

С увеличением высоты над уровнем моря поток рассеянной радиации уменьшается. Распределение энергии в спектре рассеянной радиации отличается от распределения энергии в спектре прямой радиации. Максимум энергии в спектре рассеянной радиации приходится на более короткие волны, примерно на 0,425—0,450 мкм. Колебания спектрального состава рассеянной радиации весьма значительны. Эти колебания вызваны изменением прозрачности атмосферы.

6 Суммарная радиация

Потоком суммарной радиации Q называется сумма потоков прямой (I') и рассеянной (i) солнечной радиации, поступающих на горизонтальную поверхность. Путем решения приближенных уравнений переноса радиации К. Я. Кондратьев и др. получили следующую формулу для потока суммарной радиации при безоблачных условиях:

$$Q_0 = \frac{I_0 \sin h_{\odot}}{1 + \epsilon \tau \operatorname{cosec} h_{\odot}} \quad (6.1)$$

Здесь τ — оптическая толщина для интегрального потока, которую, как показано О. А. Авасте, можно полагать равной $\tau_{0,55}$ — оптической толщине для монохроматического потока с $\lambda = 0,55$ мкм; ϵ — множитель, принимающий при разных высотах Солнца следующие значения:

h_{\odot}°	60	30	15
ϵ	0,14	0,20	0,24

Погрешность расчета Q_0 по формуле (6.1) при $0,2 < \tau < 0,6$ меньше 5% (при сравнении с данными, полученными путем численного решения уравнений переноса).

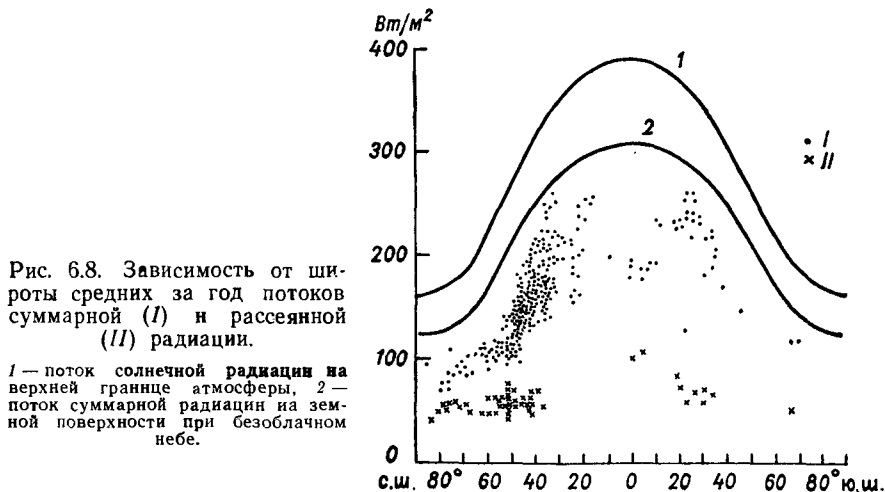
Суммарная радиация, в отличие от прямой и рассеянной, очень слабо зависит от оптической толщины τ : с увеличением τ суммарная радиация медленно уменьшается.

Таблица 6.10. Поток суммарной радиации (кВт/м²) при безоблачном небе

c	h_{\odot}°										
	7	10	15	20	25	30	40	50	60	75	90
0,91	0,05	0,08	0,15	0,23	0,31	0,38	0,53	0,69	0,80	0,90	0,95
0,67	0,06	0,10	0,18	0,26	0,34	0,41	0,58	0,73	0,84	0,95	0,98
0,54	0,07	0,12	0,20	0,28	0,36	0,44	0,60	0,75	0,87	0,98	1,03
0,43	0,08	0,13	0,22	0,30	0,38	0,48	0,65	0,79	0,91	1,02	1,07
0,34	0,08	0,14	0,22	0,31	0,41	0,50	0,68	0,82	0,96	1,06	1,11
0,27	0,10	0,15	0,24	0,34	0,44	0,54	0,70	0,86	0,98	1,10	1,14

Нормальные значения потока суммарной радиации при разной прозрачности атмосферы и высоте Солнца приведены в табл. 6.10. Потоки прямой радиации взяты из табл. 6.6, а потоки рассеянной радиации рассчитаны по формуле (5.1) при $b = 0,38$. На рис. 6.8 приведены значения потоков суммарной (Q) и рассеянной (i) солнечной радиации в среднем за год, по данным актинометрических измерений в 340 пунктах земного шара.

Поток суммарной радиации увеличивается сравнительно медленно до широты 50° , а затем растет очень быстро до субтропиче-



ских широт, где наблюдается максимум Q . В экваториальной области поток суммарной радиации несколько меньше, чем в субтропиках. В одной и той же широтной зоне возможны значительные колебания средних годовых потоков суммарной радиации. Диапазон изменения средних за год значений Q на всем земном шаре составляет около 215 Вт/м^2 .

Средний годовой поток рассеянной радиации изменяется с широтой и при переходе от одного пункта к другому в значительно более узких пределах: изменение i не превышает $25\text{--}50 \text{ Вт/м}^2$.

Рисунок 6.8 характеризует также изменение с широтой среднего за год зонального потока прямой солнечной радиации на верхней границе атмосферы (1) и потока суммарной радиации на земной поверхности при безоблачном небе (2). Сравнение кривых 1 и 2 показывает, что под влиянием поглощения и рассеяния в безоблачной атмосфере поток солнечной радиации ослабляется примерно на 20%. Облачность ослабляет его еще на 20—30%. Таким образом, земной поверхности достигает в среднем $50\text{--}60 \%$

солнечной радиации, поступившей на верхнюю границу атмосферы.

На поток суммарной радиации облачность оказывает столь же существенное влияние, как и на потоки прямой и рассеянной радиации. Зависимость осредненного по большим площадям и за много лет потока суммарной радиации от количества облачности описывают формулами двух видов:

$$Q = Q_0 (1 - fn), \quad (6.2)$$

$$Q = Q_0 [1 - (a + bn)n], \quad (6.3)$$

где Q_0 — поток суммарной радиации при безоблачном небе; n — количество облаков (в долях единицы); a , b , f — эмпирические коэффициенты: b — можно считать примерно постоянным (равным 0,38); коэффициенты f и a различны на суше и в море и зависят от широты (φ). На суше они принимают следующие значения:

φ°	0	10	20	30	40	50	60	70	75	80	85
f	0,65	0,66	0,67	0,68	0,67	0,64	0,60	0,50	0,45	—	—
a	0,38	0,40	0,37	0,36	0,38	0,40	0,36	0,18	0,16	0,15	0,14

Таблица 6.11. Поток суммарной радиации (кВт/м^2) при безоблачном небе и сплошной облачности различных форм

Количество (баллы) и форма облаков	h_\odot°								
	5	10	15	20	25	30	40	50	55
Безоблачно	0,05	0,13	0,22	0,30	0,38	0,46	0,63	0,78	0,84
10 Ci, Cs	0,04	0,10	0,18	0,24	0,32	0,39	0,54	0,66	0,68
10Cs	0,04	0,10	0,17	0,24	0,31	0,38	0,52	0,59	0,61
10 Ac, Sc	0,04	0,11	0,19	0,26	0,34	0,41	0,56	0,73	—
10Ac, Ci	—	—	—	0,13	0,20	0,26	0,37	0,47	—
10 Cb, Ci	—	0,07	0,10	0,15	0,19	0,22	0,30	0,37	0,40

Таблица 6.12. Отношение Q_{10}/Q_0 (%) при различных формах облаков

Количество (баллы) и форма облаков	h_\odot°						
	5	10	15	20	30	40	50
10 Ci, Cs	86	83	80	81	87	85	85
10Cs	86	78	77	79	83	82	76
10Ac, Sc	86	89	87	88	89	89	93
10Sc	43	33	32	35	39	41	42
10Ns	14	17	16	14	14	13	14
10Cb	—	22	23	23	21	20	19
Туманы	43	28	26	26	24	—	—

Формула (6.3) обеспечивает более высокую точность (относительная ошибка расчета не превышает 8—10 %).

Насколько существенно влияют на поток суммарной радиации облака различных форм, показывают табл. 6.11 и 6.12, составленные Б. М. Гальперин и Л. П. Серяковой по данным наблюдений за радиацией в Ленинграде, Тарту, Риге и Минске (1953—1960 гг.).

На основе анализа результатов измерений солнечной радиации на морях (за 1956—1962 гг.) установлен вид функции пропускания P суммарной радиации для атмосферы в целом (с учетом поглощения и рассеяния). По средним данным, зависимость P от количества облаков n , давления водяного пара e и дефицита давления пара d имеет следующий вид:

$$P = \frac{Q_n}{Q^0} = 0,8 - 0,7 \exp(-a_1 x). \quad (6.4)$$

Здесь $a_1 = 1,0 - 0,11 \sqrt{e}$, $x = (1,1 - n)d$, где e и d — в гектопаскалях; Q_n и Q^0 — средние за день (от восхода до захода Солнца) потоки суммарной радиации у земной поверхности и на верхней границе атмосферы (солнечная постоянная принята равной 1,33 кВт/м²); $n = \frac{n_{об} + n_{н}}{2}$ — полусумма количества общей и нижней облачности (в долях единицы).

При отсутствии сведений о влажности воздуха расчет P можно производить по формуле

$$P = Q_n/Q^0 = 0,8 - 0,6n^2. \quad (6.5)$$

Согласно формуле (6.5), из потока солнечной радиации, падающей на верхнюю границу атмосферы, в среднем достигает поверхности океана при безоблачном небе ($n = 0$) около 80 %, при $n = 0,5$ около 65 %, а при сплошной облачности ($n = 1$) лишь около 20 %. Относительная ошибка расчета Q_n по формулам (6.4) и (6.5) не превышает 20 % соответственно в 80 и 75 % случаев; ошибка меньше 30 % обеспечивается этими формулами в 90 и 89 % случаев.

Ряд новых статистических характеристик солнечной радиации получен в последние годы на основе непрерывной регистрации потоков на Украине, под Москвой и в Эстонии. Каждое измерение проводилось (начиная с 1966 г.) только при облаках одной формы, при этом их количество изменялось за время записи потоков не более чем на 1 балл.

В табл. 6.13 представлены сведения о безразмерной величине

$$Q^* = Q/Q_0,$$

где Q и Q_0 — потоки суммарной радиации соответственно при наличии облачности и при безоблачной атмосфере. Поток Q_0 рассчитывался по формуле (6.1), его нередко называют *возможным потоком* суммарной радиации.

Таблица 6.13. Статистические характеристики безразмерного потока суммарной радиации

Характеристика	Количество и форма облаков								Туман
	10Ns	10St	10Sc	10As	$\overline{10}$ Ac	$\overline{10}$ Cu	10Cs	$\overline{10}$ Ci	
\bar{Q}^*	0,24	0,21	0,31	0,48	0,71	0,48	0,65	0,72	0,31
σ^2	0,003	0,002	0,004	0,010	0,030	0,039	0,027	0,012	0,003
N	4	6	7	4	4	2	3	2	3

Примечание. В таблице обозначено: \bar{Q}^* — среднее значение Q^* ; σ^2 — дисперсия Q^* , характеризующая его изменчивость; N — число записей, т. е. реализаций, потока Q (продолжительность записей от 1 до 5 ч, значения Q снимались с ленты через 9 или 12 с).

Из табл. 6.13 следует, что наименьшие средние значения и дисперсии наблюдаются при низкой сплошной облачности (Ns, St, Sc), а также в тумане. Переход к облакам среднего (Ac, As) и верхнего (Cs, Ci) ярусов сопровождается значительным увеличением средних значений и дисперсии потока Q^* . Особенно велика изменчивость потока суммарной радиации при кучевой облачности.

В случае кучевых облаков средние значения \bar{Q}^* связаны линейной зависимостью с их количеством n :

$$\bar{Q}^* = 1,24 - 0,09n,$$

где n — в баллах. Коэффициент корреляции между \bar{Q}^* и n равен 0,85. Дисперсия σ^2 принимает максимальные значения при n , равных 4—6 баллам.

Для части наблюдений рассчитаны функции распределения потока Q^* . Некоторые их параметры приведены в табл. 6.14.

Как правило, при сплошной облачности распределение потоков Q^* имеет мономодальную (с одним максимумом) форму с близкими значениями моды и медианы. В случае кучевой облачности распределение приобретает бимодальную (с двумя максимумами) форму: первая (меньшая) мода характеризует поток рассеянной радиации при закрытом облаками Солнце, вторая — потоки прямой и рассеянной радиации, когда заметную роль играет рассеяние прямой радиации боковыми поверхностями облаков, в результате чего расширяется интервал изменения Q^* и нередко встречаются значения $Q^* > 1$, т. е. поток суммарной радиации при облачности больше, чем при ясном небе.

Отметим, что в горах наблюдались случаи, когда поток суммарной радиации под влиянием отражения от соседних горных

Таблица 6.14. Числовые параметры функции распределения потока

Количество и форма облаков	$Q_{\text{мин}}^*$	$Q_{\text{макс}}^*$	Мода	Модальная вероятность	Медиана
10Ns	0,12	0,36	0,24	0,42	0,24
10St	0,12—0,31	0,30—0,88	0,21—0,36	0,30—0,55	0,21—0,40
9St fr.	0,43—0,48	1,17—1,21	0,63	0,12—0,17	0,63—0,65
10 Sc	0,39—0,51	0,90	0,50—0,65	0,12—0,18	0,59—0,65
10As	0,24—0,35	0,72—0,74	0,36—0,45	0,24—0,34	0,42—0,48
10 Ac	0,42	0,96	0,54	0,13	0,66
9Ac	0,52	1,20	0,98	0,16	0,94
5Cu	0,43	1,20	0,45 и 0,94	0,07 и 0,22	0,95
7Cu	0,42	1,20	0,48 и 1,08	0,16 и 0,14	0,72
9Cu	0,29	1,34	0,50 и 0,98	0,13 и 0,05	0,54
Туман	0,18—0,20	0,42—0,60	0,30—0,36	0,25—0,44	0,30—0,38

Примечание. Мода — это такое значение случайной величины, которому соответствует наибольшая частота (вероятность) появления этой величины. Медиана — значение случайной величины, при котором накопленная (интегральная) частота составляет половину объема всей совокупности. Пределы изменения, указанные в таблице, относятся к различным записям (реализациям) потока Q .

вершин и облаков превышал солнечную постоянную. Так, на пике Терскол (3100 м над уровнем моря) 6 марта 1959 г. в 12 ч 30 мин при кучевой облачности 8 баллов и чистом снежном покрове измеренный поток Q составлял 1,40 кВт/м², 11 мая 1962 г. при 7-балльной кучевой облачности в 12 ч 30 мин поток суммарной радиации равнялся 1,44 кВт/м², 3 августа 1961 г. при 10-балльной (с просветами) кучевой облачности поток $Q = 1,45$ кВт/м², при этом альбедо почвы составляло всего лишь 10—15 %.

При наличии снежного покрова потоки рассеянной и суммарной радиации больше, чем при отсутствии его. Согласно М. С. Аверкиеву, поправочный множитель для суммарной радиации имеет вид

$$k = \frac{1}{1 - 0,2r},$$

где r — альбедо земной поверхности. При $r = 0,20$ (травяной покров) $k = 1,04$, при $r = 0,80$ (снег) $k = 1,19$. Таким образом поток суммарной радиации над снежной поверхностью увеличивается в 1,14 раза по сравнению с травяным покровом.

7 Альбедо

Альбедо, или отражательной способностью какой-либо поверхности, как уже указывалось, называют отношение потока отраженной данной поверхностью радиации к потоку падающей радиации, выраженное в долях единицы или в процентах.