

булентного перемешивания — коэффициент турбулентности не зависит от высоты ($k = \text{const}$). Зависимость скорости ветра от высоты описывается в этом случае кривой, называемой спиралью Экмана.

Анализ решения Экмана—Окерблома показал, что угол отклонения ветра от изобары вблизи земли (при $z \rightarrow 0$) при всех усло-

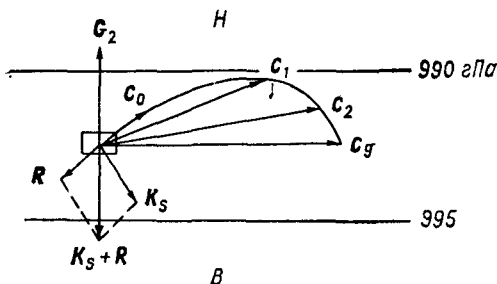


Рис. 21.1. Распределение скорости и направления ветра с высотой в пограничном слое атмосферы (северное полушарие).

Россби и Монтгомери в 1932—1935 гг. Они впервые привлекли для этой цели представления теории подобия, а внутри пограничного слоя выделили приземный слой (толщиной 50—100 м). В приземном слое коэффициент турбулентности — всегда растущая функция высоты. В верхней части пограничного слоя, которую нередко называют *экмановской*, Россби и Монтгомери построили решение уравнений движения при двух зависимостях k от z : 1) $k = \text{const}$; 2) k — убывающая по квадратическому закону функция высоты.

За прошедшие после этой работы годы выполнено немало исследований, в которых рассматривался вопрос о распределении скорости ветра с высотой в пограничном слое. Наиболее значительные результаты получены в последние десятилетия на основе приложения теории подобия и размерности к пограничному слою, позволившей построить некоторую замкнутую систему уравнений, из которой определяется как скорость ветра, так и характеристики турбулентности.

2 Приземный слой. Логарифмический закон распределения скорости ветра с высотой

Оценка порядка величины различных членов в уравнениях движения (если их предварительно проинтегрировать по высоте, как это было сделано в главе 9 в отношении уравнения притока

влиях равен 45° . Это наиболее существенный недостаток модели Экмана—Окерблома. Не согласуется с наблюдениями и другая особенность, предсказываемая этой теорией, — слишком медленное возрастание модуля скорости ветра в нижнем слое (толщиной 100—200 м).

Следующий крупный шаг вперед в изучении строения пограничных слоев атмосферы и океана был сделан

тепла) показывает, что в приземном слое они существенно упрощаются и с достаточной точностью (примерно 10 %) могут быть записаны в виде:

$$k\rho \frac{dc}{dz} = \tau_0, \quad u/v = \operatorname{tg} \alpha = \operatorname{const}, \quad (2.1)$$

где $c = \sqrt{u^2 + v^2}$ — модуль скорости ветра, τ_0 — напряжение поверхностного трения, α — угол отклонения ветра от изобары; u и v — проекции скорости ветра на оси x и y (при этом ось x направлена по касательной к изобаре, ось y — по нормали к ней в сторону низкого давления).

Уравнения (2.1) показывают, что напряжение турбулентного трения и угол отклонения ветра в приземном слое постоянны с высотой. Согласно оценкам, уравнения (2.1) справедливы до высоты 50—100 м. Толщина приземного слоя как раз и находится из условия, что отброшенные члены составляют примерно 10 % от τ_0 .

Известный немецкий ученый Прандтль в 1932 г. ввел понятие *пути смещения* l , который называют также *масштабом турбулентности*.

Сравнительно простые рассуждения, основанные на представлениях теории размерности, показывают, что l и коэффициент турбулентности k связаны между собой соотношением

$$k = l^2 dc/dz, \quad (2.2)$$

с учетом которого первое из уравнений системы (2.1) принимает вид

$$l dc/dz = u_*. \quad (2.3)$$

Здесь введена новая величина $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$, которую называют *скоростью трения* или *динамической скоростью*.

При стратификации приземного слоя, близкой к безразличной ($\gamma \approx \gamma_a$, $Ri = 0$), путь смещения зависит только от высоты. Поскольку l имеет размерность длины, на основе представлений теории подобия можно записать формулу Прандтля

$$l = \kappa(z + z_0) \quad (2.4)$$

где z — высота над земной поверхностью; z_0 — величина, характеризующая значение l на земной поверхности (при $z = 0$) и называемая параметром шероховатости; $\kappa = 0,38$ — постоянная Кармана.

Интегрируя уравнение (2.3) в пределах от $z = 0$, где скорость ветра под влиянием прилипания обращается в нуль ($c = 0$), до произвольной высоты z , где скорость ветра $c(z)$, получаем *лога-*

рифмический закон распределения скорости ветра в приземном слое:

$$c(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z + z_0}{z_0}. \quad (2.5)$$

Пусть на некоторой высоте z_3 измерена скорость ветра c_3 . Тогда

$$c_3 = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z + z_0}{z_0}. \quad (2.6)$$

Эту формулу можно использовать для расчета u_* . Исключая из (2.5) и (2.6) скорость трения, получаем

$$c(z) = c_3 \frac{\ln \frac{z + z_0}{z_0}}{\ln \frac{z_3 + z_0}{z_0}}. \quad (2.7)$$

Если теперь найти отсюда производную dc/dz и подставить ее в соотношение (2.2), то с учетом формулы (2.4) получим

$$k(z) = \kappa^2 \frac{c_3}{\ln \frac{z_3 + z_0}{z_0}} (z + z_0). \quad (2.8)$$

В главе 9 зависимость k от z была представлена в виде

$$k = k_0 + az. \quad (2.9)$$

Из сравнения двух последних формул следует:

$$a = \kappa^2 \frac{c_3}{\ln \frac{z_3 + z_0}{z_0}}, \quad k_0 = az_0. \quad (2.10)$$

Эти соотношения без доказательства были использованы в главе 9.

Можно, таким образом, утверждать, что предположение о линейной зависимости l от z ведет к линейной же зависимости k от z .

Анализ многочисленных материалов градиентных измерений, выполненных в различных географических районах земного шара, показал, что логарифмическая формула (2.5) хорошо согласуется с опытными данными, если термическая стратификация приземного слоя не очень сильно отличается от безразличной (т. е. γ по порядку величины совпадает с γ_a).

На рис. 21.2 приведено распределение скорости ветра с высотой по данным градиентных измерений в полупустыне. При по-

строении этого графика приняты так называемые полулогарифмические оси координат: по одной из осей откладывается логарифм высоты ($\lg z$), а по другой — измеренная на разных высотах скорость ветра c в линейной шкале. Рисунок 21.2 показывает, что в 8 ч, когда стратификация близка к безразличной, профиль ско-

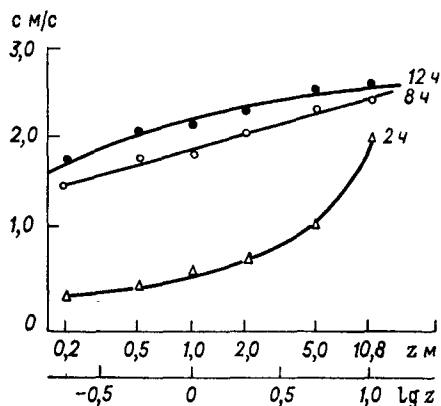


Рис. 21.2. Распределение скорости ветра с высотой при безразличной (8 ч), неустойчивой (12 ч) и устойчивой (2 ч) стратификации приземного слоя атмосферы. Арьсь (Казахская ССР).

рости ветра логарифмический: все опытные точки в согласии с формулой (2.5) располагаются вблизи прямой. В то же время при сильно неустойчивой (12 ч) и особенно при устойчивой (2 ч) стратификации профиль ветра в осях координат ($\lg z$, c) имеет хорошо выраженную кривизну: одного знака при неустойчивой стратификации и другого — при устойчивой (инверсионной). По сравнению со случаем, когда $c \sim \lg z$, скорость ветра растет с высотой медленнее при $\gamma > \gamma_a$ (число $Ri < 0$) и быстрее при $\gamma < \gamma_a$ ($Ri > 0$).

3 Суточный ход скорости ветра в пограничном слое атмосферы

Основной причиной хорошо выраженного в пограничном слое суточного хода скорости ветра является изменяющаяся в течение суток интенсивность турбулентного обмена. В отличие от температуры воздуха, суточные колебания которой обусловлены в первую очередь колебаниями температуры земной поверхности, на суточном ходе скорости ветра этот фактор не сказывается — скорость ветра при $z = 0$ вследствие прилипания в течение суток постоянна (равна нулю).

Однако под влиянием турбулентного обмена происходит перераспределение количества движения между различными слоями и, как следствие, наблюдается суточный ход скорости ветра.