

4 Влияние облачности на встречное и эффективное излучение

Особенно большое влияние на встречное излучение атмосферы и эффективное излучение земной поверхности оказывает облачность. С увеличением количества и вертикальной протяженности облаков возрастает встречное излучение атмосферы и уменьшается эффективное излучение.

По данным наблюдений в Одессе, эффективное излучение B^* зависит от формы облаков следующим образом:

Облачность	Ясно	С1	Ас	Облака нижнего яруса
B^* кВт/м ²	0,103	0,086	0,030	0,029

Кроме того, эффективное излучение существенно зависит от количества облаков n :

n баллы	0	1	2—4	5—6	7	8	9	10
B^* кВт/м ²	0,100	0,098	0,092	0,073	0,063	0,058	0,032	0,015

Теоретический учет влияния облачности на эффективное излучение представляет большие трудности. Однако можно воспользоваться приближенными соотношениями. Облако толщиной в несколько сотен метров практически можно рассматривать как черное тело: оно поглощает всю падающую на него инфракрасную радиацию. Лишь вблизи нижней и верхней границ наблюдаются слои, которые по своим свойствам излучения и поглощения отличаются от абсолютно черного тела (в них радиация поглощается частично), но толщина этих слоев составляет для облаков нижнего и среднего ярусов несколько десятков метров. Если вертикальная протяженность облака превышает эти значения, то в первом приближении облако в целом можно отнести к черному телу.

Рассмотрим прежде всего случай сплошной (10-балльной) облачности. Встречный поток радиации B_k от облака по направлению к земной поверхности на уровне нижней границы облака (уровень конденсации) запишется в виде

$$B_k = \sigma T_k^4, \quad (4.1)$$

где T_k — температура нижней границы облака (уровня конденсации). Из этого потока часть, равная $a\sigma T_k^4$ (a — относительный коэффициент поглощения атмосферы), поглощается в слое между облаком и землей. Так как этот слой по направлению к земной поверхности также излучает поток радиации

$$B_A = a\sigma T_1^4, \quad (4.2)$$

то эффективное излучение земной поверхности при сплошной облачности можно записать в виде

$$B^* = \delta \sigma T_0^4 - \delta a \sigma T_1^4 - \delta(1-a) \sigma T_k^4, \quad (4.3)$$

где $(1-a) \sigma T_k^4$ — часть излучения облака, дошедшая до земной поверхности. С учетом (3.5) формулу (4.3) можно переписать в виде

$$B^* = B_0^* \left[1 - \left(\frac{T_k}{T_1} \right)^4 \right]. \quad (4.4)$$

При этом полагаем $T_0 = T_1$: при сплошной облачности разность ΔT незначительна и введенная выше поправка ΔB_0^* пренебрежимо мала.

Значительно большую погрешность при расчете эффективного излучения по формуле (4.4) вызывает предположение о том, что относительный коэффициент поглощения a в слое атмосферы между облаком и земной поверхностью постоянен и равен коэффициенту поглощения вблизи земной поверхности. Некоторые основания для такого предположения приведены в главе 17, где показано, что в случае облаков нижнего яруса массовая доля водяного пара практически не изменяется с высотой от земной поверхности до основания облака. В общем же случае (облака среднего и верхнего ярусов) массовая доля водяного пара, а вместе с тем и коэффициент поглощения изменяются с высотой.

При сплошной облачности вертикальный градиент температуры γ , как показывают наблюдения, является постоянной величиной в слое от земной поверхности до основания облака. Таким образом, температура нижней границы облака может быть записана в виде

$$T_k = T_1 - \gamma z_k, \quad (4.5)$$

где z_k — высота облака над земной поверхностью. Обозначая через $\Delta T_k = T_1 - T_k = \gamma z_k$ разность температур земной поверхности и нижней границы облака, можем записать

$$\left(\frac{T_k}{T_1} \right)^4 = \left(\frac{T_1 - \Delta T_k}{T_1} \right)^4 = \left(1 - \frac{\Delta T_k}{T_1} \right)^4 = 1 - \frac{4 \Delta T_k}{T_1} + \dots, \quad (4.6)$$

так как отношение $\Delta T_k/T_1$ — мало (0,01—0,03).

Подставляя последнее значение $(T_k/T_1)^4$ в формулу (4.4), получаем

$$B^* = B_0^* \frac{4 \Delta T_k}{T_1} = B_0^* \frac{4 \gamma}{T_1} z_k$$

или с учетом формулы (3.7)

$$B^* = 4 \delta \sigma T_1^3 (A + D \cdot 10^{-ce_1}) \gamma z_k. \quad (4.7)$$

Таким образом, эффективное излучение тем больше, чем выше нижняя граница облаков. Экспериментальные данные (наблюдения Ф. А. Белецкого в Одессе) качественно подтверждают этот вывод:

Форма облаков (10 бал- лов)	Cb	Ns	Sc	St	As	Ac	Cs	Ci
B^* кВт/м ²	0,003	0,013	0,017	0,018	0,045	0,045	0,077	0,089

Формула (4.7) позволяет рассчитать эффективное излучение при сплошной облачности. Влияние количества облачности на эффективное излучение учитывается эмпирически путем введения в формулу для B^* множителя вида $(1 - \bar{c}_n)$. При этом формула для эффективного излучения принимает вид

$$B_n^* = B_0^* [1 - (c_L n_L + c_M n_M + c_H n_H)], \quad (4.8)$$

где n_L , n_M и n_H — количество облаков (в долях единицы) соответственно нижнего (St, Sc, Ns, Cu, Cb), среднего (Ac, As) и верхнего (Ci, Cs, Cs) ярусов; c_L , c_M и c_H — эмпирические коэффициенты. По результатам измерений в среднем коэффициент c_H равен 0,2—0,3, c_M равен 0,6—0,8 и c_L равен 0,8—1,0.

Из сравнения формул (4.8) и (4.4) вытекает, что в случае сплошной облачности, например, нижнего яруса ($n_L = 1,0$) справедливо равенство

$$1 - \left(\frac{T_K}{T_1} \right)^4 = 1 - c_L,$$

откуда с учетом (4.6) получаем

$$c_L = 1 - \frac{4 \Delta T_K}{T_1} = 1 - 4\gamma \frac{z_K}{T_1}. \quad (4.9)$$

Аналогичные формулы можно получить для c_M и c_H . Таким образом, коэффициенты c_L , c_M и c_H зависят от высоты облаков z_K , вертикального градиента температуры γ и температуры воздуха вблизи земной поверхности. Так как последние величины изменяются в зависимости от времени года (зимой z_K меньше, чем летом), широты места (в высоких широтах высота облаков меньше, чем в низких), а также метеорологической обстановки, то от этих же факторов зависят и рассматриваемые коэффициенты. Средние значения этих коэффициентов, а также средневзвешенного коэффициента для всей облачности

$$c = \frac{c_L n_L + c_M n_M + c_H n_H}{n}$$

приведены в табл. 7.5.

Из табл. 7.5 вытекает, что все приведенные коэффициенты уменьшаются при переходе от холодного полугодия к теплomu и от

Таблица 7.5. Средние значения эмпирических коэффициентов

φ°	Полугодие	Коэффициент			
		c_L	c_M	c_H	\bar{c}
>60	Холодное	0,90	0,77	0,28	0,82
	Теплое	0,86	0,72	0,27	0,80
60—50	Холодное	0,86	0,74	0,27	0,77
	Теплое	0,80	0,67	0,24	0,70
50—40	Холодное	0,82	0,69	0,24	0,71
	Теплое	0,78	0,65	0,19	0,69

более высоких широт к низким, что качественно удовлетворительно согласуется с формулой (4.9). Средний коэффициент \bar{c} близок к c_M . Если в формулу (4.8) ввести \bar{c} , то она примет вид

$$B_n^* = B_0^*(1 - \bar{c}n). \quad (4.10)$$

Формулой (4.10) можно пользоваться при отсутствии данных о количестве облаков всех ярусов. Другими авторами получены более сложные зависимости B_n^* от n (например, n входит в формуле (4.10) в степени 2,5).

В ряде исследований рассмотрено влияние туманов и дымов на эффективное излучение земной поверхности. Этот вопрос имеет большое прикладное значение, поскольку дымы широко используются для защиты растений от заморозков.

При ряде упрощающих предположений К. С. Шифриным получена следующая формула для эффективного излучения земной поверхности при тумане:

$$B^* = B_0^*(1 - 6,4 \cdot 10^{-2} \delta^* h),$$

где B_0^* — эффективное излучение при отсутствии тумана, δ^* — влажность тумана (г/м^3), h — толщина тумана (м).

Следует подчеркнуть, что эффективное излучение представляет собой разность сравнительно больших величин B_0 и B_A . Излучение земной поверхности равно примерно $0,3$ — $0,4$ кВт/м², встречное излучение атмосферы $0,2$ — $0,3$, а эффективное излучение $0,06$ — $0,14$ кВт/м².

5 Суточный и годовой ход эффективного излучения

Эффективное излучение и его составляющие имеют достаточно хорошо выраженный суточный и годовой ход. Наиболее выражен суточный ход излучения земной поверхности B_0 . Поток B_0 близок к излучению абсолютно черного тела при температуре земной по-