

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САРАТОВСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ Н.Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО»

А.Б. Рыхлов

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ
АТМОСФЕРЫ

Учебное пособие

для студентов бакалавров высших учебных заведений,
обучающихся по направлению 05.03.05 – Прикладная
гидрометеорология

Саратов 2016

АННОТАЦИЯ

В учебном пособии рассматриваются теория построения аэрологических диаграмм, а также различные методы, приемы и правила термодинамического анализа состояния атмосферы для целей прогнозирования явлений погоды.

Учебное пособие предназначено для студентов бакалавров высших учебных заведений, обучающихся по направлению 05.03.05 – Прикладная гидрометеорология

СОДЕРЖАНИЕ

	стр
ВВЕДЕНИЕ	4
1. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ АТМОСФЕРЫ	6
2. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ДИАГНОЗ СОСТОЯНИЯ АТМОСФЕРЫ НА АЭРОЛОГИЧЕСКОЙ ДИАГРАММЕ	14
2.1 Бланк аэрологической диаграммы	14
2.2 Построение кривых стратификации и температуры точки росы	19
2.3 Построение кривой изменения состояния	21
2.4 Дополнительные построения	24
2.5 Физический смысл графических построений	24
2.6 Определение конвективно-неустойчивого слоя	26
2.7 Расчет гигротермических характеристик	29
2.8 Вычисление геопотенциальных высот основных изобарических поверхностей	34
ЗАДАНИЯ ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ ПРАКТИЧЕСКОЙ РАБОТЫ	38
СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	39
ПРИЛОЖЕНИЕ	40

ВВЕДЕНИЕ

Для многих термодинамических расчетов, особенно когда их требуется произвести быстро и в то же время полученные результаты представить наглядно, используются так называемые термодинамические графики. Термодинамическими графиками называют адиабатные диаграммы, специально приспособленные для анализа данных аэрологического зондирования атмосферы и определения условий атмосферной стратификации. В их структуре много общего. В свое время, по мере совершенствования приемов и методов анализа состояния атмосферы, были предложены:

1. Эмаграмма Рефсдаля ($x=T$, $y=-R\ln P$);
2. Тефиграмма Шоу ($x=T$, $y=\varphi$);
3. Аэрограмма Рефсдаля ($x=\ln T$, $y=-R\ln P$);
4. Россбиграмма ($x=s$, $y=\Theta$);
5. Штювеграмма ($x=T$, $y=P^{\frac{AR}{c_p}}$);
6. Зондограмма Лайхтмана ($x=\ln T$, $y=T\varphi$).

Здесь T – температура, P – давление, φ – энтропия, s – отношение смеси, близкое по величине к удельной влажности (массовой доли водяного пара), Θ – потенциальная температура, R – удельная газовая постоянная, c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении, A – термический эквивалент работы.

В нашей стране для термодинамических расчетов применяются аэрологические диаграммы (АД), разработанные под руководством Б. Д. Успенского в Гидрометцентре СССР в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации (ВМО). АД позволяют производить термодинамический анализ состояния атмосферы над пунктом

зондирования атмосферы.

Теория АД и методы термодинамических расчетов изложены в ряде научных работ, учебных пособий и справочников [1, 2, 3, 5]. Однако, из-за специфики решаемых задач, в одних работах их описание дано поверхностно и схематично, в других – чрезмерно сложно. В связи с этим целесообразно изложить современные методы, приемы и правила термодинамического анализа состояния атмосферы в форме, доступной для изучения студентами вузов. Пособие может использоваться на практических занятиях, по курсам «Физика атмосферы», «Синоптическая метеорология», «Авиационная метеорология», "Динамическая метеорология" и др.

1 Термодинамическое состояние атмосферы

Выделим в атмосфере единицу массы воздуха ($m=1$) и назовем ее частицей. На частицу всегда действует сила тяжести, направленная по вертикали вниз. Кроме того, если плотность частицы отличается от плотности окружающего воздуха, то на нее действует архимедова сила, направленная по вертикали вверх и равная весу вытесненного воздуха. Равнодействующую этих двух сил называют силой плавучести. Из уравнения состояния плотность воздуха (ρ), выражается формулой:

$$\rho = \frac{P}{RT_v},$$

где P – атмосферное давление, T_v – виртуальная температура, $R=287$ Дж/кг·К – удельная газовая постоянная для сухого воздуха. С достаточной точностью вместо виртуальной температуры в расчетах можно использовать обычную молекулярную. Согласно второму закону Ньютона под влиянием силы плавучести частица приобретает ускорение конвекции по вертикали равное для $m=1$:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{\rho_a - \rho}{\rho} = g \frac{T - T_a}{T_a}, \quad (1)$$

где ρ , T – плотность и температура частицы; ρ_a , T_a – плотность и температура воздуха в атмосфере. Очевидно, что при $T > T_a$ ускорение направлено вверх $\frac{d^2z}{dt^2} > 0$, при $T < T_a$ ускорение направлено вниз $\frac{d^2z}{dt^2} < 0$, при $T = T_a$ ускорение $\frac{d^2z}{dt^2} = 0$. Высота, на которой температуры частицы и атмосферы выравниваются, называется **уровнем конвекции**.

Сила плавучести, вызывающая вертикальное перемещение частицы, совершает работу E , которую называют **энергией неустойчивости**:

$$dE = g \frac{(T - T_a)}{T_a} dz . \quad (2)$$

Привлекая уравнение статики, эту формулу можно преобразовать к виду

$$dE = -R(T - T_a) \frac{dP}{P} .$$

Интегрируя последнее выражение, получаем:

$$E = -R \int_{P_1}^{P_2} (T - T_a) d \ln P = R \int_{P_2}^{P_1} (T - T_a) d \ln P$$

Если представить E графически в координатах T и P , то работа, совершенная при перемещении частицы с уровня z_1 с давлением (P_1) на уровень z_2 с давлением (P_2), наглядно определится площадью заключенной между изобарами P_1 и P_2 , а также линиями температур среды T_a и частицы T . Очевидно, E может быть величиной и положительной, и отрицательной, в зависимости от соотношения температур частицы и среды. Величину энергии неустойчивости применяют для оценки средней скорости восходящих движений: $w = \sqrt{2E}$.

Исходя из выведенных соотношений, направление перемещения частицы зависит от ее перегрева по отношению к окружающему воздуху, т.е. знака выражения $(T - T_a)$. Известно, что температура в тропосфере с высотой не остается постоянной: обычно она понижается, но иногда в сравнительно небольших слоях может расти (инверсия) или оставаться постоянной (изотермия). При перемещении по вертикали изменяется и температура

частицы. Для выяснения характера изменения температуры частицы при перемещении по вертикали рассмотрим трансформацию ее термодинамического состояния.

Первое начало термодинамики, выражающее закон сохранения энергии, гласит: теплообмен между системой и окружающей средой приводит к изменению ее внутренней энергии и совершению работы против внешних сил. Математически этот закон записывается в виде:

$$dq = du - dw, \quad (4)$$

где dq – количество полученного или отданного системой тепла, du – изменение внутренней энергии, dw – работа против внешних сил.

Внутренняя энергия частицы определяется ее температурой T , поэтому $du = c_v dT$. Здесь c_v – удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме. Работа против внешних сил при расширении или сжатии определится давлением P и изменением объема частицы V : $dw = PdV$. С учетом этого, первое начало термодинамики для атмосферы преобразуется к виду:

$$dq = c_v dT + PdV.$$

С использованием уравнения состояния и основного уравнения статики атмосферы оно приводится к виду:

$$dq = c_p dT - RT \frac{dP}{P}. \quad (5)$$

Если термодинамический процесс протекает без теплообмена с окружающей средой, т.е. $dq = 0$, то его называют **адиабатическим**. Этот процесс в сухом и влажном ненасыщенном воздухе называют **сухоадиабатическим**, для него первое начало термодинамики записывается

в виде:

$$0 = c_p dT - RT \frac{dP}{P} \quad (6)$$

Разделив переменные на T , и интегрируя выражение (6) получаем:

$$\int_{T_1}^{T_2} \frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \int_{P_1}^{P_2} \frac{dP}{P} \quad \text{или} \quad \ln \frac{T_1}{T_2} = \frac{R}{c_p} \ln \frac{P_1}{P_2}.$$

Отсюда

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (7)$$

Это так называемое **уравнение Пуассона**. Оно выражает связь между давлением и температурой частицы в начале и конце адиабатического процесса в сухом и ненасыщенном воздухе.

Давление в атмосфере с высотой убывает, поэтому при перемещении частицы вверх она расширяется, и в соответствии с законом Пуассона ее температура понижается. Величину изменения температуры на единицу высоты h можно получить из уравнения (6) и основного уравнения статики

атмосферы ($dP = -\rho g dz$ или $dP = -\frac{P}{RT_a} g dz$):

$$0 = c_p dT - RT \frac{dP}{P} = c_p dT - RT \frac{\rho g dz}{P} = c_p dT + RT \frac{\frac{P}{RT_a} g dz}{P}.$$

Отсюда

$$c_p dT + g dz = 0. \quad (8)$$

В расчетах сделано допущение, что температура частицы T и окружающей среды T_a мало различаются, т.е. $T \approx T_a$. Из выражения (8)

следует, что $-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = \gamma_a$. Величину γ_a называют **сухоадиабатическим вертикальным градиентом температуры**. Он легко рассчитывается по значению ускорения свободного падения ($g=9,8065 \text{ м/с}^2$) и удельной газовой постоянной для сухого воздуха ($R=287 \text{ Дж/кг}\cdot\text{К}$): $\gamma_a=0,98 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. С учетом полученных оценок уравнение изменения температуры сухой частицы при перемещении по вертикали будет иметь вид:

$$T = T_0 - \gamma_a \frac{z}{100}. \quad (9)$$

Здесь T и $(T_a)_0$ - температура на верхнем и нижнем уровнях. Выражение (9) называют **уравнением сухой адиабаты**. При перемещении вверх температура частицы падает, при перемещении вниз возрастает.

Из уравнений (1) и (9) для сухоадиабатических процессов можно получить иное выражение для ускорения конвекции:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \left[\frac{T_0 - (T_a)_0}{T_a} \right] + g \frac{(\gamma - \gamma_a)}{T_a} \Delta z, \quad (10)$$

где T_0 и $(T_a)_0$ - температура частицы и в атмосфере у земной поверхности, γ и γ_a - вертикальные градиенты температуры в атмосфере и частицы (при сухоадиабатических процессах). Если у земной поверхности $T_0 = (T_a)_0$, то

$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{(\gamma - \gamma_a)}{T_a} \Delta z$. Анализ этого выражения позволяет сделать

ВЫВОД:

- если $\gamma > \gamma_a$ ($1^\circ/100\text{м}$), то $\frac{d^2z}{dt^2} > 0$, т.е. частица всплывает,

- если $\gamma < \gamma_a$ ($1^0/100\text{м}$), то $\frac{d^2z}{dt^2} < 0$, т.е. частица опускается,

- если $\gamma = \gamma_a$ ($1^0/100\text{м}$), то $\frac{d^2z}{dt^2} = 0$, т.е. частица не движется.

В первом случае говорят, что атмосфера стратифицирована сухонеустойчиво, во втором - сухоустойчиво, а в третьем – безразлично. Обнаружение в атмосфере слоев с такими вертикальными градиентами температуры позволяет судить о развитии конвекции в ненасыщенном водяным паром воздухе.

Первое слагаемое в выражении (10) остается постоянным в течение всего движения частицы. Второе слагаемое при ее перемещении может изменяться. Вычисления показывают, что ускорение, обусловленное неустойчивостью стратификации, при отсутствии насыщения очень мало. В то время как ускорение, связанное с перегревом, имеет порядок 1 см/сек^2 , ускорение, связанное со стратификацией, в десятки раз меньше. Поэтому нет основания, ожидать значительных вертикальных скоростей при отсутствии перегрева.

Температуру частицы на произвольной высоте можно представить и как функцию давления и температуры у земли. Для этого используем понятие потенциальной температуры. **Потенциальной (θ)** называют температуру, которую примет частица, если ее сухоадиабатически привести к уровню, на котором атмосферное давление 1000 гПа. Из уравнения (7) следует, что

$$\Theta = T \left(\frac{P}{1000} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (11)$$

При перемещении вверх воздух охлаждается. При этом влага, находящаяся в воздухе, может достичь состояния насыщения и начать конденсироваться. Адиабатические процессы во влажном насыщенном

воздухе называют **влажноадиабатическими**. При таких процессах выделяется скрытая теплота парообразования, которая влияет на величину охлаждения частицы. Это тепло необходимо учесть в уравнении (6):

$$0 = c_p dT - RT \frac{dP}{P} + Ls, \quad (12)$$

где $L=2500$ Дж/кг – скрытая теплота парообразования, s – масса сконденсировавшегося водяного пара в частице (единице массы влажного воздуха). Преобразования, аналогичные выводу уравнения (8), позволяют показать, что вертикальный градиент температуры частицы при влажноадиабатических процессах ($\gamma_{ва}$) будет равен

$$\gamma_{ва} = \gamma_a + \frac{L}{c_p} \frac{ds}{dz}. \quad (13)$$

Масса водяного пара в воздушной частице может быть оценена выражением $s = 0,622 \frac{e}{P}$, где e – парциальное давление водяного пара, P – атмосферное давление. В нижней тропосфере в среднем $\gamma_{ва} \approx 0,65$ °C /100 м. С высотой, в связи с уменьшением содержания водяного пара в воздухе, величина $\gamma_{ва}$ нелинейно приближается к γ_a . Вопрос о стратификации атмосферы по отношению к сухоадиабатическому процессу рассмотрен выше.

Очевидно, что для оценки температуры частицы на любом уровне определенную роль играет высота, на которой происходит переход от сухоадиабатического к влажноадиабатическому протеканию процесса. Эту высоту называют **уровнем конденсации**. На этой высоте водяной пар в частице становится насыщенным. До уровня конденсации содержание водяного пара в частице остается постоянным, выше него – может уменьшаться вследствие выпадения осадков.

Поскольку выше уровня конденсации частица воздуха находится уже в насыщенном состоянии, то на этих уровнях стратификацию атмосферы следует оценивать по отношению к влажноадиабатическому процессу. При этом, как и в случае сухоадиабатического процесса, различают три вида стратификации атмосферы: а) $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$ - влажнонеустойчивая, б) $\gamma = \gamma_{\text{ва}}$ - влажнобезразличная, в) $\gamma < \gamma_{\text{ва}}$ - влажноустойчивая.

По отношению к сухоадиабатическому и влажноадиабатическому движению возможны следующие пять видов стратификации атмосферы:

- а) $\gamma > \gamma_a > \gamma_{\text{ва}}$ - сухо- и влажнонеустойчивая или абсолютно неустойчивая,
- б) $\gamma_a = \gamma > \gamma_{\text{ва}}$ - сухобезразличная и влажнонеустойчивая,
- в) $\gamma_a > \gamma > \gamma_{\text{ва}}$ - сухоустойчивая и влажнонеустойчивая или условно устойчивая, г) $\gamma_a > \gamma = \gamma_{\text{ва}}$ - сухоустойчивая и влажнобезразличная,
- д) $\gamma < \gamma_{\text{ва}} < \gamma_a$ - сухо- и влажноустойчивая или абсолютно устойчивая.

Выведенные закономерности позволяют оценить температуру перемещающейся по вертикали частицы на любой высоте и сравнить ее с температурой окружающего воздуха. Такое сравнение позволяет судить о направлении перемещения, вверх или вниз. Для этого часто применяют термодинамические графики, в частности, аэрологические диаграммы, облегчающие расчеты и наглядно показывающие их физический смысл.

2 Термодинамический диагноз состояния атмосферы на аэрологической диаграмме

2.1 Бланк аэрологической диаграммы

Бланк аэрологической диаграммы (АД) имеет три формы: прямоугольную (АДП) и две косоугольные (АДК), различающиеся прежде всего расположением изотерм: на АДП они перпендикулярны оси абсцисс, а на АДК – наклонены под углом 50° . Косоугольные диаграммы изготавливаются в двух вариантах - для теплого (АДКТ) и холодного (АДКХ) периодов года. Все АДК рассчитаны на диапазон изменения давления от 1050 гПа до 100 гПа. Бланк АДКХ построен для температур воздуха у земли в интервале от -55 до 10°C , а АДКТ – от -25 до 40°C . Бланк АДП, имея диапазон изменений температур от -80 до 40°C и давления от 1050 до 10 гПа, более универсален. Однако, точность анализа и расчетов на бланках АДК из-за большего использования поля и масштаба построений выше, чем на АДП.

На бланках АД нанесены пять семейств изолиний и четыре шкалы, позволяющие заменить трудоемкие математические расчеты по формулам на несложные графические построения и элементарные вычисления.

Изобары. На бланках АД изобары нанесены в виде коричневых горизонтальных линий с шагом в 10 гПа. Поскольку в уравнении Пуассона (5) давление используется в виде степенной функции, то ординаты изобар определены по формуле:

$$y = A \frac{(P_0^\chi - P^\chi)}{P_0^\chi - P_h^\chi}, \quad (14)$$

где $\chi=R/c_p=0,286$, $P_0=1050$ гПа – давление на нижнем уровне, $P_h=100$

гПа – давление на верхнем уровне, P – текущее давление. На бланке АДК $A=34,8$ см, а на АДП $A=42,8$ см.

Изотермы. На бланках АД изотермы – семейство прямолинейных и параллельных между собой коричневых отрезков. На АДК они наклонены к изобарам вправо под углом 50° , а на АДП – перпендикулярны. Изотермы проведены с шагом 1° . Абсциссы точек изотерм удовлетворяют соотношениям: для АДП $x_n=a_n t+b_n$ и для АДК $x_k=a_k t+y \cdot \text{ctg} 50^\circ+b_k$. В этих уравнениях t – температура в $^\circ\text{C}$, a и b – константы, определяющие линейные размеры шкалы и положения на ней точки с $t=0$, y – ордината точки с абсциссой x_k , причем $y=0$ соответствует $P=1000$ гПа. При построении АД принято, что $a_k=0,4$ и $a_n=0,3$ см / $^\circ\text{C}$, $b_k=22$ и $b_n=24$ см. Соответственно этим условиям на изобаре $P=1000$ гПа точки с температурами $25, -55, -80$ $^\circ\text{C}$ имеют на АДКТ, АДКХ и АДП абсциссы равные 0 , а точки с температурами $40, 10, 40$ $^\circ\text{C}$ – $26, 26$ и 36 см соответственно.

Изограммы - это линии равных значений отношения смеси (r), т.е. отношения массы водяного пара к массе сухого воздуха в единице объема. Изограммы представлены сплошными зелеными, наклоненными вправо, линиями. Значения r даны в г/кг. Различие между отношением смеси и удельной влажностью (q) не превышает 3% , поэтому при расчетах, не требующих большой точности, можно вместо q (г/кг) использовать величину r . Соотношение между ними:

$$\frac{q}{r} = \frac{1}{1+r}$$

Сухие адиабаты - это тонкие коричневые линии, наклоненные вправо. Они построены в соответствии с уравнениями (10-11). Сухие адиабаты иногда еще называют линиями равных потенциальных температур (θ). На уровне 1000 гПа значение $\theta=T$. Объединяя (13) с (10) и принимая за начало отсчета ординат сухих адиабат (y') изобару $P=1000$ гПа, найдем, что

$$y' = A \left(\frac{1000^\lambda}{P_0^\lambda - P^\lambda} \right) \left(1 - \frac{T}{\Theta} \right).$$

Это уравнение было использовано для построения сухих адиабат, коэффициент $A=70,0987$ на АДК и $A=57,3128$ на АДП. Сухие адиабаты характеризуют изменение температуры частицы при перемещении по вертикали при сухоадиабатических процессах.

Влажные адиабаты - это выпуклые пунктирные зеленые линии, наклоненные влево. Уравнение влажной адиабаты соответствует выражению (12). При анализе изменений температуры в поднимающейся насыщенной водяным паром частице допускается, что продукты конденсации (капли и кристаллы) после их образования сразу же выпадают. Такой процесс в термодинамике относят к необратимым и называют **псевдоадиабатическим**., в отличие от влажноадиабатического, при котором сконденсировавшаяся влага остается в частице. Поэтому кривые, построенные на основе уравнения (12), следовало бы назвать **псевдоадиабатами**. Они характеризуют изменение температуры частицы с высотой при псевдоадиабатических процессах. Однако различие между влажной адиабатой и псевдоадиабатой пренебрежимо мало.

Цифры на АД, стоящие у верхних концов влажных адиабат, указывают значения соответствующих им **псевдопотенциальных температур** θ_p °К и **потенциальных температур смоченного термометра** θ'_p °С. **Псевдопотенциальной** называют температуру, которую примет частица, если ее после псевдоадиабатического подъема и полной конденсации водяного пара сухоадиабатически переместить на уровень, где $P=1000$ гПа. **Потенциальной температурой смоченного термометра** $\theta'=273,15+\theta'_p$ называется температура частицы, если ее с уровня конденсации опустить по влажной адиабате к $P=1000$ гПа.

Шкала виртуального добавка. Виртуальной называют температуру T_v , которую имел бы сухой воздух той же самой плотности, что и влажный при данном давлении:

$$T_v = T + 0,378 \frac{eT}{P}, \quad (15)$$

где e , гПа – парциальное давление водяного пара. Величину $\Delta t = 0,378 \frac{eT}{P}$ называют **виртуальным добавком**. Шкала виртуального добавка нанесена на изобарах 900, 720 и 520 гПа. Она предназначена для определения максимальной величины Δt при расчете T_v по формуле (14). Как известно, при одинаковых давлениях и температурах плотность влажного воздуха меньше плотности сухого, поэтому виртуальную температуру используют при определении расстояний между изобарическими поверхностями. Величина Δt при значениях отношения смеси от 3 г/кг и менее мала и может не учитываться при расчетах.

Шкала расстояний между основными изобарическими поверхностями. На АДП и АДК на 6 и 10 уровнях изображены шкалы для определения ΔH – расстояний (в гп дам.) между основными изобарическими поверхностями по данным о средней виртуальной температуре в слое между ними. При построении шкал использована формула:

$$\Delta H = \frac{R}{gM} \lg \frac{P_2}{P_1} \bar{T}_v, \quad (16)$$

где $g=9,81$ м/с² – ускорение свободного падения, $M=lge=0,434294$, P_1 и P_2 – давление на разных изобарических поверхностях. В формулу (16) входит средняя барометрическая виртуальная температура, которую с небольшой погрешностью (0,1-0,2%) можно рассчитать по формуле:

$$\bar{T}_v = \frac{\int_{P_1}^{P_2} T_v dP^\chi}{P_2^\chi - P_1^\chi}.$$

Для определения толщины слоя между изобарическими поверхностями по шкалам, изображенным на АДК и АДП, следует сначала вычислить \bar{T}_v , а затем отсчитать значение ΔH в точке пересечения изотермы $T = \bar{T}_v$ с соответствующей шкалой расстояний.

Шкала энергии неустойчивости. Энергия неустойчивости на АД определяется по формуле:

$$\delta E = -\frac{R}{a\chi} \frac{1}{y} (y - y_0)(x - x_0), \quad (17)$$

где δE – приращение энергии при подъеме частицы от уровня y_0 до уровня y . Горизонтальная черта над y – знак осреднения: $y < \bar{y} < y_0$. При выводе формулы (16) использовано уравнение (1) и принято, что $x = aT_a$, (T_a – температура в атмосфере), $x = aT$, (T – температура частицы), $\chi = \frac{R}{c_p}$.

Величина δE – функция высоты. Шкала построена по формуле (16) и помещена в правой стороне бланка в виде величины энергии неустойчивости. Деления шкалы указывают соответствующие определенным уровням атмосферы δE в Дж/см² при подъеме единицы массы воздуха. Определение энергии неустойчивости на АД производится путем суммирования энергии, вычисленной для небольших площадок, на которые разбивается площадь, ограниченная кривой стратификации температуры и кривой изменения состояния (КИС) между двумя изобарическими поверхностями.

Стандартная атмосфера. На АД в виде ломанной утолщенной коричневой линии изображено вертикальное распределение температуры

воздуха для северного полушария, принятой в качестве стандарта (СА-64). Шкала с левой стороны АД указывает высоту СА-64 для соответствующих значений P и T . Особыми точками в СА-64 являются:

$h=0$ км.	$P_1=1013,25$ гПа.	$T_1=15,0$ °C
$h=11,0$ км.	$P_2=226,9$ гПа,	$T_2=-56,49$ °C
$h=25,0$ км,	$P_3=25,262$ гПа.	$T_3=-56,49$ °C
$h=31,0$ км.	$P_4=10,23$ гПа,	$T_4=-40,07$ °C

Номограмма для определения относительной влажности воздуха (f). Имеется лишь на бланке АДП в правом верхнем углу. На ней изображены кривые, представляющие зависимость между f и дефицитом точки росы ($T - T_d$). При построении номограммы величина f , выраженная в процентах,

вычислена по формуле $f = \frac{E'}{E} 100 \%$, где E' – давление насыщения при температуре точки росы, E – давление насыщения при температуре воздуха.

2.2 Построение кривых стратификации и точки росы

Анализ состояния атмосферы начинается с построения кривой стратификации температуры воздуха и точки росы, т.е. кривых вертикального распределения этих величин. Для этого используют данные аэрологического зондирования атмосферы (табл. 1).

Таблица 1 - Данные аэрологического зондирования атмосферы

№ точки	P, гПа	T, ° C	T _d , ° C
1	1000	-17,5	-19,0
2	970	-18,9	-19,9
3	910	-15,5	-17,9
4	850	-15,5	-18,0
5	700	-20,0	-21,8
6	500	-33,0	-37,0

Построения линий на АД осуществляют в следующем порядке:

1. На АД черной тушью или чернилами отмечаются точки, соответствующие каждой паре значений давления (P) и температуры воздуха (T_a) (рис.1). Эти точки соединяют красным карандашом. Построенная линия называется **кривой стратификации**, она характеризует изменение температуры воздуха с высотой.

2. Аналогично, по значениям каждой пары значений давления и температуры точки росы (T_d), наносятся точки, которые последовательно соединяются зеленым карандашом. Построенная линия называется **депеграммой**, она характеризует изменение с высотой температуры точки росы.

На рис. 1 на бланке АДКХ сплошной линией изображена кривая температуры (кривая стратификации) и пунктирной линией - точка росы, построенные по данным табл. 1. Кривые показывают, что в слое 1-2 температура воздуха с высотой падает, в слое 2-3 отмечается инверсия ($\Delta T = 1,5^\circ \text{C}$), в слое 3-4 – изотермия ($\Delta T = 0^\circ \text{C}$), а выше температура воздуха вновь уменьшается с высотой.

Рассмотренный пример показывает, что использование АДК обеспечивает наглядное изображение всех возможных особенностей стратификации температуры и точки росы в тропосфере. Для правильного заключения о характере изменения с высотой T и T_d в различных слоях атмосферы по кривым АДК необходимо обращать внимание на ориентировку отрезков этих кривых относительно изотерм. Например, температура уменьшается (увеличивается) с высотой, если отрезок кривой стратификации отклоняется от изотерм влево (вправо), или сохраняет постоянную величину, если он ориентирован параллельно изотермам.

2.3 Построение кривой изменения состояния

Кривая изменения состояния (КИС) – это линия, каждая точка которой соответствует температуре частицы на любой высоте. Для ее построения необходимо знать высоту, на которой характер процесса меняется с сухоадиабатического на влажноадиабатический. Эту высоту называют **уровнем конденсации**. При ее определении допускается, что при сухоадиабатическом процессе содержание водяного пара в воздушной частице не меняется, т.е. удельная влажность остается постоянной ($q=const$). С учетом этого построение КИС осуществляется в следующем порядке:

1. От значения приземной температуры параллельно ближайшей сухой адиабате проводится первая прямая линия. Она наклонена влево. При приземной инверсии построения начинаются с ее верхней границы.

2. От приземного значения точки росы параллельно изограмме проводится вторая прямая линия. Она наклонена вправо. При приземной инверсии построения начинаются с ее верхней границы.

3. Находят точку пересечения проведенных линий сухой адиабаты и изограммы. Точка их пересечения определяет **уровень конденсации (УК)** (рис.2). На этой высоте влага в поднимающейся частице достигает состояния насыщения.

4. Через полученную точку пересечения параллельно изобаре проводят небольшую линию, на ней заглавными буквами помечают - УК.

5. От УК вверх проводится линия вдоль влажной адиабаты.

6. Жирно, простым карандашом, выделяют линию, состоящую из отрезков сухой и влажной адиабат. Эту линию называют **кривой изменения состояния (КИС)**. КИС характеризует изменение температуры с высотой в поднимающейся частице (рис.2).

7. Если КИС пересекается с кривой стратификации, то через точку пересечения, параллельно изобаре, проводят небольшую линию, на ней делают надпись- **уровень конвекции (H_k)** (рис.2).

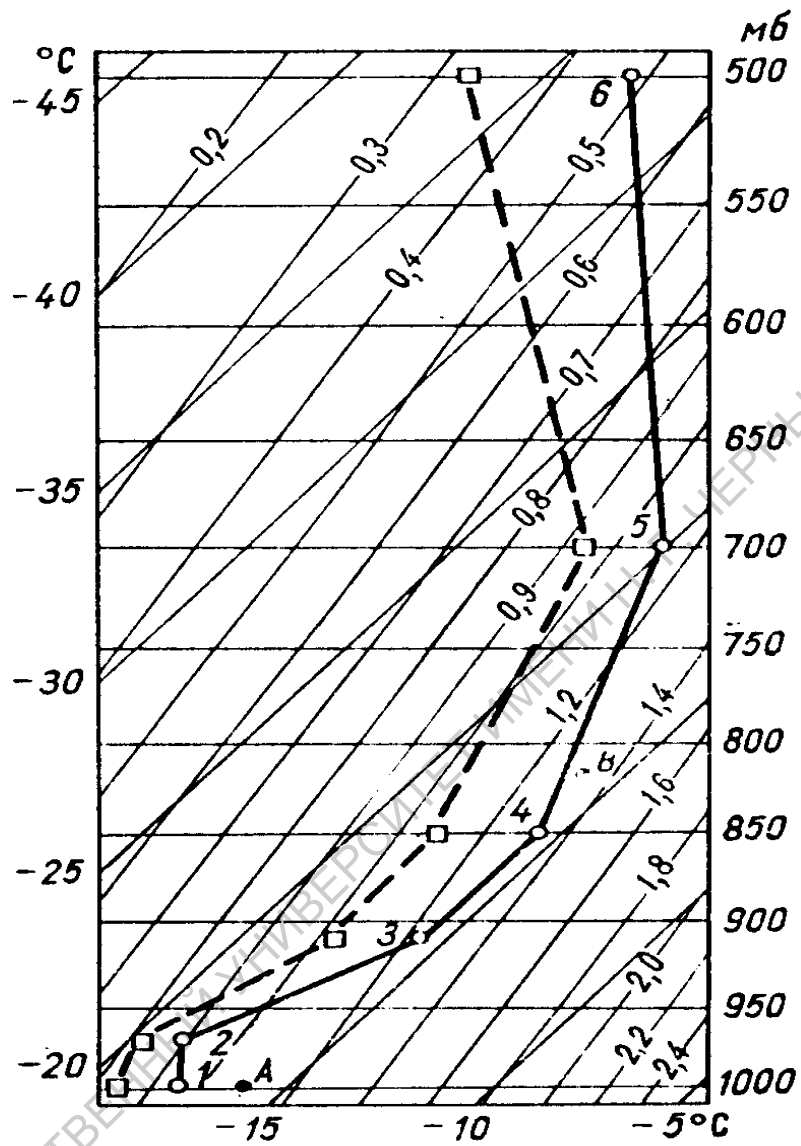


Рисунок 1 - Пример построения кривых стратификации и точки росы

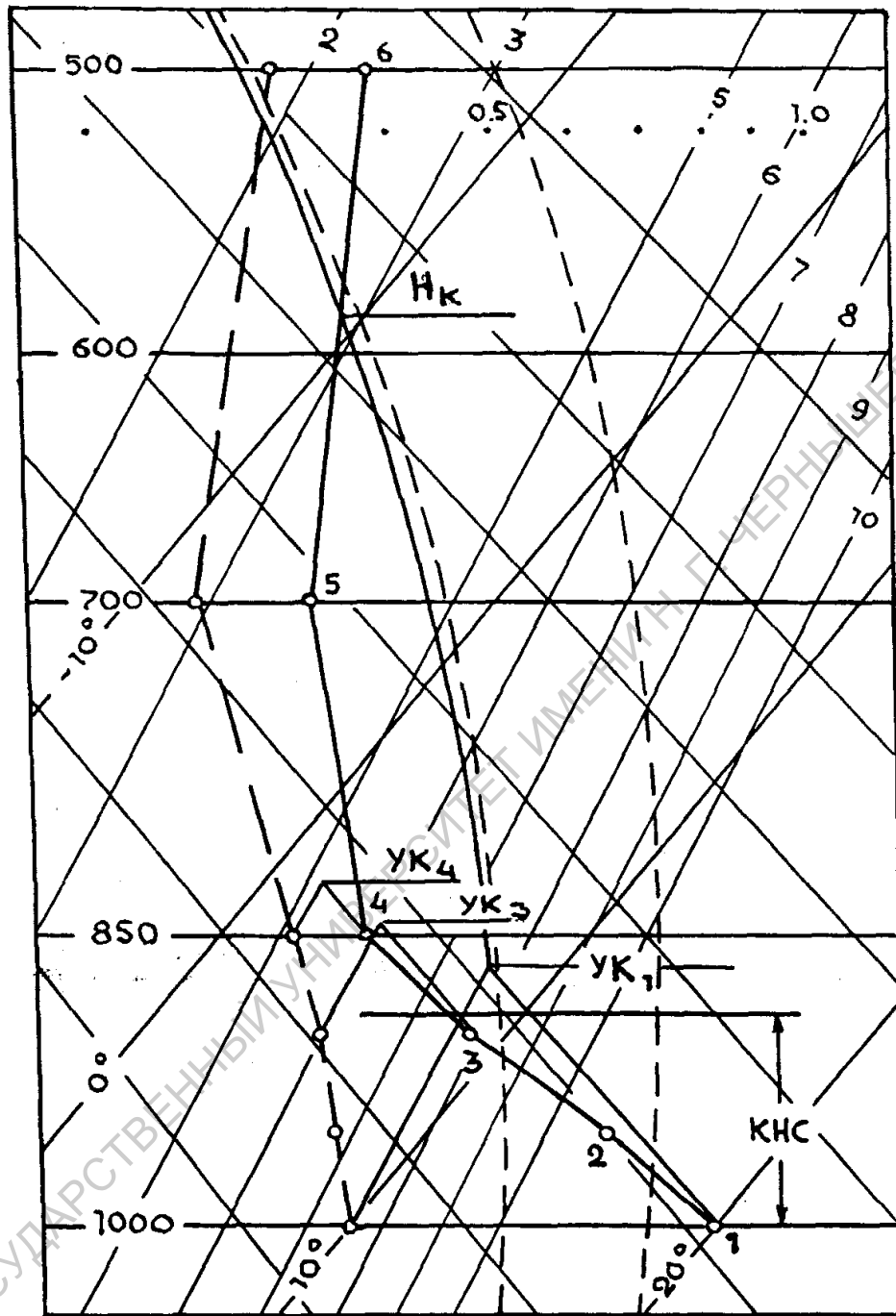


Рисунок 2 - Пример построения кривой изменения состояния (КИС),
уровней конденсации (УК) и конвекции (H_K)

2.4 Дополнительные построения

1. Желтым цветом выделяют инверсии температуры воздуха. В слое инверсии проставляют мощность (толщину слоя, гПа), интенсивности (приrost температуры в °С), а также отмечают ее характер, например, радиационная, оседания, фронтальная и т.п.

2. Выделяют границу тропопаузы коричневой линией с указанием идней высоты и температуры воздуха.

3. Выделяют уровни (горизонтальными отрезками красного цвета), на которых температура воздуха равна 0, -10, -20°С.

4. Выделяют конвективно-неустойчивый слой (КНС), помечая нижнюю и верхнюю границы, синим карандашом. Между ними делается надпись КНС и указывается мощность слоя в километрах.

2.5 Физический смысл графических построений

Кривая изменения состояния дает представление об изменении температуры частицы воздуха при адиабатическом подъеме в атмосфере. До уровня конденсации воздух ненасыщен водяным паром и поднимается сухоадиабатически. С уровня конденсации процесс уже протекает влажноадиабатически. Поэтому на аэрологической диаграмме КИС до УК представляется отрезком сухой адиабаты, а выше – отрезком влажной адиабаты.

Кривая стратификации показывает изменение температуры воздуха в атмосфере. Она состоит из отдельных различно наклоненных отрезков. Чем круче отрезок кривой наклонен вправо, тем больше градиенты температуры на соответствующих высотах.

По расположению КИС и кривой стратификации относительно друг друга можно судить об устойчивости атмосферы. Если КИС расположена на АД правее кривой стратификации, то это означает, что на одном и том же

уровне температура частицы T выше температуры окружающего воздуха T_a , и она в соответствии с уравнением (1) приобретает ускорение, направленное вверх. Такое расположение линий выделяют на АД путем закрашивания области между ними красным цветом. На этих высотах атмосфера стратифицирована неустойчиво и предрасположена к развитию конвекции. Если КИС расположена левее кривой стратификации, то это означает, что на одном и том же уровне частица холоднее окружающего воздуха, поэтому она приобретает ускорение, направленное вниз. Такое расположение линий на АД выделяют, закрашивая области между кривой стратификации и КИС, синим цветом. В этом слое атмосфера стратифицирована устойчиво и условия для развития конвекции в нем неблагоприятны.

На рис. 2 КИС представлена отрезком сухой адиабаты от земли ($P=1000$ гПа, $T=20,0^{\circ}\text{C}$) до уровня конденсации ($P=865$ гПа и $T=6,9^{\circ}\text{C}$), а также отрезком влажной адиабаты, расположенным выше. Ниже уровня $P=587$ гПа КИС лежит правее кривой стратификации. Очевидно, что на любом уровне в этом слое температура частицы T выше температуры окружающего воздуха T_a . Это способствует ее свободному подъему от точки 1 у земли до уровня, где $P=587$ гПа, там кривая стратификации и КИС пересекаются. Высота этого уровня называется уровнем конвекции (H_k). Здесь температура частицы сравнивается с температурой окружающего воздуха, и восходящие токи конвекции затухают.

КИС построенная с уровня 3 ($T=9,0$, $T_d=5,0^{\circ}\text{C}$, $P=900$ гПа.) также показывает, что адиабатически поднимающаяся частица оказывается теплее окружающего воздуха и, следовательно, в соответствии с уравнением (1) приобретает положительное ускорение. Эта частица относится к конвективно-неустойчивому слою (КНС). КИС, построения с уровня 4 (рис. 2) будет располагаться уже левее кривой стратификации и для нее на любой высоте ($T-T_a < 0$), т.е. температура частицы ниже температуры в атмосфере и она приобретает ускорение направленное вниз. Эта точка не относится к КНС. Верхняя граница КРС располагается между уровнями 3 и 4, ее

положение можно уточнить аналогичными построениями для промежуточных точек.

2.6 Определение конвективно-неустойчивого слоя

Наиболее часто конвекция наблюдается при условно неустойчивой стратификации воздуха ($\gamma_a > \gamma > \gamma_{\text{ва}}$) выше пограничного слоя тропосферы. Однако в некоторых случаях возможно развитие конвекции и при абсолютно устойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_{\text{ва}}$) выше пограничного слоя. **Конвективно-неустойчивый слой (КНС)** - это такой слой, каждая точка которого может участвовать в конвекции. Существует несколько способов определения верхней границы конвективно-неустойчивого слоя:

1). При условно неустойчивой стратификации воздуха ($\gamma_a > \gamma > \gamma_{\text{ва}}$) выше пограничного слоя тропосферы для определения давления на верхней границе КНС нужно из точки пересечения сухой адиабаты, проведенной от значения максимальной температуры t у поверхности Земли (точка А), с кривой стратификации (точка Б) провести изограмму до пересечения с кривой влажности (точка В). Тогда изобара Вв укажет давление (высоту) на верхней границе конвективно-неустойчивого слоя (рис. 3).

2). При четко выраженном задерживающем слое ($\gamma < \gamma_{\text{ва}}$) от точки М на верхней границе этого слоя проводим вниз влажную адиабату до пересечения в точке Б' с сухой адиабатой, проведенной из точки А у поверхности земли (с максимальной температурой воздуха). От точки Б' проводим изограмму до пересечения с кривой влажности (точка В). Изобара Вв укажет давление на верхней границе КНС (рис. 3).

3). При отсутствии хорошо выраженного задерживающего слоя, но при $\gamma < \gamma_{\text{ва}}$ до больших высот для определения давления на верхней границе КНС (рис.4) прежде всего строят кривую состояния при максимальной температуре (точка А) и соответствующей точке росы (точка К), до пересечения ее с кривой стратификации (точка Д').

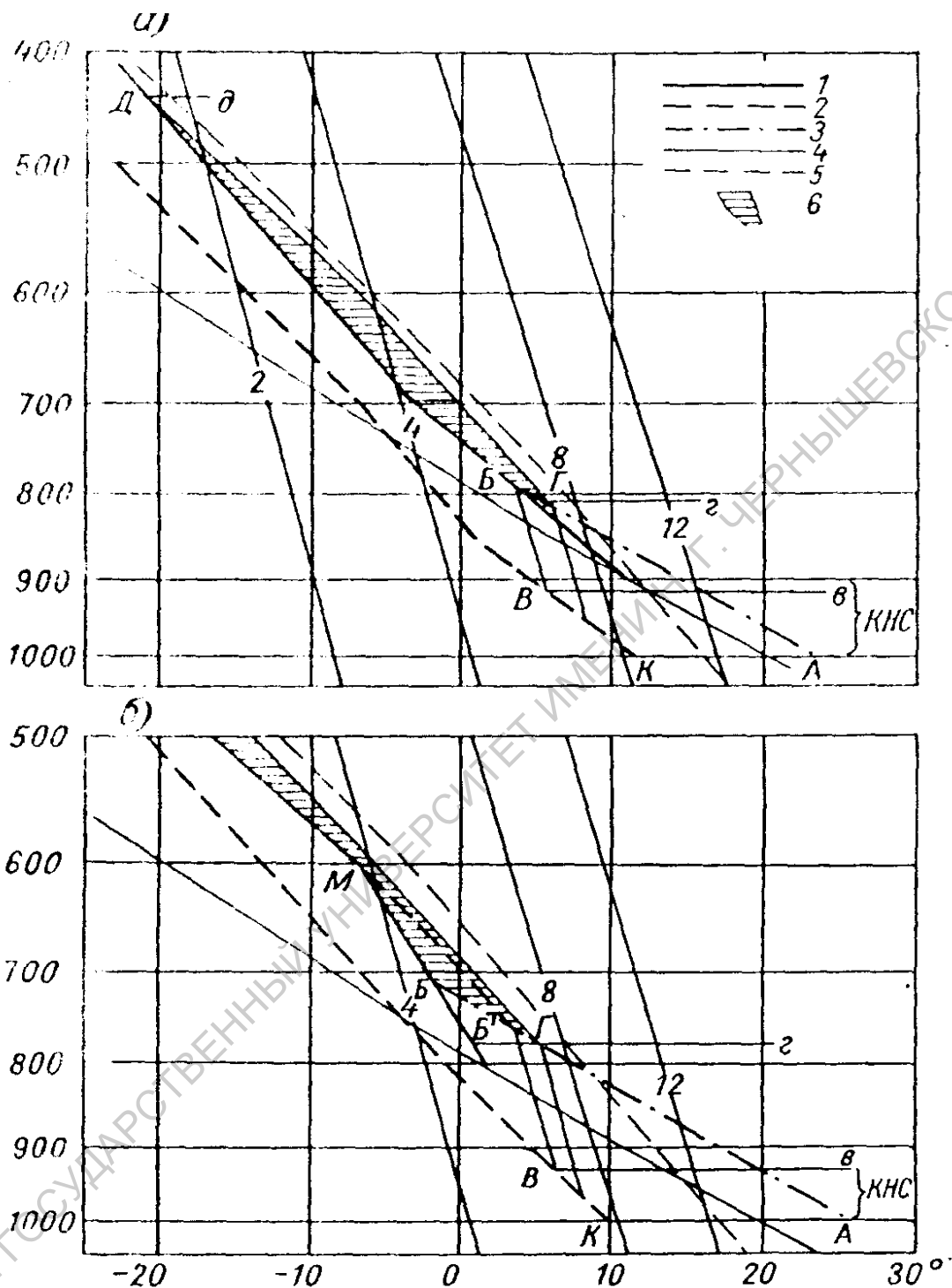


Рисунок 3 - Определение толщины конвективно-неустойчивого слоя (КНС) в случаях, когда выше уровня конденсации $\gamma > \gamma_{\text{sat}}$ (а) и $\gamma < \gamma_{\text{sat}}$ (б).

1 - кривая стратификации, 2-кривая влажности, 3 - кривая стратификации с учетом дневного прогрева (кривая состояния до уровня конденсации), 4- кривая состояния от уровня конденсации, 5- вспомогательная влажная адиабата для нахождения точки Б', 6-площадь положительной энергии неустойчивости, А- максимальная температура, Вв- верхняя граница КНС, Гг- уровень конденсации, Дд- уровень конвекции

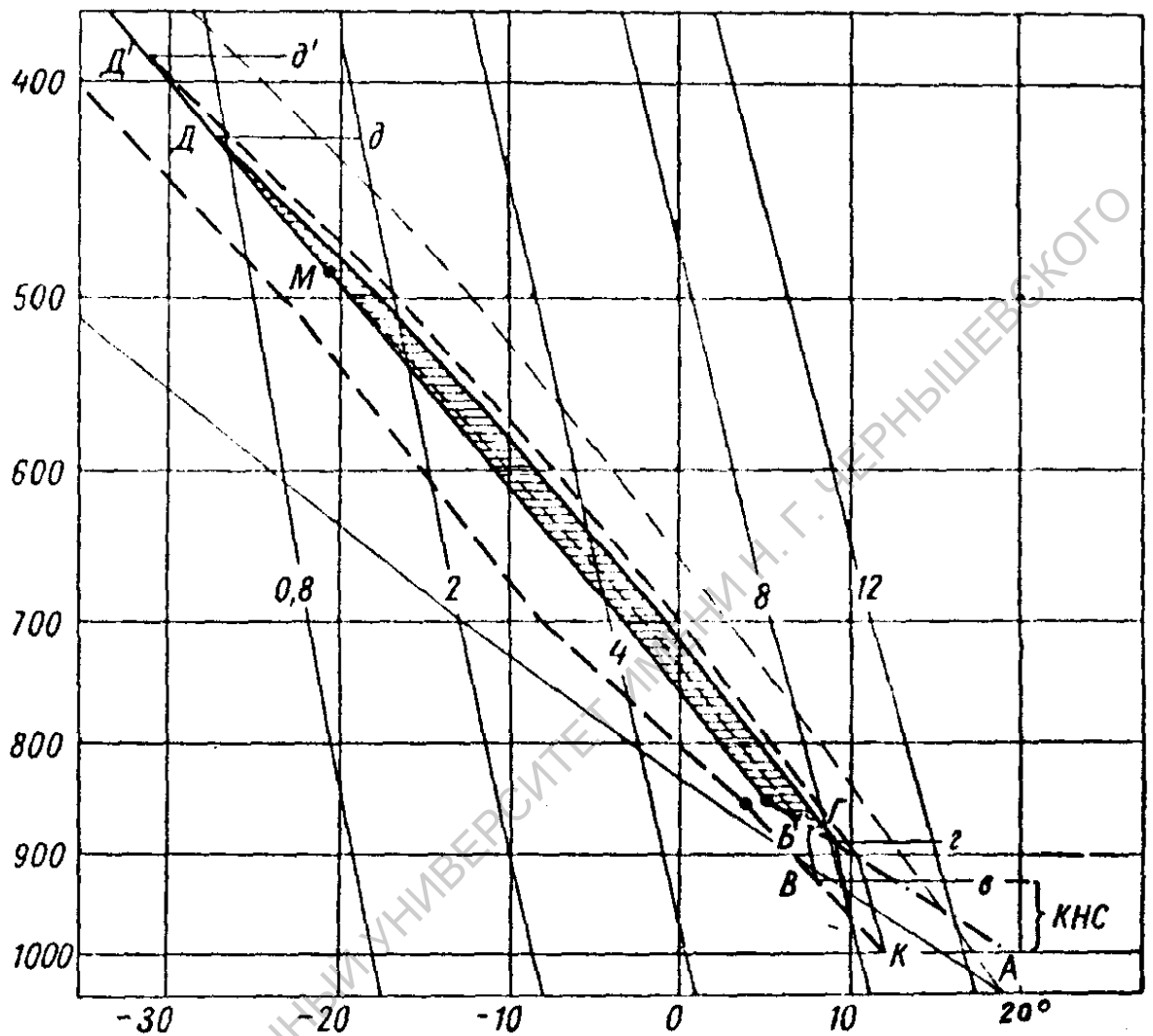


Рисунок 4 - Определение толщины КНС при $\gamma < \gamma_{ва}$ выше поверхности 850 гПа (Условные обозначения см. рис.3)

Затем выбираем на кривой стратификации точку М, лежащую на 50-100 гПа ниже точки Д', и проводим от нее вниз влажную адиабату до пересечения с сухо адиабатой (точка В'), проведенной от точки А у земли. Изобара Вв укажет давление на верхней границе КНС (рис.4).

Разность давления (высот) на нижней и верхней границах КНС (гПа) характеризует толщину этого слоя. Чем толще КНС, тем больше масса переносимого вверх воздуха и запас водяного пара, следовательно, тем

больше вероятность образования конвективных облаков, тем больше их водность, а с ней количество и интенсивность ливневых осадков, тем больше вероятность развития грозовой деятельности. Чаще всего толщина КНС составляет несколько сот метров, иногда до 1-2 км. Но в особых условиях (в предгорных районах) толщина этого слоя может достигать до 5 км, что приводит к обильным ливням. Далее кривую состояния КИС строят для частицы с середины КНС (рис. 3,4). Для этого от значения влажности на середине КНС (см. по давлению) проводим изограмму до пересечения с сухой адиабатой, проведенной от максимальной температуры (точка Г). Изобара Гг определит давление на среднем уровне конденсации (среднее положение нижней границы конвективной облачности). До уровня конденсации КИС будет сухой адиабатой, проведенной от максимальной температуры, и, следовательно, будет совпадать с кривой стратификации в момент наступления максимальной температуры.

От среднего уровня конденсации кривая состояния проводится по влажной адиабате до точки пересечения ее с кривой стратификации (точка Д). Дд – изобара на уровне конвекции, среднем для всего конвективно-неустойчивого слоя. Практически этот уровень дает среднее положение вершин облаков кучевых форм. Уровень конвекции приземной частицы воздуха лежит выше, а частиц, поднимающихся с верхней границы КНС, – ниже среднего уровня конвекции.

2.7 Расчет гигротермических характеристик

Отношение смеси (r) и удельная влажность (q). На любом уровне r и q определяются путем интерполяции между ближайшими изограммами справа или слева от точки на депеграмме. Максимально возможное отношение смеси (r_{max}) и максимальная удельная влажность (q_{max}) определяются тем же способом, но изограммы рассматриваются относительно точки на кривой стратификации. Интерполированное число

представляет величины r и q выраженные в одинаковых единицах (г/кг).

Пример. На уровне, где расположена точка 5 (рис.1), $T=-20,0$ $T_d=21,8^\circ$. Интерполяция между значениями соседних изогрмм показывает, что $r=0,95$ г/кг, $r_{max}=1,1$ г/кг. На уровне точки 6 $T=-33,0$ $T_d=-37,0$, $r=0,32$ и $r_{max}=0,48$ г/кг. Величины q и q_{max} следует принять такими же, как r и r_{max} . Значения r и q до 3.0 г/кг определяются с точностью до 0,01 г/кг.

Относительная влажность (f , %). Наиболее просто относительная влажность на уровне P определяется по значениям r и r_{max} по формуле:

$$f = \frac{r}{r_{max}} 100\%$$

Пример. В точке 5 (рис. 1) $r=0,95$ г/кг и $r_{max}=1,1$ г/кг, поэтому относительная влажность в ней составит: $f=0,95 \cdot 100/1,1=86,4\%$. В точке 6 соответственно $r=0,32$ г/кг и $r_{max}=0,48$ г/кг, а $f=0,32 \cdot 100/0,48=66,7\%$.

Энергия неустойчивости (E). Аэрологическая диаграмма позволяет определять энергию неустойчивости, т.е. работу, совершаемую силой плавучести при адиабатическом подъеме единичной массы воздуха. Она пропорциональна площади ограниченной кривой стратификации, кривой изменения состояния и двумя изобарами.

Знак энергии определяется соответственно знаку разности ($T-T_a$). Если КИС лежит правее кривой стратификации ($T-T_a > 0$) E положительная, если же КИС расположена левее кривой стратификации ($T-T_a < 0$) отрицательная. При $T=T_a$ энергия неустойчивости равна нулю. Расчет величины энергии неустойчивости E производится по формуле $E=a_1S_1+a_2S_2+\dots+a_nS_n$, где S – площадки, на которые разбито пространство, ограниченное КИС и кривой стратификации; a – среднее для этих площадей значение E , найденные по шкале, помещенной на правой стороне АД.

Пример. Рассчитаем энергию неустойчивости частицы в слое от земли до уровня конвекции (H_k). Пример расчетов представлен на рис. 5 в масштабе АДКТ. Разбиваем всю площадь, ограниченную КИС и кривой стратификации на 12 элементарных площадок, которые в основном представлены в виде треугольников, трапеций или параллелограммов. Площади указанных фигур вычисляются по формулам:

$$\text{треугольник: } S = \frac{bh_t}{2}$$

$$\text{трапеция: } S = \frac{(a+b)h_t}{2}$$

$$\text{параллелограмм: } S=ah,$$

где h_t и h – высота, опущенная на сторону треугольника « b » и просто высота фигуры; a и b – стороны фигур. Удобно использовать при расчетах прозрачные специальные палетки. Вычисление энергии неустойчивости предлагается проводить по форме табл. 2.

Таблица 2 - Расчет энергии неустойчивости

Номер площадки	Площадь фигуры S , см ²	Средняя величина a , Дж/см ²	E , Дж
1	0,20	36,1	7,22
2	0,31	36,5	11,32
3	0,40	36,8	14,72
4	0,60	37,0	22,20
5	0,52	37,3	19,40
6	0,33	37,5	12,38
7	1,56	37,8	58,97
8	1,27	38,5	48,90
9	1,12	38,9	43,57
10	1,04	39,4	40,98
11	1,30	40,1	52,13
12	0,68	41,0	27,88
Сумма			359,67

Потенциальная температура θ , псевдопотенциальная θ_p , и потенциальная температура смоченного термометра θ' используются для характеристики термодинамических процессов, происходящих в атмосфере. Определения этих температур были приведены выше.

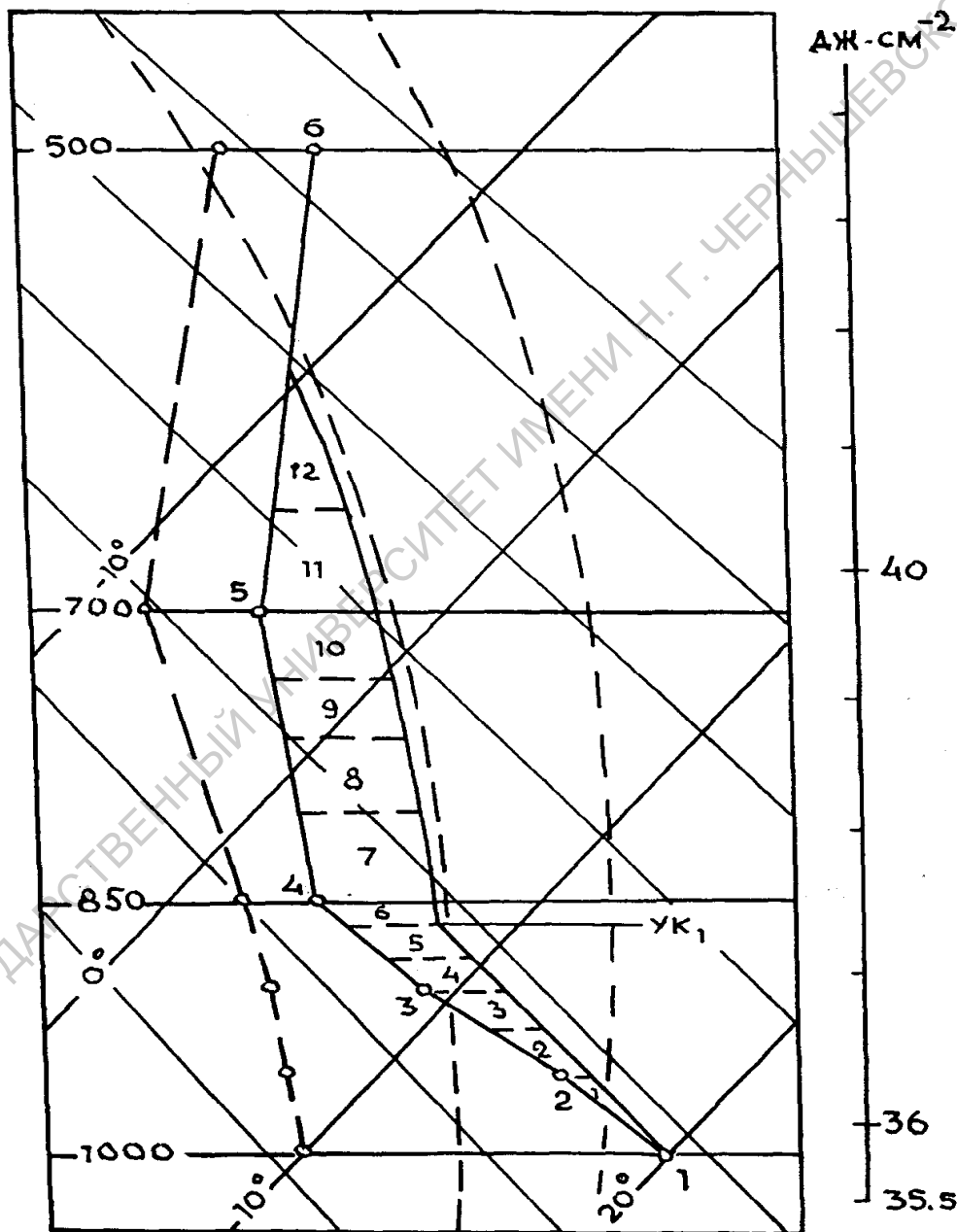


Рисунок 5 - Пример расчета энергии неустойчивости

Для определения θ частицы ненасыщенного воздуха с температурой T , находящейся на уровне P , надо по сухой адиабате, которая проходит через точку с координатами T и P сместиться до изобары 1000 гПа и отсчитать θ .

Так на рис. 3 для точек 3 ($P_3=900$ гПа, $T_3=9,0^\circ$) и 5 ($P_5=700$ гПа, $T_5=-5,0^\circ$) значения θ составят $\theta_3=17,5^\circ$ и $\theta_5=24,0^\circ$ соответственно.

Чтобы определить θ_p и θ' частицы воздуха, находящейся на уровне P с температурой T и точкой росы T_d , необходимо определить уровень конденсации и отсчитать θ_p °К и θ' °С у верхнего конца влажной адиабаты, проходящей через точку, соответствующую уровню конденсации. На рис.3 для точек 3 и 5 значения искомых температур составляют соответственно: $(\theta_p)_3=312,3^\circ$ К, $(\theta')_3=13,2^\circ$ С и $(\theta_p)_5=305,7^\circ$ К и $(\theta')_5=10,5^\circ$ С. Таким образом, аэрологические диаграммы позволяют выполнить большое число расчетов, которые широко используются при диагнозе состояния атмосферы и прогнозе погоды, в частности, при прогнозе образования и эволюции облачности, обледенения самолетов, прогнозе максимальных температур, гроз, града, ливней и др.

Виртуальная температура (T_v). Определяется по данным о температуре воздуха и точки росы по формуле: $T_v=T+\Delta T_v$. Шкалы виртуальных добавков (ΔT_v) нанесены в виде точек на изобарах 900, 720 и 520 гПа.

Пример. Определить виртуальные добавки для точки 2 (рис.6) ($P=1000$ гПа, $T=10^\circ$ и $T_d=8,2^\circ$) и точки 7 ($P=500$ гПа, $T=-7,9^\circ$ и $T_d=-15,1^\circ$). Для определения виртуальной добавка ΔT_v необходимо от точки с $T_d=8,2^\circ$ подняться по изограмме до уровня 900 гПа, а от значения $T_d=-15,1^\circ$ опуститься до уровня 520 гПа. Там размещены ближайшие шкалы виртуальной добавка ΔT_v . Так значение ΔT_v для точки 2 составит $1,2^\circ$, а для точки 7 $-0,4^\circ$. Соответственно величины составят $T_v=10,0+1,2=11,2^\circ$ и $\Delta T_v=-7,9+0,4=7,5^\circ$.

2.8 Вычисление геопотенциальных высот основных изобарических поверхностей

На АД даны шкалы для определения расстояний между некоторыми основными изобарическими поверхностями. Они могут быть использованы для определения высот изобарических поверхностей над земной поверхностью и уровнем моря. Для этого определяют среднюю виртуальную температуру слоя \bar{T}_v графическим способом.

Пример. На рис.6 кривые температуры (T) и точки росы (T_d) построены по следующим данным:

Точки	P, гПа	T, °C	T _d , °C
1	1025	8,4	6,5
2	1000	10,0	8,2
3	935	14,4	11,9
4	900	14,4	11,6
5	850	12,0	9,3
6	700	6,0	1,0
7	500	-7,9	- 15,1

Чтобы определить толщину слоя $\Delta H_{1000-850}$ необходимо определить средние для данного слоя значения T и T_d . Для этого между уровнями 1000 и 850 гПа проводят отрезок изотермы таким образом, чтобы площади, образовавшиеся слева и справа между ним и кривой температуры (точки росы), были равны между собой. На рис.6 эти площади заштрихованы. Температура $12,5^\circ$ и точка росы $10,3^\circ$ соответствуют средним значениям T и T_d для слоя 1000-850 гПа. Затем, перемещаясь по изограмме от точки "а", соответствующей середине слоя 2-5 и от $T_d=10,3^\circ$ до шкалы виртуального добавка, находим $\Delta T_v = 1,5^\circ$ и получаем $T_v = 12,5 + 1,5 = 14,0^\circ$. Отсчет по шкале расстояний на уровне 925 гПа показывает, что толщина слоя $\Delta H_{1000-850} = 136,7$

гПа дам. Таким же образом по рис.6 определяем толщину слоев 850-700 гПа, 700-500 гПа:

850 – 700 гПа	700 – 500 гПа
$\bar{T} = 9,0^\circ$	$\bar{T} = -0,8^\circ$
$\bar{T}_d = 5,2^\circ$	$\bar{T}_d = -6,7^\circ$
$\overline{\Delta T}_v = 1,2$	$\overline{\Delta T}_v = 0,62$

В этих слоях распределение температуры и точки росы представлены прямолинейными отрезками, что значительно упрощает расчеты.

Высоты изобарических поверхностей над уровнем моря находят по формулам:

$$\begin{aligned}
 H_{850} &= H_{1000} + \Delta H_{1000-850}, & H_{700} &= H_{850} + \Delta H_{850-700}, \\
 H_{500} &= H_{700} + \Delta H_{700-500}, & H_{300} &= H_{500} + \Delta H_{500-300}, \\
 H_{200} &= H_{300} + \Delta H_{300-200}, & H_{100} &= H_{200} + \Delta H_{200-100}.
 \end{aligned}$$

Здесь $H_{1000}, H_{850}, \dots, H_{100}$ -- высоты изобарических поверхностей 1000, 850, ..., 100 гПа над уровнем моря. Высота изобарической поверхности 1000 гПа определяется по данным приземного давления (P_o), приведенного к уровню моря, и приземной температуры воздуха (T_o) по табл. 3.

Таблица 3 - Высота поверхности 1000 гПа в гПа дам для различных значений приземной температуры (T_o) и приземного давления (P_o) над уровнем моря

$P_o,$ гПа	$T_o, ^\circ C$									
	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
950	-34	-35	-37	-38	-40	-41	-43	-44	-46	-47
960	-27	-28	-29	-30	-32	-33	-34	-35	-36	-38
970	-20	-21	-22	-23	-24	-24	-25	-26	-27	-28
980	-13	-14	-14	-15	-16	-16	-17	-17	-18	-18

990	-7	-8	-8	-8	-8	-9	-9	-10	-10	-10
1010	6	7	7	7	8	8	8	8	9	9
1020	13	14	14	15	15	16	16	17	18	18
1030	19	20	21	22	23	24	24	25	26	27
1040	26	27	28	29	30	32	32	34	35	36
1050	32	33	35	36	38	39	40	42	43	45

Пример. На рис. 6 $P_o=1025$ гПа, $T_o=8,4^\circ$. Согласно табл. 3 путем интерполяции находим, что при $P_o=1025$ гПа, $H_{1000}=20,7$ гп дам. Затем по выше приведенным формулам находим H_{850} , H_{700} , H_{500} :

$$H_{850}=20,7+136,7=157,4 \text{ гп дам}$$

$$H_{700}=157,4+161,2=318,6 \text{ гп дам}$$

$$H_{500}=318,6+268,9=587,5 \text{ гп дам}$$

Сложнее обстоит дело, если приземное давление меньше 1000 гПа. Например, на уровне земли давление $P_o=1025$ гПа, $T_o=(T_d)_o=10^\circ$, а на уровне 850 гПа $T_o=(T_d)_o=1,0^\circ$. Найти высоту H_{850} гПа. Допустим, что при $P_o=1000$ гПа $T_o=T_d=10^\circ$ для слоя 1000-850 гПа. По АД находим $\bar{T}=\bar{T}_d=5,5^\circ$, $T_v=5,5+1,0=6,5^\circ$ и по шкале высот $\Delta H_{1000-850}=132,2$ гп дам. При $P=970$ гПа, $T_o=10^\circ$ по табл. 3. $H_{1000}=25,3$ гп дам. Поэтому по формуле $H_{850}=H_{1000}+\Delta H_{1000-850}$, получаем $H_{850}=-25,3+133,2=107,9$ гп дам.

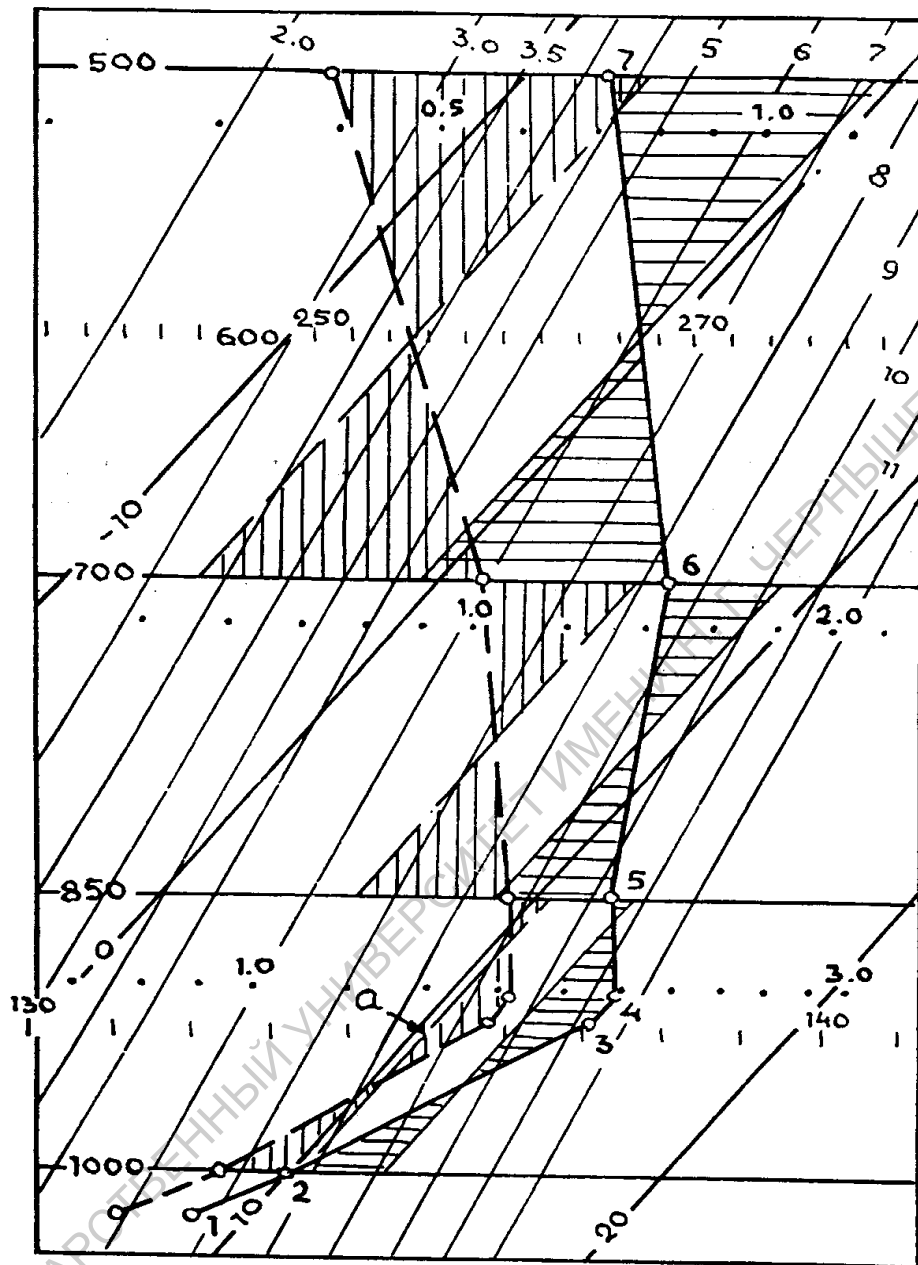


Рисунок 6 - Определение высот изобарических поверхностей

ЗАДАНИЯ ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ ПРАКТИЧЕСКОЙ РАБОТЫ

Используя исходные данные, помещенные в приложении:

1. Построить кривую стратификации, деграммму, кривую состояния.
2. Отметить высоту тропопаузы и ее характеристики.
3. Привести определения и оценить высоту уровней конденсации и толщину конвективно-неустойчивого слоя.
4. Оценить стратификацию атмосферы и условия для образования конвективной облачности, возможные высоты их нижней и верхней границ.
5. На каких высотах термодинамический процесс протекает сухоадиабатически, влажноадиабатически при данных метеорологических условиях.
6. Оценить энергию неустойчивости в слое от земли до уровня 500 гПа
7. Оценить термогигрометрические характеристики в атмосфере на стандартных изобарических поверхностях.
8. Обосновать физическую сущность развивающихся в атмосфере процессов.
9. Рассчитать энергию неустойчивости по слоям: Земля- 850 гПа, 850 – 700, 700 – 500, 500 – 400 гПа и т. д.
10. Рассчитать скорость восходящих движений на высотах, где $P_1 = 850$ гПа, $P_2 = 700$ гПа, $P_3 = 500$ гПа, $P_4 = 400$ гПа.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991, 711 с.
2. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. –Спб.: Гидрометеиздат, 2000, 778 с.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть II. - Л.: Гидрометеиздат, 1965, 492 с.
4. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1977, 711 с.
5. Успенский Б.Д., Веселова Г.К. Новая аэрологическая диаграмма и применение ее при диагнозе и прогнозе погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1969, 28 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Результаты зондирования атмосферы. Саратов

Вариант 1

Вариант 2

26.05.87г., срок 14 час. 30мин. Обл.: 9/9 Сб, Су				24.05.87г., срок 14час., 30мин. Обл. : 9/4 Су, Сі			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d , °С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , °С
0.17	989	14.8	13.6	0.17	984	24.4	13.9
0.20	986	13.4	13.4	0.20	981	23.1	13.8
0.73	925	7.5	9.0	0.50	947	19.3	12.1
1.42	850	1.0	4.8	0.77	918	16.7	8.0
2.00	790	-3.9	1.7	1.07	886	13.6	8.4
2.95	700	-5.2	10.0	1.42	850	10.2	6.5
3.00	696	-5.4	12.2	3.01	700	1.0	7.4
4.40	580	-13.1	19.5	5.62	500	-16.5	7.6
5.52	500	-20.2	15.1	6.00	475	-19.7	6.0
7.15	400	-26.3	14.6	7.17	416	-19.3	11.0
9.19	300	-35.5	15.4	7.26	400	-29.6	4.0
10.44	250	-42.3	14.5	9.24	300	-45.3	2.6
11.92	200	-48.3	14.8	10.43	250	-55.4	2.6
13.82	150	-47.0	14.6	11.86	200	-51.0	4.3
16.50	100	-48.2	14.8	16.37	100	-54.0	8.6

Вариант 3

Вариант 4

19.05.87г., срок 14 час.34мин. Обл.: 5/5 Сб, Су				25.05.87г. срок 14 час.34мин. Обл.: 8/5 Сб, Су, Сі			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , °С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , °С
0.17	1000	27.6	17.2	0.17	982	19.2	9.8
0.20	996	24.9	16.8	0.20	979	17.8	9.9
1.55	850	9.2	8.3	0.50	944	13.7	5.4
3.12	700	-4.6	4.7	1.38	850	5.7	4.1
5.68	500	-22.6	4.0	2.94	700	-4.6	3.8
6.00	478	-25.1	4.3	5.52	500	-20.3	6.4
7.28	400	-34.0	2.6	6.50	437	-27.8	3.6
9.23	300	-49.5	4.8	7.14	400	-33.1	3.6
10.00	266	-54.7	4.8	8.00	353	-38.1	6.8
10.40	250	-57.2	5.0	9.11	300	-40.8	8.8
11.78	200	-62.1	3.6	10.00	263	-42.1	9.6
13.00	164	-59.4	5.1	11.84	200	-44.3	11.8
13.58	150	-58.6	6.0	13.50	156	-45.8	11.4
14.00	140	-58.0	6.4	13.77	150	-46.6	11.8
15.00	120	-58.4	6.0	15.00	124	-50.7	12.5
16.13	100	-58.6	7.5	16.54	100	-52.2	12.4

Вариант 5

Вариант 6

07.05.87г. срок 14 час. 34мин. Обл.: 4/4 Сб				25.06.86г. срок 14 час. 34мин. Обл. 10/8 Сб, Св			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С
0.17	994	15.0	12.9	0.17	992	18.0	1 2.6
0.20	990	19.6	12.4	0.76	925	11.2	9.6
0.78	925	13.0	9.0	1.45	850	14.4	3.2
1.49	850	6.5	4.3	2.01	800	3.8	3.4
3.00	700	-4.6	5.0	3.00	700	-5.7	1.5
3.20	686	-5.3	5.5	3.18	684	-4.1	6.1
5.00	543	-17.1	13.0	5.17	528	-16.1	8.6
5.61	500	-21.8	11.7	5.28	500	-20.9	8.9
7.20	400	-35.1	11.2	7.19	400	-33.3	9.4
9.16	300	-45.8	10.2	8.21	345	-41.3	9.1
9.98	270	-42.5	1.8	9.17	300	-38.7	10.0
10.36	250	-52.8	9.4	10.41	250	-42.5	11.0
11.79	200	-53.9	9.5	11.77	204	-42.1	11.9
12.50	179	-53.5	9.5	11.91	200	-42.9	12.2
13.64	150	-53.5	9.7	13.83	150	-47.7	6.0
16.23	100	-56.8	9.8	16.48	100	-52.7	11.8

Вариант 7

Вариант 8

31.07.86г. срок 14 час. 34мин. Обл.: 10/8 Ас, Сб				10.08.86г. срок 14 час. 34мин. Обл.: 8/4 Ас, Сб			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С
0.17	992	28.8	7,4	0.17	998	29.0	5.0
0.40	965	24.4	8.2	0.31	983	26.2	11.0
0.77	925	19.8	8.4	0.77	932	22.2	12.2
1.49	850	14.8	7.2	0.84	925	21.8	12.2
2.00	800	10.4	5.6	1.57	850	16.2	8.4
2.48	754	5.6	3.3	3.18	700	2.8	1.8
3.10	700	2.2	0.6	5.81	500	-14.5	3.2
4.42	593	-6.9	0.6	6.6	449	-20.5	1.0
4.85	561	-6.9	2.6	7.46	400	-26.3	0.9
5.73	500	-14.1	3.6	9.47	300	-43.1	1.0
7.39	400	-25.7	9.0	10.67	250	-54.7	1.0
9.40	300	-41.7	6.2	10.82	244	-56.3	1.0
10.62	250	-47.1	6.4	11.17	231	-54.5	1.1
12.10	200	-46.7	7.2	12.10	200	-53.7	1.2
14.00	150	-49.9	7.5	13.95	150	-53.9	2.1
16.62	100	-54.5	7.8	16.52	100	-60.1	2.7

Вариант 9

Вариант 10

18.05.87г. срок 14 час. 34мин., Обл.: 9/6 Су, Сб, Ас				14.05.87г. срок 14 час. 55 мин., Обл. 9/6 Су, Сб, Ас			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С
0,17	1003	26,0	18,3	0,17	1004	23,6	12,5
0,20	999	25,0	18,5	0,20	1000	22,2	12,9
0,80	932	14,2	18,3	0,87	925	15,5	12,2
1,00	910	16,7	16,7	1,50	859	9,6	6,0
1,58	850	12,5	12,8	1,58	850	8,8	6,0
3,17	700	-2,2	8,5	2,00	807	4,4	3,8
5,75	500	-18,6	14,7	3,00	713	-4,5	5,4
6,00	484	-20,9	12,6	3,14	700	1,2	2,8
7,00	422	-28,9	7,2	4,00	627	-9,4	9,4
7,37	400	-31,9	3,7	4,20	611	-10,4	9,6
9,33	300	-47,3	5,6	5,71	500	-21,6	7,7
10,03	273	-48,1	3,2	7,31	400	-34,2	7,5
10,52	250	-54,7	5,0	9,26	300	-49,1	5,1
11,93	200	-56,9	5,0	11,88	200	-52,5	6,7
13,76	150	-54,7	7,0	13,74	150	-51,7	7,5
16,36	100	-54,3	6,8	16,36	100	-52,6	8,4

Вариант 11

Вариант 12

22.08.86г. срок 14 час. 34мин. Обл.: 7/6 Ас, Сб				9.05.87г. срок 14 час. 34мин. Обл.: 4/4 Су			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С
0,17	986	28,2	10,7	0,17	992	19,2	14,1
0,47	952	20,2	9,8	0,20	988	18,4	14,2
0,70	925	18,6	9,7	1,10	898	9,3	5,8
1,43	850	13,0	8,5	1,46	850	5,2	4,3
3,04	700	2,4	4,1	2,10	795	1,4	8,0
4,00	620	-3,5	3,4	3,00	701	-3,9	7,4
4,55	578	-7,1	7,2	3,01	700	-3,8	7,4
4,87	557	-8,1	8,2	3,50	601	-10,5	13,6
5,67	500	-13,9	5,5	4,60	571	-10,9	17,4
6,72	432	-21,9	4,5	5,00	542	-13,1	17,1
7,32	400	-26,1	3,9	5,90	500	-18,0	16,3
8,28	350	-32,7	4,3	7,23	400	-31,0	13,9
9,34	300	-43,3	5,0	9,20	300	-44,8	10,6
10,54	250	-52,3	4,3	12,3	250	-49,8	9,8
11,97	200	-58,3	3,8	13,71	150	-52,2	5,4
16,40	100	-53,3	5,4	16,33	100	-52,9	11,2

Вариант 13

Вариант 14

20.05.86г. срок 14 час. 34мин. Обл.: 10/8 Ас, Сб				21.05.86г. срок 14 час. 30мин. Обл.: 8/2 Ас, Сб			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С
0,17	999	20,0	13,5	0,17	999	16,8	10,0
0,82	925	12,2	12,3	0,81	925	8,6	6,6
1,52	850	5,6	10,4	1,51	850	3,2	3,4
2,15	786	-0,5	2,6	2,00	800	-0,7	3,3
3,00	706	-4,9	1,0	2,77	725	-6,5	1,4
3,08	700	-5,1	0,7	3,05	700	-8,1	1,6
3,88	631	-8,3	1,2	3,80	634	-11,9	2,0
5,65	500	-21,1	2,8	4,00	617	-13,7	1,7
7,25	400	-33,0	3,6	5,00	540	-21,1	2,8
9,22	300	-47,8	4,8	5,58	500	-25,1	2,1
10,40	250	-55,2	4,3	6,47	441	-30,9	2,8
11,82	200	-56,2	4,9	9,08	300	-51,5	3,2
13,00	166	-54,3	4,2	10,26	250	-52,9	4,9
13,66	150	-53,6	4,9	11,70	200	-52,9	4,9
16,27	100	-52,4	5,8	13,55	150	-52,9	5,0
20,77	50	-51,0	6,6	16,16	100	-54,3	7,0

Вариант 15

Вариант 16

5.05.87г. срок 14 час. 30мин.: Обл.: 4/4 Су				27.05.87г. срок 14 час. 34 мин. Обл. 7/7 Су			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ , С
0,17	1002	23,0	16,5	0,17	997	16,0	16,0
0,20	998	22,4	16,5	0,20	993	14,7	15,9
1,56	850	7,9	5,4	0,79	925	7,6	12,4
2,60	748	-0,7	14,7	1,48	850	0,9	6,4
3,12	700	-4,4	11,0	3,02	700	-4,5	19,6
4,40	594	-12,7	12,1	3,9	617	-10,2	18,6
5,00	548	-16,6	10,9	4,40	586	-12,1	17,6
5,68	500	-21,7	11,3	5,59	500	-18,6	17,0
7,29	400	-34,2	7,3	7,22	400	-30,9	8,0
9,00	311	-47,5	4,8	8,50	333	-39,0	6,6
9,23	300	-49,0	4,4	9,22	300	-42,7	6,8
10,7	250	-49,2	6,7	10,42	250	-49,6	6,8
11,7	200,0	-48,9	9,4	11,86	200	-50,1	6,3
13,7	150,0	-48,0	11,3	13,00	168	-47,6	6,5
14,5	215,6	-47,9	8,8	13,76	150	-47,4	8,4
18,5	100	-48,7	12,5	16,44	100	-49,5	10,7

Вариант 17

Вариант 18

15.06.87г.рок 14 час. 34мин.: Обл.: 7/4 Сб,Сі, Ас				30.06.87г. срок 14час.30мин.: Обл.: 9/6 Ас,Сб			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ ,С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ ,С
0,17	997	29,6	15,3	0,17	989	20,0	11,8
0,82	925	21,6	12,9	0,74	925	12,3	8,6
1,40	865	16,5	12,0	1,44	850	5,6	5,0
1,55	850	15,7	13,6	1,60	833	4,8	4,8
3,16	700	4,4	13,1	3,00	700	-4,8	3,0
3,20	696	4,2	13,2	3,20	681	-5,7	5,4
5,00	555	-8,7	3,5	4,00	616	-10,4	13,2
5,80	500	-13,9	3,0	5,57	500	-21,0	14,2
7,46	400	-25,7	3,8	7,18	400	-31,5	12,7
9,48	300	-42,2	5,6	8,00	356	-36,6	9,3
10,68	250	-55,3	4,8	9,18	300	-36,5	13,1
12,09	200	-60,4	4,8	10,44	250	-37,3	15,5
13,90	150	-55,7	6,7	11,97	200	-40,4	16,2
16,50	100	-53,7	8,5	16,60	100	-49,4	15,6

Вариант 19

Вариант 20

28.05.87г.срок 14час.30мин. Обл.: 4/3 Сс, Сі				7.06.87. срок 14 час. 34мин. Обл.: 5/5 Сс			
Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ ,С	Н, км	Р, гПа	Т, °С	DT _d ⁰ ,С
0,17	1000	19,0	16,6	0,17	1004	23,8	12,7
0,82	925	10,8	12,3	0,88	925	15,7	8,4
1,52	850	4,5	7,3	1,59	850	8,9	4,6
2,0	801	0,7	3,1	2,00	808	4,9	3,0
3,07	700	-7,2	3,7	2,80	733	5,0	21,2
3,80	637	-11,1	6,4	3,17	700	2,5	21,0
5,61	500	-23,3	8,1	4,00	631	-4,0	19,0
7,01	400	-33,8	4,3	4,60	585	-8,1	18,7
9,17	300	-47,6	4,5	5,79	500	-18,3	17,0
10,00	250	-50,0	4,3	7,00	424	-29,0	14,6
12,00	195	-48,1	4,9	7,41	400	-32,7	13,2
13,00	167	-47,5	4,1	9,37	300	-46,3	11,6
13,72	150	-47,6	8,0	11,97	200	-55,0	10,2
16,38	100	-49,9	8,7	13,82	150	-52,6	10,8

Вариант 21

Вариант 22

01.10.2016				02.10.2016			
H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C	H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C
0,17	998	16,4	4,2	0,17	1004	20,2	6,0
1,03	900	12,2	3,9	0,61	954	17,7	5,2
1,51	850	9,8	4,6	1,58	850	9,2	3,2
3,10	700	0,4	4,1	2,06	802	7,2	6,0
3,67	651	-0,5	11,0	3,16	700	0	8,0
5,71	500	-16,3	2,7	3,58	664	-2,6	6,3
6,83	430	-23,5	10,0	5,29	533	-11,3	26,0
6,88	427	-23,5	12,0	5,78	500	-15,7	8,0
7,36	400	-26,5	7,0	7,42	400	-27,1	13,0
9,38	300	-40,9	6,0	8,19	359	-34,1	9,0
10,59	250	-51,1	7,0	9,42	300	-42,1	7,0
12,02	200	-57,1	8,0	10,63	250	-51,3	8,0
13,82	150	-61,5	10,0	12,04	200	-63,3	7,0
14,70	130	-62,9	10,0	13,82	150	-59,9	8,0
15,20	120	-60,6	11,2	16,36	100	-60,1	11,0
16,33	100	-63,3	11,0				

Вариант 23

Вариант 24

03.10.2016				04.10.2016			
H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C	H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C
0,17	1006	19,4	10,0	0,17	1003	10,2	3,3
0,88	925	13,6	13,0	0,84	925	15,4	13,0
1,29	880	13	11,0	1,56	850	9	20,0
1,58	850	11,6	9,0	1,86	820	8,8	38,0
3,18	700	1,8	10,0	3,15	700	2,4	18,0
5,81	500	-15,3	6,0	3,80	645	-0,5	22,0
7,46	400	-26,9	14,0	5,78	500	-15,5	8,0
9,47	300	-42,1	7,0	6,37	462	-18,1	10,0
10,68	250	-52,1	8,0	7,43	400	-25,3	14,0
12,09	200	-62,7	9,0	8,55	342	-33,9	8,0
13,86	150	-60,5	9,0	9,45	300	-41,5	7,0
14,90	127	-59,1	10,0	10,66	250	-51,9	6,0
16,39	100	-59,7	12,0	12,07	200	-62,7	6,0
				13,84	150	-61,5	6,0
				16,35	100	-60,3	7,0

Вариант 25

Вариант 26

05.10.2016				06.10.2016			
H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C	H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C
0,18	1000	20,2	12,0	0,17	1004	18,4	8,0
0,84	925	13,4	11,0	0,86	925	13,4	7,0
1,55	850	8,8	12,0	1,56	850	9,4	18,0
1,72	832	8,2	12,0	1,95	811	7,4	34,0
2,36	769	3,6	11,0	3,15	700	1	31,0
2,89	720	3,8	19,1	3,64	658	-1,1	19,0
3,12	700	2,8	21,0	5,77	500	-16,1	18,0
4,87	561	-10,5	16,0	7,40	400	-28,3	5,0
5,34	528	-13,3	15,0	10,61	250	-52,9	3,9
5,75	500	-17,5	14,0	12,02	200	-61,1	4,1
6,37	460	-23,1	12,0	13,81	150	-59,1	4,7
7,38	400	-30,5	9,0	15,69	111	-58,5	5,0
8,12	360	-36,9	8,0				
9,35	300	-45,3	9,0				
10,56	250	-50,7	11,0				
11,99	200	-55,5	12,0				
16,36	100	-58,3	16,0				

Вариант 27

Вариант 28

07.10.2016				08.10.2016			
H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C	H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C
0,17	1000	17	7,0	0,17	1000	18,8	9,0
0,83	925	13,4	13,0	0,83	925	13	7,0
1,54	850	10,4	16,0	1,53	850	8,4	11,0
1,96	808	8	17,0	2,12	791	7,4	18,3
3,13	700	-0,3	6,0	3,12	700	-0,5	9,0
4,01	626	-5,5	2,9	4,35	598	-6,7	22,0
5,72	500	-18,3	7,0	5,72	500	-15,7	28,0
6,47	452	-23,9	9,0	6,57	446	-22,3	14,2
7,36	400	-28,5	8,0	7,36	400	-28,5	5,0
9,35	300	-43,7	6,0	9,36	300	-43,9	5,0
10,54	250	-53,5	6,0	10,55	250	-53,7	5,0
11,96	200	-59,1	6,0	11,96	200	-64,1	5,0
13,78	150	-56,7	8,0	13,75	150	-58,9	6,0
16,32	100	-57,7	12,0	16,31	100	-58,7	7,0

Вариант 29

Вариант 30

09.10.2016				10.10.2016			
H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C	H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C
0,17	1000	13,8	2,3	0,17	1000	8,4	5,0
0,82	925	12,2	1,8	0,81	925	4	0,0
1,54	850	14	14,0	1,03	900	2,8	0,0
1,96	808	12,6	15,0	1,50	850	4,4	2,9
3,14	700	4,4	18,0	2,13	786	1,4	2,9
4,79	570	-6,9	3,2	3,06	700	-4,5	2,1
5,80	500	-13,7	3,4	4,29	597	-9,7	31,0
6,63	448	-18,9	3,7	5,63	500	-19,9	15,0
7,46	400	-24,1	9,0	7,25	400	-31,9	12,0
9,48	300	-41,9	6,0	9,22	300	-47,3	12,0
10,69	250	-51,7	6,0	10,40	250	-53,7	12,0
12,13	200	-52,9	6,0	11,82	200	-58,1	12,0
14,00	150	-52,3	7,0	13,64	150	-55,5	14,0
16,61	100	-51,5	8,0	16,22	100	-57,9	16,0

Вариант 31

Вариант 32

11.10.2016				12.10.2016			
H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C	H, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C
166	1005	6,0	10,0	166	1009	6,0	11,0
206	1000	5,6	9,0	240	1000	5,2	10,0
834	925	-1,3	4,1	866	925	-1,5	8,0
1500	850	-6,3	0,0	1532	850	-7,3	4,2
1992	798	-8,7	0,0	1915	809	-9,6	6,5
2453	752	-8,4	17,9	2512	749	-7,9	22,0
2652	733	-8,5	24,0	3038	700	-9,1	25,0
3010	700	-8,7	11,0	4316	592	-16,2	9,6
4319	590	-16,7	7,0	5570	500	-23,7	22,0
5550	500	-23,1	11,0	7160	400	-34,1	18,0
7140	400	-35,3	10,0	9120	300	-47,5	14,0
9080	300	-48,9	11,0	10300	250	-54,1	12,0
10270	250	-54,7	11,0	11720	200	-54,5	13,0
11700	200	-53,7	12,0	13560	150	-55,7	15,0

11.10.2016				12.10.2016			
Н, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C	Н, км	P, гПа	T, °C	DT _d ⁰ , C
166	1005	8,0	12,0	166	1001	3,2	6,0
207	1000	7,6	11,0	798	925	-3,5	2,3
840	925	0,6	8,0	1462	850	-7,3	0,6
1513	850	-3,9	6,0	1877	806	-7,1	11,0
2538	747	-2,3	23,0	2977	700	-9,5	8,0
3050	700	-5,5	20,0	3618	644	-11,1	15,0
5610	500	-21,1	18,0	4142	601	-15,2	14,3
7220	400	-32,9	16,0	4942	540	-20,1	8,0
8343	340	-40,7	15,0	5510	500	-22,7	12,0
9180	300	-47,9	14,0	6128	459	-27,6	9,5
10360	250	-56,3	14,0	7110	400	-34,1	6,0
11750	200	-61,1	13,0	9070	300	-47,1	11,0
13560	150	-57,3	14,0	10250	250	-56,7	10,0
16110	100	-56,9	16,0	11660	200	-55,5	11,0

Примечание: $T_d = T - DT_d$, где DT_d - дефицит точки росы