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.

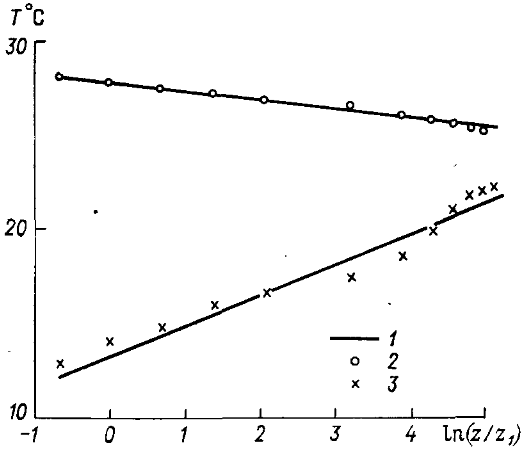

Рис. 9.3. Изменение температуры воздуха с высотой в полулогарифмических координатах. Обнинск, 20 июня, безоблачно.

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.

Если наряду с температурой T_1 на высоте z_1 измерена температура T_2 на некоторой другой высоте z_2, то, согласно формуле (6.8), поток тепла

$$Q_0 = -c_p \rho_0 a \frac{T_2 - T_1}{\ln \frac{z_2 + z_0}{z_1 + z_0}}, \tag{7.1}$$

при этом мы пренебрегли в числителе дроби слагаемым $\gamma_a(z_2 - z_1)$ по сравнению с разностью $T_2 - T_1$; это допустимо во всех случаях, когда стратификация не очень близка к безразличной. В этой формуле все величины известны, кроме a. Эта величина определяется с помощью тех соотношений, которые выводятся в динамике атмосферы (п. 2 главы 21).

Согласно этим соотношениям, параметр a пропорционален скорости ветра c_3 на уровне z_3, расположенном между уровнями z_1 и z_2:

$$a = \varkappa^2 \frac{c_3}{\ln \frac{z_3 + z_0}{z_0}}, \tag{7.2}$$

где $\varkappa = 0{,}38$ — постоянная Кармана.

С учетом этого выражения формула (7.1) принимает вид

$$Q_0 = -c_p \rho_0 \alpha_т c_3 (T_2 - T_1), \tag{7.3}$$

где

$$\alpha_т = \frac{\varkappa^2}{\ln \frac{z_3 + z_0}{z_0} \ln \frac{z_2 + z_0}{z_1 + z_0}} \tag{7.4}$$

— безразмерная величина, зависящая при закрепленных высотах z_1, z_2 и z_3 лишь от параметра шероховатости z_0 земной поверхности и называемая *коэффициентом теплообмена*; произведение $c_p \rho_0 \alpha_т c_3 = \beta_т$ представляет собой поток тепла, отнесенный к единичной разности температур (или к единице температурного напора) и называемый *коэффициентом теплоотдачи.*

Аналогом коэффициента $\alpha_т$ в случае ламинарного движения (как в вязком подслое) служит широко известное из теории теплообмена число Нуссельта Nu. Формулы для молекулярного потока тепла и числа Nu имеют вид:

$$Q_0 = -\beta_т (T_2 - T_1), \quad \mathrm{Nu} = \beta_т l / \lambda,$$

где λ — коэффициент теплопроводности; l — линейный размер тела, с поверхности которого определяется поток тепла. Под T_1 в этой формуле понимается температура поверхности тела, а под T_2 — температура жидкости или газа на верхней границе вязкого подслоя.

Согласно формуле (7.3), поток тепла прямо пропорционален скорости ветра c_3 и разности температур ΔT.

Таким образом, для определения потока Q_0 по этой методике достаточно измерить температуру воздуха на двух высотах и скорость ветра на одной высоте. Однако все эти величины измеряются с определенными погрешностями, которые особенно сильно сказываются на разностях: при составлении суммы или разности случайные ошибки измерения удваиваются. По этой причине измерение T и c производится на нескольких высотах (чаще всего на пяти-шести). По данным измерений строят графики, подобные приведенному на рис. 9.3, проводят на них прямые (так, чтобы одинаковое число опытных точек располагалось по обе стороны от прямой), которые в дальнейшем и используются для определения температур T_1 и T_2, а также скорости ветра c_3, вошедших в формулу (7.3). Измерения, выполняемые на нескольких высотах в пределах приземного слоя, получили название градиентных наблюдений, поскольку с их помощью определяются вертикальные градиенты метеорологических величин.

Градиентные наблюдения на нескольких высотах в настоящее время проводятся лишь в ограниченном числе пунктов (в крупных обсерваториях, экспедиционных условиях). На метеорологических станциях организованы наблюдения, как правило, на трех высотах. В таких случаях расчет потоков тепла выполняется непосредственно по измеренным значениям температуры и скорости ветра на высотах z_1, z_2 и z_3.

Кратко изложенный способ расчета потоков тепла в приземном слое по данным градиентных наблюдений является основным. Наряду с ним в последние десятилетия были предложены и другие способы расчета Q_0 (например, по данным наблюдений за радиационным балансом и тех же градиентных измерений; см. п. 3 главы 21).