

5. АЭРОЛОГИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ АТМОСФЕРЫ

Для анализа атмосферных процессов и прогноза погоды широко используются аэрологические диаграммы и вертикальные разрезы атмосферы. Аэрологические диаграммы предназначены для наглядного представления хода метеорологических элементов с высотой.

В Росгидромете применяются три вида аэрологических диаграмм, одна из которых построена в прямоугольной системе координат (Ф.АДП), а две других – в косоугольной (Ф.АКДТ – для тёплого периода и Ф.АКДХ – для холодного). В отличие от АДП, изотермы на АКДХ и АКДТ наклонены к изобарам под углом 50° .

Вертикальные разрезы предназначаются для наглядного представления пространственной структуры атмосферы. Различают два типа вертикальных разрезов: пространственные, строящиеся по результатам визуальных наблюдений и инструментальных измерений в один и тот же момент времени в нескольких пунктах (по заданному направлению); временные, составляемые по данным наблюдений в последовательные сроки для одного пункта.

5.1. Аэрологические диаграммы

5.1.1. Аэрологическая диаграмма с косоугольной системой координат

Аэрологическая диаграмма (АД) представляет собой семейство линий:

- *Изотермы* – прямые линии (обычно, коричневые), наклонённые влево, шкала изотерм расположена на нижнем обрезе АД.
- *Изобары* – горизонтальные линии (обычно, коричневые), проведённые через 10 гПа. Формы АКДТ и АКДХ позволяют отражать результаты зондирования в слое от 1050 до 100 гПа, форма АДП – от 1050 до 10 гПа. Шкала давления расположена на правом обрезе диаграммы.
- *Сухие и влажные адиабаты* – кривые состояния, показывающие адиабатические изменения состояния вертикально смещающейся воздушной частицы.

✓ *Сухие адиабаты* – прямые линии (обычно, коричневые), наклонённые влево. Показывают адиабатическое изменение температуры частицы сухого или влажного ненасыщенного воздуха при его опускании или подъёме¹.

• *Влажные адиабаты* – штриховые линии (обычно, зелёные). Показывают адиабатическое изменение температуры частицы влажного воздуха при его опускании или подъёме.

• *Изограммы* – прямые линии (обычно, зелёные), наклонённые вправо. Обозначения даны выше изобары 650 гПа.

• На диаграмме представлены *шкалы виртуальных поправок* температуры воздуха (в виде точек зелёного цвета на уровнях 900, 720 и 520 гПа), *шкала расстояний* между основными стандартными изобарическими поверхностями (в виде коричневых штрихов нанесена на шести уровнях 925, 775, 600, 400, 250 и 150 гПа), *шкала энергии неустойчивости* представлена на АД справа (цифры у делений этой шкалы указывают величину энергии неустойчивости в Дж/см² при подъёме массы в 1 кг на соответствующую высоту), *шкала высот стандартной атмосферы* (СА) дана на АД слева (представляет собой распределение температуры воздуха в зависимости от давления).

• Сухие адиабаты на аэрологической диаграмме являются также линиями равной *потенциальной температуры* (θ), значения которой нанесены вдоль изотермы $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ на АКДТ и $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ для АКДХ.

• Влажные адиабаты на аэрологической диаграмме являются также линиями равной *псевдопотенциальной температуры* (θ_p), значения которой нанесены в градусах Кельвина вдоль верхних концов влажных адиабат.

5.1.2. Построение аэрологической диаграммы

На бланк АД наносятся данные температурно-ветрового зондирования атмосферы и авиационной разведки погоды над пунктом зондирования.

После нанесения данных для имеющихся в телеграммах уровней атмосферы, производится построение кривых стратификации, точек росы (депеграмма) и состояния.

• *Кривая стратификации* показывает распределение температуры воздуха с высотой над пунктом зондирования атмосферы. Строится по данным температуры и давления воздуха от первой точки подъёма (уровня Земли). Все точки последовательно соединяют

ломаной линией красного цвета. На АД обычно строят также кривую стратификации за предыдущие сутки, либо для одного из прошедших сроков красной ломаной пунктирной линией. Так производится оценка повышения или понижения температуры воздуха за сутки по отдельным слоям в атмосфере.

Стратификация может быть устойчивая, неустойчивая и безразличная по отношению к сухому (и ненасыщенному) или насыщенному воздуху. Под устойчивостью стратификации подразумевается способность атмосферы к поддержанию или затуханию вертикальных смещений воздуха. Устойчивость атмосферы характеризуется вертикальными градиентами температуры. При устойчивой стратификации атмосферы, если воздух сухой или ненасыщенный, вертикальный температурный градиент меньше сухоадиабатического, а при насыщении – меньше влажноадиабатического. При неустойчивой стратификации атмосферы, если воздух сухой или ненасыщенный, вертикальный температурный градиент больше сухоадиабатического, при насыщении – больше влажноадиабатического (при данных температуре и давлении воздуха). Неустойчивая стратификация атмосферы благоприятствует развитию и поддержанию конвекции в атмосфере.

- *Кривая точек росы (депеграмма) показывает распределение температуры точки росы с высотой над пунктом зондирования атмосферы. Строится аналогично кривой стратификации, по данным температуры точки росы и давления воздуха от первой точки подъёма (уровня Земли). Все точки последовательно соединяют ломаной пунктирной линией чёрного цвета.*

Расстояние между кривой стратификации и депеграммой показывает дефицит точки росы $\Delta = T - T_d$.

При построении кривых стратификации и точек росы используются данные стандартных изобарических поверхностей и особых точек в атмосфере.

- *Уровень конденсации – уровень, до которого нужно подняться, чтобы содержащийся в воздухе водяной пар при адиабатическом подъёме достиг состояния насыщения (или 100% относительной влажности). Для определения уровня конденсации от начала зондирования от значения температуры воздуха перемещаются по сухой адиабате, от значения точки росы – по изограмме, уровень их пересечения является уровнем конденсации.*

- *Кривая состояния характеризует изменения температуры воздуха в адиабатически поднимающейся частице воздуха. Обычно воздух содержит то или иное количество водяного*

пара. При адиабатическом подъёме воздушной частицы изменения температуры до уровня конденсации, где воздух достигает состояния насыщения, происходят по сухоадиабатическому закону, выше – по влажноадиабатическому.

Таким образом, до уровня конденсации кривая состояния проводится по сухой адиабате, выше уровня конденсации – по влажной адиабате (тонкой линией чёрного цвета).

При наличии инверсии или изотермии в нижнем слое атмосферы построение кривой состояния следует начинать не от Земли, а от верхней границы задерживающего слоя.

Оценка взаимного положения кривых стратификации и состояния позволяет сделать ряд важных выводов, в том числе, о запасах положительной энергии неустойчивости², обуславливающей развитие конвекции и выпадение интенсивных ливневых осадков.

На АД наносятся также данные визуальных наблюдений, полученные при авиационной разведке, если она производилась на удалении не более 100-150 км от пункта зондирования, а временной интервал между радиозондированием и разведкой погоды не превышал ± 3 ч.

5.1.3. Анализ аэрологической диаграммы

Анализ аэрологической диаграммы включает следующие операции:

- *Выделение площади положительной и отрицательной энергии неустойчивости (ЭН)* производится путём закрашивания соответствующих слоев синим (отрицательная ЭН) или красным (положительная ЭН).

- *Выделение границ облачных слоев* волнистой линией (по верхней и нижней границам облачности). Облачный слой заштриховывают наклонными линиями синего цвета, в середине слоя проставляют форму облаков и толщину облачного слоя в метрах.

- *Выделение зон осадков* вертикальными зелёными штрихами, проведёнными от нижней границы облачности до поверхности Земли. Внутри зоны проставляется вид осадков (символами синоптического кода КН-01) зелёным цветом.

- *Обозначение слоев обледенения и болтанки* соответствующими условными знаками красного цвета (ψ , $\overset{\wedge}{\rule{0.5cm}{0.4pt}}$) с указанием интенсивности показателем степени « ψ^0 » – слабое явление, « ψ^2 » – сильное явление, “ ψ ” – умеренное явление. Знаки проставляют в середине слоя, вверх и вниз от знака обледенения проводятся стрелки, указывающие толщину слоя, слой болтанки отмечают волнистой вертикальной линией справа от кривой стратификации.

- *Слои тумана* закрашиваются жёлтым цветом с указанием интенсивности и характера тумана (словесно).

- *Слои инверсий и изотермий* (задерживающие слои атмосферы) выделяются линиями жёлтого цвета по их верхней и нижней границам. В середине слоя проставляется его толщина в метрах, величина прироста температуры воздуха, характер задерживающего слоя (словесно, например, радиационная, оседания и т.д.).

- *Определение уровня тропопаузы* как зоны, расположенной выше поверхности 500 гПа, между слоем с большими значениями вертикального градиента температуры в верхней тропосфере и слоем изотермии, инверсии или замедленного падения температуры воздуха с высотой в верхней тропосфере. За начало тропопаузы принимается уровень, где значение вертикального температурного градиента составляет $0.2\text{ }^{\circ}/100\text{ м}$ и менее. Нижняя и верхняя границы тропопаузы выделяются коричневыми линиями, справа от линий проставляются высоты границ в метрах, над линиями – значения температуры воздуха на уровне верхней и нижней границ тропопаузы. Слой тропопаузы слегка закрашивается коричневым цветом. При наличии 2-х тропопауз (полярной и тропической) каждая из них выделяется отдельно.

- *Выделение верхней и нижней границ фронтальных слоев* (синим – холодный фронт, красным – тёплый фронт, коричневый – фронт окклюзии); пространство между границами слегка закрашивается соответствующим цветом.

Между границами проставляют толщину фронтального слоя в метрах, при положительном приросте температуры от нижней до верхней границы слоя указывают величину прироста воздуха, а при отрицательном приросте – величину вертикального градиента температуры воздуха.

5.1.4. Графические расчёты с помощью аэрологических диаграмм

С помощью АД определяется ряд важных характеристик состояния атмосферы: массовая доля водяного пара, относительная влажность воздуха, виртуальная температура, высоты основных изобарических поверхностей, потенциальная и псевдопотенциальная температура воздуха, толщина КНС, уровень конвекции. Кроме этого, при прогнозе практически каждого элемента погоды используются методики, требующие расчётов с помощью АД.

Определение характеристик атмосферы:

- *Массовая доля водяного пара* (г/кг) на данном уровне атмосферы определяется по изограмме, проходящей через точку росы данного уровня. Массовую долю водяного пара при насыщении на данном уровне атмосферы определяют по изограмме, проходящей через точку температуры воздуха данного уровня.

- *Относительная влажность* (в %) определяется как отношение массовой доли водяного пара к массовой доле при насыщении, умноженное на 100%.

- *Величину относительной влажности* можно определить графически. От точки росы данного уровня (для которого определяется относительная влажность воздуха) опускаемся (или поднимаемся) параллельно ближайшей изограмме до изобары 1000 гПа, а затем перемещаемся по изотерме вверх до пересечения с изограммой, проходящей через точку температуры воздуха исходного уровня, т.е. изограммой при насыщении.

В данной точке определяем по шкале величину давления – первые две цифры (сотни и десятки) дают искомую величину относительной влажности.

- *Виртуальная температура.* Учет влияния содержащегося в воздухе водяного пара на температуру воздуха производится посредством расчёта виртуальной температуры (T_w). Виртуальная температура для влажного воздуха – это температура, которую имел бы при данном давлении сухой воздух той же плотности, что и рассматриваемый влажный воздух.

Для определения T_w на уровнях 900, 720 и 520 гПа даны (зелёными точками) шкалы виртуальных поправок (ΔT_w) для насыщенного воздуха. Чтобы найти ΔT_w для частицы на уровне P , имеющей температуру T и точку росы T_d , необходимо по изограмме, проходящей через точку T_d , сместиться вверх или вниз до ближайшей шкалы ΔT_w , где и отсчитать искомую величину. Значение виртуальной температуры определяется как $T_w = T + \Delta T_w$.

- *Высоты основных изобарических поверхностей.* Вычисление высот основных изобарических поверхностей также производится по АД. Высоты (в геопотенциальных декаметрах – гп. дам) определяется по формулам:

$$H_{850} = H_{1000} + H_{850/1000},$$

$$H_{700} = H_{850} + H_{850/700} = H_{1000} + H_{850/1000} + H_{850/700}$$

$$H_{500} = H_{700} + H_{500/1000} = H_{1000} + H_{850/1000} + H_{850/700} + H_{500/700}.$$

Высоту поверхности 1000 гПа (в гп. дам) можно вычислить по таблицам или по формуле: $H_{1000} = h(P_0 - 1000)$, где P_0 – давление воздуха на уровне моря в гПа, h – динамическая барическая ступень (дам/гПа, зависящая от температуры (табл. 5.1):

Таблица 5.1

Динамическая барическая ступень при различных температурах воздуха

Температура воздуха, °С	>15	–16...+15	<–15	<–40
Барическая ступень, дам/гПа	0.9	0.8	0.7	0.6

Сначала находится средняя температура слоя T и T_d .

Для этого отрезки кривой стратификации и точки росы между стандартными изобарическими поверхностями делятся изотермами так, чтобы площади, образовавшиеся справа и слева, ограниченные кривой стратификации (депеграммы) и изобарами нижнего и верхнего уровней, были примерно равны между собой. Температура, снятая с изотермы, проходящей через кривую стратификации, является средней температурой слоя. Температура, снятая с изотермы, проходящей через депеграмму, является средней точкой росы данного слоя.

Затем находится виртуальная температура T_w . От значения виртуальной температуры поднимаются (опускаются) по изотерме до шкалы толщин данного слоя. Отсчёт по шкале средних толщин для данного слоя даст искомую величину.

• *Потенциальная температура.* Потенциальная температура (θ) – температура, которую принял бы воздух, если привести его давление к стандартному (1000 гПа). Потенциальная температура воздуха является консервативной характеристикой сухоадиабатического процесса (при сухоадиабатическом процессе θ не меняется).

Для воздуха, находящегося на высоте Z над уровнем моря, θ легко получить приближенно, учитывая, что на каждые 100 м опускания (подъёма) температура при сухоадиабатическом процессе растёт примерно на 1 °С. Тогда, принимая, что на уровне моря давление стандартное $\theta = T + Z$, где Z – высота в сотнях метров. При устойчивой стратификации θ с высотой растёт, при сухонеустойчивой – падает. В слоях изотермии и инверсии θ растёт с высотой особенно быстро.

Для определения потенциальной температуры может быть использована как специальная шкала, помещенная на сухих адиабатах, так и шкала температуры, помещенная на нижнем обрезе диаграммы. Кроме того, согласно определению потенциальной температуры, рассчитать её можно, опустившись (поднявшись) от точки с температурой T данного уровня по сухой адиабате до изобары 1000 гПа, затем по шкале температуры воздуха отсчитать значение θ в целых $^{\circ}\text{C}$.

• *Псевдопотенциальная температура.* Определение псевдопотенциальной температуры θ_p на уровне P (с температурой T и точкой росы T_d). Псевдопотенциальная температура – температура, которую принял бы воздух при адиабатическом процессе, если бы сначала весь содержащийся в нём водяной пар был сконденсирован при неограниченно падающем давлении и выпал бы из воздуха, выделившаяся скрытая теплота пошла бы на нагревание воздуха, который затем был бы приведён под стандартное давление. Псевдопотенциальная температура является консервативной характеристикой влажноадиабатического процесса (при влажноадиабатическом процессе θ_p остается постоянной). Для её определения необходимо сначала для данного уровня P найти уровень конденсации. Затем значение θ_p $^{\circ}\text{K}$ отсчитать у верхнего конца влажной адиабаты, проходящей через точку, соответствующую уровню конденсации.

• *Конвективно-неустойчивый слой* Определение характеристик конвективно-неустойчивого слоя производится с учетом особенностей стратификации атмосферы. Конвективно-неустойчивый слой (КНС) – слой воздуха, частицы которого участвуют в образовании конвективных облаков. Термическая конвекция определяет образование кучево-дождевых облаков (Cb), с которыми связаны ливни, грозы, шквалы, смерчи, град.

За нижний уровень КНС обычно принимают уровень Земли. Для определения верхнего уровня КНС при $\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$ (где γ_a – сухоадиабатический градиент температуры воздуха, γ – фактический градиент температуры воздуха, $\gamma_{ва}$ – влажноадиабатический градиент температуры воздуха) необходимо от точки с максимальной температурой воздуха $T_{\max}$ у поверхности Земли перемещаться вверх по сухой адиабате до пересечения с кривой стратификации, от точки пересечения опускаемся по изограмме до пересечения с кривой точки росы. Изобара, проведенная через эту точку, укажет давление на верхней границе КНС. Разность давлений на нижней и верхней границах даст толщину КНС в гПа.

При наличии задерживающего слоя ($\gamma < \gamma_{\text{ва}}$) выше поверхности 850 гПа – от точки Т на верхней границе этого слоя надо опуститься по влажной адиабате до пересечения с сухой адиабатой, проведённой от T_{max} у Земли.

Полученная точка соответствует уровню, от которого влажноадиабатическому подъёму воздуха задерживающий слой мешать уже не будет. От данной точки перемещаются по изограмме до пересечения с кривой точек росы и аналогично предыдущему, определяют КНС.

При малых значениях вертикальных температурных градиентов выше поверхности 850 гПа для определения верхней границы КНС сначала строится кривая состояния от T_{max} и T_{dmax} у Земли; она проводится до пересечения с кривой стратификации. Затем на кривой стратификации отмечается точка, лежащая ниже на 50-100 гПа. От этого уровня надо опуститься вниз по влажной адиабате до пересечения с ранее проведённой сухой адиабатой (кривая состояния по T_{max} и T_{dmax}). Далее надо опуститься по изограмме до пересечения с кривой точки росы, где и производятся необходимые отсчёты верхней границы КНС.

На практике принято считать, что нижней границе конвективной облачности соответствует средний уровень конденсации (проведённый от середины КНС), а верхней – средний уровень конвекции. Средний уровень конвекции находится как точка пересечения кривой стратификации и кривой состояния, построенной от середины КНС.

Вычислив высоты уровней конденсации и конвекции, можно приближенно оценить нижнюю и верхнюю границы конвективной облачности и её вертикальную протяженность.

При вынужденной конвекции³, когда упорядоченный подъём воздуха приводит к реализации его потенциальной неустойчивости – переходу её во влажнонеустойчивость ($\gamma > \gamma_{\text{ва}}$) в значительном слое, – нижняя граница конвективной облачности совпадает с уровнем, с которого начинается влажнонеустойчивый слой. Уровень конвекции определяется в точке пересечения кривой стратификации и состояния, проведённой от начала влажнонеустойчивого слоя. Этот уровень соответствует максимальной высоте вершины конвективных облаков при вынужденной конвекции.

5.2. Вертикальные разрезы атмосферы

Пространственный вертикальный разрез атмосферы (ПВРА) строят для одного момента времени по данным подъёмов радиозондов на нескольких станциях, лежащих

приблизительно на одной прямой. Направление разреза должно выбираться с таким расчётом, чтобы линия разреза пересекала исследуемый район.

На бланке (или миллиметровой бумаге) по горизонтальной оси откладывают горизонтальные расстояния в масштабе 1 см:50 км, по вертикальной оси – высоты в масштабе 1 см:0.5 км. При построении ПВРА независимо от его направления запад располагается в левой части бланка, восток – в правой, север – вверху, юг – внизу.

На бланке разреза в правой и левой частях бланка проставляются значения высоты через 1 км, отмечается в принятом масштабе положение станций. Под каждой станцией, отступив 1.5 см от нижней горизонтальной оси, пишется её название. Из всех точек подъёма, отмеченных на горизонтальной оси, восстанавливаются перпендикуляры, наносится рельеф местности по линии разреза (линию превышения высот над уровнем моря).

5.2.1. Правила построения вертикальных разрезов атмосферы

На перпендикулярах в принятом масштабе отмечается положение всех особых точек и точек на стандартных изобарических поверхностях, для которых имеются данные. Ниже горизонтальной оси наносят данные о погоде имеющихся приземных станций, передаваемые по коду КН-01 по общепринятой схеме нанесения данных на приземную карту погоды.

Размещение элементов у этих точек справа и слева от перпендикуляра производится по схеме (рис. 5.1).

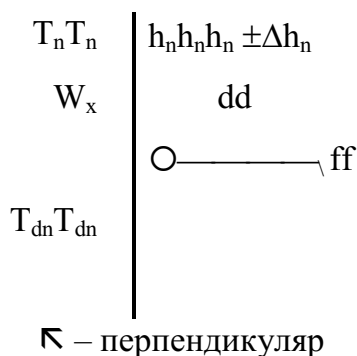


Рис. 5.1. Схема нанесения данных на пространственный вертикальный разрез атмосферы

На схеме 5.1 обозначены:

- $T_n T_n$ – температура воздуха, $T_{dn} T_{dn}$ – температура точки росы,

- W_x – погода на данном уровне (наносится принятыми в синоптической практике символами грозы, града, дождя, снега, гололеда, шквала);
- $h_n h_n h_n$ – геопотенциал изобарической поверхности n , проходящей через точку (высоты наносятся как на картах барической топографии);
- Δh_n – величина изменения $h_n h_n h_n$ за прошедшие 12 ч;
- dd – направление ветра указывается стрелочкой, ff – скорость ветра указывается оперением у конца стрелочки (аналогично картам погоды всех уровней).

На бланке вертикального разреза атмосферы строят графики вертикальных температурных градиентов. Для построения графика необходимо определить величину вертикального температурного градиента (γ). Для этого разность температур двух соседних точек подъёма и делят на разность высот тех же точек, выраженную в сотнях метров:

$$\gamma = \frac{T_1 - T_2}{h_2 - h_1}.$$

Затем между всеми точками подъёма, строится график: величину γ откладывают по обе стороны от перпендикуляра в масштабе 1 см=0.5 °C/100 м. Положительные значения γ откладывают влево от перпендикуляра, отрицательные (повышение температуры воздуха с высотой) – вправо. Полученные отрезки соединяют ломаной линией чёрного цвета. Вертикальные отрезки этой ломаной линии показывают толщину слоя, в котором наблюдается тот или иной γ , а расстояния от перпендикуляра дают величину градиента.

У вертикальных отрезков дополнительно проставляют величину γ в градусах Цельсия на 100 м с точностью до сотых.

На вертикальный разрез наносят давление, нижнюю и верхнюю границы облачности (чёрными волнистыми линиями), их форму, зону осадков (чёрными вертикальными штрихами), с указанием вида осадков (условными обозначениями), слои обледенения (ψ), болтанки ($\text{—}^{\wedge}\text{—}$) и тумана ($\equiv$) – чёрной вертикальной волнистой линией, справа от которой проставляется соответствующий знак явления. Интенсивность указывается показателем степени при знаке явления, например, $\equiv^0$ – слабый туман $\equiv^2$ – сильный туман, $\equiv$ – умеренный туман. Усиление явления указывается вертикальной чертой слева от значка явления, ослабление – чертой справа.

5.2.2. Анализ вертикальных разрезов атмосферы

На вертикальном разрезе проводятся:

- *Изотермы* – чёрным цветом через 10°C , а вблизи тропопаузы – через 5°C ,
- *Изоахи* (линии равных скоростей ветра) – зелёным цветом через 5 м/с, при больших скоростях – через 10 м/с. При переходе из холодной воздушной массы в тёплую (и наоборот) при проведении изотерм следует выделять ступенькой переходный слой (слой скачка температуры воздуха).
- *Нижняя и верхняя границы фронтальных слоев* (соответствующим цветом), *тропопаузы* (коричневым цветом) и *инверсий и изотермий* (жёлтым цветом), отмечаются *зоны туманов* (жёлтым цветом).
- *Слои облаков* ограничивают синими линиями и закрашивают синим цветом. Облака выделяют ориентировочно, по данным синоптических станций, по самолётным данным, дефициту точки росы и в зависимости от положения атмосферных фронтов. Дефицит точки росы при наличии облаков имеет величины $\leq 1.5^{\circ}\text{C}$ для AT_{850} , $\leq 2^{\circ}\text{C}$ для AT_{700} и $\leq 2.5^{\circ}\text{C}$ для AT_{500} .
- *Зона осадков* выделяется зелёной штриховкой.
- *Слои обледенения и болтанки* отмечаются красными значками ψ или $\text{---}^{\wedge}\text{---}$, от которых вниз и вверх проводятся стрелки, указывающие толщину слоя.
- *Струйные течения* выделяются в верхней тропосфере, проставляя максимальную величину скорости ветра, начиная со скорости 30 м/с.

5.2.3. Временные разрезы атмосферы

Временные разрезы атмосферы, их иногда называют серийными, обычно производят по учащенным зондированиям атмосферы. Вдоль горизонтальной оси временного разреза в масштабе $1 \text{ см}:3 \text{ часа}$ откладывают вертикали, соответствующие каждому сроку зондирования. Вдоль вертикали наносят данные наблюдений, аналогично схеме на *рис. 5.1*.

Обработка временного вертикального разреза производится так же, как и пространственного вертикального разреза.

На временном разрезе иногда проводятся линии равных значений дефицита точки росы. Линии проводятся вблизи поверхности 850 гПа для значений 2, 4 и 8°C , вблизи поверхности 700 гПа – для значений дефицита 2, 5 и 10°C и для поверхности 500 гПа – для

значений 2, 7, 15°C. При необходимости линии равных значений точки росы проводятся через 10°C.

Частным случаем временного разреза является график термоизоплет (изотерм, отнесенных к различным моментам времени, например, за сутки, декаду, месяц). Термоизоплеты проводятся через 5°C чёрным цветом. Их понижение (повышение) соответствует понижению (повышению) температуры воздуха на том или ином уровне над данным пунктом со временем.

Примечания в главе 5

1. Адиабатические изменения. Под адиабатическими изменениями подразумеваются изменения состояния воздушной частицы, протекающие без обмена теплом между данной частицей и окружающей средой (адиабатический процесс). Температура, как в сухом, так и во влажном воздухе, меняется за счёт работы сжатия или расширения. При сжатии (например, при опускании воздушной частицы) давление и внутренняя энергия воздуха увеличиваются и температура повышается, при расширении (например, при подъёме воздушной частицы) – давление и внутренняя энергия воздуха убывают и температура падает.

Процессы, происходящие в реальной атмосфере, будут отличаться от адиабатических процессов, где предполагается, что воздушная частица представляет собой замкнутую термодинамическую систему, через границы которой не происходит переноса тепла. Допускается, что величина притока тепла к частице от внешних источников (притоки тепла за счёт длинноволновой и коротковолновой радиации, фазовых превращений воды в атмосфере и за счёт турбулентного теплообмена) незначительны, и ими можно пренебречь, а изменения температуры частицы связаны только с её расширением или сжатием.

Но, с другой стороны, условие квазиадиабатичности атмосферы может быть принято, например, при рассмотрении процессов с временным масштабом порядка суток и пространственным – порядка 1000 км. Это относится, например, к процессам образования конвективных облачных систем, поскольку за счёт притока тепла от внешних источников изменения температуры могут достигать 1-2°C, тогда как адиабатические изменения при вертикальных перемещениях воздуха могут превышать 10-15°C.

При этом адиабатические изменения температуры с высотой в сухом и влажном насыщенном воздухе будут несколько различными.

- **Зависимость изменения температуры воздуха от изменения давления при адиабатическом процессе в сухом или влажном ненасыщенном воздухе**

(сухоадиабатический процесс) выражается уравнением сухой адиабаты (уравнением Пуассона) и называется сухоадиабатическим законом.

Изменение температуры на единицу изменения высоты при сухоадиабатическом процессе пропорционально отношению $\frac{T_i}{T_a} \approx 1$, где T_i – абсолютная температура частицы воздуха, а T_a – абсолютная температура воздуха, окружающего частицу. Это изменение называется сухоадиабатическим градиентом температуры:

$$\gamma_a = 0.98^\circ/100\text{м.}$$

При восходящих движениях влажного насыщенного воздуха, вследствие конденсации водяного пара, выделяется теплота конденсации (скрытая теплота парообразования), которая идет на нагревание воздуха. Падение температуры во влажном насыщенном воздухе компенсируется за счёт скрытой теплоты парообразования, и, следовательно, происходит медленнее, по сравнению с сухим воздухом, где нет конденсации. При нисходящих движениях влажного насыщенного воздуха, содержащего продукты конденсации, рост температуры воздуха, вследствие затрат тепла на испарение, также будет меньше, по сравнению с изменениями в сухом или влажном ненасыщенном воздухе.

- **Зависимость изменения температуры воздуха от изменения давления при адиабатическом процессе во влажном насыщенном воздухе (влажноадиабатический процесс) выражается уравнением влажной адиабаты и называется влажноадиабатическим законом**

Изменение температуры на единицу изменения высоты при влажноадиабатическом процессе называется вертикальным влажноадиабатическим градиентом температуры ($\gamma_{ва}$) и меняется в зависимости от температуры и давления воздуха (табл. 5.2).

При давлении 1000 гПа и температуре воздуха 0°C $\gamma_{ва} = 0.66$ (что, при расчётах не требующих большой точности, часто принимают в качестве среднего значения вертикального $\gamma_{ва}$).

Таблица 5.2

Вертикальный влажноадиабатический градиент ($\gamma_{ва}$)
в зависимости от температуры и давления воздуха

Атмосферное давление, гПа	Температура воздуха, $^\circ\text{C}$						
	40	20	10	0	-10	-20	-40
1000	0.32	0.44	0.54	0.66	0.78	0.88	0.98
500	0.26	0.34	0.41	0.52	0.66	0.78	0.95

С понижением температуры воздуха вертикальный влажноадиабатический градиент увеличивается и при низких температурах приближается к сухоадиабатическому градиенту температуры. Если насыщенный воздух не содержит продуктов конденсации, то при опускании он удаляется от состояния насыщения и изменение температуры в нём будет происходить в соответствии с сухоадиабатическим законом.

Каждый бланк аэрологической диаграммы снабжен легендой, где дано подробное описание всех кривых и шкал на АД.

2. Энергия неустойчивости – это потенциальная энергия атмосферы, определяемая её стратификацией, т.е. распределением температуры воздуха с высотой в атмосферном столбе.

Энергия неустойчивости положительна, если воздух, самостоятельно поднимаясь в силу положительной разности между температурой восходящего воздуха (кривая состояния) и окружающей атмосферы (кривая стратификации), производит работу. ЭН отрицательна при отрицательной разности между температурой восходящего воздуха (кривая состояния) и окружающей атмосферы (кривая стратификации), т.е. воздух может подниматься, только получая энергию извне. Энергия неустойчивости высвобождается, переходит в работу в процессах конвекции.

В общем случае ЭН оценивается на АД по площади, заключённой между кривыми стратификации и состояния. Если кривая состояния располагается в более тёплом воздухе, чем кривая стратификации (т.е. правее кривой стратификации), то энергия неустойчивости положительна, если в более холодном воздухе (левее кривой стратификации), то ЭН отрицательна.

3. Вынужденная конвекция – перенос воздуха с вертикальной составляющей, происходящий без определяющей роли архимедовой силы – например, восходящее скольжение воздуха на фронтах, орографический подъём и т.д.