

6 Распределение температуры по высоте в приземном слое. Логарифмический закон

С увеличением высоты, как это следует из табл. 9.1 и 9.2, модули γ уменьшаются. Согласно уравнению (5.4), произведение коэффициента турбулентности k на вертикальный градиент Θ , мало отличающийся от γ , в пределах приземного слоя сохраняется постоянным. Как следствие этих закономерностей коэффициент турбулентности в приземном слое всегда растет с увеличением высоты. В п. 2 уже приводились некоторые соображения, объясняющие рост k с высотой. В качестве первого приближения, следуя Л. Прандтлю, будем считать, что увеличение k с высотой описывается линейной функцией

$$k = k_0 + az. \quad (6.1)$$

Здесь k_0 — значение k при $z=0$; a — постоянная, определяющая рост k с высотой (практически она равна значению k на высоте $z_1=1$ м: $k_1 = k_0 + az_1 \approx az_1$, поскольку k_0 мало по сравнению с az_1).

Умножив левую и правую части (1.4) на дифференциал высоты dz , получим

$$-d\Theta = \frac{Q_0}{c_p \rho} \frac{dz}{k_0 + az}, \quad (6.2)$$

где $d\Theta = \frac{\partial \Theta}{\partial z} dz$ — дифференциал Θ .

Проинтегрируем уравнение (6.2) по высоте в пределах от $z=0$, где $\Theta = \Theta_0$, до произвольной высоты z :

$$\Theta(z) = \Theta_0 - \frac{Q_0}{c_p \rho_0 a} \ln \frac{k_0 + az}{k_0}, \quad (6.3)$$

при этом мы пренебрегли изменением ρ с высотой, что вполне оправдано — в пределах приземного слоя относительная плотность ρ/ρ_0 изменяется всего лишь на несколько процентов.

Формула (6.3) представляет собой *логарифмический закон распределения температуры воздуха в приземном слое*.

Помня о связи Θ с T ($\Theta(z) = T(z) + \gamma a z$), перепишем формулу (6.3) в виде

$$T(z) = T_0 - \frac{Q_0}{c_p \rho_0 a} \ln \frac{k_0 + az}{k_0} - \gamma a z. \quad (6.4)$$

Последнее слагаемое в правой части этой формулы на малых высотах, как правило, значительно меньше второго. Однако на высотах в несколько десятков и тем более сотен метров это слагаемое начинает играть существенную роль. В частности, только учет его позволяет получить расчетным путем профиль температуры, когда рост ее (при $Q_0 < 0$) в прилегающем к земле слое толщиной

в несколько десятков метров сменяется (в согласии с данными наблюдений) падением на больших высотах. Существенна роль слагаемого $-\gamma_a z$ также в том случае, когда стратификация приземного слоя приближается к безразличной ($\gamma \rightarrow \gamma_a$, $Q_0 \rightarrow 0$). В этом случае без учета его $T(z) = T_0 = \text{const}$, на самом деле $\Theta(z) = \Theta_0 = \text{const}$, т. е. $T(z) = T_0 - \gamma_a z$.

Вошедшая в (6.4) температура воздуха T_0 в непосредственной близости к земной поверхности измеряется с большой погрешностью. Поэтому введем в формулу (6.4) температуру T_1 на некотором уровне z_1 , где она измерена с необходимой точностью:

$$T_1 = T_0 - \frac{Q_0}{c_p \rho_0 a} \ln \frac{k_0 + az_1}{k_0} - \gamma_a z_1. \quad (6.5)$$

Вычитая левые и правые части формул (6.4) и (6.5), получаем

$$T(z) = T_1 - \frac{Q_0}{c_p \rho_0 a} \ln \frac{k_0 + az}{k_0 + az_1} - \gamma_a (z - z_1). \quad (6.6)$$

Коэффициент k_0 связан с параметром шероховатости z_0 соотношением (см. п. 2 главы 21)

$$k_0 = az_0. \quad (6.7)$$

Подставив это выражение в формулу (6.6), получим

$$T(z) = T_1 - \frac{Q_0}{c_p \rho_0 a} \ln \frac{z + z_0}{z_1 + z_0} - \gamma_a (z - z_1). \quad (6.8)$$

Параметр шероховатости для большинства поверхностей (снег, пустыня, трава, поля культурных растений, вода) имеет порядок 10^{-2} м. Исключение составляют лес, населенные пункты, пересеченная местность: им соответствуют значения z_0 , равные нескольким метрам. Для большинства поверхностей в формуле (6.8) величиной z_0 можно пренебречь по сравнению с z_1 и z , если z превышает 0,2—0,3 м.

Согласно формуле (6.8), между температурой воздуха и логарифмом высоты существует на малых высотах практически линейная зависимость. Как известно, при малых z логарифмическая функция очень быстро изменяется. Так же ведет себя и температура воздуха, рассчитанная по формуле (6.8). Насколько удовлетворительно описывает формула (6.8) распределение температуры в приземном слое, показывает рис. 9.3. Видно, что наблюдаемое и теоретическое распределения температуры вполне удовлетворительно согласуются: все опытные точки располагаются вблизи соответствующей прямой и, что особенно важно, по обе стороны от нее. Полного совпадения между наблюдаемыми и расчетными профилями температуры не может быть хотя бы по той причине, что температура воздуха измеряется с определенной погрешностью (на высотной метеорологической мачте в Обнинске — около 0,2 °С).

Напомним, что логарифмическая формула (6.8) также получена при ряде упрощающих предположений.

Подчеркнем, что всюду в этой главе термин «температура» означает осредненную за определенный интервал времени Δt температуру воздуха. Анализ опытных данных, а также некоторые теоретические соображения показывают, что в приземном слое временной интервал осреднения должен составлять около 10 мин.

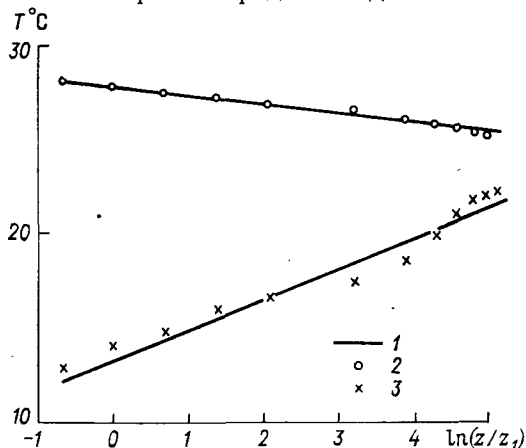


Рис. 9.3. Изменение температуры воздуха с высотой в полупрологарифмических координатах. Обнинск, 20 июня, безоблачно.

1 — распределение температуры, рассчитанное по формуле (6.8); 2 — температура, измеренная в 15 ч; 3 — то же в 3 ч.

Знак изменения температуры с высотой, рассчитанной по формуле (6.8), зависит от знака потока тепла Q_0 : температура воздуха убывает с высотой при $Q_0 > 0$ и растет при $Q_0 < 0$. Первый случай наблюдается, как правило, днем, второй — ночью.

Более поздние исследования показали, что логарифмические формулы описывают распределение метеорологических величин в приземном слое при стратификации, не очень сильно отличающейся от безразличной (равновесной или адиабатической). При сильно устойчивой и неустойчивой стратификации наблюдаются систематические отклонения вертикальных профилей от логарифмического.

Отметим, что логарифмическая формула (6.8) для температуры при строго безразличной стратификации также перестает быть справедливой, поскольку при $\gamma = \gamma_a$ поток $Q_0 = 0$ и $T(z) = T_1 - \gamma_a(z - z_1)$.

7 Методика расчета турбулентных потоков тепла по данным градиентных наблюдений

Теория распределения температуры в приземном слое, изложенная в предыдущем параграфе, используется прежде всего для разработки методики расчета одной из составляющих теплового баланса земной поверхности — турбулентного потока тепла Q_0 .