

Глава 8 Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы

Приток тепла в виде лучистой энергии является важнейшей составной частью общего притока тепла, под влиянием которого изменяется термический режим атмосферы и земной поверхности. *Балансом лучистой энергии или радиационным балансом тела* называется разность между поглощенной им радиацией и собственным излучением. Наиболее полно к настоящему времени исследован радиационный баланс земной поверхности, атмосферы в целом и системы земная поверхность — атмосфера (т. е. Земли как планеты). Сведения о балансе отдельных слоев атмосферы (тропосферы, стратосферы, пограничного слоя и др.) еще нельзя признать сколько-нибудь полными.

1 Радиационный баланс земной поверхности

Приходная часть радиационного баланса R земной поверхности состоит из поглощенных частей прямой солнечной $(1-r)I'$ и рассеянной $(1-r)i$ радиации, а также части излучения атмосферы δB_A . Расходной частью R является лишь излучение земной поверхности B_0 . Таким образом,

$$R = (1-r)I' + (1-r)i + \delta B_A - B_0$$

или

$$R = (1-r)(I' + i) - B^*, \quad (1.1)$$

где r — альbedo, B^* — эффективное излучение земной поверхности.

Радиационный баланс земной поверхности оказывает существенное влияние на распределение температуры в почве и приземном слое атмосферы, а также на процессы испарения и снеготаяния, образование туманов и заморозков, изменение свойств воздушных масс (их трансформацию).

Радиационный баланс изменяется в зависимости от широты, времени года и суток, погодных условий и т. д. Расчет баланса производят за различные промежутки времени (минуту, сутки, ме-

сяц, сезон, год и т. д.); он может быть как положительным, так и отрицательным.

Суточный ход радиационного баланса, его коротковолновой ($R_k = (1-r)(I'+i)$) и длинноволновой (B^*) составляющих по данным наблюдений в полупустыне приведен на рис. 8.1.

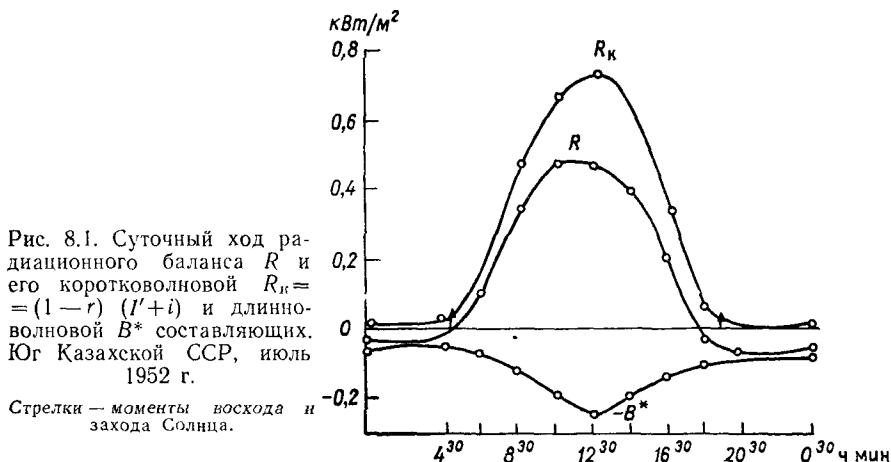


Рис. 8.1. Суточный ход радиационного баланса R и его коротковолновой $R_k = (1-r)(I'+i)$ и длинноволновой B^* составляющих. Юг Казахской ССР, июль 1952 г.

Стрелки — моменты восхода и захода Солнца.

Переход радиационного баланса через нуль ($R=0$) от отрицательных значений к положительным и обратно происходит, по данным наблюдений, при высоте Солнца $10-15^\circ$. В течение ночи радиационный баланс при отсутствии или постоянном количестве облачности сохраняется практически постоянным.

В табл. 8.1 приведено среднее время перехода радиационного баланса через нуль утром и вечером в среднем для каждого месяца на различных широтах.

При наличии снежного покрова промежутки времени, в течение которого $R > 0$, уменьшается, так как в этом случае переход R

Таблица 8.1. Среднее время (часы) перехода радиационного баланса через нуль утром (t_1) и вечером (t_2)

| Месяц | φ° | | | | | |
|-------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 40 | | 50 | | 60 | |
| | t_1 | t_2 | t_1 | t_2 | t_1 | t_2 |
| IV | 5—7 | 16—18 | 5—7 | 16—18 | 5—7 | 16—18 |
| VI | 4—6 | 17—19 | 4—6 | 18—20 | 4—6 | 18—20 |
| VIII | 5—7 | 17—19 | 5—7 | 16—18 | 5—7 | 17—19 |
| X | 6—8 | 15—17 | 6—8 | 15—17 | 7—9 | 14—16 |

через нуль происходит при большей высоте Солнца ($20-25^\circ$). Отметим, что с моментами перехода R через нуль практически совпадает время установления (вечером) и разрушения (утром) приземных инверсий температуры.

Годовой ход радиационного баланса для некоторых пунктов Советского Союза, расположенных на разной широте, приведен в табл. 8.2. Радиационный баланс положителен ($R > 0$) в низких широтах (Тбилиси) практически в течение всего года, в умеренных широтах (Ленинград, Свердловск) в течение 6—8 месяцев, в Арктике в течение 4—5 месяцев. В среднем за год радиационный баланс положителен не только в низких и умеренных широтах, но и в тех районах Арктики, где земная поверхность освобождается от снежного и ледяного покрова хотя бы на 2—3 месяца. Объясняется это тем, что абсолютные величины радиационного баланса в Арктике летом значительно больше, чем зимой. В летние месяцы значения R (примерно $65-120 \text{ Вт/м}^2$) в Арктике вполне сравнимы со значениями R в умеренных широтах. В период же полярной ночи радиационный баланс равен эффективному излучению (с обратным знаком), которое мало изменяется от месяца к месяцу: B^* на станциях Арктики колеблется в пределах $25-40 \text{ Вт/м}^2$.

Таблица 8.2. Годовой ход радиационного баланса (Вт/м^2)

| Станция | Месяц | | | | Год |
|--------------|-------|-------|-------|-------|------|
| | I | I | VII | X | |
| Тбилиси | 1,6 | 100,2 | 156,4 | 43,8 | 74,6 |
| Свердловск | -21,9 | 66,3 | 122,0 | 14,1 | 41,1 |
| Ленинград | -29,7 | 69,5 | 103,2 | -1,6 | 31,4 |
| Якутск | -37,5 | 27,5 | 115,7 | -15,6 | 22,3 |
| м. Шмидта | -45,4 | -8,1 | 106,4 | -23,5 | 7,0 |
| о. Диксон | -37,5 | -8,1 | 115,7 | -28,2 | 8,4 |
| б. Тикси | -37,5 | -11,3 | 100,1 | -31,3 | 7,5 |
| м. Челюскин | -34,4 | -14,6 | 120,4 | -31,3 | 5,3 |
| о. Уединения | -26,6 | -6,5 | 95,4 | -15,6 | 6,0 |

В Антарктике вследствие высоких значений альбедо поглощенная радиация невелика, а радиационный баланс за год на всех станциях, кроме Оазиса ($66^\circ 18'$ ю. ш.), отрицателен. В Центральной Арктике, по данным измерений на дрейфующих станциях «Северный полюс», радиационный баланс за год отрицателен в точках, расположенных к северу от 75° с. ш.

Данные о радиационном балансе суши и океанов в различных широтных зонах северного и южного полушарий представлены [по М. И. Будыко] в табл. 8.3. Из таблицы следует, что на одной и той же широте радиационный баланс океанов больше, чем суши.

Таблица 8.3. Средний за год радиационный баланс поверхности суши и океанов в различных широтных зонах (Вт/м²)

| φ° с. ш. | Океан | Суша | Среднее | φ° ю. ш. | Океан | Суша | Среднее |
|----------|-------|------|---------|---------------|-------|------|---------|
| 70—60 | 30 | 26 | 28 | 0—10 | 153 | 96 | 139 |
| 60—50 | 38 | 40 | 40 | 10—20 | 150 | 97 | 138 |
| 50—40 | 68 | 60 | 64 | 20—30 | 134 | 93 | 125 |
| 40—30 | 110 | 80 | 97 | 30—40 | 109 | 82 | 106 |
| 30—20 | 150 | 92 | 127 | 40—50 | 76 | 54 | 74 |
| 20—10 | 158 | 94 | 141 | 50—60 | 37 | 41 | 37 |
| | | | | Земля в целом | 109 | 65 | 96 |

Объясняется это тем, что альbedo воды в среднем меньше, чем суши; некоторую роль играет также то, что температура поверхности воды в среднем ниже температуры поверхности суши.

Анализ опытных данных, выполненных сотрудниками ГГО (В. Л. Гаевским, З. И. Пивоваровой и др.) показал, что зависимость R от высоты Солнца h_{\odot} при отсутствии облачности приближенно описывается следующей формулой:

$$R = a(h_{\odot} - b).$$

Параметры a и b в этой формуле зависят от альbedo r земной поверхности и принимают следующие значения:

| | | | | | |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $r_{\odot 0}$ | 10—20 | 20—30 | 50—60 | 60—70 | 80—90 |
| a Вт/м ² | 9,1 | 8,4 | 6,3 | 4,9 | 2,8 |
| b° | 10,0 | 9,8 | 7,4 | 7,4 | 8,5 |

Согласно приведенным данным увеличение альbedo от 10 до 80 % сопровождается уменьшением R примерно в 3 раза.

Кроме высоты Солнца и альbedo, на радиационный баланс и его изменение наиболее сильное влияние оказывает облачность. В дневное время при положительном радиационном балансе появление облачности ведет к уменьшению суммарной радиации и эффективного излучения. Но так как уменьшение суммарной радиации значительно больше, чем эффективного излучения, то радиационный баланс при появлении облачности уменьшается. При отрицательном радиационном балансе (ночью и зимой) появление облачности сопровождается уменьшением эффективного излучения, а вместе с этим и абсолютной величины радиационного баланса.

Представление о суточном и годовом ходе радиационного баланса при ясном и пасмурном небе, о порядке величины R в различные сезоны года и часы суток можно составить по данным табл. 8.4, построенной по наблюдениям в Ленинградской области. Из табл. 8.4 следует, что облачность всегда вызывает уменьшение

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 земляная 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