Большой интерес представляют данные о вертикальных градиентах восходящего ($-\partial U/\partial z$), нисходящего ($-\partial G/\partial z$) и эффективного ($-\partial \Phi/\partial z$) потоков. В табл. 7.4 приведены сведения об этих величинах по наблюдениям во Владивостоке и Киеве. С градиентом Φ, как было показано в главе 4, однозначно связано изменение температуры воздуха во времени под влиянием радиационного притока:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial \Phi}{\partial z}.$$

Из табл. 7.4 следует, что длинноволновое излучение во всех слоях в среднем приводит к охлаждению воздуха. Скорость охлаждения в тропосфере составляет 0,7—1 °С/сут.

Таблица 7.4. Вертикальные градиенты потоков длинноволновой радиации (кВт/м^2 на 1 км)

Слой, гПа	$-dU/dz$		$-dG/dz$		$-d\Phi/dz$	
	Владивосток	Киев	Владивосток	Киев	Владивосток	Киев
1000—800	0,005	0,009	0,017	0,028	—0,012	—0,017
800—500	0,014	0,018	0,023	0,028	—0,009	—0,009
500—200	0,013	0,015	0,017	0,018	—0,004	—0,003
200—70	0,001	0,001	0,003	0,001	—0,001	—0,002
70—15	—0,0007	—0,0007	0,0007	0,001	—0,003	—0,003

3 Полуэмпирические формулы для излучения атмосферы и эффективного излучения земной поверхности

Земная поверхность, поглощая коротковолновую радиацию, одновременно теряет энергию путем длинноволнового излучения. Значительная часть излучения земной поверхности поглощается атмосферой. Атмосфера в свою очередь излучает длинноволновую радиацию, часть которой, направленная к земной поверхности, называется *встречным излучением* или *противоизлучением атмосферы.*

Поток встречного излучения атмосферы B_A представляет собой количество длинноволновой радиации, поступающей от атмосферы в единицу времени на единичную площадь земной поверхности. Поскольку земная поверхность не является абсолютно черным телом, то она поглощает часть поступившего потока, равную δB_A.

Разность между собственным излучением земной поверхности B_0 и *поглощенной* ею частью встречного излучения атмосферы называют *эффективным излучением земной поверхности.*

Обозначая эффективное излучение через B^*, имеем

$$B^* = B_0 - \delta B_A. \tag{3.1}$$

Температура атмосферы, как правило, ниже температуры земной поверхности, поэтому в большинстве случаев $B_0 > \delta B_A$ и, следовательно, $B^* > 0$, т. е. вследствие длинноволнового излучения земная поверхность почти всегда теряет энергию. Лишь в редких случаях очень сильных инверсий температуры и большой влажности воздуха эффективное излучение может оказаться отрицательным ($B^* < 0$). Эффективное излучение оказывает большое влияние на температурный режим земной поверхности, играет существенную роль в образовании радиационных заморозков и туманов, при снеготаянии и пр.

Эффективное излучение сильно зависит от содержания водяного пара в атмосфере и наличия облачности. О тесной связи между B^* и давлением водяного пара e вблизи поверхности земли свидетельствуют, например, данные наблюдений в Ленинграде:

e гПа	6,0	10,7	15,7
B^* кВт/м^2	0,13	0,12	0,11

Как видим, с увеличением e эффективное излучение B^* уменьшается. Объясняется это тем, что с ростом e увеличивается встречное излучение атмосферы B_A.

Вообще говоря, излучение атмосферы может быть определено теоретически, путем решения уравнений переноса инфракрасной радиации, полученных в п. 2. Однако для выполнения расчетов необходимо иметь данные о распределении температуры и влажности по высоте. Поскольку такие данные часто отсутствуют, на практике для расчета излучения атмосферы и эффективного излучения широко используются эмпирические формулы, предложенные различными авторами.

Обозначим через a относительный коэффициент поглощения атмосферы, на основе закона Кирхгофа формулу для B_A запишем в виде

$$B_A = a\,\sigma T_1^4, \tag{3.2}$$

где T_1 — температура воздуха на каком-либо уровне z_1 (например, 2 м). Коэффициент a характеризует излучательную способность атмосферы ($a < 1$) и зависит в основном от содержания водяного пара, количества и высоты облаков. С увеличением давления пара и количества облаков коэффициент a, а вместе с ним и встречное излучение возрастают.

Наиболее широкое распространение при выполнении расчетов встречного излучения атмосферы получила формула шведского ученого А. Ангстрема, которая для случая безоблачного неба имеет следующий вид:

$$B_A = \sigma T_1^4 (A_1 - D \cdot 10^{-ce_1}). \qquad (3.3)$$

Здесь e_1 — давление водяного пара на уровне z_1; A_1, D и c — эмпирические постоянные (больше нуля), определенные путем сравнения одновременно измеренных значений T_1, e_1 и B_A.

Согласно формуле (3.3), с ростом давления водяного пара встречное излучение атмосферы возрастает. Множитель, стоящий в скобках, равен коэффициенту a:

$$a = A_1 - D \cdot 10^{-ce_1}. \qquad (3.4)$$

Подставляя потоки B_0 и B_A по формулам (1.1) и (3.3) в (3.1), получаем эмпирическую формулу Ангстрема для эффективного излучения B_0^* земной поверхности при безоблачном небе:

$$B_0^* = \delta (\sigma T_0^4 - a\,\sigma T_1^4). \qquad (3.5)$$

Эту формулу можно преобразовать к виду

$$B_0^* = \delta\,\sigma T_1^4 (1 - a) + \delta\sigma (T_0^4 - T_1^4) \approx \delta\,\sigma T_1^4 (1 - a) + 4\delta\,\sigma T_1^3 \Delta T. \qquad (3.6)$$

Здесь $\Delta T = T_0 - T_1$ — разность температур воздуха на земной поверхности и уровне z_1; при этом использовано разложение

$$\left(\frac{T_0}{T_1}\right)^4 = \left(\frac{T_1 + \Delta T}{T_1}\right)^4 = 1 + 4\frac{\Delta T}{T_1} + \ldots,$$

в котором ограничились двумя первыми слагаемыми, поскольку $\Delta T/T_1$ — малая величина, не превышающая 0,03. Подставляя в формулу (3.6) величину a по (3.4), получаем окончательно формулу Ангстрема для B_0^* в следующем виде:

$$B_0^* = \delta\,\sigma T_1^4 (A + D \cdot 10^{-ce_1}) + \delta\,\Delta B_0^*, \qquad (3.7)$$

где $A = 1 - A_1$; $\Delta B_0^* = \sigma (T_0^4 - T_1^4) \approx 4\sigma T_1^3 \Delta T$ — поправка на разность температур. По данным Больца и Фалькенберга, постоянные $A = 0{,}180$, $D = 0{,}250$ (величины безразмерные), $c = 0{,}95$ (если e_1 в гПа).

Наряду с формулой Ангстрема широкое распространение получила эмпирическая формула английского ученого Д. Брента

$$B_A = \sigma T_1^4 (a_1 + b_1 \sqrt{e}), \qquad (3.8)$$

где $a_1 = 0{,}526$ и $b_1 = 0{,}065$ (если e в гПа).