

Здесь $\mathcal{E}_i = c_p T_i + \text{const}$ — теплосодержание, или энтальпия; $\Phi^* = gz + \text{const}$ — потенциальная энергия (геопотенциал); E_i — так называемая энергия неустойчивости, физический смысл которой выясняется в п. 11. С учетом введенных обозначений уравнение (4.7) принимает вид

$$c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = d\mathcal{E}_i + d\Phi^* + dE_i \quad \text{или} \quad c_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = d\Pi_i, \quad (4.8)$$

где $\Pi_i = \mathcal{E}_i + \Phi^* + E_i$ — полная энергия частицы единичной массы.

Уравнение (4.8) показывает, что изменение потенциальной температуры однозначно связано с изменением полной энергии воздушной частицы. При адиабатическом перемещении воздушной частицы ее полная энергия не изменяется:

$$\mathcal{E}_i + \Phi^* + E_i = \text{const}. \quad (4.9)$$

5 Критерии устойчивости атмосферы на основе метода частицы

Распределение температуры T_e окружающего частицу воздуха в различных слоях атмосферы характеризуется вертикальным градиентом температуры

$$\gamma = -\partial T_e / \partial z.$$

Распределение температуры T_e и других метеорологических величин по высоте принято называть *стратификацией атмосферы*.

Выделим в атмосфере на том уровне, вблизи которого анализируется состояние атмосферы, воздушную частицу и переместим ее вверх или вниз от исходного уровня. Очевидно, для того чтобы частица не вносила никаких изменений в тепловое состояние окружающего воздуха, необходимо перемещать ее адиабатически (без притока тепла). Характеристикой изменения температуры частицы T_i служит в этом случае сухоадиабатический градиент γ_a . Сравним величину γ с γ_a . Возможны три принципиально различных случая распределения температуры по высоте в атмосфере.

Случай I. Градиент $\gamma > \gamma_a$, температура в атмосфере падает с высотой быстрее, чем на $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$ (рис. 4.1). Температура частицы на исходном уровне z_0 , по предположению, равна температуре атмосферы на этом уровне: $T_{e0} = T_{i0}$. Переместим воздушную

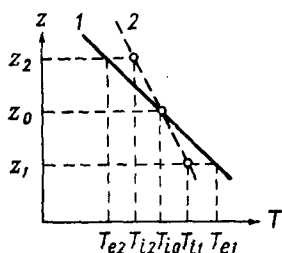


Рис. 4.1. Сухонеустойчивая стратификация ($\gamma > \gamma_a$):

1 — кривая стратификации,
2 — сухая адиабата.

частицу сухадиабатически на уровень z_2 . На этом уровне частица имеет температуру T_{i2} , атмосфера — температуру T_{e2} . Нетрудно видеть (см. рис. 4.1), что $T_{i2} > T_{e2}$, а $\rho_{i2} < \rho_{e2}$ (поскольку $\rho_i = \rho_e$).

На каждом уровне на воздушную частицу единичного объема действуют две силы: 1) сила тяжести, направленная вниз и равная по величине $g\rho_i$; 2) выталкивающая сила Архимеда, направленная по вертикали вверх и равная $g\rho_e$. Результирующая этих двух сил $g(\rho_e - \rho_i)$, называемая *силой плавучести* (или просто *плавучестью*), направлена вверх при $\rho_e > \rho_i$ и по вертикали вниз при $\rho_e < \rho_i$. Под влиянием силы плавучести частица получает ускорение

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i} = g \frac{T_i - T_e}{T_e}. \quad (5.1)$$

На уровне z_2 частица приобретает положительное ускорение, поскольку $T_{i2} > T_{e2}$.

Если сухая частица перемещена с исходного уровня на уровень z_1 вниз, то, согласно рис. 4.1, $T_{i1} < T_{e1}$, а $\rho_{i1} > \rho_{e1}$. В этом случае частица начнет перемещаться вниз с нарастающей скоростью. Таким образом, частица, будучи смещена с исходного уровня на сколь угодно малое расстояние, приобретает ускорение и скорость, направленные в ту сторону, куда она получила движение в начальный момент. При этом скорость по абсолютной величине становится тем больше, чем дальше смещается воздушная частица от исходного уровня, т. е. равновесие частицы в исходном положении неустойчивое; поэтому и стратификация атмосферы при $\gamma > \gamma_a$ носит название *сухонеустойчивой стратификации*.

Случай II. Градиент $\gamma = \gamma_a$, температура в атмосфере падает с высотой на $1^\circ\text{C}/100$ м. В этом случае на всех трех уровнях

$$T_{i0} = T_{e0}, \quad \rho_{i0} = \rho_{e0}, \quad T_{i1} = T_{e1},$$

$$\rho_{i1} = \rho_{e1}, \quad T_{i2} = T_{e2}, \quad \rho_{i2} = \rho_{e2}.$$

Таким образом, на каком бы уровне частица ни располагалась, ускорение ее движения, согласно (5.1), всегда равно нулю. Термическое состояние атмосферы при $\gamma = \gamma_a$ носит название *сухобезразличной* (или *равновесной*) *стратификации*.

Случай III. Градиент $\gamma < \gamma_a$, температура в атмосфере падает с высотой медленнее, чем на $1^\circ\text{C}/100$ м. В этом случае на уровне z_2 температура частицы $T_{i2} < T_{e2}$, а $\rho_{i2} > \rho_{e2}$, т. е. частица, приобретая отрицательное ускорение, будет смещаться обратно в исходное положение. На уровне z_1 температура частицы $T_{i1} > T_{e1}$, а $\rho_{i1} < \rho_{e1}$, т. е. частица, имея положительное ускорение, также будет возвращаться в исходное положение.

Следовательно, при такой стратификации, куда бы ни была смещена частица с исходного уровня, она всегда возвращается

в исходное положение после прекращения действия внешних сил.¹ Стратификация атмосферы при $\gamma < \gamma_a$ носит название *сухоустойчивой стратификации*. С практической точки зрения особенно большое значение имеют два частных случая сухоустойчивой стратификации: изотермическая ($\gamma=0$) и инверсионная ($\gamma < 0$).

Из предыдущего следует, что при устойчивой стратификации вообще, а при инверсии в особенности перемещение воздушных частиц по вертикали затруднено: в случае особо сильной инверсии оно полностью исключено. При неустойчивой же стратификации создаются благоприятные условия для возникновения и развития вертикальных движений воздушных частиц.

В рассмотренном методе анализа термодинамической устойчивости показателем состояния атмосферы является поведение индивидуальной воздушной частицы. Поэтому его называют *методом частицы*. Предполагалось, что вертикальные перемещения частицы происходили адиабатически. В реальных условиях атмосферы это предположение, строго говоря, не выполняется вследствие наличия теплообмена частицы с окружающей средой. Но, несмотря на это, с качественной стороны сделанные выше выводы об условиях развития вертикальных движений частиц соответствуют тому, что наблюдается в атмосфере.

6 Изменение потенциальной температуры с высотой при различных видах стратификации атмосферы

Представляет интерес изучить распределение потенциальной температуры по высоте при различных видах стратификации атмосферы, так как в дальнейшем будет показано, что с особенностями этого распределения связано направление турбулентного потока тепла в атмосфере. Рассмотрим сначала изменение потенциальной температуры Θ с высотой с качественной стороны.

Сухонеустойчивая стратификация ($\gamma > \gamma_a$). Выделим в атмосфере два каких-либо уровня: z_1 и z_2 (рис. 4.2). Приведем адиабатически частицы воздуха, расположенные на этих уровнях, к уровню $p=1000$ гПа. Из рис. 4.2 непосредственно следует, что $\Theta_2 < \Theta_1$. Это означает, что при сухонеустойчивой стратификации вверху лежат воздушные массы, потенциально более холодные по сравнению с нижележащими массами, т. е. потенциальная температура *убывает с высотой*.

¹ Строго говоря, при устойчивой стратификации частица, выведенная из начального положения, будет совершать колебательное движение

около исходного уровня с частотой, называемой частотой Брента—Вяйсяля.