



3. СОЛНЕЧНОЕ НЕИОНИЗИРУЮЩЕЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

Третьим важным внешним фактором, формирующим особенности строения атмосферы Земли, служит электромагнитное излучение Солнца, иногда условно называемое неионизирующим излучением. С физической точки зрения это электромагнитное излучение Солнца с широким спектральным составом: длины волн изменяются в диапазоне $\lambda = 0,1 \text{ мкм} \dots 100 \text{ м}$. Однако в результате взаимодействия с атмосферой до поверхности Земли доходят только два фрагмента электромагнитного излучения, получившие названия: "*радиоволновое окно*" - $\lambda = 0,1 \dots 20 \text{ м}$ и "*оптическое окно*" - $\lambda = 0,29 \dots 20 \text{ мкм}$. Остальные электромагнитные волны либо поглощаются, либо рассеиваются молекулами газа, входящими в состав воздуха. Наиболее значимыми для атмосферы и биосферы Земли являются электромагнитные волны оптического и теплового диапазона, проникающие через "*оптическое окно*".

3.1. СПЕКТРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Источник излучения. Электромагнитное излучение в световом и оптическом диапазоне возникают в верхних слоях фотосферы Солнца при образовании отрицательно заряженных ионов водорода. Именно этот слой "водородной плазмы", имеющий температуру 5750 К, воспринимается в виде яркого ослепительного круга нашего Солнца. Этот источник излучения создаёт около 90 % электромагнитной энергии, остальные 10 % приходятся на более горячие и глубокие либо более высокие и холодные слои фотосферы. Необходимо особенно подчеркнуть, что электромагнитные излучения оптического и теплового диапазона поставляют на Землю 99 % энергии. Оставшийся 1 % приходится на радиоволновое окно и всё ионизирующее излучение вместе взятые.

Спектральный состав. По своему составу излучение Солнца близко к излучению абсолютно черного тела с температурой 5900 К. В соответствии с законом Планка излучение абсолютно черного тела, находящегося в термодинамическом равновесии, по нормали к его поверхности, отнесенное к единице телесного угла, описывается формулой

$$E_{\lambda} d\lambda = \frac{2c^2 h}{\lambda^5} \frac{d\lambda}{\frac{ch}{e^{RT\lambda}} - 1}, \quad (1.1)$$

где λ – длина волны, $h=6,6 \cdot 10^{-34}$ Дж \times с – постоянная Планка, $R=1,38 \cdot 10^{-34}$ Дж/К – газовая постоянная, отнесенная к одной молекуле, $c = 3 \cdot 10^5$ км/с –

скорость света в пустоте. При этом величина $ch/R = C_2 = 1,44 \cdot 10^{-2}$ м·К (вторая радиационная постоянная).

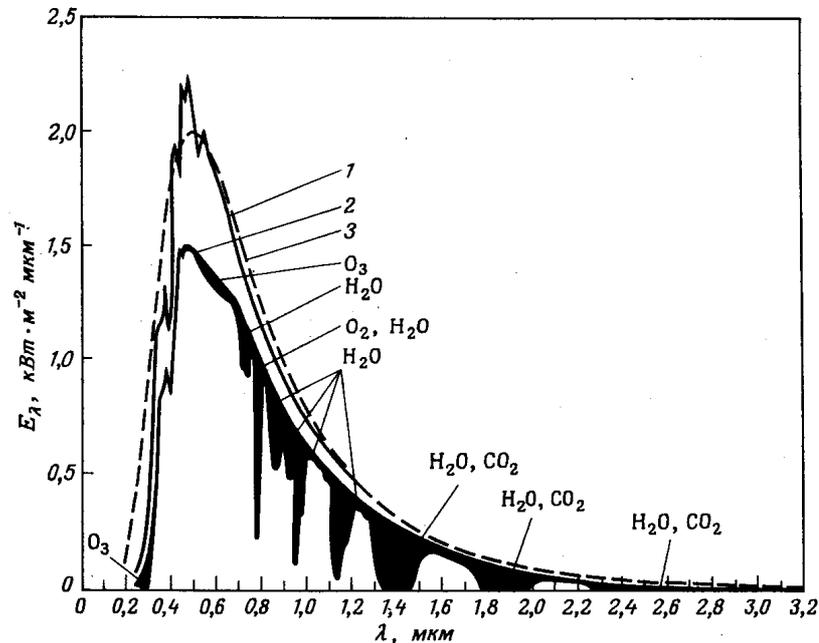


Рис. 1.5. Кривые спектрального распределения солнечного излучения: 1 – солнечная спектральная облученность за пределами атмосферы; 2 – солнечная спектральная облученность на уровне моря; 3 – кривая абсолютно черного тела при температуре 5900. Заштрихованные участки показывают поглощение на уровне моря из-за наличия атмосферных составляющих

Выражение (1.1) описывает распределение энергии в спектре черного тела в зависимости от длины волны λ при температуре T . На рис. 1.5 показана зависимость E от λ согласно (1.1) для $T=5900$ К вместе с наблюдаемым распределением солнечной энергии. Из (1.1) легко видеть, что $E_\lambda \rightarrow 0$ при $\lambda \rightarrow \infty$ и $\lambda \rightarrow 0$, т.е. что излучаемая энергия убывает и к инфракрасному и к ультрафиолетовому концам спектра.

В соответствии с законом Вина длина волны λ_m , для которой E максимально

$$\lambda_m = \frac{0,29 \times 10^{-2}}{T} \quad (1.2)$$

Согласно этому при $T=5900$ К $\lambda_m = 0,483$ мкм, т. е. излучение фотосферы наиболее ярко в зелено-голубой части спектра.

Энергия солнечного излучения. Полную энергию излучения черного тела можно найти, интегрируя E_λ по λ от 0 до ∞ :



$$E = \frac{2\pi R^4 T^4}{c^2 h^3} \int_0^{\infty} \frac{\alpha^3 d\alpha}{e^\alpha - 1} = \sigma T^4, \quad (1.3)$$

где $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-12}$ Вт/м²К⁴ – постоянная Стефана-Больцмана.

В пределах точности наблюдений, исключая моменты солнечных вспышек и изменений рентгеновской радиации, поток энергии от Солнца постоянен. На 1 м² перпендикулярной к лучам поверхности при среднем расстоянии Земли от Солнца падает 1368 Вт энергии. Эту величину называют *солнечной постоянной* и обозначают обычно через I_0 . В табл. 1.11 указаны доли E_λ (в процентах) от величины I_0 , приходящиеся на различные участки спектра Солнца.

Таблица 1.11

Относительное распределение энергии E_λ во внеатмосферном спектре Солнца, в процентах от величины I_0 солнечной постоянной

λ , мкм	E_λ , % I_0	Диапазон	%
0...0,2	0,008	Ультрафиолетовое излучение (УФИ)	9
0,2...0,3	1,202		
0,3...0,4	7,515		
0,4...0,5	13,874	Световое излучение (СИ)	45
0,5...0,6	13,084		
0,6...0,7	11,196		
0,7...0,8	9,141		
0,8...1,0	13,465	Инфракрасное излучение (ИКИ)	45
1,0...1,5	17,151		
1,5...2,0	6,850		
2,0...3,0	4,339		
3,0...4,0	1,230		
4,0...10,0	0,881		
>10,0	0,061		

3.2. КОМПОНЕНТЫ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Прямое солнечное излучение. Это часть солнечного электромагнитного излучения, достигшего поверхности Земли в случае отсутствия облаков, в дневное время. Представляет собой "остатки" спектра солнечного излучения, образующиеся после поглощения и рассеяния части излучения молекулами газов атмосферы. Другими словами, атмосфера выступает в роли замутненного "стекла" между Землей и Солнцем.

Оптическая непрозрачность возрастает дискретно по мере приближения к поверхности Земли (рис. 1.7). Например, на высотах 300...350 км в ионосфере происходит поглощение рентгеновского и жёсткого ультрафиолетового излучений, создающее ионизированные слои ионосферы. На высотах

20...35 км поглощается мягкое (длинноволновое) ультрафиолетовое излучение путём диссоциации молекулы кислорода O_2 и образования озона O_3 в озоновом слое. Наконец, на более низких высотах доходит очередь для остальной части спектра излучения. При этом световая часть практически не поглощается, но частично рассеивается (голубые и фиолетовые лучи) и отражается обратно в космос даже при отсутствии облаков. В инфракрасной части спектра оптические явления протекают сложнее: для него азот N_2 и кислород O_2 являются оптически прозрачными средами, в то время как водяной пар H_2O и углекислый газ CO_2 , наоборот, жадно поглощают его. В итоге поверхности Земли достигает около 50 % солнечного излучения, пришедшего на: внешнюю границу атмосферы (половина от *солнечной постоянной*). По спектральному составу это: небольшая часть мягкого УФ, вызывающая загары и ожоги, ослабленная часть СИ, а также некоторые "фрагменты" ИКИ в основном до 2,5 мкм.

Рассеянное излучение. Часть солнечного излучения, рассеянная и переотражённая молекулами воздуха, достигает поверхности Земли в виде лучей, случайным образом направленных под различными углами падения. Благодаря такому типу излучения солнечная энергия достигает мест, защищенных от прямых солнечных лучей: в тени или под облаками. В пасмурные дни со сплошной облачностью этот вид излучения становится единственным источником солнечного света.

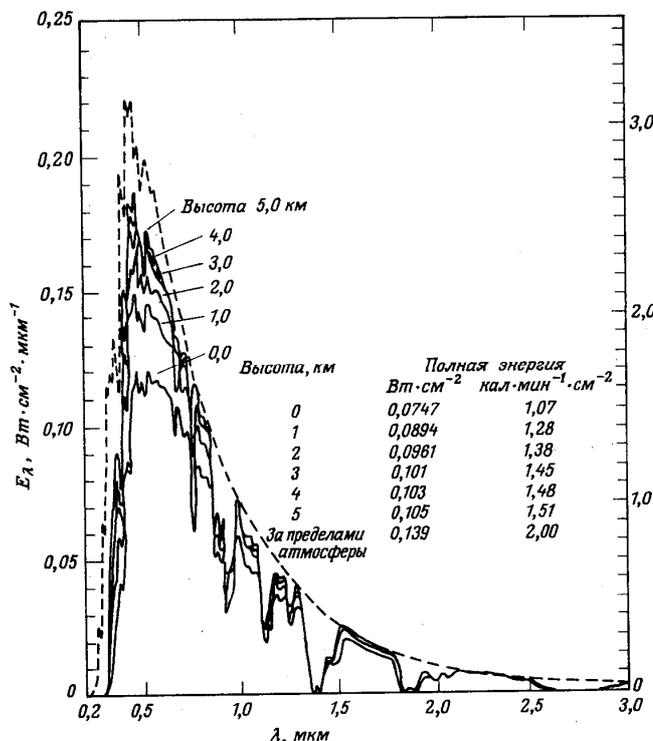


Рис. 1.6. Высотное изменение спектрального состава солнечного излучения

Основными факторами, влияющими на интенсивность этого излучения, являются: высота Солнца, степень прозрачности атмосферы и отражательная способность активной поверхности. В безоблачную погоду рассеянное излучение достигает меньших значений, чем в облачные дни. Доля рассеянного излучения в полном излучении изменяется в диапазоне 10...70 % и убывает с высотой над уровнем моря. В высокогорных условиях и в особенности при полётах самолетов выше кромок облаков явно преобладает прямое излучение.

Спектральный состав рассеянного излучения отличается от спектра прямого излучения

(рис. 1.7). В области видимого спектра излучения появляются максимумы: один – при 0,45 мкм, другой – при 0,42 мкм. Они разделены минимумом, который соответствует длине волны 0,43 мкм. Для распределения энергии в спектре рассеянного излучения характерен сдвиг в направлении ультрафиолетового излучения, доля которого здесь выше, чем в прямом солнечном излучении. Поэтому можно загорать в тени при безоблачном небе, так как вызывающее пигментацию кожи ультрафиолетовое излучение в значительном количестве присутствует в рассеянном излучении неба.

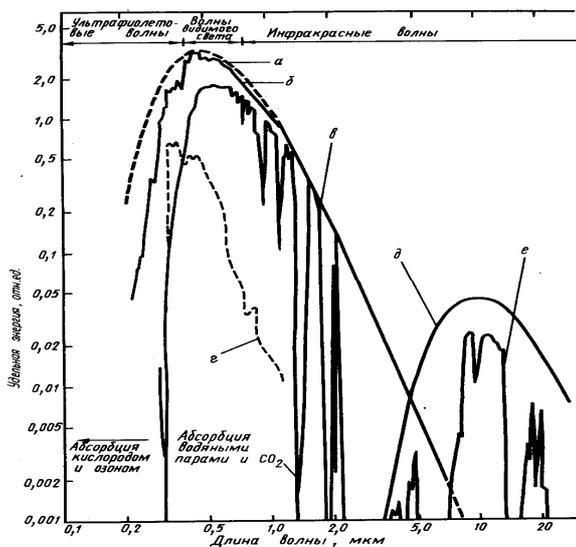


Рис. 1.7. Спектральный состав прямого, рассеянного и отражённого излучений

В спектре рассеянного излучения $I_{\text{рас}}$ ясного неба преобладают по сравнению со спектром Солнца голубые и синие лучи (придающие голубой небесный оттенок воздуху). Рассеянный свет облаков почти белый. В замутненной атмосфере крупные частицы, сильно рассеивающие свет под малыми углами, создают беловатый ореол вокруг диска Солнца, с яркостью около 1 % от солнечной. Наличие таких частиц в нижней атмосфере придает небу близ горизонта тоже беловатый оттенок.

Рассеянное излучение увеличивается при большой угловой высоте Солнца (летом) и уменьшается в более чистом воздухе высокогорья по сравнению с равниной. Облака существенно увеличивают $I_{\text{рас}}$. Поскольку в умеренном и в полярном климатах небо бывает подолгу покрыто облаками (в субтропическом поясе зима также весьма облачная), рассеянная радиация преобладает в притоке солнечного тепла на поверхность.

Полное излучение. Такое излучение представляет собой сумму прямого и рассеянного излучения Солнца и характеризует полную солнечную энергию, достигающую поверхности Земли. Интенсивность полного излучения максимальна в условиях слабой облачности, не закрывающей солнечного диска, и падает с увеличением облачности главным образом за счет устранения прямого излучения Солнца.



3.3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НА ЗЕМЛЕ

СЕЗОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗЛУЧЕНИЯ

Значение солнечной постоянной – $1,368 \text{ кВт/м}^2$ определяет мощность полного солнечного излучения для одного квадратного метра поверхности, расположенного на орбите Земли перпендикулярно солнечным лучам. Реальное количество тепла, поступающего на Землю, существенно меньше и в первую очередь зависит от ориентации земной поверхности по отношению к лучам Солнца (рис. 1.8). Наибольшее влияние на полное излучение оказывают время года, широта местности и время суток.

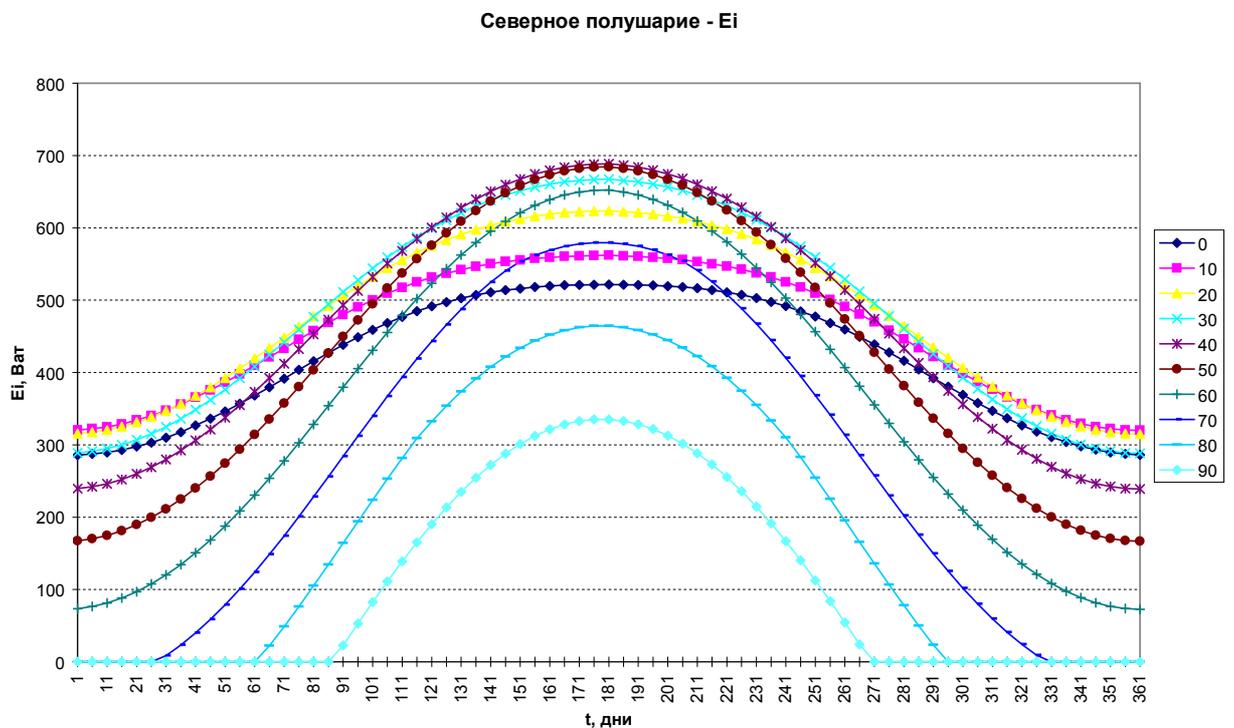


Рис. 1.8. Распределение среднесуточной мощности полного солнечного излучения в северном полушарии Земли: t – дни календарного года, E – среднесуточная мощность; цифрами от 0 до 90 обозначены географическая широта от экватора до полюса

Влияние времени года. Связано с изменением положения Земли на орбите вокруг Солнца. В связи с тем, что ось вращения Земли расположена под углом $23,5^\circ$ к солнечным лучам, местоположение земной поверхности, перпендикулярной им, «перемещается» во времени года. Например, если мы возьмём квадратный метр экваториальной поверхности (рис. 1.8, линия 0°), то среднесуточная мощность излучения составит в дни равноденствия 410 Вт/м^2 , в день летнего солнцестояния – 525 Вт/м^2 , а зимнего солнцестояния –



390 Вт/м². Заметное воздействие на полное излучение оказывает также и эксцентриситет орбиты Земли: день зимнего солнцестояния приходится на перигелий (ближайшую точку Земли к Солнцу – $R_{\text{Земли}} = 146,5$ млн. км), а день летнего солнцестояния – на апогей (дальнюю точку Земли к Солнцу – $R_{\text{Земли}} = 152,5$ млн. км). Поэтому лето в южном полушарии заметно «теплее», чем в северном.

Влияние географической широты. В каждой точке орбиты Земли перпендикулярно лучам Солнца находится одна географическая точка, располагающаяся между 23,5° с.ш. 23,5° ю.ш. Остальные широты по мере продвижения к полюсам составляют всё более острый угол к падающим лучам Солнца. Это приводит к пропорциональному уменьшению полного излучения.

Анализ данных позволяет выделить четыре характерные зоны на поверхности Земли, отличающиеся по степени воздействия солнечной радиации. *Экваториальная зона* (широты от 20 ю.ш до 20 с.ш). Для неё характерны: незначительные колебания мощности солнечного излучения в течение года 300 ... 550 Вт/м²; средний стабильный уровень мощности. *Пустынная зона* (широты 30 ...40 с.ш и ю.ш). Зимой мощность солнечного излучения соответствует экваториальной 300 Вт/м², летом она увеличивается по сравнению с экваториальной на 30 ...50 % до 750 Вт/м². Именно поэтому в данных широтах располагаются восходящие планетарные течения в тропосфере, а на континентах возникают пустыни. *Умеренная зона* (широты 40 ... 65 с.ш. и ю.ш.). Летом излучение почти достигает пустынных значений, однако зимой падает в шесть раз почти до 100 Вт/м². На материках это приводит к появлению резко континентального типу климата. *Полярная зона* (широты 66,5 ... 90 с.ш. и ю.ш.). Летом излучение достигает экваториальных значений, однако зимой падает до нуля (полярная ночь).

Характерная реперная величина полного излучения получается в области среднесуточной мощности около 300 Вт/м². Вне зависимости от географической широты данный уровень излучения обеспечивает «весенне-осеннюю» смену сезонов и переход среднесуточной температуры через 0 °С.

Распределение солнечного излучения на Марсе. Увеличение радиуса орбиты до 225 млн км преобразует влияние времени года и широты на Марсе (рис. 1.9). Наиболее существенные отличия состоят в следующем. Во-первых, продолжительность "марсианского" года почти в два раза больше: на два "земных" пика приходится один "марсианский". Во-вторых, уровень полного солнечного излучения более чем в два раза ниже земного. В-третьих, максимальные (летние) значения солнечного излучения не превышают в северном полушарии 250 Вт/м². Другими словами, на Марсе круглый год наблюдается "земная" зима. В-четвёртых, из-за эксцентриситета орбиты "климат" южного полушария контрастный: более "жаркое" лето (до 350 Вт/м²) сменяется более "холодной" зимой (до 100 Вт/м²).

Mars - Северное полушарие - E_i

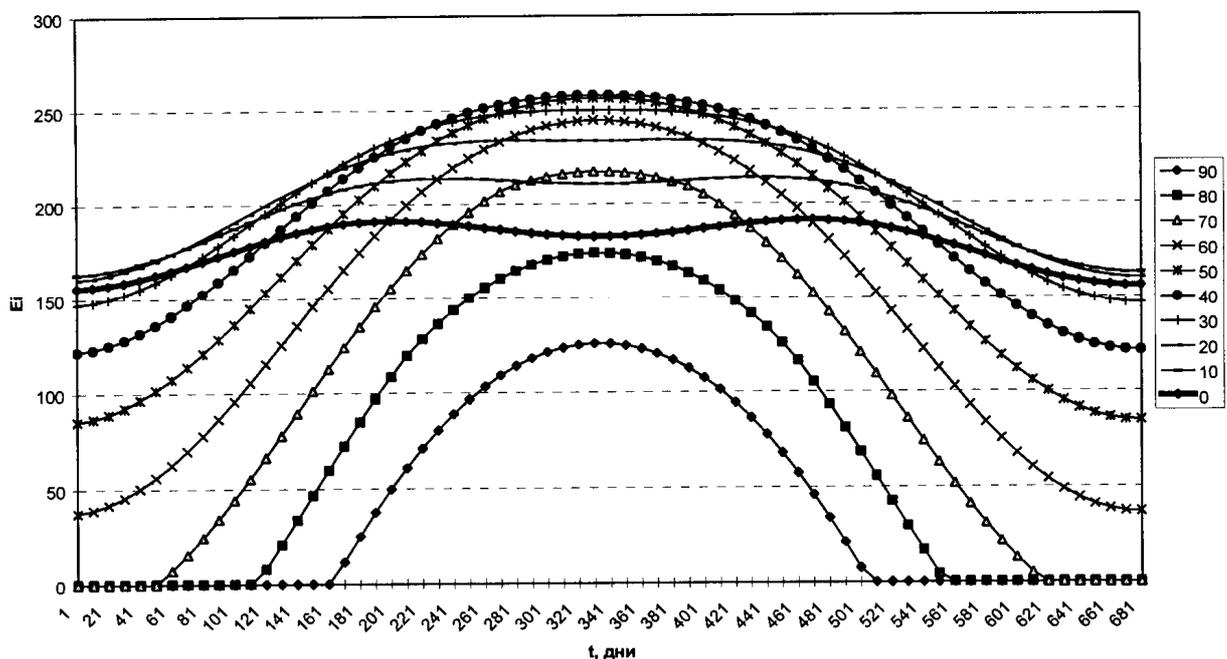


Рис. 1.9. Распределение среднесуточной мощности полного солнечного излучения в северном полушарии Земли и Марса: t – дни календарного года, E – среднесуточная мощность; цифрами от 0 до 90 обозначены географическая широта от экватора до полюса.

СУТОЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ

Суточный поворот Земли приводит к тому, что полное излучение достигает своего максимального значения только в астрономический полдень, когда земная поверхность располагается под наибольшим углом к солнечным лучам. По мере перехода Солнца к точкам восхода и заката поверхность Земли разворачивается к лучам под всё более острым углом, пока не станет касательной. Затем поверхность переходит на теневую сторону от Солнца и излучения от него не получает. Изменения текущей мощности в пределах суток даны на рис. 1.9 для различных широт Северного полушария в дни зимнего, весеннего, летнего, осеннего солнцестояния.

Экваториальная зона (широты от 20 ю.ш до 20 с.ш): продолжительность дня и ночи примерно одинакова (11 ... 12 часов), от восхода к полудню солнечная постоянная быстро увеличивается до уровня 1,2...1,4 кВт/м², далее также быстро падает до нуля. *Пустынная зона* (широты 30 ...40 с.ш и ю.ш): продолжительность дня летом возрастает до 15...16 часов при сохранении солнечной постоянной на уровне 1,2 ... 1,3 кВт/м², что и обеспечивает «перегрев» атмосферы. *Умеренная зона* (широты 40 .. 65 с.ш. и ю.ш.): продолжительность дня летом увеличивается до 20 часов, но солнечная постоянная падает до 0,9 кВт/м², поэтому тепловая нагрузка на атмосферу сохраняется вы-

сокой. Зимой оба параметра резко сокращаются, приводя к появлению «зимнего» климата. *Полярная зона* (широты 66,5 .. 90 с.ш. и ю.ш.): летом продолжительность дня достигает значения 24 часов (полярный день), однако солнечная постоянная снижается до 0,2 кВт/м². Зимой во время полярной ночи земная поверхность попадает на теневую сторону от Солнца и не обогревается.

Среднесуточная мощность солнечного излучения представляет собой сумму текущих мощностей полного излучения, осредненных на полные сутки (день + ночь = 24 часа).

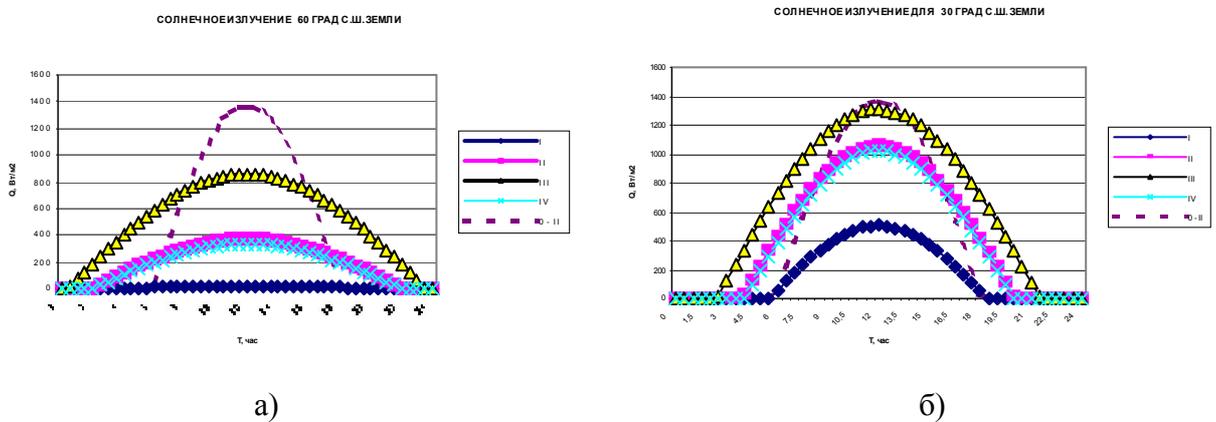


Рис. 1.9. Изменение текущей мощности полного солнечного излучения в северном полушарии Земли: а – для 60⁰с.ш., б – для 30⁰с.ш.; I – 1 января, II - 1 марта, III – 1 июля, IV – 1 октября, V – 1 марта для 0⁰с.ш (экватора)

3.4. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ С АТМОСФЕРОЙ

Проникая сначала в разреженные и затем в плотные слои атмосферы, солнечный луч постепенно ослабляется. Это происходит, во-первых, из-за рассеяния света молекулами газов воздуха, капельками воды облаков, пылинками, причем часть возникшей так рассеянной радиации уходит обратно в мировое пространство. Во-вторых, радиацию поглощают газы – озон, малые газы и, главное, углекислота и водяной пар в низких слоях атмосферы. Поглощение происходит в определенных линиях и полосах спектра.

Отражённое солнечное излучение. Это часть полного солнечного излучения, которая отразилась атмосферой или земной поверхностью обратно в окружающее пространство. Для количественного измерения доли отражённой энергии используется понятие альбедо. *Альбедо* (А) – отношение количества (плотности потока) отраженной и рассеянной вверх поверхностью Земли радиации к плотности потока падающей прямой и рассеянной радиации Солнца. Обычно говорят об общем альбедо для широкой области видимого и ближнего инфракрасного спектра и выражают альбедо в процентах (%). Ве-



личина альbedo индивидуальна для различных типов поверхности (табл. 1.12). Это обстоятельство используют при расчете количества поглощаемой ими радиации (например, для модельных расчетов климата), а также при распознавании деталей поверхности Земли на спутниковых фотографиях.

Значение альbedo зависит от свойств отражающей поверхности, от спектра падающей радиации – прямой и рассеянной, от угла ее падения, рельефа и т.п. Например, зеленая растительность относительно УФИ ведёт себя как абсолютно черное тело (полностью поглощает, $A = 0$), в световой области – альbedo составляет около 30 % (в основном за счёт отражения света с «зелёной» длиной волны), в ИКИ диапазоне альbedo достигает 100 % (абсолютно белое тело, что защищает её от перегрева).

Таблица 1.12

Значения альbedo для различных типов поверхности Земли

Тип поверхности	Альbedo, %
Влажная глинистая почва (серая)	10 ... 20
Сухая глинистая почва (серая)	20 ... 35
Сухая песчаная почва (светлая)	35 ... 45
Хвойный лес	10 ... 14
Лиственный лес	15 ... 20
Слежавшийся снег (грязный)	40 ... 50
Слежавшийся снег (мокрый)	60 ... 70
Свежевыпавший снег (мокрый)	82 ... 84
Слежавшийся снег (сухой чистый)	95
Водная поверхность	10 ... 90
Облака	до 60

Свежий снег имеет в видимых лучах очень высокое A – до 98% в чистой атмосфере Антарктики. Между тем в области ИКИ при $\lambda = 1,55...1,65$ мкм снег, наоборот, почти черный ($A \approx 0$), что позволяет отличать его при спутниковых наблюдениях от облаков, имеющих тут значительное альbedo – до 60%. Поверхность водоемов имеет очень низкое $A \approx 4...6$ % (и еще меньше в ИКИ спектре с $\lambda=0,8...1,5$ мкм) при малых углах лучей, но оно возрастает до 30 % и более при большом угле падения лучей, при зеркальном их отражении ($\xi=60^\circ$), когда, например, со спутника становится видимой на воде светлая дорожка солнечных бликов. Волнение увеличивает A до 13 % при малых ξ и уменьшает при больших.

Среднее альbedo поверхности Земли меньше 20 % в широком поясе между 55° с. ш. и 60° ю. ш., в особенности в океанических областях. Весь год оно выше 80 % в Антарктике и велико, хотя и меняется с сезоном (65...75 %), в северной околополярной области и в области снежного покрова, которая зимой местами распространяется к югу до 40° с. ш. Эти широтные и сезонные различия альbedo усиливают роль полярных областей как холодильников "термодинамической машины" – земной атмосферы.

Можно говорить также об альбедо Земли как планеты вместе с ее атмосферой, аэрозолем и облаками. Оно определяет, очевидно, общую потерю коротковолновой радиации – долю солнечного тепла, которое не используется Землей. Значительная часть этой потери (около половины) зависит от молекулярного рассеяния света. Альбедо облаков, наблюдаемых сверху, тем больше, чем мощнее их слой. Так, например, слой слоистых облаков толщиной $h = 300$ м имеет $A = 59...63$ %. В целом планетарное альбедо Земли в северном полушарии равно 29,7 %, в южном – 31,0 %.

Излучение поверхности Земли. Часть полного солнечного излучения поглощается поверхностью Земли и преобразуется в тепловую энергию. Причём, поглощая от Солнца коротковолновое излучение, Земля отдает в окружающее пространство длинноволновое ИКИ излучение. Это излучение проще всего наблюдать ночью, и поэтому его иногда называют «ночным излучением», хотя оно фактически происходит круглые сутки и на всем земном шаре. Излучение земной поверхности близко к излучению абсолютно черного тела и вычисляется по формуле:

$$E_3 \approx \sigma \cdot T^4, \quad (1.4)$$

Где, по экспериментальным данным, $\sigma = 5,731 \cdot 10^{-8}$ Вт/м² К⁴. При $T = 288$ К (средняя температура поверхности Земли) $E_3 = 390,7$ Вт/м².

На рис.1.10 показано распределение энергии в спектре черного тела при температурах от -25 до $+25$ °С. Максимум энергии при этом приходится на длины волн от $\lambda = 11,7$ мкм до $\lambda = 9,72$ мкм, а радиации с $\lambda < 4$ мкм и $\lambda > 30$ мкм в этом спектре практически нет.

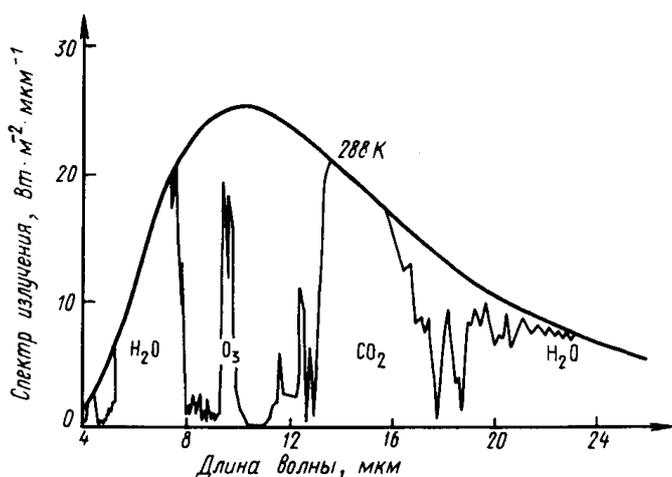


Рис. 1.10. Спектральный состав собственного излучения Земли

Если поверхность не абсолютно черная и ε – ее излучательная способность, то

$$E_3 = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4. \quad (1.5)$$

Для свежего снега $\varepsilon = 0,986$, густой травы – 0,970, глинистой почвы – 0,980, хвойного леса- 0,97, песка – 0,914 и т. д. Для теплового баланса земного шара особо важна величина ε для моря.

В интервале длин волн 2,5...250 мкм для океана при штиле при температуре $+17$ °С $\varepsilon = 0,907$, а при $+27$ °С $\varepsilon = 0,909$. Волнение при ветре в 10 м/с, изменяя



эффективную поверхность воды, повышает ε незначительно, но зато наличие холодной пленки на поверхности океана с $\delta T = -1,2^\circ$ увеличивает ε до 0,924.

Излучение атмосферы. Длинноволновое излучение Земли не обладает такой проникающей способностью, как коротковолновое излучение Солнца. Значительная его часть поглощается уже в нижнем слое атмосферы. Главную роль в этом процессе играют водяной пар, углекислый газ и озон (рис. 1.10). На втором месте находятся капли воды в облаках или тумане, а также частицы твёрдого аэрозоля атмосферной пыли. В интересующей нас области спектра при $\lambda > 4$ мкм водяной пар поглощает практически всё излучение в области $\lambda = 5 \dots 7,5$ мкм и значительную часть излучения в диапазоне 18 ... 24 мкм. Около 9,7 мкм находится полоса поглощения озона, но ее роль в нагревании заметна лишь в стратосфере, а в тропосфере ничтожна. Углекислый газ поглощает излучение между 12,9 и 17,1 мкм. Приобретённая газами и частицами тепловая энергия и составляет собственное излучение атмосферы Земли. По своему составу оно разделяется на две части.

Вторичное излучение атмосферы – длинноволновая часть излучения, которая направляется назад на земную поверхность и в таком виде поглощается окончательно. Таким образом, в термическом смысле атмосфера является защитной оболочкой («одеялом») Земли, сохраняющей тепло. Величина вторичного излучения может составлять 200 ... 300 Вт/м², т.е. доходить до 70 % от излучения Земли. Это явление задерживания и последующего возврата атмосферой энергии наиболее известно под названием *парникового (тепличного) эффекта*. В отсутствие атмосферы поверхность земного шара имела бы при альбедо 30 % среднюю температуру $t_{cp} = -16^\circ\text{C}$, а в действительности благодаря главным образом H₂O и CO₂ атмосферы ее $t_{cp} = 14^\circ\text{C}$.

Эффективное излучение – это меньшая часть длинноволнового излучения атмосферы, направленная в космическое пространство. По своему составу это небольшое единственное прозрачное «окно», которое водяной пар и углекислый газ оставляют в небольшом интервале излучений между 8,0 и 13,0 мкм. Эффективное излучение собственно характеризует энергетические потери Земли. Величина потерь составляет от 70 до 200 Вт/м². Максимальное значение достигается в ясную безоблачную ночь, формируя явление заморозков на почве. По мере увеличения степени покрытия неба облаками эффективное излучение практически линейно падает до нуля. Именно поэтому в пасмурные дни даже ночью падение температуры поверхности Земли и прилежащих слоёв атмосферы практически не происходит.