССР», т.72, вып.17, 1957, 100 с.
3. Обедиентова Г. В. Формирование речных систем Русской равнины, М., «Недра», 1975, 174 с.
4. Обедиентова Г. В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги, М., «Наука», 1977, 240 с.
5. Обедиентова Г. В. Века и реки. М., «Недра», 1983, 120 с.
6. Обедиентова Г. В. Из глубины веков. Куйбышев, Книжное издательство, 1988, 216 с.
7. Обедиентова Г. В., Смоктунович Т. Л. Историческая обусловленность направления стока и положения главного водораздела Русской равнины. Известия Всесоюзного географического общества том 110. Вып.2. 1978, 1978, С. 131 — 134.

Научное издание

Геоморфология и картография

Материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН

(Саратов, 17 – 20 сентября 2013 г.)

Ответственный за выпуск *О. Е. Нестерова*
Компьютерная верстка *А. В. Фёдоров*

Подписано в печать 06.09.2013.
Формат 60×84¹/₈.
Усл. печ. л. 69,74(75,0).
Тираж 200. Заказ № 176-Т.

Издательство Саратовского университета.
410012, Саратов, Астраханская, 83.
Типография Саратовского университета.
410012, Саратов, Б. Казачья, 112А.