

Таблица 8.4. Суточный ход радиационного баланса в различные сезоны года (кВт/м²)

Время, ч	Ясно				Пасмурно			
	лето	осень	зима	весна	лето	осень	зима	весна
0	-0,042	-0,047	-0,049	-0,051	-0,016	-0,009	-0,009	-0,007
4	-0,016	-0,047	-0,044	-0,033	-0,002	-0,012	-0,007	-0,005
8	0,312	0,054	-0,051	0,149	0,091	0,016	-0,002	0,051
12	0,445	0,149	-0,021	0,321	0,168	0,058	0,007	0,110
16	0,277	0,016	-0,047	0,168	0,107	0,021	0,000	0,058
20	-0,035	-0,054	-0,044	-0,035	-0,005	-0,140	-0,005	-0,005

абсолютной величины радиационного баланса. При заданных высоте Солнца (40°) и альбедо зависимость R от количества облачности n иллюстрируют следующие данные:

n баллы	3	4	5	6	7	8
R кВт/м ²	0,32	0,31	0,30	0,29	0,28	0,26

Увеличение облачности от 3 до 8 баллов вызывает уменьшение R примерно на 20 %.

2 Радиационный баланс атмосферы и системы земля поверхность — атмосфера

Приходную часть радиационного баланса атмосферы R_A составляют поглощенное атмосферой излучение земной поверхности U_n и поглощенная ею прямая и рассеянная солнечная радиация Q_n . Теряет тепло атмосфера за счет излучения в направлении к земной поверхности (δB_A) и в мировое пространство (B_∞). Формулу для радиационного баланса атмосферы можно, таким образом, записать в виде

$$R_A = U_n + Q_n - \delta B_A - B_\infty.$$

Если через P обозначить функцию пропускания атмосферы для длинноволновой радиации, то

$$U_n = (1 - P) B_0,$$

где B_0 — излучение земной поверхности. Но разность $B_0 - \delta B_A = B^*$ есть эффективное излучение земной поверхности, а сумма $P B_0 + B_\infty = U_\infty$ — уходящее в мировое пространство излучение земной поверхности и атмосферы (из потока B_0 часть $(1 - P) B_0$ поглощается атмосферой, а часть $P B_0$ проходит через нее). С учетом

указанного формула для радиационного баланса принимает вид

$$R_A = B^* + Q_{\text{п}} - U_{\infty}.$$

Расчет по этой формуле показал, что радиационный баланс атмосферы на всех широтах в среднем за год отрицателен.

Изменение R_A с широтой характеризуется следующими данными (северное полушарие):

φ°	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
R_A Вт/м ²	—101	—110	—109	—92	—80	—80	—93

Большой интерес представляет изучение радиационного баланса системы земная поверхность—атмосфера (или Земли как планеты), под которым имеют в виду баланс лучистой энергии в вертикальном столбе, включающем деятельный слой почвы (или воды) и всю атмосферу. Приходная часть этого баланса состоит из поглощенной земной поверхностью и атмосферой прямой и рассеянной солнечной радиации, расходную часть составляет уходящее излучение U_{∞} :

$$R_s = (I + i)(1 - r) + Q_{\text{п}} - U_{\infty}.$$

Формулу для R_s можно записать также в виде

$$R_s = I'_0(1 - r_s) - U_{\infty},$$

где I'_0 — поток прямой солнечной радиации (на горизонтальную поверхность) на верхней границе атмосферы (инсоляция), r_s — альбедо Земли как планеты.

Оценим прежде всего среднюю по всему земному шару инсоляцию I'_0 на верхней границе атмосферы. На Землю за единицу времени поступает количество солнечной энергии, равное произведению солнечной постоянной I_0^* на площадь поперечного сечения Земли πR^2 , т. е. $\pi R^2 I_0^*$ (R — средний радиус Земли).

Эта энергия под влиянием вращения Земли распределяется по всей поверхности земного шара, равной $4\pi R^2$. Таким образом, среднее значение потока солнечной радиации на горизонтальную поверхность Земли (инсоляция) без учета ослабления ее атмосферой составляет

$$\frac{\pi R^2 I_0^*}{4\pi R^2} = \frac{I_0^*}{4} \approx 0,343 \text{ кВт/м}^2.$$

Радиационный баланс системы земная поверхность—атмосфера может быть как положительным, так и отрицательным. В годовом ходе баланс R_s в умеренных широтах больше нуля в течение летних месяцев и отрицателен остальное время года. В экваториальной области (от 10—15° с. ш. до 10—15° ю. ш.) баланс

R_s положителен в течение всего года. В среднем за год баланс R_s больше нуля в области от экватора до $35-40^\circ$ (в обоих полушариях). В зонах от широт $35-40^\circ$ до полюсов радиационный баланс R_s в среднем за год отрицателен.

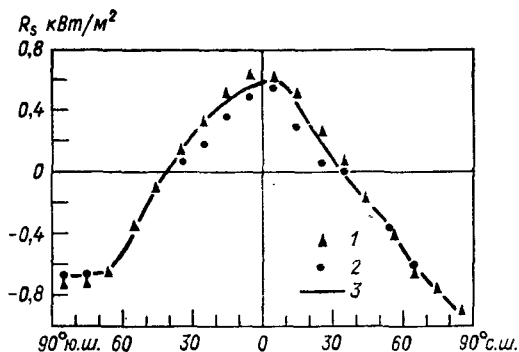


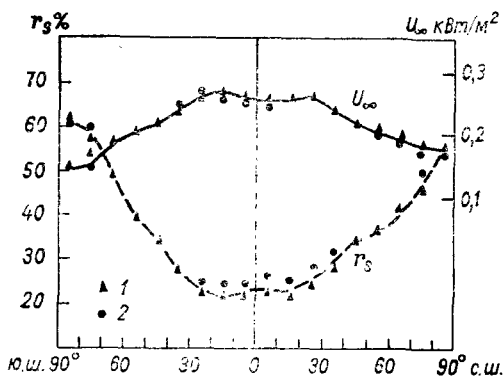
Рис. 8.2. Средний за год радиационный баланс системы земная поверхность—атмосфера по измерениям с ИСЗ в 1962—1970 гг.

1 — океаны, 2 — материки, 3 — зональные значения.

Основной вклад в приходную часть R_s вносит поглощение солнечной радиации земной поверхностью. Отражение коротковолновой радиации происходит главным образом от облаков, затем от атмосферы и земной поверхности.

Рис. 8.3. Средние за год зональные значения уходящего излучения U_∞ и альbedo Земли r_s по измерениям с ИСЗ в 1962—1970 гг.

1 — океаны; 2 — материки.



В последние два десятилетия обширный материал наблюдений за составляющими радиационного баланса получен с помощью метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ).

На рис. 8.2 и 8.3 и в табл. 8.5 приведены сведения о радиационном балансе R_s системы земная поверхность—атмосфера, альbedo Земли r_s , об уходящем излучении Земли U_∞ , поглощенной $I'_6(1 - r_s)$ и отраженной $I'_6 r_s$ системой солнечной радиации, полученные по данным измерений с американских МИСЗ за 1962—1971 гг.

Таблица 8.5. Осредненные за год и по широтным зонам значения альбедо (r_s), радиационного баланса (R_s) системы земная поверхность земля—атмосфера и его составляющих (Вт/м²)

Широта φ°	r_s %	$I'_0 (1 - r_s)$	U_∞	R_s	$I'_0 r_s$
90—80 с.	58,9	71,5	174,7	-103,2	102,4
80—70	54,4	84,6	178,2	-93,6	100,9
70—60	45,2	117,0	189,1	-72,1	96,5
60—50	40,7	154,5	201,2	-46,7	106,0
50—40	35,7	197,4	218,3	-20,9	109,6
40—30	30,9	240,3	239,6	0,7	107,4
30—20	27,2	276,7	258,5	18,2	103,4
20—10	24,8	302,6	257,1	45,5	99,8
10—0	25,4	308,9	250,0	58,9	105,2
0—10 ю.	24,1	314,3	258,2	56,1	99,8
10—20	23,6	307,4	266,7	40,7	95,0
20—30	25,1	284,7	262,7	22,0	95,4
30—40	29,6	244,8	244,4	0,4	102,9
40—50	35,8	197,1	224,4	-27,3	109,9
50—60	42,6	149,5	206,9	-57,4	111,0
60—70	51,3	104,0	189,6	-85,6	109,6
70—80	60,2	73,8	163,3	-89,5	111,7
80—90	61,7	66,6	154,3	-87,7	107,3
Северное полушарие	28,7	240,8	242,2	-1,4	—
Южное полушарие	28,0	247,8	240,8	7,0	—
Земля в целом	28,4	241,5	241,5	0	—

В среднем за год радиационный баланс системы R_s положителен в зоне от экватора до широты около 35° в северном полушарии и около 40° в южном (рис. 8.2). В этой зоне значения R_s над океаном систематически больше, чем над сушей. Рис. 8.3 показывает, что это различие обусловлено влиянием альбедо, которое в тропической зоне над океаном меньше, чем над сушей (сказывается влияние преобладающей большей высоты Солнца в этом зоне, при которой альбедо водной поверхности мало). Уходящее излучение сравнительно слабо зависит от широты и практически одинаковое над океаном и сушей во всех широтных зонах.

Вне тропической зоны и субтропиков радиационный баланс системы в среднем за год отрицателен, при этом в Арктике абсолютное значение R_s на $10\text{--}15$ Вт/м² больше, чем в Антарктике. Объяснить это различие можно влиянием высоты излучающей поверхности: при большей высоте (Антарктика) уменьшается излучение земной поверхности, а вместе с этим и уходящее излучение.

Данные табл. 8.5 (построенной по более полным данным) несколько отличаются от данных рис. 8.2 и 8.3. Однако различие между ними не выходит, как правило, за погрешности определения

искомых величин, которые для r_s составляют около $\pm 5\%$, а для среднегодовых значений R_s не больше 10 Вт/м^2 . Хотя осредненные по полушариям значения определяются с меньшей погрешностью, однако не следует акцентировать внимание на различиях r_s , U_∞ и R_s в северном и южном полушариях. Осредненное по всей Земле уходящее излучение ($241,5 \text{ Вт/м}^2$) соответствует эффективной радиационной температуре 255 К .

Радиационный баланс системы R_s (так же, как величины r_s , $I'_0(1 - r_s)$ и U_∞) в каждой широтной зоне имеет хорошо выраженный годовой ход.

С увеличением широты, согласно рис. 8.4, резко возрастает амплитуда годового хода R_s . Наиболее резкие изменения R_s наблю-

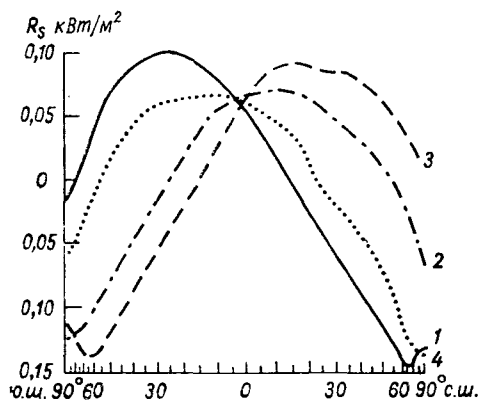


Рис. 8.4. Меридиональные профили R_s в различные сезоны года.

1 — декабрь—февраль; 2 — март—май; 3 — июнь—август; 4 — сентябрь—ноябрь.

даются в том и другом полушариях при переходе от лета к осени и от зимы к весне. Летом радиационный баланс положителен ($R_s > 0$) практически на всех широтах, осенью же R_s больше нуля только до широты около 23° , а над остальной частью полушария баланс R_s отрицателен. Зимой положительные значения R_s сохраняются до широты около 15° , в то время как весной область с $R_s > 0$ распространяется в обоих полушариях до широты около 55° . Летом значения R_s на соответствующих широтах в южном полушарии несколько больше, чем в северном, особенно максимальные значения, наблюдаемые на широтах $20\text{--}23^\circ$.

Рассмотрим результирующий приток радиации к атмосфере за счет длинноволнового излучения. Этот приток ϵ_a ко всему вертикальному столбу равен разности между эффективным излучением земной поверхности B^* и уходящим излучением Земли U_∞ : $\epsilon_a = B^* - U_\infty$. Приток ϵ_a отрицателен, т. е. атмосфера в целом за счет длинноволнового излучения охлаждается. К. Я. Кондратьевым, В. Суоми и др. установлены статистические связи между ϵ_a и U_∞ . Оказалось, что коэффициенты корреляции r между ϵ_a и U_∞ достаточно высоки (по модулю), если связь устанавливается для

различных состояний неба (ясно, пасмурно), разных сезонов года и конкретных пунктов. Уравнения регрессии, полученные по данным актинометрических радиозондов, имеют следующий вид:

а) в случае пасмурной погоды (облачность 10 баллов)

$$\varepsilon_a = -1,05U_\infty + 0,018, \quad r = -0,99 \text{ (для лета),}$$

$$\varepsilon_a = -1,18U_\infty + 0,048, \quad r = -0,98 \text{ (для зимы),}$$

б) в случае ясной погоды

$$\varepsilon_a = -1,44U_\infty + 0,199, \quad r = -0,92 \text{ (для лета),}$$

$$\varepsilon_a = -1,43U_\infty + 0,143, \quad r = -0,89 \text{ (для зимы).}$$

Особенно тесная связь между ε_a и U_∞ отмечается при сплошной низкой облачности (N_s , C_b), когда эффективное излучение близко к нулю.

Влияние облачности на радиационные характеристики Земли. Поскольку для облаков характерны очень высокие значения альбедо, то они, естественно, оказывают существенное влияние на альбедо, потоки и притоки радиации в целом.

На рис. 8.5 показаны меридиональные профили зональных значений альбедо системы земная поверхность—атмосфера,

полученные по данным наблюдений с МИСЗ (реальная атмосфера) и по результатам расчета для безоблачной атмосферы (солнечная постоянная принята равной $1,36 \text{ кВт/м}^2$). Как и следовало ожидать, альбедо системы в случае реальной (облачной) атмосферы существенно больше (от нескольких процентов в субтропиках северного полушария и экваториальной области до 15—20 % в умеренных широтах северного и, особенно, южного полушарий) альбедо системы при отсутствии облаков (которое для всей Земли составляет 17 %). Можно отметить увеличение альбедо вблизи 7° с. ш. , обусловленное влиянием облачного покрова внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Резкое возрастание альбедо системы в высоких широтах связано с ледяным покровом, альбедо которого так же велико, как и облачности.

Облачность оказывает влияние не только на альбедо системы, но и на уходящий поток (U_∞) длинноволновой радиации. Облака, как уже указывалось (см. главу 7), уменьшают эффективное излучение земной поверхности и, как следствие, при наличии облаков уходящий поток радиации меньше, чем при их отсутствии. Та-

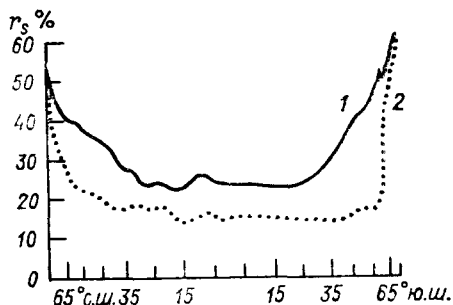


Рис. 8.5. Средние годовые меридиональные профили зональных значений альбедо (1) и альбедо системы при отсутствии облачности (2).

ким образом, в выражении для радиационного баланса системы

$$R_s = I_0'(1 - r_s) - U_\infty$$

под влиянием облачности первое и второе (U_∞) слагаемые уменьшаются. Однако определяющую роль играет уменьшение (за счет увеличения r_s) притока солнечной радиации к системе земная поверхность — атмосфера. По этой причине радиационный баланс системы в случае реальной (облачной) атмосферы меньше баланса системы при отсутствии облаков.

На рис. 8.6 представлена осредненная за год и по кругам широт разность ΔR_s между первым и вторым радиационными балан-

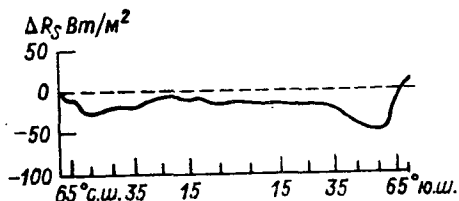


Рис. 8.6. Осредненная по широтным зонам и за год разность ΔR_s между радиационными балансами системы в случае реальной (облачной) и безоблачной атмосферы.

сами системы. Видно, что практически всюду $\Delta R_s < 0$ (исключение составляет узкая околополярная область). Абсолютное значение ΔR_s в каждом полушарии растет с увеличением широты (примерно до 60°), при этом минимальное значение (7 Вт/м^2) отмечается около 7° с. ш., а максимальное (49 Вт/м^2) — около 55° ю. ш.

Разность ΔR_s изменяется не только с широтой, но зависит также от времени года, долготы и других факторов. Результаты осреднения ΔR_s по сезонам года и полушариям (точнее, для зон от экватора до 65°) и Земли в целом (65° с. ш.— 65° ю. ш.) приведены в табл. 8.6. Поскольку влияние облачности на поглощенную радиацию сильнее, чем на уходящее излучение, то прежде всего во все сезоны года и в обоих полушариях $\Delta R_s < 0$, а модуль ΔR_s летом (когда приток солнечной радиации к системе, а следовательно, и уменьшение его за счет альбеда облачности, достигают максимума) существенно (в северном полушарии — примерно в 2 раза, в южном — почти в 5 раз) больше, чем зимой.

Таблица 8.6. Значения разности ΔR_s (Вт/м^2) между радиационными балансами системы в случаях реальной (облачной) атмосферы и безоблачной

Зона	Сезон				Год
	III—V	VI—VIII	IX—XI	XII—II	
0— 65° с. ш.	—14,2	—23,5	—12,0	—11,3	—15,3
0— 65° ю. ш.	—13,8	—8,5	—34,9	—42,0	—24,8
65° с. ш.— 65° ю. ш.	—14,0	—16,0	—23,5	—26,7	—20,0

В среднем за год изменение R_s под влиянием облачности в южном полушарии также сильнее (на $9,5 \text{ Вт/м}^2$), чем в северном. Это обусловлено различием в альbedo подстилающей поверхности: в южном полушарии с преобладанием водной поверхности особенно резко увеличивается альbedo при увеличении облачности и уменьшается R_s именно летом, поскольку при большой высоте Солнца h_{\odot} альbedo воды достигает наименьших значений. По этой же причине зимой при малых высотах Солнца (когда альbedo водной поверхности увеличивается) влияние облачности в южном полушарии не столь значительно, как летом (и меньше, чем в се-

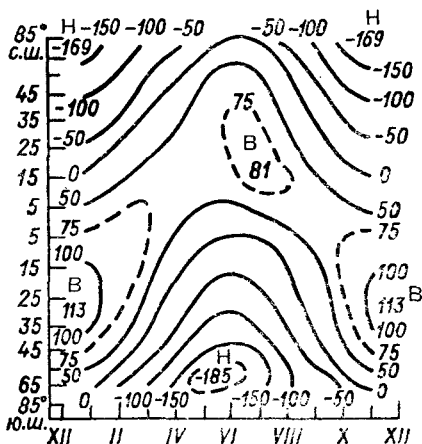


Рис. 8.7. Годовой ход радиационного баланса (Вт/м^2) системы земная поверхность—атмосфера по данным наблюдений с ИСЗ за 29 месяцев (1964—1971 гг.).

верном полушарии). Эта же закономерность (обусловленная влиянием водной поверхности на альbedo системы) подтверждается и средним за год значением ΔR_s для Мирового океана в целом, равным $-30,6 \text{ Вт/м}^2$, т. е. по модулю оно больше значений этой разности не только для Земли в целом, но и для обоих полушарий.

Радиационный баланс системы R_s на данной широте изменяется в широких пределах в течение года (рис. 8.7). Максимальная амплитуда годового хода R_s наблюдается в субтропиках и умеренных широтах. Так, в северном полушарии на широте $15-25^\circ$ баланс R_s изменяется от $75-80 \text{ Вт/м}^2$ в июле—августе до $-25 \div -50 \text{ Вт/м}^2$ в январе; на широте $55-60^\circ$ —от 50 Вт/м^2 в июле до -125 Вт/м^2 в январе; максимальное среднемесячное значение R_s здесь равно 81 Вт/м^2 (на широте 15° в июле), минимальное— 169 Вт/м^2 (вблизи полюса в декабре—январе). В южном полушарии диапазон колебаний среднемесячных значений R_s еще более значителен: от 113 Вт/м^2 (на широте 25° в декабре—январе) до -185 Вт/м^2 (на широтах $65-70^\circ$ в июне).

Значительный вклад в увеличение амплитуды годовых колебаний R_s в южном полушарии по сравнению с северным вносит эффект эксцентриситета орбиты Земли (под его влиянием поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы в декабре—январе примерно на 7 % больше, чем в июне—июле).

Для Земли в целом радиационный баланс системы R_s достигает максимума (16 Вт/м²) в марте и минимума (—14 Вт/м²) в июне, при этом вклад изменения в течение года инсоляции на верхней границе атмосферы в амплитуду R_s составляет примерно половину.

По данным спутниковых наблюдений оценена чувствительность поглощаемой системой солнечной радиации $I'_0(1 - r_s)$ и уходящего излучения U_∞ к изменению количества облаков (n). При увеличении n на 1 балл поглощаемая системой солнечная радиация уменьшается в среднем за год и для Земли в целом на 95,2 Вт/м², а уходящее излучение — на 53,1 Вт/м². Радиационный баланс системы R_s , таким образом, уменьшается на 42,1 Вт/м² при увеличении количества облаков на 1 балл.