551
P15

РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

77 2064

551
P15

РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Под редакцией
чл.-корр. АН СССР
К. Я. КОНДРАТЬЕВА

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1969

УДК 551.521

В настоящее время накоплен большой экспериментальный и теоретический материал по радиационным характеристикам атмосферы, между тем как современной литературы справочного характера в этой области до сих пор нет, и специалистам различных областей науки и техники приходится пользоваться устаревшими источниками.

Предлагаемая монография восполняет имеющийся пробел. В ней содержатся достаточно полные сведения о наиболее важных радиационных характеристиках атмосферы (количественные характеристики элементарных актов поглощения и рассеяния; сведения о спектральном и угловом распределениях, а также трехмерной пространственной структуре полей коротковолнового и длинноволнового излучения; данные о радиационных балансах подстилающей поверхности, атмосферы и системы земная поверхность — атмосфера; информация о поле излучения Земли как планеты и др).

Монография представляет интерес для широкого круга специалистов и студентов, специализирующихся по метеорологии и физике атмосферы, а также для лиц, работающих в ряде смежных областей науки.

At present there is a great deal of experimental and theoretical material on the atmospheric radiation. However, till now there appeared no adequate reference books on this subject; and specialists in different branches of science and engineering have, thus, to use manuals which are out of date.

This publication contains a great body of data on the most important features of the atmospheric radiation, such as quantitative characteristics of molecular absorption and scattering, information about spectral and angular distribution, as well as about three-dimensional structure of short-wave and long-wave radiation fields, data on net radiation flux of the earth's surface, the atmosphere and the so-called system of the earth's surface and atmosphere, information about the earth's radiation field, etc.

The monograph will prove of value to specialists in meteorology and physics of the atmosphere, and those engaged in adjacent fields, as well as to students.

2-9-7
54-69

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема переноса излучения в атмосфере оказалась за последние годы в центре внимания специалистов не только в области физики атмосферы, но и других научных дисциплин. Интерес к этой проблеме в рамках физики атмосферы в значительной мере усилился с возникновением и развитием спутниковой метеорологии, особенно в связи с решением обратных задач спутниковой метеорологии — задач восстановления вертикальных профилей метеорологических элементов (температуры, плотности воздуха, влажности и др.) по данным измерений количественных характеристик поля уходящего излучения. Большое внимание уделяется сейчас учету неадиабатических (в том числе радиационных) факторов погоды и климата в работах по теории климата и численному моделированию общей циркуляции атмосферы. Возросла актуальность сведений о поле излучения в атмосфере для таких наук, как агробиология, светофизиология, курортология и др. Характеристики поля излучения Земли как планеты оказались очень важными для решения сложных технических проблем, связанных с полетами космических аппаратов, и для многих других технических приложений.

В 1965 г. была издана «Актинометрия» К. Я. Кондратьева, в которой содержался довольно полный обзор по проблеме переноса излучения в атмосфере. Однако эта книга очень быстро разошлась и стала недоступной. Настоящая монография справочного характера в известной мере основана на материалах, содержащихся в «Актинометрии», вместе с тем она включает большое количество новых данных о радиационных характеристиках атмосферы. Все разделы книги подготовлены специалистами в соответствующих узких областях. Большинство авторов является сотрудниками кафедры физики атмосферы Ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова. Привлечение большого числа авторов сильно затруднило решение проблемы однородности и стилевого единства изложения. Однако это позволило решить более важную задачу представ-

ления материалов в сжатом, но достаточно полном и современном виде (во многих случаях приводятся оригинальные данные). Основное содержание монографии составляют результаты измерений и расчетов различных радиационных характеристик атмосферы. Текстовая часть имеет целью лишь кратко пояснить смысл и указать источники рассматриваемых данных.

Интересы практики требуют разработки радиационной модели атмосферы, подобной известным моделям строения и состава атмосферы. Поэтому глава 1 содержит краткое описание модели строения и состава атмосферы (значение этих данных определяется также ролью их как факторов, обусловливающих перенос излучения в атмосфере). Однако сейчас еще рано говорить о возможности конструирования радиационной модели атмосферы; единственное, что пока можно сделать — это проанализировать ситуацию с точки зрения наличия исходных данных для построения подобной модели. Настоящая монография может стать основой такого анализа.

В главе 2 рассмотрены основные оптические характеристики поглощения и рассеяния радиации атмосферой, относящиеся преимущественно к элементарным актам молекулярного поглощения или рассеяния на отдельных частицах. В конце главы приведена краткая сводка данных, характеризующих индикатрисы рассеяния в реальной атмосфере.

Обзор данных по спектральной и интегральной прозрачности всей толщи атмосферы составляет содержание главы 3. В главе 4 дана подробная характеристика закономерностей спектральной и пространственно-временно́й изменчивости альбедо естественных подстилающих поверхностей, облаков и системы земная поверхность — атмосфера.

Главы 5—7 посвящены рассмотрению закономерностей изменчивости прямой солнечной, рассеянной, отраженной и суммарной радиации. В этих главах анализируются данные о спектральном и угловом распределениях радиации и приводятся сведения о пространственно-временно́й изменчивости потоков и сумм коротковолновой радиации. Значительное внимание уделено данным о приходе радиации на наклонные поверхности. Кратко обсуждены сведения о лучистом притоке тепла за счет коротковолновой радиации.

В главе 8 приведены сведения о различных характеристиках теплового излучения атмосферы. Здесь можно найти данные о спектральном и угловом распределениях теплового излучения, вертикальных профилях и географическом распределении не только потоков теплового излучения, но и баланса длинноволновой радиации. Как и в главах о коротковолновой радиации, рассмотрен вопрос о закономерностях изменчивости потоков теплового излучения на наклонные поверхности. В последнем параграфе рассматриваемой главы дано описание характери-

стик мезоструктуры поля теплового излучения Земли как планеты.

Глава 9 содержит данные о радиационном балансе подстилающей поверхности, атмосферы и системы земная поверхность — атмосфера и характеризует как трехмерную пространственную структуру поля радиационного баланса, так и его временные вариации. Здесь приведены также сведения о суммарном лучистом притоке тепла.

Авторы понимают, что первая попытка создания справочной монографии о радиационных характеристиках атмосферы и подстилающей поверхности неизбежно несовершенна, и поэтому будут признательны за советы и замечания, которые можно направлять по адресу: Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23, Гидрометеоиздат.

Член-корр. АН СССР К. Я. КОНДРАТЬЕВ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

A — интегральная функция поглощения
A_λ — спектральная функция поглощения
$\bar{A}$ — интегральное альбедо
A_λ — спектральное альбедо
A_c — альбедо системы Земля—атмосфера
$A_{ск}$ — альбедо склона
B_λ — яркость излучения
B — радиационный баланс подстилающей поверхности
B_a — радиационный баланс атмосферы
B_c — радиационный баланс системы Земля—атмосфера
$B_{ск}$ — радиационный баланс склона
$B_{дл}$ — баланс длинноволновой радиации
$B_к$ — баланс коротковолновой радиации
c — скорость света
c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении
D — поток рассеянной радиации на горизонтальную поверхность
$D_{ск}$ — поток рассеянной радиации на наклонную поверхность
$D_{\lambda m}$ — спектральный поток рассеянной радиации
E_λ — освещенность
E_a — поток длинноволнового излучения атмосферы
$E_п$ — поток излучения подстилающей поверхности
E_∞ — поток длинноволнового излучения атмосферы в мировое пространство
F_0 — поток эффективного излучения на уровне земной поверхности
$F_{эф}$ — поток эффективного излучения
F_∞ — поток уходящего длинноволнового излучения
$F_г$ — поток эффективного излучения горизонтальной поверхности
$F_{ск}$ — поток эффективного излучения склона
F_λ — поток излучения с длиной волны λ
$F_\downarrow$ — поток нисходящего излучения

F_u — поток восходящего излучения
g — ускорение силы тяжести
H — высота подъема
H_0 — высота однородной атмосферы
h — постоянная Планка
$h_\odot$ — высота Солнца
$h_{об}$ — высота облаков
J — интенсивность излучения
J_λ — интенсивность излучения с длиной волны λ
J_D — интенсивность рассеянной радиации
J_G — интенсивность противоизлучения атмосферы
J_u — интенсивность восходящего излучения атмосферы
J_R — интенсивность отраженной радиации
$J_{эф}$ — интенсивность эффективного излучения атмосферы
J_1 — интенсивность однократно рассеянного излучения
J_n — интенсивность многократно рассеянного излучения
J_n' — интенсивность многократно рассеянного излучения в плоской модели атмосферы
k — постоянная Больцмана
k_v — объемный коэффициент поглощения
$k_v(m)$ — массовый коэффициент поглощения
$k_v(\mu)$ — молекулярный коэффициент поглощения
m — атмосферная масса
m' — атмосферная масса, приведенная к нормальному давлению
$\bar{m}$ — комплексный относительный показатель преломления
N — индекс мутности
N_p — индекс рефракции
N_i — объемное содержание i-того газа
N_i^* — содержание молекул в столбе единичного сечения
$N(H)$ — функция распределения частиц с высотой
n — действительная часть показателя преломления
n_0 — коэффициент преломления
$n_{об}$ — степень облачности в баллах
n_s — число молекул в единице объема при нормальных условиях
P — функция пропускания
P_i — прозрачность атмосферы при i-той атмосферной массе
P_λ — спектральная прозрачность
P_n — степень поляризации
p — давление
$p_{эф}$ — эффективное давление
Q — поток суммарной радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе
$Q_{об}$ — поток суммарной радиации на горизонтальную поверхность при облачном небе

$Q_{ск}$ — поток суммарной радиации на наклонную поверхность
q — поглощенная атмосферой коротковолновая радиация
$q_з$ — поглощенная земной поверхностью солнечная радиация
$q_с$ — поглощенная системой Земля—атмосфера солнечная радиация
R_0 — универсальная газовая постоянная
R — поток отраженной коротковолновой радиации
$R_{ск}$ — поток отраженной коротковолновой радиации на наклонную поверхность
r_i — массовое содержание i-того газа
r_i^* — отношение смеси i-того газа
r_λ — спектральный коэффициент яркости
r_λ' — спектральный коэффициент отражения
S — поток прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность
$S_{ид}$ — поток прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере
$S_г$ — поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность
$S_в$ — поток прямой солнечной радиации на вертикальную поверхность
$S_{ск}$ — поток прямой солнечной радиации на наклонную поверхность
S_λ — спектральный поток прямой солнечной радиации
S_0 — солнечная постоянная
S_0' — солнечная постоянная для горизонтальной поверхности
S_0^* — солнечная постоянная для данного дня
$S_{0\lambda}$ — спектральная солнечная постоянная
$S_л$ — интенсивность спектральной линии
s — действительная продолжительность солнечного сияния
s_0 — возможная продолжительность солнечного сияния
$s_м$ — продолжительность солнечного сияния за месяц
$T°\,C$ — температура в °С
$T°\,K$ — температура в °К
T — фактор мутности
t — время
$U_а$ — излучение подстилающей поверхности, поглощенное атмосферой
$U_{ск}$ — длинноволновый обмен между склоном и горизонтальной поверхностью
u — содержание поглощающего вещества на пути луча
u' — общее содержание ослабляющей компоненты (см или г/см²)
$u_{эф}$ — эффективная масса поглощающего вещества
w_∞ — содержание водяного пара в столбе атмосферы единичного сечения

w_H — содержание водяного пара в слое от поверхности земли до облака

$\varkappa(\gamma)$ — индикатриса рассеяния

z — вертикальная координата

α — угол наклона поверхностей относительно горизонтальной поверхности

α_v — объемный коэффициент рассеяния

$\alpha_v(m)$ — массовый коэффициент рассеяния

$\alpha_v(\mu)$ — молекулярный коэффициент рассеяния

$\beta_v(m)$ — массовый коэффициент ослабления

γ — угол рассеяния

$\gamma_л$ — полуширина спектральной линии

Δp — разность давлений

ΔH_2O — поглощенная водяным паром коротковолновая радиация

$\Delta S_{аэр}$ — ослабление солнечной радиации аэрозолем

ΔS_{H_2O} — ослабление солнечной радиации водяным паром

δ — излучательная способность

$\delta_г$ — излучательная способность горизонтальной поверхности

$\delta_{вк}$ — излучательная способность вертикальной поверхности

$\delta_\odot$ — склонение Солнца

$\varepsilon_\odot$ — угол захода Солнца за горизонт

$\eta_v(m)$ — массовый коэффициент излучения

$\vartheta_\odot$ — зенитное расстояние Солнца

$\varkappa$ — мнимая часть показателя преломления

λ — длина волны

μ — молекулярный вес

$\mu_0(\gamma)$ — коэффициент рассеяния в данном направлении

ν — волновое число

ρ — плотность газа, воздуха

ρ_c — плотность снега

σ — постоянная Стефана—Больцмана

τ — оптическая толщина атмосферы

φ — широта места

ψ — азимутальный угол

$\psi_\odot$ — азимут Солнца

ω — телесный угол

Ω — часовой угол Солнца

ГЛАВА 1

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ АТМОСФЕРЫ

§ 1. ОБЩАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

По установившейся в настоящее время терминологии, атмосфера подразделяется на области по конкретным признакам. Так, если в качестве основного признака взят молекулярный вес, то атмосфера делится на гомосферу с постоянным молекулярным весом и гетеросферу, где молекулярный вес уменьшается с высотой; если основным признаком служит концентрация заряженных частиц, то выделяется особая область — ионосфера; при изучении процессов диссипации газов из атмосферы выделяют область диссипации, называемую экзосферой. При рассмотрении теплового режима, радиационных и динамических процессов атмосфера делится на области по температурному признаку. Самая нижняя область (область конвективного равновесия) носит название тропосферы. В ней с ростом высоты температура падает со средним градиентом 6 град/км. Выше тропосферы расположена стратосфера, в которой температура растет с высотой вследствие поглощения солнечной радиации озоном. Отделяет тропосферу от стратосферы тропопауза, которая представляет собой сравнительно небольшую область изотермии с вертикальными размерами, зависящими от конкретных условий. Средняя высота тропопаузы в полярных широтах составляет 10—12 км, а в экваториальных — 15—17 км. Верхней границей стратосферы служит стратопауза, расположенная в среднем на высоте 50 км. Выше стратопаузы температура опять убывает с высотой до 80 км, и соответствующая область называется мезосферой. Убывание температуры с высотой прекращается в слое мезопаузы (80—90 км), выше расположена обширная область с положительным температурным градиентом — термосфера. На высотах 250—300 км рост температуры прекращается и наступает изотермия.

§ 2. СТРУКТУРА АТМОСФЕРЫ

Под структурой атмосферы обычно понимают вертикальные распределения температуры T, давления p и плотности воздуха ρ. Эти три параметра связаны между собой двумя уравнениями — газового состояния и гидростатики:

$$p = \frac{1}{\mu} \rho R_0 T, \tag{1.1}$$

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g. \tag{1.2}$$

В эти уравнения, кроме T, p, ρ, входят еще два параметра, зависящие от высоты, — молекулярный вес и ускорение силы тяжести. Однако экспериментально установлено, что до высоты около 100 км молекулярный вес остается постоянным и только на бо́льших высотах начинает уменьшаться. Поскольку в настоящей книге будут рассматриваться свойства атмосферы только ниже 100 км, то во всех случаях может быть использовано постоянное значение молекулярного веса, равное 28,964. Зависимость ускорения силы тяжести от высоты можно представить приближенной формулой

$$g(z) = g_0 \frac{d^2}{(d+z)^2}, \tag{1.3}$$

где d — радиус Земли. Отсюда видно, что до высоты 100 км можно практически пользоваться постоянным значением ускорения силы тяжести.

Таким образом, для описания структуры атмосферы необходимо иметь или еще одно (третье) уравнение, связывающее те же самые параметры, или экспериментально полученное вертикальное распределение одного из трех параметров T, p, ρ. Третьим уравнением может быть уравнение энергии, однако оно обычно включает в себя новые неизвестные и поэтому требует еще большего числа уравнений. Получающаяся таким образом математическая задача не может быть в настоящее время решена достаточно удовлетворительно. Поэтому для описания структуры атмосферы используются модели, в которых один из трех параметров T, ρ, p задается на основании экспериментальных данных, а остальные два находятся с помощью уравнений (1.1) и (1.2). Такая средняя для всего земного шара модель, представляющая собой стандартную атмосферу США-1962 [27], приведена в табл. 1.1. Помимо температуры, давления и плотности, в таблице представлены также и другие молекулярные характеристики атмосферного газа. Конкретные вертикальные распределения атмосферных параметров могут значительно отличаться от их стандартных значений. Эти отклонения имеют как регулярный, так и флуктуационный характер. Большой

Таблица 1.1

Стандартная атмосфера США-1962 [27]

Высота, км	Температура, °К	Давление, мб	Плотность, кг/м³	Частота столкновений, сек.⁻¹	Длина свободного пробега, м	Молекулярный вес	Скорость звука, м·сек.⁻¹	Коэффициент вязкости, кгм⁻¹·сек.⁻¹	Кинематическая вязкость, м²·сек.⁻¹	Теплопроводность, ккал/м·сек·град.
0	288,150	1,013(3)	1,225(0)	6,919(9)	6,633(—8)	28,964	340,294	1,789(—5)	1,461(—5)	6,053(—6)
4	262,166	6,166(2)	8,194(—1)	4,414(9)	9,917(—8)	28,964	324,589	1,661(—5)	2,028(—5)	5,559(—6)
8	236,215	3,565(2)	5,258(—1)	2,688(9)	1,545(—7)	28,964	308,105	1,527(—5)	2,904(—5)	5,052(—6)
12	216,650	1,940(2)	3,119(—1)	1,528(9)	2,605(—7)	28,964	295,069	1,422(—5)	4,557(—5)	4,662(—6)
16	216,650	1,035(2)	1,665(—1)	8,153(8)	4,881(—7)	28,964	295,069	1,422(—5)	8,540(—5)	4,662(—6)
20	216,650	5,529(1)	8,891(—2)	4,355(8)	9,139(—7)	28,964	295,069	1,422(—5)	1,599(—4)	4,662(—6)
24	220,560	2,972(1)	4,694(—2)	2,320(8)	1,731(—6)	28,964	297,720	1,443(—5)	3,074(—4)	4,740(—6)
28	224,527	1,616(1)	2,508(—2)	1,250(8)	3,240(—6)	28,964	300,386	1,465(—5)	5,841(—4)	4,820(—6)
32	228,490	8,891(0)	1,356(—2)	6,818(7)	5,994(—6)	28,964	303,025	1,486(—5)	1,096(—3)	4,899(—6)
36	239,282	4,985(0)	7,258(—3)	3,736(7)	1,120(—5)	28,964	310,099	1,543(—5)	2,126(—3)	5,113(—6)
40	250,350	2,871(0)	3,996(—3)	2,104(7)	2,034(—5)	28,964	317,189	1,601(—5)	4,007(—3)	5,330(—6)
44	261,403	1,695(0)	2,259(—3)	1,215(7)	3,597(—5)	28,964	324,116	1,657(—5)	7,337(—3)	5,544(—6)
48	270,650	1,023(0)	1,317(—3)	7,208(6)	6,171(—5)	28,964	329,799	1,704(—5)	1,294(—2)	5,721(—6)
52	269,650	6,223(—1)	8,010(—4)	4,385(6)	1,014(—4)	28,964	327,911	1,688(—5)	2,674(—2)	5,662(—6)
56	263,628	3,766(—1)	4,976(—4)	2,689(6)	1,633(—4)	28,964	325,492	1,669(—5)	3,353(—2)	5,587(—6)
60	255,772	2,246(—1)	3,659(—4)	1,628(6)	2,656(—4)	28,964	320,606	1,629(—5)	5,324(—2)	5,435(—6)
64	243,202	1,315(—1)	1,884(—4)	9,775(5)	4,313(—4)	28,964	312,628	1,564(—5)	8,302(—2)	5,190(—6)
68	227,529	7,445(—2)	1,140(—4)	5,721(5)	7,122(—4)	28,964	302,387	1,481(—5)	1,299(—1)	4,886(—6)
72	211,876	4,050(—2)	6,659(—5)	3,225(5)	1,22(—3)	28,964	291,800	1,395(—5)	2,095(—1)	4,565(—6)
76	196,24	2,405(—2)	3,736(—5)	1,741(5)	2,175(—3)	28,964	280,83	1,307(—5)	3,499(—1)	4,247(—6)
80	180,65	1,037(—2)	1,999(—5)	8,940(4)	4,065(—3)	28,964	269,44	1,216(—5)	6,085(—1)	3,925(—6)
90	180,65	1,644(—3)	3,170(—6)	1,418(4)	2,563(—2)	28,964	269,44	1,216(—5)	3,837(0)	3,925(—6)

Примечание. Цифра в скобках означает показатель степени числа 10.

Таблица 1.2

Модели атмосферы для различных широт и сезонов [27] (приложение к стандартной атмосфере США-1962)

Высота, км	15° с. ш.		30° с. ш.				45° с. ш.			
			июль		январь		июль		январь	
	T °К	p мб	T °К	p мб	T °К	p мб	T °К	p мб	T °К	p мб
0	299,65	1,01(3)	301,15	1,01(3)	287,15	1,02(3)	294,15	1,01(3)	272,15	1,02(3)
2	287,68	8,04(2)	288,17	8,05(2)	281,16	8,04(2)	285,15	8,02(2)	265,15	7,90(2)
4	276,98	6,33(2)	277,19	6,33(2)	268,20	6,27(2)	273,17	6,28(2)	255,67	6,08(2)
6	263,63	4,92(2)	266,23	4,93(2)	255,24	4,84(2)	261,19	4,87(2)	243,69	4,63(2)
8	250,29	3,78(2)	252,30	3,80(2)	242,29	3,69(2)	248,22	3,72(2)	231,71	3,47(2)
10	236,96	2,86(2)	238,35	2,87(2)	229,34	2,76(2)	235,25	2,81(2)	219,75	2,57(2)
12	223,64	2,13(2)	224,42	2,14(2)	216,40	2,63(2)	222,30	2,09(2)	218,66	1,88(2)
14	210,32	1,56(2)	210,50	1,57(2)	211,68	1,48(2)	215,65	1,53(2)	217,67	1,38(2)
16	197,02	1,12(2)	203,15	1,12(2)	205,91	1,07(2)	215,65	1,11(2)	216,67	1,01(2)
18	198,78	7,89(1)	207,38	8,08(1)	203,15	7,65(1)	216,79	8,12(1)	215,68	7,36(1)
20	206,71	5,65(1)	211,75	5,85(1)	207,93	5,50(1)	219,17	5,95(1)	215,15	5,37(1)
22	214,64	4,09(1)	215,94	4,26(1)	212,89	3,98(1)	221,56	4,37(1)	215,15	3,91(1)
24	219,23	3,00(1)	219,90	3,12(1)	216,90	2,91(1)	223,94	3,22(1)	215,15	2,86(1)
26	223,58	2,21(1)	223,87	2,30(1)	220,87	2,13(1)	226,32	2,39(1)	215,15	2,08(1)
28	227,94	1,64(1)	227,83	1,70(1)	224,83	1,57(1)	229,49	1,77(1)	215,85	1,52(1)
30	232,29	1,22(1)	231,79	1,27(1)	228,79	1,17(1)	233,65	1,32(1)	217,44	1,11(1)
32	236,63	9,15(0)	235,74	9,51(0)	232,74	8,72(0)	237,81	9,92(0)	219,02	8,16(0)
34	240,98	6,90(0)	240,40	7,16(0)	237,40	6,54(0)	242,70	7,49(0)	224,79	6,02(0)
36	245,32	5,23(0)	245,15	5,42(0)	242,15	4,94(0)	247,64	5,68(0)	230,92	4,47(0)
38	249,66	3,98(0)	249,88	4,13(0)	246,88	3,75(0)	252,59	4,34(0)	237,05	3,35(0)
40	253,99	3,05(0)	254,62	3,16(0)	251,62	2,86(0)	257,53	3,33(0)	243,18	2,53(0)

Высота, км	15° с. ш.		30° с. ш.				45° с. ш.			
			июль		январь		июль		январь	
	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб
42	258,33	2,34(0)	259,35	2,43(0)	256,35	2,19(0)	262,46	2,57(0)	249,29	1,92(0)
44	262,66	1,81(0)	264,08	1,88(0)	261,08	1,69(0)	267,40	1,99(0)	255,41	1,47(0)
46	266,99	1,40(0)	268,80	1,46(0)	265,80	1,31(0)	272,33	1,55(0)	261,53	1,13(0)
48	270,15	1,09(0)	272,15	1,14(0)	269,15	1,02(0)	275,65	1,21(0)	265,65	8,80(—1)
50	270,15	8,54(—1)	272,15	8,91(—1)	269,15	7,94(—1)	275,65	9,51(—1)	265,65	6,83(—1)
52	269,24	6,66(—1)	271,14	6,96(—1)	268,14	6,19(—1)	275,65	7,45(—1)	265,65	5,30(—1)
54	265,31	5,18(—1)	267,21	5,42(—1)	264,21	4,81(—1)	271,79	5,83(—1)	262,56	4,11(—1)
56	261,39	4,02(—1)	263,28	4,21(—1)	260,28	3,72(—1)	266,87	4,55(—1)	258,63	3,18(—1)
58	257,47	3,10(—1)	259,36	3,26(—1)	256,36	2,87(—1)	261,96	3,53(—1)	254,70	2,45(—1)
60	253,10	2,39(—1)	254,79	2,51(—1)	252,04	2,21(—1)	257,05	2,72(—1)	250,77	1,88(—1)
62	246,25	1,83(—1)	247,40	1,92(—1)	245,97	1,69(—1)	252,15	2,09(—1)	246,85	1,43(—1)
64	239,40	1,39(—1)	239,91	1,46(—1)	239,90	1,28(—1)	244,52	1,60(—1)	242,93	1,09(—1)
66	232,56	1,05(—1)	232,47	1,10(—1)	233,83	9,66(—2)	235,70	1,21(—1)	238,87	8,25(—2)
68	225,73	7,81(—2)	225,04	8,23(—2)	227,77	7,23(—2)	226,89	9,06(—2)	234,76	6,22(—2)
70	218,89	5,79(—2)	217,61	6,08(—2)	221,71	5,37(—2)	218,08	6,71(—2)	230,65	4,67(—2)
72	212,06	4,25(—2)	210,19	4,45(—2)	215,66	3,96(—2)	209,28	4,90(—2)	226,54	3,48(—2)
74	205,23	3,09(—2)	202,77	3,22(—2)	209,60	2,89(—2)	200,48	3,54(—2)	222,44	2,59(—2)
76	198,42	2,22(—2)	195,36	2,31(—2)	203,56	2,09(—2)	191,69	2,52(—2)	218,34	1,91(—2)
78	191,53	1,57(—2)	187,95	1,63(—2)	197,51	1,50(—2)	182,91	1,76(—2)	214,24	1,40(—2)
80	184,78	1,11(—2)	180,55	1,14(—2)	191,47	1,07(—2)	174,15	1,21(—2)	210,15	1,03(—2)
82	184,150	7,72(—3)	180,15	7,85(—3)	191,15	7,54(—3)	174,15	8,28(—3)	210,15	7,47(—3)
84	184,150	5,38(—3)	180,15	5,43(—3)	191,15	5,32(—3)	174,15	5,65(—3)	210,15	5,44(—3)
86	184,150	3,75(—3)	180,15	3,75(—3)	191,15	3,76(—3)	174,15	3,86(—3)	210,15	3,97(—3)
88	184,150	2,62(—3)	180,15	2,60(—3)	191,15	2,65(—3)	174,15	2,63(—3)	210,15	2,89(—3)
90	184,150	1,83(—3)	180,15	1,80(—3)	191,15	1,88(—3)	174,15	1,80(—3)	210,15	2,11(—3)

Высота, км	60° с. ш.				60° с. ш.			
	июль		январь		теплая зима		холодная зима	
	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб
0	287,15	1,01(3)	257,15	1,01(3)	257,15	1,01(3)	257,15	1,01(3)
2	276,34	7,93(2)	255,94	7,77(2)	255,94	7,77(2)	255,94	7,77(2)
4	265,54	6,16(2)	247,74	5,93(2)	247,74	5,93(2)	247,74	5,93(2)
6	253,14	4,74(2)	234,14	4,47(2)	234,14	4,47(2)	234,14	4,47(2)
8	239,15	3,59(2)	220,55	3,31(2)	220,55	3,31(2)	220,55	3,31(2)
10	225,17	2,68(2)	217,15	2,42(2)	220,14	2,42(2)	217,15	2,42(2)
12	225,15	1,98(2)	217,15	1,77(2)	224,14	1,78(2)	217,15	1,77(2)
14	225,15	1,46(2)	217,15	1,29(2)	224,15	1,31(2)	215,16	1,29(2)
16	225,15	1,08(2)	216,56	9,43(1)	224,15	9,70(1)	213,17	9,38(1)
18	225,15	7,98(1)	215,37	6,88(1)	224,15	7,16(1)	211,18	6,81(1)
20	225,15	5,90(1)	214,17	5,01(1)	224,15	5,29(1)	209,19	4,92(1)
22	225,15	4,36(1)	212,98	3,65(1)	224,15	3,90(1)	207,20	3,55(1)
24	226,56	3,23(1)	211,79	2,65(1)	224,15	2,88(1)	205,21	2,56(1)
26	229,54	2,40(1)	212,08	1,92(1)	224,68	2,13(1)	203,22	1,83(1)
28	232,52	1,79(1)	214,06	1,40(1)	226,56	1,58(1)	201,24	1,31(1)
30	235,50	1,34(1)	216,05	1,02(1)	228,55	1,17(1)	199,25	9,34(0)
32	238,47	1,01(1)	218,03	7,46(0)	230,53	8,72(0)	201,78	6,66(0)
34	244,24	7,59(0)	220,01	5,48(0)	232,51	6,51(0)	204,56	4,77(0)
36	250,18	5,77(0)	224,76	4,04(0)	234,49	4,87(0)	209,86	3,44(0)
38	256,17	4,42(0)	229,71	3,00(0)	237,71	3,66(0)	218,57	2,51(0)
40	262,65	3,40(0)	234,65	2,24(0)	242,65	2,76(0)	227,27	1,85(0)
42	267,98	2,64(0)	239,59	1,69(0)	247,60	2,09(0)	233,13	1,38(0)
44	272,48	2,06(0)	244,54	1,28(0)	252,54	1,60(0)	238,66	1,04(0)
46	274,65	1,61(0)	249,47	9,71(—1)	257,47	1,23(0)	244,19	7,85(—1)

Высота, км	60° с. ш.				60° с. ш.			
	июль		январь		теплая зима		холодная зима	
	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб
48	276,82	1,26(0)	254,40	7,43(—1)	262,40	9,47(—1)	249,71	5,97(—1)
50	277,15	9,87(—1)	259,33	5,72(—1)	267,33	7,34(—1)	255,23	4,57(—1)
52	277,15	7,74(—1)	260,15	4,41(—1)	268,15	5,71(—1)	256,15	3,52(—1)
54	275,92	6,07(—1)	260,15	3,41(—1)	268,15	4,44(—1)	256,15	2,70(—1)
56	271,99	4,75(—1)	257,30	2,63(—1)	264,20	3,45(—1)	252,04	2,08(—1)
58	268,05	3,70(—1)	253,76	2,02(—1)	259,28	2,67(—1)	246,92	1,59(—1)
60	262,73	2,88(—1)	250,89	1,55(—1)	254,36	2,06(—1)	243,67	1,21(—1)
62	253,49	2,22(—1)	249,91	1,18(—1)	249,45	1,58(—1)	245,63	9,16(—2)
64	244,26	1,69(—1)	248,93	9,05(—2)	244,54	1,20(—1)	247,59	6,98(—2)
66	235,04	1,28(—1)	247,95	6,9(—2)	239,64	9,10(—2)	249,56	5,33(—2)
68	225,83	9,57(—2)	246,97	5,27(—2)	234,73	6,86(—2)	251,52	4,08(—2)
70	216,61	7,07(—2)	245,69	4,02(—2)	229,83	5,14(—2)	253,48	3,13(—2)
72	207,41	5,16(—2)	242,95	3,05(—2)	225,51	3,83(—2)	254,58	2,40(—2)
74	198,21	3,71(—2)	240,21	2,32(—2)	224,53	2,85(—2)	250,66	1,85(—2)
76	189,02	2,63(—2)	237,47	1,75(—2)	223,55	2,11(—2)	246,75	1,41(—2)
78	179,83	1,83(—2)	234,73	1,32(—2)	222,57	1,57(—2)	242,84	1,07(—2)
80	171,15	1,25(—2)	232,00	9,91(—3)	221,60	1,16(—2)	238,93	8,14(—3)
82	171,15	8,46(—3)	229,27	7,42(—3)	220,62	8,58(—3)	235,03	6,14(—3)
84	171,15	5,73(—3)	226,53	5,54(—3)	219,64	6,33(—3)	231,13	4,61(—3)
86	171,15	3,88(—3)	223,80	4,12(—3)	218,67	4,67(—3)	227,23	3,45(—3)
88	171,15	2,63(—3)	221,08	3,05(—3)	217,69	3,44(—3)	223,33	2,57(—3)
90	171,15	1,78(—3)	218,35	2,26(—3)	216,72	2,54(—3)	219,43	1,90(—3)

Высота, км	75° с. ш.				75° с. ш.			
	июль		январь		теплая зима		холодная зима	
	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб	T °K	p мб
0	278,15	1,01(3)	249,15	1,01(3)	249,15	1,01(3)	249,15	1,01(3)
2	272,94	7,90(2)	250,88	7,72(2)	250,88	7,72(2)	250,88	7,72(2)
4	261,86	6,12(2)	239,87	5,84(2)	239,87	5,84(2)	239,87	5,84(2)
6	248,85	4,69(2)	228,86	4,36(2)	228,86	4,36(2)	228,86	4,36(2)
8	235,85	3,53(2)	217,86	3,21(2)	217,86	3,21(2)	217,86	3,21(2)
10	226,66	2,63(2)	214,40	2,34(2)	219,37	2,35(2)	212,89	2,34(2)
12	228,65	1,95(2)	213,25	1,70(2)	222,15	1,72(2)	209,89	1,69(2)
14	230,15	1,25(2)	211,65	1,23(2)	222,15	1,27(2)	206,90	1,22(2)
16	230,15	9,27(1)	210,05	8,93(1)	222,15	9,37(1)	203,95	8,80(1)
18	230,15	6,96(1)	208,46	6,45(1)	222,64	6,87(1)	201,36	6,26(1)
20	230,15	5,13(1)	207,65	4,65(1)	223,64	5,06(1)	200,16	4,46(1)
22	230,15	3,82(1)	207,65	3,35(1)	224,64	3,74(1)	198,97	3,17(1)
24	231,90	2,85(1)	207,65	2,41(1)	225,63	2,76(7)	197,77	2,25(1)
26	234,29	2,13(1)	207,65	1,74(1)	227,58	2,05(1)	197,15	1,59(1)
28	236,67	1,59(1)	207,65	1,25(1)	230,56	1,52(1)	197,15	1,13(1)
30	239,05	1,20(1)	207,65	9,05(0)	233,54	1,14(1)	197,15	8,01(0)

Примечание. Цифра в скобках означает показатель степени числа 10.

экспериментальный материал, накопленный в настоящее время, позволил с полной определенностью установить основные закономерности регулярных широтных и сезонных изменений структурных параметров атмосферы в слое 0—90 км. Эти закономерности отражены в моделях атмосферы для различных широт и сезонов, построенных в качестве приложения к стандартной атмосфере США-1962 [27] (табл. 1.2).

§ 3. ГАЗОВЫЙ СОСТАВ АТМОСФЕРЫ

3.1. Единицы измерения содержания газов

Для обозначения количества определенного газа, содержащегося в воздухе, употребляются различные единицы измерения, выбор которых зависит от экспериментальной методики исследования и от традиций, сложившихся при изучении того или иного газа. Основные единицы измерения содержания газов и их определения собраны в табл. 1.3.

Помимо перечисленных в табл. 1.3 характеристик, необходимо указать на часто используемое выражение общего содержания молекул в виде толщины слоя молекул при определенных условиях (например, при нормальных температуре и давлении или при условии перехода всех молекул в жидкую фазу). Для плотности газа в этом случае употребляется единица см/км, представляющая собой количество приведенного к нормальным условиям газа в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2, высотой 1 км.

Для озона, по отношению к которому эта единица наиболее часто употребляется, переход от см/км к мкг/м^3 осуществляется по формуле: 1 см/км$=2{,}14 \cdot 10^4$ мкг/м^3.

3.2. Общие сведения о составе приземного воздуха

Основные сведения о составе сухого приземного воздуха представлены в табл. 1.4.

Из таблицы видно, что на 99% сухая атмосфера состоит из кислорода и азота. Однако непосредственная роль этих газов в формировании радиационного и теплового режима атмосферы для высот, меньших 70 км, сравнительно невелика и заключается главным образом в создании среды с определенными значениями давления, плотности, теплоемкости и т. д. Это обусловлено малой оптической активностью этих газов в близкой ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной частях спектра и незначительной пространственно-временной изменчивостью. Наибольшую важность при изучении радиационного и теплового режима имеет пространственно-временное распределение водяного пара, углекислого газа и озона.

Таблица 1.3

Характеристики содержания газа

Характеристики количества газа	Определение	Размерность	Соотношения между различными характеристиками	Примечание
n_i — абсолютная концентрация i-того газа	Число молекул в единице объема (зависит от T и p).	$см^{-3}$, $м^{-3}$	$n_i = \frac{p_i}{k_i}$	Эта характеристика необходима в фотохимических расчетах
N_i — объемная концентрация i-того газа (объемное содержание)	Отношение концентраций молекул i-того газа к воздуха или отношение объемов молей	Безразмерная	$N_i = \frac{n_i}{n} = \frac{p_i}{p} = \frac{V}{V_i}$, где n и p — число молекул воздуха и полное давление, а v и v_i — объемы молей	Наиболее часто используются в качестве единиц измерения проценты и единицы ppm, представляющие собой миллионную долю единицы
ρ_i — плотность i-того газа	Масса i-того газа в единице объема воздуха (употребляется при фактических T и p и при стандартных значениях T и p)	$г/см^3$, $г/м^3$, $мкг/м^3$	$\rho_i = \frac{p_i \mu_i}{RT} = \frac{n_i \mu_i}{N_0}$, где μ_i — молекулярный вес, N_0 — число Авогадро, R — универсальная газовая постоянная	В применении к водяному пару эта характеристика носит название «абсолютная влажность» (используется $г/м^3$); в $мкг/м^3$ обычно измеряется озон в тропосфере

Характеристики количества газа	Определение	Размерность	Соотношения между различными характеристиками	Примечание
r_i—массовая концентрация i-того газа (массовое содержание)	Отношение плотности i-того газа к плотности воздуха (не зависит от T и p)	Безразмерная	$r_i = \frac{\rho_i}{\rho} = N_i \frac{\mu_i}{\mu}$	В применении к водяному пару характеристика называется «удельная влажность». Удобна при рассмотрении процессов динамического переноса газа. Используются единицы: г/г, г/кг, мкг/кг
r_i^*—отношение смеси	Отношение плотности i-того газа к плотности воздуха без этого газа (не зависит от T и p)	Безразмерная	$r_i^* = \frac{\rho_i}{\rho - \rho_i} = \frac{r_i}{1 - r_i}$	Для неосновных компонент воздуха практически не отличается от массовой концентрации
N_i^*—общее содержание молекул	Число молекул выше рассматриваемого уровня в столбе атмосферы с сечением 1 см^2	см$^{-2}$	$N_i^* = \int_z^\infty n_i(t)\, dt$	Необходима при оптических расчетах (поглощение, пропускание и т. д.)

Таблица 1.4

Нормальный состав сухого атмосферного воздуха на уровне моря [27]

Газ	Содержание в процентах объема	Примечание
N_2	78,084	Диссоциирует в термосфере
O_2	20,948	
Ar	0,934	
CO_2	0,003	Меняется во времени и пространстве
Ne	0,0018	
He	0,00052	
Kr	0,00011	
Xe	0,000087	
H_2	0,00005	Исчезает в химических реакциях в термосфере
CH_4	0,0002	Диссоциирует в верхней мезосфере, значительно меняется в пространстве
N_2O	0,000025	Диссоциирует
O_3	летом от 0 до 0,000007 зимой от 0 до 0,000002	Сильно изменчив. Образуется и исчезает в стратосфере и мезосфере
SO_2	от 0 до 0,0001	Сильно изменчив
NO_2	от 0 до 0,000002	То же
I_2	от 0 до 0,000001	»

3.3. Водяной пар

а) Характеристики влажности. Возможность перехода водяного пара в жидкое состояние в естественных условиях выделяет его среди всех остальных газов. Поэтому для определения содержания водяного пара в воздухе, кроме перечисленных в табл. 13 характеристик, вводятся другие: 1) упругость водяного пара e, представляющая собой парциальное давление, 2) упругость насыщения E (максимальное значение упругости e при данной температуре), 3) относительная влажность f (отношение действительной упругости пара e к упругости насыщения E при данной температуре, выраженное в процентах). Эти характеристики вместе с температурой точки росы (температура, при которой содержащийся в воздухе пар при постоянном парциальном и полном давлении становится насыщенным) приводятся в психрометрических таблицах.

Для оптических исследований и расчетов необходимо знать не только локальные характеристики влажности, но и полное содержание водяного пара на пути луча

$$w = \int_0^L \rho_n(l)\,dl = 2{,}19 \cdot 10^{-4} \int_0^L \frac{e(l)}{T(l)}\,dl.$$

Величина w, имеющая размерность г/см², численно равна давлению, производимому слоем воды толщиной w см. Поэтому в качестве единицы измерения содержания водяного пара на пути луча используется сантиметр слоя осажденной воды.

Участие водяного пара практически во всех процессах, происходящих в тропосфере, и его сильная изменчивость (объемное содержание может меняться от значений, близких к нулю, до 3—4%) определили большой интерес, проявляемый с давних времен к изучению особенностей его распределения. Однако вопрос о пространственно-временно́м распределении влагосодержания в значительной степени остается открытым. Имеющиеся экспериментальные данные предлагаются ниже.

б) Влажность у поверхности Земли. Влажность воздуха в значительной степени определяется его температурой. Поле влажности у поверхности земли подобно полю температуры. Однако в связи с громадным влиянием ряда других факторов — притока влаги за счет испарения, конвективного перемешивания в атмосфере, процессов облакообразования и т. д. — наблюдаются и значительные различия в полях температуры и влажности.

Приземная влажность относится к числу параметров, регулярно измеряемых сетью метеостанций. На основе многолетних наблюдений составляются карты и таблицы влажности воздуха у поверхности земли (например, [13]). Однако в каждом отдельном случае реальные значения влажности могут значительно отличаться от осредненных климатологических величин.

в) Вертикальный профиль влажности. Несмотря на многолетние исследования вертикального профиля влажности с помощью метеорологических радиозондов, данных даже для сравнительно небольших высот весьма мало. Приблизительную оценку влажности на различных высотах можно произвести, используя полученные на основе многолетних наблюдений [7] эмпирические формулы Ганна

$$e = e_0 \cdot 10^{-z/6{,}3}, \tag{1.4}$$

или Хргиана

$$r = r_0 \cdot 10^{-Az - Bz^2}, \tag{1.5}$$

где e — упругость водяного пара; r — удельная влажность; A и B — постоянные, зависящие от атмосферных условий (средние годовые значения $A = 0{,}0845$ км$^{-1}$ и $B = 0{,}0161$ км$^{-2}$).

Параметры, входящие в эти формулы, изменяются в зависимости от географического положения пункта наблюдений, сезона и метеорологических условий.

В верхней тропосфере профиль влажности изучен еще меньше, чем вблизи поверхности земли. В качестве ориентировочных средних значений влажности верхней тропосферы используются

обычно величины, измеренные группой английских исследователей [16, 36]. Помимо средних профилей влажности, представленных на рис. 1.1, в работах [28, 36] получен также ряд важных, хотя и полукачественных, выводов о закономерностях изменения влажности в верхней тропосфере.

1. Влажность в верхней тропосфере имеет достаточно четко выраженный сезонный ход; зимой воздух на больших высотах в тропосфере несколько суше, чем летом. Амплитуда сезонных колебаний влажности в тропосфере уменьшается с высотой. В самых нижних слоях стратосферы наблюдается обратный сезонный ход влажности.

2. На влажность на всех высотах, вплоть до тропопаузы, существенное влияние оказывают метеорологические условия и предыстория воздушных масс. Так, в циклонах влажность несколько ниже, а в антициклонах — выше, чем средняя влажность на фиксированной высоте. Теплый морской воздух вблизи тропопаузы оказывается более влажным, чем холодный континентальный воздух.

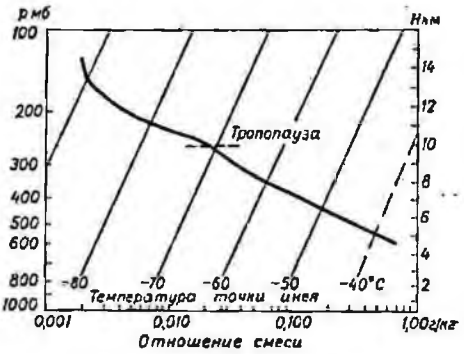


Рис. 1.1. Средний профиль влажности в верхней тропосфере и нижней стратосфере [36].

Широтный ход влажности на различных высотах в тропосфере представлен на рис. 1.2 по результатам работы [22].

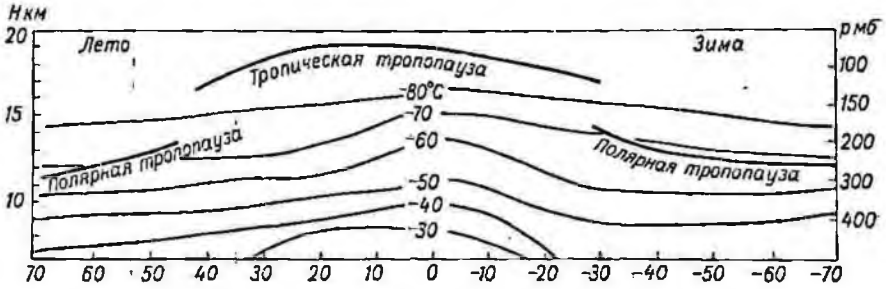


Рис. 1.2. Широтное распределение температуры точки инея в стратосфере [22].

В табл. 1.5, которая так же, как и табл. 1.2, является приложением к стандартной атмосфере США-1962, дано стандартное распределение температуры, относительной влажности и

Таблица 1.5

Характеристики влажности стандартной атмосферы [27]

z км	T °K	$T_{вирт}$	Относительная влажность, %
	15° с. ш.		
0	299,65	302,588	75
1	293,65	295,893	75
2	287,65	289,336	75
2,25	286,15	287,717	75
2,5	286,95	287,743	35
4	276,20	277,363	35
6	263,50	263,709	35
8	250,10	250,172	30
10	236,70	236,717	20

z км	T °K		$T_{вирт}$		Относительная влажность, %	
	январь	июль	январь	июль	январь	июль
	30° с. ш.					
0	287,15	301,15	288,519	304,583	80	80
1	284,15	293,65	285,244	295,580	70	65
2	281,15	288,15	281,862	289,536	50	60
3	274,65	282,65	275,098	283,716	45	60
4	268,15	277,15	268,389	277,823	35	50
6	255,15	266,15	255,239	266,445	30	40
8	242,15	252,15	242,185	252,266	30	40
10	229,15	238,15	229,162	238,179	30	30
	45° с. ш.					
0	272,15	294,15	272,594	296,216	77	75
1	268,65	289,65	268,998	291,142	70	65
2	265,15	285,15	265,427	286,192	65	55
3	261,65	279,15	261,850	279,777	55	45
4	255,65	273,15	255,774	273,552	50	40
6	243,65	261,15	243,698	261,299	45	30
8	231,65	248,15	231,664	248,211	35	30
10	219,65	235,15	219,654	235,172	30	30
	60° с. ш.					
0	257,15	287,15	257,285	288,449	80	75
1	259,15	281,75	259,311	282,685	70	70
2	255,95	276,35	256,089	277,062	70	70
3	252,75	270,95	252,861	271,447	65	65
3,5	251,15	268,25	251,245		60	
4	247,75	265,55	247,824	265,889	60	60
5	240,95	260,15		260,376		55
6	234,15	253,15	234,170	253,277	50	50
8	220,55	239,15	220,550	239,185	40	40
10		225,15		225,155		

виртуальной температуры в тропосфере на различных широтах и в различные сезоны.

При измерениях влажности в стратосфере исследователи сталкиваются с целым рядом специфических трудностей. До сих пор нет единого мнения о вертикальном профиле содержания водяного пара в атмосфере выше 15 км. Экспериментальные данные, весьма многочисленные до высоты 30 км, крайне противоречивы. Поэтому при различного рода расчетах и исследованиях обычно принимают два крайних случая:

1) отношение смеси водяного пара в стратосфере постоянно и равно $(2 \div 4) \cdot 10^{-6}$ г/г. Эта модель основана главным образом на результатах работ [32, 29, 31];

2) отношение смеси достигает минимума на высоте 14—15 км и при дальнейшем увеличении высоты вновь возрастает. Создано несколько моделей распределения влажности такого типа, основывающихся на разных экспериментальных данных [19, 33]; наиболее распространенной из них является модель Гутника [26].

С. Рорбо [33], проводивший исследования влажности на высотах до 40 км, предложил эмпирическую формулу, которая, по его мнению, надежно описывает профиль влажности на высотах от 15 до 40 км:

$$r = \frac{2{,}457}{p^{1{,}22}}. \qquad (1.6)$$

Влажность на высотах более 40 км практически не исследовалась. Предполагается, что в области высот 40—70 км она изменяется следующим образом:

1) «сухая» стратосфера — влажность, постоянная на высотах 15—40 км, сохраняется и в области 40—70 км;

2) «влажная» стратосфера — рост влажности прекращается на высоте 40—45 км; далее на высотах 45—50 км величина влажности стабилизируется, а еще выше уменьшается, достигая на высоте 70 км тех же значений, что и в «сухой» модели.

Выше 70 км происходит быстрое уменьшение влажности вследствие фотодиссоциации водяного пара.

О географических и сезонных колебаниях влажности в стратосфере экспериментальных данных практически нет. Можно привести только график сезонного хода отношения смеси на высотах выше 13,7 км, построенный по результатам работы [20] в предположении постоянного с высотой отношения смеси в стратосфере. Этот график представлен на рис. 1.3.

г) Содержание водяного пара в толще атмосферы. При оптических исследованиях необходимо знать полное содержание водяного пара на пути луча. В частности, во многих случаях бывает необходимо знать полное содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы (иногда эту

величину называют влагосодержанием атмосферы, при этом имеется в виду влага только в виде пара). Содержание водяного пара в толще атмосферы обычно указывается для вертикального столба атмосферы. При этом предполагается, что его легко можно пересчитать и на любые наклонные трассы. Это не совсем правильно, так как атмосфера практически никогда не бывает горизонтально однородной.

Наиболее существенный вклад во влагосодержание вертикального столба атмосферы вносят самые нижние слои воздуха. Вклад слоя выше 12—15 км ничтожно мал, и вся неопределенность вопроса о распределении влажности в стратосфере не

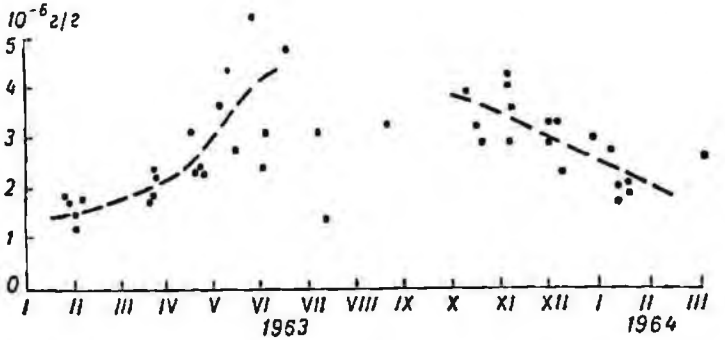


Рис. 1.3. Сезонный ход отношения смеси водяного пара в атмосфере выше 13 км [20].

имеет в данном случае никакого значения. Вертикальное влагосодержание просто и достаточно точно может быть определено по данным аэрологического зондирования. Среднее значение вертикального влагосодержания в умеренных широтах 1,6—1,7 см слоя осажденной воды, однако величина эта сильно меняется от места к месту и ото дня ко дню [13].

Неоднократно предпринимались попытки связать влагосодержание толщи атмосферы с абсолютной влажностью (или другими характеристиками влажности) у поверхности земли. В работе [1] показано, что такая связь может быть установлена только для устойчивых воздушных масс в условиях слаборазвитых конвективных движений в атмосфере. В остальных случаях установить какую-либо единообразную зависимость не представляется возможным.

д) Теоретические представления о водяном паре. Пространственное распределение водяного пара в тропосфере определяется в основном расположением и интенсивностью источников (испарение) и стоков (конденсация), а также процессами механического переноса. Поскольку интенсив-

ность источников и стоков зависит от температуры, а на распределение температуры влияет распределение влажности и фазовые превращения воды, то поля температуры, ветра и влажности в тропосфере оказываются взаимосвязанными. Вследствие этого теоретическая задача о распределении влажности в тропосфере является частью более общей задачи прогноза погоды с помощью гидродинамических уравнений. Характеристическое время пребывания водяного пара в тропосфере равно примерно 10 суткам, хотя может и существенно отличаться от этого значения в зависимости от климатических условий.

В стратосфере и мезосфере распределение водяного пара контролируется процессами переноса через тропопаузу и фотодиссоциацией, начинающейся на высотах 65—75 км. Возможно, что существует также источник водяного пара в стратосфере (таким источником может быть испарение занесенных в стратосферу воды и льда). Фотодиссоциация водяного пара возможна начиная с длин волн короче 2400 Å, однако вплоть до 1850 Å атмосферный H_2O остается практически прозрачным. Полный коэффициент фотодиссоциации при нулевой оптической толще равен $J_\infty(H_2O) = 1{,}5 \cdot 10^{-5}$ сек.$^{-1}$. Примерно одна треть этой величины обусловлена линией $L\alpha$. Скорость образования H_2O в мезосфере по реакциям $OH+OH \rightarrow H_2O+O$ и $OH+HO_2 \rightarrow H_2O+O_2$ меньше скорости фотодиссоциации, вследствие чего фотохимическое равновесие для водяного пара не осуществляется, и в мезосфере возникает постоянно действующий сток. Расчеты вертикального распределения водяного пара выше уровня начала диссоциации с учетом процессов вертикальной турбулентной диффузии и фотодиссоциации выполнены в работе [31], где получена приближенная формула для профиля удельной влажности выше 70 км

$$r(z) = r(z_0) \exp\left[\frac{\frac{1}{H} - \sqrt{\frac{1}{H^2} + \frac{4J_\infty}{k}}}{2}(z - z_0)\right]. \qquad (1.7)$$

Здесь $H = \frac{kT}{mg}$ — высота однородной атмосферы; k — коэффициент турбулентной диффузии; J_∞ — коэффициент фотодиссоциации H_2O при нулевой оптической толще, равный $1{,}5 \cdot 10^{-5}$сек.$^{-1}$, z_0 — уровень начала диссоциации (примерно 70 км).

Влияние водяного пара на структуру стратосферы и мезосферы еще окончательно не выяснено, поскольку не выяснено точно, каково его содержание в этих областях. Однако даже в случае «сухой» стратосферы роль водяного пара может быть велика, так как он может оказывать влияние на содержание озона, определяющего тепловой режим стратосферы и мезосферы [5,30].

3.4. Озон

а. Основные экспериментальные результаты. Озон — наиболее подробно изученный переменный газовый компонент атмосферы. Это объясняется, с одной стороны, относительной простотой методов его измерения и, с другой стороны, той важной ролью, которую он играет в тепловом режиме стратосферы и в предохранении поверхности земли от ультрафиолетового излучения солнца. В настоящее время достаточно хорошо экспериментально изучены пространственно-временные вариации общего содержания озона и основные особенности вертикального распределения вплоть до 70 км. Большая часть данных об озоне получена на озонометрических станциях (которых только в СССР около 25) с помощью наземного оптического метода. Значительно меньше измерений, касающихся в основном вертикального распределения озона ниже уровня его максимальной концентрации, проведено с помощью оптического, электрохимического и хемилюминесцентного озонозондов. Выполнены также отдельные измерения озона на больших высотах с помощью ракет и спутников. Детальная информация о методах измерения озона содержится в многочисленных монографиях и статьях (например, [2, 3, 9, 35]).

Основные результаты наблюдений за озоном сводятся к следующему.

1) Средние месячные значения общего содержания озона имеют четко выраженный широтный и сезонный ход, увеличиваются от экватора к полюсу, имеют максимум в марте — апреле и минимум в сентябре. В табл. 1.6 представлены средние месячные значения общего содержания озона для различных широт и в различные месяцы, по данным озонометрических станций, участвовавших в МГСС за 1958 г.

Таблица 1.6

Широтно-сезонный ход общего содержания озона (см)

Широта	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
80	0,32	0,48	0,52	0,49	0,43	0,35	0,32	0,29	0,29	0,33	0,37	0,37
70	0,36	0,50	0,48	0,44	0,43	0,36	0,33	0,30	0,31	0,32	0,36	0,31
60	0,34	0,41	0,44	0,42	0,40	0,37	0,35	0,34	0,30	0,30	0,28	0,32
50	0,34	0,37	0,39	0,40	0,37	0,36	0,34	0,31	0,29	0,29	0,31	0,34
40	0,32	0,34	0,34	0,38	0,34	0,32	0,30	0,28	0,28	0,28	0,29	0,32
30	0,28	0,29	0,31	0,31	0,31	0,30	0,29	0,28	0,26	0,26	0,25	0,27
20	0,23	0,23	0,25	0,27	0,26	0,26	0,25	0,25	0,25	0,25	0,24	0,23

Таким же образом средние годовые значения увеличиваются от экватора к полюсу, а усредненное по всему северному полу-

шарию общее содержание озона в вертикальном столбе имеет максимум в марте, а минимум в сентябре. Типичные кривые представлены на рис. 1.4.

2) Общее содержание озона в единичном вертикальном столбе атмосферы меняется ото дня ко дню значительно, превышая иногда даже амплитуду сезонных и широтных изменений. Установлены многочисленные корреляции этих изменений с метеорологическими полями температуры, давления и ветра.

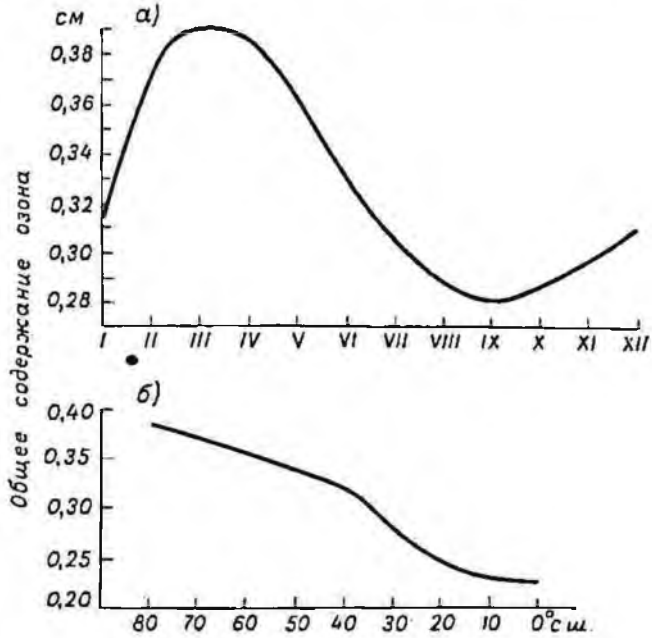


Рис. 1.4. Распределение озона в атмосфере.

а — сезонный ход среднего по северному полушарию общего содержания озона; *б* — широтный ход среднего годового общего содержания озона.

Подробная информация о связи озона с метеорологическими условиями содержится в работах [2, 9, 21].

3) Изменение общего содержания озона в течение суток, связанное с изменением высоты Солнца, крайне мало.

4) Вертикальное распределение озона меняется значительно. Основная особенность его — резко выраженный максимум относительной концентрации, который располагается чаще всего на высотах 20—30 км. Другой существенной особенностью вертикального распределения является быстрое уменьшение концентрации озона при переходе из стратосферы в тропосферу. Результаты отдельного измерения вертикального распределения

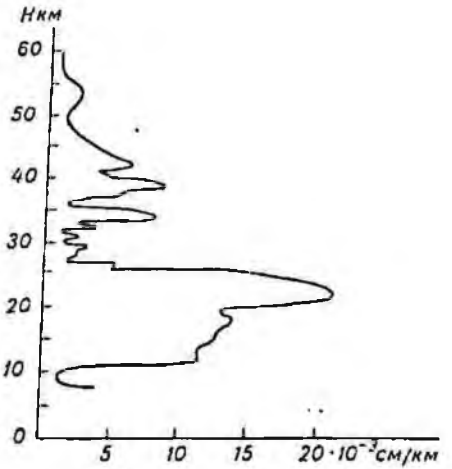


Рис. 1.5. Профиль озона, полученный с помощью химических методов при ракетном зондировании 23 ноября 1965 г. [35].

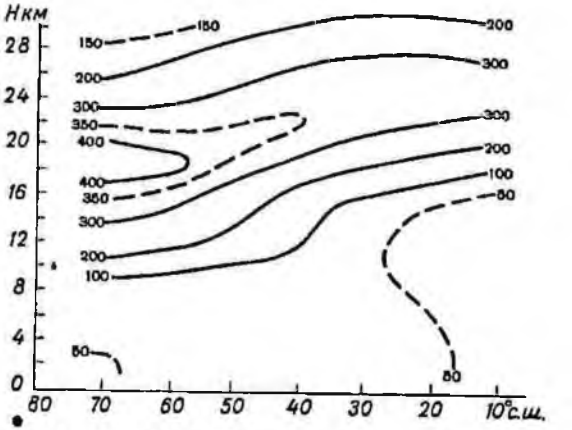


Рис. 1.6. Пространственное распределение озона (мкг/м³) в июле—августе 1963 г. [27].

озона химическим методом изображены на рис. 1.5 [35]. Среднее пространственное распределение озона на высотах менее 30 км, полученное по данным американской озонозондной сети, представлено на рис. 1.6 и 1.7 [27]. Результаты ракетных и спутниковых оптических измерений озона на больших высотах изображены на рис. 1.8.

б. Сравнение экспериментальных результатов с теорией. Перечисленные экспериментальные закономерности поведения озона в атмосфере довольно плохо согласуются с теорией. По существующей теории, озон в атмосфере образуется при следующих фотохимических процессах:

$$\begin{aligned} O_2 + h\nu &\rightarrow O + O, \\ O + O + M &\rightarrow O_2 + M, \\ O + O_2 + M &\rightarrow O_3 + M, \\ O_3 + h\nu &\rightarrow O + O_2, \\ O + O_3 &\rightarrow 2O_2, \end{aligned} \qquad (1.8)$$

где M означает любую молекулу.

Решение фотохимических уравнений, учитывающих эти процессы, дает противоположный наблюдаемому широтный и сезонный ход общего содержания озона и не подтверждает заметного количества озона в тропосфере. Теоретические вертикальные распределения и общее содержание озона в бесконечном столбе заметно отличаются от экспериментальных. Это проиллюстрировано на рис. 1.8, где расчеты [9, 21, 30] сравниваются с ракетными [3] и спутниковыми [9] измерениями. Расчеты времени восстановления фотохимического равновесия [2, 9, 21] позволяют считать большую часть озона (ниже 35 км) пассивной примесью, не изменяющей своей концентрации при любых возможных изменениях интенсивности солнечного излучения и, таким образом, легко позволяют интерпретировать связь содержания озона с метеорологическими условиями и отсутствие суточных вариаций общего содержания, связанных с изменением высоты Солнца. Выше 40 км расчетное характеристическое время невелико и поэтому концентрация озона может претерпевать значительную регулярную суточную вариацию, что, однако, не отражается на общем содержании озона, так как только малая его часть расположена на этих высотах. Усовершенствование фотохимической теории озона производилось в двух направлениях: путем учета процессов механического переноса озона (общей циркуляцией, вертикальными движениями и турбулентной диффузией) [2, 34] и путем учета реакций, не включенных в реакционную схему (1.8) [30]. Однако ни на одном из этих путей не удалось объяснить всех наблюдаемых закономерностей, и поэтому можно считать, что вопрос об образовании, разрушении и переносе озона еще довольно далек от разрешения.

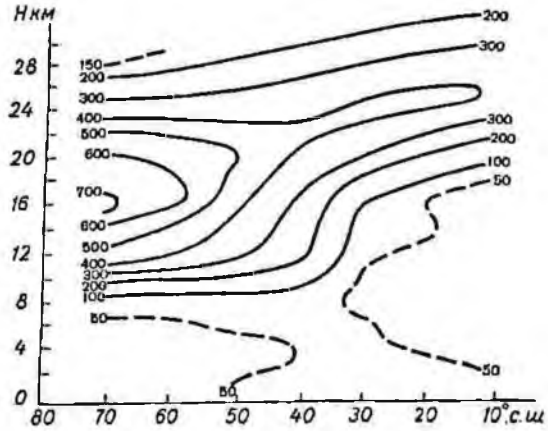


Рис. 1.7. Пространственное распределение озона (мкг/м³) в марте — апреле 1963 г. [27].

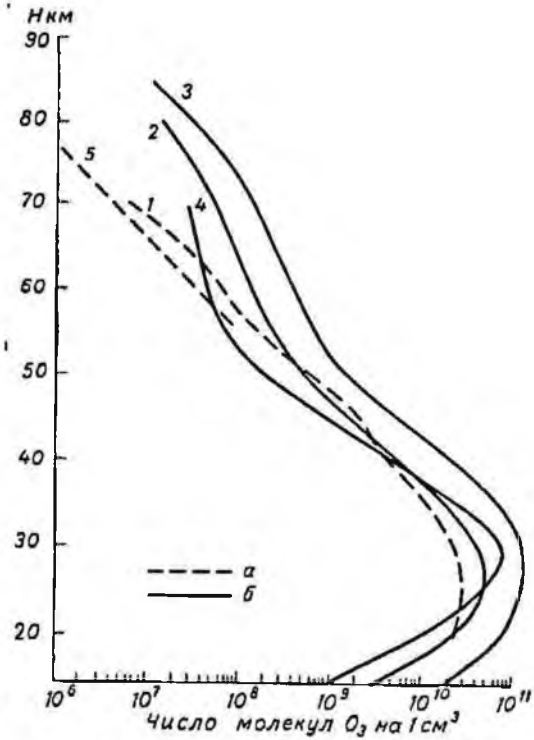


Рис. 1.8. Вертикальное распределение озона.

а) экспериментальное: *1* — по Джонсону и др. [3], *5* — по Рэуклиффе и др. [9]; *б*) теоретическое: *2* — по Лондону и Прабхакаре [9], *3* — по Ханту [30], *4* — по Крейгу [21].

3.5. Углекислый газ

Углекислый газ претерпевает значительно меньшие временные и пространственные вариации, чем водяной пар и озон. Источники и стоки CO_2 связаны с жизнедеятельностью растений, растворимостью в морской воде и индустриальными процессами. Поскольку все эти источники и стоки расположены на земной поверхности, то естественно ожидать, что амплитуда вариаций содержания CO_2 максимальна в приземном слое и убывает с высотой. Интерес к изучению закономерностей поведения CO_2 в приземном слое связан главным образом с биологическими задачами. Исследования, проведенные над разными

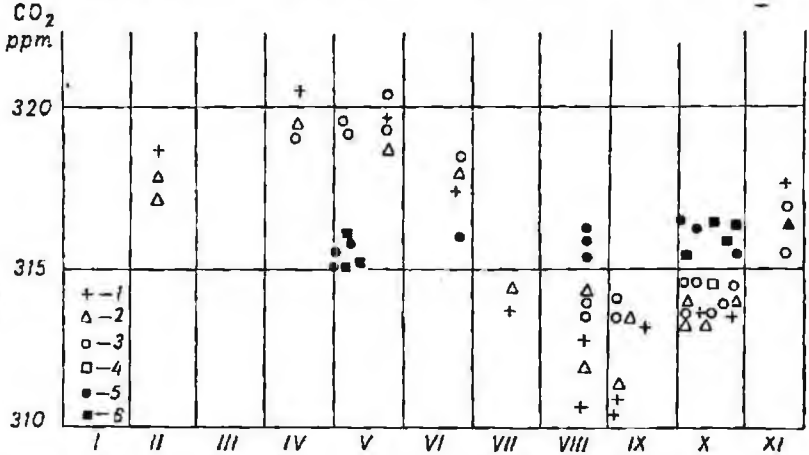


Рис. 1.9. Сезонные изменения содержания CO_2 в тропосфере на высотах 5 км (*1*), 7 км (*2*), 9 км (*3*), 11 км (*4*) и в стратосфере на высотах 9 км (*5*) и 11 км (*6*) [17].

растительными покровами, показывают, что отклонения содержания CO_2 от среднего значения в течение суток могут достигать 100% и больше. Однако толщина слоя, в котором суточная вариация четко выражена, меньше 1 км [11]. Характерное время пребывания CO_2 в атмосфере — около 4 лет, вследствие чего углекислый газ должен быть достаточно хорошо перемешан. В метеорологических задачах его объемная концентрация принимается почти всегда постоянной и равной $3{,}1 \times \times 10^{-2}$%. Это, а также наличие интенсивных полос поглощения позволяют использовать CO_2 в задачах оптического зондирования атмосферы с целью определения ее структурных параметров.

Измерения содержания CO_2 в тропосфере (за исключением приземного слоя) и в стратосфере показывают, что отклонения

от средней концентрации обычно не превышают 3%. На рис. 1.9 показаны сезонные изменения содержания CO_2 на высотах 5, 7, 9 и 11 км (60° с. ш.), причем уровни 9 и 11 км находились как в тропосфере, так и в стратосфере [17]. Из рисунка видно, что амплитуда сезонной вариации уменьшается с высотой от 10 ppm на высоте 5 км до 6 ppm в верхней тропосфере и до 2 ppm при переходе из тропосферы в стратосферу. Хотя измерения содержания CO_2 выше 30 км отсутствуют, обычно предполагают, что объемная концентрация CO_2 остается постоянной вплоть до высот порядка 100 км. На этих высотах углекислый газ начинает диссоциировать под действием ультрафиолетового излучения с $\lambda < 1690$ Å, причем основной вклад в диссоциацию вносит линия L_α.

Начиная с середины прошлого века в связи с выделением большого количества углекислого газа при сжигании топлива содержание CO_2 в атмосфере стало постепенно увеличиваться. Благодаря тому, что CO_2 поглощается океаном, увеличение содержания CO_2 в атмосфере значительно меньше количества его, выделившегося искусственным образом. Анализ большого количества наблюдений показывает, что в настоящее время происходит увеличение содержания CO_2 со скоростью 0,7 ppm в год [11, 17] и что около 20% атмосферного CO_2 искусственного происхождения [11].

3.6. Метан

Так же как и углекислый газ, атмосферный метан образуется на поверхности земли. Источниками его служат биологические реакции в анаэробных условиях, геохимические и индустриальные процессы. Непосредственного влияния на структуру атмосферы метан не оказывает. На высотах больше 70 км, диссоциируя под действием ультрафиолетового излучения с $\lambda < 1450$ Å, метан становится источником атомного водорода. Возможно также, что CH_4 играет роль в химических процессах тропосферы и стратосферы, однако пока она неопределенна.

Спектроскопические измерения количества метана в единичном вертикальном столбе дают величину $1{,}1 \div 1{,}2$ см (при нормальных условиях) [24]. Объемное содержание CH_4 в приземном воздухе $(1 \div 2) \cdot 10^{-6}$ [18]. Анализ измерений поглощения солнечного света под различными углами показывает, что скорее всего объемное содержание метана не зависит от высоты [25]. Исследование проб воздуха [12], полученных с помощью ловушек, установленных на аэростатах, показывает, что в тропосфере объемное содержание метана почти постоянно, а при переходе в стратосферу быстро убывает. Эти результаты представлены на рис. 1.10. Различное количество метана в единичном вертикальном столбе атмосферы, полученное в полетах

A ($3{,}2 \cdot 10^{19}$ мол/см^2) и B ($3{,}4 \cdot 10^{19}$ мол/см^2), позволило предположить, что скорости образования и разрушения метана переменны. На основе сравнения скорости образования метана на поверхности земли со скоростью турбулентного переноса метана через тропопаузу в работе [12] сделан вывод, что тропосфера является основной областью распада метана. Это противоречит существующему мнению о том, что основным механизмом разрушения метана является фотодиссоциация [15],

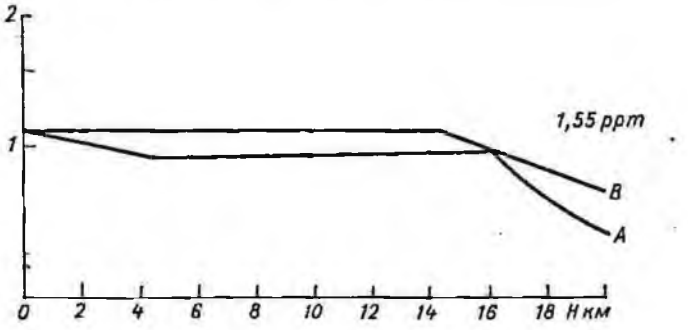


Рис. 1.10. Вертикальное распределение метана для двух аэростатных полетов A и B [12]. По оси ординат отложена концентрация метана относительно стандартной (1,55 *ppm*).

протекающая с коэффициентом диссоциации при нулевой оптической толще, равным $4 \cdot 10^{-7}$ сек$^{-1}$ [8]. Способ разрушения метана в тропосфере недостаточно ясен.

3.7. Окислы азота

Из всех окислов азота в нижней атмосфере наибольшее значение имеет закись азота N_2O. Довольно многочисленные измерения содержания N_2O дают значения объемного содержания у поверхности земли, близкие к $2{,}5 \cdot 10^{-7}$. В табл. 1.7 приведены некоторые результаты измерений N_2O различными методами [14].

Измерения интенсивности атмосферных линий 2,16 мкм полосы N_2O в зависимости от зенитного угла солнца [25] позволили заключить, что закись азота однородно перемешана по вертикали. Временные и пространственные вариации содержания N_2O малы [11].

Основным процессом разрушения N_2O является фотодиссоциация, которая начинается с $\lambda = 2100$ Å и может происходить на высотах порядка 20 км. Для уравновешивания потерь

Таблица 1.8

Исследование вертикального профиля аэрозольного ослабления оптическими методами [4]

Автор	Метод измерений	Условия измерений	Результаты измерений	Примечание
Л. Элтерман	Прожекторное зондирование	Ночью, 0—70 км	Слой 18—23 км, около 10 км	Наблюдалось изменение оптических характеристик аэрозоля в течение ночи
Г. Клемеша, Г. Кент	Лазерное зондирование			Измеряется коэффициент обратного рассеяния
Г. В. Розенберг и др.	Прожекторное зондирование	Ночью, 0—40 км	Слои: 11 км, 25—27 км, 43 км	
Г. В. Розенберг и др.	Сумеречный метод	Солнце за горизонтом, большие оптические толщи между излучателем и приемником	Слои: около 50 км и 80 км	
Г. В. Розенберг и др.	Зондирование с космических кораблей		Слои: 18—22 км, 10—11 км	Минимум рассеянной радиации 22—30 км объясняется вымыванием аэрозоля
Н. Б. Дивари	Сумеречный метод	10—150 км	Общий ход аэрозольного ослабления, без слоев, определена счетная концентрация	Расхождение между ракетными и оптическими измерениями объясняется малой плотностью частиц космического происхождения
Е. Бигг	Сумеречный метод	0—40 км	Типы стратификаций аэрозольных слоев, слои: около 20 км, 25—30 км, 9—12 км	Получен широтный ход слоев аэрозольного ослабления
Г. Фиокко и др.	Лазерное зондирование		Слои около 20 км, отсутствие устойчивого слоя на высоте около 80 км	Наблюдался сезонный ход вертикального профиля аэрозольного рассеяния
Г. Гоер и Р. Ватсон	Лазерное зондирование	0—30 км		
Д. Волдрэм	Измерения локальных индикатрис рассеяния в тропосфере			
Б. А. Чаянов	Аэрозольные измерения индикатрис рассеяния в свободной атмосфере	0—25 км (4 полета)	Слои повышенной вытянутости индикатрисы: 2—3; 6; 8, 6—9; 10,5; 12; 15,5; 22, 25 км	
А. Б. Сандомирский и др.	Самолетные измерения индикатрис рассеяния в свободной атмосфере	0—12 км	Увеличение вытянутости индикатрис вперед под тропопаузой, сезонные вариации	
Э. А. Чаянова	Аэрозольные измерения локальных функций рассеяния	0—12 км, измерения ночные (8 полетов)	Увеличение вытянутости индикатрис рассеяния на высотах 6,5 и 9—10 км	
Г. Н. Фарапонова	Самолетные измерения коэффициентов аэрозольного ослабления		Слой аэрозольного ослабления, около 6 км	

Автор	Метод измерений	Условия измерений	Результаты измерений	Примечание
Н. Я. Балинов и др.	Аэростатные измерения аэрозольной компоненты спектрального ослабления прямого солнечного излучения	0—30 км, утренние измерения, антициклон	Вертикальный профиль спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления, слои 17—22 и 9—10 км $\alpha_{18}(5000\text{A}) = 2 \cdot 10^{-3}$ км$^{-1}$ $\alpha_{9}(5000\text{A}) = 2 \cdot 10^{-3}$ км$^{-1}$	Аэрозольная составляющая ослабления находится после вычета ослабления за счет молекулярного поглощения и рассеяния
Г. А. Никольский	Аэростатные измерения аэрозольной составляющей общего ослабления прямого солнечного излучения	0—30 км, утренние измерения, антициклон	Аэрозольные слои около температурных инверсий и изотермий	
Р. Пенндорф и др.	Самолетные измерения аэрозольного ослабления	0—7 км	Профиль аэрозольного ослабления в тропосфере	
Ф. Линк	Сумеречный метод	20—100 км		
Ф. Линк	Лунные затмения	80—150 км	Существование аэрозольных слоев выше 100 км, количество аэрозольной материи космического происхождения	
Е. О. Федорова и др.	Аэростатные измерения яркости неба и индикатрис рассеяния в инфракрасной области спектра	0—32 км, измерения утренние	Аэрозольные слои на высотах 3, 6, 10, 18 и выше 23 км	Метод наиболее чувствителен к присутствию гигантских аэрозольных частиц

А. Е. Микиров	Ракетные и спутниковые измерения яркости неба	80—500 км	Оценка количества аэрозоля на высоте 100 км (10^{-16} г/см^3)	
Г. Ньюкирк и др.	Аэрозольные ореольные измерения	0—25 км, утро, антициклон	Аэрозольные слои толщиной 30 м, связаны с температурным профилем и содержанием ионов (10,5—12; 15; 17,5; 20; 22 км)	Единственный оптический метод, позволяющий определять тонкую структуру вертикального профиля аэрозольного ослабления при малых концентрациях аэрозоля
Г. Ньюкирк и др.	Аэрозольные измерения яркости неба	0—25 км	Оценка счетной концентрации аэрозольных частиц на разных высотах	
Х. Флен, Д. Хэнинг	Визуальные наблюдения с самолета	Через несколько месяцев после извержения вулкана Агунг	Слои вулканической пыли: 16,5; 12,9±0,9; 25±1,5; 31 км	
Л. Джейкобс (1954 г.)	Визуальные наблюдения с самолета		Слой выше 15 км	
Д. Мур	Аэростатные наблюдения		Слой около 24 км	
Р. Коллис, Г. Лигда	Лазерное зондирование	10—60 км	Слои повышенного рассеяния: 19, 24, 34, 38—40, 47 км	
Ф. Росслер	Ракетный фотометр	Измерения в Сахаре	Слои повышенной яркости 19—32 км	Предложен широтный ход высоты слоя Юнге

Таблица 19

Измерения счетной концентрации атмосферного аэрозоля [4]

Автор	Метод измерения	Условия измерения	Результаты измерения	Примечание
А. Виганд (1919 г.)	Счетчик ядер конденсации на аэростате	До 8 км (19 полетов)	Падение концентрации экспоненциальное $N_0=5\cdot10^4$ см$^{-3}$ $N_8=30$ см$^{-3}$	Не учитывалось изменение эффективности прибора с высотой
Х. Вейкман	Счетчик ядер конденсации			
Х. Юнге и др.	Счетчик ядер конденсации на аэростате	До 27 км	Концентрация ядер конденсации выше, чем у Виганда и Вейкмана	Выше 15 км данные измерений, возможно, занижены
Х. Юнге и др.	Самолетная ловушка	Горизонтальные полеты на разных уровнях, инерционное осаждение	Слой гигантских аэрозольных частиц ($r\geqslant1$ мкм) выше тропопаузы	
Х. Юнге и др.	Аэростатный импактор	Измерения концентрации больших аэрозольных частиц на нескольких уровнях	Слой больших аэрозольных частиц ($r\geqslant0{,}1$ мкм) сульфатного происхождения от 17 до 23 км, $N=0{,}1$ см$^{-3}$ Распределение частиц по размерам степенное, показатель степени четыре, в слое 17—23 км	
А. М. Боровиков, И. И. Гайворонский	Аэростатный конденсационный счетчик	0—6 км	Исследована зависимость концентрации больших аэрозольных частиц от высоты и метеорологических условий	
Е. С. Селезнева и др.	Счетчик ядер конденсации	Самолетные измерения до 6 км	Карта географического распределения аэрозоля над территорией Советского Союза, влияние наземных источников и метеорологических условий на содержание ядер конденсации в атмосфере	
А. Г. Лактионов	Самолетный фотоэлектрический счетчик	Измерения в различное время года на разных высотах (до 8 км)	Зависимость концентрации больших аэрозольных частиц от распределения частиц по размерам (показатель степени изменяется от -2 до -5)	
Д. Фрэнд и др.	Самолетные измерения	Полеты по горизонтальным трассам	Определение химического состава аэрозоля на разных высотах и распределение аэрозольных частиц по размерам	
Д. Роузн	Аэростатный фотоэлектрический счетчик и фильтры		Слоистое распределение аэрозоля, концентрации больших аэрозольных частиц ($r\geqslant0{,}55$ мкм) выше, чем у Х. Юнге	
Л. С. Ивлев, О. М. Суриков	Аэростатный импактор	Утренние полеты до высоты 30 км, антициклон	Слои: 2,5; 6,5; 10—11; 17—19; 25 км, распределение частиц по размерам, близкое к степенному с $\nu=3{,}5$	

Автор	Метод измерения	Условия измерения	Результаты измерения	Примечание
К. Хэменвей, П. Фуллам	Самолетные заборы проб		Определение химического состава атмосферного аэрозоля, обнаружение аэрозоля внеземного происхождения	
К. Хэменвей и др.	Ракетные заборы проб из серебристых облаков и микрометеоритов		Повышенная концентрация аэрозоля на высоте 78—83 км (для больших аэрозольных частиц $N=10^{-4}$ см$^{-3}$ в отсутствии облаков, $N=10^{-1}$ см$^{-3}$ в присутствии облаков), распределение частиц по размерам типа Юнге	
П. Холдж и др.	Самолетные измерения	Сбор частиц внеземного происхождения на больших высотах	Распределение по размерам Х. Юнге	
С. Моссоп	Самолетный пылезаборник	Измерения после извержения вулкана Агунг на широтах 15—35° с. ш.	Измерение распределения по размерам через длительные промежутки после извержения вулкана	
С. Мелтон	Самолетный фильтр	Горизонтальные полеты на высоте 9—12 км	Исследовал концентрацию гигантских частиц, (для $d>$ >4 мкм N от 20 до 200 м$^{-3}$)	Не получена зависимость счетной концентрации от высоты
Ф. Россман	Импактор	Тропосферные измерения вертикального профиля аэрозоля	Экспоненциальная зависимость	

б) существует зона повышенной концентрации больших аэрозольных частиц на высоте 17—23 км (слой Юнге); вероятно, существует слой под тропопаузой,

в) аэрозольные слои до высоты 7—8 км неустойчивы и образуются при определенных метеорологических условиях (адвекция загрязненных воздушных масс, конвективный подъем приземного аэрозоля).

Что касается ядер Айткена, то их счетная концентрация изменяется с высотой достаточно плавно; причём вертикальный профиль концентрации зависит от подстилающей поверхности и метеорологических условий. Скорость падения концентрации ядер конденсации уменьшается примерно на высоте 12 км. Предположение Х. Юнге об отсутствии слоя ядер Айткена 17—23 км недостаточно обосновано.

Результаты микрофизических измерений концентрации аэрозоля, полученные различными исследователями, представлены в табл. 1.9.

4.2. Распределение частиц атмосферного аэрозоля по размерам

В атмосфере присутствуют аэрозольные частицы самых разнообразных размеров: от частиц размерами около 10 Å, представляющих собой группу атомов или молекул, до гигантских аэрозольных частиц размерами в несколько десятков микрон. Существуют стационарные распределения аэрозольных частиц по размерам, которые определяются равновесием процессов возникновения частиц и их исчезновения. Наиболее мелкие частицы возникают под воздействием ионизирующих излучений на молекулы воздуха и исчезают при коагуляции между собой и более крупными частицами. Самые крупные частицы выпадают под действием силы тяжести. Неоднократно отмечалась устойчивость в распределении атмосферных аэрозольных частиц по размерам при определенных метеорологических условиях и быстрое восстановление этого спектра распределения после окончания возмущения нормального состояния атмосферы.

Для тропосферы распределение аэрозольных частиц с $r \geqslant \geqslant 0{,}1$ мкм хорошо описывается степенным законом:

$$N(r) = \frac{c}{r^{\beta}}, \qquad (1.9)$$

где $2{,}5 < \beta < 5$.

При увеличении концентрации атмосферного аэрозоля и при увеличении влажности атмосферы этот закон нарушается. В сильно загрязненных промышленных районах наблюдаются бимодальные распределения, причем крупнодисперсная фрак-

ция имеет нормально-логарифмическое или гамма-распределение. Этими же причинами, по-видимому, объясняются многовершинные распределения аэрозоля в приземном слое. Можно отметить, что распределение Юнге (1.9) наиболее хорошо выполняется для частиц в диапазоне $0{,}1 \div 0{,}2$ мкм $\leqslant r \leqslant 2$ мкм.

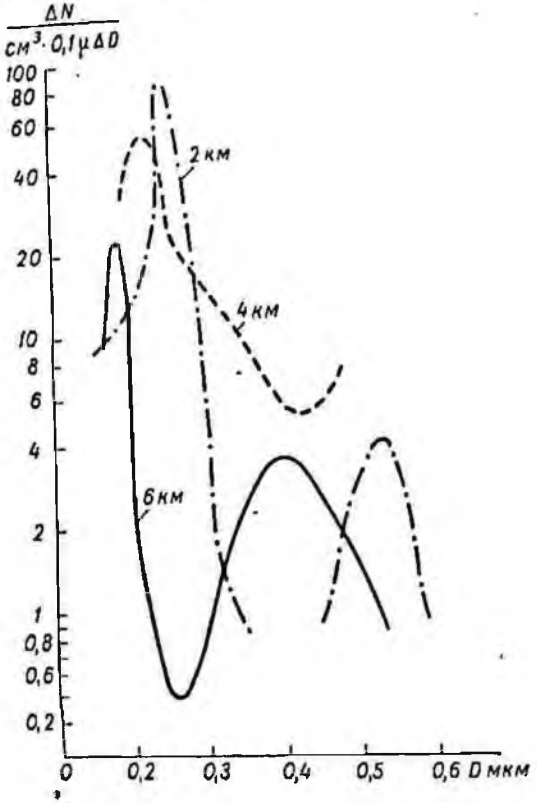


Рис. 1.11. Распределение аэрозоля по размерам на различных высотах, по Фенну [4].

Спектр аэрозольных частиц меняется с высотой. Немногочисленные экспериментальные данные, полученные в тропосфере, довольно разноречивы (рис. 1.11). В нижней стратосфере (в слое Юнге), вероятно, происходит изменение спектра аэрозоля, увеличение доли крупнодисперсной фракции. Выше слоя Юнге снова наблюдается уменьшение доли крупнодисперсной фракции, где показатель степени β между 4 и 5. Такое распределение наблюдалось в ракетных пробах, взятых в зоне серебристых облаков.

4.3. Источники аэрозоля и механизмы его распределения в атмосфере

Решить задачу о вертикальном распределении аэрозоля в атмосфере Земли можно только, зная источники аэрозоля и процессы, регулирующие его распределение в атмосфере. Основные источники аэрозоля в атмосфере следующие:

1) космическая пыль и продукты сгорания метеоритов, 2) вулканическая пыль, забрасываемая при извержениях в нижнюю стратосферу, 3) аэрозоли фотохимического происхождения, 4) аэрозоли естественного, наземного и морского происхождения, 5) аэрозоли искусственного происхождения (промышленная пыль, продукты сгорания).

Первые два источника играют роль лишь в стратосфере и, может быть, в верхней тропосфере; последние два — только в тропосфере. Основные процессы распределения аэрозоля в атмосфере: 1) турбулентная диффузия аэрозольных частиц, 2) оседание аэрозольных частиц, 3) коагуляция, 4) конденсация водяного пара на аэрозольных частицах, 5) конвективный перенос аэрозоля, 6) вымывание аэрозоля.

В общем виде уравнение, описывающее распределение атмосферного аэрозоля, не решается, однако возможно упростить задачу, разбив атмосферу на зоны, в которых действием некоторых механизмов распределения можно пренебречь:

1) зона торможения космической пыли (200—100 км),

2) зона возможной конденсации водяного пара на частицах космического происхождения (100—75 км),

3) зона достаточно быстрого оседания частиц (75—30 км),

4) зона возможной конденсации водяного пара на частицах космического, вулканического и фотохимического происхождения, адвективного переноса аэрозоля в полярные области (30—15 км); при длительном пребывании частиц в нижней части зоны возможен коагуляционный рост частиц.

5) зона диффузионного вымывания частиц (15—9 км),

6) зона конденсационного вымывания частиц и конвективного выноса частиц земного происхождения 9—5 км,

7) ниже 5 км распределение аэрозоля определяют конвекция, конденсация, коагуляция и наземные источники.

4.4. Аэрозольные модели

Из-за большого числа факторов, определяющих распределение аэрозоля в атмосфере, до настоящего времени еще не установлены закономерности вертикального распределения атмосферного аэрозоля. Предложенная Л. Элтерманом в 1964 г. [23] аэрозольная модель дает сильно заниженные значения счет-

Таблица 1.9

Вертикальное распределение аэрозоля в атмосфере [4]

z км	Концентрация частиц, N см$^{-3}$		α км$^{-1}$ ($\lambda = 5000$ Å)	
	ядра Айткена	$2r \geq 0{,}1$ мкм	$\alpha_{мин}$	$\alpha_{средн}$
0—1	$2 \cdot 10^4$	$1{,}5 \cdot 10^2$	—	0,12
1—2	$3 \cdot 10^3$	80	—	$6 \cdot 10^{-2}$
2—3	$1 \cdot 10^3$	27	—	3
3—4	$5 \cdot 10^2$	20	—	1,8
4—5	3	15	—	$7 \cdot 10^{-3}$
5—6	3	3,1	—	3
6—7	2,5	2,1	—	5
7—8	2,5	1,2	—	1,2
8—9	2,5	1,0	—	1,0
9—10	2,3	2,6	$1{,}1 \cdot 10^{-3}$	2,0
10—11	2,0	0,6	$2 \cdot 10^{-5}$	1,1
11—12	1,2	0,18	1,9	$9{,}5 \cdot 10^{-4}$
12—13	$7 \cdot 10^1$	0,15	2,0	8,5
13—14	2	0,15	2,1	7,5
14—15	1	0,20	3,2	7,5
15—16	$8 \cdot 10^0$	0,27	5,1	1,05
16—17	3	0,3	0,1	1,35
17—18	1	0,35	6,6	$2 \cdot 10^{-3}$
18—19	$8 \cdot 10^{-1}$	0,45	7,4	2
19—20	7	0,42	7,3	1
20—21	7	0,4	7,0	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$
21—22	6,5	0,12	6,7	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$
22—23	6	$2{,}2 \cdot 10^{-1}$	6,4	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$
23—24	6	4,5	4,6	5,0
24—25	6	4,5	2,8	5,0
25—26	0,5	$2{,}0 \cdot 10^{-1}$	$2{,}3 \cdot 10^{-5}$	$4{,}0 \cdot 10^{-5}$
26—27	0,4	$4 \cdot 10^{-2}$	2,0	4,0
27—28	0,3	3,6	1,8	4,0
28—29	0,3	3,6	1,7	4,0
29—30	0,3	3,6	1,6	4,0
30—35	0	$5{,}0 \cdot 10^{-1}$	$1{,}0 \cdot 10^{-6}$	5,5
35—40	—	1,0	0	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$
40—45	—	$6{,}8 \cdot 10^{-2}$	0	$7{,}8 \cdot 10^{-5}$
45—50	—	5,4	0	6,0
50—55	—	5,4	—	6,0
55—60	—	3,6	—	4,0
60—65	—	2,2	—	2,5
65—70	—	1,8	—	2,0
70—75	—	$2{,}2 \cdot 10^{-2}$	—	2,5
75—80	—	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	—	$5{,}0 \cdot 10^{-6}$
80—90	—	2,4	—	2,7
90—100	—	$7{,}2 \cdot 10^{-4}$	—	$8 \cdot 10^{-7}$

ной концентрации и объемного коэффициента аэрозольного ослабления радиации для высот больше 10 км. Расхождение в аэрозольной оптической плотности между моделью Л. Элтермана (полученной в первую очередь на основе экспериментальных данных Х. Юнге) и осредненными экспериментальными данными оптических измерений достигает двух порядков. Обработка большинства имеющихся в настоящее время экспериментальных данных позволила получить наиболее характерные, на

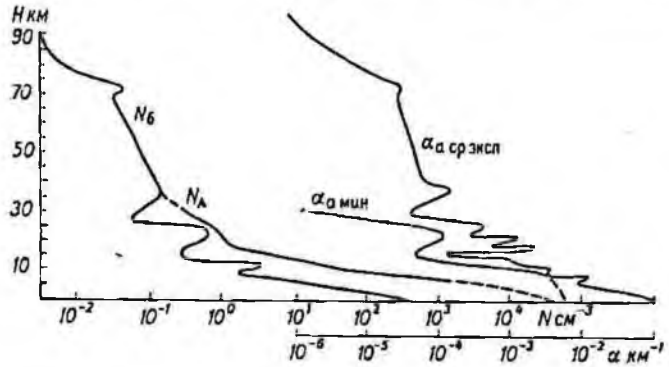


Рис. 1.12. Вертикальный профиль концентрации аэрозоля (больших ядер N_6 и ядер Айткена N_A) и коэффициента ослабления [4].

наш взгляд, вертикальные профили атмосферного аэрозоля. Эти профили представлены в табл. 1.10 и на рис. 1.12.

Следует также отметить, что Л. Элтерман при построении модели исходил из распределения аэрозольных частиц по размеру Х. Юнге с показателем степени $\beta=4$. Однако оптические измерения коэффициента аэрозольного ослабления на высотах больше 6—8 км показывают почти нейтральный ход коэффициента ослабления радиации по спектру в области длин волн 0,4—1 мкм, а это означает, что либо в распределении Х. Юнге показатель степени $\beta=3$, либо распределение частиц по размерам имеет более сложный характер.

ГЛАВА 2

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ

В качестве характеристик поля излучения в физике атмосферы и астрофизике приняты интенсивность J_ν и поток F_ν излучения (в фотометрии — яркость B_ν и освещенность E_ν соответственно). При распространении излучения в среде, в частности в атмосфере, происходит взаимодействие его со средой. Для описания процесса взаимодействия используют коэффициент поглощения и рассеяния и индикатрису рассеяния. Различают: 1) *объемный коэффициент поглощения* (рассеяния) k_ν, α_ν, рассчитанный на единицу длины пути единичного сечения; 2) *массовый коэффициент поглощения* (рассеяния) $k(m)$, $\alpha(m)$, рассчитанный на единицу массы вещества в столбе единичного сечения; 3) *коэффициент поглощения* (рассеяния), отнесенный к 1 см атмосферы или отдельной компоненты, приведенный к нормальному давлению и температуре; 4) *молекулярный коэффициент поглощения* (рассеяния), отнесенный к числу молекул в единице объема, иногда его называют поперечным сечением молекулы и обозначают через $k_\nu(\mu)$.

Таблица 2.1

Размерности и переходные множители для коэффициентов ослабления [5]

	Объемный коэффициент ослабления k_ν см$^{-1}$	Массовый коэффициент ослабления $k_\nu(m)$ г$^{-1}$ · см^2	Молекулярный коэффициент ослабления $k_\nu(\mu)$ см^2
k_ν	1	ρ^{-1}	n^{-1}
$k_\nu(m)$	ρ	1	m
$k_\nu(\mu)$	n	m^{-1}	1

Примечание. ρ — плотность поглощающего газа (г/см^3); n — число молекул в единице объема (см$^{-3}$); m — масса молекулы в граммах.

В табл. 2.1 представлены размерности и переходные множители для коэффициентов ослабления. Сумму коэффициентов поглощения и рассеяния иногда называют коэффициентом ослабления.

Индикатриса рассеяния $\varkappa(\gamma)$, показывающая долю излучения, рассеянного под некоторым углом к падающему, является безразмерной величиной.

§ 1. КОЭФФИЦИЕНТЫ ПОГЛОЩЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ГАЗОВ В ВИДИМОЙ И УЛЬТРАФИОЛЕТОВОЙ ОБЛАСТЯХ СПЕКТРА

Спектры поглощения газов в ультрафиолетовой (УФ), видимой и инфракрасной (ИК) областях существенно отличаются друг от друга, что обусловлено их разной природой. Различается также методика расчета величины поглощения. Если в УФ и видимой областях для расчета поглощения во многих случаях можно использовать закон Бугера

$$J_\nu = J_{0\nu} e^{-k_\nu u}, \qquad (2.1)$$

где $J_{0\nu}$ — интенсивность излучения, падающего на поглощающую среду, J_ν — интенсивность излучения, прошедшего через поглощающую среду, u — содержание поглощающего газа на пути луча (размерность зависит от выбранного коэффициента поглощения), то расчет поглощения в ИК области более сложен. Поэтому целесообразно рассмотреть эти области спектра раздельно.

Для определения величины поглощения по формуле (2.1) достаточно знать коэффициент поглощения k_ν или $k_\nu(\mu)$ для разных длин волн. Поэтому в качестве оптических характеристик приведем значения k_ν для разных газов. Так как для решения ряда задач физики верхней атмосферы необходимо знать и коэффициент ионизации k_i, то здесь будут также даны значения k_i или величины эффективности ионизации $\zeta = k_i/k(\mu)$. Отметим, что использование формулы (2.1) для расчета поглощения не совсем оправдано, так как во многих случаях спектр имеет резко выраженную тонкую структуру. Все данные для k были получены на основе формулы (2.1), поэтому результаты разных авторов обычно расходятся, если измерения проводились аппаратурой с разной разрешающей способностью.

1.1. Кислород O_2

Основное состояние молекулы $^3\Sigma_g^-$. Спектр O_2 в ультрафиолетовой области начинается с 2600 Å. Ниже 2420 Å возникает слабый континуум Герцберга, обусловленный диссоциацией

молекулы на $O^{16}(^3P)+O^{16}(^3P)$ с молекулярным коэффициентом поглощения порядка $10^{-23}-10^{-24}$ см^2.

Спектральная область 2000—1750 А. В ней находятся полосы Шумана—Рунге, обусловленные переходом $^3\Sigma_g^- \rightarrow {}^3\Sigma_u^-$. Коэффициенты поглощения приведены на рис. 2.1 [48].

Спектральная область 1750—1250 А. В этой области находится континуум Шумана—Рунге, обусловленный фотоионизацией O_2 $(^3\Sigma_g^-) \rightarrow O^{16}(^3P)+O^{16}(^1Д)$. Верхний предел континуума, определенный из сходимости полос Шумана—Рунге,

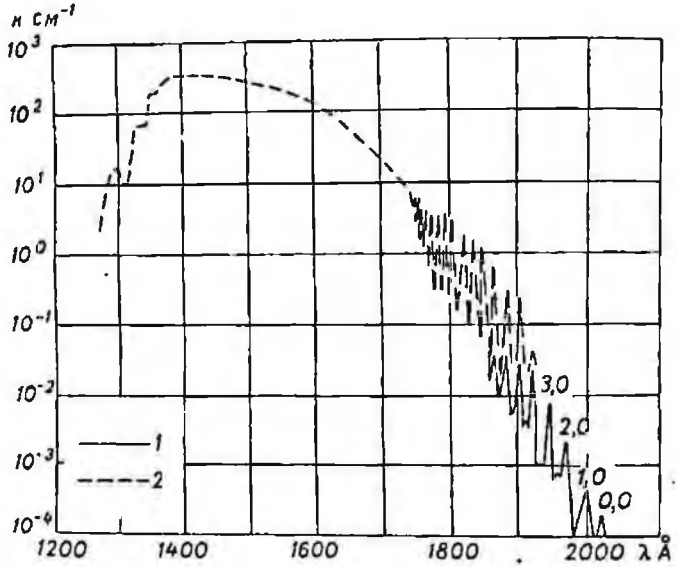


Рис. 2.1. Коэффициент поглощения O_2.

1 — по данным [48], *2* — по данным [10]

иногда полагается равным 1759 А [32]. В табл. 2.2 приведены значения коэффициента поглощения, взятые из работ [32, 40]. В последнем столбце табл. 2.2 даны значения средней квадратичной ошибки из работы [32]. Вероятно, эти ошибки значительно завышены, что подтверждается сравнениями результатов [32] и [40]. Значения средней квадратической ошибки, полученные в [40], с точностью 1—5% совпадают с данными Ватанабе [10].

Спектральная область 1250—1050 А. В этой области наблюдаемый спектр полностью не проанализирован. Вероятно, большая часть наиболее сильных спектральных полос является членами серий Ридберга, сходящимися к первому ионизационному потенциалу, который равен 12,063±0,001 эв (1027,8±0,1 А) [32]. В табл. 2.3 приведены значения коэффициента поглощения

Коэффициенты поглощения O_2 при нормальных условиях ($см^{-1}$) и коэффициенты молекулярного поглощения ($см^2$) континуума Шумана—Рунге [32, 40]

λ Å	k $см^{-1}$		k (μ)·10^{-18}	Ошибка %	λ Å	k $см^{-1}$		k (μ)·10^{-18}	Ошибка %
1272	1,4		0,05	36	1610	114		4,2	8
1287	13,0		0,48	30	1613		3,82		
1295	12,7		0,47	28	1623,5		3,28		
1300	10,9		0,41	23	1625	100		3,7	6
1310	11,0		0,41	13	1633,5		2,78		
1317	19,7		0,73	18	1640	68,9		2,6	
1325	32,0		1,2	14	1644		2,33		
1332	55,1		2,1	12	1654		1,96		
1340	53,4		2,0	11	1655	56,5			
1347	83,6		3,1	5	1663		1,67	2,1	12
1355	181		6,7	4	1670	41,6		1,55	10
1367	213		7,9	4	1671		1,44		
1370	186		6,9	—	1682		1,18		
1377	335		12,5	6	1685	35,1		1,3	9
1385	309		11,5	1	1689		1,02		
1400	329		12,2	1	1700	25,9		0,96	13
1415	339		12,6	1	1702		0,790		13
1430	366		13,6	5	1712		0,639		
1445	382		14,2	5	1715	14,5		0,54	5
1457	368		13,7	8	1722		0,510		
1475	324		12,1	2	1730	10,6		0,39	13
1490	312		11,6	2	1732		0,403		
1505	310		11,5	5	1742		0,321		
1520	261		9,7	4	1745	6,5		0,24	13
1535	257		9,6	8	1750		0,240		
1565	190		7,1	1	1755		0,110		
1580	170		6,3	4	1760		0,057		
1591		5,05			1770		0,015		
1595	138		5,1	10	1780		0,004		
1602		4,47			1790		0,001		

для минимумов в семи глубоких окнах. При λ=1215,7 Å расположена линия L_α, молекулярный коэффициент которой, по данным разных авторов, лежит в пределах $1 \cdot 10^{-20}$—$8{,}5 \cdot 10^{-21}$ $см^2$.

Спектральная область короче 1050 Å. Спектр поглощения в этой области состоит из полос, накладывающихся на континуум. При λ < 700 Å наблюдается только континуум. Многие из полос довольно широкие, и коэффициент поглощения в них не зависит от давления.

В области 1000—680 Å находятся полосы Хопфилда, некоторые из них относятся к колебательным прогрессиям, некоторые — к ридберговским сериям, сходящимся к высшим электронным состояниям иона O_2^+. В этой области могут иметь место и процессы диссоциации.

От 860 до 770 Å спектр имеет сложную структуру, что, вероятно, обусловлено перекрыванием верхнего электронного состояния O_2 с основным состоянием иона O_2^+ ($X^2\Pi_g$).

Таблица 2.3

Коэффициент поглощения O_2 в семи окнах спектра [10]

Фотоэлектрический метод		Фотографический метод	
λ Å	k $см^{-1}$	λ Å	k $см^{-1}$
1217,3	0,60	1217,2	0,55
1216,5	0,40	1216,2	0,43
1215,7*	0,27	1215,7	0,23
1215,0	0,50	1215,0	0,64
1214,8	0,70	1214,6	0,40
1188,9	0,64	1188,8	0,48
1188,3	0,39	1188,6	0,38
1187,8	0,25	1187,5	0,43
1187,1*	0,18	1187,0	0,35
1186,6	0,35	1186,6	0,38
1167,2	0,35	1167,3	0,30
1166,8*	0,27	1167,0	0,28
1166,1	0,52	1166,3	0,55
1157,4	0,60	1157,5	0,50
1157,0*	0,51	—	—
1145,3	0,70	1145,2	0,56
1144,3	0,65	1143,8	0,30
1143,0	0,33	1143,0	0,43
1142,8*	0,26	—	—
1126,9*	0,53	—	—
1110,5	0,48	1110,2	0,31
1109,9	0,35	1110,0	0,43
1108,9	0,25	1109,2	0,32
1108,3*	0,11	1108,5	0,44
1107,8	0,32	—	—

Примечание. Звездочкой (*) обозначено приблизительное положение минимума поглощения.

Небольшой континуум ниже 740 Å обусловлен или ионизацией O_2^+ ($A^2\Pi$), или диссоциативным ионизационным процессом. Полосы, расположенные ниже 736,8 Å, можно рассматривать как члены серий Ридберга, сходящиеся к (0—0), (1—0) и (2—0) колебательным уровням O_2^+ ($b^4\Sigma_g^-$) (4-й потенциал ионизации 18,17 эв (682,3 Å). Спектр поглощения в данной спектральной области можно представить в виде пяти групп полос и пяти континуумов.

Группы полос: 1) до 850 Å, 2) 850—770 Å, 3) 770—740 Å, 4) 740—683 Å и 5) 683—580 Å.

Континуумы: 1 — обрывается около 842,2 Å, где коэффициент поглощения максимален, $k=350$ см$^{-1}$; 2 — около 809,5 Å, $k=300$ см$^{-1}$; 3 — около 760 Å, $k=575$ см$^{-1}$; 4 — около 724,8 Å, $k=740$ см$^{-1}$; 5 — около 635 Å, без полос.

Коэффициенты поглощения и коэффициенты ионизации приведены в работе [25]. Особый интерес представляют значения коэффициентов поглощения для главных линий излучения

Таблица 2.4

Молекулярный коэффициент поглощения $k(\mu)$ и эффективность ионизации ζ O_2 основными линиями солнечного спектра [47]

λ Å	$k(\mu)\cdot10^{-18}$ см^2	ζ %	λ Å	$k(\mu)\cdot10^{-18}$ см^2	ζ %	λ Å	$k(\mu)\cdot10^{-18}$ см^2	ζ %
303,781	16,6[1]	100	617,033	—	—	790,103	—	—
				24,4	97		27,7	37
429,918O II[3]	—	—	617,051			790,203	—	—
430,041O II	17,8[1]	100	624,617	25,3	93	832,754	—	—
430,177	—	—	625,130	24,6	96	832,927	26,3[1]	38
434,975	20,9	100	625,852	30,3	96	833,326	—	—
498,491	23,0	100	629,732	30,0	97	833,742	13,0[1]	39
507,391	—	—	684,896	26,4	100	834,462	10,6[1]	38
	23,1	97	—	—	—	—	—	—
507,683	—	—	685,513	—	—	835,096	—	—
				18,4	100			
508,182	23,7	97	685,816			835,292	9,93	37
519,610	25,2	100	686,335	22,1	100	904	10,6	
522,208	20,9	99	702,3	24,2		921,982	5,50	79
525,795	24,5	97	703,8	32,0		922,507	6,36	84
537,027	21,2	98	758,677	18,3	57	923,045		
							10,1	88
553,328	26,2	93	759,440	17,2	53	923,211		
554,074	25,5	97	760,229	28,5	49	923,669	9,15	90
554,514	26,4	97	760,445			924,274	17,8	83
555,262	26,0	97	761,130	20,3	51	930,7	27,1	
584,331	23,2	98	762,001	20,3	50	937,8	5,02	
599,598	28,4	97	764,357	17,8	60	972,537	32,0	83
608,395	24,1	94	765,140	22,9	54	977,026	3,98	
609,705			770,4	22,1		989,790	1,38	69
609,829	26,6	94	774,522	14,2	63	991,514		
							1,75	69
610,043			779,821			991,573		
				27,3	33			
610,746			779,905			1025,722	1,52	64
	28,4	96						
610,850			780,3	31,4		1031,912	1,04	1[2]
616,933	24,4	97	787,710	24,0	54	1037,613	0,78	0,1[2]

[1] Ошибка ±10%.
[2] Ошибка ±50%.
[3] OII — коэффициент поглощения иона кислорода O_2^{++}.

Солнца, приведенные в табл. 2.4 [47]. Погрешность измерений, кроме оговоренных случаев, составляет 5%.

Ошибка определения коэффициента ионизации в области 650—900 Å составляет 15%, вне ее — 20%; спектральное разрешение составляло 0,5 Å.

Молекулярный коэффициент поглощения линии L_α ($\lambda = 1025{,}7$ Å) по данным [47] равен $1{,}82 \cdot 10^{-18}$ см^2, а по данным [10] и [52] соответственно $1{,}55 \cdot 10^{-18}$ и $1{,}59 \cdot 10^{-18}$ см^2.

1.2. Молекулярный азот N_2

Основное состояние молекулы $N_2 X^3\Sigma_g^+$. Ультрафиолетовая область спектра поглощения начинается с 1450 Å (полоса 0—0, принадлежащая системе полос Лаймана—Берджа—Хопфилда). Спектр в основном состоит из резких полос, поэтому имеющиеся данные для N_2 менее надежны, чем для O_2, так как при измерении азота необходимы спектральные приборы с высоким разрешением.

Спектральная область 3000—1450 Å. Поглощение практически отсутствует.

Спектральная область 1450—1000 Å [10]. Спектр поглощения состоит в основном из полос Лаймана—Берджа—Хопфилда. Эти узкие полосы были отождествлены с электронными переходами вплоть до полосы 0—14 при 1114,2 Å, но при $\lambda < 1123$ Å они перекрываются полосами Танаки. Данные по коэффициентам поглощения полуколичественные, так как они получены при использовании приборов с низким разрешением. В максимумах наиболее сильных полос Лаймана—Берджа—Хопфилда $k(\mu) \approx 10^{-20}$ см^2, в максимумах других полос $k(\mu) \approx 10^{-21}$ см^2. В минимумах полос $k(\mu) \approx 6 \cdot 10^{-23} \div 3 \cdot 10^{-22}$ см^2; для N_2 в линии L_α ($\lambda = 1215{,}6$ Å) $k(\mu) = 6 \cdot 10^{-23}$ см^2 и в линии L_β ($\lambda = 1025{,}7$ Å) $k(\mu) = 1{,}1 \cdot 10^{-20} \div 3{,}7 \cdot 10^{-21}$ см^2. Континуум диссоциации у N_2 отсутствует. Однако атомы азота могут появляться в результате диссоциативной рекомбинации иона молекулярного азота с электроном в результате ионно-нейтральных реакций, а также в результате предиссоциации N_2 (1150—1250 Å).

Спектральная область 1000—600 Å. В этой области спектр состоит из множества узких близко расположенных полос поглощения, исчезающих около 750 Å, широких предионизационных полос Хопфилда, ридберговских серий около 670 Å и гладкого ионизационного континуума в более коротковолновой области. При $\lambda < 820$ Å на полосы накладывается сильный ионизационный континуум, который быстро уменьшается с увеличением длины волны. Под воздействием падающего излучения с $\lambda = 661$ Å N_2 сильно флюоресцирует. Полосы поглощения в об-

ласти 1050—820 Å принадлежат к колебательным прогрессиям, обозначенным Уорли: *i*, *j*, *k*, *l*, *m*, *n*, *o*, *p*, *q*, *h*, *r*, *s*, *t* и *v*. Кроме того, имеются восемь полос Уорли—Дженкинса серий Ридберга, сходящихся к основному состоянию иона N_2^+ ($X^2\Pi_u$) при 796 Å. Наблюдается также несколько членов серий Ридберга, сходящихся к первым четырем колебательным уровням N_2^+ ($A^2\Pi_u$) при длинах волн 742,7; 732,1; 722,4 и 703,9 Å, которые впервые наблюдали Уорли, Огава и Танаки.

Таблица 25

Коэффициенты молекулярного поглощения и эффективность ионизации N_2 основными линиями солнечного спектра [47]. Точность измерений ±5%

λ Å	$\frac{k(\mu)\cdot 10^{-18}}{см^2}$	ε %	λ Å	$\frac{k(\mu)\cdot 10^{-18}}{см^2}$	ε %	λ Å	$\frac{k_{ион}\cdot 10^{-18}}{см^2}$	ε %
303,781	12,1[1]	100		23,7	98		22,7	45
429,918			617,051			790,203		
430,041			624,617	24,0	97	832,754		
	21,0[1]	100	625,130	23,9	97	832,927		0
430,177			625,852	24,0	98	833,326		
434,975	23,7	100	629,732	24,2	97	833,742		0
498,491	24,2	100	684,996	24,3	95	834,462		0
507,391			685,513			835,096		
	24,3	100		24,9	95			0
507,683			685,816			835,292		
508,182	22,2	100	686,335	24,1	95	904	6,3	
519,610	25,8	98	702,3	25,6		921,982		0
522,208	23,6	97	703,8	25,6		922,507		0
525,795	26,2	98	758,677	23,9	75	923,045		0
537,024	25,2	97	759,440	11,6	86	923,211		0
553,328	24,9	96	760,229			923,669		0
554,074	25,3	93		19,8	57	924,274		0
554,514	24,6	93	760,445			930,7	4,8	
555,262	24,8	95	761,130	40,1	55	937,8	10,4	
584,331	23,1	100	762,001	27,8	46	949,7	5,2	
597,818	23,4	97	763,340	27,3	80	972,537		0
599,598	23,4	95	764,357	13,5[1]	69	977,026	0,082	0
608,395	23,4	100	765,140	85,4	77	989,790	0,167	0
609,705			770,4	15,3		991,514		
609,829	23,7	100	774,522	34,0	40		0,074	0
610,043			779,821			991,570		
610,746				12,8	65	1025,722	0,010	0
	23,3	99	779,905			1031,912	0,00074	0
610,850			780,3	18,6		1037,613	0,00074	0
616,933	23,7	98	787,710	24,0	54			
617,033			790,103					

[1] Ошибка ±10%.

В области 725—650 Å наблюдается пять членов Хопфилда серий Ридберга N_2 $(X\,^1\Sigma_g^+) \rightarrow N_2^+$ $(B\,^2\Sigma_u^+)$. В области длин волн меньше 650 Å наблюдается чистый континуум. Спектр, обусловленный фотоионизацией, показывает, что ионы появляются при λ=795,8 Å, образуя полосу, начинающуюся с λ=795 Å. Вследствие диссоциации N_2 на атомы N, находящиеся в основном в возбужденном состоянии, возникает слабый континуум в области 1050—800 Å. Первый сильный континуум возникает при λ=831,5 Å, коэффициент поглощения равен 8,1 $см^{-1}$, при λ=752 Å он достигает значения 421 $см^{-1}$. Максимальное значение коэффициента поглощения второго континуума равно 620 $см^{-1}$ при λ=715,3 Å, а третьего — 780 $см^{-1}$ при λ=620 Å.

В области длин волн 907; 856,7 и 843,5 Å наблюдаются слабые континуумы с коэффициентами поглощения 16,6; 41 и 30 $см^{-1}$ соответственно. Они перекрываются сильными полосами поглощения. Вероятно, имеется континуум при λ=970 Å с k=5 $см^{-1}$. Значения коэффициентов поглощения приведены в работе [25]. Результаты, полученные в работе [38], не приводятся. Несмотря на высокую точность расчетов в [25] и [38] (10—15%), коэффициенты поглощения в максимумах и минимумах, по данным этих работ, существенно различаются. По-видимому, требуются приборы с еще более высоким разрешением, чтобы получить достаточно надежные данные.

В табл. 2.5 представлены коэффициенты поглощения и ионизации в области 1040—300 Å для основных линий излучения Солнца [52].

1.3. Окись азота NO

Основное состояние молекулы NO $X^2\Pi$. Величина энергии диссоциации равна 6,49 эв. Первый потенциал ионизации равен

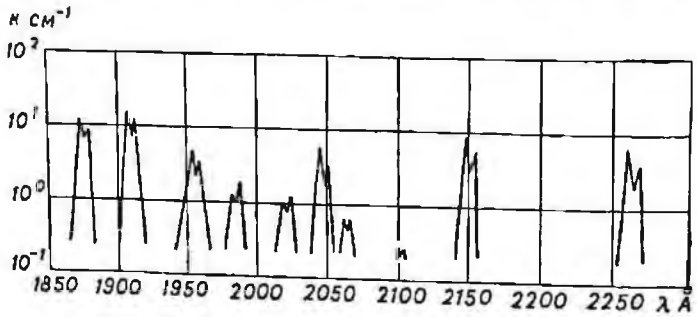


Рис. 2.2. Коэффициент поглощения NO [48].

9,25 эв (λ=1340 Å). Так как спектр NO имеет сложную структуру, он исследован меньше, чем спектры N_2 и O_2, хотя число из-

мерений достаточно велико [10]. Подробный анализ спектра выполнен в [10].

Спектральная область 2300—1500 Å. Данные полуколичественные. Более точные данные в области 2300—1850 Å приведены на рис. 2.2 [48].

Спектральная область 1500—1050 Å. Данные о коэффициентах поглощения и ионизации приведены в работе [51]. Величина молекулярного коэффициента ионизации k_i в области линий L_α (λ=1216 Å) имеет большое значение для теории образования слоя D. Считают [10], что в этой области k_i= =2,02 · 10^{-18} см^2.

Спектральная область 1000—200 Å. Полученные в последнее время коэффициенты поглощения и фотоионизации в области спектра 1350—580 Å приведены в работе [51].

1.4. Озон O_3

Потенциал ионизации 12,8 эв. Спектр поглощения озона в видимой и ультрафиолетовой областях исследован многими авторами.

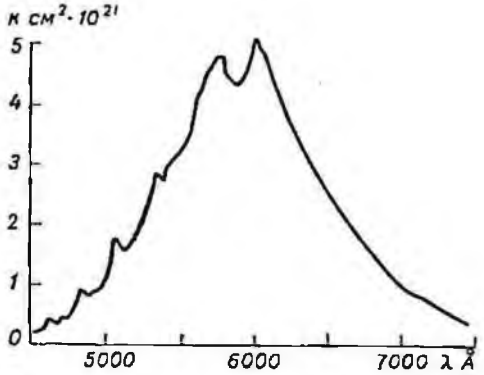


Рис. 2.3. Молекулярные коэффициенты поглощения озона в полосах Шаппюи при 18° С, по Вигру [6].

Спектральная область 7400—3400 Å. В этой спектральной области расположены полосы Шаппюи. Максимальный молекулярный коэффициент поглощения равен 5 · 10^{-21} см^2. Значения коэффициента поглощения приведены на рис. 2.3 [6]. В области спектра между 4500 и 3400 Å коэффициент поглощения очень мал, и требуется большой оптический путь, чтобы получить измеримую величину поглощения.

Спектральная область 3400—2400 Å. В этой области расположены полосы Хартли с максимальным коэффициентом поглощения при $\lambda = 2553$ Å, равными $1{,}08 \cdot 10^{-17}$ см^2. Полосы Хартли состоят из большого числа слабых полос, расстояние между которыми порядка 10 Å и которые накладываются на очень сильный континуум. Наиболее четко выражена структура в длинноволновой части полосы Хартли (полосы Хеггинса) в области 3400—3100 Å. Поглощение в полосах Хеггинса зависит от температуры и не зависит от давления. В табл. 2.6 [49] приведен коэффициент поглощения для области 3400—3100 Å. В области спектра 3000—2400 Å зависимость от температуры более слабая. В табл. 2.7 приведены значения коэффициента поглощения, полученные с большой точностью в [35]. Они согласуются с данными [41].

Таблица 2.6

Коэффициент поглощения озона в области спектра 3421—3037Å [49]

λ Å	k см$^{-1}$	λ Å	k см$^{-1}$	λ Å	k см$^{-1}$	λ Å	k см$^{-1}$
3037,0	2,76	3107,2	1,01	3242,0	0,162	3319,2	0,0549
3042,3	2,56	3109,5	1,04	3245,0	0,152	3321,2	0,0424
3043,6	2,49	3110,3	1,00	3248,0	0,224	3322,2	0,0456
3044,9	2,435	3112,0		3253,0	0,171	3324,3	0,0369
3046,2	2,37	3113,0	1,03	3255,0	0,185	3325,0	0,0410
3048,9	2,21	3119,7	0,858	3256,3	0,136	3328,0	0,0350
3051,0	2,06	3120,4	0,881	3258,2	0,147	3332,0	0,0500
3053,0	2,09	3121,2	0,818	3269,0	0,092	3334,0	0,0440
3059,0	1,97	3121,7	0,842	3272,0	0,121	3338,0	0,0770
3061,0	2,01	3124,5	0,784	3275,0	0,106	3345,0	0,0381
3066,0	1,90	3130,0		3269,0	0,092	3372,0	
3075,0		3167,0	0,450	3272,0	0,121	3377,4	0,0295
3077,0	1,62	3170,0	0,490	3275,0	0,106	3378,0	0,0318
3083,0	1,46	3173,0	0,450	3279,0	0,162	3382,4	0,0143
3085,0	1,48	3176,0	0,500	3292,0	0,061	3384,6	0,0182
3088,0	1,47	3177,7	0,426	3295,0	0,066	3385,6	0,0168
3089,9	1,41	3178,4	0,443	3299,0	0,056	3388,6	0,0124
3092,0	1,35	3181,8	0,359	3303,0	0,094	3391,0	0,0140
3094,7	1,225	3182,3	0,377	3309,0	0,078	3395,0	0,0229
3095,4	1,25	3185,0	0,334	3312,0	0,108	3398,0	0,0170
3098,0	1,16	3186,2	0,350	3303,0	0,0949	3401,0	0,0289
3100,0		3190,0		3309,0	0,0780	3408,4	0,0120
3104,5	1,04	3226,0	0,293	3312,0	0,108	3417,0	0,0378
3106,7	1,07	3239,0	0,140	3318,7	0,0530	3421,0	0,0090

Спектральная область 2200—1050 Å. В этой области, по-видимому, имеется непрерывное поглощение. Можно выделить несколько диффузных полос в области длин волн короче 1500 Å, которые, вероятно, являются членами серий Ридберга.

Молекулярный коэффициент поглощения представлен на рис. 2.4 [10]. В области линии $L_\alpha k(\mu) = 2{,}4 \cdot 10^{-17}$ см^2.

Таблица 2.7

Коэффициенты поглощения O_3 в ультрафиолетовой области спектра [35]

λ Å	k см$^{-1}$	$k(\mu) \cdot 10^{-19}$ см^2
2536,5	133,9	114,7
2893,6	17,2	14,7
2967,3	6,969	5,971
3021,5	3,340	2,860
3341,5	0,0498	0,0427
5769,6	0,0555	0,0476

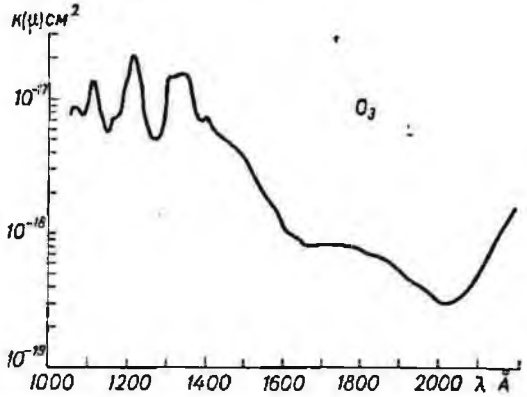


Рис. 2.4. Молекулярный коэффициент поглощения озона в области спектра 1050—2200 Å [10].

1.5. Водяной пар H_2O

Измерения коэффициентов поглощения водяного пара были выполнены рядом авторов [10]. Однако данные, полученные разными авторами, различаются. Вероятно, главным источником расхождений является неточность в определении содержания водяного пара, вызванная его адсорбцией на стенках кюветы.

Спектральная область 2000—1450 Å. Эта область состоит в основном из континуума, начинающегося около 2000 Å и имеющего максимум около 1650 Å. Зависимость молекулярного коэффициента поглощения от длины волны приведена на рис. 2.5 [48]. Полученные в этой работе результаты хорошо согласуются с более ранними данными, полученными Ватанабе [10].

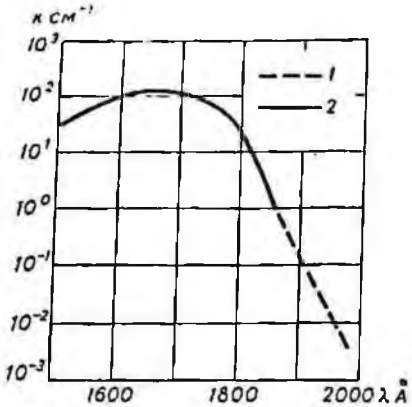


Рис. 2.5. Коэффициент поглощения H_2O [48].

1 — по данным [10], *2* — по данным [48].

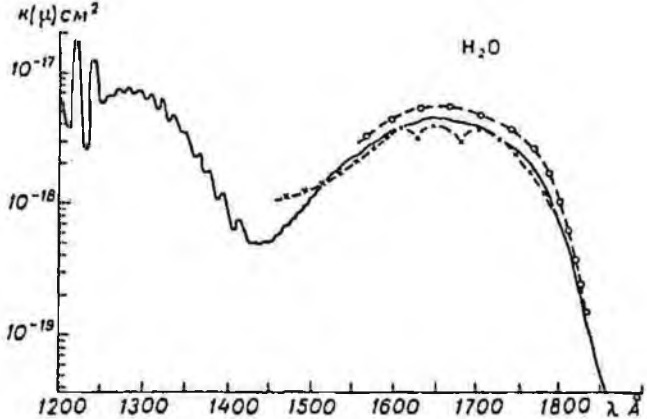


Рис. 2.6. Молекулярный коэффициент поглощения водяного пара в области 1200—1850 Å [10].

Спектральная область 1450—1050 А. Спектр состоит из полос поглощения, отождествляемых с членами серий Ридберга, наложенных на континуум. Континуум продолжается приблизительно до $\lambda = 1150$ А. Молекулярные коэффициенты погло-

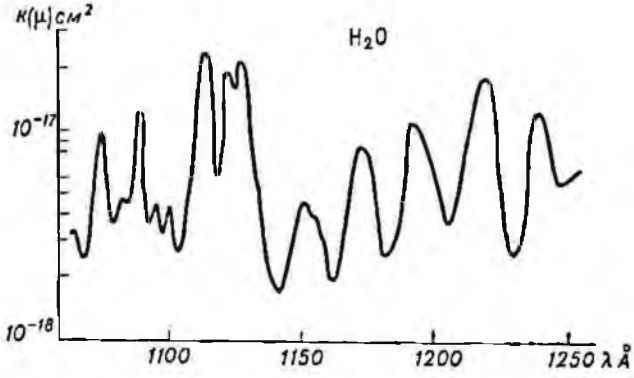


Рис. 2.7. Молекулярный коэффициент поглощения водяного пара в области спектра от 1050 до 1250 А [10].

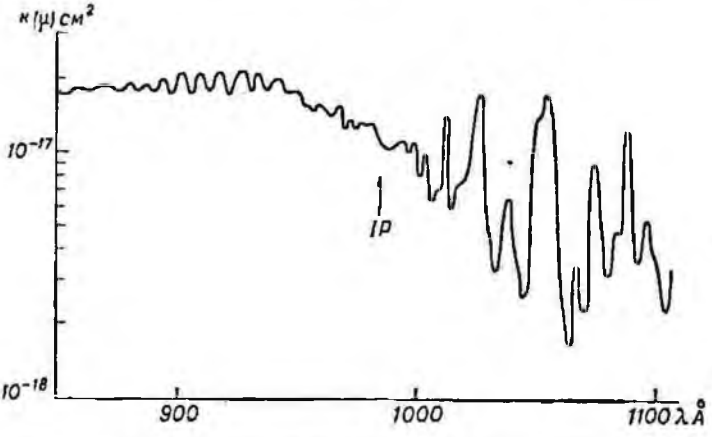


Рис. 2.8. Молекулярный коэффициент поглощения водяного пара в области спектра от 850 до 1100 А [10].

щения в этой области представлены на рис. 2.6 и 2.7 [10]. Молекулярный коэффициент поглощения в области линий L_α, по данным разных авторов, изменяется в пределах $1{,}34 \cdot 10^{-17} \div 1{,}45 \cdot 10^{-17}$ см².

Спектральная область короче 1050 А. Зависимость коэффициента от длины волны представлена на рис. 2.8 и 2.9 [10].

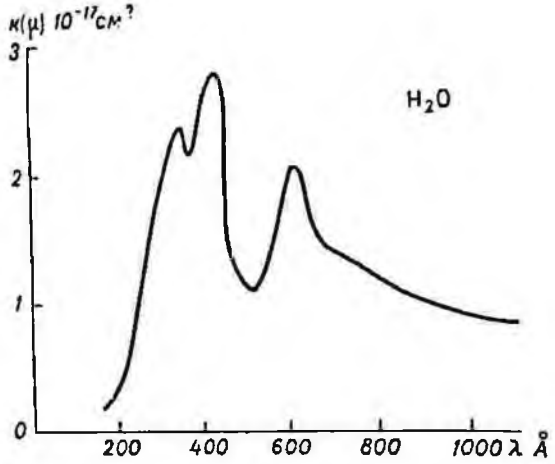


Рис. 2.9. Молекулярный коэффициент поглощения водяного пара в области спектра от 150 до 1100 Å [10].

1.6. Остальные газы

Поглощение в видимой и ультрафиолетовой областях спектра таких газов, как CO_2, CO, N_2O, NH_3 и др., в радиационных процессах атмосферы играет малую роль. Поэтому ограничимся

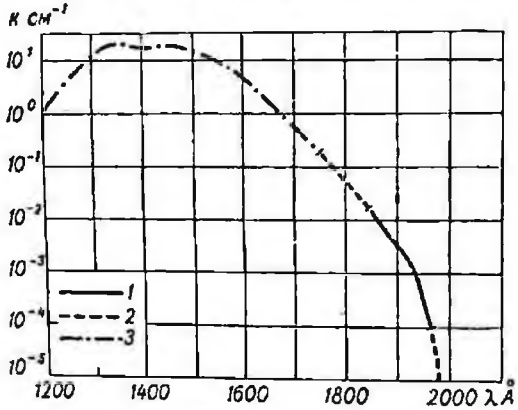


Рис. 2.10. Коэффициент поглощения CO_2.
1 — по данным [48], *2* — по результатам экстраполяции, *3* — по данным [10].

только имеющимися результатами для этих газов в области 4000—1850 Å. Коэффициенты поглощения приведены на рис. 2.10—2.13 [48].

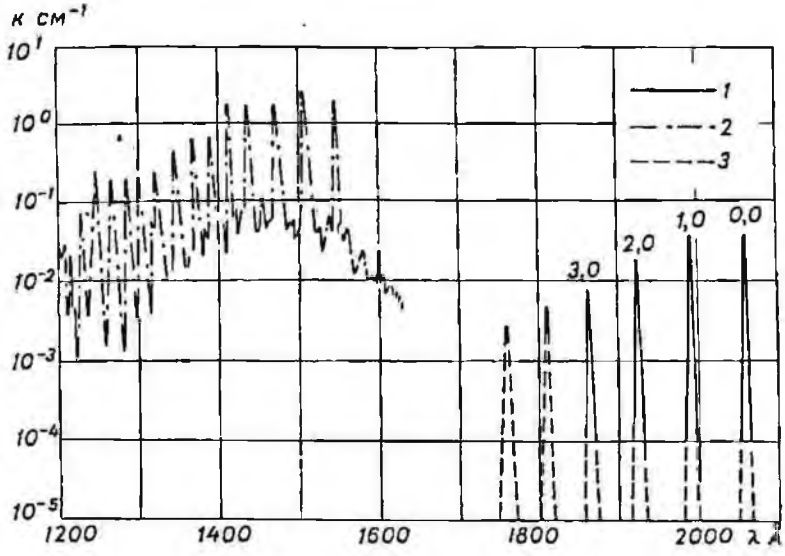


Рис. 2.11. Коэффициент поглощения CO.

1 — по данным [48], *2* — по данным [10], *3* — по результатам экстраполяции.

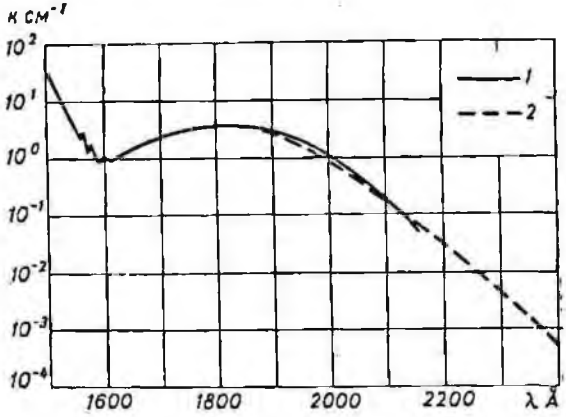


Рис. 2.12. Коэффициент поглощения N_2O.

1 — по данным [10], *2* — по данным [48].

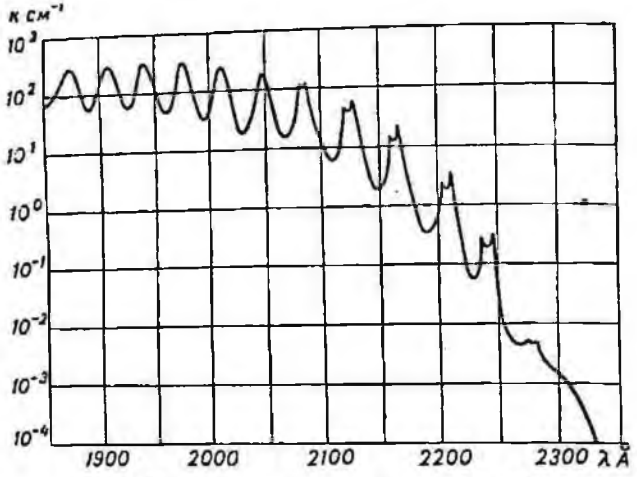


Рис. 2.13. Коэффициент поглощения NH_3 [48].

§ 2. ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНЫХ ГАЗОВ В ИНФРАКРАСНОЙ ОБЛАСТИ СПЕКТРА

Спектр поглощения молекул в инфракрасной и микроволновой областях, обусловленный колебательно-вращательными переходами, состоит из очень большого числа спектральных линий. Для расчета поглощения необходимо знать интенсивность S, полуширину γ и положение центра ν_0 спектральных линий. Тогда функция поглощения для спектрального интервала $\Delta\nu$ дается выражением

$$A = \frac{1}{\Delta\nu}\int_{\Delta\nu}\left\{1 - \exp\left[-u\sum_{i=1}^{n} S_i b(\nu, \nu_{0i}\gamma_i)\right]\right\}, \qquad (2.2)$$

где $b(\nu, \nu_0, \gamma)$ — контур спектральной линии.
Суммирование в показателе экспоненты проводится по всем линиям, дающим вклад в поглощение в интервале $\Delta\nu$.

Из-за отсутствия исчерпывающих данных об S, γ, ν_0 для расчета поглощения используют либо модели полос поглощения, либо эмпирические функции, установленные экспериментально. Известно [6, 12], что для модели Эльзассера функция поглощения имеет вид

$$A = \operatorname{sh}\beta\int_0^y \exp(-y\operatorname{ch}\beta) I_0(y)\,dy, \qquad (2.3)$$

где $y = \frac{S}{d}\frac{u}{\operatorname{sh}\beta}$, $\beta = \frac{2\pi\gamma}{d}$, d — среднее расстояние между линиями, $I_0(y)$ — функция Бесселя чисто мнимого аргумента нулевого порядка.

В предельных случаях вместо (2.3) используют:

$$A = 1 - \exp\left(-\frac{Su}{d}\right) \quad y \ll 1, \tag{2.4}$$

$$A = \Phi\left(\frac{1}{d}\sqrt{Su\pi}\right) \quad y \gg 1, \tag{2.5}$$

где $\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-x^2} dx$ — интеграл ошибок.

Для статистической модели функция поглощения имеет вид

$$A = 1 - \exp\left[-\frac{1}{\Delta\nu} \sum_{i=1}^{n} A_i\right], \tag{2.6}$$

где A_i — поглощение i-той изолированной линии, n — число линий.

Если задаться определенным распределением интенсивности спектральных линий, то вместо (2.6) имеем

$$A = 1 - \exp\left\{-xe^{-x/\beta}\left[I_0\left(\frac{x}{\beta}\right) + I_1\left(\frac{x}{\beta}\right)\right]\right\} \tag{2.7}$$

для случая линий равной интенсивности и

$$A = 1 - \exp\left\{-\frac{x}{\sqrt{1 + \frac{2x}{\beta}}}\right\} \tag{2.8}$$

для случая распределения интенсивности линий по экспоненте, где $x = \frac{Su}{d}$.

При $\frac{x}{\beta} \ll 1$ выражения (2.7) и (2.8) переходят в (2.4), при $\frac{x}{\beta} \gg 1$ вместо (2.7) имеем

$$A = 1 - \exp\left(-\sqrt{\frac{\beta x}{\pi}}\right), \tag{2.9}$$

а вместо (2.8)

$$A = 1 - \exp\left(-\sqrt{\frac{\beta x}{2}}\right). \tag{2.10}$$

В литературе имеются функции поглощения и для других видов распределения интенсивности линий [4]. Однако здесь мы их не приводим. Параметры $\frac{S}{d}$ и β в вышеприведенных выражениях определяются, как правило, экспериментально. Формулы (2.3), (2.7) и (2.8) справедливы только для узких спектральных интервалов.

В квазистатической модели аналитическое выражение для функции поглощения отсутствует.

Существующие эмпирические формулы дают возможность рассчитать поглощение для всей полосы поглощения или для узких спектральных участков. Для расчета поглощения, обусловленного всей полосой, часто используют эмпирические формулы Говарда—Бэрча—Вильямса:
случай слабого поглощения

$$\int A_\nu \, d\nu = c u^d p_{эф}^k, \tag{2.11}$$

случай сильного поглощения

$$\int A_\nu \, d\nu = C + D \log u + K \log p_{эф}, \tag{2.12}$$

где c, C, d, D, k, K — постоянные, $p_{эф}$ — эффективное давление в мм рт. ст., u — в осажденных сантиметрах для H_2O и в сантиметрах атмосферы для CO_2.

В узких спектральных интервалах пропускание часто определяется по формуле типа [5]

$$P = 1 - A = \exp\left[-\beta(\nu) u^m p_{эф}^n\right], \tag{2.13}$$

где m, n и $\beta(\nu)$ — параметры, определенные из эксперимента, $p_{эф} = p_a + B p_д$; p_a — давление постороннего газа, $p_д$ — давление поглощающего газа, B — коэффициент, равный 6 и 2 для H_2O и CO_2 соответственно. Для H_2O u берется в см, для CO_2 в атм · см, $p_{эф}$ — в атм.

2.1. Водяной пар

Существует большое количество работ, в которых экспериментальные данные представлены с помощью статистической модели для разного спектрального разрешения. Однако численные значения параметров, входящих в формулы (2.7) и (2.8), как правило, не приводятся, за исключением работы [29].

Пропускание в полосах водяного пара 1,87; 2,7; 6,3 и 15—40 мк рассчитывается также с помощью формулы (13). Параметры, входящие в эту формулу, приведены в табл. 2.8—2.11 [5]. В табл. 2.12 приведены параметры, входящие в формулы (2.11) и (2.12).

2.2. Углекислый газ

Для описания поглощения, обусловленного углекислым газом, обычно используют модель Эльзассера, т. е. формулу (3) или ее предельные выражения.

Расчет пропускания в полосах CO_2 2; 2,7; 4,3; 4,8; 9—12 и 15 мкм можно проводить также по формуле (2.13). Параметры расчета приведены в табл. 2.13—2.18 [5]. В табл. 2.19 приведены параметры, входящие в формулы (2.11) и (2.12), для расчета поглощения, обусловленного всей полосой.

Таблица 2.8

Полоса поглощения H_2O 1,87 мкм ($m=0,53$; $n=0,80$) [5]

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
4950	0,040	5210	2,83	5370	3,35	5520	1,81
5000	0,110	5220	3,27	5380	3,73	5530	1,53
5050	0,163	5230	3,57	5385	3,79	5540	1,26
5055	0,204	5240	3,35	5390	3,73	5550	1,17
5060	0,204	5250	3,84	5400	3,88	5560	0,910
5070	0,204	5255	4,04	5408	4,04	5570	0,661
5080	0,319	5260	3,74	5409	3,92	5580	0,551
5090	0,323	5270	3,00	5420	3,88	5590	0,388
5100	0,567	5280	2,51	5430	3,89	5600	0,388
5110	0,815	5290	2,62	5440	4,57	5610	0,359
5120	0,836	5300	2,39	5442	4,70	5620	0,286
5130	1,02	5305	2,37	5450	4,45	5630	0,245
5140	1,30	5310	2,52	5460	3,35	5640	0,204
5150	1,69	5320	3,06	5470	2,82	5650	0,114
5160	1,88	5330	4,29	5480	2,37	5660	0,130
5170	1,88	5340	5,81	5485	2,29	5670	0,130
5180	2,08	5350	5,23	5490	2,37	5680	0,114
5190	2,40	5360	3,53	5500	2,22	5690	0,098
5200	2,40	5364	3,33	5510	1,98	5700	0,0815
						5750	0,0408

Таблица 2.9

Полоса поглощения H_2O 2,7 мкм ($m=0,53$; $n=0,99$) [5]

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
3010	0,540	3140	0,350	3260	0,905	3403	1,120
3015	1,520	3145	0,350	3266	0,850	3408	0,508
3022	0,295	3150	0,175	3269	0,656	3410	0,685
3025	0,750	3155	0,327	3275	1,890	3418	2,450
3027	0,750	3160	0,078	3282	1,050	3425	0,980
3029	0,650	3170	0,500	3286	0,998	3430	1,300
3032	1,950	3175	0,305	3288	0,655	3435	1,040
3045	0,135	3180	1,050	3292	1,520	3442	2,580
3053	0,863	3185	0,610	3303	0,535	3452	0,815
3055	0,400	3190	1,050	3310	1,605	3463	3,360
3060	1,180	3193	0,490	3320	0,580	3470	2,200
3062	0,730	3203	1,505	3327	1,200	3474	2,900
3070	1,600	3207	0,345	3330	0,595	3478	2,300
3075	0,220	3210	1,088	3337	1,100	3482	4,130
3082	1,660	3212	2,088	3341	0,320	3485	3,750
3096	0,112	3215	1,410	3352	1,310	3490	3,630
3098	0,320	3220	1,300	3354	1,390	3495	2,660
3105	2,000	3223	1,540	3360	2,120	3500	7,900
3110	0,870	3225	0,765	3370	0,465	3507	5,700
3120	2,000	3230	1,370	3380	1,360	3510	5,500
3123	1,530	3240	0,980	3386	0,820	3516	3,380
3128	1,610	3245	1,330	3390	1,380	3523	9,600
3133	0,610	3250	0,430	3400	1,200	3534	3,900
3138	1,000	3257	1,240				

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
3537	4,400	3740	30,000	3920	7,600	4075	0,220
3540	4,570	3745	32,000	3923	7,300	4080	0,153
3545	10,300	3750	28,500	3930	4,300	4090	0,530
3550	7,850	3760	13,900	3935	4,500	4092	0,610
3556	6,280	3765	14,750	3945	5,300	4100	0,083
3566	14,200	3770	8,600	3951	3,350	4107	0,143
3574	7,800	3773	8,500	3956	3,300	4110	0,400
3580	8,400	3778	10,400	3960	1,140	4115	0,433
3590	17,800	3788	7,700	3970	3,150	4120	0,330
3597	14,700	3800	19,200	3975	1,660	4125	0,177
3600	16,600	3810	12,100	3980	1,450	4130	0,137
3605	14,700	3815	22,000	3984	1,600	4140	0,083
3615	24,000	3822	16,700	3988	1,450	4150	0,110
3620	18,200	3830	22,800	3990	1,040	4160	0,145
3626	21,500	3840	14,500	3997	0,833	4167	0,150
3635	10,900	3850	20,700	4000	1,350	4170	0,145
3645	22,500	3854	16,100	4005	1,323	4180	0,105
3650	21,000	3860	18,500	4008	1,270	4182	0,100
3663	9,650	3862	18,700	4010	1,230	4190	0,100
3673	21,800	3870	11,900	4018	0,810	4200	0,093
3680	12,300	3872	11,800	4027	0,440	4210	0,033
3688	20,100	3880	13,900	4035	0,950	4220	0,053
3695	11,900	3882	12,700	4040	0,290	4230	0,100
3710	20,750	3890	12,200	4045	0,440	4240	0,053
3715	17,150	3895	11,300	4052	0,187	4250	0,330
3724	22,100	3900	14,400	4060	0,600	4260	0,050
3729	21,300	3910	4,340	4065	0,620	4280	0,000
3732	28,500	3915	7,150	4070	0,480		

Таблица 2.10

Полоса поглощения H_2O 6,3 мкм ($m=0,5$; $n=0,86$) [5]

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
1210	0	1294	1,48	1400	7,52	1495	11,2
1220	0,43	1300	0,44	1402	5,06	1500	11;2
1225	0,14	1310	1,22	1410	2,87	1510	18,5
1230	0,466	1318	2,94	1415	5,25	1518	17,45
1234	0,0703	1320	2,82	1420	7,98	1525	20,9
1239	0,0703	1325	0,745	1430	5,06	1530	14,6
1245	0,488	1330	2,72	1435	6,74	1540	20,6
1252	0,25	1335	5,06	1445	3,34	1550	13,9
1255	0,179	1346	1,15	1450	7,86	1555	17,45
1260	0,25	1352	2,72	1456	12,8	1560	16,8
1265	0,90	1360	4,34	1460	12,0	1568	9,75
1270	0,82	1370	3,02	1468	7,53	1573	9,0
1274	2,20	1380	4,98	1475	11,9	1590	3,02
1280	0,98	1385	2,42	1480	8,46	1600	3,7
1285	0,30	1390	4,34	1485	6,03	1612	6,22
1287	0,70	1392	4,70	1490	8,45	1620	9,47

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
1630	8,46	1740	11,9	1840	4,1	1985	0,62
1640	10,6	1750	11,0	1850	3,5	2005	1,0
1655	15,5	1760	9,0	1860	2,42	2020	0,674
1660	15,0	1762	8,2	1870	3,02	2030	0,738
1670	9,2	1770	8,7	1880	1,83	2050	0,446
1680	13,5	1780	7,0	1890	1,9	2070	0,33
1685	14,3	1785	6,22	1908	1,77	2080	0,347
1692	14,1	1795	6,86	1920	2,27	2090	0,29
1700	15,5	1805	5,06	1940	1,28	2110	0,179
1715	11,6	1812	3,18	1950	1,51	2114	0,105
1725	8,45	1835	4,62	1970	1,01		

Таблица 2.11

Полоса поглощения H_2O 15—40 мкм

ν см$^{-1}$	m	n	β	ν см$^{-1}$	m	n	β
248	0,705	0,640	222	330	0,688	0,540	32,2
250,5	0,941	0,807	519	332	0,891	0,771	59,1
252	0,591	0,635	93,7	335	0,607	0,541	26,7
253,5	0,627	0,550	157	339	0,738	0,597	30,8
255	0,653	0,597	112	342	0,713	0,609	37,7
257	0,804	0,704	110	345	0,802	0,635	35,8
259	1,08	0,834	184	346	0,771	0,671	23,4
261	1,09	0,870	138	348	0,695	0,688	26,6
263	0,948	0,749	95,8	350	0,537	0,605	32,8
265	0,705	0,613	57,4	352	0,534	0,607	45,8
266,5	0,682	0,568	62,2	354	0,533	0,614	45,8
268	0,797	0,608	57,6	355	0,523	0,550	34,0
270	1,11	0,855	146	357	0,601	0,637	38,5
272	0,944	0,729	91,5	358	0,607	0,599	37,6
275	0,714	0,625	63,7	360	0,594	0,541	14,9
278	0,638	0,555	136	362	1,002	0,294	19,8
280	0,682	0,637	227	366	0,942	0,507	11,1
283	0,627	0,515	72,2	368	0,955	0,530	15,1
286	0,901	0,756	138	371	0,523	0,500	12,4
288	0,679	0,609	63,7	373	0,672	0,568	15,4
289,5	0,616	0,555	59,4	376	0,455	0,455	16,1
292	0,771	0,637	53,9	380	0,924	0,578	13,6
295	1,100	0,838	122	386	0,510	0,498	12,6
300	0,661	0,602	52,2	390	1,03	0,530	96,7
302,5	0,526	0,464	42,0	395	0,517	0,554	8,52
305	0,659	0,558	42,5	399	0,437	0,456	14,9
310	0,992	0,757	69,9	402	0,637	0,485	12,6
312	0,825	0,694	41,5	404	1,02	0,471	10,4
315	0,631	0,546	25,3	410	1,277	0,497	9,46
318,5	1,08	0,780	83,0	416	0,687	0,539	5,78
322	0,693	0,564	36,1	420	0,423	0,443	11,8
326	0,669	0,586	77,4	422	0,538	0,477	13,7
				426	0,631	0,561	11,5

ν, см$^{-1}$	m	n	k	ν, см$^{-1}$	m	n	k
430	0,832	0,563	7,02	539	0,806	0,267	2,54
437	0,801	0,566	9,36	541	0,502	0,613	2,26
440	0,805	0,498	6,11	543	0,493	0,424	1,39
444	0,576	0,496	7,47	546	0,527	0,528	5,61
450	0,700	0,411	4,24	548	0,561	0,419	3,97
459	0,478	0,449	6,77	550	0,477	0,468	2,86
466	0,808	0,456	3,94	552	0,621	0,317	1,65
474	0,597	0,437	7,30	555	0,687	0,429	2,82
480	0,946	0,464	4,42	560	0,763	0,293	1,63
486	0,835	0,556	19,5	563	0,668	0,368	2,30
490	0,760	0,496	3,49	564	0,652	0,313	2,11
503	0,482	0,538	7,64	569	0,541	0,475	4,48
505	0,648	0,574	6,13	573	0,899	0,292	3,51
507	0,509	0,480	5,69	576	0,493	0,448	3,23
509	0,549	0,578	3,33	578	0,632	0,366	2,58
511	0,577	0,435	3,69	581	0,556	0,393	3,94
513	0,729	0,437	3,25	583	0,680	0,301	2,91
515	0,641	0,582	7,71	585	0,685	0,361	3,15
517	0,479	0,461	8,07	588	0,993	0,201	3,30
520	0,506	0,411	3,89	592	0,611	0,394	4,97
523	0,737	0,654	3,69	597	0,717	0,317	2,63
526	0,571	0,476	6,48	600	0,622	0,415	3,17
528	0,503	0,423	1,94	603	0,666	0,399	2,52
531	0,929	0,300	2,14	605	0,829	0,207	2,75
537	0,500	0,375	2,47	610	0,601	0,192	1,34
				615	0,626	0,288	3,20

Таблица 2.12

Эмпирические постоянные в формулах Говарда—Бэрча—Вильямса для водяного пара ($d=1/2$, $B=1$) [24]

Полосы, мкм	Пределы полосы, см$^{-1}$	c	k	C	D	K	$\int A_\nu d\nu$
6,3	1150—2050	356	0,30	302	218	157	160
3,2	2800—3340	40,2	0,30				500
2,7	3340—4400	316	0,32	337	246	150	200
1,87	4800—5200	152	0,30	127	232	144	275
1,38	6500—8000	163	0,30	202	460	198	350
1,1	8300—9300	31	0,26				200
0,94		38	0,27				200
3,7[1]	2670—2770	0,325	0,37				

Примечание. В последней графе приведена величина, меньше которой имеет место слабое поглощение, а больше — сильное поглощение.

[1] Полоса изотопа HDO.

Таблица 2.13

Полоса поглощения CO_2 2 мкм ($m=0{,}64$, $n=0{,}45$) [5]

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
4674	0	4878	$5{,}5\cdot10^{-3}$	5026	$0{,}92\cdot10^{-3}$
4714	$0{,}25\cdot10^{-3}$	4899	2,03	5036	3,1
4754	0,58	4917	4,8	5059	12,1
4797	2,67	4938	15,9	5080	19,5
4817	5,95	4959	32,3	5094	10,9
4838	11,4	4973	54,0	5115	0,29
4850	13,1	4998	16,4	5133	0,83
4865	11,0	5014	3,4	5163	

Таблица 2.14

Полоса поглощения CO_2 2,7 мк ($m=0{,}64$; $n=0{,}45$) [5]

ν см$^{-1}$	$\beta\cdot10^{-2}$	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
3480	0,09	3565	0,0896	3630	0,47	3700	0,516
3485	0,157	3570	0,100	3635	0,397	3705	0,496
3490	0,224	3575	0,114	3637	0,330	3710	0,384
3495	0,280	3580	0,155	3638	0,270	3715	0,320
3500	0,386	3585	0,248	3640	0,205	3720	0,560
3505	0,490	3590	0,294	3645	0,090	3725	0,670
3510	0,560	3595	0,360	3650	0,055	3730	0,650
3515	0,670	3600	0,433	3655	0,031	3735	0,560
3520	0,740	3605	0,398	3660	0,028	3740	0,426
3525	0,806	3610	0,222	3665	0,042	3745	0,290
3530	0,850	3613	0,196	3670	0,058	3750	0,155
3535	1,03	3615	0,206	3675	0,167	3755	0,044
3540	1,61	3617	0,270	3680	0,189	3760	0,044
3545	2,36	3620	0,360	3685	0,270	3762	0,023
3550	3,14	3622	0,476	3690	0,360	3765	0,014
3555	3,90	3625	0,504	3695	0,430	3770	0,004
3560	5,56	3627	0,48				

Таблица 2.15

Полоса поглощения CO_2 4,3 мкм [5]

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
$m=0{,}64$; $n=0{,}45$; $u^m\, p_{эф}^n > 0{,}7$							
2250	0,07	2270	0,295	2290	0,43	2310	2,12
2255	0,117	2275	0,28	2295	0,72	2315	2,4
2260	0,187	2280	0,25	2300	1,08	2320	2,6
2265	0,25	2285	0,19	2305	1,58	2323	4,25

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
2325	4,4	2343	5,2	2360	6,6	2380	1,78
2330	4,6	2345	4,4	2365	6,4	2385	0,36
2335	4,4	2350	3,17	2370	4,6	2390	0,15
2340	4,9	2355	4,6	2375	3,25	2395	0,10

$m=0{,}5;\ n=0{,}48;\ u^m\ p_{эф}^n < 0{,}7$

2179	$4\cdot10^{-4}$	2223	$2{,}6\cdot10^{-2}$	2270	$40\cdot10^{-2}$	2390	$18{,}6\cdot10^{-2}$
2181	5,7	2225	4	2275	44	2395	4,55
2185	9,3	2227	6	2280	44	2400	2,8
2188	$1{,}2\cdot10^{-3}$	2230	8,1	2284	37	2405	1,65
2193	1,76	2233	10,5	2290	85	2411	1,3
2196	2,5	2237	12	2295	135	2416	$9{,}1\cdot10^{-3}$
2199	3,3	2238	14,5	2300	158	2421	6
2201	4,6	2240	15,6	2305	231	2426	3,4
2206	5,9	2246	20,1	2372	359	2431	2,5
2210	7,3	2253	28,6	2377	207	2436	1,6
2214	9,1	2260	33	2382	108	2441	1
2216	$1{,}1\cdot10^{-2}$	2265	37,5	2386	37,8	2446	$4\cdot10^{-4}$
2219	1,5						

Таблица 2.16

Полоса поглощения CO_2 4,8 мкм ($m=0{,}64$; $n=0{,}45$) [5]

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
2170,6	$1{,}27\cdot10^{-4}$	2108,6	$1{,}89\cdot10^{-3}$	2073,3	$11{,}34\cdot10^{-3}$
2158,2	3,10	2106,7	2,76	2065,2	9,20
2145,8	5,95	2102,4	5,31	2057,1	5,07
2139,6	$1{,}47\cdot10^{-3}$	2098,7	3,22	2052,2	3,40
2135,9	2,85	2096,2	4,19	2040,4	1,88
2132,2	1,52	2093,1	6,80	2035,4	1,68
2129,1	1,62	2090,0	15,36	2031,1	2,16
2124,1	2,28	2086,9	10,55	2028,0	1,66
2121,0	2,48	2085,0	7,77	2021,8	1,06
2117,3	2,44	2080,7	10,05	2015,6	0,61
2111,7	1,97	2078,0	11,12	2009,4	0,29

Таблица 2.17

Полоса поглощения CO_2 9—12 мкм ($m=0{,}84$) [5]

ν см$^{-1}$	n	ν см$^{-1}$	n	ν см$^{-1}$	β·10^4	ν см$^{-1}$	β·10^4
1100	0,230	1070	0,360	1100	0,5	1070	12
1091	0,280	1068	0,300	1090	7	1067	8
1085	0,366	1063	0,243	1085	12	1063	5,8
1075	0,434	1050	0,356	1076	16	1058	8

ν см$^{-1}$	n	ν см$^{-1}$	n	ν см$^{-1}$	$\beta \cdot 10^1$	ν см$^{-1}$	β
1036	0,364	963	0,220	1055	10,4	925	2
1025	0,320	958	0,230	1050	12	915	1,2
1020	0,292	956	0,250	1045	10,4	900	0,8
1017	0,274	954	0,280	1042	8	875	0,4
1014	0,258	952	0,312	1038	6,3	866	0,4
1010	0,240	947	0,324	1022	2	862	0,7
1007	0,223	935	0,308	1010	0,5	860	0,5
1000	0,202	925	0,280	1000	0,25	850	0,5
995	0,210	914	0,264	993	1,8	837	0,9
990	0,240	900	0,220	983	8	830	1,5
988	0,270	877	0,170	975	10	825	2,4
987	0,300	866	0,186	971	8	822	2
986	0,320	860	0,220	968	4,8	812	4,7
985	0,345	850	0,262	963	3	802	8
984	0,366	825	0,280	956	6,4	798	7,6
983	0,390	800	0,276	948	9	792	12
975	0,438	792	0,298	943	8	787	6,4
971	0,423	786	0,252	935	4	770	22,4
970	0,360	782	0,298				
969	0,340	766	0,300				
967	0,300	755	0,280				
965	0,249						

Таблица 2.18

Полоса поглощения CO_2 15 мкм (m=0,64) [5]

ν см$^{-1}$	β	n	ν см$^{-1}$	β	n
575	$0{,}480 \cdot 10^{-2}$	0,170	650	1,087	0,384
580	$0{,}957 \cdot 10^{-2}$	0,170	655	1,111	0,398
585	$0{,}214 \cdot 10$	0,172	657,5	1,108	0,400
590	$0{,}339 \cdot 10^{-1}$	0,170	660	1,082	0,396
595	$0{,}633 \cdot 10^{-1}$	0,168	662	1,062	0,389
598	0,108	0,180	663	1,074	0,384
600	$0{,}799 \cdot 10^{-1}$	0,224	665	1,332	0,330
605	$0{,}914 \cdot 10^{-1}$	0,230	667,5	2,352	0,238
607,5	$0{,}959 \cdot 10^{-1}$	0,228	670	1,309	0,310
610	$0{,}961 \cdot 10^{-1}$	0,224	672	1,250	0,440
612,5	$0{,}968 \cdot 10^{-1}$	0,220	675	1,266	0,446
615	0,118	0,200	677,5	1,258	0,442
617,5	0,300	0,166	680	1,188	0,440
620	0,110	0,250	685	1,062	0,428
625	0,197	0,256	690	0,806	0,408
630	0,324	0,315	692,5	0,706	0,394
635	0,462	0,344	695	0,629	0,382
640	0,625	0,360	697,5	0,542	0,370
642,5	0,719	0,367	700	0,469	0,354
645	0,862	0,374	703	0,395	0,346
647	1,035	0,340	705	0,332	0,338
648	1,078	0,326	710	0,224	0,314

ν см$^{-1}$	β	n	ν см$^{-1}$	β	n
715	0,161	0,270	735	0,095	0,252
717,5	0,209	0,200	740	0,100	0,252
720	0,243	0,132	745	0,062	0,254
722	0,156	0,180	750	0,037	0,254
723	0,099	0,252	755	0,023	0,253
725	0,075	0,256	758	0,012	0,254
730	0,091	0,253			

Таблица 2.19

Эмпирические постоянные в формулах Говарда—Бэрча—Вильямса для углекислого газа [24]

Полосы, мкм	Пределы полосы, см$^{-1}$	c	d	k	C	D	K	$\int A_\nu d_\nu$
15	550—800	3,16	0,5	0,44	—68	55	47	50
10,4	750—1000	0,016	0,78	0,20				35
9,4	1000—1110	0,023	0,75	0,23				40
5,2	1870—1980	0,024	0,5	0,40				30
4,8	1980—2160	0,12	0,5	0,37				60
4,3	2160—2500	15,0	0,54	0,41	27,5	34	31,5	50
2,7	3480—3800	3,15	0,58	0,43	—137	77	68	50
2,0	4750—5200	0,492	0,50	0,39	—536	138	114	80
1,6	6000—6550	0,063	0,50	0,38				80
1,4	6650—7250	0,058	0,50	0,41				80

Таблица 2.20

Коэффициент поглощения озона [44]

λ мкм	k мм$^{-1}$/$_2$	λ мкм	k мм$^{-1}$/$_2$	λ мкм	k мм$^{-1}$/$_2$
8,6	0,0	12,2	0,0	14,2	0,03
8,8	0,04	12,4	0,01	14,6	0,03
9,0	0,11	12,6	0,01	14,8	0,03
9,2	0,07	12,8	0,01	15,0	0,02
9,4	0,39	13,0	0,02	15,2	0,02
9,6	0,48	13,2	0,03	15,4	0,02
9,8	0,39	13,4	0,06	15,6	0,01
10,0	0,20	13,6	0,07	15,8	0,01
10,2	0,06	13,8	0,04	16,0	0,01
10,4	0,0	14,0	0,03	16,2	0,0

2.3. Озон O_3

Из всех полос поглощения озона наиболее важной является полоса 9,6 мкм, исследованная в работах [3, 43, 50]. Модель этой полосы до сих пор однозначно не установлена. В работе [44] для описания поглощения O_3 используется выражение (2.5)

$$A = \Phi\left(\frac{1}{d}\sqrt{Su\pi\gamma}\right) \quad y \gg 1,$$

где $\frac{1}{d}\sqrt{Su\pi\gamma} = k$ (k — коэффициент поглощения в $мм^{-1/2}$), u — слой озона в миллиметрах. Значения k приведены в табл. 2.20.

Поглощение, обусловленное всей полосой 9,6 мкм, можно рассчитать по эмпирической формуле [50].

$$\int A_\nu \, d\nu = 138\left(1 - 10^{-u\xi f(\varphi)}\right), \tag{2.14}$$

где

$$\varphi = \frac{u\xi(u)^{2,11}}{p},$$

$$f(\varphi) = 1{,}185\,(1 + 734\varphi)^{-1/2}\eta(\varphi),$$

$$\xi(u) = \begin{cases} \dfrac{1 + 0{,}1025u}{1 + 1{,}161u} & u \leqslant 0{,}1 \\ 0{,}984 \cdot 10^{-0{,}53u} & 0{,}1 \leqslant u \leqslant 0{,}4 \\ 0{,}317u^{-0{,}74} & u \geqslant 0{,}4 \end{cases}$$

$\log\varphi$ —4,0; —3,9; —3,8; —3,7; —3,6; —3,5; —3,4; —3,3; —3,2; —3,1
$\eta(\varphi)$ 1; 0,998; 0,995; 0,993; 0,989; 0,984; 0,982; 0,980; 0,977; 0,974
$\log(\varphi)$ —3,0; —2,9; —2,8; —2,7; —2,6; —2,5; —2,4; —2,3; —2,2; —2,1;
$\eta(\varphi)$ 0,977; 0,979; 0,982; 0,989; 1,002; 1,016; 1,030; 1,045; 1,057; 1,069; $\log\varphi$ —2,0
$\eta(\varphi)$ 1,079

2.4. Малые компоненты атмосферы CH_4, N_2O, CO

Несмотря на малое содержание CH_4, N_2O и CO в атмосфере, в некоторых задачах атмосферной оптики их необходимо учитывать. Для расчета поглощения, обусловленного этими газами, в узких спектральных участках можно использовать формулу (13). Входящие в нее параметры приведены в табл. 2.21—2.26 [5]. Поглощение для всей полосы можно рассчитать по формулам (11), (12), необходимые параметры приведены в табл. 2.27 [24]. В формулах (11), (12) вместо p используется эффективное давление $p_{эф} = p_a + Bp_n$. Значения коэффициента самоуширения B приведены в табл. 2.28.

Таблица 2.21

Полоса поглощения CH_4 3,3 мкм ($m=0{,}58$) [5]

ν см$^{-1}$	β	n	ν см$^{-1}$	β	n
1120	0,002	0,125	1350	0,503	0,450
1135	0,005	0,130	1365	0,358	0,427
1160	0,010	0,137	1380	0,182	0,395
1180	0,020	0,170	1390	0,100	0,358
1186	0,030	0,190	1400	0,055	0,225
1190	0,020	0,208	1410	0,028	0,158
1200	0,055	0,312	1426	0,030	0,190
1206	0,040	0,338	1440	0,030	0,210
1220	0,175	0,350	1460	0,023	0,190
1230	0,143	0,360	1480	0,018	0,175
1247	0,335	0,403	1500	0,010	0,210
1250	0,278	0,418	1520	0,005	0,241
1260	0,400	0,500	1536	0,025	0,270
1265	0,500	0,475	1547	0,070	0,283
1275	0,380	0,450	1560	0,015	0,265
1290	0,516	0,460	1580	0,005	0,243
1305	0,786	0,290	1600	0,005	0,235
1314	0,412	0,412	1620	0,012	0,300
1320	0,208	0,533	1640	0,010	0,313
1330	0,320	0,460	1660	0,005	0,325
1340	0,423	0,450			

Таблица 2.22

Полоса поглощения CH_4 7,6 мкм ($m=0{,}58$) [5]

ν см$^{-1}$	β	n	ν см$^{-1}$	β	n
2530	0,010		2938	0,190	0,268
2560	0,014	0,098	2948	0,220	0,276
2600	0,018	0,098	2960	0,247	0,324
2620	0,021	0,098	2970	0,270	0,342
2640	0,022	0,098	2986	0,262	0,334
2660	0,026	0,110	3000	0,250	0,322
2680	0,028	0,148	3015	0,320	0,266
2700	0,032	0,184	3026	0,375	0,222
2720	0,034	0,196	3038	0,375	0,250
2740	0,040	0,216	3043	0,370	0,300
2750	0,045	0,222	3050	0,290	0,378
2760	0,050	0,218	3060	0,212	0,440
2780	0,060	0,202	3068	0,232	0,460
2800	0,070	0,190	3075	0,255	0,482
2814	0,074	0,244	3088	0,320	0,500
2830	0,082	0,300	3100	0,290	0,407
2853	0,103	0,294	3115	0,254	0,378
2862	0,082	0,242	3126	0,220	0,360
2875	0,112	0,221	3150	0,154	0,336
2890	0,145	0,236	3176	0,100	0,310
2916	0,160	0,252	3200	0,040	0,278
2928	0,174	0,260	3218	0,025	0,232

Таблица 2.23

Полоса поглощения N_2O 4,5 мкм ($m=0{,}6$) [5]

ν см$^{-1}$	β	n
2125	0	0,170
2138	0,015	0,170
2150	0,050	0,170
2157	0,08	0,175
2162	0,13	0,174
2170	0,20	0,176
2175	0,28	0,190
2182	0,48	0,230
2188	0,80	0,310
2194	1,33	0,355
2200	1,80	0,410
2206	2,26	0,430
2212	2,45	0,450
2218	2,24	0,434
2224	1,90	0,400
2230	2,46	0,445
2237	2,94	0,475
2244	2,65	0,460
2250	1,92	0,450
2256	0,80	0,427
2263	0,28	0,283
2268	0,12	0,25
2275	0,05	0,25
2287	0	0,25

Таблица 2.24

Полоса поглощения N_2O 7,8 мкм ($m=0{,}6$) [5]

ν см$^{-1}$	β	n
1206	0	0,30
1213	0,04	0,30
1225	0,06	0,30
1231	0,12	0,30
1240	0,32	0,33
1245	0,58	0,36
1254	1,10	0,38
1257	1,44	0,42
1262	1,74	0,43
1267	1,98	0,44
1276	1,72	0,45
1283	1,46	0,46
1287	1,75	0,46
1290	2,18	0,47
1295	2,70	0,47
1302	2,00	0,44
1307	1,44	0,42
1310	0,90	0,39
1315	0,64	0,36
1324	0,37	0,32
1331	0,18	0,31
1342	0	0,30

Таблица 2.25

Полоса поглощения N_2O 15 мкм ($m=0{,}6$) [5]

ν см$^{-1}$	β	n	ν см$^{-1}$	β	n
525	0	0,078	590	0,374	0,365
535	0,008	0,078	592	0,548	0,392
540	0,025	0,080	595	0,568	0,400
545	0,058	0,078	600	0,529	0,440
550	0,092	0,260	605	0,635	0,460
555	0,124	0,300	610	0,400	0,377
558	0,192	0,310	615	0,280	0,280
560	0,289	0,340	620	0,190	0,375
565	0,440	0,387	625	0,112	0,500
570	0,435	0,410	630	0,070	0,566
574	0,420	0,337	635	0,046	0,600
578	0,404	0,273	640	0,020	0,500
581	0,390	0,305	645	0,006	0,310
585	0,377	0,336	650	0,003	0,240

ν см$^{-1}$	β	n	ν см$^{-1}$	β	n
660	0,004	0,180	696	0,012	0,226
670	0,007	0,266	699	0,015	0,400
685	0,012	0,255	701	0,012	0,355
689	0,027	0,235	706	0,015	0,406
692	0,048	0,220	715	0,008	0,580
694	0,027	0,225	735		0,500

Таблица 2.26

Полоса поглощения CO 3,7 мкм (n=0,45; m=0,58) [5]

ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β	ν см$^{-1}$	β
2000	0,0202	2100	0,394	2180	0,454
2012	0,038	2112	0,504	2190	0,350
2025	0,0564	2125	0,462	2200	0,292
2037	0,085	2132	0,380	2212	0,195
2050	0,128	2140	0,289	2225	0,086
2062	0,185	2150	0,374	2237	0,044
2075	0,247	2160	0,462	2250	0,0096
2087	0,320	2170	0,552		

Таблица 2.27

Эмпирические постоянные для формул (11), (12) [24]

Поглощающий газ	Центр полосы, см$^{-1}$	Пределы полосы, см$^{-1}$	c	d	k	C	D	K	p мм рт. ст.	$\int A_\nu d_\nu$ см$^{-1}$
N_2O	2224	2100—2300	18,0	0,53	0,371				10—25	10—15
						15	40	28	10—760	45—120
CO	2143	1975—2275	2,75	0,55	0,44				20—250	4—40
			2,75	0,55	0,44				20—760	10—40
			3,20	0,43	0,43				20—760	40—120
CH_4	3020	2300—3400	15,5	0,55	0,22	—106	61	61	20—3000	120—200
									10—760	15—250
CH_4	1306	1050—1535	7,3	0,45	0,27	—375	272	108,8	10—3000	250—500
CH_4	1550	1535—1800							10—760	20—130

Не получено

Таблица 2.28

Коэффициент самоуширения различных газов [24]

Поглощающий газ	Полоса поглощения	Коэффициент самоуширения
H_2O	5332, 3756, 1595 $см^{-1}$ 20 мкм линия 4025,4 $см^{-1}$	$5 \pm 1,5$ 6—11 увеличивается линейно с увеличением поглощения
CO_2	3716, 3609, 2356, 1064, 961 $см^{-1}$ и 875—495 $см^{-1}$	$1,30 \pm 0,08$
CO	2143 $см^{-1}$ 4260 $см^{-1}$	$1,02 \pm 0,06$ $1,08 \pm 0,06$
CH_4	3020 $см^{-1}$ 1306 $см^{-1}$ 1550 $см^{-1}$	$1,30 \pm 0,08$ $1,38 \pm 0,08$ 1,38
N_2O	2224, 1285, 1167 $см^{-1}$	$1,12 \pm 0,07$

§ 3. ХАРАКТЕРИСТИКИ РАССЕЯНИЯ ВИДИМОЙ И ИНФРАКРАСНОЙ РАДИАЦИИ АЭРОЗОЛЬНЫМИ ЧАСТИЦАМИ И МОЛЕКУЛАМИ ВОЗДУХА

Поскольку явления рассеяния радиации в атмосфере сложны и многообразны, при рассмотрении характеристик рассеяния излучения в атмосфере ограничимся некоторыми условиями. Предполагается, что рассеянная радиация всегда имеет ту же частоту, что и падающее излучение, — нет квантовых переходов; рассеяние происходит на четко ограниченных отдельных и независимых частицах, т. е. отсутствует корреляция между фазами рассеянного на разных частицах излучения; кроме того, рассматриваются характеристики только однократного рассеяния. При выполнении этих условий для рассеяния радиации на частицах справедлива общая теория Ми и возможно решение прямой и обратной задач атмосферной оптики: вычисление оптических характеристик среды по данным о составе рассеивающей среды и нахождение ее микрофизических характеристик из оптических измерений.

Основные характеристики молекулярного рассеяния и аэрозольного ослабления (рассеяния и поглощения) параллельного потока радиации в атмосфере — объемные коэффициенты молекулярного и аэрозольного рассеяния и аэрозольного поглоще-

ния — могут быть выражены через суммы соответствующих коэффициентов для одной частицы:

$$k_{va} = k_v + \alpha_v = \sum_{i=1}^{N} k_{va}^{(i)}(\mu), \tag{2.15а}$$

$$\alpha_{va} = \sum_{i=1}^{N} \alpha_{va}^{(i)}(\mu), \tag{2.15б}$$

$$k_v = \sum_{i=1}^{N} k_v^{(i)}(\mu), \tag{2.15в}$$

$$\alpha_v = \sum_{i=1}^{n_1} \alpha_v^{(i)}(\mu), \tag{2.15г}$$

где k_{va} — объемный коэффициент аэрозольного ослабления, равный сумме объемных коэффициентов рассеяния α_v и поглощения k_v, а α_v — объемный коэффициент молекулярного рассеяния, $k_a^{(i)}(\mu)$, $\alpha_{va}^{(i)}(\mu)$, $k_v^{(i)}(\mu)$ — коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения для i-той частицы, N — число аэрозольных частиц в единице объема (счетная концентрация), n_1 — число молекул в единице объема. Отношения этих коэффициентов к геометрическому сечению частицы, называемые факторами эффективности ослабления K, рассеяния $K_р$ и поглощения $K_п$, зависят от химического состава и строения аэрозольной частицы и среды (в первую очередь, показателей преломления) и отношения размера частицы к длине волны излучения. Для сферических частиц:

$$K = \frac{k_a(\mu)}{\pi a^2}, \tag{2.16а}$$

$$K_р = \frac{\alpha_{va}(\mu)}{\pi a^2}, \tag{2.16б}$$

$$K_п = \frac{k_v(\mu)}{\pi a^2}, \tag{2.16в}$$

относительный размер частиц $\bar{\rho} = \dfrac{2\pi a}{\lambda}$ и относительный показатель преломления $\tilde{m} = n + i\varkappa = \dfrac{\tilde{m}_0}{\tilde{m}_ч}$, где $\tilde{m}_ч$ и $\tilde{m}_с$ — комплексные показатели преломления частицы и среды, n — обычный показатель преломления, $\varkappa$ — показатель поглощения материала частицы, a — радиус частицы, λ — длина волны падающего излучения. Введение дополнительного условия сферичности для рассеивающих частиц в большинстве случаев не ведет к большим

ошибкам при вычислении, так как рассеивающие частицы в атмосфере имеют форму, в основном несильно отличающуюся от сферической, и, кроме того, беспорядочно ориентированы.

Для характеристики рассеивающих свойств частицы под различными углами от направления падающей волны может быть введено понятие коэффициента рассеяния частицы в данном направлении. На практике для характеристики пространственной картины рассеяния падающего излучения пользуются понятием индикатрисы рассеяния $\varkappa(\gamma)$ или угловой функции рассеяния, представляющей отношение интенсивности радиации, рассеянной частицей в данном направлении, к потоку энергии, рассеянной во все стороны:

$$\varkappa(\gamma) = \frac{J_\nu(\gamma)}{\int\limits_{4\pi} J_\nu(\gamma)\, d\omega}, \qquad (2.17)$$

где $J_\nu(\gamma)$ — интенсивность света, рассеянного частицей в направлении угла γ, $d\omega$ — элемент телесного угла.

Функция рассеяния излучения частицами зависит от направления поляризации излучения, вследствие чего меняются поляризационные характеристики рассеянного излучения. Степень поляризации рассеянного излучения определяется как

$$p_\text{п} = \frac{J_1 - J_2}{J_1 + J_2},$$

где J_1 — интенсивность излучения с колебаниями вектора напряженности электрического поля, перпендикулярными плоскости распространения излучения, а J_2 — параллельными плоскости распространения излучения.

Характеристики рассеивающих свойств реальной атмосферы имеет смысл рассматривать раздельно для молекул воздуха, аэрозольных частиц с очень малыми относительными размерами $(\bar{\rho} \ll 1)$ и для частиц с размерами, сравнимыми с длиной волны падающего излучения. Подробное изложение теории рассеяния и расчета характеристик рассеяния излучения на этих частицах можно найти в работах [6, 18, 20]. Кратко остановимся на основных выводах, полученных в них.

3.1. Малые частицы и молекулы воздуха

Для частиц с $\bar{\rho} \ll 1$ при получении асимптотических формул для K и $K_\text{р}$ используют разложение функций Бесселя и Ханкеля, входящих в выражение K и $K_\text{р}$, по степеням $\bar{\rho}$. В атмосфере, так как показатель преломления рассеивающих частиц $\tilde{m}$ невелик,

выполняется неравенство $|\tilde{m}|\tilde{\rho}<1$ и для фактора эффективности ослабления справедливо выражение

$$K(\tilde{\rho}, \tilde{m}) = \sum_{i}^{s} P_i \tilde{\rho}^i, \tag{2.18}$$

где

$$P_1 = 4\,\mathrm{Jm}\left(\frac{1-\tilde{m}^2}{\tilde{m}^2+2}\right),$$

$$P_2 = 0,$$

$$P_3 = 2\,\mathrm{Jm}\left[\frac{-2(\tilde{m}^2-1)(\tilde{m}^2-2)}{(\tilde{m}^2+2)^2} + \frac{\tilde{m}^2-1}{15} - \frac{\tilde{m}^2-1}{3(2\tilde{m}^2+3)}\right],$$

$$P_4 = \frac{8}{3}\,\mathrm{Re}\left(\frac{\tilde{m}^2-1}{\tilde{m}^2+2}\right)^2,$$

$$P_5 = 2\,\mathrm{Jm}\left[\frac{3}{175}\,\frac{\tilde{m}^2-1}{\tilde{m}^2+2}\,\frac{\tilde{m}^6+20\tilde{m}^4-200\tilde{m}^2+200}{\tilde{m}^2-2} - \right.$$

$$\left. - \frac{1}{56}\,\frac{\tilde{m}^2-1}{3\tilde{m}^2+4} - \frac{(\tilde{m}^2-1)(2\tilde{m}^2-3)}{315}\right].$$

Если частица прозрачная, $\varkappa=0$ и $\rho \ll 1$,

$$K(\tilde{\rho}, \tilde{m}) = K_p(\tilde{\rho}, \tilde{m}) = \frac{8}{3}\tilde{\rho}^4\left(\frac{\tilde{m}^2-1}{\tilde{m}^2+2}\right)^2. \tag{2.19}$$

Это выражение справедливо для релеевских частиц. Соответственно объемный коэффициент рассеяния для таких частиц обратно пропорционален четвертой степени длины волны падающего излучения и прямо пропорционален квадрату объема рассеивающих частиц. В случае поглощающих частиц определять величину фактора эффективности ослабления будет первый член ряда в выражении (2.18). При этом коэффициент ослабления радиации обратно пропорционален длине волны падающего излучения и прямо пропорционален объему ослабляющих частиц. Для индикатрисы рассеяния на малых частицах справедливо выражение

$$\varkappa(\gamma) = \frac{4}{3}\tilde{\rho}^4\left(\frac{\tilde{m}^2-1}{\tilde{m}^2+2}\right)^2(1+\cos^2\gamma), \tag{2.20}$$

т. е. рассеяние вперед и назад одинаково.

Степень поляризации определяется по формуле

$$p_n = \frac{\sin^2\gamma}{1+\cos^2\gamma}. \tag{2.21}$$

Численные значения коэффициентов молекулярного рассеяния приводятся в работе [46]. В табл. 2.29 представлены значения коэффициентов молекулярного рассеяния из этой работы.

Таблица 2.29

Фактор эффективности и коэффициент молекулярного рассеяния при $T=0°$ С и $p=1013{,}25$ мбар [46]

λ мкм	$k_\lambda(\mu)$ см²	$k_\lambda(m)$ см²·г$^{-1}$	$k_\lambda 10^8$ см$^{-1}$	λ мкм	$k_\lambda(\mu)$ см²	$k_\lambda(m)$ см²·г$^{-1}$	$k_\lambda 10^8$ см$^{-1}$
0,20	$3{,}551\cdot10^{-25}$	$7{,}382\cdot10^{-3}$	954,2	0,48	7,961	1,655	21,40
0,21	2,802	5,826	753,1	0,49	7,316	1,521	19,66
0,22	2,244	4,666	603,1	0,50	$6{,}735\cdot10^{-27}$	$1{,}400\cdot10^{-4}$	18,10
0,23	1,836	3,818	493,4	0,51	6,211	1,291	16,69
0,24	1,511	3,142	406,1	0,52	5,736	1,193	15,42
0,25	1,258	2,616	338,2	0,53	5,307	1,103	14,26
0,26	1,057	2,199	284,2	0,54	4,917	1,022	13,21
0,27	$8{,}959\cdot10^{-26}$	1,863	240,8	0,55	$4{,}563\cdot10^{-27}$	$9{,}486\cdot10^{-5}$	12,26
0,28	7,645	1,590	205,5	0,56	4,239	8,814	11,39
0,29	6,568	1,367	176,5	0,57	3,945	8,201	10,60
0,30	5,676	1,180	152,5	0,58	3,675	7,641	9,876
0,31	4,933	1,026	132,6	0,59	3,428	7,127	9,212
0,32	4,309	$8{,}859\cdot10^{-4}$	115,8	0,60	3,202	6,657	8,604
0,33	3,782	7,863	101,6	0,61	2,994	6,224	8,045
0,34	3,334	6,931	89,59	0,62	2,802	5,826	7,531
0,35	2,951	6,135	79,29	0,63	2,626	5,460	7,057
0,36	2,622	5,450	70,45	0,64	2,464	5,122	6,620
0,37	2,337	4,860	62,82	0,65	2,313	4,810	6,217
0,38	2,091	4,348	56,20	0,66	2,175	4,521	5,844
0,39	1,877	3,902	50,43	0,67	2,046	4,254	5,498
0,40	1,689	3,512	45,40	0,68	1,927	4,006	5,178
0,41	1,525	3,170	40,98	0,69	1,816	3,776	4,881
0,42	1,380	2,869	37,08	0,70	1,713	3,562	4,605
0,43	1,252	2,603	33,65	0,71	1,618	3,364	4,348
0,44	1,139	2,368	30,60	0,72	1,529	3,179	4,109
0,45	1,038	2,158	27,89	0,73	1,446	3,006	3,886
0,46	$9{,}482\cdot10^{-27}$	1,972	25,48	0,74	1,369	2,845	3,678
0,47	8,680	1,805	23,33	0,75	1,296	2,695	3,484

λ мкм	k_λ (μ) см$^{-1}$	k_λ (m) см$^2 \cdot$г$^{-1}$	$k_\lambda 10^8$ см$^{-1}$	λ мкм	k_λ (μ) см$^{-1}$	k_λ (m) см$^2 \cdot$г$^{-1}$	$k_\lambda 10^8$ см$^{-1}$
0,76	1,229	2,555	3,302	5,0	$6,434 \cdot 10^{-31}$	$1,338 \cdot 10^{-8}$	$1,729 \cdot 10^{-11}$
0,77	1,166	2,423	3,132	5,5	4,394	$9,136 \cdot 10^{-9}$	1,181
0,78	1,106	2,300	2,973	6,0	3,102	6,450	$8,337 \cdot 10^{-12}$
0,79	1,051	2,185	2,824	6,5	2,252	4,683	6,053
0,80	$9,989 \cdot 10^{-28}$	$2,077 \cdot 10^{-5}$	2,684	7,0	1,582	3,289	4,251
0,90	6,212	1,292	1,670	7,5	1,271	2,642	3,414
1,00	4,065	$8,452 \cdot 10^{-6}$	1,092	8,0	$9,815 \cdot 10^{-32}$	2,041	2,637
1,10	2,771	5,761	0,07447	8,5	7,701	1,601	2,069
1,20	1,954	4,062	0,5250	9,0	6,127	1,274	1,647
1,30	1,417	2,946	0,3807	9,5	4,935	1,026	1,326
1,40	1,052	2,188	0,2828	10,0	4,020	$8,358 \cdot 10^{-10}$	1,080
1,50	$7,979 \cdot 10^{-29}$	1,659	0,2144	11,0	2,746	5,708	$7,378 \cdot 10^{-13}$
1,60	6,160	1,281	0,1655	12,0	1,938	4,030	5,209
1,70	4,831	1,005	0,1298	13,0	1,407	2,926	3,782
1,80	3,842	$7,988 \cdot 10^{-7}$	0,1033	14,0	1,046	2,175	2,812
1,90	3,094	6,432	0,08314	15,0	$7,940 \cdot 10^{-33}$	1,651	2,134
2,0	2,519	5,238	0,06770	16,0	6,133	1,275	1,648
2,5	1,031	2,143	0,02770	17,0	4,813	1,001	1,293
3,0	$4,968 \cdot 10^{-30}$	1,033	0,01335	18,0	3,829	$7,961 \cdot 10^{-11}$	1,029
3,5	2,681	$5,574 \cdot 10^{-8}$	0,007204	19,0	3,084	6,413	$8,288 \cdot 10^{-14}$
4,0	1,571	3,267	0,004222	20,0	2,512	5,223	6,751
4,5	$9,807 \cdot 10^{-31}$	2,039	0,002636				

3.2. Большие частицы

Ослабление излучения и индикатрисы рассеяния на частицах с $\bar{\rho} \gg 1$ рассматриваются исходя из геометрической оптики и дифракции падающего излучения на контурах частиц. Для случая поглощающей частицы

$$K(\bar{\rho}, \tilde{m}) = \frac{2-8\sqrt{n^2-\varkappa^2}}{(n+1)^2+\varkappa^2} \frac{n}{n+1} \frac{e^{-2\bar{\rho}\varkappa}}{\bar{\rho}} \cdot \sin 2\bar{\rho}(n-1) - \\ -2\operatorname{arctg} \frac{\sqrt{n^2+\varkappa^2}}{\sqrt{n^2+\varkappa^2+1}} \frac{\varkappa}{\sqrt{n^2+\varkappa^2+n}}. \quad (2.22)$$

Если частица прозрачная, то

$$K_p(\bar{\rho}, \tilde{m}) = 2 - \frac{8n^2}{\bar{\rho}(n+1)^2(n-1)} \sin 2\bar{\rho}(n-1). \quad (2.23)$$

Достаточно простое выражение для фактора эффективности ослабления большой частицы с комплексным показателем преломления получается в случае «мягких» частиц, когда $|\tilde{m}-1| \to 0$:

$$K(\bar{\rho}, \tilde{m}) = 2 - 4e^{-\bar{\rho}'\operatorname{tg}\beta} \cdot \frac{\cos\beta}{\bar{\rho}'} \sin(\bar{\rho}'-\beta) - 4e^{-\bar{\rho}'\operatorname{tg}\beta}\left(\frac{\cos\beta}{\bar{\rho}'}\right)^2 \times \\ \times \cos(\bar{\rho}'-2\beta) + 4\left(\frac{\cos\beta}{\bar{\rho}'}\right)^2 \cos^2\beta, \quad (2.24)$$

где $\bar{\rho}' = 2\bar{\rho}(n-1)$, $\operatorname{tg}\beta = \dfrac{\varkappa}{n-1}$.

Выражение $K(\bar{\rho}, \tilde{m})$ для прозрачной «мягкой» частицы будет

$$K_p(\bar{\rho}, \tilde{m}) = 2 - \frac{4}{\bar{\rho}'}\sin\bar{\rho}' - \frac{4}{\bar{\rho}'^2}(1-\cos\bar{\rho}'). \quad (2.25)$$

Расчеты индикатрис рассеяния для больших прозрачных частиц были сделаны К. С. Шифриным. Большие частицы с любым значением $\bar{\rho}$ имеют сильно вытянутую вперед индикатрису рассеяния, которую можно выразить приближенной формулой

$$\varkappa(\gamma) = \frac{1}{2}\left[\frac{\varkappa'(\gamma)}{2} + \bar{\rho}^2(1+\cos\gamma)^2 \frac{J_1^2(\bar{\rho}\sin\gamma)}{\pi(\bar{\rho}\sin\gamma)^2}\right], \quad (2.26)$$

где $\varkappa'(\gamma)$ — часть индикатрисы, обусловленная световым пучком, подчиняющимся законам геометрической оптики и рассчитанная в работе [20] с шагом 5° для сфер $\tilde{m} = 1{,}33$; J_1 — функция Бесселя.

Большой расчетный материал по индикатрисам рассеяния на водных частицах содержится в работе [41].

Рассеянием света на больших прозрачных частицах объясняются такие оптические явления, как радуга и глория. Надо отметить высокую степень поляризации рассеянного света в радугах.

3.3. Прозрачные частицы любых размеров

Решение задач рассеяния излучения на частице из непоглощающего вещества в общем виде не намного проще, чем для частицы с комплексным показателем преломления. Однако в этом

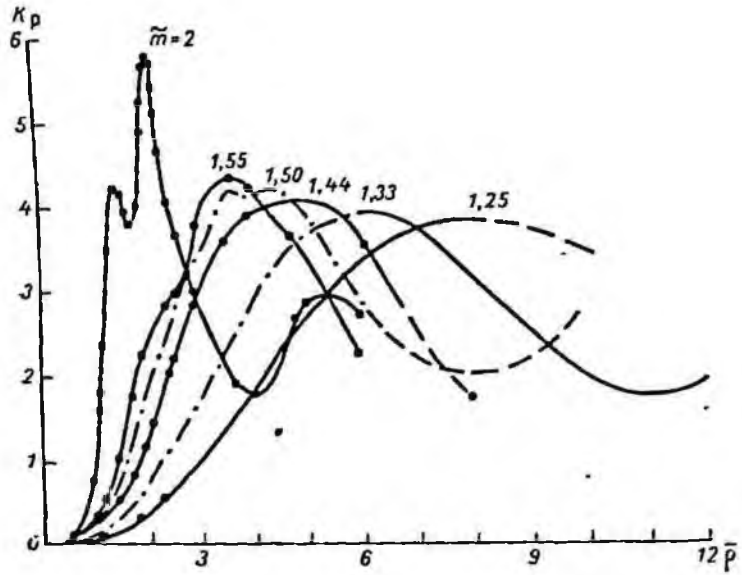


Рис. 2.14. Факторы эффективности рассеяния для прозрачных частиц с разными показателями преломления [6].

случае существенные упрощения достигаются при выполнении одного из неравенств:

$$\bar{\rho} \ll 1 \quad \text{или} \quad \bar{\rho} \gg 1,$$

$$\tilde{m} - 1 \ll 1 \quad \text{или} \quad \tilde{m} - 1 \gg 1,$$

$$\bar{\rho}(\tilde{m} - 1) \ll 1 \quad \text{или} \quad \bar{\rho}(\tilde{m} - 1) \gg 1.$$

Вычисления факторов эффективности рассеяния (ослабления) для прозрачных частиц достаточно просты. На рис. 2.14 представлены кривые факторов эффективности ослабления радиации для нескольких показателей преломления, а в табл. 2.30 даны аналогичные характеристики для водных аэрозолей в видимой области спектра радиации ($\tilde{m}=1{,}33$), вычисленные Хаутоном и Чалкером [37]. Гораздо более трудоемки расчеты индикатрис рассеяния. В атмосферной оптике практический интерес

имеют расчеты для водных частиц и частиц, имеющих показатель преломления, равный среднему показателю преломления атмосферного аэрозоля [27, 42, 20, 31]. Для видимой области спектра такие данные представлены на рис. 2.15 и в табл. 2.31.

Таблица 2.30

Факторы эффективности ослабления радиации для частиц с $\widetilde{m}=1{,}33$ [37]

$\bar{\rho}$	K	$\bar{\rho}$	K	$\bar{\rho}$	K	$\bar{\rho}$	K
0,5	0,00676	9,0	2 738	12,250	1,892	17,125	2,704
0,6	0,0138	9,5	2,394	12,333	1,936	17,25	2,822
1,0	0,0938	10,0	2,152	12,5	1,938	17,375	2,820
1,2	0,171	10,25	2,052	12,6	1,822	17,5	2,738
1,5	0,322	10,5	1,886	12,75	1,850	18,0	2,598
1,8	0,522	10,625	1,918	13,0	2,012	18,5	2,432
2,0	0,710	10,75	1,930	13,5	2,192	19,0	2,218
2,4	1,126	10,875	1,832	14,0	2,474	19,25	2,090
2,5	1,212	11,0	1,740	14,5	2,528	19,5	1,998
3,0	1,754	11,125	1,728	15,0	2,744	19,75	1,976
3,6	2,376	11,333	1,734	15,5	2,740	20,0	2,092
4,8	3,490	11,4	1,768	16,0	2,870	20,25	2,180
5,0	3,592	11,5	1,858	16,25	2,872	20,5	2,078
6,0	3,888	11,75	1,758	16,5	2,850	21,0	1,834
7,0	3,722	12,0	1,670	16,75	2,810	22,0	1,922
8,0	3,282	12,125	1,776	17,0	2,632	24,0	2,438

3.4. Частицы с комплексным показателем преломления

В реальной атмосфере присутствуют не только прозрачные аэрозольные частицы. Даже в видимой области спектра нельзя полностью пренебрегать поглощающими свойствами атмосферного аэрозоля. Тем более это справедливо для инфракрасной области спектра. Поэтому представляют большой интерес вычисления факторов эффективности ослабления, рассеяния и поглощения, а также индикатрис рассеяния для частиц с комплексным показателем преломления. В настоящее время нет данных о среднем показателе преломления атмосферного аэрозоля в инфракрасной области. Поэтому можно считать достаточно оправданным использование для расчетов комплексного показателя преломления воды, предполагая, что большинство аэрозольных частиц представляют собой либо водные капельки, либо частицы, покрытые тонким слоем воды. Комплексный показатель преломления воды был измерен рядом авторов [11, 13, 29]. Его значения представлены в табл. 2.32.

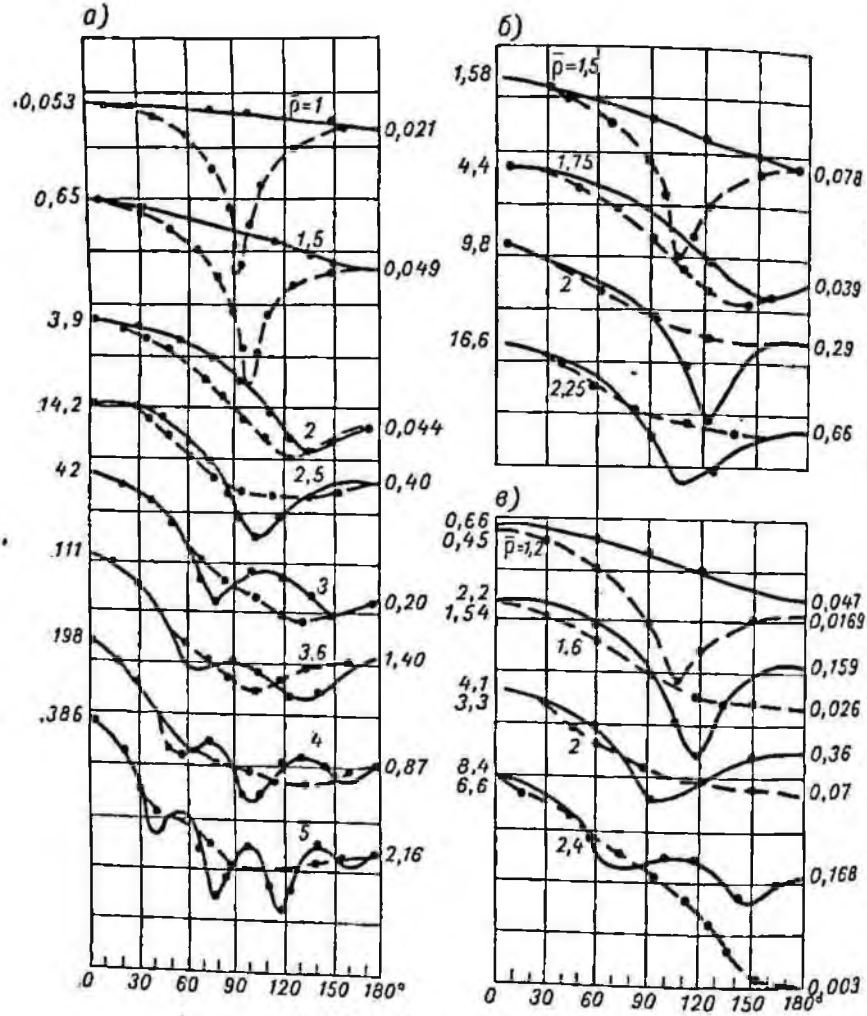
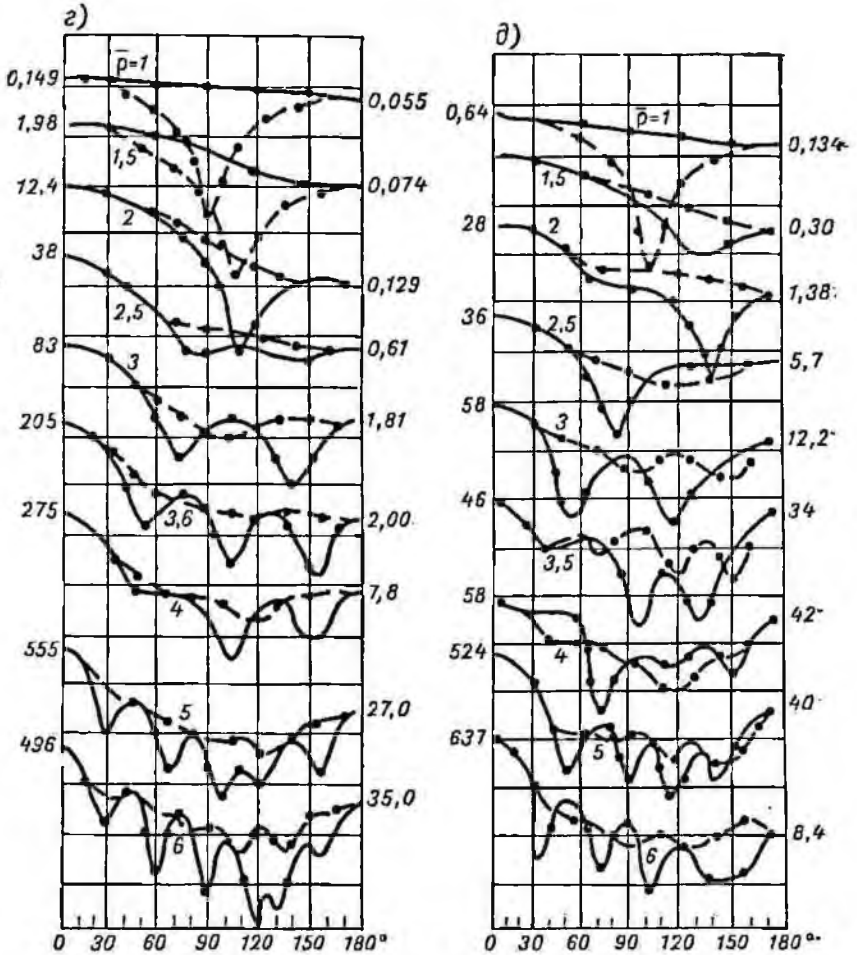


Рис. 2.15. Индикатрисы рассеяния для частиц разных

а) $\tilde{m}=1.33$, шар; б) $\tilde{m}=1.50$, шар; в) $\tilde{m}=1.50$.



размеров и с разными показателями преломления.

цилиндр; *г*) $\widetilde{m}=1{,}55$, шар; *д*) $\widetilde{m}=2$, шар [20].

Таблица 2.31

Индикатрисы рассеяния водных капель $\varkappa(\gamma)$ и $p_п$ [20]

$\gamma°$	$\bar{r}$									
	0,1		1,5		3		4		6	
	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$
0	0,4252	0,000	0,6606	0,000	42,519	0,000	125,240	0,00	1237,15	0,00
10	0,4188	0,0152	0,6426	0,0125	39,455	0,0070	114,645	—0,08	908,35	0,4
20	0,4002	0,0614	0,5916	0,0507	31,459	0,0271	80,273	—1,30	343,15	—3,1
30	0,3719	0,1422	0,5664	0,1163	21,402	0,0568	41,255	—3,60	56,82	—25,8
40							18,853	—10,30	28,22	—11,6
45	0,3188	0,3326	0,3840	0,2711	8,618	0,0945				
50							6,549	—15,40	27,88	9,2
60	0,02654	0,5989	0,2606	0,4948	2,134	—0,0095	2,005	—2,71	4,51	—64,2
70	0,02372	0,7892	0,1950	0,6706	0,658	—0,3866	2,522	—20,95	4,16	—45,4
80	0,2187	0,9405	0,1451	0,8409	0,332	—0,4821	0,533	81,36	6,05	29,7
90	0,2120	1,000	0,1098	0,9645	0,408	0,2095	1,622	68,17	3,46	1,2
100	0,2180	0,9426	0,0863	0,9974	0,497	0,5714	0,841	—15,18		
110	0,2363	0,7922	0,0714	0,9205	0,477	0,7161	1,277	—95,63	3,15	45,7
120	0,2644	0,6015	0,0624	0,7552	0,363	0,7538	0,771	—13,95		
130							0,612	—13,45	0,20	71,7
135	0,3171	0,3343	0,0551	0,4557	0,184	0,5934				
140							0,654	14,47		
150	0,3699	0,1437	0,0516	0,2032	0,169	0,0695	1,429	34,02	5,24	26,9
160	0,3982	0,0625	0,0504	0,0896	0,147	—0,0520	3,462	21,21		
170	0,04164	0,0151	0,0498	0,0222	0,190	—0,0020	5,416	5,06	2,26	—15,1
180	0,4227	0,000	0,0496	0,000	0,210	0,000	7,350	0,00		

$\gamma°$	$\bar{r}$									
	8		10		15		20		30	
	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$	$\varkappa$	$p_п$
0	2922,05	0,00	2768,31	0	22 781,35	0,00	45 871,00	0,00	195 719	0,00
10	1499,30	—5,6	635,98	—2,2	4 036,17	11,0	1 210,00	—26,5	9 560,58	7,1
20	358,81	—8,0	237,20	—16,6	228,66	31,2	685,04	—6,3		
30	145,22	9,4	164,26	—6,2	16,070	—14,6	226,03	—51,9	1 034,20	—9,8
40	66,48	—36,8	82,28	—28,9	227,08	—12,3	157,72	—72,7		
50	28,68	15,8	62,03	18,8	104,57	10,8	128,51	82,7	333,09	—10,6
60	59,81	—17,3	36,12	—41,4	44,04	—20,0	67,03	—76,2	97,90	—81,9
70	15,71	—89,3	22,94	55,3	59,34	—92,4	22,76	—68,0		
80	3,48	—20,4	31,75	—63,9	27,54	—70,6	16,42	—85,8	34,30	—81,4
90	7,58	35,3	4,87	8,6			29,92	—85,8	24,20	25,1
100	3,03	—43,0	18,50	—94,6	16,88	—42,4	23,88	—81,5	7,25	—37,1
110	8,77	—75,4	8,78	—22,3	12,64	—26,8	4,03	—27,1		
120	12,77	—18,1	22,57	45,3	15,40	—11,0	18,07	33,2	23,75	25,1
130	14,53	—81,5	2,73	—7,8	8,82	—36,6	58,13	—16,2	39,25	—15,2
140	4,55	—18,0	44,95	35,3	27,47	—99,2	48,48	—20,4		
150	8,31	46,2	33,28	—88,5	13,14	75,4	34,50	88,6	97,91	43,7
160	11,38	59,1	49,23	58,7	24,44	—48,3	108,71	—10,6		
170	5,63	—25,2	16,94	66,6	136,74	—57,2	223,92	—90,6	173,30	58,4
180	38,20	0,00	19,99	0,00						

Таблица 2.32

Комплексный показатель преломления и коэффициент поглощения воды [11, 13, 29]

λ_μ	n	k	$\varkappa$	λ_μ	n	k	$\varkappa$
0,20	1,424	$8,0\cdot10^{-2}$	$1,3\cdot10^{-7}$	2,21	1,292	15,5	$2,72\cdot10^{-4}$
0,25	1,377	3,0	$6,0\cdot10^{-8}$	2,25	1,290	17,0	3,04
0,30	1,359	1,5	3,6	2,30	1,286	23,0	4,21
0,35	1,349	$3,0\cdot10^{-3}$	$8,0\cdot10^{-9}$	2,35	1,282	30,0	5,61
0,40	1,343	1,0	3,0	2,40	1,276	42,0	8,02
0,45	1,339	$2,0\cdot10^{-4}$	7,0	2,45	1,270	61,0	$1,189\cdot10^{-3}$
0,50	1,336	2,5	8,0	2,50	1,246	83,0	1,651
0,55	1,334	3,5	$1,5\cdot10^{-9}$	2,55	1,213	97,0	1,968
0,60	1,332	$1,5\cdot10^{-3}$	7,0	2,60	1,180	99,0	2,048
0,65	1,331	2,5	$1,3\cdot10^{-8}$	2,625	1,160	109,0	2,277
0,70	1,330	6,0	3,3	2,65	1,140	131,0	2,763
0,75	1,329	2,5	$1,49\cdot10^{-7}$	2,70	1,134	235,0	5,049
0,76	1,329	$2,6\cdot10^{-2}$	1,50	2,75	1,133	1,100	$2,401\cdot10^{-2}$
0,80	1,328	2,1	1,34	2,80	1,232	4,212	9,361
0,806	1,328	2,0	1,20	2,90	1,310	10,580	$2,435\cdot10^{-1}$
0,85	1,327	4,1	2,77	2,95	1,325	11,700	2,740
0,90	1,328	6,7	4,80	3,00	1,351	10,860	2,586
0,95	1,327	$3,65\cdot10^{-1}$	$2,76\cdot10^{-6}$	3,10	1,426	7,430	1,826
0,97	1,327	4,3	3,55	3,20	1,509	3,700	$9,422\cdot10^{-2}$
1,00	1,326	3,55	2,82	3,30	1,470	1,650	4,333
1,05	1,325	1,31	1,10	3,40	1,449	698,0	1,888
1,06	1,325	1,28	1,07	3,50	1,423	334,0	$9,300\cdot10^{-3}$
1,10	1,324	1,90	1,66	3,60	1,402	198,0	5,670
1,15	1,3235	8,00	7,32	3,75	1,372	119	$3,55\cdot10^{-3}$
1,19	1,323	$1,05\cdot10^{0}$	9,90	3,83	1,358	111	3,38
1,20	1,323	1,020	9,74	4,00	1,349	151	4,81
1,25	1,322	0,890	8,85	4,50	1,341	411	$1,472\cdot10^{-2}$
1,258	1,322	0,88	8,80	4,66	1,338	468	1,736
1,30	1,321	1,08	11,17	4,80	1,336	431	1,647
1,35	1,320	2,70	29,00	5,00	1,331	308	1,225
1,40	1,320	13,00	$14,48\cdot10^{-5}$	5,26	1,318	229	$9,59\cdot10^{-3}$
1,45	1,319	26,0	$3,00\cdot10^{-4}$	5,50	1,303	276	$1,208\cdot10^{-2}$
1,50	1,318	17,3	2,065	5,80	1,266	699	3,226
1,55	1,317	9,6	1,184	6,00	1,313	2138	$1,028\cdot10^{-1}$
1,60	1,316	6,2	$7,89\cdot10^{-5}$	6,05	1,324	2328	1,1208
1,65	1,316	5,1	6,70	6,40	1,347	852	$4,339\cdot10^{-2}$
1,66	1,315	5,0	$6,6\cdot10^{-5}$	6,50	1,338	794	4,107
1,70	1,315	5,15	6,97	7,00	1,323	618	3,443
1,75	1,314	6,4	8,91	7,50	1,303	579	3,456
1,80	1,312	8,0	$1,146\cdot10^{-4}$	8,00	1,293	566	3,603
1,85	1,311	9,5	1,399	8,50	1,286	557	3,769
1,90	1,309	80,5	$1,217\cdot10^{-3}$	9,00	1,269	566	4,054
1,94	1,307	114,0	1,76	9,50	1,245	579	4,377
1,95	1,307	110,0	1,707	10,00	1,214	668	5,316
2,00	1,304	68,0	1,082	10,50	1,185	826	6,900
2,05	1,302	41,0	$6,689\cdot10^{-4}$	11,00	1,151	1165	$1,021\cdot10^{-1}$
2,10	1,300	26,0	4,345	11,50	1,145	1672	1,53
2,15	1,296	19,0	3,25	12,00	1,160	2191	2,092
2,20	1,293	16,0	2,8	12,50	1,19	2451	2,438

λ_μ	n	k	$\varkappa$	λ_μ	n	k	$\varkappa$
13,0	1,220	2821	$2{,}918\cdot10^{-1}$	40,0	1,577	1194	$3{,}8007\cdot10^{-1}$
13,5	1,245	2980	3,202	42,0	1,537	1211	4,0476
14,0	1,275	3215	3,582	50,0	1,590	1298	5,1647
15,0	1,330	3601	4,298	52,0	1,609		
16,0	1,400	3211	4,088	60,0	1,670	1245	5,9446
17,5	1,485	2840	3,955	63,0	1,696		
18,0	1,535	2750	3,939	75,0	1,760	939	5,6044
18,5	1,606			83,0	1,801	800	5,284
19,0	1,681			100,0	1,878	665	5,292
20,0	1,722	2450	3,899	117,0	1,942	540	5,025
25,0	1,690	1877	3,734	150,0	1,995	412	4,9187
30,0	1,652	1411	3,368	152,0	1,996		
33,0	1,636			200,0	2,025	326	0,51886
35,0	1,615	1211	3,373				

Факторы эффективности ослабления, рассеяния и поглощения для водных частиц, рассчитанные Дерминджаном, Херманом, Шифриным и др., приводятся на рис. 2.16 и 2.17 [9, 20, 26, 36].

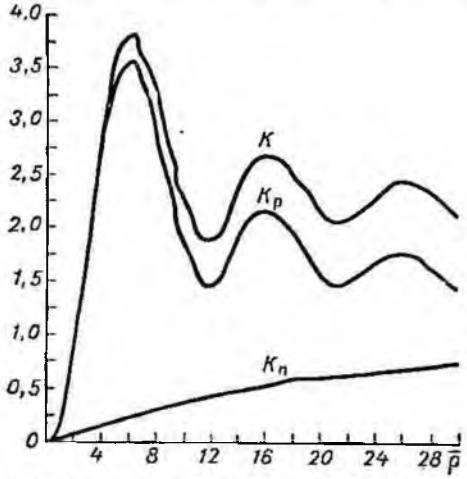


Рис. 2.16. Факторы эффективности ослабления, рассеяния и поглощения для водного аэрозоля при $\lambda=5$ мкм, $\tilde{m}=1{,}330\,(1-0{,}0074\,i)$ [36].

Дерминджаном для вычисления $K(\bar{\rho}, \tilde{m})$ было подобрано аппроксимационное выражение, справедливое для любых $\bar{\rho}$ и комплексных $\tilde{m}$, удовлетворяющих условию $|\tilde{m}|<2$:

$$K(\bar{\rho}, \tilde{m}) = (1+D)\,F, \qquad (2.27а)$$

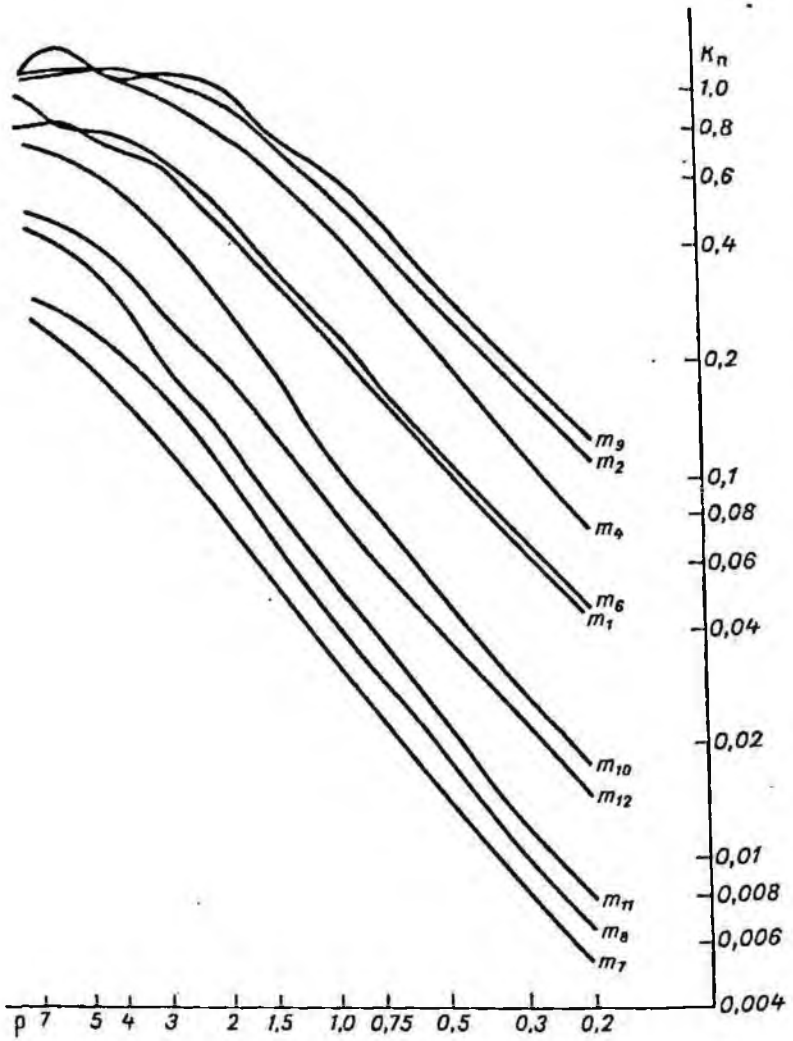


Рис. 2.17. Факторы эффективности поглощения $K_п(\rho)$ для частиц с различными комплексными показателями преломления ($m_1=1{,}23-0{,}094\ i$; $m_2=1{,}31-0{,}244\ i$; $m_4=1{,}43-0{,}183\ i$; $m_6=1{,}31-0{,}1\ i$; $m_7=1{,}33-0{,}012\ i$; $m_8=1{,}34-0{,}015\ i$; $m_9=1{,}33-0{,}274\ i$; $m_{10}=1{,}47-0{,}019\ i$; $m_{11}=1{,}45-0{,}019\ i$; $m_{12}=1{,}27-0{,}0326\ i$) [9].

где F определяется из формулы (2.24), полученной Ван де Хюлстом для больших «мягких» частиц, а $(1+D)$ — аппроксимационный множитель:

$$D\left(\bar{\rho}, \widetilde{m}\right) = D_1 = \frac{n-1}{2n}\,\frac{5(n-1)}{4{,}08}\,[f(\beta)+1] - \\ - \frac{5(n-1)-\bar{\rho}'}{5(n-1)f(\beta)}, \qquad (2.27б)$$

для области

$$\bar{\rho}' \leqslant 5(n-1) \leqslant \frac{4{,}08}{1+3\operatorname{tg}\beta}$$

$$D\left(\bar{\rho}, \widetilde{m}\right) = D_2 = \frac{n-1}{2n}\,[f(\beta)+1]\,\frac{\bar{\rho}'}{4{,}08}, \qquad (2.27в)$$

для области

$$5(n-1) \leqslant \bar{\rho}' \leqslant \frac{4{,}08}{1+3\operatorname{tg}\beta}$$

$$D\left(\bar{\rho}, \widetilde{m}\right) = D_3 = \frac{n-1}{2n}\,\frac{f(\beta)+1}{1+3\operatorname{tg}\beta}, \qquad (2.27г)$$

для области

$$\frac{4{,}08}{1+3\operatorname{tg}\beta} \leqslant \bar{\rho}' \leqslant \frac{4{,}08}{1+\operatorname{tg}\beta}$$

$$D\left(\bar{\rho}, \widetilde{m}\right) = D_4 = \frac{n-1}{2n}\,\frac{f(\beta)+1}{f(\beta)}\,\frac{4{,}08}{\bar{\rho}'}, \qquad (2.27д)$$

$$\text{когда } \bar{\rho}' > \frac{4{,}08}{1+\operatorname{tg}\beta},$$

где $f(\beta)=(1+\operatorname{tg}\beta)(1+3\operatorname{tg}\beta)$, а $\bar{\rho}'$ и β определены ранее для формулы (24).

Разница между расчетами по точным формулам Ми и по аппроксимационным выражениям Дерминджана не превышает 4%.

Наиболее полные характеристики рассеивающих свойств аэрозольных частиц различного химического состава и различных размеров представлены в таблицах К. С. Шифрина и И. Л. Зельмановича: поперечники поглощения рассеяния и поглощения частиц с $\bar{\rho}$ от 0,5 до 100 и различными комплексными показателями преломления, все составляющие матрицы рассеяния для 12 значений показателя преломления и тех же значений $\bar{\rho}$, а также световые функции, дающие возможность рассчитывать индикатрисы рассеяния для любых аэрозольных частиц [22].

3.5. Полидисперсный аэрозоль

Для системы частиц полидисперсного аэрозоля объемный коэффициент ослабления k_{va} зависит от счетной концентрации частиц N, функции распределения частиц по размерам и фактора эффективности ослабления $K(\bar{\rho}, \bar{m})$ для каждой частицы, а индикатриса рассеяния системы частиц будет определяться функцией распределения частиц по размерам и индикатрисами рассеяния каждой частицы

$$k_{va} = \int_0^\infty \pi a^2 K(\bar{\rho}, \bar{m}) N f(a) da, \tag{2.28}$$

где $f(a)$ — нормированная функция распределения частиц по размерам.

Величину, представляющую отношение объемного коэффициента ослабления к площади сечения всех частиц в единице объема полидисперсного аэрозоля будем называть усредненным фактором эффективности ослабления (для монодисперсного аэрозоля эта величина совпадает с фактором эффективности ослабления)

$$\overline{K}(\bar{m}, \bar{a}) = \frac{\int_0^\infty \pi a^2 K(\bar{\rho}, \bar{m}) N f(a) da}{\int_0^\infty \pi a^2 f(a) da}. \tag{2.29}$$

Для расчетов k_{va}, $\overline{K}$ и индикатрис рассеяния полидисперсного аэрозоля необходимо знание аналитических выражений функций распределения частиц по размерам, наиболее хорошо описывающих реальный состав атмосферного аэрозоля. В туманах и облаках распределение частиц по размерам достаточно хорошо описывается нормально-логарифмической функцией

$$f(a) = \frac{1}{\sqrt{\pi} t} \frac{1}{r} e^{-\frac{t}{4} - \frac{1}{t}(\ln \xi)^2} \tag{2.30}$$

(где $\xi = \frac{a}{r}$, r — наивероятнейший радиус, t — параметр) и гамма-функцией

$$f(a) = \frac{1}{\Gamma(\mu+1)} \mu^{\mu+1} \frac{a^\mu}{r^{\mu+1}} e^{-\mu \frac{a}{r}}, \tag{2.31}$$

здесь $\Gamma(\mu+1)$ — гамма-функция, равная $\mu!$ при целом μ; r и μ — параметры.

Частным случаем гамма-распределения является распределение Хргиана—Мазина:

$$f(a) = Aa^2 e^{-ba}, \tag{2.32}$$

Таблица 2.33

Индикатрисы рассеяния радиации полидисперсным аэрозолем с распределением частиц по размерам Юнге [21]

	$\tilde{m}=1{,}33$, $\bar{\rho}_{макс}=80$								
	$b_1=4$			$b_1=5$			$b_1=6$		
γ°	$\bar{\rho}_{мин}=0{,}5$ $\bar{\rho}_{ср}=0{,}75$	$\bar{\rho}_{мин}=1$ $\bar{\rho}_{ср}=1{,}5$	$\bar{\rho}_{мин}=2$ $\bar{\rho}_{ср}=3$	$\bar{\rho}_{мин}=0{,}5$ $\bar{\rho}_{ср}=0{,}66$	$\bar{\rho}_{мин}=1$ $\bar{\rho}_{ср}=1{,}33$	$\bar{\rho}_{мин}=2$ $\bar{\rho}_{ср}=2{,}7$	$\bar{\rho}_{мин}=0{,}5$ $\bar{\rho}_{ср}=0{,}62$	$\bar{\rho}_{мин}=1$ $\bar{\rho}_{ср}=1{,}25$	$\bar{\rho}_{мин}=2$ $\bar{\rho}_{ср}=2{,}5$
0	7,470	7,630	8,233	1,696	1,820	2,436	0,6486	0,7969	1,328
1	5,300	5,300	5,800	1,500	1,600	2,200	0,6300	0,7750	1,300
2	3,500	3,550	3,900	1,350	1,450	2,000	0,6150	0,7600	1,280
3	2,700	2,750	2,800	1,200	1,300	1,800	0,6000	0,7400	1,250
4	2,200	2,250	2,300	1,100	1,150	1,650	0,5900	0,7250	1,230
5	1,850	1,900	2,000	1,000	1,050	1,500	0,5800	0,7050	1,190
6	1,600	1,650	1,700	0,9500	1,000	1,400	0,5650	0,6900	1,150
7	1,400	1,500	1,550	0,9200	0,9500	1,300	0,5550	0,6750	1,120
8	1,300	1,350	1,400	0,9100	0,9300	1,250	0,5400	0,6550	1,080
9	1,250	1,300	1,350	0,9000	0,9200	1,200	0,5300	0,6450	1,040
10	1,210	1,232	1,297	0,8590	0,9127	1,167	0,5174	0,6247	0,9917
20	0,05762	0,5850	0,5986	0,5078	0,5335	0,6446	0,3716	0,4335	0,6340
30	0,2981	0,3011	0,2959	0,3004	0,3101	0,3453	0,2569	0,2889	0,3737
40	0,1599	0,1602	0,1493	0,1780	0,1794	0,1783	0,1753	0,1869	0,2041
50	0,08519	0,08435	0,07267	0,1066	0,1039	0,08844	0,1204	0,1205	0,1065
60	0,04734	0,04610	0,03590	0,06653	0,06223	0,04430	0,08478	0,07918	0,05550
70	0,02575	0,2441	0,01919	0,04483	0,04025	0,02478	0,06240	0,05439	0,03132
80	0,02161	0,02044	0,01493	0,03333	0,02893	0,01725	0,04830	0,03920	0,01974
90	0,01522	0,01405	0,09917	0,02382	0,02021	0,01067	0,03899	0,02886	0,01177
100	0,01002	0,008820	0,005449	0,01926	0,01452	0,006205	0,03386	0,02260	0,007044
110	0,01044	0,009268	0,006630	0,01792	0,01318	0,006282	0,03158	0,02008	0,006070
120	0,009452	0,008146	0,005765	0,01756	0,01215	0,005750	0,03295	0,01904	0,005594
130	0,01038	0,008986	0,006799	0,01811	0,01218	0,006046	0,03463	0,01902	0,005647
140	0,01213	0,01065	0,008604	0,01934	0,01289	0,006919	0,03698	0,01970	0,006240
150	0,01128	0,01034	0,008938	0,02062	0,01370	0,007776	0,03952	0,02077	0,007326
160	0,01544	0,01382	0,01192	0,02244	0,01521	0,009592	0,04178	0,02192	0,008629
170	0,01682	0,01517	0,01332	0,02315	0,01566	0,01003	0,04323	0,02264	0,009368
180	0,02092	0,01934	0,01783	0,02451	0,01704	0,01188	0,04399	0,02321	0,01029

T°	$\tilde{m} = 1{,}50$, $p_{макс} = 130$									
	$b_1 = 5$		$b_1 = 6$				$b_1 = 8$			
	$\bar{p}_{мин}=1$ $\bar{p}_{ср}=1{,}33$	$\bar{p}_{мин}=2$ $\bar{p}_{ср}=2{,}7$	$\bar{p}_{мин}=0{,}2$ $\bar{p}_{ср}=0{,}25$	$\bar{p}_{мин}=0{,}6$ $\bar{p}_{ср}=0{,}75$	$\bar{p}_{мин}=1$ $\bar{p}_{ср}=1{,}25$	$\bar{p}_{мин}=2$ $\bar{p}_{ср}=2{,}5$	$\bar{p}_{мин}=0{,}2$ $\bar{p}_{ср}=0{,}23$	$\bar{p}_{мин}=0{,}6$ $\bar{p}_{ср}=0{,}7$	$\bar{p}_{мин}=1$ $\bar{p}_{ср}=1{,}2$	$\bar{p}_{мин}=2$ $\bar{p}_{ср}=2{,}3$
0	1,195	1,746	0,4012	0,4637	0,5616	0,9336	0,1461	0,2202	0,3215	0,5762
1	1,095	1,587	0,3991	0,4627	0,5626	0,9306	0,1461	0,2202	0,3213	0,6741
2	0,9876	1,393	0,3947	0,4599	0,5590	0,9223	0,1460	0,2199	0,3209	0,6723
3	0,9177	1,298	0,3901	0,4554	0,5531	0,9093	0,1458	0,2195	0,3201	0,6692
4	0,8959	1,263	0,3850	0,4490	0,5460	0,8940	0,1461	0,2212	0,3248	0,7011
5	0,8235	1,147	0,3800	0,4432	0,5370	0,8733	0,1453	0,2182	0,3178	0,6595
6	0,7868	1,088	0,3738	0,4360	0,5275	0,8526	0,1449	0,2174	0,3160	0,6530
7	0,7540	1,036	0,3677	0,4284	0,5176	0,8308	0,1445	0,2164	0,3142	0,6456
8	0,7240	0,9877	0,3613	0,4205	0,5072	0,8083	0,1441	0,2153	0,3121	0,6372
9	0,6954	0,9428	0,3548	0,4124	0,4967	0,7855	0,1435	0,2141	0,3096	0,6281
10	0,6677	0,8990	0,3481	0,4041	0,4858	0,7621	0,1429	0,2128	0,3071	0,6180
20	0,6677	0,8990	0,3481	0,4041	0,4858	0,7621	0,1429	0,2128	0,3071	0,6180
30	0,2964	0,3360	0,2141	0,2399	0,2744	0,3428	0,1221	0,1684	0,2257	0,3476
40	0,1977	0,2011	0,1617	0,1770	0,1960	0,2104	0,1080	0,1413	0,1796	0,2262
50	0,1260	0,1106	0,1194	0,1270	0,1349	0,1193	0,09349	0,1152	0,07493	0,1355
60	0,08077	0,05870	0,08830	0,09082	0,09193	0,06539	0,08027	0,09259	0,1028	0,07675
70	0,05338	0,03493	0,06669	0,06603	0,06328	0,03676	0,07008	0,07467	0,07634	0,04314
80	0,03652	0,02197	0,05235	0,04970	0,04479	0,02278	0,06216	0,06168	0,05738	0,02604
90	0,02692	0,01653	0,04373	0,03965	0,03331	0,01662	0,05849	0,02858	0,04464	0,01799
100	0,02092	0,01345	0,03923	0,03380	0,02622	0,01353	0,05854	0,04936	0,03670	0,01405
110	0,01747	0,01181	0,03820	0,03521	0,02209	0,01176	0,06935	0,06513	0,03231	0,01174
120	0,01551	0,01085	0,03856	0,03025	0,01990	0,01053	0,06799	0,05039	0,03037	0,01015
130	0,01496	0,01053	0,04083	0,03094	0,01913	0,009988	0,07580	0,05370	0,03005	0,009316
140	0,01599	0,01152	0,04401	0,03262	0,01947	0,01037	0,08421	0,05778	0,03079	0,009381
150	0,01699	0,01333	0,04736	0,03467	0,02041	0,01144	0,09215	0,06181	0,03199	0,01030
160	0,01899	0,01605	0,05036	0,03670	0,02165	0,01307	0,09860	0,06519	0,03326	0,01192
170	0,02126	0,01926	0,05277	0,03857	0,02319	0,01570	0,1029	0,06753	0,03431	0,01396
180	0,02496	0,02511	0,05402	0,03979	0,02448	0,01840	0,1043	0,06827	0,03460	0,01435

$\tilde{m} = 1{,}50$, $\bar{\rho}_{макс} = 150$

T°	$b_1 = 3$				$b_1 = 4$				$b_1 = 5$	
	$\bar{\rho}_{мин} = 0{,}2$ $\bar{\rho}_{ср} = 0{,}4$	$\bar{\rho}_{мин} = 0{,}6$ $\bar{\rho}_{ср} = 1{,}2$	$\bar{\rho}_{мин} = 1$ $\bar{\rho}_{ср} = 2$	$\bar{\rho}_{мин} = 2$ $\bar{\rho}_{ср} = 4$	$\bar{\rho}_{мин} = 0{,}2$ $\bar{\rho}_{ср} = 0{,}3$	$\bar{\rho}_{мин} = 0{,}6$ $\bar{\rho}_{ср} = 0{,}9$	$\bar{\rho}_{мин} = 1$ $\bar{\rho}_{ср} = 1{,}5$	$\bar{\rho}_{мин} = 2$ $\bar{\rho}_{ср} = 3$	$\bar{\rho}_{мин} = 0{,}2$ $\bar{\rho}_{ср} = 0{,}27$	$\bar{\rho}_{мин} = 0{,}6$ $\bar{\rho}_{ср} = 0{,}8$
0	89,42	89,50	89,89	94,26	8,191	8,260	8,537	10,37	1,032	1,083
1	39,69	39,72	39,89	41,82	5,335	5,350	5,528	6,652	0,9496	0,9955
2	11,91	11,92	11,97	12,54	3,129	3,156	3,258	3,796	0,8574	0,8981
3	5,868	5,873	5,899	6,170	2,321	2,339	2,414	2,751	0,7986	0,8360
4	3,603	3,605	3,619	3,779	1,916	1,934	1,995	2,278	0,7799	0,8163
5	2,488	2,491	2,500	2,606	1,625	1,639	1,327	1,899	0,7188	0,7517
6	1,839	1,841	1,849	1,922	1,437	1,449	1,493	1,658	0,6878	0,7192
7	1,465	1,467	1,473	1,528	1,299	1,309	1,348	1,480	0,6601	0,6898
8	1,248	1,248	1,253	1,298	1,194	1,203	1,239	1,345	0,6337	0,6630
9	1,047	1,048	1,052	1,088	1,104	1,112	1,145	1,229	0,6104	0,6375
10	0,8829	0,8835	0,8867	0,9142	1,026	1,0339	1,063	1,130	0,5871	0,6128
20	0,3783	0,3786	0,3795	0,3837	0,6077	0,6118	0,5913	0,6084	0,3972	0,4126
30	0,2177	0,2177	0,2182	0,2164	0,4026	0,4050	0,4111	0,3705	0,2706	0,2793
40	0,1353	0,1353	0,1351	0,1319	0,2758	0,2769	0,2827	0,2368	0,1848	0,1798
50	0,08050	0,08050	0,08040	0,07655	0,1792	0,1799	0,1826	0,1415	0,1218	0,1236
60	0,04916	0,04914	0,04896	0,04561	0,1167	0,1170	0,1180	0,08605	0,08147	0,08161
70	0,03312	0,03310	0,03292	0,03043	0,07684	0,04184	0,07699	0,05442	0,05644	0,05571
80	0,02077	0,02073	0,02053	0,01871	0,04949	0,04969	0,04921	0,03391	0,03877	0,03960
90	0,01491	0,01488	0,01468	0,01344	0,03423	0,03397	0,03316	0,02346	0,03192	0,03037
100	0,01012	0,01021	0,01050	0,009118	0,02420	0,02386	0,02279	0,01656	0,02665	0,02478
110	0,008269	0,008200	0,007958	0,007316	0,01950	0,01878	0,01720	0,01308	0,02667	0,02320
120	0,007854	0,007783	0,007555	0,007080	0,01676	0,01626	0,01481	0,01178	0,02316	0,02052
130	0,007414	0,007393	0,007146	0,006730	0,01613	0,01236	0,01424	0,01149	0,02355	0,02054
140	0,01071	0,009809	0,009548	0,009257	0,01883	0,01819	0,01648	0,01398	0,02509	0,01191
150	0,01436	0,01430	0,01404	0,01394	0,02234	0,02206	0,02031	0,01797	0,02520	0,02344
160	0,04135	0,04127	0,04113	0,04229	0,03024	0,02958	0,02795	0,02666	0,02973	0,02568
170	0,04687	0,04685	0,04671	0,04812	0,03500	0,03434	0,03278	0,03206	0,03215	0,02879
180	0,05349	0,05347	0,05335	0,05508	0,04232	0,04171	0,04037	0,04130	0,03545	0,03138

T°	$\tilde{m}=2{,}105$, $\bar{P}_{макс}=15$						
	$b_1=4$				$b_1=5$		
	$\bar{P}_{мин}=0{,}2$ $\bar{P}_{ср}=0{,}3$	$\bar{P}_{мин}=1$ $\bar{P}_{ср}=1{,}5$	$\bar{P}_{мин}=1{,}4$ $\bar{P}_{ср}=2{,}1$	$\bar{P}_{мин}=2{,}2$ $\bar{P}_{ср}=3{,}3$	$\bar{P}_{мин}=0{,}2$ $\bar{P}_{ср}=0{,}26$	$\bar{P}_{мин}=1$ $\bar{P}_{ср}=1{,}33$	$\bar{P}_{мин}=1{,}4$ $\bar{P}_{ср}=1{,}86$
0	0,7134	0,7682	0,9100	1,426	0,2732	0,3008	0,3312
10	0,4422	0,4710	0,5336	0,7350	0,2412	0,2660	0,2814
20	0,2745	0,2855	0,3018	0,3295	0,2114	0,2256	0,2276
30	0,1940	0,1979	0,1966	0,1702	0,1790	0,1880	0,1816
40	0,1462	0,1473	0,1392	0,1028	0,1481	0,1533	0,1425
50	0,1114	0,1110	0,1008	0,06756	0,1191	0,1210	0,1081
60	0,08730	0,08495	0,07549	0,04959	0,1015	0,09356	0,0810
70	0,06800	0,06673	0,05939	0,04204	0,07444	0,07336	0,06348
80	0,05498	0,05375	0,04901	0,03667	0,05916	0,05724	0,05030
90	0,04581	0,04328	0,03891	0,02864	0,05146	0,04702	0,03980
100	0,03316	0,03018	0,03138	0,02321	0,03836	0,03424	0,03126
110	0,03083	0,02890	0,02870	0,02554	0,03260	0,02716	0,02526
120	0,02691	0,02451	0,02477	0,02423	0,02946	0,02264	0,02132
130	0,02529	0,02243	0,02303	0,02506	0,02764	0,01930	0,01779
140	0,02637	0,02323	0,02441	0,02923	0,02840	0,01898	0,01782
150	0,03167	0,02866	0,03132	0,04139	0,03026	0,02002	0,01933
160	0,04602	0,04411	0,05082	0,07666	0,03536	0,02556	0,03846
170	0,06854	0,06875	0,08197	0,1315	0,03884	0,02908	0,04376
180	0,08787	0,08988	0,1089	0,1807	0,04098	0,03152	0,04744

T°	$\tilde{m}=2{,}105$, $\bar{P}_{макс}=15$					$\tilde{m}=1{,}44$, $\bar{P}_{макс}=6$	
	$b_1=5$	$b_1=6$				$b_1=4$	
	$\bar{P}_{мин}=2{,}2$ $\bar{P}_{ср}=2{,}93$	$\bar{P}_{мин}=0{,}2$ $\bar{P}_{ср}=0{,}25$	$\bar{P}_{мин}=1$ $\bar{P}_{ср}=1{,}25$	$\bar{P}_{мин}=1{,}4$ $\bar{P}_{ср}=1{,}75$	$\bar{P}_{мин}=2{,}2$ $\bar{P}_{ср}=2{,}75$	$\bar{P}_{мин}=0{,}5$ $\bar{P}_{ср}=0{,}75$	$\bar{P}_{мин}=1$ $\bar{P}_{ср}=1{,}5$
0	0,3912	0,2490	0,3141	0,3768	0,7048	1,041	1,076
10	0,2640	0,2276	0,2933	0,3430	0,5747	0,8143	0,8399
20	0,1597	0,2099	0,2547	0,2846	0,3894	0,5408	0,5554
30	0,1001	0,1795	0,2113	0,2229	0,2283	0,2980	0,3032
40	0,06792	0,1502	0,1717	0,1718	0,1347	0,1743	0,1753
50	0,04429	0,1231	0,1367	0,1308	0,08281	0,1016	0,1005
60	0,02840	0,09976	0,1077	0,1004	0,05977	0,06235	0,06044
70	0,02554	0,0859	0,08438	0,07835	0,05091	0,04103	0,03892
80	0,02215	0,06538	0,06563	0,06162	0,04363	0,02794	0,02579
90	0,01761	0,05886	0,05482	0,04797	0,03374	0,02042	0,01828
100	0,01341	0,04594	0,03904	0,03748	0,02740	0,01650	0,01433
110	0,01316	0,04154	0,03103	0,02997	0,02697	0,01422	0,01189
120	0,01531	0,03991	0,02580	0,02471	0,02982	0,01337	0,01084
130	0,01435	0,04026	0,02266	0,02112	0,03116	0,01352	0,01075
140	0,01858	0,04243	0,02198	0,02044	0,03700	0,01408	0,01107
150	0,02239	0,04632	0,02436	0,02443	0,05676	0,01511	0,01188
160	0,04238	0,05201	0,03029	0,03448	0,1006	0,01401	0,01051
170	0,05339	0,05722	0,03714	0,04623	0,1521	0,01575	0,01220
180	0,06191	0,05776	0,04061	0,05226	0,1790	0,01788	0,01788

полученное на основании большого экспериментального материала по спектру облачных частиц.

В работе [7] показано, что расчеты усредненного фактора эффективности ослабления с применением первых двух распределений совпадают с точностью 1—3%. Распределение частиц атмосферного аэрозоля в приземном слое достаточно хорошо описывается степенной функцией Юнге:

$$f(a) = Ce^{-b_1 a}, \tag{2.33}$$

где показатель степени b_1 может изменяться от 2 до 6.

Более детальные исследования распределения частиц по размерам показывают, что в распределении по размерам для приземного аэрозоля существует минимум концентрации частиц в диапазоне 0,2÷0,6 мкм [8, 28]. Однако большинство расчетов коэффициентов аэрозольного ослабления радиации и индикатрис рассеяния сделаны для распределений Юнге [21, 23]. Некоторые авторы использовали для расчетов также распределения Рокара, Беста и суммы из различных гамма-распределений [21, 37]. Практический интерес представляют индикатрисы рассеяния приземного аэрозоля [табл. 2.33], полученные в работе [21] для частиц с показателем преломления 1,33; 1,44; 1,50 и 2,05 для распределения Юнге. Распределения ограничиваются как по нижнему пределу размеров частиц, так и по верхнему. Первое ограничение может существенно влиять на результат лишь при показателе степени $b_1 > 5$, второе ограничение связано с вычислительными трудностями при расчетах и оправдывается низкой концентрацией больших аэрозольных частиц.

§ 4. ЛОКАЛЬНЫЕ ИНДИКАТРИСЫ РАССЕЯНИЯ В РЕАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ

Для характеристики угловых зависимостей рассеяния в атмосфере вводится понятие коэффициента рассеяния в данном направлении

$$\mu_0(\gamma) = \frac{dF}{Ed\omega\, dv}, \tag{2.34}$$

где dF — поток рассеянного света в направлении γ от объема dV в телесный угол $d\omega$, E — освещенность площадки, перпендикулярной к прямым лучам.

Величину $\mu_0(\gamma)$ называют еще локальной индикатрисой рассеяния. Функция $\mu_0(\gamma)$ экспериментально определяется из прожекторных и нефелометрических измерений. Из измерений яркости неба эту величину получить непосредственно нельзя. В этом

случае вводят понятие коэффициента рассеяния в данном направлении, рассчитанного на всю высоту атмосферы $\mu_1(\gamma)$

$$\mu_1(\gamma) = \int_0^\infty \mu_0(\gamma)\, dz.$$

Непосредственно из измерений получают коэффициент рассеяния в данном направлении, рассчитанный на всю толщу атмосферы, не исключая влияния многократного рассеяния, отражения от земной поверхности и поглощения.

Многолетние наблюдения индикатрис рассеяния всей толщи атмосферы производились Е. В. Пясковской-Фесенковой с сотрудниками в окрестности Алма-Аты и в других местах [14, 15, 16].

В этих работах функция $\mu(\gamma)$ определяется путем наблюдения яркости неба в альмукантарате Солнца. В начале и конце серии измерений определяется яркость экрана, освещенного перпендикулярными к нему лучами Солнца.

Функция $\mu(\gamma)$ находится из выражения

$$\mu(\gamma) = \frac{B_н(\gamma)}{B_э} \frac{A}{\pi} \frac{1}{m}, \qquad (2.35)$$

где $B_э$ — яркость экрана, A — альбедо экрана, m — атмосферная масса в направлении на Солнце, $B_н$ — яркость неба.

Измерения показывают, что форма индикатрис значительно меняется от дня ко дню при углах $\gamma < 40°$ и весьма мало колеблется в пределах углов $\gamma = 40 \div 120°$. Характерна сильная вытянутость индикатрис вперед.

Е. В. Пясковской-Фесенковой было установлено [16], что все индикатрисы при одинаковой прозрачности атмосферы пересекаются вблизи одной точки в интервале углов $\gamma = 55 \div 60°$.

При построении индикатрисы рассеяния в реальной атмосфере наиболее сложной задачей является исключение влияния многократного рассеяния, отражения света от подстилающей поверхности и чистого поглощения.

В работе Г. Ш. Лифшица [14] предлагается следующее выражение для вычисления $\mu_1(\gamma)$

$$\mu_1(\gamma) = \frac{B_н(\gamma)}{Em} - \left[\frac{B_н(\gamma_0)}{Em} - \frac{B_н(\gamma_0)}{4\pi\left(\frac{Em}{4\pi} + B_2(\gamma_0) + B_q(\gamma)\right)}\right] \times$$

$$\times \frac{B_2(\gamma) + B_q(\gamma)}{B_2(\gamma_0) + B_q(\gamma_0)}, \qquad (2.36)$$

где τ — оптическая толща атмосферы, определяемая по бугеровской прямой, $B_н(\gamma_0)$ — наблюдаемая яркость неба в особой точке, $\gamma_0 \cong 57°$, $B_2(\gamma)$ — теоретически вычисленная яркость неба за счет многократного рассеяния, $B_q(\gamma)$ — теоретически вычисленная яркость неба за счет отражения от подстилающей поверхности,

$B_2(\gamma_0)$ и $B_q(\gamma_0)$ — те же теоретически вычисленные яркости неба в особой точке.

В табл. 2.34, заимствованной из работы [14], приводятся значения $\mu(\gamma)$ и $\mu_1(\gamma)$ для оптических толщ $\tau=0{,}1$; 0,2 и 0,3. Из этой таблицы видно, что даже для наименьшей оптической толщи $\tau=0{,}1$ $\mu(\gamma)$ и $\mu_1(\gamma)$ различаются довольно значительно, особенно при больших углах рассеяния γ, так как при малых углах слишком велико рассеяние первого порядка.

Наиболее обстоятельные измерения коэффициента рассеяния приземного слоя атмосферы $\mu_0(\gamma)$ проводились Фойтциком и Цшаеком [30] прожекторным методом и О. Д. Бартеньевой [2], которая использовала для измерения индикатрис рассеяния приземного слоя воздуха нефелометр ИФ-14.

Результаты Бартеньевой основываются на измерении 1020 индикатрис, полученных в различных метеорологических и географических условиях при изменении метеорологической дальности видимости от $D_0=0{,}2$ км до $D_0=220$ км.

Для анализа в качестве характерного параметра семейства кривых, изображающих индикатрисы рассеяния света при различных условиях, Бартеньева берет так называемый коэффициент асимметрии светового потока C, т. е. отношение потока, рассеянного в переднюю полусферу F_1, к потоку, рассеянному в заднюю полусферу F_2:

$$C=\frac{F_1}{F_2}=\frac{\int\limits_0^{\pi/2}\mu_0(\gamma)\sin\gamma\,d\gamma}{\int\limits_{\pi/2}^{\pi}\mu_0(\gamma)\sin\gamma\,d\gamma}. \qquad (2.37)$$

Все индикатрисы, имеющие одно и то же значение параметра C, группируются вместе и образуют один класс. В отдельные классы включаются индикатрисы рассеяния, которые различаются по C примерно в полтора раза. Всего выделено 10 классов индикатрис рассеяния. Наряду с классами было выделено два типа индикатрис: пологий и так называемый острый с глубоким минимумом при $\gamma=110\div120°$.

На рис. 2.18 приведены кривые, соответствующие различным классам индикатрис [2]. По оси абсцисс отложены углы рассеяния в градусах, а по оси ординат — значения нормированной индикатрисы рассеяния.

$$\mu_0^*(\gamma)=\frac{\mu_0(\gamma)}{2\pi\int\limits_0^{\pi}\mu_0(\gamma)\sin\gamma\,d\gamma}. \qquad (2.38)$$

Согласно условию нормировки,

$$\int\limits_{4\pi}\mu_0^*(\gamma)\,d\omega=1.$$

Таблица 2.34

Функция $\mu(\gamma)$ и $\mu_1(\gamma)$ [14]

τ	λ мкм	γ°									
		10		15		20		30		45	
		μ	μ_1	μ	μ_1	μ	μ_1	μ	μ_1	μ	μ_1
0,1	704	0,1059	0,1044	0,0457	0,0442	0,0329	0,0314	0,0254	0,0240	0,0106	0,0092
0,2	491	0,1343	0,1289	0,0656	0,0604	0,0547	0,0495	0,0390	0,0338	0,0331	0,0279
0,3	440	0,1189	0,1043	0,0842	0,0698	0,0690	0,0544	0,0573	0,0432	0,0511	0,0378

τ	λ мкм	γ°									
		60		80		90		100		$\geq$120	
		μ	μ_1	μ	μ_1	μ	μ_1	μ	μ_1	μ	μ_1
0,1	740	0,0091	0,0077	0,0045	0,0031	0,0050	0,0036	0,0045	0,0030	0,0050	0,0031
0,2	491	0,0176	0,0125	0,0114	0,0064	0,0109	0,0059	0,0109	0,0059	0,0109	0,0060
0,3	440	0,0319	0,0191	0,0205	0,0088	0,0200	0,0089	0,0200	0,0094	0,0209	0,0114

На рис. 2.18 кривая, соответствующая значению $C=1$, получена как средняя из 13 индикатрис, измеренных в разное время в течение ночи с 21 по 22 сентября 1957 г. на пике Терскол; ей соответствует значение $D_0=220$ км. Кривая *1* близка релеевской индикатрисе (кривая 1 *а*). В классы 1—4 при $C\leqslant 3{,}5$ включены только индикатрисы одного пологого типа. При $C>3{,}5$ могут наблюдаться индикатрисы как пологого, так и острого типа (кривые *5*, *6* и т. д.). При $C>5{,}6$ (т. е. класс 6) кривые острого типа

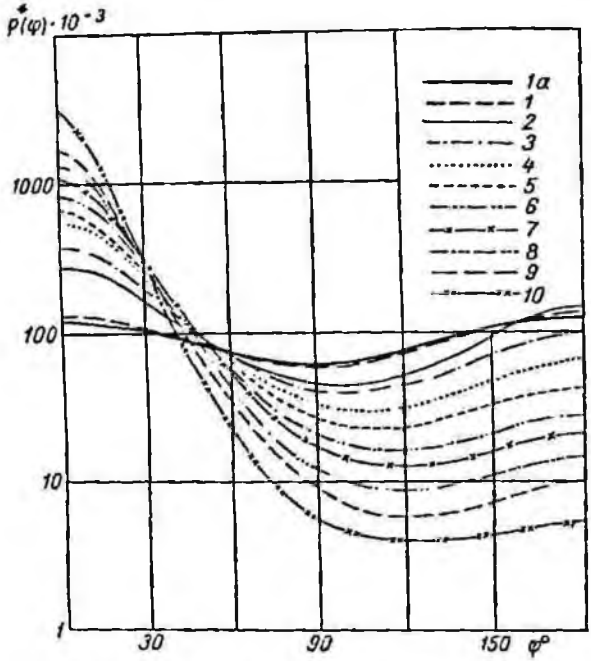


Рис. 2.18. Индикатрисы рассеяния света воздухом (пологий тип) [2].

1 — индикатриса, полученная на Эльбрусе; *1а* — индикатриса релеевская для чистого сухого воздуха; *2* — класс 2, пологий тип; *3* — класс 3, пологий тип и т. д

имеют максимум вблизи $\gamma=140°$, который сохраняется до класса 10, но несколько уменьшается по ординате.

При увеличении параметра C индикатриса вытягивается вперед. Разделение индикатрис на два типа обусловлено существованием в атмосфере двух различных групп аэрозолей. Индикатрисы пологого типа наблюдаются в континентальных условиях при устойчивой дымке. Появление индикатрис рассеяния острого типа (кривые *5*—*9*) обусловлено присутствием в воздухе крупных капель до 20 мкм диаметром. Такие индикатрисы могут

получаться над океаном и морями. Индикатрисы острого типа (кривые *7*, *8*, *9*) наблюдаются в континентальных условиях перед образованием тумана или в момент его рассеяния.

В туманах форма индикатрисы рассеяния может существенно отличаться от формы индикатрис рассеяния в дымке. В классы *6*, *7*, *8*, *9*, *10* включены индикатрисы рассеяния острого типа с максимумом вблизи $\gamma=140°$.

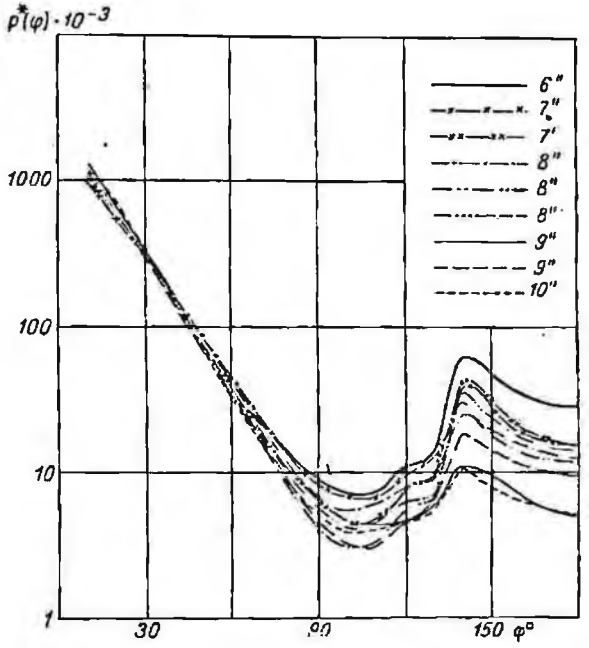


Рис. 2.19. Индикатрисы рассеяния света воздухом (острый тип с максимумом вблизи $\varphi=140°$) [2].

6″ — класс 6, острый тип с максимумом: *7″* — класс 7, острый тип с максимумом и т. д.

На рис. 2.19 этот тип представлен кривыми *6″*, *7″*, *8″*, *9″*, *10″*.

Максимуму вблизи $\gamma=140°$ соответствует область первой радуги, а ступенька кривой, наблюдавшаяся в классах *6″*, *7″*, *8″* при $\gamma=120\div130°$, соответствует области второй радуги. Величина этих максимумов зависит от относительной доли крупных капель в общем количестве всех частиц, взвешенных в воздухе.

Точка пересечения индикатрис, наблюдавшихся при данной прозрачности, зависит от прозрачности атмосферы. Индикатрисы, наблюдающиеся при большой прозрачности, пересекаются вблизи $\gamma=60°$. По мере увеличения мутности атмосферы точка

пересечения индикатрис начинает перемещаться в сторону малых углов. Для сильно замутненной атмосферы индикатрисы пересекаются вблизи 30 и 20°.

На рис. 2.20 представлена зависимость точки пересечения индикатрис от прозрачности атмосферы.

Если исключить два крайних случая — почти идеальной атмосферы и дымки близкой к туману, то основная масса индикатрис пересекается вблизи $\gamma=45°$.

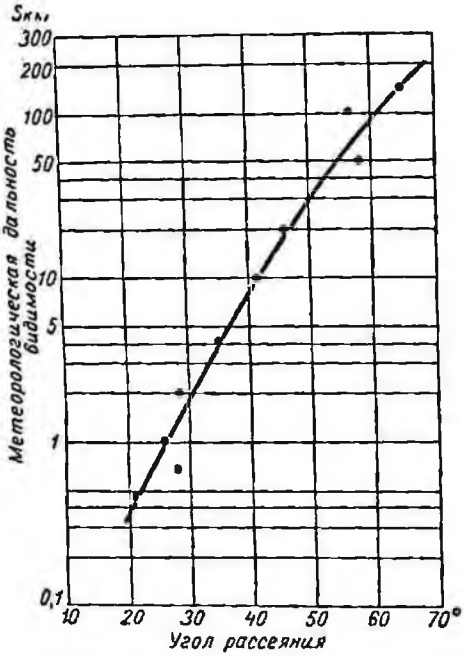


Рис. 2.20. Зависимость положения точки пересечения индикатрис рассеяния света от прозрачности атмосферы [2].

Е. В. Пясковская-Фесенкова при измерении индикатрис рассеяния по наблюдениям яркости неба имела дело с измерениями при очень большой прозрачности атмосферы, поэтому у нее точка пересечения индикатрис лежала вблизи угла $\gamma=60°$.

На рис. 2.20 сплошными линиями изображены индикатрисы рассеяния классов *3—9* по классификации О. Д. Бартеньевой. Точками нанесены индикатрисы, полученные Фойтциком и Цшаеком, соответствующие определенному классу данной классификации. Несколько завышенные значения $\mu_0^*(\gamma)$ в области углов 90—130° для классов *3*, *5*, *6* и *7* у Фойтцика по сравнению с данными Бартеньевой можно объяснить тем, что в опытах Фойтцика

Таблица 235

Классы и типы индикатрис [2]

ϑ°	Классы (типы)								
	1		2	3	4	5	5′	6	6′
	(пологий)		(пологий)	(пологий)	(пологий)	(пологий)	(острый)	(пологий)	(острый)
	теоретическая релеевская	экспериментальная							
0	$119 \cdot 10^{-3}$	$130 \cdot 10^{-3}$	$282 \cdot 10^{-3}$	$385 \cdot 10^{-3}$	$564 \cdot 10^{-3}$	$681 \cdot 10^{-3}$	$820 \cdot 10^{-3}$	$834 \cdot 10^{-3}$	$900 \cdot 10^{-3}$
10	118	126	270	350	499	594	712	727	792
20	112	114	216	272	354	410	445	498	598
30	104	105	162	196	234	269	280	295	324
40	94,7	94	123	139	152	168	163	171	172
50	84,4	84	87,7	98,0	101	106	97,3	98,8	91,0
60	74,6	75	69,0	71,4	70,0	68,4	56,7	58,8	51,3
70	66,7	65	55,4	54,8	50,5	45,8	35,3	38,1	31,0
80	61,5	61	48,5	45,1	39,6	34,0	22,9	26,9	19,7
90	59,7	60	46,7	40,9	34,2	26,9	17,3	20,6	14,5
100	61,5	62	46,7	40,0	32	24,1	15,2	17,8	12,2
110	66,7	67	49,0	41,3	31,8	23,2	15,7	16,7	12,0
120	74,6	72	53,4	44,5	33,2	23,6	17,6	16,7	13,0
130	84,4	80	61,2	50,0	36,2	25,4	22,0	17,4	15,8
140	94,7	92	74,0	57,9	41,4	28,7	30,1	18,4	22,2
150	104	104	94,0	66,3	46,7	31,7	46,5	20,6	33,0
160	112	115	115	77,8	54,3	35,8	69,5	23,4	48,0
170	118	126	133	91,0	62,4	40,6	91,2	27,0	67,7
180	119	130	139	96,0	65,3	42,6	99,0	28,0	73,5

T°	Классы (типы)								
	6*	7	7'	7* (острый с максимумом)		8	8'	8* (острый с максимумом)	
	(острый с максимумом)	(пологий)	(острый)	теоретическая релеевская	экспериментальная	(пологий)	(острый)	теоретическая релеевская	экспериментальная
0		$1100 \cdot 10^{-3}$	$1519 \cdot 10^{-3}$			$1320 \cdot 10^{-3}$	$1545 \cdot 10^{-3}$		
10	$1095 \cdot 10^{-3}$	935	1185	$1041 \cdot 10^{-3}$	$1126 \cdot 10^{-3}$	1080	1201	$1079 \cdot 10^{-3}$	$1185 \cdot 10^{-3}$
20	504	548	610	560	600	587	551	602	597
30	278	299	274	310	310	302	278	324	309
40	144	161	143	161	155	150	143	161	158
50	82,0	90,6	76,8	85,0	78,2	78,7	78,7	83,5	80,4
60	42,6	53,1	41,6	44,0	39,2	42,8	40,4	42,2	40,0
70	23,6	33,1	25,8	23,5	19,6	25,6	23,7	21,2	19,4
80	13,4	22,6	17,2	13,3	10,8	16,8	14,9	10,8	10,0
90	8,9	16,9	12,3	8,6	6,6	12,5	10,5	6,6	5,9
100	7,2	14,1	10,2	6,9	4,8	10,1	8,5	5,5	4,3
110	7,5	12,9	9,4	6,9	4,8	9,3	7,7	6,2	4,6
120	11,2	12,8	10,1	9,5	7,8	9,1	7,8	8,3	6,4
130	13,4	13,4	11,9	12,3	9,4	9,4	8,7	8,9	7,0
140	64,3	14,0	15,7	39,6	43,6	10,2	10,6	24,7	31,4
150	49,1	15,9	20,1	30,5	30,4	11,5	13,2	19,5	19,4
160	36,0	18,4	26,8	18,8	20,6	12,9	17,0	16,0	11,4
170	29,7	20,7	35,3	16,3	17,2	14,3	20,9	14,1	12,4
180		21,3	38,3			15,0	21,9		

T°	Классы (типы)						
	8	9	9'	9* (острый с максимумом)		10	10'
	(острый с максимумом)	(пологий)	(острый)	теоретическая релеевская	экспериментальная	(пологий)	(острый с максимумом)
0		$1760 \cdot 10^{-3}$	$1924 \cdot 10^{-3}$			$2500 \cdot 10^{-3}$	
10	$1286 \cdot 10^{-3}$	1380	1470	$1381 \cdot 10^{-3}$	$1183 \cdot 10^{-3}$	1600	$1199 \cdot 10^{-3}$
20	594	618	596	649	642	700	702
30	303	284	268	287	328	280	334
40	151	134	128	138	161	100	162
50	72,5	67,0	63,9	67,5	76,1	46,0	63,0
60	31,4	35,0	35,8	34,8	36,8	22,0	32,5
70	16,3	20,2	18,8	19,0	18,0	12,0	15,8
80	7,9	12,7	11,1	10,6	8,7	7,2	8,6
90	4,4	9,1	7,6	6,8	4,8	5,3	5,3
100	3,2	7,1	6,0	5,0	3,3	4,5	4,0
110	3,3	6,2	5,3	4,4	3,2	4,2	4,1
120	5,7	5,9	5,3	4,7	4,7	4,0	4,6
130	6,5	6,1	6,1	6,0	6,0	4,0	5,4
140	37,4	6,6	7,1	11,6	18,8	4,2	10,3
150	23,6	7,5	8,8	9,8	15,0	4,4	8,4
160	17,8	8,5	11,0	6,8	12,0	4,8	6,7
170	15,3	9,8	13,0	5,5	10,4	5,3	5,6
180		10,2	13,7			5,5	

наблюдение рассеяного света велось на фоне холма, покрытого лесом, собственная яркость которого могла в области минимума индикатрисы существенно увеличить значение $\mu_0^*(\gamma)$. При измерениях фоном служило абсолютно черное тело.

В табл. 2.35 [2] приведены нормированные индикатрисы рассеяния $\mu_0^*(\gamma)$ для различных классов через 10°.

Между формой индикатрисы, характеризуемой величиной параметра C, и метеорологической дальностью видимости, а следовательно, и показателем ослабления атмосферы, существует лишь корреляционная зависимость. При одной и той же прозрачности значения $k_{v\alpha}$ могут меняться в 2,5 раза, т. е. охватываются три разных класса вытянутых кривых, причем с увеличением замутненности атмосферы пределы колебаний $k_{v\alpha}$ растут.

Зависимость формы индикатрисы рассеяния от географического пункта не обнаруживается.

Для получения индикатрисы рассеяния $\mu_0(\gamma)$ данные табл. 2.35 следует умножить на соответствующий показатель ослабления, при котором наблюдается данная индикатриса.

ГЛАВА 3

СПЕКТРАЛЬНАЯ ПРОЗРАЧНОСТЬ РЕАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ

Механизмы поглощения и рассеяния электромагнитных волн оптического диапазона частот формируют спектр пропускания атмосферы. Спектральная прозрачность реальной атмосферы, обусловленная взаимно перекрывающимися спектрами пропускания отдельных оптически активных компонент, является сложной функцией частоты, концентрации и парциального давления компонент, давления и температуры среды на оптическом пути (см. гл. 2). В свою очередь энергия солнечной радиации, проникающей в атмосферу, влияет на химический состав и физическое состояние атмосферы (т. е. на ее прозрачность).

Основные газы атмосферы — азот и кислород определяют существенное в ультрафиолетовой и видимой областях спектра ослабление радиации, вызванное молекулярным рассеянием. Главную роль в селективном поглощении радиации играют трехатомные газы, как правило, находящиеся в атмосфере в виде малых примесей: водяной пар, углекислый газ, озон. Ощутимый вклад в поглощение инфракрасной радиации вносят второстепенные оптически активные газовые компоненты: углеводородные соединения и окислы азота (см. гл. 1 и 2).

Изменчивость концентрации водяного пара и озона, концентрации и оптических характеристик аэрозоля под влиянием разнообразных процессов взаимодействия поля солнечной радиации, атмосферы и подстилающей поверхности ведет к колебаниям спектральной прозрачности. Фазовые переходы воды вызывают наиболее существенные изменения прозрачности тропосферы (в 10^6 раз). Замутненность атмосферы, резко возрастая при температуре точки росы (развитие туманов), изменяется и при температурах, отличных от температуры насыщения (влажные дымки), в связи с присутствием в атмосфере гигроскопических аэрозольных частиц.

Изменения замутненности атмосферы возможны и в условиях низкой относительной влажности при заносе в атмосферу сухих аэрозольных частиц различного происхождения.

Вариации химического состава, концентрации и распределения частиц аэрозоля по размерам в сочетании с особой «чувствительностью» прозрачности к изменению относительной концентрации частиц, размеры которых сравнимы с длиной волны, ведут к изменчивости спектрального хода прозрачности в видимой и ближней инфракрасной областях спектра. Отсутствие надежных методов контроля микрофизических параметров аэрозоля без нарушения естественного состояния аэрозоля (особенно гигроскопических частиц) приводит лишь к качественной систематизации спектральных измерений.

Значительный объем информации об аэрозольном ослаблении на различных высотах получен исходя из наблюдений интенсивности рассеянной радиации естественных и искусственных источников света (ракетные исследования, методы прожекторного или лазерного зондирования, наблюдения яркости горизонта с космических кораблей, методы сумеречных наблюдений). Эти методы относительны, но обладают высокой чувствительностью к присутствию аэрозольной компоненты (что важно при исследованиях верхних слоев атмосферы).

При исследованиях селективного пропускания радиации газами атмосферы основным препятствием является недостаточная разрешающая способность спектральных приборов, не позволяющая получить информацию о закономерностях ослабления монохроматической радиации в линиях колебательно-вращательных полос поглощения оптически активных компонент.

Широко используются дополняющие друг друга результаты исследований неразрешенных (осредненных по спектральным интервалам) спектров пропускания, полученных как в реальных, так и в лабораторных условиях. Полученные закономерности (функции пропускания), хотя и не описывают действительные процессы селективного пропускания, тем не менее позволяют решать большой круг научных и прикладных задач, связанных с переносом радиации в спектральных интервалах различной ширины (см. гл. 2).

В связи с малой распространенностью и сложностью спектральных исследований на практике используются методы оценок прозрачности атмосферы с помощью простых актинометрических приборов, распространенных на сети Гидрометслужбы. Применение интегральных приборов связано с неоднозначностью оценок спектральной прозрачности, но позволяет получить материал, имеющий статистический интерес.

Основные вопросы, связанные с прозрачностью атмосферы, освещены в работах [15, 17, 24, 27, 28, 30, 33, 47, 62].

§ 1. ОСЛАБЛЕНИЕ МОНОХРОМАТИЧЕСКОЙ РАДИАЦИИ НА НАКЛОННЫХ ТРАССАХ В АТМОСФЕРЕ. ОПТИЧЕСКАЯ МАССА

Ослабление монохроматической радиации на наклонной трассе при ее прохождении через всю атмосферу (без учета влияния излучения и формы индикатрисы рассеяния на интенсивность направленной радиации) выражается следующей формулой:

$$J_\nu = J_{\nu 0} e^{-\int \beta_\nu \rho \, dl}, \qquad (3.1)$$

где интегрирование производится вдоль трассы, а $\beta_\nu = k_\nu + \alpha_\nu$ — массовый коэффициент ослабления, обусловленного поглощением и рассеянием.

Величина $\int \beta_\nu \rho dl = \tau_{\nu \odot \text{общ}}$ — оптическая толщина атмосферы в направлении на источник света;

$$\tau_{\nu \odot \text{общ}} = \sum_{i=1}^{n} \tau_{\nu \odot i},$$

где $\tau_{\nu \odot i}$ — оптическая толщина i-той компоненты атмосферы.

Для расчетов оптической толщины трассы любого наклона удобно определять оптическую толщину $\tau_{\nu \text{общ}}$ вертикальной трассы и пересчитывать ее на любой зенитный угол $\vartheta_\odot$ с помощью таблицы значений $\tau_{\nu \odot \text{общ}} / \tau_{\nu \text{общ}} = m_\nu(\vartheta_\odot)$.

Величина $m_\nu(\vartheta_\odot)$ — оптическая масса атмосферы показывает, во сколько раз оптическая толщина атмосферы в наклонном направлении превышает вертикальную оптическую толщину, что эквивалентно отношению длин оптических трасс по этим направлениям.

Зависимость m_ν от частоты определяется частотной зависимостью показателя преломления атмосферы n, расчеты которого в реальной атмосфере осложнены изменчивостью ее состава, температуры и давления на различных высотах.

Зависимость показателя преломления n (индекса рефракции N_p) от длины волны и характеристик атмосферы численно выражается в следующем виде [112]:

$$N_p = (n-1) \cdot 10^6 = C(\lambda)\, G(p, T, e, p_0, \lambda), \qquad (3.2)$$

причем

$$C(\lambda) = 272{,}729 + \frac{1}{\lambda^2} 1{,}4814 + \frac{1}{\lambda^4} 0{,}2039,$$

$$G = \frac{p\left[1 + (1{,}049 - 0{,}0157T)\, p \cdot 10^{-6}\right]}{720{,}883\,(1 + 0{,}003661T)} - \frac{p}{p_0 C(\lambda)} \frac{e\left(0{,}0624 - \frac{1}{\lambda^2} 0{,}00068\right)}{1 + 0{,}003661T},$$

где λ — длина волны в мкм $\left(\lambda = \frac{10\,000}{\nu}\right.$, если ν в $см^{-1}$); p — давление на данной высоте в мм рт. ст., p_0 — давление у поверхности Земли в мм рт. ст., T — температура на данной высоте в градусах Цельсия, e — давление водяного пара на данной высоте в мм рт. ст.

Таблица 3.1

Показатели преломления n стандартного воздуха для некоторых значений температуры [112]

λ мкм	T °C				
	−30	−15	0	15	30
0,20	1,00038406	1,00036174	1,00034187	1,00032408	1,00030802
0,23	36526	34403	32514	30821	29294
0,26	35422	33363	31530	29889	28408
0,30	34552	32544	30756	29156	27711
0,35	33907	31936	30182	28611	27194
0,40	33509	31561	29828	28276	26875
0,45	33245	31312	29592	28052	26662
0,50	33060	31138	29428	27896	26514
0,55	32995	31011	29308	27783	26406
0,60	32824	30915	29218	27697	26325
0,65	32746	30842	29148	27631	26262
0,70	32684	30784	29093	27579	26213
0,75	32634	30737	29049	27537	26173
0,80	32594	30699	29013	27503	26140
0,90	32533	30641	28959	27451	26091
1,00	32489	30600	28920	27415	26056
1,50	32387	30504	28829	27329	25974
2,00	32351	30470	28797	27298	25940
3,00	32326	30447	28775	27277	25925
4,00	32317	30438	28767	27270	25918
5,00	32314	30435	28763	27267	25915
6,00	32311	30432	28761	27264	25913
7,00	32309	30431	28760	27263	25912
8,00	32309	30430	28759	27262	25912
10,0	32308	30429	28758	27262	25911
15,0	32307	30498	28757	27261	25910
20,0	32306	30428	28757	27260	25910

Оценка пределов изменчивости индекса рефракции для $\lambda = 0{,}3$ мкм, где преломление наиболее существенно, показывает, что

$N_{p\,max} = 376$ (при $e = 0$; $T = -50°$ C, $p = 800$ мм рт. ст.),

$N_{p\,min} = 227$ (при $e = 96$ мм рт. ст., $T = +50°$ C, $p = 650$ мм рт. ст.). Для оценок можно принять $N_p = 200 \div 400$.

Обычно при расчетах оптических масс для видимой области спектра пренебрегают зависимостью индекса рефракции от длины волны и изменением N_p от атмосферных условий, прини-

мают $N_p=293{,}2$ и рассчитывают показатель преломления n для белого света из следующего соотношения:

$$n^2=1+2a\frac{\rho}{\rho_0}, \tag{3.3}$$

где $a=N_p\cdot 10^{-6}$, ρ — плотность атмосферы на данной высоте, ρ_0 — плотность у поверхности Земли.

Зависимость оптической массы атмосферы от зенитного угла $\vartheta_\odot$ для сферической атмосферы Земли приближенно выражается следующим уравнением:

$$dm=\frac{1}{an_0\sin\vartheta_\odot}\frac{r+H}{r}n^3a\,\mathrm{Refr}, \tag{3.4}$$

где n_0 — показатель преломления на уровне поверхности Земли, r — радиус земного шара, H — высота над поверхностью Земли,

$$\mathrm{Refr}=\int_1^{n_0}\frac{\frac{r}{r+H}\frac{n_0}{n}\sin\vartheta_\odot\,dn}{\sqrt{1-\left(\frac{r}{r+H}\frac{n_0}{n}\right)^2\sin^2\vartheta_\odot}}. \tag{3.5}$$

Результаты расчетов для всей атмосферы показывают следующее.

1. Для $\vartheta_\odot<60°$ можно пренебречь рефракцией и принять атмосферу в виде плоско-параллельного слоя, тогда

$$m=\sec\vartheta_\odot. \tag{3.6}$$

2. Для $60°<\vartheta_\odot<80°$ можно пренебречь рефракцией, но кривизну атмосферы Земли учитывать нужно:

$$m=\frac{\sqrt{r^2\cos^2\vartheta_\odot+2rH_0+H_0^2}-r\cos\vartheta_\odot}{H_0}, \tag{3.7}$$

где H_0 — высота однородной атмосферы $\left(H_0=\int_0^\infty\frac{\rho}{\rho_0}dH=\frac{p}{\rho_0 g}\right.$, g — ускорение силы тяжести).

С достаточной степенью точности можно также пользоваться эмпирической формулой

$$m=\sec\vartheta_\odot-\frac{2{,}8}{(90-\vartheta_\odot)^2}. \tag{3.8}$$

3. Для $\vartheta_\odot>80°$ существенной становится и атмосферная рефракция. Расчеты оптических масс с учетом рефракции для стандартной атмосферы ($p_0=1000$ мб, $T_0=0°$ С) проведены Бемпорадом [66]. Результаты расчетов приведены в табл. 3.2.

$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$
0°	1,000	47°	1,464	63°,4	2,226	68°,1	2,665	72°,8	3,340
1	1,000	48	1,492	63 ,5	2,234	68 ,2	2,677	72 ,9	3,360
2	1,001	49	1,522	63 ,6	2,242	68 ,3	2,688	73 ,0	3,380
3	1,002	50	1,553	63 ,7	2,250	68 ,4	2,700	73 ,1	3,407
4	1,002	51	1,586	63 ,8	2,258	68 ,5	2,712	73 ,2	3,426
5	1,004	52	1,621	63 ,9	2,266	68 ,6	2,724	73 ,3	3,445
6	1,005	53	1,658	64 ,0	2,274	68 ,7	2,736	73 ,4	3,465
7	1,007	54	1,698	64 ,1	2,282	68 ,8	2,748	73 ,5	3,485
8	1,010	55	1,740	64 ,2	2,290	68 ,9	2,760	73 ,6	3,505
9	1,012	56	1,784	64 ,3	2,298	69 ,0	2,773	73 ,7	3,526
10	1,015	57	1,831	64 ,4	2,306	69 ,1	2,773	73 ,8	3,546
11	1,018	58	1,882	64 ,5	2,314	69 ,2	2,798	73 ,9	3,567
12	1,022	59	1,937	64 ,6	2,322	69 ,3	2,811	74 ,0	3,588
13	1,026	60	1,995	64 ,7	2,330	69 ,4	2,824	74 ,1	3,610
14	1,030	60°,1	2,001	64 ,8	2,339	69 ,5	2,837	74 ,2	3,632
15	1,035	60 ,2	2,007	64 ,9	2,348	69 ,6	2,850	74 ,3	3,654
16	1,040	60 ,3	2,013	65 ,0	2,357	69 ,7	2,863	74 ,4	3,676
17	1,046	60 ,4	2,019	65 ,1	2,365	69 ,8	2,877	74 ,5	3,699
18	1,052	60 ,5	2,025	65 ,2	2,374	69 ,9	2,880	74 ,6	3,722
19	1,058	60 ,6	2,031	65 ,3	2,383	70 ,0	2,904	74 ,7	3,745
20	1,064	60 ,7	2,037	65 ,4	2,392	70 ,1	2,918	74 ,8	3,768
21	1,071	60 ,8	2,044	65 ,5	2,401	70 ,2	2,932	74 ,9	3,792
22	1,078	60 ,9	2,050	65 ,6	2,410	70 ,3	2,946	75 ,0	3,816
23	1,086	61 ,0	2,056	65 ,7	2,419	70 ,4	2,960	75 ,1	3,840
24	1,094	61 ,1	2,062	65 ,8	2,428	70 ,5	2,975	75 ,2	3,865
25	1,103	61 ,2	2,069	65 ,9	2,437	70 ,6	2,989	75 ,3	3,890
26	1,112	61 ,3	2,076	66 ,0	2,447	70 ,7	3,004	75 ,4	3,915
27	1,122	61 ,4	2,083	66 ,1	2,456	70 ,8	3,019	75 ,5	3,941
28	1,132	61 ,5	2,089	66 ,2	2,466	70 ,9	3,034	75 ,6	3,967
29	1,143	61 ,6	2,096	66 ,3	2,476	71 ,0	3,049	75 ,7	3,993
30	1,154	61 ,7	2,102	66 ,4	2,486	71 ,1	3,064	75 ,8	4,020
31	1,166	61 ,8	2,109	66 ,5	2,496	71 ,2	3,079	75 ,9	4,047
32	1,178	61 ,9	2,116	66 ,6	2,506	71 ,3	3,095	76 ,0	4,075
33	1,191	62 ,0	2,123	66 ,7	2,516	71 ,4	3,110	76 ,1	4,103
34	1,205	62 ,1	2,130	66 ,8	2,526	71 ,5	3,126	76 ,2	4,131
35	1,220	62 ,2	2,137	66 ,9	2,536	71 ,6	3,142	76 ,3	4,159
36	1,235	62 ,3	2,144	67 ,0	2,546	71 ,7	3,159	76 ,4	4,188
37	1,251	62 ,4	2,151	67 ,1	2,556	71 ,8	3,175	76 ,5	4,218
38	1,267	62 ,5	2,158	67 ,2	2,567	71 ,9	3,192	76 ,6	4,248
39	1,285	62 ,6	2,165	67 ,3	2,577	72 ,0	3,209	76 ,7	4,278
40	1,304	62 ,7	2,172	67 ,4	2,588	72 ,1	3,226	76 ,8	4,309
41	1,324	62 ,8	2,180	67 ,5	2,599	72 ,2	3,243	76 ,9	4,340
42	1,344	62 ,9	2,187	67 ,6	2,610	72 ,3	3,260	77 ,0	4,372
43	1,366	63 ,0	2,195	67 ,7	2,621	72 ,4	3,278	77 ,1	4,404
44	1,389	63 ,1	2,203	67 ,8	2,632	72 ,5	3,296	77 ,2	4,436
45	1,413	63 ,2	2,211	67 ,9	2,643	72 ,6	3,314	77 ,3	4,469
46	1,438	63 ,3	2,218	68 ,0	2,654	72 ,7	3,332	77 ,4	4,503

Таблица 3.2

зенитных расстояниях $\vartheta_\odot$ [66]

$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$
77°,5	4,537	82°,2	7,045	84°29′	9,569	85°16′	10,876	86° 3′	12,561
77 ,6	4,572	82 ,3	7,128	30	9,593	17	10,908	4	12,602
77 ,7	4,607	82 ,4	7,213	31	9,618	18	10,939	5	12,643
77 ,8	4,643	82 ,5	7,300	32	9,643	19	10,971	6	12,685
77 ,9	4,679	82 ,6	7,389	33	9,668	20	11,003	7	12,727
78 ,0	4,716	82 ,7	7,481	34	9,694	21	11,035	8	12,769
78 ,1	4,753	82 ,8	7,574	35	9,719	22	11,068	9	12,811
78 ,2	4,792	82 ,9	7,670	36	9,744	23	11,100	10	12,854
78 ,3	4,831	83 ,0	7,768	37	9,770	24	11,133	11	12,897
78 ,4	4,870	83 ,1	7,869	38	9,796	25	11,166	12	12,940
78 ,5	4,910	83 ,2	7,972	39	9,822	26	11,199	13	12,983
78 ,6	4,950	83 ,3	8,078	40	9,848	27	11,232	14	13,027
78 ,7	4,992	83 ,4	8,186	41	9,874	28	11,266	15	13,071
78 ,8	5,034	83 ,5	8,298	42	9,900	29	11,299	16	13,115
78 ,9	5,077	83 ,6	8,412	43	9,926	30	11,333	17	13,160
79 ,0	5,120	83 ,7	8,529	44	9,953	31	11,367	18	13,204
79 ,1	5,164	83 ,8	8,650	45	9,979	32	11,401	19	13,249
79 ,2	5,210	83 ,9	8,773	46	10,006	33	11,435	20	13,294
79 ,3	5,256	84° 0′	8,900	47	10,033	34	11,470	21	13,340
79 ,4	5,303	1	8,922	48	10,060	35	11,505	22	13,386
79 ,5	5,531	2	8,944	49	10,087	36	11,540	23	13,432
79 ,6	5,399	3	8,966	50	10,114	37	11,575	24	13,478
79 ,7	5,448	4	8,988	51	10,142	38	11,610	25	13,525
79 ,8	5,498	5	9,010	52	10,169	39	11,645	26	13,572
79 ,9	5,549	6	9,032	53	10,197	40	11,681	27	13,619
80 ,0	5,600	7	9,054	54	10,225	41	11,717	28	13,667
80 ,1	5,652	8	9,076	55	10,253	42	11,753	29	13,715
80 ,2	5,705	9	9,098	56	10,281	43	11,790	30	13,763
80 ,3	5,760	10	9,121	57	10,310	44	11,826	31	13,812
80 ,4	5,816	11	9,143	58	10,338	45	11,863	32	13,860
80 ,5	5,873	12	9,166	59	10,367	46	11,900	33	13,909
80 ,6	5,932	13	9,189	85° 0′	10,395	47	11,937	34	13,959
80 ,7	5,992	14	9,212	1	10,424	48	11,974	35	14,009
80 ,8	6,053	15	9,235	2	10,453	49	12,012	36	14,059
80 ,9	6,114	16	9,258	3	10,483	50	12,050	37	14,109
81 ,0	6,177	17	9,281	4	10,512	51	12,088	38	14,160
81 ,1	6,241	18	9,304	5	10,542	52	12,126	39	14,211
81 ,2	6,306	19	9,328	6	10,571	53	12,164	40	14,262
81 ,3	6,373	20	9,351	7	10,601	54	12,202	41	14,314
81 ,4	6,442	21	9,375	8	10,631	55	12,241	42	14,366
81 ,5	6,512	22	9,399	9	10,661	56	12,280	43	14,419
81 ,6	6,583	23	9,423	10	10,691	57	12,320	44	14,471
81 ,7	6,656	24	9,447	11	10,722	58	12,359	45	14,524
81 ,8	6,730	25	9,471	12	10,752	59	12,399	46	14,578
81 ,9	6,806	26	9,495	13	10,783	86° 0′	12,439	47	14,432
82 ,0	6,884	27	9,520	14	10,814	1	12,480	48	14,686
82 ,1	6,964	28	9,544	15	10,845	2	12,520	49	14,740

$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$
86°50′	14,805	87°3′	15,543	87°16′	16,362	87°29′	17,259	87°42′	18,247
51	14,860	4	15,603	17	16,428	30	17,331	43	18,327
52	14,906	5	15,664	18	16,494	31	17,404	44	18,408
53	14,962	6	15,725	19	16,561	32	17,478	45	18,489
54	15,018	7	15,787	20	16,629	33	17,552	46	18,571
55	15,075	8	15,849	21	16,697	34	17,627	47	18,653
56	15,132	9	15,912	22	16,765	35	17,702	48	18,736
57	15,190	10	15,975	23	16,834	36	17,778	49	18,820
58	15,248	11	16,038	24	16,903	37	17,855	50	18,905
59	15,306	12	16,102	25	16,973	38	17,932	51	18,990
87° 0′	15,365	13	16,166	26	17,044	39	18,010	52	19,076
1	15,424	14	16,231	27	17,115	40	18,088	53	19,162
2	15,483	15	16,296	28	17,187	41	18,167	54	19,249

Оптические массы сферического (озонного) слоя $m_\odot(h_\odot)$

$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$
5,0	8,238	7,1	6,689	9,2	5,539	11,3	4,694	13,4	4,062
5,1	8,157	7,2	6,626	9,3	5,496	11,4	4,663	13,5	4,039
5,2	8,071	7,3	6,563	9,4	5,445	11,5	4,626	13,6	4,012
5,3	7,988	7,4	6,502	9,5	5,402	11,6	4,598	13,7	3,989
5,4	7,912	7,5	6,442	9,6	5,361	11,7	4,560	13,8	3,963
5,5	7,831	7,6	6,383	9,7	5,316	11,8	4,531	13,9	3,936
5,6	7,752	7,7	6,323	9,8	5,272	11,9	4,496	14,0	3,915
5,7	7,672	7,8	6,266	9,9	5,233	12,0	4,468	14,1	3,889
5,8	7,597	7,9	6,208	10,0	5,186	12,1	4,434	14,2	3,864
5,9	7,523	8,0	6,155	10,1	5,148	12,2	4,406	14,3	3,843
6,0	7,447	8,1	6,091	10,2	5,107	12,3	4,374	14,4	3,818
6,1	7,373	8,2	6,038	10,3	5,066	12,4	4,344	14,5	3,794
6,2	7,298	8,3	5,986	10,4	5,026	12,5	4,315	14,6	3,774
6,3	7,227	8,4	5,935	10,5	4,987	12,6	4,284	14,7	3,750
6,4	7,155	8,5	5,885	10,6	4,952	12,7	4,258	14,8	3,726
6,5	7,087	8,6	5,836	10,7	4,910	12,8	4,227	14,9	3,707
6,6	7,018	8,7	5,778	10,8	4,876	12,9	4,202	15,0	3,684
6,7	6,950	8,8	5,730	10,9	4,839	13,0	4,172	15,1	3,661
6,8	6,884	8,9	5,684	11,0	4,803	13,1	4,143	15,2	3,639
6,9	6,816	9,0	5,638	11,1	4,764	13,2	4,119	15,3	3,619
7,0	6,752	9,1	5,584	11,2	4,732	13,3	4,091	15,4	3,599

$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$	$\vartheta_\odot$	$m_\odot$
87°55′	19,337	88° 8′	20,545	88°21′	21,888	88°34′	23,387	88°47′	25,068
56	19,426	9	20,643	22	21,997	35	23,510	48	25,205
57	19,515	10	20,742	23	22,108	36	23,633	49	25,343
58	19,605	11	20,842	24	22,219	37	23,758	50	25,483
59	19,696	12	20,943	25	22,331	38	23,884	51	25,625
88° 0′	19,787	13	21,045	26	22,445	39	24,011	52	25,767
1	19,879	14	21,147	27	22,559	40	24,139	53	25,911
2	19,971	15	21,250	28	22,674	41	24,268	54	26,057
3	20,065	16	21,355	29	22,790	42	24,398	55	26,203
4	20,160	17	21,460	30	22,980	43	24,529	56	26,351
5	20,255	18	21,566	31	23,026	44	24,662	57	26,501
6	20,351	19	21,672	32	23,146	45	24,796	58	26,652
7	20,448	20	21,779	33	23,266	46	24,931	59	26,805
								89° 0′	26,959

Таблица 3.3:

в зависимости от видимой высоты Солнца $h^\circ_\odot$ [18]

$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$
15,5	3,577	17,6	3,193	19,7	2,887	21,8	2,633	23,9	2,424
15,6	3,556	17,7	3,179	19,8	2,873	21,9	2,622	24,0	2,414
15,7	3,538	17,8	3,162	19,9	2,860	22,0	2,613	24,1	2,406
15,8	3,517	17,9	3,146	20,0	2,847	22,1	2,602	24,2	2,398
15,9	3,497	18,0	3,130	20,1	2,833	22,2	2,591	24,3	2,389
16,0	3,476	18,1	3,116	20,2	2,822	22,3	2,580	24,4	2,380
16,1	3,460	18,2	3,100	20,3	2,809	22,4	2,570	24,5	2,371
16,2	3,440	18,3	3,085	20,4	2,797	22,5	2,559	24,6	2,362
16,3	3,420	18,4	3,069	20,5	2,784	22,6	2,549	24,7	2,353
16,4	3,404	18,5	3,056	20,6	2,772	22,7	2,540	24,8	2,344
16,5	3,385	18,6	3,041	20,7	2,761	22,8	2,530	24,9	2,336
16,6	3,366	18,7	3,026	20,8	2,749	22,9	2,520	25,0	2,328
16,7	3,350	18,8	3,011	20,9	2,737	23,0	2,509	25,1	2,320
16,8	3,332	18,9	2,996	21,0	2,724	23,1	2,499	25,2	2,311
16,9	3,313	19,0	2,982	21,1	2,712	23,2	2,489	25,3	2,303
17,0	3,295	19,1	2,969	21,2	2,700	23,3	2,480	25,4	2,295
17,1	3,277	19,2	2,954	21,3	2,691	23,4	2,471	25,5	2,287
17,2	3,262	19,3	2,940	21,4	2,679	23,5	2,462	25,6	2,278
17,3	3,245	19,4	2,926	21,5	2,667	23,6	2,452	25,7	2,270
17,4	3,227	19,5	2,912	21,6	2,656	23,7	2,443	25,8	2,263
17,5	3,210	19,6	2,901	21,7	2,645	23,8	2,433	25,9	2,256

$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$	$h_\odot$	$m_\odot$
26,0	2,248	31,0	1,922	35,9	1,694	40,8	1,523	45,7	1,392
26,1	2,240	31,1	1,917	36,0	1,690	40,9	1,520	45,8	1,390
26,2	2,232	31,2	1,912	36,1	1,686	41,0	1,517	45,9	1,388
26,3	2,224	31,3	1,907	36,2	1,682	41,1	1,514	46,0	1,385
26,4	2,217	31,4	1,901	36,3	1,678	41,2	1,511	46,1	1,383
26,5	2,209	31,5	1,896	36,4	1,674	41,3	1,508	46,2	1,381
26,6	2,201	31,6	1,891	36,5	1,670	41,4	1,505	46,3	1,379
26,7	2,194	31,7	1,885	36,6	1,666	41,5	1,502	46,4	1,376
26,8	2,188	31,8	1,880	36,7	1,662	41,6	1,499	46,5	1,374
26,9	2,180	31,9	1,875	36,8	1,658	41,7	1,496	46,6	1,372
27,0	2,173	32,0	1,870	36,9	1,655	41,8	1,493	46,7	1,369
27,1	2,166	32,1	1,864	37,0	1,651	41,9	1,490	46,8	1,367
27,2	2,158	32,2	1,859	37,1	1,648	42,0	1,487	46,9	1,365
27,3	2,151	32,3	1,854	37,2	1,644	42,1	1,484	47,0	1,363
27,4	2,144	32,4	1,850	37,3	1,640	42,2	1,482	47,1	1,361
27,5	2,137	32,5	1,845	37,4	1,636	42,3	1,479	47,2	1,359
27,6	2,130	32,6	1,840	37,5	1,633	42,4	1,476	47,3	1,357
27,7	2,123	32,7	1,835	37,6	1,629	42,5	1,473	47,4	1,354
27,8	2,117	32,8	1,830	37,7	1,625	42,6	1,471	47,5	1,352
27,9	2,110	32,9	1,825	37,8	1,621	42,7	1,468	47,6	1,350
28,0	2,104	33,0	1,821	37,9	1,618	42,8	1,465	47,7	1,348
28,1	2,097	33,1	1,816	38,0	1,615	42,9	1,463	47,8	1,346
28,2	2,090	33,2	1,811	38,1	1,611	43,0	1,460	47,9	1,344
28,3	2,083	33,3	1,806	38,2	1,607	43,1	1,457	48,0	1,342
28,4	2,077	33,4	1,801	38,3	1,604	43,2	1,454	48,1	1,340
28,5	2,070	33,5	1,797	38,4	1,600	43,3	1,452	48,2	1,338
28,6	2,064	33,6	1,792	38,5	1,597	43,4	1,449	48,3	1,335
28,7	2,058	33,7	1,787	38,6	1,594	43,5	1,446	48,4	1,333
28,8	2,052	33,8	1,784	38,7	1,591	43,6	1,444	48,5	1,331
28,9	2,045	33,9	1,779	38,8	1,587	43,7	1,441	48,6	1,329
29,0	2,039	34,0	1,774	38,9	1,584	43,8	1,439	48,7	1,327
29,1	2,033	34,1	1,770	39,0	1,580	43,9	1,436	48,8	1,325
29,2	2,027	34,2	1,765	39,1	1,577	44,0	1,434	48,9	1,323
29,3	2,020	34,3	1,761	39,2	1,574	44,1	1,431	49,0	1,321
29,4	2,014	34,4	1,756	39,3	1,570	44,2	1,429	49,1	1,319
29,5	2,008	34,5	1,752	39,4	1,567	44,3	1,426	49,2	1,317
29,6	2,002	34,6	1,748	39,5	1,564	44,4	1,424	49,3	1,315
29,7	1,996	34,7	1,743	39,6	1,561	44,5	1,421	49,4	1,313
29,8	1,990	34,8	1,739	39,7	1,557	44,6	1,419	49,5	1,311
29,9	1,985	34,9	1,735	39,8	1,554	44,7	1,416	49,6	1,310
30,0	1,979	35,0	1,730	39,9	1,551	44,8	1,414	49,7	1,308
30,1	1,973	35,1	1,726	40,0	1,548	44,9	1,412	49,8	1,306
30,2	1,967	35,2	1,722	40,1	1,544	45,0	1,409	49,9	1,304
30,3	1,961	35,3	1,718	40,2	1,141	45,1	1,407	50,0	1,302
30,4	1,956	35,4	1,714	40,3	1,538	45,2	1,404	50,1	1,300
30,5	1,950	35,5	1,710	40,4	1,535	45,3	1,402	50,2	1,298
30,6	1,944	35,6	1,706	40,5	1,532	45,4	1,400	50,3	1,296
30,7	1,938	35,7	1,702	40,6	1,529	45,5	1,397	50,4	1,295
30,8	1,933	35,8	1,698	40,7	1,526	45,6	1,395	50,5	1,293
30,9	1,927								

h_{φ}	m_{φ}	$h_{\mathfrak{D}}$	$m_{\mathfrak{D}}$	$h_{\mathfrak{D}}$	$m_{\odot}$	$h_{\mathfrak{D}}$	$m_{\mathfrak{D}}$	$h_{\odot}$	$m_{\odot}$
50,6	1,291	55,5	1,211	60,4	1,149	65,3	1,100	70,2	1,062
50,7	1,289	55,6	1,210	60,5	1,147	65,4	1,099	70,3	1,062
50,8	1,287	55,7	1,208	60,6	1,146	65,5	1,098	70,4	1,061
50,9	1,285	55,8	1,207	60,7	1,145	65,6	1,097	70,5	1,060
51,0	1,284	55,9	1,206	60,8	1,144	65,7	1,096	70,6	1,060
51,1	1,282	56,0	1,204	60,9	1,143	65,8	1,095	70,7	1,059
51,2	1,280	56,1	1,203	61,0	1,142	65,9	1,095	70,8	1,058
51,3	1,278	56,2	1,201	61,1	1,141	66,0	1,094	70,9	1,058
51,4	1,277	56,3	1,200	61,2	1,140	66,1	1,093	71,0	1,057
51,5	1,275	56,4	1,199	61,3	1,139	66,2	1,092	71,1	1,056
51,6	1,273	56,5	1,197	61,4	1,138	66,3	1,091	71,2	1,056
51,7	1,271	56,6	1,196	61,5	1,137	66,4	1,090	71,3	1,055
51,8	1,269	56,7	1,194	61,6	1,135	66,5	1,090	71,4	1,055
51,9	1,268	56,8	1,193	61,7	1,134	66,6	1,089	71,5	1,054
52,0	1,266	56,9	1,192	61,8	1,133	66,7	1,088	71,6	1,053
52,1	1,264	57,0	1,190	61,9	1,132	66,8	1,087	71,7	1,053
52,2	1,263	57,1	1,189	62,0	1,131	66,9	1,086	71,8	1,052
52,3	1,261	57,2	1,188	62,1	1,130	67,0	1,085	71,9	1,051
52,4	1,259	57,3	1,186	62,2	1,129	67,1	1,085	72,0	1,051
52,5	1,258	57,4	1,185	62,3	1,128	67,2	1,084	72,1	1,050
52,6	1,256	57,5	1,184	62,4	1,127	67,3	1,083	72,2	1,050
52,7	1,254	57,6	1,182	62,5	1,126	67,4	1,082	72,3	1,049
52,8	1,253	57,7	1,181	62,6	1,125	67,5	1,082	72,4	1,049
52,9	1,251	57,8	1,180	62,7	1,124	67,6	1,081	72,5	1,048
53,0	1,250	57,9	1,179	62,8	1,123	67,7	1,080	72,6	1,047
53,1	1,248	58,0	1,177	62,9	1,122	67,8	1,079	72,7	1,047
53,2	1,246	58,1	1,176	63,0	1,121	67,9	1,078	72,8	1,046
53,3	1,245	58,2	1,175	63,1	1,120	68,0	1,078	72,9	1,046
53,4	1,243	58,3	1,173	63,2	1,119	68,1	1,077	73,0	1,045
53,5	1,242	58,4	1,172	63,3	1,118	68,2	1,076	73,1	1,044
53,6	1,240	58,5	1,171	63,4	1,117	68,3	1,075	73,2	1,044
53,7	1,238	58,6	1,169	63,5	1,116	68,4	1,075	73,3	1,043
53,8	1,237	58,7	1,168	63,6	1,115	68,5	1,074	73,4	1,043
53,9	1,235	58,8	1,167	63,7	1,114	68,6	1,073	73,5	1,042
54,0	1,234	58,9	1,166	63,8	1,113	68,7	1,073	73,6	1,042
54,1	1,232	59,0	1,165	63,9	1,112	68,8	1,072	73,7	1,041
54,2	1,231	59,1	1,164	64,0	1,111	68,9	1,071	73,8	1,041
54,3	1,229	59,2	1,163	64,1	1,111	69,0	1,070	73,9	1,040
54,4	1,227	59,3	1,161	64,2	1,110	69,1	1,070	74,0	1,039
54,5	1,226	59,4	1,160	64,3	1,108	69,2	1,069	74,1	1,039
54,6	1,224	59,5	1,159	64,4	1,107	69,3	1,068	74,2	1,038
54,7	1,223	59,6	1,158	64,5	1,107	69,4	1,068	74,3	1,038
54,8	1,221	59,7	1,157	64,6	1,106	69,5	1,067	74,4	1,038
54,9	1,220	59,8	1,155	64,7	1,105	69,6	1,066	74,5	1,037
55,0	1,218	59,9	1,154	64,8	1,104	69,7	1,065	74,6	1,037
55,1	1,217	60,0	1,153	64,9	1,103	69,8	1,065	74,7	1,036
55,2	1,215	60,1	1,152	65,0	1,102	69,9	1,064	74,8	1,036
55,3	1,214	60,2	1,151	65,1	1,101	70,0	1,063	74,9	1,035
55,4	1,212	60,3	1,150	65,2	1,101	70,1	1,063	75,0	1,034

Для расчета оптической толщины сферического слоя, расположенного на некоторой высоте H над земной поверхностью используется выражение

$$m(\vartheta_\odot)=\frac{1}{x}\int_{H_1}^{H_2}\frac{\rho' dH}{\sqrt{1-\left(\frac{r}{r+H}\frac{n_0}{n}\right)^2\sin^2\vartheta_\odot}}, \qquad (3.9)$$

где $x=\int_{H_1}^{H_2}\rho' dH$ (ρ' — концентрация вещества, ослабляющего излучение).

Для $\vartheta_\odot<60°$ формула (3.9) сводится к зависимости

$$m(\vartheta_\odot)=\sec\vartheta_\odot. \qquad (3.10)$$

Для $60°<\vartheta_\odot<80°$ учет только кривизны атмосферы приводит к

$$m(\vartheta_\odot)=\frac{1}{\sqrt{1-\frac{\sin^2\vartheta_\odot}{\left(1+\frac{H_1}{r}\right)^2}}}, \qquad (3.11)$$

где H_1 — высота нижней границы слоя.

Рассчитанные функции $m(h_\odot)$ для слоя озона приведены в табл. 3.3 [18].

Кроме относительных оптических масс m и $m(\vartheta_0)$, в актинометрии используются «абсолютные» оптические массы

$$m'=\frac{p}{p_0}m, \qquad (3.12)$$

где $p_0=1000$ мб.

Необходимо отметить, что приведение оптических толщин к условиям нормального давления справедливо только в случае непосредственной зависимости коэффициента ослабления (например, вызванного молекулярным рассеянием) от давления, а также в предположении экспоненциального распределения ослабляющих компонент.

§ 2. СЕЛЕКТИВНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ В УСЛОВИЯХ НЕОДНОРОДНОЙ АТМОСФЕРЫ

2.1. Метод приведенной поглощающей массы

Расчеты поглощения (см. гл. 2) на неоднородной трассе путем введения некоторой приведенной (эффективной) массы поглощающего газа $u_{эф}$, обладающей эквивалентным поглощением в условиях однородной трассы с фиксированными p и T, могут

быть выполнены, если коэффициент поглощения $k_\nu(pT)$ представить в виде

$$k_\nu(p, T) = \psi(p, T)\,\psi(\nu) = S_\lambda(T)\,p(p)\,\psi(\nu), \qquad (3.13)$$

хотя в общем случае лоренцовского контура это не выполняется. Тогда величина поглощения определяется как функция не трех, а одного параметра $u_{эф}$ и оптическая толщина неоднородного пути $\tau(\nu)$ может быть выражена как

$$\tilde{\tau}(\nu) = u_{эф} Q(p_0, T_0, \nu), \qquad (3.14)$$

где Q — функция поглощения для стандартных условий p_0, T_0, а $u_{эф}$ представлена в виде функции от p и T

$$u_{эф} = \sec\vartheta_\odot \int_{H_n}^{H_{n+1}} \rho_a(H) \left(\frac{p(\vartheta_\odot)}{p_0}\right)^m \left(\frac{T_0}{T(H)}\right)^n dH. \qquad (3.15)$$

Значение параметра m зависит от величины поглощения. При слабом поглощении, когда линии спектра не перекрываются, суммарное поглощение пропорционально количеству вещества и не зависит от давления, в этом случае $m=0$. Значения m и n для отдельных полос даны в гл. 2.

2.2. Двухпараметрическое приближение

Метод двухпараметрического приближения основан на подборе среднего давления и содержания поглощающего газа на эквивалентном однородном пути. Подбирается не только интенсивность, но и ширина линий поглощения так, чтобы в областях, где справедливы приближения слабой и сильной линий, получить наиболее точные результаты. При этом переходная область может быть исследована более точно [17].

Неоднородный слой заменяется однородным, находящимся при постоянном средневзвешенном давлении $p_{эф}$ и температуре T_0.

Оптическая толщина неоднородной трассы $\tau(\nu)$ заменяется на

$$\bar{\tau}(\nu) = u'_{эф} Q(p_{эф}, \nu), \qquad (3.16)$$

где

$$u'_{эф} = \sec\vartheta_\odot \int_{H_n}^{H_{n+1}} \rho_a(H)\,dH, \qquad (3.17)$$

$$p_{эф} = \frac{\int_{H_n}^{H_{n+1}} f(T)\,\rho_a(H)\,p(H)\,dH}{\int_{H_n}^{H_{n+1}} \rho_a(H)\,dH}, \qquad (3.18)$$

функция $f(T)$ представляет зависимость поглощения от температуры (см. гл. 2).

В работе [17] рассмотрены условия применения двухпараметрического приближения к реальной атмосфере для статистической модели поглощения. Делается вывод о том, что применение этого приближения к условиям, когда большая часть поглощающего газа (например, озона) находится при малых давлениях, мало пригодно. Для случаев уменьшения отношения смеси с высотой, а также постоянства отношения смеси (допускается слоистость) это приближение хорошо согласуется с точными численными расчетами в широком диапазоне отношений смеси и давлений. Обоснование применимости метода средневзвешенного давления во всем интервале между областями, где справедливы приближения слабой и сильной линии как в узких (0,1 мкм), так и в широких участках спектра, дано в работе [24].

§ 3. ПРОЗРАЧНОСТЬ АТМОСФЕРЫ, ОБУСЛОВЛЕННАЯ МОЛЕКУЛЯРНЫМ РАССЕЯНИЕМ

Оптическую толщину сухой и чистой атмосферы с учетом молекулярного рассеяния можно выразить следующим образом:

$$\tau_{\lambda\,\text{мол}} = mf\int_{H}^{\infty}\beta_{\lambda\,\text{мол}}(H)\,dH, \tag{3.19}$$

где $\beta_{\lambda\,\text{мол}}$ — объемный коэффициент ослабления, обусловленного молекулярным рассеянием: $f=\dfrac{6+3\rho_n}{6-7\rho_n}$ — коэффициент анизотропии, приблизительно равный 1,061 (ρ_n — фактор деполяризации, в среднем для атмосферы $\rho_n=0{,}037$).

Для вертикального столба однородной атмосферы оптическая толщина выражается формулой

$$\tau_{\lambda\,\text{мол}} = \frac{f\beta_{0\,\lambda\,\text{мол}}p_0}{\rho_0 g} = fH_0\sigma_{0\,\lambda\,\text{мол}}, \tag{3.20}$$

где p_0 и ρ_0 — давление и плотность приземного слоя атмосферы, g — ускорение силы тяжести, H_0 — высота однородной атмосферы.

Ф. Линке, учитывая однозначную зависимость оптической толщины от длины волны, показал, что оптическую толщину вертикального столба сухой и чистой атмосферы можно приближенно выразить в следующем виде:

$$\tau_{\lambda\,\text{мол}} = 0{,}00879\lambda^{-4{,}09}, \tag{3.21}$$

где λ — длина волны в микрометрах.

В табл. 3.4 приведены рассчитанные значения оптической толщины $\tau_{\lambda мол}$ вертикального столба сухой и чистой атмосферы в области спектра 0,28—2,17 мкм, принятые в качестве модели 1968 г. [79]. Расчеты проведены для 80-километрового слоя.

Оптические толщины азотнокислородной атмосферы на различных высотах в диапазоне 0—100 км, рассчитанные для трех длин волн: 0,375; 0,520; 0,835 мкм, приведены в табл. 3.5 [76].

Таблица 3.4

Спектральная прозрачность вертикальной толщи сухой и чистой атмосферы [79]

λ мкм	$\tau_{\lambda мол}$	λ мкм	$\tau_{\lambda мол}$
0,28	1,545	0,60	0,069
0,30	1,222	0,65	0,050
0,32	0,927	0,70	0,037
0,34	0,717	0,80	0,021
0,36	0,564	0,90	0,013
0,38	0,450	1,06	0,007
0,40	0,364	1,26	0,003
0,45	0,223	1,67	0,001
0,50	0,145	2,17	0,000
0,55	0,098		

Таблица 3.5

Величины $\tau_{\lambda мол}$ над различными высотами в азотнокислородной атмосфере [76]

h км	λ=0,375 мкм	λ=0,520 мкм	λ=0,835 мкм
0	0,4542	0,1181	0,017315
2	0,3566	0,0927	0,01360
4	0,2770	0,0720	0,01056
6	0,2127	0,0553	0,00811
8	0,1608	0,0418	0,00613
10	0,1196	0,0311	0,00456
12	0,0879	0,02285	0,00335
16	0,0473	0,0123	0,001805
20	0,0255	0,00663	0,000972
24	0,0138	0,00358	0,000524
30	0,00546	0,00142	0,000209
50	0,00043	0,00011	0,000017
70	0,000037	0,0000095	0,0000014
100	0,00000022	0,000000058	0,0000000085

Распределение с высотой коэффициента ослабления $\beta_{\lambda\ мол}$ км$^{-1}$,

H км	λ м				
	0,27	0,28	0,30	0,32	0,34
0	$2{,}282\cdot10^{-1}$	$1{,}918\cdot10^{-1}$	$1{,}446\cdot10^{-1}$	$1{,}098\cdot10^{-1}$	$8{,}492\cdot10^{-2}$
2	1,875	1,600	1,188	$9{,}020\cdot10^{-2}$	6,979
4	1,527	1,303	$9{,}672\cdot10^{-2}$	7,342	5,680
6	1,230	1,050	7,792	5,915	4,576
8	$9{,}795\cdot10^{-2}$	$8{,}359\cdot10^{-2}$	6,207	4,712	3,645
10	7,703	6,574	4,881	3,705	2,867
12	5,811	4,959	3,682	2,795	2,162
14	4,245	3,623	2,690	2,042	1,580
16	3,101	2,647	1,965	1,492	1,154
18	2,266	1,934	1,436	1,090	$8{,}433\cdot10^{-3}$
20	1,656	1,413	1,049	7,966	6,164
22	1,202	1,026	$7{,}614\cdot10^{-3}$	5,780	4,472
24	$8{,}744\cdot10^{-3}$	$7{,}461\cdot10^{-3}$	5,540	4,205	3,254
26	6,381	5,446	4,043	3,069	2,375
28	4,671	3,986	2,960	2,247	1,738
30	3,430	2,927	2,173	1,649	1,276
32	2,525	2,155	1,600	1,214	$9{,}397\cdot10^{-4}$
34	1,842	1,572	1,167	$8{,}859\cdot10^{-4}$	6,854
36	1,352	1,154	$8{,}566\cdot10^{-4}$	6,503	5,031
38	$9{,}997\cdot10^{-4}$	$8{,}531\cdot10^{-4}$	6,334	4,808	3,720
40	7,413	6,352	4,716	3,580	2,770
42	5,579	4,761	3,534	2,683	2,076
44	4,208	3,591	2,666	2,024	1,566
46	3,193	3,725	2,023	1,536	1,188
48	2,453	2,093	1,554	1,180	$9{,}128\cdot10^{-5}$
50	1,913	1,632	1,212	$9{,}201\cdot10^{-5}$	7,119

H км	λ м				
	0,60	0,65	0,70	0,80	0,90
0	$8{,}157\cdot10^{-3}$	$5{,}893\cdot10^{-3}$	$4{,}364\cdot10^{-3}$	$2{,}545\cdot10^{-3}$	$1{,}583\cdot10^{-3}$
2	6,703	4,842	3,586	2,091	1,300
4	5,456	3,941	2,919	1,702	1,058
6	4,396	3,175	2,352	1,371	$8{,}528\cdot10^{-4}$
8	3,501	2,529	1,873	1,092	6,792
10	2,753	1,989	1,473	$8{,}590\cdot10^{-4}$	5,342
12	2,077	1,500	1,111	6,480	4,030
14	1,517	1,096	$8{,}117\cdot10^{-4}$	4,733	2,944
16	1,109	$8{,}007\cdot10^{-4}$	5,930	3,458	2,151
18	$8{,}100\cdot10^{-4}$	5,851	4,334	2,527	1,572
20	5,920	4,276	3,167	1,847	1,148
22	4,295	3,103	2,298	1,340	$8{,}333\cdot10^{-5}$
24	3,125	2,257	1,672	$9{,}749\cdot10^{-5}$	6,063
26	2,281	1,648	1,220	7,115	4,425

вызванного молекулярным рассеянием [79]

Таблица 3.6

км

0,36	0,38	0,40	0,45	0,50	0,55
$6{,}678\cdot10^{-2}$	$5{,}327\cdot10^{-2}$	$4{,}303\cdot10^{-2}$	$2{,}644\cdot10^{-2}$	$1{,}716\cdot10^{-2}$	$1{,}162\cdot10^{-2}$
5,487	4,377	3,536	2,173	1,410	$9{,}552\cdot10^{-3}$
4,467	3,563	2,878	1,769	1,148	7,775
3,599	2,871	2,319	1,425	$9{,}246\cdot10^{-3}$	6,264
2,866	2,286	1,847	1,135	7,364	4,989
2,254	1,798	1,452	$8{,}926\cdot10^{-3}$	5,792	3,924
1,701	1,356	1,096	6,734	4,369	2,960
1,242	$9{,}908\cdot10^{-3}$	$8{,}003\cdot10^{-3}$	4,919	3,191	2,162
$9{,}075\cdot10^{-3}$	7,239	5,847	3,593	2,332	1,580
6,632	5,290	4,273	2,626	1,704	1,154
4,847	3,866	3,122	1,919	1,245	$8{,}436\cdot10^{-4}$
3,517	2,805	2,266	1,392	$9{,}034\cdot10^{-4}$	6,121
2,559	2,041	1,648	1,013	6,573	4,453
1,868	1,489	1,203	$7{,}394\cdot10^{-4}$	4,797	3,250
1,367	1,090	$8{,}807\cdot10^{-4}$	5,412	3,512	2,379
1,004	$8{,}004\cdot10^{-4}$	6,465	3,973	2,578	1,747
$7{,}390\cdot10^{-4}$	5,893	4,760	2,926	1,898	1,286
5,391	4,299	3,472	2,134	1,385	$9{,}381\cdot10^{-5}$
3,957	3,156	2,549	1,566	1,016	6,886
2,926	2,333	1,885	1,158	$7{,}516\cdot10^{-5}$	5,092
2,178	1,737	1,403	8,624	5,596	3,791
1,633	1,302	1,052	6,464	4,194	2,841
1,232	$9{,}821\cdot10^{-5}$	$7{,}933\cdot10^{-5}$	4,875	3,163	2,143
$9{,}345\cdot10^{-5}$	7,453	6,020	3,700	2,400	1,626
7,179	5,725	4,624	2,842	1,844	1,249
5,598	4,465	3,606	2,216	1,438	$9{,}746\cdot10^{-6}$

км

1,06	1,26	1,67	2,17	3,50	4,00
$8{,}458\cdot10^{-4}$	$4{,}076\cdot10^{-4}$	$1{,}327\cdot10^{-4}$	$4{,}586\cdot10^{-5}$	$6{,}830\cdot10^{-6}$	$4{,}002\cdot10^{-6}$
6,950	3,349	1,091	3,768	5,612	3,289
5,657	2,726	$8{,}877\cdot10^{-5}$	3,067	4,568	2,677
4,558	2,196	7,152	2,471	3,680	2,157
3,630	1,749	5,697	1,968	2,931	1,718
2,855	1,376	4,480	1,548	2,305	1,351
2,154	1,038	3,380	1,168	1,739	1,019
1,573	$7{,}582\cdot10^{-5}$	2,469	$8{,}529\cdot10^{-6}$	1,270	$7{,}444\cdot10^{-7}$
1,149	5,539	1,804	6,231	$9{,}281\cdot10^{-7}$	5,439
$8{,}399\cdot10^{-5}$	4,048	1,318	4,554	6,782	3,974
6,138	2,958	$9{,}632\cdot10^{-6}$	3,328	4,956	2,904
4,453	2,146	6,989	2,415	3,596	2,107
3,240	1,562	5,085	1,757	2,617	1,533
2,365	1,140	3,711	1,282	1,910	1,119

H км	τ_0				
	0,60	0,65	0,70	0,80	0,90
28	1,670	1,206	$8,932 \cdot 10^{-5}$	5,208	3,239
30	1,226	$8,854 \cdot 10^{-5}$	6,557	3,824	2,378
32	9,025	6,519	4,828	2,815	1,751
34	6,583	4,755	3,522	2,054	1,277
36	4,832	3,491	2,585	1,507	$9,375 \cdot 10^{-6}$
38	3,573	2,581	1,912	1,115	6,932
40	2,660	1,922	1,423	$8,299 \cdot 10^{-6}$	5,161
42	1,994	1,440	1,067	6,220	3,868
44	1,504	1,086	$8,016 \cdot 10^{-6}$	4,692	2,918
46	1,141	$8,244 \cdot 10^{-6}$	6,105	3,560	2,214
48	$8,766 \cdot 10^{-6}$	6,333	4,690	2,735	2,214
50	6,837	4,939	3,658	2,133	1,326

Изменения $\tau_{\lambda\,мол}$, обусловленные вариациями параметров, определяющих оптическую толщину, по данным [76], на уровне земной поверхности составляют 1%, на высоте 8 км — 4—6% (величины $\tau_{\lambda\,мол}$ имеют максимум летом). Значения оптической толщины атмосферы для высот 0—30 км в интервале длин волн 0,3—1,3 мкм приведены и в [109, 110].

В табл. 3.6 представлены величины объемного коэффициента ослабления $\tau_{\lambda\,мол}$ в области 0,27—4 мкм, рассчитанного на 1 км слоя для слоев атмосферы до высоты 50 км [79].

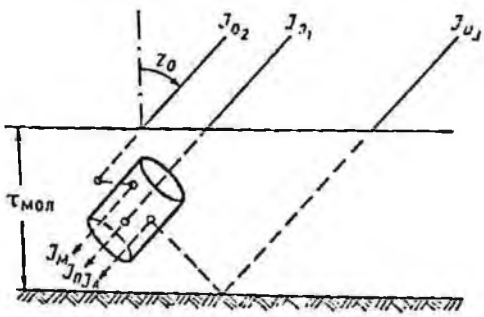


Рис. 3.1. Вклад многократного рассеяния в поток направленной радиации.

Практически телесный угол чувствительности любого приемника радиации $\Delta\omega \neq 0$, поэтому на приемную площадку падает не только ослабленная прямая радиация, но и радиация, рассеянная средой. Схема процесса рассеяния дана на рис. 3.1. В этом случае представляет интерес оценка вклада рассеяния. Вклад

км

1,06	1,26	1,67	2,17	3,50	4,00
1,731	$8{,}343\cdot10^{-6}$	2,717	$9{,}385\cdot10^{-7}$	1,398	$8{,}191\cdot10^{-8}$
1,271	6,125	1,994	6,890	1,026	6,014
$9{,}357\cdot10^{-6}$	4,510	1,468	5,073	$8{,}803\cdot10^{-8}$	4,428
6,826	3,289	1,071	3,701	6,452	3,230
5,010	2,415	$7{,}862\cdot10^{-7}$	2,716	4,718	2,371
3,705	1,785	5,814	2,009	2,992	1,753
2,758	1,329	4,329	1,495	2,227	1,305
2,067	$9{,}963\cdot10^{-7}$	3,244	1,121	1,669	$9{,}783\cdot10^{-9}$
1,559	7,515	2,447	$8{,}454\cdot10^{-8}$	1,259	7,379
1,183	5,703	1,857	6,416	$9{,}556\cdot10^{-9}$	5,599
$9{,}089\cdot10^{-7}$	4,380	1,426	4,928	7,340	4,301
7,089	3,416	1,112	3,843	5,724	3,354

двукратного рассеяния света в интенсивность ослабления прямой радиации зависит от длины волны, альбедо, угла падения $\vartheta_\odot$ направленной радиации интенсивностью $J_{0\lambda}$, падающей на слой атмосферы оптической толщины $\tau_{\lambda\,\text{мол}}$. Одновременно с прямой радиацией $J_\text{п}$, ослабленной средой, на приемник поступает

. Таблица 3.7

Вклад рассеяния второго порядка в поток радиации $\pi J_\text{п}=F$, прошедшей слой плоскопараллельной молекулярной атмосферы (экстремальные значения) [71]

Поток радиации	Альбедо	$\cos\vartheta_{\odot 0}$	$\lambda=0{,}809$ мкм	$\lambda=0{,}312$ мкм
			$\tau=0{,}02$	$\tau=1{,}00$
$J_\text{м}$	—	1	0,024	0,0979
	—	0,2	0,0129	0,0242
$\pi J_\text{п}$	—	1	0,9802	0,3679
	—	0,2	0,9048	0,0067
$J_\text{м}/\pi J_\text{п}$	—	1	0,0025	0,2661
	—	0,2	0,0142	3,5982
$J_\text{а}/\pi J_\text{п}$	0,25	1	0,0008	0,0547
		0,2	0,0008	0,6045
	0,80	1	0,026	0,2419
		0,2	0,0026	2,6749

рассеянная радиация $J_м$ и $J_а$. В этом случае уравнение переноса монохроматической радиации имеет вид

$$F_\lambda = F_{\lambda 0} \exp\left[\left(-\frac{\tau_\lambda}{\cos\theta_\odot}\right) + (J_{\lambda м} + J_{\lambda а})\,\Delta\omega\right], \qquad (3.22)$$

где $F_{\lambda 0} = \pi J_{\lambda 0}$ — поток монохроматической радиации на границу слоя.

Д. Дейрменджян и З. Секера [71] провели расчеты при $1 \geqslant \cos\theta_\odot \geqslant 0{,}2$ для длин волн $0{,}809$ мкм $\geqslant \lambda \geqslant 0{,}312$ мкм, однозначно связанных с оптическими толщинами $0{,}02 \leqslant \tau_{\lambda\,мол} \leqslant 1{,}00$. Учитывалось два значения альбедо: 0,25 и 0,8. Выборка из результатов расчетов для крайних значений параметров представлена в табл. 3.7. Величина потока F_0 нормирована к единице.

Ряд работ, опубликованных в последнее время посвящен эффектам, играющим второстепенную роль в формировании молекулярного ослабления. Так, в работе [73] проводится оценка порядков рассеяния вплоть до 13-го ($\lambda = 0{,}3120$ мкм). Вопросы многократного рассеяния, влияния температуры на молекулярное ослабление, эффект поглощения в молекулярной атмосфере рассмотрены в работах [72, 73, 82, 96].

§ 4. АЭРОЗОЛЬНОЕ ОСЛАБЛЕНИЕ В РЕАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ

4.1. Спектральная прозрачность однородных трасс, обусловленная рассеянием и поглощением аэрозоля

Недостаточная изученность микрофизических параметров аэрозоля в условиях малозамутненной атмосферы и изменчивость этих параметров приводят к тому, что результаты расчетов аэрозольного ослабления исходя из приближенной модели систем аэрозольных частиц (см. гл. 2) могут быть использованы лишь для качественных оценок спектральной прозрачности реальной атмосферы. Основной объем количественной информации все еще опирается на непосредственные оптические исследования спектральной прозрачности реальной атмосферы, хотя специфичность локальных условий и затрудняет обобщение полученных данных.

Аэрозольное ослабление определяется не только рассеивающими, но и поглощающими свойствами аэрозоля. В отличие от закономерностей ослабления на каплях воды (см. гл. 2), поглощающие свойства сухого аэрозоля различного химического состава изучены еще слабо [74, 99, 113]. Неопределенность вопроса приводит к тому, что поглощение атмосферного аэрозоля в видимой области спектра обычно не учитывается (коэффициент рассеяния $\alpha_{аэр}$ формально приравнивается к коэффициенту ослабления $\beta_{аэр}$) либо оценивается произвольно, хотя, как следует, например, из табл. 3.8, вклад поглощения может быть весьма существен.

Таблица 3.8

Зависимость отношения оптических толщин поглощения аэрозоля к полным оптическим толщинам от длины волны [34]

Вещество	Длина волны, мкм				
	0,398	0,496	0,556	0,696	0,977
Метеорит «Еленовка»	0,021	0,027	0,033	0,024	0,030
Метеорит «Саратов»	0,053	0,080	0,048	0,046	0,055
Лава (красная)	0,039	0,075	0,192	0,030	0,018
Лава (серая)	0,039	0,088	0,078	0,096	0,074
Графит	0,409	0,320	0,383	0,378	0,537
Сажа	0,518 *	0,503	0,458	0,415	0,314
Угольный шлак	0,311 *	0,331	0,294	0,249	0,289
Пыль комнатная	0,134 *	0,099	0,056	0,080	0,026
Цемент	0,095 *	0,144	0,055	0,055	0,041
Глина	0,071 *	0,039	0,041	0,034	0,025
Песок	0,101 *	0,130	0,130	0,061	0,044

Примечание. Звездочкой (*) отмечены величины, относящиеся к λ=0,405 мкм.

В табл. 3.8, заимствованной из работы [34], представлены результаты попытки лабораторных исследований поглощения аэрозоля различного происхождения в области 398—977 нм. В [34] отмечено, что методическая трудность учета длины оптического луча в рассеивающей среде позволяет оценить лишь верхний предел отношений оптических толщин поглощения аэрозоля к полным оптическим толщинам, обусловленным рассеянием и поглощением.

Несмотря на широкий диапазон колебаний оптической плотности приземных слоев атмосферы, определяемый в основном конденсационными процессами ($10^{-2} < \beta_{\lambda\ аэр} < 10^{1}$ км$^{-1}$), ряд задач требует оценки средних значений $\beta_{\lambda\ аэр}$ малозамутненной атмосферы.

В табл. 3.9 приведены величины $\beta_{\lambda\ аэр}$ в приземном слое воздуха на уровне моря в области 0,27÷4,0 мкм при средней метеорологической дальности видимости 25 км (модель 1968 г.) [79].

Таблица 3.9

Коэффициенты ослабления аэрозоля $\beta_{\lambda\ аэр}$ приземного слоя воздуха на уровне моря при средней метеорологической дальности видимости S_m=25 км [79]

λ мкм	0,27	0,28	0,29	0,30	0,32	0,34	0,36	0,38	0,40	0,45	0,50
$\beta_{\lambda\ аэр}$ км$^{-1}$	0,29	0,27	0,26	0,25	0,24	0,24	0,23	0,20	0,180	0,167	0,158
λ мкм	0,55	0,60	0,70	0,80	0,90	1,06	1,26	1,67	2,17	3,50	4,00
$\beta_{\lambda\ аэр}$ км$^{-1}$	0,150	0,142	0,135	0,127	0,120	0,113	0,108	0,098	0,083	0,070	0,063

Комплексное исследование оптических характеристик приземного слоя атмосферы в районе Звенигорода (Подмосковье) при дальности видимости 0,1÷130 км и в широком диапазоне изменений относительной влажности [16, 53] показало, что в оптическом состоянии атмосферы (исключая снегопады и дожди) можно выделить ряд типов оптической «погоды».

Основные типы оптического состояния воздуха следующие.

1. *Мгла*, обусловленная повышением в атмосфере концентрации сухого аэрозоля различного происхождения (дым, пыль, аэрозоль вулканического происхождения); изучена недостаточно.

2. *Дымка*. Наиболее часто встречающееся состояние приземного воздуха (вероятность 90%). Дальность видимости не меньше 3÷5 км. Если при относительной влажности $\leqslant 30\%$ оптическая плотность дымки ($\beta_{\text{аэр}} \leqslant 0{,}05$ км$^{-1}$) определяется сухой фракцией аэрозоля, при более высоких влажностях происходит разрастание частиц (вероятно смещение верхней границы распределения частиц по размерам от 0,07—0,08 мкм к 0.2—0,25 мкм).

3. *Туманная дымка*. Дальность видимости 1÷5 км. Наблюдается при относительной влажности 80—99%; обусловлена конденсационным ростом больших (очевидно, гигроскопических) частиц, обладающих широким спектром распределения по размерам с максимумом в области 1÷5 мкм. Вероятно, одновременно происходит дальнейший рост частиц дымки (предположительно ядер Айткена). Характеризуется различной спектральной зависимостью $\beta_{\lambda\,\text{аэр}}$ в видимой и ближней инфракрасной областях спектра и большим диапазоном изменений оптической плотности.

4. *Туман* (облака). Дальность видимости не более 1—2 км. Обусловлен сильным разрастанием капель воды в области температур точки росы. Эффективный размер частиц тумана в зависимости от условий колеблется от 5—6 до 30 мкм. В видимой области спектра $\beta_{\lambda\,\text{аэр}}$ не зависит от длины волны. Переходные процессы между туманной дымкой и туманом неустойчивы. Туман характеризуется значительными флуктуациями оптической плотности.

5. *Дымка с моросью* — дымка, пронизываемая моросью, выпадающей из вышележащих облаков. Метеорологическая дальность видимости может быть различной — от одного до десятков километров. Оптические свойства характерны как для дымки, так и для крупных капель воды (ореол, радуга). Эффективный радиус капель более 50 мкм.

На рис. 3.2 представлены спектральные зависимости $\beta_{\lambda\,\text{аэр}}$, характерные для различных типов оптической погоды. Хорошо прослеживается изменчивость прозрачности атмосферы во времени и в зависимости от длины волны (частный пример — развитие туманной дымки).

Прямые измерения оптической толщины аэрозоля в более длинноволновой области спектра ($\lambda > 1$ мкм) возможны лишь в отдельных участках окон прозрачности при условии учета крыльев поглощения соседних полос, а также континуального поглощения крылом вращательной полосы водяного пара.

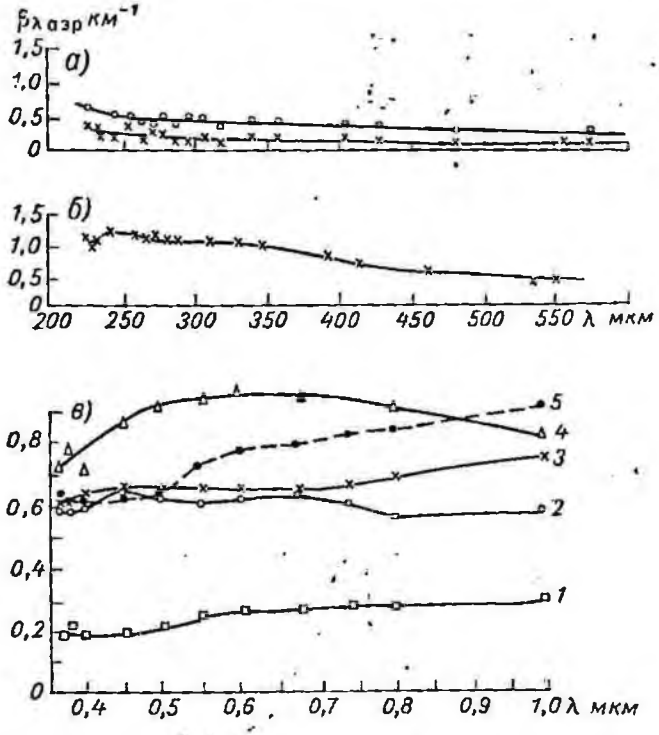


Рис. 3.2. Спектральные зависимости $\beta_{\lambda\,аэр}$, характерные для различных типов оптической погоды. Звенигород [53].
а) влажная дымка, *б)* туманная дымка, *в)* пример изменения $\beta_{\lambda\,аэр}$ с течением времени. 30—31 октября 1965 г. Относительная влажность 92—97%; *1)* 15 час. 20 мин., *2)* 19 час. 30 мин., *3)* 21 час. 30 мин., *4)* 3 час. 30 мин., *5)* 7 час. 00 мин.

Преобладающая роль селективного поглощения многоатомными газами затрудняет исследования непрерывного спектра аэрозольного ослабления в условиях малозамутненных, но достаточно протяженных оптических трасс. Более просты измерения инфракрасной прозрачности полупрозрачных облаков и искусственных туманов, обладающих большей оптической плотностью.

На рис. 3.3 даны спектральные зависимости пропускания направленной радиации облачностью верхнего яруса Ci (вертикальная толща), полученные в результате измерений ослабления солнечной радиации [5, 90]. Как видно, из рис. 3.3, пропускание облаков как в видимой области спектра, так и в окне прозрачности 8—12 мкм можно считать нейтральным.

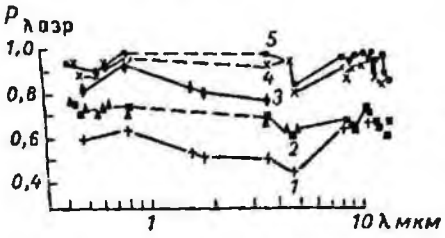


Рис. 3.3. Спектральное пропускание радиации облачностью верхнего яруса Ci в области 0,35—13 мкм.

1, 3 — по данным [90]; *2, 4, 5* — по данным [5].

Пропускание жидкокапельных туманов в видимой области спектра также нейтрально. В инфракрасной области прозрачность туманов определяется функцией распределения частиц тумана по размерам и комплексным коэффициентом поглощения водного аэрозоля (см. гл. 2). Результаты исследований спектральной прозрачности жидкокапельных искусственных туманов различной плотности подробно обсуждены в работах [24, 25].

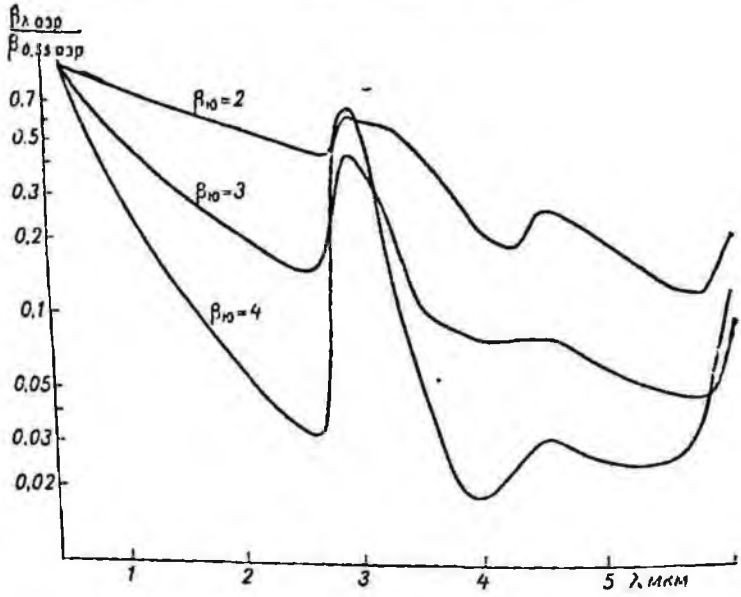


Рис. 3.4. Спектральная зависимость относительного коэффициента аэрозольного ослабления, рассчитанного для частиц водного аэрозоля с учетом комплексности показателя преломления для распределений типа Юнге с различными показателями $\beta_{Ю}$. Граничные размеры распределений частиц: $a_1=0{,}05$ мкм, $a_2=3$ мкм [25а].

Спектральную прозрачность дождей с достаточной степенью точности можно считать нейтральной во всем оптическом диапазоне, по [46] $\beta_д = 0{,}22 J_д^{0{,}71}$ км$^{-1}$, где $J_д$ — интенсивность выпадения дождя в мм/час.

Несмотря на недостаточную изученность сложной микрофизической структуры дымок, сделаны попытки расчета непрерывного спектра пропускания дымок исходя из методики, разработанной для расчета спектральной прозрачности жидкокапельных туманов.

Так, для оценки пропускания дымок в инфракрасной области спектра используются относительные спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления $\beta'(\lambda) = \beta(\lambda)/\beta_{0,55}$ при длине волны 0,55 мкм.

На рис. 3.4 показаны кривые $\beta'(\lambda)$, рассчитанные в [25а] с учетом комплексности показателя преломления с использованием функции распределения частиц по размерам, по Юнге (см. гл. 2); $\beta_{Ю} = 3, 4, 5$; верхняя граница распределения частиц $a = 3$ мкм. Показатель преломления воды взят из работы [29].

При различной метеорологической дальности видимости $S_м$ $\beta_{Ю}$ принимает разные значения. Так, при $S_м \geqslant 50$ км $\beta_{Ю} = 5$, при $S_м \geqslant 20$ км $\beta_{Ю} = 4$ и при $S_м < 20$ км $\beta_{Ю} = 3$. Коэффициент ослабления $\beta_{0,55}$ находится с помощью экспериментальных спектральных измерений либо по $S_м$. Для средней дальности видимости $S_м = 25$ км $\beta_{0,55} = 0{,}150$ и соответственно

$$\tau_{\lambda\ аэр} = 0{,}150\beta'(\lambda)\, l, \qquad (3.23)$$

где l — длина пути луча в километрах.

4.2. Прозрачность вертикального столба атмосферы, обусловленная аэрозольной компонентой

В табл. 3.10 даны средние величины $\tau_{\lambda\ аэр}$ вертикального столба безоблачной атмосферы над уровнем моря в области спектра 0,27—4,00 мкм при наземной $S_м = 25$ км, предложенные в качестве модели 1968 г. [79].

Таблица 3.10

Оптическая толщина вертикального столба атмосферы, обусловленная аэрозольным ослаблением [79]

Метеорологическая дальность видимости $S_м = 25$ км, H над ур. м. = 0

λ мкм	0,27	0,28	0,30	0,32	0,34	0,36	0,38	0,40	0,45	0,50	0,55
$\tau_{аэр}$	0,458	0,427	0,411	0,395	0,379	0,379	0,364	0,316	0,285	0,264	0,250
λ мкм	0,60	0,65	0,70	0,80	0,90	1,06	1,26	1,67	2,17	3,50	4,0
$\tau_{аэр}$	0,237	0,224	0,213	0,201	0,190	0,179	0,171	0,155	0,134	0,111	0,100

Оптическая толщина вертикального столба атмосферы в инфракрасной области спектра может быть приближенно оценена с помощью кривой на рис. 3.4 для $\beta_{10} = 4$. Данные, снятые с кривой, умножаются на $\tau_{(0,55)} = 0{,}25$. Последняя величина характерна для безоблачной атмосферы.

Расчеты оптической толщины вертикального столба атмосферы связаны с еще большими погрешностями, чем расчеты пропускания на приземных трассах вследствие неоднородности атмосферы с высотой и отсутствия сведений о локальных оптических характеристиках слоев, расположенных на разных уровнях. Величина $S_м$, определенная в наземных условиях, может не коррелировать с оптической толщиной вертикального столба атмосферы. Наиболее надежную информацию дают экспериментальные определения величин оптической толщины..

Методика спектральных исследований ослабления прямой радиации проста:

$$\tau_{общ} = \sum \tau_{\lambda i},$$

где $\tau_{\lambda i}$ — оптическая толщина отдельных компонент определяется по ослаблению прямой радиации внеатмосферного источника света (обычно Солнца) при различных $m_\odot$. «Долгий» метод Бугера [47] позволяет определить τ_λ по двум или более измерениям $\ln J_\lambda(m)$. Аэрозольная компонента вне полос поглощения определяется после вычета из общей оптической толщины оптических толщин, обусловленных молекулярным ослаблением, поглощением озона и других газов, определяемых обычно расчетным путем.

Точность измерений повышается при многократных определениях $J_\lambda(\vartheta_\odot)$ (при построении прямых Бугера). Определение $\tau_{\lambda\,общ}$ означает нахождение относительной величины внеатмосферной интенсивности $J_{\lambda\,0}$. Значение $J_{\lambda\,0}$ в дальнейшем может быть использовано для определения $\tau_{\lambda\,общ}$ в других условиях замутненности атмосферы по единичному измерению $J_\lambda(\vartheta_\odot)$. Естественно, «долгий» метод теряет смысл при изменении $\tau_{\lambda\,общ}$ в течение цикла измерений, что часто наблюдается в реальной атмосфере.

Методика оценки ошибок, вызываемых аэрозольным рассеянием под малыми углами, а также условия применимости закона Бугера изложены в работах [14, 24, 25, 47, 49, 50, 58, 93]. Метод определения оптической толщины атмосферы по наблюдениям интенсивности рассеянной радиации в альмукантарате Солнца и метод контроля оптической стабильности атмосферы рассмотрены в работах [33, 47].

Методика исследований аэрозольного ослабления с помощью интегральных актинометрических приборов требует учета оптических характеристик аэрозольного ослабления и поглощения газовых компонент. Так, аэрозольное ослабление в толще атмо-

сферы, по А. Онгстрему [64, 102, 106, 111], может быть приближенно вычислено исходя из допущения, что

$$\tau_{\lambda\,аэр} = \gamma\lambda^{-b}. \qquad (3.24)$$

Тогда, измеряя интегральный поток солнечной радиации, достигший земной поверхности $S(m)$, и учитывая спектральную солнечную постоянную $S_{0\lambda}$, можно вычислить коэффициент мутности $\gamma = \int_0^\infty \gamma_H dH$ из выражения

$$S(m) = S'(m)\,\Delta S = \int_0^\infty S_{\lambda 0} \exp\left(-m\tau_{\lambda\,рел} - m\gamma\lambda^{-b}\right) d\lambda - \Delta S, \qquad (3.25)$$

где ΔS — величина потока, селективно поглощенного газовыми компонентами, определение которого может быть выполнено различными способами.

А. Онгстрем принял $b = 1, 3$, но анализ возможных значений b [102] показал, что в зависимости от ρ и m частиц величина параметра может изменяться в пределах $2 \leqslant b \leqslant 4$. При степенном законе распределения частиц типа Юнге (см. гл. 2) $b = \beta_{Ю} - 2$, изменения $\beta_{Ю}$ оцениваются в пределах 1,7—5,0, что указывает на неизбежность вариаций значения b.

В. Шюепп [89, 116, 117] обобщил метод Онгстрема, предложив использовать два параметра: $\beta_{Ю}$ и b. На основании актинометрических наблюдений в [64, 89, 102] даны оценки параметров b и $\beta_{Ю}$ в реальной атмосфере для случая юнговского распределения частиц континентального аэрозоля. Очевидно, что изменчивость приведенных выше параметров обусловлена изменчивостью спектрального хода аэрозольного ослабления.

Действительно, исследования спектральной прозрачности в видимой и ближней инфракрасной областях спектра показывают, что, как и в случае наземных исследований, спектральный ход $\tau_{\lambda\,аэр}$ может существенно отличаться от рассчитанного при условии постоянства функции распределения частиц аэрозоля с высотой. Результаты ряда работ [19, 48, 57, 98] показывают, что наряду с уменьшением $\tau_{\lambda\,аэр}$ и увеличением длины волны может наблюдаться нейтральный ход $\tau_{аэр}(\lambda)$, а также максимумы в области спектра 0,380—0,550 мкм. Параметр b может изменяться в зависимости от длины волны, по данным разных авторов значения b лежат в пределах $0 \leqslant b \leqslant 3{,}3$.

Рис. 3.5 *а* [98] иллюстрирует значительные изменения $\tau_{\lambda\,аэр}$ даже в условиях высокогорных наблюдений. Несмотря на нерегулярный ход зависимостей, видна тенденция уменьшения $\tau_{\lambda\,аэр}$ с увеличением λ. В стремлении упростить расчеты прозрачности, не требующие высокой точности, некоторые авторы придают параметру b фиксированные значения. Так, авторы работы [63], рассматривая зависимость от длины волны общей оптической

толщи, обусловленной молекулярным и аэрозольным ослаблением типа $\tau_{\lambda\,общ} = a\lambda^{-4} + b'\lambda^{-b'} + c$, приняли значение $b' = 1$. В работе [41] для условий малых замутнений принимается $\tau_{\lambda\,общ} = a\lambda^{-4} + c$, т. е. нейтральный ход $\tau_{\lambda\,аэр}(\lambda)$.

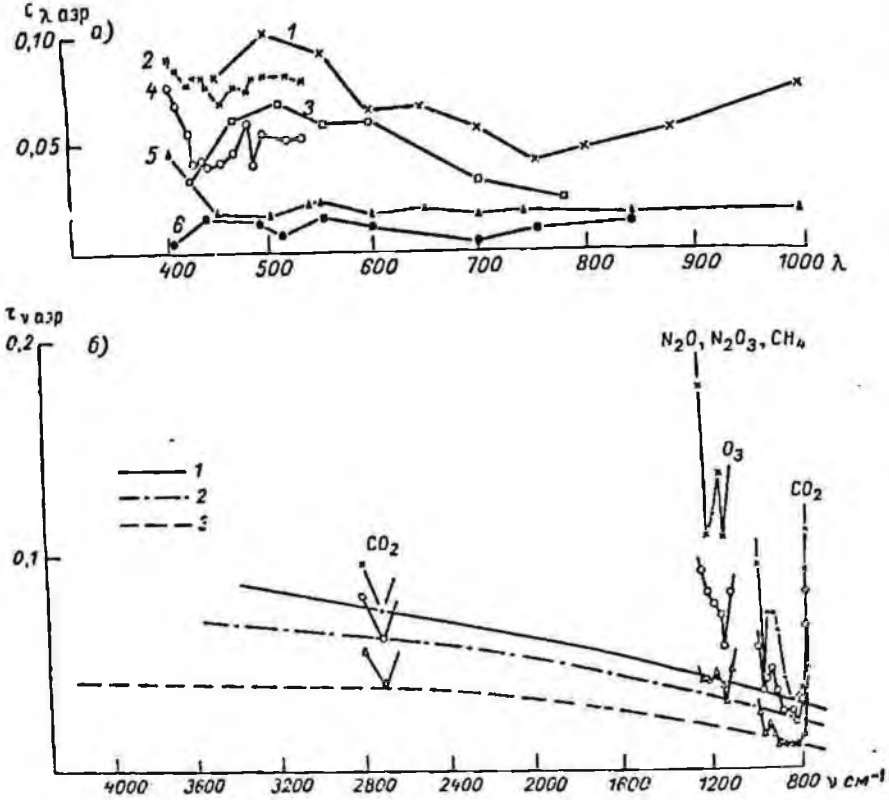


Рис. 3.5. Оптическая толщина вертикального столба атмосферы, обусловленная аэрозольным ослаблением.

а) примеры изменения спектральной зависимости $\tau_{\lambda\,аэр}$ в видимой области спектра [75, 98]: *1* — 45 м, над ур. м., *2* — 2800 м, *3*, *6* — 3100 м, *4* — 3410 м, *5* — 3700 м; *б*) инфракрасная область спектра (700—4000 см$^{-1}$) [3]: *1* — Ленинград, весна 1963 г., *2* — Минеральные Воды, осень 1962 г., *3* — пик Терскол (Эльбрус) 2100 м над ур. м., лето 1962 г.; λ дано в нанометрах.

Вклад аэрозоля в ослабление инфракрасной радиации в вертикальной толще атмосферы исследован мало. В работе [107] приведены качественные оценки вклада аэрозольного ослабления. В [3] получены значения $\tau_{\lambda\,аэр}$ в отдельных участках окон прозрачности области спектра 3—13 мкм, свободных от заметного селективного поглощения газами. Выделенные из непрерывного континуума, в основном обусловленного крылом вращательной

полосы поглощения водяного пара, средние значения $\tau_{\lambda\,аэр}$ соединены плавной огибающей (пунктирные линии на рис. 3.5 *б*). Определенный по огибающим $\tau_{аэр}(\lambda)$ средний параметр b' равен 0,6—0,8, что согласуется с обсужденными в [24] результатами, полученными на горизонтальных трассах, где параметр $b'=0{,}7$.

Большая «скважность» измерений, неизбежная в инфракрасной области спектра, не позволяет судить об изменчивости b' с длиной волны, хотя и очевидно, что существование в атмосфере капель воды должно вести к осциллирующей зависимости $\tau_{аэр}(\lambda)$ в коротковолновом участке исследуемого диапазона, как следует из расчетов.

4.3. Вертикальный профиль аэрозольного ослабления

Информация о вертикальном профиле аэрозольного ослабления накоплена с помощью ряда оптических методов, прямых и косвенных, достаточно полный обзор которых дан в [53]. В условиях тропосферы удобен *прямой метод* — определение спектрального коэффициента ослабления $\beta_{\lambda\,аэр}(H)$ км$^{-1}$ по данным наблюдений за ослаблением прямой радиации Солнца, проведенных на разных высотах,

$$\beta_{\lambda\,аэр}(H)=\frac{\Delta\tau_{H_1-H\,аэр}}{\Delta z}.$$

Метод малочувствителен при малых $\beta_{\lambda\,аэр}$, что не позволяет исследовать тонкую структуру профиля, пользуясь обычными методами регистрации измеряемых величин.

На больших высотах обычно используются *косвенные методы* — методы измерений интенсивности рассеянного света Солнца или искусственных источников света под различными углами [33, 40, 50, 60].

В последнее время данные о профиле аэрозольного рассеяния, определенного по интенсивности рассеянной радиации Солнца, получены с борта космических кораблей [51, 52, 53]. Используются методы прожекторного зондирования [19, 80, 81], методы сумеречных наблюдений [54], развивается метод лазерного зондирования [77, 86].

Экспериментальные исследования $\beta_{\lambda\,аэр}(H)$ указывают на большую роль аэрозольного ослабления в широком диапазоне высот. Характерна слоистость аэрозольной компоненты ослабления. Положение аэрозольных слоев обычно связано с районами температурных инверсий.

По ряду причин часто невозможно проводить исследования оптической плотности атмосферы на различных высотах с помощью спектральной аппаратуры. Поэтому измерения проводятся в небольших спектральных интервалах, обычно выделяе-

мых светофильтрами. Наибольший интерес имеет спектральный интервал, выбранный в районе 0,5 мкм, находящийся в области максимума спектрального распределения радиации Солнца.

На рис. 3.6 представлены зависимости коэффициентов ослабления аэрозоля от высоты, полученные рядом авторов [42, 55,

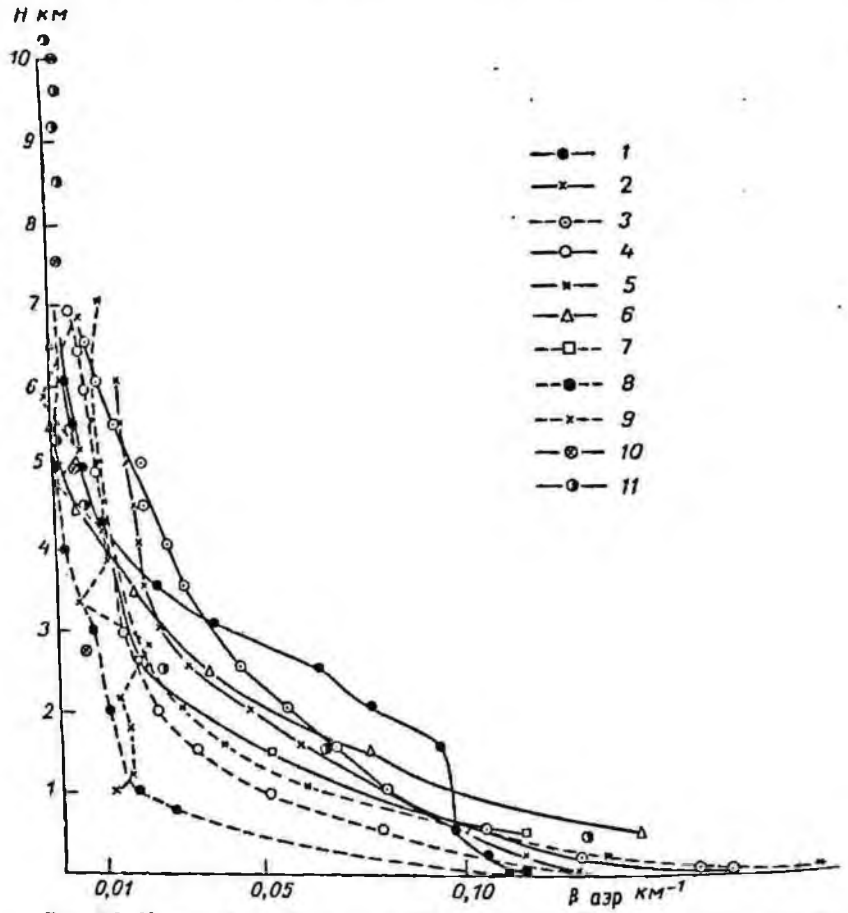
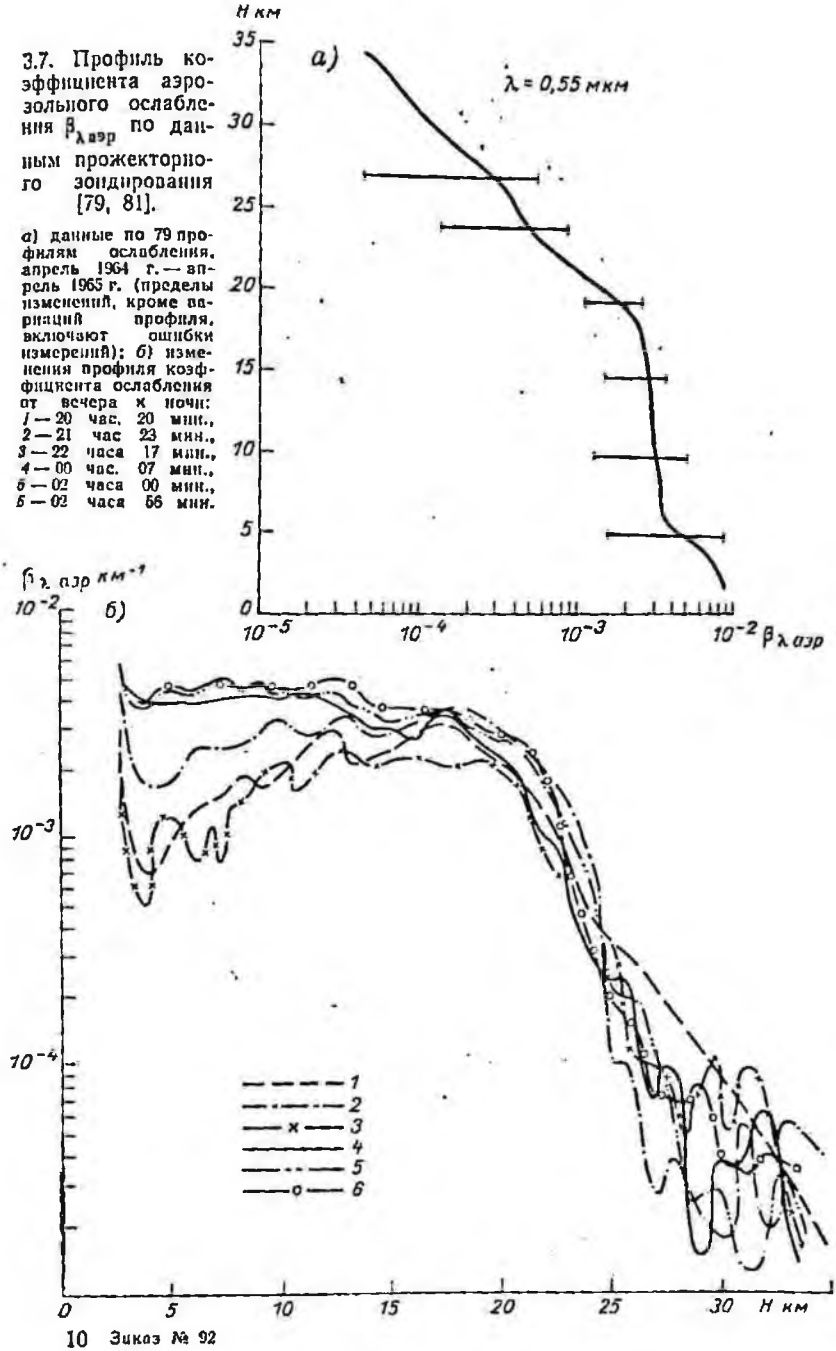


Рис. 3.6. Изменчивость профиля коэффициента ослабления в тропосфере по данным разных авторов: *1*, *2*, *3*, *4*, *5* — [55], *6*, *7*, *11* — [99], *8* — [59], *9* — [42], *10* — [80].

59, 80]. Из рис. 3.6 видно, что основную роль в вариациях оптической толщины вертикального столба атмосферы играет нижний тропосферный слой, хотя изменчивость коэффициентов ослабления $\beta_{\lambda\,аэр}$ отмечается на всех высотах.

Систематические исследования аэрозольного ослабления с помощью прожекторного зондирования описаны в [80, 81].



3.7. Профиль коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_{\lambda аэр}$ по данным прожекторного зондирования [79, 81].

а) данные по 79 профилям ослабления, апрель 1964 г. — апрель 1965 г. (пределы изменений, кроме вариаций профиля, включают ошибки измерений); *б*) изменения профиля коэффициента ослабления от вечера к ночи: *1* — 20 час. 20 мин., *2* — 21 час 23 мин., *3* — 22 часа 17 мин., *4* — 00 час. 07 мин., *5* — 02 часа 00 мин., *6* — 02 часа 56 мин.

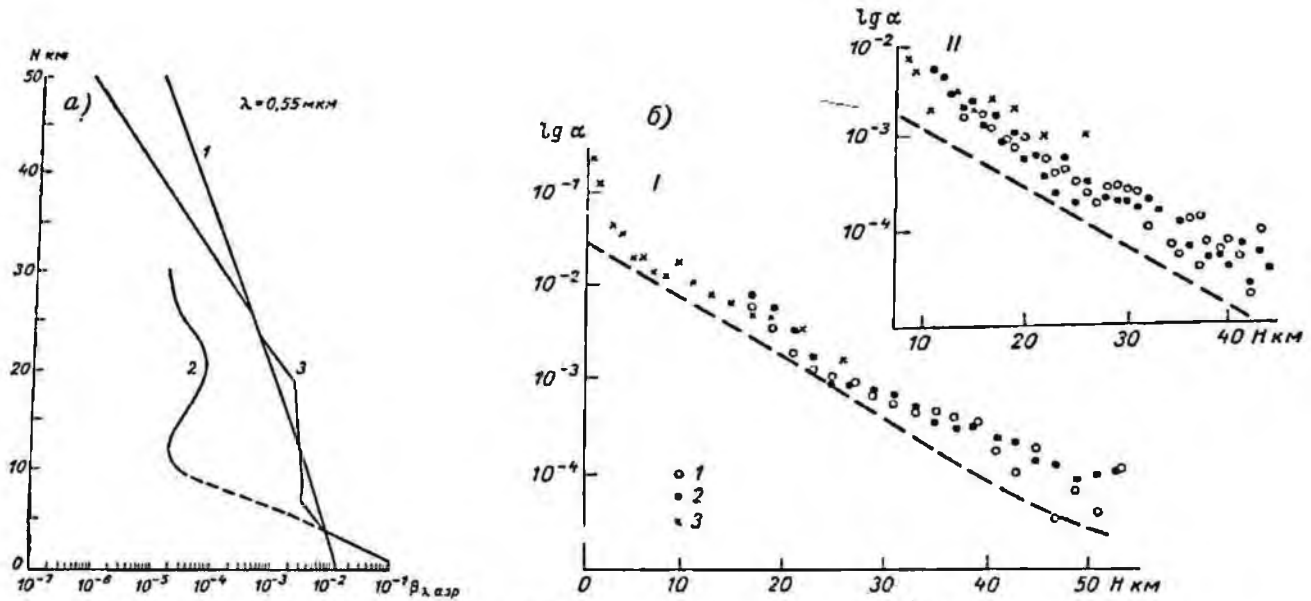


Рис. 3.8. Вклад аэрозольного и молекулярного рассеяния в оптическую плотность атмосферы [52, 79].

а) *1* — уровень молекулярного рассеяния, *2* — модель Л. Элтермана 1964 г., *3* — модель Л. Элтермана 1968 г.; *б)* изменение коэффициента α с высотой: *I* — при λ=0,6 мкм, *II* — при λ=0,4 мкм, *1—2* — по данным [52], *3* — по данным [91].

Измерения проводились в горных условиях с уровня 2,76 км (пик Сакраменто, Нью-Мехико).

Из рис. 3.7 *а* видно, что пределы изменений $\beta_{\lambda\,аэр}(H)$ значительны на всех высотах.

На рис. 3.7 *б* даны вариации $\beta_{\lambda\,аэр}$ км$^{-1}$ в зависимости от времени суток [81]. Увеличение оптической плотности тропосферы

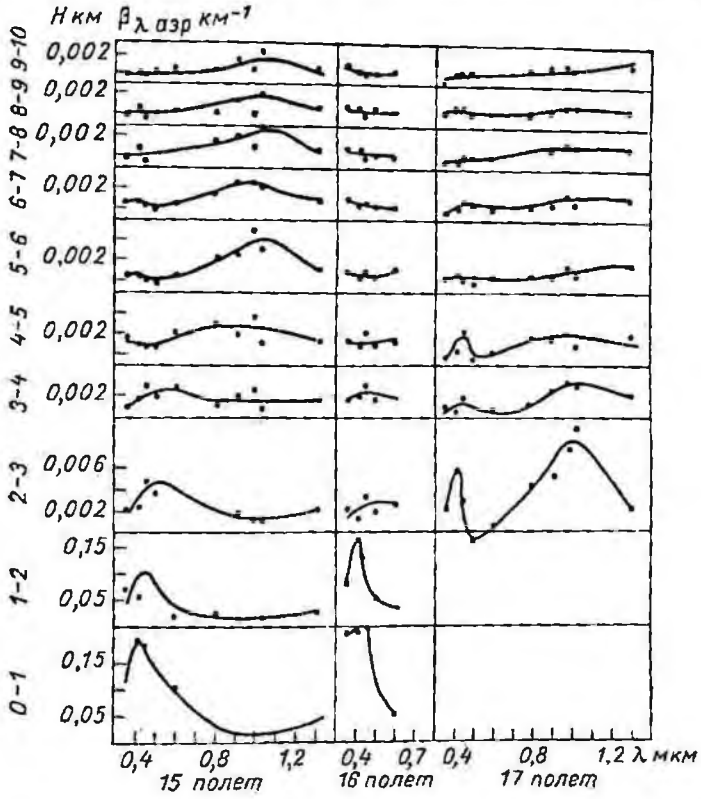


Рис. 3.9. Примеры спектральной зависимости $\beta_{аэр}$ км$^{-1}$ на разных высотах [99].

от вечера к ночи можно отнести, по-видимому, к влиянию конденсационных процессов [8].

По мере уточнения методов исследований атмосферного аэрозоля и накопления информации об оптической структуре атмосферы все очевиднее становится значительная роль аэрозоля в формировании радиационного режима атмосферы [86, 99] Данные, полученные в последние годы, позволили Л. Элтерману [79] пересмотреть предложенную им ранее модель аэрозольного

Вертикальный профиль коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_{\text{лаз}}$ км$^{-1}$

H км	0,27	0,28	0,30	0,32	0,34
0	$2{,}90\cdot10^{-1}$	$2{,}70\cdot10^{-1}$	$2{,}60\cdot10^{-1}$	$2{,}50\cdot10^{-1}$	$2{,}40\cdot10^{-1}$
2	$5{,}51\cdot10^{-2}$	$5{,}13\cdot10^{-2}$	$4{,}94\cdot10^{-2}$	$4{,}75\cdot10^{-2}$	$4{,}56\cdot10^{-2}$
4	$1{,}22\cdot10^{-2}$	$1{,}14\cdot10^{-2}$	$1{,}10\cdot10^{-2}$	$1{,}05\cdot10^{-2}$	$0{,}01\cdot10^{-2}$
6	$6{,}50\cdot10^{-3}$	$6{,}05\cdot10^{-3}$	$5{,}83\cdot10^{-3}$	$5{,}60\cdot10^{-3}$	$5{,}38\cdot10^{-3}$
8	6,22	5,79	5,58	5,36	5,15
10	5,82	5,42	5,22	5,02	4,82
12	5,73	5,33	5,13	4,94	4,74
14	5,18	4,82	4,60	4,46	4,28
16	4,63	4,31	4,15	3,99	3,83
18	4,42	4,12	3,97	3,81	3,66
20	2,73	2,55	2,45	2,36	2,26
22	1,49	1,39	1,34	1,29	1,23
24	$9{,}05\cdot10^{-4}$	$8{,}42\cdot10^{-4}$	$8{,}11\cdot10^{-4}$	$7{,}80\cdot10^{-4}$	$7{,}49\cdot10^{-4}$
26	6,64	6,19	5,96	5,73	5,50
28	3,89	3,62	3,49	3,35	3,22
30	2,29	2,14	2,06	1,98	1,90
32	1,34	1,25	1,20	1,16	1,11
34	$7{,}87\cdot10^{-5}$	$7{,}33\cdot10^{-5}$	$7{,}06\cdot10^{-5}$	$6{,}79\cdot10^{-5}$	$6{,}52\cdot10^{-5}$
36	4,63	4,31	4,15	3,99	3,83
38	2,72	2,53	2,44	2,31	2,25
40	1,59	1,48	1,43	1,37	1,32
42	$9{,}32\cdot10^{-6}$	$8{,}68\cdot10^{-6}$	$8{,}36\cdot10^{-6}$	$8{,}04\cdot10^{-6}$	$7{,}72\cdot10^{-6}$
44	5,47	5,09	4,90	4,72	4,53
46	3,21	2,99	2,88	2,77	2,66
48	1,89	1,76	1,69	1,63	1,56
50	1,10	1,03	$9{,}91\cdot10^{-7}$	$9{,}53\cdot10^{-7}$	$9{,}14\cdot10^{-7}$

H км	0,60	0,65	0,70	0,80	0,90
0	$1{,}50\cdot10^{-1}$	$1{,}42\cdot10^{-1}$	$1{,}35\cdot10^{-1}$	$1{,}27\cdot10^{-1}$	$1{,}20\cdot10^{-1}$
2	$2{,}85\cdot10^{-2}$	$2{,}79\cdot10^{-2}$	$2{,}56\cdot10^{-2}$	$2{,}41\cdot10^{-2}$	$2{,}28\cdot10^{-2}$
4	$6{,}32\cdot10^{-3}$	$5{,}99\cdot10^{-3}$	$5{,}69\cdot10^{-3}$	$5{,}35\cdot10^{-3}$	$5{,}06\cdot10^{-3}$
6	3,36	3,18	3,02	2,85	2,69
8	3,22	3,05	2,90	2,72	2,57
10	3,01	2,85	2,71	2,55	2,41
12	2,96	2,80	2,67	2,51	2,37
14	2,68	2,53	2,41	2,27	2,14
16	2,39	2,26	2,15	2,03	1,91
18	2,29	2,17	2,06	1,94	1,83
20	1,41	1,34	1,27	1,20	1,13
22	$7{,}72\cdot10^{-4}$	$7{,}35\cdot10^{-4}$	$6{,}95\cdot10^{-4}$	$6{,}53\cdot10^{-4}$	$6{,}17\cdot10^{-4}$
24	4,68	4,43	4,21	3,96	3,74
26	3,44	3,25	3,09	2,91	2,75

в области спектра 0,27—4,00 мкм (модель 1968 г.) [79]

Таблица 3.11

0,36	0,38	0,40	0,45	0,50	0,55
$2{,}40\cdot10^{-1}$	$2{,}30\cdot10^{-1}$	$2{,}00\cdot10^{-1}$	$1{,}80\cdot10^{-1}$	$1{,}67\cdot10^{-1}$	$1{,}58\cdot10^{-1}$
$4{,}56\cdot10^{-2}$	$4{,}37\cdot10^{-2}$	$3{,}80\cdot10^{-2}$	$3{,}42\cdot10^{-2}$	$3{,}17\cdot10^{-2}$	$3{,}00\cdot10^{-2}$
$0{,}01\cdot10^{-2}$	$9{,}69\cdot10^{-3}$	$8{,}43\cdot10^{-3}$	$7{,}59\cdot10^{-3}$	$7{,}04\cdot10^{-3}$	$6{,}66\cdot10^{-3}$
$5{,}38\cdot10^{-3}$	$5{,}15\cdot10^{-3}$	$4{,}48\cdot10^{-3}$	$4{,}03\cdot10^{-3}$	$3{,}74\cdot10^{-3}$	$3{,}54\cdot10^{-3}$
5,15	4,93	4,29	3,86	3,58	3,39
4,82	4,61	4,01	3,61	3,35	3,17
4,74	4,54	3,95	3,55	3,30	3,12
4,28	4,11	3,57	3,21	2,98	2,82
3,83	3,67	3,19	2,87	2,66	2,52
3,66	3,51	3,05	2,75	2,55	2,41
2,26	2,17	3,05	1,70	1,57	1,49
1,23	1,18	1,03	$9{,}26\cdot10^{-4}$	$8{,}59\cdot10^{-4}$	$8{,}13\cdot10^{-4}$
$7{,}49\cdot10^{-4}$	$7{,}18\cdot10^{-4}$	$6{,}24\cdot10^{-4}$	5,62	5,21	4,93
5,50	5,27	4,58	4,12	3,83	3,62
3,22	3,09	2,68	2,42	2,24	2,12
1,90	1,82	1,58	1,42	1,32	1,25
1,11	1,06	$9{,}25\cdot10^{-5}$	$8{,}33\cdot10^{-5}$	$7{,}73\cdot10^{-5}$	$7{,}31\cdot10^{-5}$
$6{,}52\cdot10^{-5}$	$6{,}24\cdot10^{-5}$	5,43	4,89	4,53	4,29
3,83	3,67	3,19	2,87	2,66	2,52
2,25	2,15	1,87	1,69	1,56	1,48
1,32	1,26	1,10	$9{,}87\cdot10^{-6}$	$9{,}15\cdot10^{-6}$	$8{,}66\cdot10^{-6}$
$7{,}72\cdot10^{-6}$	$7{,}39\cdot10^{-6}$	$6{,}43\cdot10^{-6}$	5,79	5,37	5,08
5,91	4,34	3,77	3,39	3,15	2,98
2,66	2,55	2,22	1,99	1,85	1,75
1,56	1,50	1,30	1,17	1,09	1,03
$9{,}14\cdot10^{-7}$	$8{,}76\cdot10^{-7}$	$7{,}62\cdot10^{-7}$	$6{,}86\cdot10^{-7}$	$6{,}36\cdot10^{-7}$	$6{,}02\cdot10^{-7}$

1,06	1,26	1,67	2,17	3,50	4,00
$1{,}13\cdot10^{-1}$	$1{,}08\cdot10^{-1}$	$9{,}80\cdot10^{-2}$	$8{,}50\cdot10^{-2}$	$7{,}00\cdot10^{-2}$	$6{,}30\cdot10^{-2}$
$2{,}15\cdot10^{-2}$	$2{,}05\cdot10^{-2}$	$1{,}86\cdot10^{-2}$	$1{,}61\cdot10^{-2}$	$1{,}33\cdot10^{-2}$	$1{,}20\cdot10^{-2}$
$4{,}76\cdot10^{-3}$	$4{,}55\cdot10^{-3}$	$4{,}13\cdot10^{-3}$	$3{,}58\cdot10^{-3}$	$2{,}95\cdot10^{-3}$	$2{,}66\cdot10^{-3}$
2,58	2,42	2,20	1,90	1,57	1,41
2,42	2,32	2,10	1,82	1,50	1,35
2,27	2,17	1,97	1,71	1,40	1,26
2,23	2,13	1,94	1,68	1,38	1,24
2,23	2,13	1,75	1,52	1,25	1,12
1,80	1,72	1,56	1,36	1,12	1,00
1,72	1,65	1,49	1,30	1,07	$9{,}61\cdot10^{-4}$
1,72	1,65	1,49	$8{,}02\cdot10^{-4}$	$6{,}60\cdot10^{-4}$	5,94
$5{,}81\cdot10^{-4}$	$5{,}56\cdot10^{-4}$	$5{,}04\cdot10^{-4}$	4,37	3,60	1,24
3,53	3,37	3,06	2,65	2,18	1,97
2,59	2,47	2,26	1,95	1,60	1,44

H км	0,60	0,65	0,70	0,80	0,90
28	2,01	1,91	1,81	1,70	1,61
30	1,19	1,12	1,07	1,00	$9{,}49\cdot10^{-5}$
32	$6{,}94\cdot10^{-5}$	$6{,}57\cdot10^{-5}$	$6{,}25\cdot10^{-5}$	$5{,}88\cdot10^{-5}$	5,55
34	4,07	3,86	3,67	3,45	3,26
36	2,39	2,26	2,15	2,03	1,91
38	1,41	1,33	1,26	1,19	1,12
40	$8{,}22\cdot10^{-6}$	$7{,}78\cdot10^{-6}$	$7{,}40\cdot10^{-6}$	$6{,}96\cdot10^{-6}$	$6{,}58\cdot10^{-6}$
42	4,82	4,57	4,34	4,08	3,86
44	2,83	2,68	2,55	2,40	2,26
46	1,66	1,57	1,50	1,41	1,33
48	$9{,}78\cdot10^{-7}$	$9{,}26\cdot10^{-7}$	$8{,}80\cdot10^{-7}$	$8{,}28\cdot10^{-7}$	$7{,}82\cdot10^{-7}$
50	5,72	5,41	5,14	4,84	4,57

ослабления (модель 1964 г.). На рис. 3.8 *а* дано сравнение прежней модели с моделью аэрозольного ослабления 1968 г. ($\lambda=0{,}55$ мкм). В построении модели были использованы данные, полученные с борта космического корабля [52] (рис. 38 *б*), что позволило поднять «потолок» модели до 50 км.

Спектральные зависимости $\beta_{\lambda\ аэр}$ на разных уровнях атмосферы почти не изучены. Эпизодические исследования аэрозольного ослабления с борта аэростатов [99] показывают, что в отдельных случаях в тропосфере может наблюдаться селективный ход $\beta_{\lambda\ аэр}$ с максимумом в области 0,4—0,5 мкм (рис. 3.9).

В табл. 3.11 представлен профиль аэрозольного ослабления в области 0,27—4,00 мкм, рекомендованный автором [79] в качестве модели 1968 г.

§ 5. ПОГЛОЩЕНИЕ РАДИАЦИИ В РЕАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ

Взаимно перекрывающиеся системы полос пара H_2O, CO_2, O_3, CH_4, N_2O и других газовых компонент атмосферы делят спектр поглощения атмосферы на ряд участков (окон прозрачности), в которых селективное поглощение менее интенсивно (рис. 3.10). В этих участках существенно непрерывное (континуальное) поглощение, вызванное крыльями далеких полос (главным образом вращательной полосы пара H_2O с центром при $\lambda=50$ мкм).

Данные о спектральном пропускании реальной атмосферы делят на три группы.

К первой группе относятся спектры, зарегистрированные с высоким разрешением в широких спектральных интервалах с целью индентификации линий поглощения газовых компонент.

1,06	1,26	1,67	2,17	3,50	4,00
1,52	1,45	1,31	1,14	$9,39 \cdot 10^{-5}$	$8,45 \cdot 10^{-5}$
$8,94 \cdot 10^{-5}$	$8,54 \cdot 10^{-5}$	$7,75 \cdot 10^{-5}$	$6,72 \cdot 10^{-5}$	5,54	4,98
5,23	5,00	4,53	5,90	3,24	2,91
3,07	2,93	2,56	2,31	1,90	1,71
1,80	1,72	1,56	1,36	1,12	1,00
1,06	1,01	$9,18 \cdot 10^{-6}$	$7,96 \cdot 10^{-6}$	$6,56 \cdot 10^{-6}$	$5,90 \cdot 10^{-6}$
$6,19 \cdot 10^{-6}$	$5,92 \cdot 10^{-6}$	5,37	4,66	3,84	3,45
3,63	3,47	3,15	2,73	2,25	2,03
2,13	2,04	1,85	1,60	1,32	1,19
1,25	1,20	1,09	$9,41 \cdot 10^{-7}$	$7,75 \cdot 10^{-7}$	$6,98 \cdot 10^{-7}$
$7,37 \cdot 10^{-7}$	$7,04 \cdot 10^{-7}$	$6,39 \cdot 10^{-7}$	5,54	4,56	4,11
4,31	4,11	3,73	3,24	2,67	2,40

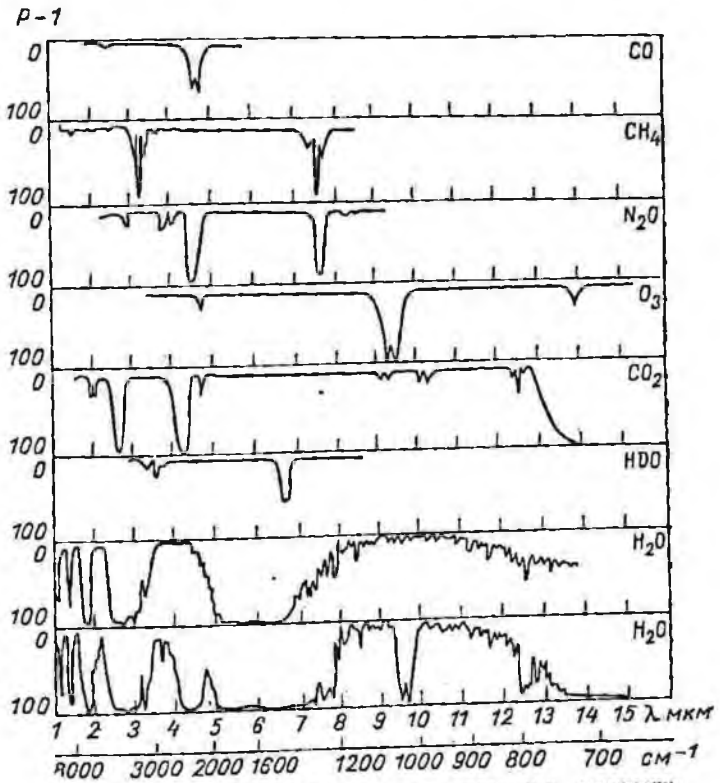


Рис. 3.10. Селективное пропускание отдельных оптически-активных компонент.

Распределение с высотой коэффициента поглощения озона в ультрафио

H км	λ							
	0,27	0,28	0,30	0,32	0,34	0,36	0,38	0,40
0	$7{,}48\cdot10^{-1}$	$3{,}77\cdot10^{-1}$	$3{,}60\cdot10^{-2}$	$3{,}20\cdot10^{-3}$	$2{,}28\cdot10^{-4}$	$6{,}41\cdot10^{-6}$	0	0
2	6,15	3,11	2,96	2,63	1,88	5,27	0	0
4	4,75	2,40	2,28	2,03	1,45	4,07	0	0
6	4,54	2,29	2,18	1,94	1,38	3,89	0	0
8	4,79	2,42	2,30	2,05	1,46	4,10	0	0
10	7,35	3,71	3,53	3,14	2,24	6,30	0	0
12	$1{,}30\cdot10^{0}$	6,58	6,27	5,58	3,97	$1{,}12\cdot10^{-5}$	0	0
14	2,01	$1{,}01\cdot10^{0}$	9,67	8,59	6,12	1,72	0	0
16	2,16	1,09	$1{,}04\cdot10^{-1}$	9,25	6,59	1,85	0	0
18	2,56	1,29	1,23	$1{,}10\cdot10^{-2}$	7,81	2,20	0	0
20	3,44	1,74	1,66	1,47	$1{,}05\cdot10^{-3}$	2,95	0	0
22	4,14	2,09	1,99	1,77	1,26	3,55	0	0
24	4,05	2,05	1,95	1,73	1,24	3,47	0	0
26	3,42	1,73	1,65	1,46	1,04	2,93	0	0
28	2,58	1,30	1,24	1,10	$7{,}87\cdot10^{-4}$	2,21	0	0
30	1,90	$9{,}57\cdot10^{-1}$	$9{,}12\cdot10^{-2}$	$8{,}11\cdot10^{-3}$	5,78	1,63	0	0
32	1,43	7,23	6,89	6,12	4,36	1,23	0	0
34	1,01	$5{,}12\cdot10^{-1}$	4,88	4,34	3,09	$8{,}69\cdot10^{-6}$	0	0
36	$7{,}58\cdot10^{1}$	3,83	3,65	3,24	2,31	6,50	0	0
38	5,31	2,68	2,56	2,27	1,62	4,55	0	0
40	3,91	1,97	1,88	1,67	1,19	3,35	0	0
42	2,50	1,26	1,20	1,07	$7{,}62\cdot10^{-5}$	2,14	0	0
44	1,56	$7{,}89\cdot10^{-2}$	$7{,}51\cdot10^{-3}$	$6{,}68\cdot10^{-4}$	4,76	1,34	0	0
46	$9{,}37\cdot10^{-2}$	4,73	4,50	4,01	2,85	$8{,}03\cdot10^{-7}$	0	0
48	5,86	2,96	2,82	2,51	1,79	5,02	0	0
50	3,91	1,97	1,88	1,67	1,19	3,35	0	0

Таблица 3.12

летовой и видимой областях спектра, по [79] (общее содержание 0,3 см)

мкм

0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,80	0,90
$1,25 \cdot 10^{-5}$	$1,23 \cdot 10^{-4}$	$3,28 \cdot 10^{-4}$	$4,70 \cdot 10^{-4}$	$2,21 \cdot 10^{-4}$	$8,19 \cdot 10^{-5}$	$3,56 \cdot 10^{-5}$	0
1,09	1,01	2,70	3,87	1,82	6,74	2,93	0
$7,91 \cdot 10^{-6}$	$7,80 \cdot 10^{-5}$	2,08	2,98	1,40	5,20	2,26	0
7,56	7,45	1,99	2,85	1,34	4,97	2,16	0
7,98	7,87	2,10	3,01	1,41	5,24	2,28	0
$1,22 \cdot 10^{-5}$	$1,21 \cdot 10^{-4}$	3,22	4,62	2,17	8,05	3,50	0
$2,17 \cdot 10^{-5}$	2,14	5,71	8,20	3,85	$1,43 \cdot 10^{-4}$	6,21	0
3,35	3,30	8,80	$1,26 \cdot 10^{-3}$	5,93	2,20	9,57	0
3,60	3,55	9,48	1,36	6,39	2,37	$1,03 \cdot 10^{-4}$	0
4,27	4,21	$1,12 \cdot 10^{-3}$	1,61	7,56	2,81	1,22	0
5,74	5,66	1,51	2,16	$1,02 \cdot 10^{-3}$	3,77	1,64	0
6,90	6,80	1,81	2,60	1,22	4,53	1,97	0
6,76	6,66	1,78	2,55	1,20	4,44	1,93	0
5,70	5,62	1,50	2,15	1,01	3,75	1,63	0
4,31	4,24	1,13	1,62	$7,63 \cdot 10^{-4}$	2,83	1,23	0
3,16	3,12	$8,31 \cdot 10^{-4}$	1,19	5,60	2,08	$9,03 \cdot 10^{-5}$	0
2,39	2,35	6,27	$9,00 \cdot 10^{-4}$	4,23	1,57	6,82	0
1,69	1,67	4,44	6,38	2,99	1,11	4,83	0
1,26	1,25	3,32	4,77	2,24	$8,30 \cdot 10^{-5}$	3,61	0
$8,86 \cdot 10^{-6}$	$8,73 \cdot 10^{-5}$	2,33	3,34	1,57	5,82	2,53	0
6,51	6,42	1,71	2,46	1,15	4,28	1,86	0
4,16	4,11	1,09	1,57	$7,38 \cdot 10^{-5}$	2,74	1,19	0
2,60	2,57	$6,84 \cdot 10^{-5}$	$9,82 \cdot 10^{-5}$	4,61	1,71	$7,44 \cdot 10^{-6}$	0
1,56	1,54	4,10	5,89	2,77	1,03	4,46	0
$9,77 \cdot 10^{-7}$	$9,63 \cdot 10^{-6}$	2,57	3,68	1,73	$6,42 \cdot 10^{-6}$	2,79	0
6,51	6,42	1,71	2,46	1,15	4,28	1,86	0

Результаты измерений представлены в виде атласов. Данные исследований спектра Солнца в области спектра 0,2—1,2016 мкм опубликованы в [65а, 69а, 77а, 77б, 100а, 100б, 101а]. В работе [101б] представлены данные о селективном поглощении радиации в интервале 0,8465 — 2,5242 мкм. Спектры Солнца, записанные с разрешением 0,02 $см^{-1}$ в области 2,8—23,7 мкм представлены в атласе [101]. В атласе [85] приведены регистограммы Солнца в области от 7—400 мкм, записанные с несколько худшим разрешением (~ 1 $см^{-1}$).

Записи спектров Солнца, полученные с борта самолета с разрешением 1 $см^{-1}$ в области 1,0—6,5 мкм до высот 15 км представлены в атласе [92].

Результаты измерений поглощения радиации искусственного источника в ближней инфракрасной области спектра на горизонтальной трассе длиной 25 км в приземном слое атмосферы опубликованы в [114].

Вторая группа данных — данные, полученные расчетным путем с использованием результатов теоретических и лабораторных исследований закономерностей селективного поглощения и моделей распределения с высотой поглощающих компонент (см. гл. 1 и 2). Ниже приводятся лишь некоторые данные, представляющие практический интерес.

Коэффициенты поглощения O_3 в ультрафиолетовой и видимой областях спектра (полосах Хартли и Шаппюи), рассчитанные для различных высот с учетом стандартного распределения O_3 с высотой, представлены в табл. 3.12 [79].

Широко могут быть использованы расчеты спектральной прозрачности, базирующиеся на данных лабораторных исследований неразрешенных полос основных и второстепенных газовых компонент (см. гл. 2). Спектральную прозрачность тропосферы на различных трассах в области спектра 1—6 мкм, определяемую селективным поглощением основных оптически активных газов, можно оценить по рис. 3.11.

Семейство кривых (*а*) позволяет определить пропускание водяного пара при различных значениях эффективной массы $u_{эф}$ (см. 3.2). С помощью семейства кривых (*б*) можно определить пропускание сухого воздуха, состоящего из оптически активных газов, концентрацию которых можно считать неизменной. В качестве эффективной массы сухого воздуха принята эффективная масса CO_2. Используя оба семейства, можно рассчитать спектры пропускания атмосферы на трассах различной длины и наклона при различных влагосодержаниях на пути трассы. Погрешность определения прозрачности около 10—15%. При построении кривых использованы лабораторные данные о закономерностях поглощения следующих отдельных компонент: H_2O, N_2O, CH_4, CO, CO_2 (см. гл. 2). Модели распределения оптически активных компонент см. гл. 1.

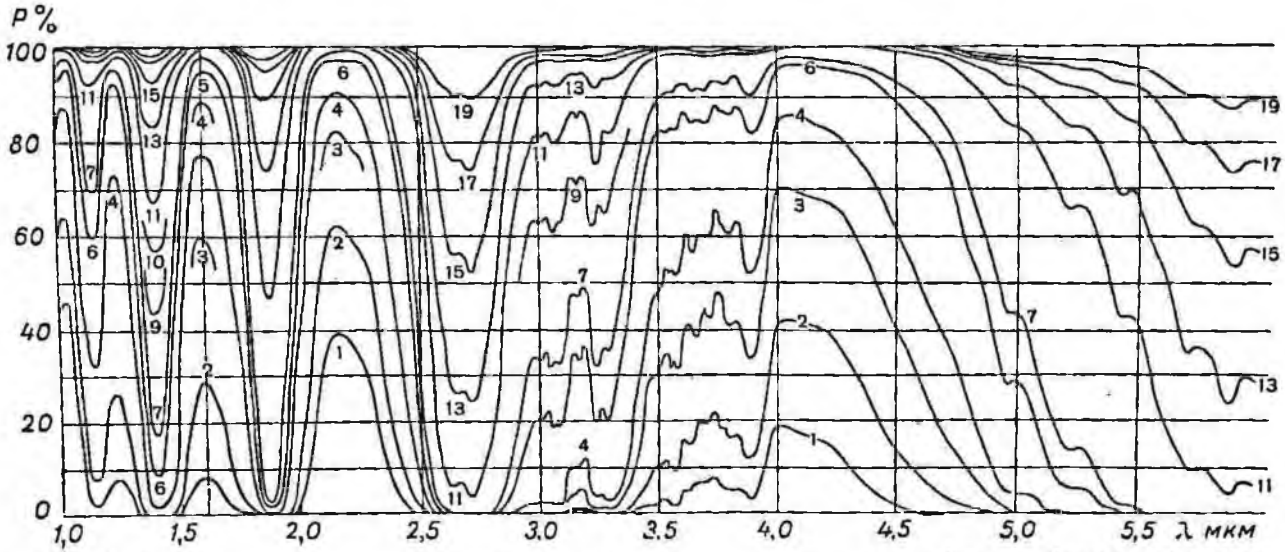


Рис. 3.11а. Селективное пропускание оптически активных газов атмосферы в области 1—6 мкм (спектральное разрешение $\Delta\lambda=0{,}05$ мкм, аппаратная функция аппроксимирована треугольником).

Пропускание водяного пара при различных значениях эффективной массы $u_{эф}$ (в см осажденной воды) *1*) 100 см, *2*) 50 см, *3*) 20 см, *4*) 10 см, *5*) 5 см, *6*) 2 см, *7*) 1 см, *8*) 0,5 см, *9*) 0,2 см, *10*) 0,1 см, *11*) 0,05 см, *12*) 0,02 см, *13*) 0,01 см, *14*) 0,005 см, *15*) 0,002 см, *16*) 0,001 см, *17*) 0,0005 см, *18*) 0,0002 см, *19*) 0,0001 см.

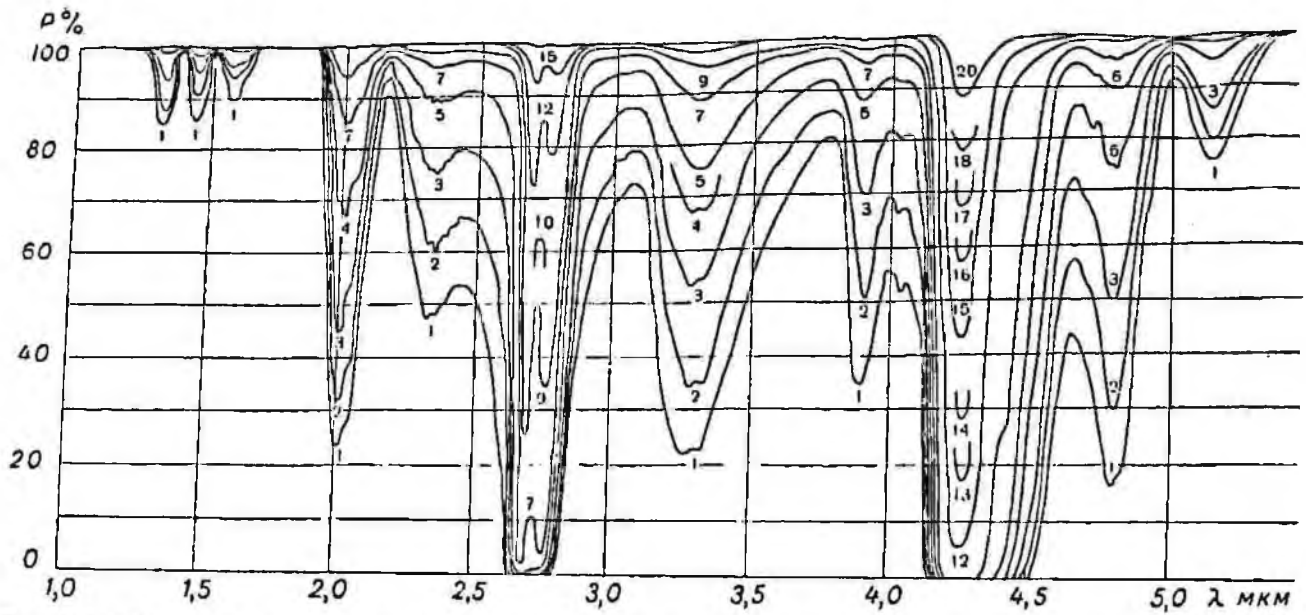


Рис. 3.116. Селективное пропускание оптически активных газов атмосферы в области 1—6 мкм (спектральное разрешение $\Delta\lambda=0{,}05$ мкм, аппаратная функция аппроксимирована треугольником).

Пропускание постоянных оптически активных газов атмосферы (CO_2, CH_4, N_2O, CO) при различных значениях эффективной массы: *1*) 3200 атм. см, *2*) 1600 атм. см, *3*) 640 атм. см, *4*) 320 атм. см, *5*) 160 атм. см, *6*) 64 атм. см, *7*) 32 атм. см, *8*) 16 атм. см, *9*) 6,4 атм. см, *10*) 3,2 атм. см, *11*) 1,6 атм. см, *12*) 0,64 атм. см, *13*) 0,32 атм. см, *14*) 0,16 атм. см, *15*) 0,064 атм. см, *16*) 0,032 атм. см, *17*) 0,016 атм. см, *18*) 0,0064 атм. см, *19*) 0,0032 атм. см, *20*) 0,0016 атм. см.

Необходимо упомянуть таблицы функций пропускания H_2O и CO_2, опубликованные в работах [108, 115]. Расчет пропускания водяного пара по квазистатической модели с разрешением 5, 20, 50, 100 $см^{-1}$ проводился с учетом всех полос до 1000 $см^{-1}$. (Континуальное ослабление, вызванное вращательной полосой $\lambda = 200$ $см^{-1}$, не учтено. О расчете поглощения вращательной полосы H_2O см., например [22]).

Третья группа данных — количественные измерения пропускания радиации в условиях реальной атмосферы как в полосах, так и вне полос поглощения. Данные эти немногочисленны. Ме-

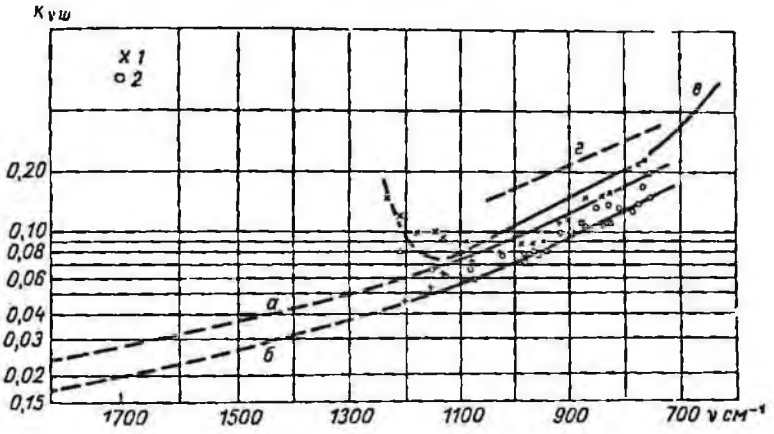


Рис. 3.12. Спектральный ход континуального поглощения водяного пара в области 1200—750 $см^{-1}$, рассчитанного на 1 см осажденной воды, по данным разных авторов.

а — фон крыла вращательной полосы, нормированный к значению $\nu = 850$ $см^{-1}$ при $P_{эф} = 0{,}860$ атм; *б* — фон крыла вращательной полосы, нормированный к значению $\nu = 850$ $см^{-1}$ при $P_{эф} = 0{,}640$ атм; *в* — по [69]; *г* — по [22]; *1* — по [31] при $P_{эф} = 0{,}860$ атм, *2* — при $P_{эф} = 0{,}640$ атм.

тодические трудности разделения поглощения взаимно перекрывающихся неразрешенных полос многоатомных газов не дают возможности определить закономерности ослабления в перекрывающихся полосах при изменениях оптических масс и различном содержании водяного пара на пути луча. Например, авторы [90а] сделали попытку подобрать закономерности, удовлетворяющие различным модельным представлениям для каждого из 203 участков, на которые был разбит спектр пропускания атмосферы на наклонных трассах от 1 до 12,5 мкм. В связи со сложностью интерпретации полученных данных для других условий и с другим спектральным разрешением практическое применение результатов, полученных в [90а], затруднительно. Более достоверны, хотя и недостаточно полны, исследования ослабления

Высота Соли

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
0,79	0,81	0,83	0,85	0,87	0,89	0,90	0,92	0,94	0,96	0,97
0,80	0,82	0,84	0,86	0,88	0,90	0,91	0,93	0,95	0,97	0,98
0,81	0,83	0,85	0,87	0,89	0,91	0,92	0,94	0,96	0,98	0,99
0,82	0,84	0,86	0,88	0,90	0,92	0,93	0,95	0,97	0,99	1,00
0,83	0,85	0,87	0,89	0,91	0,93	0,94	0,96	0,98	1,00	1,01
0,84	0,86	0,88	0,90	0,92	0,94	0,96	0,97	0,99	1,01	1,02
0,85	0,87	0,89	0,91	0,93	0,95	0,97	0,98	1,00	1,02	1,03
0,86	0,88	0,90	0,92	0,94	0,96	0,98	0,99	1,01	1,03	1,04
0,87	0,89	0,91	0,93	0,95	0,97	0,99	1,00	1,02	1,04	1,05
0,88	0,90	0,92	0,94	0,96	0,98	1,00	1,01	1,03	1,05	1,06
0,89	0,91	0,93	0,95	0,97	0,99	1,01	1,02	1,04	1,06	1,07
0,90	0,92	0,94	0,96	0,98	1,00	1,02	1,03	1,05	1,07	1,08
0,91	0,93	0,95	0,97	0,99	1,01	1,03	1,04	1,06	1,08	1,09
0,92	0,94	0,96	0,98	1,00	1,02	1,04	1,05	1,07	1,09	1,10
0,93	0,95	0,97	0,99	1,01	1,03	1,05	1,06	1,08	1,10	1,11
0,94	0,96	0,99	1,01	1,03	1,05	1,06	1,08	1,10	1,11	1,13
0,95	0,98	1,00	1,02	1,04	1,06	1,07	1,09	1,11	1,12	1,14
0,96	0,99	1,01	1,03	1,05	1,07	1,08	1,10	1,12	1,13	1,15
0,97	1,00	1,02	1,04	1,06	1,08	1,09	1,11	1,13	1,14	1,16
0,98	1,01	1,03	1,05	1,07	1,09	1,10	1,12	1,14	1,15	1,17
0,99	1,02	1,04	1,06	1,08	1,10	1,11	1,13	1,15	1,16	1,18
1,00	1,03	1,05	1,07	1,09	1,11	1,12	1,14	1,16	1,17	1,19
1,01	1,04	1,06	1,08	1,10	1,12	1,13	1,15	1,17	1,18	1,20
1,02	1,05	1,07	1,09	1,11	1,13	1,14	1,16	1,18	1,19	1,21
1,03	1,06	1,08	1,10	1,12	1,14	1,15	1,17	1,19	1,20	1,22
1,05	1,07	1,09	1,11	1,13	1,15	1,17	1,19	1,20	1,21	1,23
1,06	1,08	1,10	1,12	1,14	1,16	1,18	1,20	1,21	1,22	1,24
1,07	1,09	1,11	1,13	1,15	1,17	1,19	1,21	1,22	1,23	1,25
1,08	1,11	1,13	1,15	1,17	1,18	1,20	1,22	1,23	1,24	1,26
1,09	1,12	1,14	1,16	1,18	1,19	1,21	1,23	1,24	1,25	1,27

Таблица 3.13

от высоты Солнца [38]

ца, град

30	32	34	36	38	40	42	44	46	48	50
1,00	1,03	1,05	1,08	1,10	1,12	1,13	1,15	1,16	1,17	1,19
1,01	1,04	1,06	1,09	1,11	1,13	1,14	1,16	1,17	1,18	1,20
1,02	1,05	1,07	1,10	1,12	1,14	1,15	1,17	1,18	1,19	1,21
1,03	1,06	1,08	1,11	1,13	1,15	1,16	1,17	1,18	1,20	1,21
1,04	1,07	1,09	1,12	1,14	1,16	1,17	1,18	1,19	1,21	1,22
1,05	1,08	1,10	1,12	1,14	1,16	1,17	1,19	1,20	1,21	1,23
1,06	1,09	1,11	1,13	1,15	1,17	1,18	1,20	1,21	1,22	1,24
1,07	1,10	1,12	1,14	1,16	1,18	1,19	1,20	1,21	1,23	1,24
1,08	1,11	1,13	1,15	1,17	1,19	1,20	1,21	1,22	1,24	1,25
1,09	1,12	1,14	1,16	1,18	1,20	1,21	1,22	1,23	1,25	1,26
1,10	1,13	1,15	1,17	1,19	1,21	1,22	1,23	1,25	1,26	1,27
1,11	1,14	1,16	1,18	1,20	1,22	1,23	1,24	1,26	1,27	1,28
1,12	1,15	1,17	1,19	1,21	1,23	1,24	1,25	1,27	1,28	1,29
1,13	1,16	1,18	1,20	1,22	1,24	1,25	1,26	1,28	1,29	1,30
1,14	1,17	1,19	1,21	1,23	1,25	1,26	1,27	1,29	1,30	1,31
1,15	1,18	1,20	1,22	1,24	1,25	1,26	1,27	1,29	1,30	1,31
1,16	1,19	1,21	1,23	1,24	1,26	1,27	1,28	1,30	1,31	1,32
1,17	1,20	1,22	1,24	1,25	1,27	1,28	1,29	1,31	1,32	1,33
1,18	1,21	1,23	1,25	1,26	1,28	1,29	1,30	1,32	1,33	1,34
1,19	1,22	1,24	1,26	1,27	1,29	1,30	1,31	1,33	1,34	1,35
1,20	1,23	1,25	1,27	1,28	1,30	1,31	1,32	1,34	1,35	1,36
1,21	1,24	1,26	1,28	1,29	1,31	1,32	1,33	1,35	1,36	1,37
1,22	1,25	1,27	1,29	1,30	1,32	1,33	1,34	1,35	1,36	1,37
1,23	1,26	1,28	1,29	1,31	1,32	1,33	1,34	1,36	1,37	1,38
1,24	1,27	1,29	1,30	1,32	1,33	1,34	1,35	1,37	1,38	1,39
1,25	1,27	1,29	1,31	1,32	1,34	1,35	1,36	1,38	1,39	1,40
1,26	1,28	1,30	1,32	1,33	1,35	1,36	1,37	1,38	1,39	1,40
1,27	1,29	1,31	1,33	1,34	1,36	1,37	1,38	1,39	1,40	1,41
1,28	1,30	1,32	1,33	1,35	1,36	1,37	1,39	1,40	1,41	1,42
1,29	1,31	1,33	1,34	1,46	1,37	1,38	1,39	1,40	1,41	1,42

в отдельных участках спектра в области окон прозрачности, более или менее свободных от селективного поглощения.

Так, на рис. 3.12 представлен спектральный ход коэффициентов континуального поглощения, полученный в [22, 31, 98, 69] по измерениям поглощения и излучения радиации в окне прозрачности 8—12 мкм. Из рисунка видно, что крыло вращательной полосы водяного пара может сказаться и на пропускании в более коротковолновых окнах прозрачности, чем окно 8—12 мкм.

§ 6. ИНТЕГРАЛЬНАЯ ПРОЗРАЧНОСТЬ АТМОСФЕРЫ

Как следует из предыдущих разделов гл. 3, прозрачность толщи атмосферы в зависимости от условий может значительно изменяться в различных участках спектра. Измеряя ослабленный толщей атмосферы интегральный поток прямой солнечной радиации, нельзя однозначно ответить на вопрос, каким эффектом вызвано наблюдаемое ослабление. Между тем оценка прозрачности атмосферы необходима.

Для нужд метеорологии разработан ряд рекомендаций для оценки интегральной прозрачности атмосферы полуэмпирическими методами исходя из измерений ослабления потока солнечной радиации с помощью интегральных актинометрических приборов [23, 27, 37, 38, 39].

Основные требования, предъявляемые к характеристикам, отражающим прозрачность, следующие: 1) чувствительность по отношению к изменению прозрачности атмосферы; 2) независимость от изменений оптической массы атмосферы; 3) простота и наглядность; 4) простота метода расчета.

Наиболее удобны для использования приведенные ниже характеристики.

Коэффициент прозрачности P, вычисляемый по формуле

$$S_{30}=S_0P^m, \tag{3.26}$$

где S_{30} — интенсивность измеренной прямой солнечной радиации, приведенная, согласно табл. 3.13, к высоте Солнца 30° ($m=2$), $S_0=1{,}98$ кал/см^2·мин. При $m=2$ $P=\sqrt{\dfrac{S_{30}}{S_0}}$.

Коэффициент прозрачности легко вычислить с помощью табл. 3.14 (поправки измеряемой интенсивности на расстояние от Солнца приведены в гл. 4).

В табл. 3.14 приведены значения P для высот Солнца 18—50° и значений $S=1{,}00\div1{,}29$ кал/см$^{-2}$·мин.

Фактор мутности T, предложенный Линке, определяет отношение наблюдаемой прозрачности к прозрачности идеальной атмосферы, не содержащей водяного пара и взвешенных аэрозольных частиц.

Таблица 3.14

Зависимость коэффициента прозрачности атмосферы P от величины S_{30}. S_0=1,98 кал/см² мин. [38]

S_{30} кал/см² мин.	Сотые доли S_{30} кал/см²мин.									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1,00	0,711	0,714	0,718	0,721	0,725	0,728	0,732	0,735	0,739	0,742
1,10	0,746	0,749	0,752	0,756	0,759	0,762	0,765	0,769	0,772	0,776
1,20	0,779	0,782	0,785	0,789	0,792	0,795	0,798	0,801	0,804	0,807

Фактор мутности T определяется по формуле

$$T = \frac{\lg P}{\lg P_i} = \frac{\lg S_0 - \lg S}{\lg S_0 - \lg S_i}, \qquad (3.27)$$

где P и P_i — соответственно прозрачность реальной и идеальной атмосферы, S_i — интенсивность радиации в идеальной (сухой и чистой) атмосфере. При высоте Солнца 30° $S_{i,\ m=2} = 1{,}62$ кал/см² · мин.$^{-1}$ Тогда

$$T = 11{,}5 \lg \frac{S_0}{S_{30}}. \qquad (3.28)$$

В табл. 3.15 представлены вычисленные по этой формуле значения T при различных значениях S_{30}.

Таблица 3.15

Зависимость фактора мутности атмосферы T от величины S_{30}

S_{30} кал/см²мин.	Сотые доли S_{30} кал/см² мин.									T
	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
1,00	3,41	3,36	3,31	3,27	3,22	3,17	3,12	3,08	3,03	2,99
1,10	2,94	2,89	2,85	2,80	2,76	2,71	2,66	2,62	2,58	2,54
1,20	2,50	2,46	2,42	2,38	2,34	2,30	2,26	2,22	2,18	2,14

Л. Г. Махоткин [37, 39] в качестве характеристики прозрачности атмосферы предложил индекс мутности N, показывающий, сколько нормальных атмосфер надо взять, чтобы получить наблюдаемое значение интенсивности при данной высоте Солнца. Он определяется следующим соотношением:

$$N = \frac{m^*}{m}, \qquad (3.29)$$

где m — оптическая масса, при которой измерялась интенсивность S; m^* — масса, приведенная к нормальной атмосфере при допущении, что $S=S^*$ (S^* — интенсивность солнечной радиации в нормальной атмосфере).

На рациональность этой характеристики указано в работах [23, 39], она широко применяется в актинометрии [20, 23].

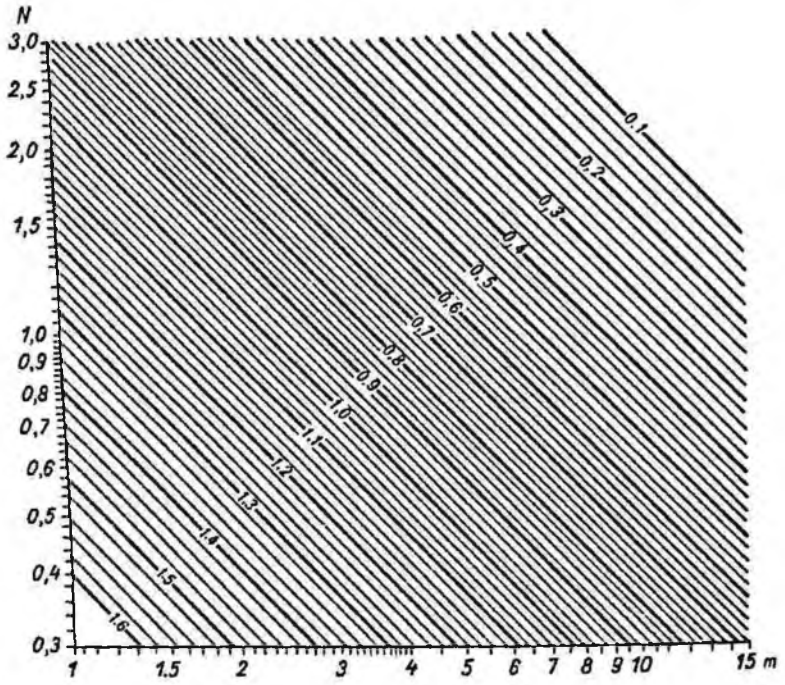


Рис. 3.13. Номограмма Мюрка для определения фактора мутности Махоткина N [39].

$S=0{,}1 \div 1{,}6$ кал/см² мм, m — масса атмосферы в момент наблюдения.

Фактор мутности Махоткина N легко определить по номограмме, составленной Мюрком [39] и представленной на рис. 3.13.

В работе [36] Мюрком предложена характеристика мутности $N_м$, определяемая из соотношения

$$S_m = S_0 P^m m^{N_м, m}, \qquad (3.30)$$

где P — коэффициент прозрачности при $m=1$. $N_м$ определяется по номограмме, приведенной в [39].

§ 7. КОЛЕБАНИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ

7.1. Синоптическая ситуация и прозрачность

Изменения прозрачности атмосферы связаны с изменением синоптической ситуации: сменой и трансформацией воздушных масс, прохождением фронтальных зон, возникновением и развитием инверсий, облаков и туманов [23, 43, 118, 123]. Очень существенным параметром является влагосодержание приходящей воздушной массы. Основные два типа воздушных масс — арктическая и тропическая — противоположны по своим оптическим свойствам. Арктический воздух отличается большой сухостью и меньшей запыленностью, тропический же весьма влажен и запылен. Поэтому смена арктических масс воздуха тропическими ведет к ухудшению прозрачности.

В табл. 3.16, заимствованной из работы [121], представлены величины факторов мутности Линке T и Шюэппа $N_{ш}$ в зависимости от типа воздушной массы.

Таблица 3.16

Средние интегральные характеристики мутности в различных воздушных массах по измерениям разных авторов [121]

Тип воздушной массы	T				$N_{ш} \cdot 10^2$
	по Фейцкену и Хинспетеру	по Мамонтовой и Хромову	по Дитце	по Барашковой	по Земплени
Континентальный арктический воздух	2,20	2,4	2,8	—	7,9
Морской арктический воздух	2,10	—	—	2,8	—
Континентальный умеренный воздух	2,89	—	—	—	8,2
Морской умеренный воздух	2,85	—	—	—	11,0
Континентальный тропический воздух	3,76	3,5	3,9	3,2	16,8
Морской тропический воздух	3,66	—	—	—	15,5

Как меняется спектральный коэффициент прозрачности толщи атмосферы P_λ и его аэрозольная компонента $P_{\lambda\,аэр}$ при трансформации массы арктического холодного воздуха, можно видеть по данным табл. 3.17 [43], которые получены по измерениям в пос. Сосново Ленинградской области в период господства арктической воздушной массы.

С прогревом арктической холодной воздушной массы P_λ уменьшается на 5—10%. При арктических массах наблюдается

наибольшее постоянство оптических характеристик в течение дня.

Таблица 3.17

Спектральные коэффициенты прозрачности толщи атмосферы P_λ и аэрозольная компонента $P_{\lambda\,аэр}$ в условиях арктической воздушной массы. Ленинградская область [43]

Дата	λ мкм							
	372		406		464		532	
	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$
8 IX	0,613	0,943	0,689	0,946	0,792	0,952	0,857	0,952
9 IX	0,615	0,946	0,692	0,950	0,786	0,944	0,855	0,950
10 IX	0,613	0,943	0,685	0,941	0,787	0,945	0,850	0,944
11 IX [1]	0,595	0,907	0,664	0,912	0,760	0,919	0,834	0,927
23 IX	0,618	0,942	0,683	0,939	0,783	0,940	0,848	0,942
12 X [1]	0,595	0,907	0,658	0,903	0,766	0,919	0,834	0,927
26 X	0,621	0,947	0,648	0,945	0,788	0,946	0,855	0,948
27 X	0,613	0,935	0,690	0,948	0,787	0,945	0,857	0,952

Дата	λ мкм							
	615		650		715		805	
	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$	P_λ	$P_{\lambda\,аэр}$
8 IX	0,867	0,952	0,913	0,955	0,920	0,950	0,939	0,958
9 IX	0,867	0,952	0,904	0,947	0,924	0,954	0,935	0,954
10 IX	0,860	0,945	0,900	0,943	0,920	0,950	0,931	0,950
11 IX [1]	0,850	0,934	0,893	0,935	0,913	0,942	0,929	0,948
23 IX	0,863	0,949	0,897	0,940	0,916	0,945	0,936	0,954
12 X [1]	0,850	0,934	0,894	0,936	0,913	0,942	0,931	0,950
26 X	0,872	0,956	0,908	0,950	0,929	0,959		
27 X	0,863	0,946	0,905	0,948	0,922	0,951	0,937	0,956

[1] Дни трансформации воздушной массы.

7.2. Годовой и дневной ход прозрачности атмосферы

Влияние высоты места наблюдения над уровнем моря, географической широты и других факторов приводит (в наблюдаемых пределах) к широким вариациям прозрачности (рис. 3.14). В табл. 3.18 приведены средние месячные значения спектральных оптических толщин всего столба атмосферы из работ [20, 75] для пунктов, расположенных на разных высотах до 4000 м, при

этом вся видимая область спектра условно разбита на два участка: 0,4 мкм и 0,5—0,7 мкм.

Многочисленные наблюдения за спектральной и интегральной прозрачностью в разных географических районах ЕТС, в горных

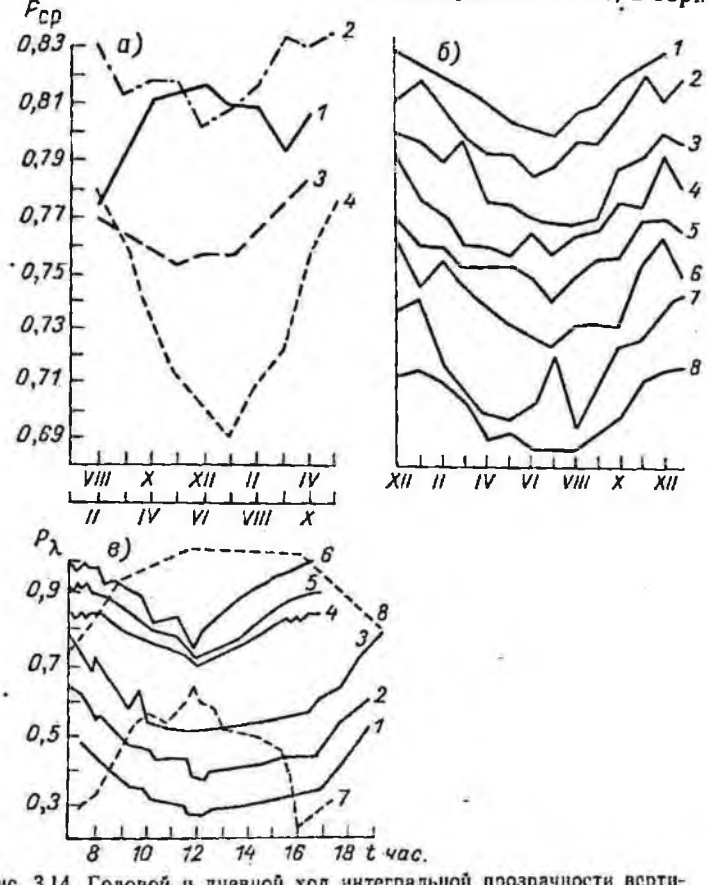


Рис. 3.14. Годовой и дневной ход интегральной прозрачности вертикальной толщи атмосферы.

а) годовой ход [23]: *1, 2* — Антарктида, *3* — Арктика, *4* — Павловск; *б)* годовой ход [27]: *1* — Павловск, *2* — Москва, *3* — Курск, *4* — Феодосия, *5* — Тбилиси, *6* — Ташкент, *7* — Баку, *8* — Самарканд; *в)* дневной ход прозрачности вертикального столба атмосферы летом в Одессе (*1, 2, 3*), на пике Терскол (*4, 5, 6*) и влагосодержание столба атмосферы в Одессе (*8*) и на пике Терскол (*7*).

районах, в Сибири [21, 23, 27, 30, 35, 56] показывают, что существует определенный дневной ход прозрачности в условиях устойчивой воздушной массы.

Усиление конвекции и, следовательно, запыленности атмосферы в околополуденные часы, а также увеличение общего

Таблица 3.18

Оптическая толщина атмосферы по результатам наблюдений (средние значения) [20, 75]

Пункт (высота над уровнем моря)	Месяц и год	τ_{λ} общ	
		0,4 мкм	0,5—0,7 мкм
Карадаг	Сентябрь, 1959 г.	0,300	0,100
Ленинград (30 м)	Май, 1963 г.	0,730	0,330
Саблино (30 м)	Апрель, 1960 г.	0,400	0,150
	Май, 1960 г.	0,400	0,200
	Сентябрь, 1960 г.	0,300	0,060
Минеральные Воды (310 м)	Октябрь, 1962 г.	0,400	0,100
Тусон (760 м)	1931 г.	0,386	0,248
Клаймакс (1735 м)	1939 г.	0,297	0,094
п. Сакраменто (2800 м)	1934 г.	0,269	0,105
		0,346	0,164
Пик Терскол (3100 м)	Июль, 1962 г.	0,300	0,100
	Сентябрь, 1962 г.	0,250	0,050
Ледовая База (3700 м)	Сентябрь, 1960 г.	0,300	0,030
		0,316	0,130

влагосодержания в полдень являются причиной минимума в дневном ходе прозрачности в континентальных районах (Минеральные Воды, Актюбинск, Нальчик и др.). Бризовая циркуляция у моря (Одесса, Ленинград) и дневной ход горно-долинных ветров (Эльбрус) определяют природу и дневной ход замутненности атмосферы в соответствующих районах.

Такова же природа и годового хода прозрачности толщи атмосферы.

Как показали исследования [2, 21], дневной и годовой ход горизонтальной прозрачности атмосферы противоположен ходу вертикальной прозрачности. На рис. 3.14 представлены типичные дневной и годовой ход интегральных и спектральных коэффициентов прозрачности [36, 20, 27].

В табл. 3.19 и 3.20 представлен годовой ход фактора мутности Линке (средние месячные и средние сезонные значения) для толщи атмосферы (выше 200, 500 м и т. д.) и по слоям до 3 км в районе Австрийских Альп [105].

Для годового хода характерны максимальные значения помутнения летом, даже в районе Альп и на Эльбрусе.

В дневном ходе в горных районах в летние месяцы (июнь—август), как правило, наблюдается непрерывный рост помутнения от утренних часов к вечерним. При этом главную роль играет сильное испарение влаги, контрасты между заснеженной и оттаявшей поверхностью, что способствует увеличению турбулентности. В осенние и весенние месяцы в горных районах типичным яв-

ляется дневной ход с минимумом прозрачности в околополуденные часы. В полярных районах определяющим фактором является конденсационное помутнение [23].

Таблица 3.19

Годовой ход фактора мутности T в Австрийских Альпах [105]

Месяц	Высота, м				
	200	500	1000	2000	3000
I	3,0	2,7	2,2	1,8	1,7
II	2,8	2,5	2,1	1,8	1,7
III	3,2	2,9	2,6	2,1	1,9
IV	3,6	3,3	2,8	2,2	2,1
V	3,8	3,6	3,2	2,5	2,2
VI	3,8	3,5	3,2	2,6	2,2
VII	3,9	3,7	3,3	2,6	2,2
VIII	3,8	3,4	3,1	2,6	2,2
IX	3,3	3,0	2,8	2,3	2,0
X	3,2	2,8	2,5	2,0	1,9
XI	2,7	2,4	2,2	1,8	1,8
XII	2,6	2,4	2,1	1,7	1,7

Таблица 3.20

Фактор мутности T на различных высотах в Австрийских Альпах [105]

Сезон	Слой, км			
	0,2—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—3,0
Зима	11,0	6,1	4,7	2,2
Весна	10,7	10,3	6,8	4,0
Лето	11,1	9,5	7,6	5,7
Осень	9,6	8,2	5,4	3,0

§ 8. ИНТЕГРАЛЬНАЯ ФУНКЦИЯ ПРОПУСКАНИЯ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

8.1. Расчетные соотношения

Под длинноволновой радиацией в метеорологии подразумевается радиация, излучаемая естественными подстилающими поверхностями или атмосферой (всей атмосферой или отдельными ее слоями, в том числе облаками).

Собственное излучение этих природных объектов имеет спектральный состав, отличный от излучения абсолютно черного тела.

Особенно сложным спектральным составом отличается излучение воздуха; излучение облаков и различных подстилающих поверхностей по спектральному составу ближе к черному излучению. Несмотря на отличие спектрального состава естественных тепловых излучений от абсолютно черного излучения, удается построить приближенные методы расчета длинноволновых потоков радиации в атмосфере [17, 28], основанные на использовании так называемой *интегральной функции пропускания длинноволновой радиации*, характеризующей прозрачность однородных слоев воздуха для излучения абсолютно черного источника.

Интегральная функция пропускания длинноволновой радиации A есть доля черной радиации с определенной температурой T, пропускаемая однородным столбом или слоем воздуха толщиной l с абсолютной влажностью a и температурой $T_в$ при общем давлении p. Величина A изменяется от 0 до 1.

Указанные параметры (l, a, p, $T_в$) определяют количество осажденной воды u_{H_2O} и количество CO_2 u_{CO_2} в слое l. Влияние $T_в$ на функцию пропускания можно считать несущественным. Таким образом,

$$p = p\left(u_{H_2O},\ u_{CO_2},\ p,\ T_р,\ T_в\right). \tag{3.31}$$

При расчетах функции пропускания для высоких слоев атмосферы учитывается также поглощение озоном. Для облаков и туманов необходимо учитывать ослабление радиации каплями воды.

Черное излучение, соответствующее средней температуре поверхности земли и атмосферы, принятой равной 288° К (15° С), имеет максимум[1] в распределении энергии по спектру около 10 мкм, или 1000 $см^{-1}$. В области длин волн 4—40 мкм содержится 94% всего черного излучения для указанной температуры, а в области 4—100 мкм — 99,3% [1, 9].

Поскольку интегральная функция пропускания относится к широкому интервалу спектра, она не может быть представлена экспонентой из-за сложной структуры спектров поглощения атмосферных газов.

Интегральная функция A для параллельного пучка черной радиации может быть определена двумя способами: по непосредственным измерениям пропускания черного излучения слоями воздуха с определенными значениями указанных параметров или по расчетам, основанным на использовании спектральных данных о поглощении радиации водяным паром, CO_2 и O_3.

---

[1] Максимум расположен на $\lambda = 10$ мкм, если распределение энергии в спектре отнесено к шкале длин волн ($\Delta\lambda = \text{const}$). В шкале волновых чисел ($\Delta\nu = \text{const}$) кривая распределения деформируется и максимум перемещается к $\lambda = 17{,}7$ мкм или $\nu = 565$ $см^{-1}$.

Непосредственные измерения A связаны со значительными экспериментальными трудностями, поэтому таких измерений мало и диапазон значений u_{H_2O}, u_{CO_2} сравнительно узок. Расчетный метод дает возможность охватить широкий диапазон значений параметров, но связан с неоднозначностью и отрывочностью исходных экспериментальных данных, а также отягощен ошибками неизбежных упрощений сложной структуры спектров поглощения атмосферных газов. Поэтому между расчетными и экспериментальными данными все еще существуют заметные расхождения.

Интегральная функция пропускания выражается через спектральные функции пропускания следующим образом:

$$P(u, T) = \int_0^\infty \frac{E_\lambda(T)}{E(T)} P_\lambda(u)\, d_\lambda, \tag{3.32}$$

где $P_\lambda(u)$ — функция пропускания для длин волны λ; $\frac{E_\lambda}{E}$ — доля излучения абсолютно черного тела, приходящаяся на единичный интервал длин волн с центром у λ; u — масса поглощающего вещества; T — температура черного излучения.

При расчетах переноса радиации в атмосфере нужно также знать функцию

$$\Phi(u, T) = \frac{\int_0^\infty \frac{dE_\lambda}{dT} P_\lambda(u)\, d\lambda}{\frac{dE}{dT}}. \tag{3.33}$$

Функции $\Phi(u, T)$ и $P(u, T)$ связаны между собой следующим соотношением:

$$\Phi(u, T) = P(u, T) + \frac{T}{4}\frac{\partial P(u, T)}{\partial T}. \tag{3.34}$$

В табл. 3.21 и 3.22 представлены значения функций P и Φ, рассчитанные на основе спектральных данных о поглощении радиации водяным паром, углекислым газом и озоном.

Для удобства пользования таблицами вклады углекислого газа и озона в функции P и Φ представлены в виде поправок к величинам A и Φ, обусловленным поглощением одним водяным паром (табл. 3.23 и 3.24). Таким образом:

$$P(u_{H_2O}, u_{CO_2}, u_{O_3}, T) = P(u_{H_2O}, T) - \Delta P(u_{H_2O}, u_{CO_2}) - \Delta P(u_{O_3}); \tag{3.35}$$

$$\Phi(u_{H_2O}, u_{CO_2}, u_{O_3}, T) = \Phi(u_{H_2O}, T) - \Delta\Phi(u_{H_2O}, u_{CO_2}) - \Delta\Phi(u_{O_3}). \tag{3.36}$$

Таблица 3.21

Значения $P(u, T)$ при разных температурах источника излучения

$t°$ C	u_{H_2O}										
	0,0001	0,0003	0,001	0,003	0,01	0,03	0,1	0,3	1	3	10
—80	0,884	0,857	0,798	0,718	0,620	0,526	0,426	0,341	0,242	0,129	0,027
—60	0,907	0,884	0,832	0,758	0,668	0,578	0,480	0,392	0,284	0,154	0,034
—40	0,924	0,904	0,857	0,790	0,705	0,620	0,524	0,433	0,317	0,176	0,040
—20	0,937	0,919	0,877	0,814	0,734	0,651	0,557	0,464	0,342	0,193	0,045
0	0,947	0,931	0,892	0,832	0,754	0,673	0,581	0,488	0,361	0,206	0,049
20	0,955	0,941	0,904	0,846	0,770	0,690	0,598	0,504	0,373	0,214	0,052
40	0,962	0,948	0,913	0,856	0,780	0,700	0,610	0,514	0,380	0,219	0,055
60	0,967	0,954	0,920	0,863	0,787	0,707	0,617	0,519	0,383	0,222	0,056

Таблица 3.22

Значения $\Phi(u, T)$ при разных температурах источника излучения

$t°$ C	u_{H_2O}										
	0,0001	0,0003	0,001	0,003	0,01	0,03	0,1	0,3	1	3	10
—150	0,841	0,805	0,727	0,623	0,503	0,393	0,286	0,208	0,137	0,064	0,011
—120	0,906	0,880	0,822	0,740	0,641	0,543	0,436	0,345	0,243	0,126	0,025
—90	0,940	0,921	0,877	0,812	0,730	0,644	0,545	0,450	0,329	0,181	0,040
—60	0,959	0,945	0,909	0,854	0,780	0,702	0,610	0,515	0,383	0,218	0,051
—30	0,971	0,959	0,928	0,876	0,806	0,703	0,642	0,545	0,408	0,236	0,058
0	0,978	0,967	0,938	0,886	0,815	0,739	0,652	0,554	0,412	0,241	0,062
30	0,982	0,972	0,943	0,889	0,815	0,736	0,648	0,548	0,404	0,237	0,062
60	0,985	0,975	0,945	0,887	0,810	0,728	0,637	0,534	0,390	0,228	0,061

Здесь $P(u_{H_2O}, T)$ — интегральная функция пропускания для водяного пара; $\Delta P(u_{H_2O}, u_{CO_2})$ — поправка на углекислый газ; $\Delta P(u_{O_3})$ — поправка на озон; u_{H_2O}, u_{CO_2}, u_{O_3} — массы водяного пара, углекислого газа и озона соответственно. Все сказанное относится также к функции $\Phi(u_{H_2O}, u_{CO_2}, u_{O_3}, T)$.

Все величины в табл. 3.21—3.24 приведены для нормального давления и температуры поглощающего газа 10—20° С. Поправки на углекислый газ и озон осреднены для диапазона температур излучения от —80 до +60° С и от —80 до —20° С. Кроме того, поправка на озон осреднена по массам водяного пара от 0 до 1 см.

Величины u_{H_2O} выражены в сантиметрах осажденной воды, u_{CO_2}, u_{O_3} — в атм.

Значения функций P, Φ, ΔP, $\Delta\Phi$ в табл. 3.21—3.24 рассчитаны для направленного излучения. Значения этих функций для диффузного излучения связаны со значениями для направленного излучения следующим соотношением:

$$f^*(u) = \int_0^{\pi/2} f\left(\frac{u}{\cos\vartheta}\right) \sin 2\vartheta \, d\vartheta, \qquad (3.37)$$

где под $f\left(\frac{u}{\cos\vartheta}\right)$ подразумевается любая из функций P, Φ, ΔP, $\Delta\Phi$; $f^*(u)$ — соответствующая функция для диффузного излучения; ϑ — угол падения излучения. Для расчетов в атмосфере с достаточной точностью можно пользоваться также приближенным соотношением

$$f^*(u) = f(1{,}66u). \qquad (3.38)$$

Для приближенных расчетов, не требующих учета зависимости функции пропускания от температуры источника, можно воспользоваться также таблицами функций $P(u_{H_2O}; u_{CO_2}; u_{O_3})$ и $P^*(u_{H_2O}; u_{CO_2}; u_{O_3})$ из работ [44, 45].

Для расчетов радиационных потоков и притоков в пограничном слое атмосферы при отсутствии больших градиентов температуры можно пользоваться средней функцией пропускания, не зависящей от температуры и автоматически учитывающей влияние углекислого газа [30]:

$$P^*(u_{H_2O}) = 0{,}461 \exp\left(-0{,}674\sqrt{u_{H_2O}}\right) + 0{,}539 \exp\left(-7{,}75\sqrt{u_{H_2O}}\right). \qquad (3.39)$$

Формула (3.39) справедлива для диффузного излучения.

Таблица 3.23

Значения $\Delta A(u_{H_2O}, u)$ и $\Delta\Phi(u_{H_2O}, u)$ для учета поглощения углекислым газом
$[\Delta A(u_{H_2O}, u) = \Delta\Phi(u_{H_2O}, u)]$

u	u_{H_2O}										
	0,0001	0,0003	0,001	0,003	0,01	0,03	0,1	0,3	1	3	10
0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
0,03	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,004	0,002	0,000
0,1	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,012	0,012	0,011	0,008	0,005	0,000
0,3	0,022	0,022	0,022	0,022	0,021	0,021	0,020	0,018	0,013	0,006	0,001
1	0,039	0,039	0,039	0,039	0,038	0,038	0,036	0,032	0,023	0,012	0,002
3	0,071	0,071	0,071	0,070	0,070	0,069	0,065	0,058	0,042	0,021	0,003
10	0,101	0,101	0,101	0,100	0,100	0,098	0,093	0,083	0,061	0,029	0,004
30	0,124	0,124	0,124	0,123	0,122	0,120	0,114	0,101	0,074	0,036	0,005
100	0,147	0,147	0,147	0,146	0,145	0,142	0,135	0,121	0,088	0,043	0,006
300	0,166	0,166	0,166	0,165	0,164	0,162	0,154	0,137	0,100	0,055	0,007
1000	0,184	0,184	0,184	0,183	0,182	0,178	0,170	0,151	0,101	0,054	0,007

Таблица 3.24

Значения $\Delta A\ (m)$ $\Delta\Phi\ (m)$ для учета поглощения озоном

m	0,001	0,003	0,01	0,03	0,10	0,30	1,00
ΔA	0,000	0,000	0,001	0,004	0,011	0,022	0,030
$\Delta\Phi$	0,000	0,001	0,002	0,007	0,020	0,040	0,055

Для учета изменения давления с высотой в атмосфере следует пользоваться эффективными поглощающими массами $u_{эф} = \int \left(\frac{p}{p_0}\right)^m du$, где p — давление, p_0 — стандартное атмосферное давление. Показатель степени m принимает следующие значения: для водяного пара $m=0{,}60$, для углекислого газа $m=0{,}86$ и для озона $m=0{,}30$.

Расчет [61] функций $P(u_{H_2O};\ u_{CO_2};\ u_{O_3};\ T)$ и $\Phi(u_{H_2O};\ u_{CO_2};\ u_{O_3};\ T)$ проводился по следующим экспериментальным и теоретическим данным: диапазон 3—5 мкм [87]; диапазон 5—9 мкм [87, 91, 94]; диапазон 9—12 мкм [65, 91]; диапазон 12—13 мкм [65, 87, 91]; диапазон 13—20 мкм [83, 97, 119]; диапазон 20—25 мкм [104]; CO_2 — [67, 84, 95]; O_3 — [120].

8.2. Экспериментальные данные и сопоставление их с расчетными

1. Методы измерений. Простейшая схема (одноканальная) — абсолютно черный источник с определенной температурой и удаленный от него неактивный приемник с одной приемной площадкой (например, [32, 88]) — предусматривает два последовательных измерения одного источника (второе — с другой температурой) и вычитание двух сигналов. Более точная и устойчивая к помехам двухканальная схема — два источника с различными температурами и приемное устройство с двумя приемными площадками с автоматическим вычитанием сигналов; помехи устраняются путем вращения приемника вместе с защитным экраном на 180°, что приводит к выделению полезного сигнала на фоне помех.

Для обеих схем, представляющих метод нагретых излучателей, измеряемый сигнал I^* пропорционален выражению

$$I^* \sim P_1 T_1^4 - P_2 T_2^4, \tag{3.40}$$

в которое входят значения функций пропускания P_1 и P_2 для черной радиации от источников с температурами T_1 и T_2. Если эти температуры на несколько десятков градусов отличаются от 273° К, то оба члена (P_1 и P_2) сравнимы. При этом для облегчения обработки результатов измерений необходимо предположить, что P не зависит от T, т. е. положить $P_1=P_2=P$. Тогда

$$\widetilde{P} \sim \frac{I^*}{T_1^4 - T_2^4}. \tag{3.41}$$

Неучет зависимости $P(T)$ вносит систематическую ошибку, приводящую в завышению значения P по сравнению с истин-

ными величинами функций пропускания P_1 и P_2, причем имеет место [7] соотношение

$$\widetilde{P}(T_1, T_2) = \frac{P_1 T_1^4 - P_2 T_2^4}{T_1^4 - T_2^4}. \qquad (3.42)$$

Метод нагретых излучателей также не позволяет исследовать зависимость $P(T)$ для диапазона атмосферных температур.

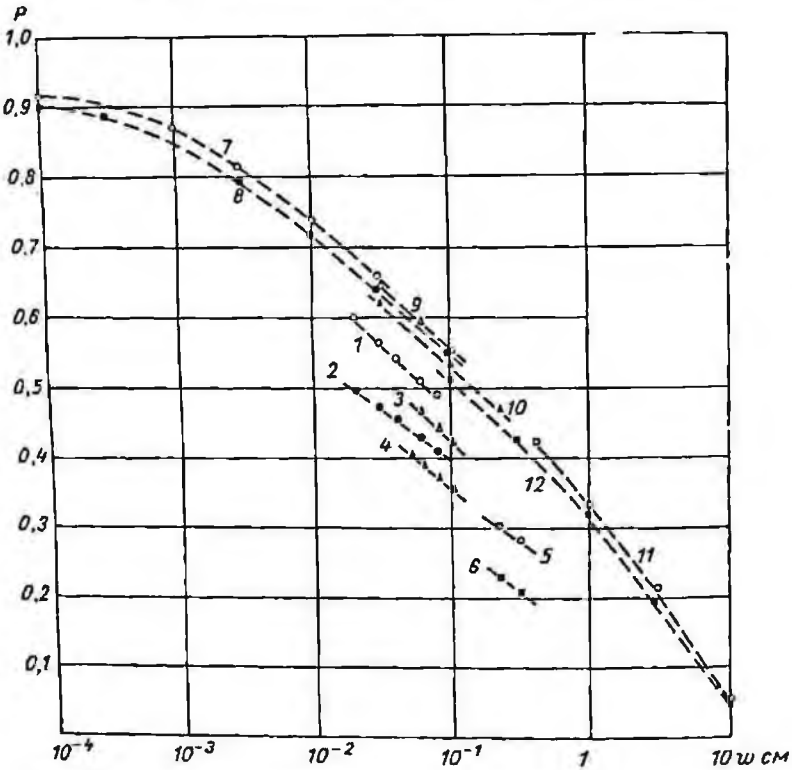


Рис. 3.15. Сравнение расчетных и экспериментальных определений интегральной функции пропускания на горизонтальных трассах различной длины (59,7; 93,6; 247,4 м) при температуре излучения 20 и 80° С и $S_м = 10$ км.

Экспериментальные кривые: *1)* 59,7 м, 80°; *2)* 59,7 м, 20°; *3)* 93,6 м, 80°; *4)* 93,6 м, 20°; *5)* 247,4 м, 80°; *6)* 247,4 м, 20°; расчетные кривые: *7)* 60 м, 80°; *8)* 60 м, 20°; *9)* 90 м, 80°; *10)* 90 м, 20°; *11)* 250 м, 80°; *12)* 250 м, 20°.

При высокой температуре источника (несколько сот градусов Цельсия) систематическая ошибка становится несущественной [13, 24, 32].

Систематическую ошибку при низких температурах излучения можно устранить, применяя глубоко охлажденную плоскость

(радиационный экран) [7, 12] вместо одного из нагретых источников. При этом $T_2 \ll T_1$, $I^* \sim PT_1^4$, $\tilde{P}(T_1, T_2) = P(T_1)$ и измерения дают значения функции пропускания, близкие к истинным; изменяя температуру излучателя T, можно исследовать зависимость $P(T)$ в диапазоне атмосферных температур.

2. Результаты измерений. На графике рис. 3.15 показаны результаты измерений P с помощью нагретого излучателя и радиационного экрана на горизонтальных приземных трассах для температур излучения 15 и 80° С и расстояний 59,7; 93,6 и 247,4 м [11] и расчетные кривые. Измерения проводились в чистом воздухе (дальность видимости больше 10 км).

По экспериментальным данным величины P получились меньше, чем по расчетам. Более резко проявляется также зависимость от температуры источника и от толщины слоя. Величины $\tilde{P}$, полученные методом двух излучателей [10], существенно больше истинных значений P, что объясняется значительной зависимостью P от T.

ГЛАВА 4

АЛЬБЕДО ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ОБЛАКОВ

Часть I. Интегральное альбедо

§ 1. РАСЧЕТ СРЕДНИХ ВЕЛИЧИН АЛЬБЕДО

Отражательные свойства земной поверхности можно характеризовать величиной альбедо, определяемой как отношение потока радиации, отраженного данной поверхностью по всем направлениям, к потоку, упавшему на эту поверхность. Интегральное альбедо A (или просто альбедо) определяется выражением

$$A = \frac{\int_0^\infty A_\lambda (S_{\lambda m} + D_{\lambda m})\, d\lambda}{(S + D)_m}, \qquad (4.1)$$

где A_λ — спектральное альбедо; $(S + D)_m$ — поток суммарной (прямой солнечной S и рассеянной D) радиации, падающей на горизонтальную поверхность при массе атмосферы m; $(S_{\lambda m} + D_{\lambda m})$ — монохроматический поток суммарной радиации, падающей на горизонтальную поверхность при массе атмосферы m.

Поскольку все выполненные до сих пор наблюдения произведены в основном термоэлектрическим пиранометром (в СССР — пиранометром системы Ю. Д. Янишевского), спектральная чувствительность которого охватывает область спектра 0,4—3,0 мкм [19, 39], то и измерения интегрального альбедо следует считать относящимися к этой части спектра.

Наземные измерения альбедо обычно проводятся с высоты 1—2 м над уровнем подстилающей поверхности, и, следовательно, они характеризуют отражательные свойства небольших участков территории. На сети метеорологических станций альбедо вычисляется по данным измерений отраженной и падающей радиации в три дневных срока: 9 час. 30 мин., 12 час. 30 мин., 15 час. 30 мин. (среднее местное время).

Среднее дневное альбедо рассчитывается как среднее арифметическое, определенное по этим срокам. Вычисленное таким образом альбедо не совсем точно характеризует среднее значе-

ние альбедо за день. При большой продолжительности дня это расхождение может быть значительным и особенно для тех поверхностей, для которых характерны большие изменения альбедо в течение дня. Для более точных расчетов среднее дневное альбедо $\overline{A}$ следует брать как отношение суммированных потоков отраженной $\sum R$ к падающей суммарной радиации $\sum Q$ $\left(\overline{A} = \frac{\sum R}{\sum Q}\right)$. Сравнение средних за день значений альбедо, полученных как $\frac{\sum R}{\sum Q}$, со средними величинами, вычисленными как среднее арифметическое за несколько сроков наблюдений (более трех), сделано в работах [8, 18].

Среднее за месяц значение альбедо обычно рассчитывается как среднее арифметическое из осредненных за месяц значений альбедо за каждый срок наблюдений

$$A_{\text{мес}} = \frac{\sum A_{9\,30}}{n_1} + \frac{\sum A_{12\,30}}{n_2} + \frac{\sum A_{15\,30}}{n_3}, \qquad (4.2)$$

где n_1, n_2, n_3 — число измерений в течение месяца по срокам.

Среднее за сезон или за год альбедо определяется как среднее арифметическое из средних месячных значений альбедо.

Наиболее точный способ вычисления средних за месяц, сезон или год величин альбедо заключается в определении средневзвешенных значений альбедо с весом, равным отношению суммы падающей радиации за промежуток времени, в течение которого наблюдается некоторое неизменное значение альбедо, к сумме падающей радиации за весь период. Например, среднее за сезон альбедо можно рассчитать по формуле

$$A_{\text{сез}} = \frac{A_1Q_1 + A_2Q_2 + A_3Q_3}{Q_{\text{сез}}}. \qquad (4.3)$$

Индексы 1, 2, 3 указывают, к какому из трех месяцев сезона относится данная величина. Среднее годовое альбедо может быть определено по формуле

$$A_{\text{год}} = \frac{A_3Q_3 + A_\text{в}Q_\text{в} + A_\text{л}Q_\text{л} + A_\text{о}Q_\text{о}}{Q_{\text{год}}}, \qquad (4.4)$$

где индексы з, в, л, о означают, что соответствующая величина относится к зимнему, весеннему, летнему и осеннему сезонам.

§ 2. АЛЬБЕДО РАЗЛИЧНЫХ ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

При анализе альбедо удобно использовать классификацию поверхностей, предложенную Е. Л. Криновым [27], по которой к первому классу относятся почвы и обнажения, ко второму — растительные покровы, к третьему — снежные и ледяные поверхности, к четвертому — водные поверхности.

2.1. Альбедо поверхности почвы

Альбедо определенного вида почвы может существенно изменяться в зависимости от цвета, структуры и влажности почвы. С увеличением влажности почвы альбедо уменьшается (табл. 4.1). Наиболее резко уменьшение альбедо происходит при увеличении влажности от 1 до 15%, дальнейшее увеличение влажности мало изменяет величину альбедо. Так, например, для песка при влажности 5% $A=26\%$, при влажности 15% $A=16\%$, при влажности 25% $A=14\%$ (данные сняты с графика) [21].

Таблица 4.1

Альбедо (%) влажных и сухих почвенных покровов [3]

Характеристика почвы	Ровная поверхность		Вспаханная поверхность	
	сухая	влажная	сухая	влажная
Чернозем темно-серого цвета	13	8	8	4
Светло-каштановая почва серого цвета . .	18	10	14	6
Каштановая почва серо-красноватого цвета	20	12	15	7
Серая песчаная почва	25	18	20	11
Белый песок	40	20	—	—
Глина синяя	23	16	—	—

Зависимость альбедо почвы от степени шероховатости на примере глинистого подгорного светлозема наглядно иллюстрируется табл. 4.2. (Наблюдения проводились при одинаковых условиях освещения.) Приведенные в таблице значения альбедо для различно обработанной поверхности показывают, что с уменьшением неровностей (шероховатости) альбедо увеличивается: так, например, для свежевспаханного поля альбедо равно 17%, а для выровненной поверхности — 30—31%.

Таблица 4.2

Альбедо глинистого подгорного светлозема [47]

Характеристика поверхности	Альбедо, %
Выровненная	30—31
Покрытая пылью	28
Покрытая корочкой в результате высыхания после смачивания . .	27
Покрытая мелкими комками . . .	25
Покрытая крупными комками . . .	20
Свежевспаханное поле	17

2.2. Альбедо растительных покровов

Альбедо растительных покровов различается в зависимости от вида растений. Для одного и того же вида растений альбедо зависит от состояния поверхности (что может быть связано с различным увлажнением), стадии вегетации (характеризующейся различной высотой растений, степенью сомкнутости травостоя, цветом, степенью высыхания и др.).

Из табл. 4.3 видно, что для растений, меняющих окраску (цвет становится желтым), но не изменяющих объема в процессе созревания, альбедо увеличивается (кукуруза, злаковые культуры).

Таблица 4.3

Изменение альбедо растительных покровов в зависимости от стадии вегетации [5, 37, 55]

Характеристика растительного покрова	Альбедо, %	$h^\circ_\odot$
Картофель		
Высота растения 40—50 см, покрытость земли менее 50%, цвет зеленый	18	63
Массовое цветение	16	71
Конец цветения	15	71
Начало увядания ботвы	13	72
Увядшая ботва, покрытость земли менее 50%	11	71
Кукуруза		
Высота растений 15—20 см, покрытость земли 40—50%	16	69
Высота растений 40—50 см, покрытость 70—75%	18	70
Высота растений 140—200 см, в зеленых початках, покрытость 80%	20	70
Высота растений 200—250 см, полная хозяйственная спелость	23	69
Трава		
Луговая трава зеленая, высота 25 см	18	30
Луговая трава в стадии увядания	13	30
Озимая пшеница		
Молочная спелость, светло-зеленая	13	41,7
Восковая спелость, желтая	17	41,7
Полная спелость, светло-желтая	21	41,7

2.3. Альбедо снежного покрова

Физические свойства снежного покрова определяются в первую очередь структурой и состоянием снега, которые непрерывно изменяются под влиянием условий погоды и многих

других факторов. Этим объясняется разнообразие видов снежной поверхности, а следовательно, и большие вариации альбедо (табл. 4.4 и 4.5).

Таблица 4.4

Среднее значение альбедо различных видов снега по наблюдениям в Московской области, 1955 г. [29]

Состояние снега	Альбедо, %	
	поле	лес
Свежевыпавший сухой или влажный	82	82
Мелкозернистый мокрый	73	65
Среднезернистый мокрый	64	56
Крупнозернистый мокрый	55	47
Пестрый ландшафт	47	39
Отдельные пятна снега	36	31

Таблица 4.5

Альбедо снежной поверхности, по данным дрейфующих станций СП-4, СП-6 и СП-7 [6]

Структура	Состояние влажности и цвет	Альбедо, %		
		среднее	максимальное	минимальное
Свежевыпавший снег	Сухой, ярко-белый, чистый	88	98	72
	Влажный, ярко-белый	80	85	80
Свеженаметанный снег	Сухой, чистый, слабоуплотненный	85	96	70
	Влажный, серо-белый	77	81	59
Снег, выпавший или наметанный от 2 до 5 дней назад	Сухой, чистый	80	86	75
	Влажный, серо-белый	75	80	56
Плотный снег	Сухой, чистый	77	80	66
	Влажный, серо-белый	70	75	61
Перекристаллизованный снег	Влажный	63	75	52
Снег и лед	Сухой, серо-белый	65	70	58
Снег, пропитанный водой (снег в период таяния)	Светло-зеленый	35	—	28

Из приведенных в табл. 4.4 и 4.5 данных видно, что альбедо снежной поверхности меняется в очень широких пределах, от 28 до 98%, за счет изменения плотности, структуры и влажно-

сти снежного покрова. Для выяснения закономерностей этих колебаний альбедо были осуществлены специальные альбедометрические измерения во ВНИГЛе [29]. Наблюдения велись при одинаковых условиях падающей радиации, поэтому результаты измерений сравнимы между собой. На основании этих исследований получены следующие закономерности: для сухого снега (свежевыпавшего, среднезернистого, переходящего в крупнозернистый) основные изменения альбедо происходят в диапазоне малых плотностей снега ρ_c, от 0,16 до 0,28 *г/м*^{3}, при этом альбедо уменьшается примерно на 12%. С увеличением плотности снега от 0,28 до 0,32 г/м^3 и выше альбедо практически остается постоянным.

Для влажного снега в пределах изменения плотности 0,28—0,44 г/м^3 и влажности 0—19% альбедо уменьшается в среднем на 33%. Такое изменение альбедо обусловлено не только различием плотности и влажности, но и степенью загрязненности.

2.4. Альбедо льда

Исследования ледяных поверхностей, проведенные в Арктике, Антарктике и на ледниках, указывают на большую изменчивость альбедо вследствие появления и таяния снега, а также его загрязнения. В табл. 4.6 указаны средние значения альбедо

Таблица 4.6

Альбедо льда в Арктике [59]

Характеристика поверхности	Альбедо, %			Состояние поверхности, цвет
	среднее	максимальное	минимальное	
Лед припайный без снега	45	50	40	Зеленый, сухой (весной)
Тающий припайный лед	50	55	45	Серый, влажный
Тающий паковый лед без снега	56	67	49	Серый, влажный (бугры)
Снежницы замерзшие (наслуд)	44	50	42	Серый

льда для Арктики. Альбедо припайных льдов несколько меньше, чем паковых. Наличие снега на льду увеличивает альбедо на 11—16%, а появление снежниц резко уменьшает альбедо на 42% (табл. 4.7). Результаты ледовой авиаразведки, проведенной в море Дейвиса и в прилегающей части Индийского океана, указывают, что различные виды льда имеют разные значения альбедо — от 2—20% (нилас темный) до 90—95% (шельфовые

ледники) (табл. 4.8). Полет проводился на высоте 250 м. Над морем преобладала слоисто-кучевая облачность 9—10 баллов.

В табл. 4.9 приведены средние величины альбедо, характерные для ледниковых поверхностей Кавказа и Альп. В зависимости от состояния поверхности льда альбедо может изменяться от 26 до 54%.

Таблица 4.7

Альбедо поверхности льда в июне—августе 1957 г. на ст. «Северный полюс-7» [59]

Период	Поверхность	Среднее за день альбедо, % ($h_\odot = 10 \div 30°$)
Июнь (3-я декада)	Лед, частично снег	72
Июль	Лед тающий	61
Август	Лед, частично снег	70
Август	Лед со снегом	77
Июль	Снежницы	35

Таблица 4.8

Альбедо поверхности антарктических льдов [1]

Виды льдов	Сплоченность, баллы	Заснеженность, баллы	Альбедо, %
Нилас темный	9—10	—	2—20
Нилас серый, блинчатый лед	8—9	—	20—50
Серый лед	9	—	50—70
Серо-белые и белые льды с включением годовалых льдов	7—8	1—2	60—70
	9—10	1—2	70—80
	9	2—3	80—90
Годовалые и многолетние льды	9—10	2	80
Припай	—	2—3	80
Шельфовые ледники	—	—	90—95
Ледниковый купол	—	—	90

Таблица 4.9

Альбедо ледниковых поверхностей в районе Эльбруса и в Альпах (Хинтерайсферпер) [8, 70]

Поверхность	Альбедо, %
Чистый влажный фирн	50—54
Загрязненный фирн	46
Чистый лед, и лед, покрытый крупой	39—41
Загрязненный тающий лед	26—33

2.5. Дневной ход альбедо

На дневной ход альбедо оказывает влияние макрошероховатость поверхности (термин «шероховатость» см. [60]) и условия облучения. К условиям облучения относятся высота Солнца, соотношение между рассеянной и суммарной радиацией (или между прямой и рассеянной радиацией), а также изменение

Таблица 4.10

Зависимость альбедо почв (%) от высоты Солнца в условиях безоблачной погоды [2]

Поверхность	Высота Солнца, град.						
	10	20	30	40	50	60	65
Каменистая почва, сухая	22	16	14	13	12	12	11
Глинистая почва, сухая	34	29	21	20	19	18	17
Серо-зеленая почва, сухая	—	30	27	26	25	24	23

спектрального состава падающей радиации. Последний фактор оказывает меньшее влияние на дневной ход альбедо почв и растительных поверхностей (0,1—0,5% на $\Delta h_\odot = 10°$), чем измене-

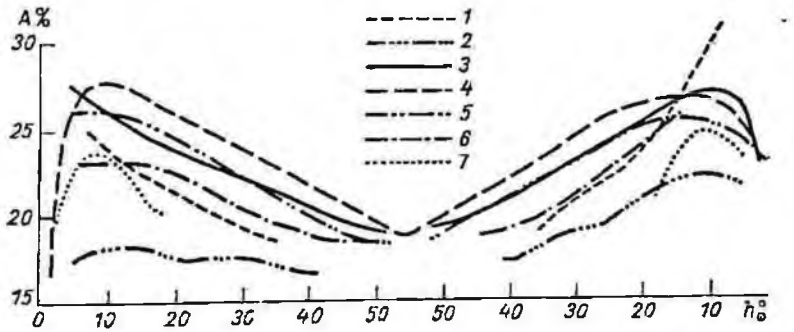


Рис. 4.1. Зависимость альбедо травяного покрова от высоты Солнца [53].

1 — сухая прошлогодняя трава, *2* — сырая прошлогодняя трава, *3* — молодая трава, *4* — травяной покров (среднее за 12 дней, июнь 1959 г.), *5* — травяной покров (среднее за 7 дней, июль 1959 г.), *6* — травяной покров (среднее за 7 дней, август 1959 г.), *7* — старая трава (30 сентября 1959 г.).

ние макрошероховатости ($\sim 1\%$ на $\Delta h_\odot = 10°$) [15]. В большинстве случаев наблюдений в условиях безоблачной атмосферы альбедо почв (табл. 4.10) и растительных поверхностей (рис. 4.1) имеет минимальное значение в полуденное время и

с уменьшением высоты Солнца альбедо их растет. Этот факт подтверждается и теоретическими расчетами [40, 60]. Следует отметить, что в дневном ходе альбедо для растительных покровов наблюдается асимметрия относительно полудня [13, 37, 53]. Причины асимметрии окончательно не выяснены. Одной из причин такой асимметрии считают физиологические свойства растений [53].

Для растительных поверхностей различной шероховатости при изменении высоты Солнца на 1° наблюдается неодинаковое изменение альбедо (табл. 4.11). Зависимость альбедо травы от высоты Солнца становится наиболее заметной с увеличением сомкнутости травостоя (трава, май—июнь). Для «столбчатых» поверхностей (подсолнечник) эта зависимость также явно выражена. Для кустистой растительности, редко посаженной (картофель), альбедо практически не изменяется в пределах высот Солнца 10—50°.

Таблица 4.11

Изменение альбедо (%) на 1° высоты Солнца для растительных поверхностей [13, 37]

Поверхность	Высота Солнца, град.			
	10—20	20—30	30—40	40—50
Трава				
Май	0,15	0,10	0,13	0,12
Июнь	0,25	0,18	0,12	0,05
Луговая трава (сомкнутый травостой) . . .	0,46	0,35	0,20	0,15
Подсолнечник	0,30	0,30	0,15	0,13
Картофельное поле . .	0,07	0,04	0,03	—

Зависимость альбедо от соотношений D/Q и S/D исследована рядом авторов [13, 53]. По данным многочисленных измерений, проведенных в течение семи лет над травяной поверхностью, построена номограмма для определения альбедо при различных соотношениях D/Q (рис. 4.2).

Верхняя кривая показывает зависимость альбедо от высоты Солнца для прямой радиации. Кривая построена путем экстраполяции корреляционных зависимостей A от D/Q. Номограмма показывает, что изменение альбедо травяного покрова с высотой Солнца имеет нелинейный характер при любых значениях D/Q. Чем больше доля рассеянной радиации в суммарном потоке, тем меньше альбедо при данной высоте Солнца. На аналогичную зависимость в пределах высот Солнца 10—40° указывает ряд авторов [37, 53]. Для высот Солнца больше 40° была отмечена и другая зависимость: с увеличением доли рассеянной

радиации в общем потоке альбедо увеличивается [53]. Но в обоих случаях колебания альбедо не превышают 1—1,5% при изменении D/Q или S/Q на 0,1—1,0. Для случая сплошной облачности (нижняя кривая) дневной ход альбедо имеет сглаженный характер.

Для снежной поверхности определяющим фактором в дневном ходе альбедо является ее состояние.

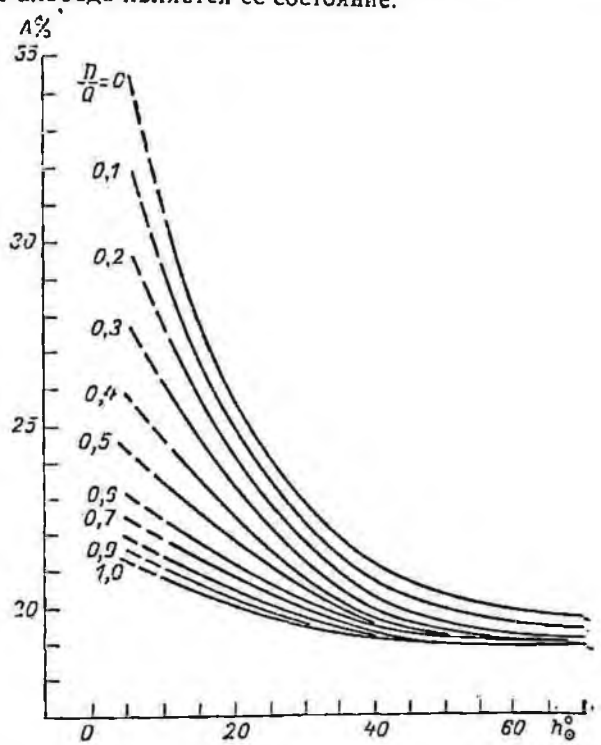


Рис. 4.2. Зависимость альбедо травяного покрова A от высоты Солнца $h_\odot$ при различных значениях отношения рассеянной радиации к суммарной D/Q [13].

Для сухого чистого снега в условиях ясного неба альбедо имеет минимальное значение в околополуденное время, амплитуда изменения 9% ($h_\odot = 10 \div 45°$) [41]. Однако наряду с указанным ходом имеет место и обратная зависимость с максимальным значением альбедо в полдень [20, 53]. Так, наблюдения 21 марта 1961 г. при различных массах атмосферы m дали следующие результаты:

m	2	3	4	5
A %	90,5	89,0	87,2	86,6

Для свежевыпавшего снега наблюдалось и отсутствие изменения альбедо в течение дня [53].

Альбедо «искристого» снега и снега, покрытого ледяной коркой, при температуре воздуха ниже 0° имеет явно выраженный дневной ход с минимальным значением альбедо в полуденное время.

По данным работы [6], альбедо «искристого» чистого снега при $h_\odot = 30°$ равно 85%, а при $h_\odot = 5 \div 10°$ $A = 90 \div 93\%$.

Разнообразие дневного хода альбедо снежной поверхности можно объяснить зависимостью отражательной способности поверхности от угла падения радиации и изменением спектрального состава падающего потока прямой солнечной радиации в зависимости от высоты Солнца.

Для весеннего талого снега, когда изменение свойств поверхности обусловлено изменением температуры воздуха, дневной ход альбедо может быть выражен в постепенном уменьшении величин A в течение дня, от утренних часов к вечерним, или же некоторым увеличением альбедо в послеполуденное время, когда температура воздуха вновь понижается. Например, для весеннего грязного талого снега (в марте) альбедо уменьшается от 53 до 40% при увеличении температуры воздуха от —8,3 до +2,5°. При последующем уменьшении температуры до —0,5° альбедо вновь увеличивается до 52% ($h_\odot$ изменялась от 32 до 13°) [53].

§ 3. АЛЬБЕДО ВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

3.1. Альбедо водных бассейнов для прямой солнечной радиации

Так как чистая вода представляет собой диэлектрик, то альбедо ее поверхности, для неполяризованного света, может быть вычислено по формуле Френеля. Результаты теоретических расчетов указывают на существенную зависимость альбедо от угла падения радиации (табл. 4.12).

Для прямой солнечной радиации при наличии волнения альбедо водной поверхности также может быть рассчитано по формуле Френеля; при этом необходимо задать профиль волны (табл. 4.13).

При волнении существенно меняются углы падения солнечной радиации по отношению к поверхности волны, что приводит к определенной зависимости альбедо от степени волнения. Наиболее ярко эта зависимость сказывается при низких высотах Солнца ($h_\odot = 10°$) — альбедо уменьшается с увеличением средней крутизны волны (угол наклона поверхности волны относительно горизонтальной плоскости). Для больших высот Солнца

альбедо растет с увеличением волнения, но этот эффект незначительный.

Таблица 4.12

Зависимость альбедо (%) водной поверхности от угла падения прямой радиации [44]

Угол падения, град.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
10	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
20	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
30	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5
40	2,5	2,5	2,6	2,7	2,8	2,9	3,0	3,1	3,2	3,4
50	3,5	3,6	3,8	4,0	4,2	4,4	4,7	5,0	5,4	5,8
60	6,2	6,6	7,0	7,5	8,2	8,8	9,6	10,4	11,4	12,4
70	13,6	14,8	16,2	17,8	19,6	21,5	23,8	26,0	28,8	31,4
80	35,0	38,6	42,8	47,6	52,9	58,6	65,0	72,0	80,6	89,6
90	100,0									

Таблица 4.13

Альбедо (%) водной поверхности для прямой радиации при волнении [48]

Средняя крутизна волны, град.	Высота Солнца, град.			
	10	30	50	90
10	18,4	6,9	2,9	2,0
7,3	23,0	6,7	2,7	2,0
6	25,7	6,5	2,6	2,0
Штиль	34,9	6,0	2,4	2,0

3.2. Альбедо водных бассейнов для суммарной радиации при безоблачном небе

Альбедо водной поверхности для суммарной радиации в условиях безоблачного неба дано в табл. 4.14. Расчет производился с учетом реального распределения интенсивности рассеянной радиации по небосводу для различных высот Солнца. В данном случае получен тот же характер зависимости альбедо водной поверхности от степени волнения, что и для прямой солнечной радиации. Однако величины альбедо для прямой и суммарной радиации заметно различаются при низкой высоте Солнца (табл. 4.13, 4.14).

В дополнение к табл. 4.14 в табл. 4.15 приведены значения альбедо для высот Солнца 5—90°. В качестве параметра

волнения указывается скорость ветра v м/сек. Вычисления производились для суммарной радиации при оптической толщине атмосферы 0,3, горизонтальной дальности видимости 20 км и альбедо 10%.

Таблица 4.14

Альбедо водной поверхности (%) для суммарной радиации при безоблачном небе [48]

Средняя крутизна волны, град.	Высота Солнца, град.						
	10	15	20	30	40	50	70
10	14,0	12,0	10,0	7,0	5,0	3,5	2,8
7,3	17,0	12,0	10,0	7,0	5,0	3,4	2,7
6	19,0	13,0	10,0	6,8	4,8	3,4	2,7
Штиль	24,0	17,0	12,0	6,7	4,5	3,4	2,7

Приведенные расчеты показывают, что для высот Солнца, меньших 10°, альбедо уменьшается. Такое уменьшение альбедо можно объяснить преимущественным вкладом рассеянной радиации в суммарном потоке (для рассеянной радиации альбедо водной поверхности значительно меньше, чем для прямой радиации [51]).

Таблица 4.15

Альбедо моря (%) для суммарной радиации [32]

v м/сек.	Высота Солнца, град.					
	5	10	30	50	70	90
2	16,9	18,4	9,4	5,9	5,3	5,3
5	13,5	14,9	8,7	5,8	5,2	5,1
10	13,1	14,3	8,7	6,5	5,4	5,2
15	11,5	12,9	8,1	6,6	5,6	5,1

3.3. Экспериментальные данные альбедо водной поверхности

Экспериментальные данные по определению альбедо водной поверхности для суммарной радиации качественно подтверждают теоретические расчеты. Так, например, в работе [14] была исследована зависимость альбедо поверхности моря для суммарной радиации от высоты Солнца в условиях безоблачного неба (рис. 4.3) для штиля (кривая *2*) и волнения 1—2 балла (кривая *1*). Для сравнения экспериментальных данных с расчетными на рис. 4.3 приведена кривая *3*, полученная для глад-

кой поверхности по формуле Френеля. Из измерений следует, что при безоблачной погоде в пределах высот Солнца 40—70° экспериментальные данные наиболее близко совпадают с теоретическими. Для $h_\odot < 40°$ рассчитанные величины альбедо значительно меньше, чем наблюдаемые. Такие расхождения можно

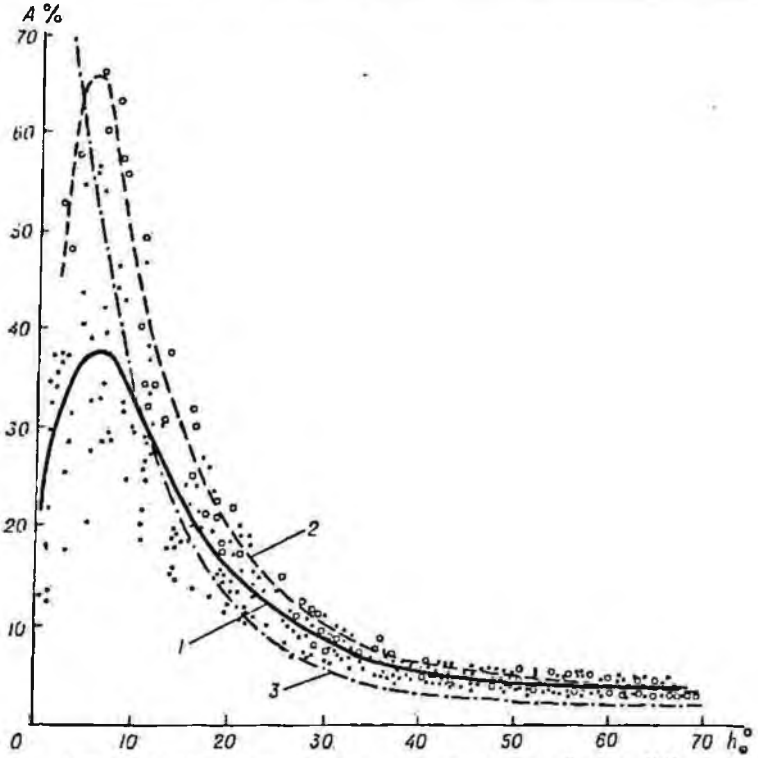


Рис. 4.3. Зависимость альбедо моря от высоты Солнца [14].
1 — при волнении 1—2 балла, *2* — при штиле, *3* — расчетная кривая.

объяснить отклонениями реальных свойств водной поверхности от идеальных, которые приняты при расчетах по формуле Френеля. При очень малых высотах Солнца (начиная с 5°) наблюдается резкое уменьшение альбедо, что подтверждается и теоретическими расчетами [31].

Для других водоемов в пределах высот Солнца 10—60° наблюдается аналогичная зависимость альбедо от высоты Солнца (табл. 4.16).

Глубоководный участок Черного моря характеризуется меньшими значениями альбедо, что объясняется большей прозрачностью воды и полным отсутствием влияния дна.

Таблица 4.16

Зависимость альбедо водной поверхности (%) от высоты Солнца при ясном небе [11, 43, 46]

Участки	Высота Солнца, град.						
	10	15	20	30	40	50	60
Черное море							
мелководный участок	41		16	12	9	7	6
глубоководный участок	36		12	10	6	5	4
Норвежское море		18,0	11,0	7,0	4,0	—	—
Кайраккумское водохранилище		24,4	19,8	14,4	11,7	10,5	10,0

В Норвежском море измерения проводились при умеренном волнении (высота волны 0,25—0,75 м). Для Кайраккумского водохранилища даны средние месячные величины альбедо. Более высокие значения альбедо для водохранилища можно объяснить большей замутненностью воды по сравнению с Норвежским морем.

Наличие волнения водной поверхности вызывает уменьшение альбедо, особенно при низких высотах Солнца (рис. 4.3) [14]. Основной причиной этого эффекта следует считать, как уже было указано, изменение углов падения радиации относительно поверхности волны. Если волнение водной поверхности вызывает уменьшение прозрачности (что характерно для водохранилищ), то альбедо этой поверхности увеличивается (табл. 4.17). В таблице приведены данные для высот Солнца 30—60°.

Таблица 4.17

Зависимость альбедо от волнения для Волгоградского водохранилища [17]

Волнение, баллы	0	1	2	3	4
Альбедо, %	5	7	7	8	9

Зависимость альбедо водоемов от прозрачности воды дана в табл. 4.18.

Таблица 4.18

Зависимость альбедо от прозрачности воды, $h_{\odot} = 40 \div 56°$ [42]

Рыбинское водохранилище		Все обследованные водоемы	
Прозрачность, м	Альбедо, %	Прозрачность, м	Альбедо, %
20—40	5,4	20—40	6,0
41—80	4,6	41—80	5,3
81—100	4,1	81—100	4,7
101—120	3,9	101—120	4,2
121—140	3,8	121—140	4,1
141—160	3,8	141—160	4,0
161—210	4,3	161—180	4,5
		181—230	4,1

3.4. Зависимость альбедо моря от облачности для суммарной радиации

Альбедо суммарной радиации рассчитывалось для различной облачности по данным актинометрических наблюдений над суммарной радиацией при безоблачном небе и сплошной облачности с учетом наблюденных значений альбедо моря (табл. 4.19).

Таблица 4.19

Альбедо (%) водной поверхности для суммарной радиации при различной степени облачности нижнего яруса (волнение 1—3 балла, прозрачность воды 8—12 м по диску Секки) [51]

$h_{\odot}°$	Облачность, баллы						
	0	2	4	6	8	9	10
5	27,4	26,3	24,8	22,3	17,8	13,8	7,0
10	26,0	25,2	23,8	21,6	17,5	13,8	7,0
15	19,4	18,7	17,6	16,0	13,3	10,9	7,0
20	13,5	13,1	12,6	11,7	10,2	9,0	7,0
30	8,1	8,0	7,9	7,8	7,6	7,3	7,0
40	5,8	5,9	6,0	6,2	6,4	6,6	7,0
50	4,9	5,0	5,2	5,5	5,9	6,4	7,0
60	4,0	4,2	4,4	4,7	5,4	6,0	7,0
70	3,7	3,9	4,1	4,5	5,2	5,8	7,0

В пределах высот Солнца 5—20° зависимость альбедо от степени облачности носит нелинейный характер. Наиболее существенные изменения альбедо происходят начиная с облачности 6 баллов. Для высот Солнца 30° зависимость альбедо от облачности почти отсутствует.

Экспериментальные данные также указывают на зависимость альбедо воды от облачности [14, 17, 59]. В качестве примера в табл. 4.20 дана зависимость альбедо водной поверхности (средние значения) от высоты Солнца для Карского моря. В данном случае в пределах высот Солнца 25—35° значения альбедо при ясном и пасмурном небе совпадают. При низких высотах Солнца (5—10°) альбедо при ясном небе значительно больше альбедо при облачном небе.

Таблица 4.20

Альбедо (%) водной поверхности Карского моря в ясные и облачные дни (июнь—октябрь) [59]

	Высота Солнца, град.						
	5	10	15	20	25	30	35
Ясно	22	15	13	12	10	10	10
Облачно (средние условия)	17	13	12	10	9	10	10

Одной из причин различных значений альбедо водоемов при одинаковых условиях наблюдений является разная прозрачность воды. Приведенные в табл. 4.18 значения альбедо для многих водохранилищ (рек, озер) указывают, что с уменьшением прозрачности воды альбедо увеличивается.

3.5. Средние величины альбедо водных поверхностей

Годовой ход средних месячных величин альбедо водных поверхностей на различных широтах при безоблачном небе определяется высотой Солнца и состоянием поверхности (табл. 4.21). В таблице приведены результаты вычислений, в которых использованы средние за день значения альбедо, рассчитанные по полуденной высоте Солнца для разных широт.

Таблица 4.21

Годовой ход средних месячных величин альбедо (%) водной поверхности на различных широтах при безоблачном небе [45]

Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
80	—	—	50	22	12	10	11	17	34	—	—	—
70	—	54	25	12	8	7	7	10	18	38	—	—
60	47	26	13	7	6	5	5	6	10	20	38	55
50	23	14	8	5	5	4	4	5	7	11	20	27
40	12	8	6	5	4	4	4	4	5	7	11	14
30	8	6	5	4	4	4	4	4	4	5	7	8
20	6	5	4	4	4	4	4	4	4	4	5	6
10	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5
0	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

Таблица 4.22

Средние величины альбедо (%) водной поверхности для суммарной радиации при различной степени облачности нижнего яруса (волнение 1—3 балла, прозрачность 8—12 м) [49]

Облачность, баллы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
						φ=30°						
0	9,3	7,7	6,7	5,7	5,8	5,6	5,6	5,6	6,3	5,8	8,2	9,7
2	9,2	7,6	6,7	5,8	5,8	5,7	5,7	5,6	6,4	5,8	8,1	9,5
4	8,9	7,5	6,7	5,9	5,9	5,8	5,8	5,7	6,4	5,9	8,0	9,3
6	8,6	7,5	6,8	6,0	6,1	5,9	6,0	5,9	6,5	6,0	7,8	8,9
8	8,0	7,2	6,8	6,4	6,3	6,2	6,3	6,2	6,6	6,4	7,6	8,3
9	7,7	7,0	6,8	6,6	6,6	6,5	6,5	6,5	6,8	6,6	7,4	7,8
10	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
						φ=40°						
0	12,6	9,1	7,5	6,3	6,1	5,7	5,7	6,4	8,1	10,7	11,4	13,3
2	12,2	9,0	7,5	6,3	6,1	5,7	5,8	6,4	8,0	10,6	11,1	13,0
4	11,7	8,8	7,4	6,4	6,2	5,8	5,9	6,4	8,0	10,2	10,8	12,4
6	11,0	8,5	7,4	6,5	6,4	6,0	6,0	6,5	7,9	9,7	10,1	11,6
8	9,7	8,0	7,4	6,6	6,5	6,2	6,4	6,7	7,5	8,9	9,1	10,1
9	8,6	7,6	7,2	6,8	6,7	6,6	6,6	6,8	7,3	8,1	8,3	8,9
10	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
						φ=50°						
0	18,0	14,2	9,6	7,7	7,2	6,7	6,6	6,2	8,1	11,0	16,0	22,1
2	17,2	13,8	9,5	7,7	7,2	6,7	6,7	6,9	8,0	10,7	15,3	21,4
4	16,3	13,2	9,2	7,6	7,1	6,7	6,7	6,9	7,9	10,5	14,7	20,0
6	14,9	12,2	8,9	7,5	7,1	6,8	6,8	6,9	7,8	9,9	13,6	18,3
8	12,4	10,5	8,3	7,3	7,1	6,8	6,8	7,0	7,5	9,0	11,4	15,0
9	10,3	9,1	7,8	7,2	7,0	7,0	6,9	7,0	7,3	8,2	9,7	12,5
10	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
						φ=60°						
0	27,0	20,3	13,0	8,9	7,4	7,4	7,7	8,0	10,2	16,8	25,6	27,4
2	25,8	19,4	12,8	8,7	7,3	7,3	7,6	8,0	10,0	16,2	24,8	26,3
4	24,1	18,3	12,1	8,6	7,3	7,3	7,6	7,9	9,7	15,4	23,1	24,6
6	21,5	16,7	11,3	8,3	7,2	7,2	7,5	7,8	9,4	14,2	20,8	22,1
8	17,0	13,8	9,9	7,9	7,2	7,2	7,3	7,6	8,6	11,9	16,6	17,6
9	13,1	11,2	8,8	7,5	7,2	7,1	7,2	7,4	7,9	10,0	12,8	13,7
10	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
						φ=70°						
0	—	27,1	20,3	12,5	10,0	8,9	9,2	10,5	15,8	25,6	24,3	—
2	—	25,8	19,6	11,7	9,8	8,8	9,1	10,3	15,3	24,6	23,4	—
4	—	23,8	18,3	11,6	9,5	8,6	8,9	10,0	14,5	23,1	21,5	—
6	—	20,3	16,7	10,9	9,1	8,3	8,6	9,5	13,8	20,8	18,8	—
8	—	16,1	13,6	9,7	8,5	7,9	8,1	8,8	11,6	16,6	14,6	—
9	—	12,4	11,1	8,6	7,9	7,6	7,7	8,0	9,6	13,1	11,3	—
10	—	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	—

Используя значения альбедо водной поверхности, характерные для условий безоблачного неба и сплошной облачности, И. Е. Тер-Маркарян рассчитала путем интерполяции величины альбедо при различной степени облачности. Расчеты проводились для облачности нижнего яруса на различных широтах (табл. 4.22). Зависимость альбедо от степени облачности имеет нелинейный характер. В летние месяцы на низких и средних широтах зависимость величин альбедо от облачности выражена значительно слабее, чем в зимние и на более высоких широтах.

§ 4. АЛЬБЕДО БОЛЬШИХ ТЕРРИТОРИЙ

4.1. Измерения альбедо с больших высот

Непосредственные измерения альбедо больших территорий представляют практический интерес. Такие измерения могут быть выполнены путем постановки пиранометрических наблюдений с самолета или аэростатов. Методика подобных измерений

Таблица 4.23

Альбедо естественных поверхностей, измеренное с самолета над территорией Советского Союза [2]

Поверхность	Месяц	$h_\odot^\circ$	A %
Тундра	VIII	24—36	11—23
Болота	VIII	28—38	10—18
Лес (без листвы)	III	34	11
Лес хвойный (на фоне свежевыпавшего снега)	III	19—23	35—40
Лес (лиственный, хвойный)	VI	39—55	14—17
	VIII	30—41	12—16
	IX	26—38	19—20
Лес лиственный, покрытый свежевыпавшим снегом	XI		
Степь	XII	12—25	48—55
	VII		
	VIII	40—52	17—29
Полупустыня и пустыня			
Пески желтовато-серые	VIII	56	25
Пески светло-желтые	VIII	50	37
Пески серые	IX	36—45	20—28
Почвы			
Чернозем (влажный)	V	41—45	5—6
Чернозем (сухой)	VI	41—48	10—15
Почва подзолистая светло-серая	VII	40	25—28
Почва подзолистая серая	VII	41	18
Снег сухой свежевыпавший	II	15	81—88
Снег мокрый, пористый, светло-серый	III	18	43

подробно изложена в работах [24, 57]. Самолетные измерения альбедо, проведенные над территориями некоторых континентов, дают для одинаковых поверхностей (при тождественных условиях наблюдений) значения альбедо, практически совпадающие по величине [64, 79]. Наиболее продолжительные измерения альбедо с самолета были проведены В. Л. Гаевским (в течение 5 лет). Наблюдения велись с высоты около 500 м. На основании полученных данных составлен каталог величин альбедо для территории Советского Союза, частично воспроизведенный в табл. 4.23, где приводятся пределы значений альбедо (с указанием высоты Солнца), характерные для ряда поверхностей.

Альбедо ледовитых морей в зависимости от сплоченности льда представлено в табл. 4.24 (указаны средние значения альбедо для летних периодов). Заметное увеличение альбедо поверхности моря наблюдалось при появлении льда (как для открытой части моря, так и для прибрежной воды).

Таблица 4.24

Альбедо (%) поверхности ледовитых морей при различной сплоченности льда (летние месяцы) [59]

Место наблюдений	Ледовитость, баллы										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Прибрежные воды	6	7	11	15	20	24	28	32	36	40	44
Открытое море	8	12	18	22	28	33	40	46	53	63	73

Спутниковые данные, так же как и самолетные наблюдения, указывают на значительные изменения альбедо по территории (табл. 4.25).

Таблица 4.25

Альбедо различных поверхностей, по данным измерений со спутника [66]

Поверхность	Альбедо, %
Пески (Белые пески, Нью-Мексико, США)	60
Пески (долины, равнины и склоны)	27
Пески и кустарники	17
Хвойные леса	12
Озера (Большое Соленое озеро, США)	9
Мексиканский залив	9
Тихий океан	7
Снег 3—7-дневной давности, покрывающий залесенные склоны гор	59

При измерении альбедо с высоты следует учитывать неоднородность подстилающей поверхности. Наиболее резко альбедо изменяется на границе двух сред с различными значениями альбедо, например на границе суша — вода. Из наблюдений, произведенных с вертолета над Черным морем, следует, что при высоте полета 30 м начиная с удаления 600—700 м от границы раздела в ту или иную сторону прибор будет воспринимать отраженную радиацию либо суши, либо воды (табл. 4.26).

Таблица 4.26

Альбедо моря (%) на разных расстояниях от берега [16]

№ полета	Дата	Время, час. мин.	Суша	Урез	Расстояние от берега, км				Состояние поверхности
					0,5	1	3	8	
1	15 IX	14 45	24,9	12,2	—	5,5	5,4	5,4	Зыбь, слабые барашки
2	16 IX	16 15	21,8	11,8	—	5,6	5,4	5,6	То же
3	17 IX	10 30	21,2	11,8	4,4	4,4	4,5	4,5	Море спокойное

4.2. Изменение альбедо с высотой

Изменение альбедо с высотой определяется оптическими свойствами слоя воздуха, расположенного на различном расстоянии от земной поверхности. Для слоя с одинаковыми оптическими характеристиками существенным фактором изменения альбедо является альбедо подстилающей поверхности. Теоретические [31, 60], а также экспериментальные данные [30, 38, 87] показывают, что для безоблачной атмосферы при низких значениях альбедо поверхности земли альбедо системы земная поверхность — атмосфера с высотой увеличивается, а при высоких значениях (более 30%) — уменьшается. В качестве примера в табл. 4.27 приведены значения вертикального градиента

Таблица 4.27

Вертикальный градиент альбедо при безоблачном небе [9, 38]

Поверхность	A_0 %	$h^{\circ}_{\odot}$	Толщина слоя атмосферы, м			
			0—500	500—1000	1000—2000	
Снег (январь, февраль)	83	11—14	0,4	0,3	0,1	<0 [38]
Снег (апрель) . .	34	41,6	0,58	0,11	0,10	<0 [38]
Вода (июнь) . .	3—4	>45	0,04—0,12	0,02—0,08	0,13—0,20	>0 [38]
Степь (июль) . .	26	>50	0,4	0,06	0,06	>0 [9]

альбедо ($\xi = A/100$ м), полученные при безоблачном небе над поверхностями, имеющими разные величины альбедо A_0.

Определение альбедо до высот порядка 30 км было осуществлено с помощью аэростатных зондирований [23]. Профили вертикального распределения альбедо для различных метеорологических условий и сезонов приведены на рис. 4.4.

Изменения альбедо до высот 6—8 км при аэростатных зондированиях определяются степенью однородности альбедо подстилающих поверхностей; так, например, в случае профилей *2, 3, 5* (рис. 4.4) характер подстилающей поверхности резко менялся, что связано с движением аэростата по наклонной траектории.

Для безоблачной погоды в случае прозрачной воздушной массы альбедо с высотой практически не изменяется: $A = 21\%$ (профиль *1*, подстилающая поверхность — убранные и вспаханные поля). Замутнение воздушной массы может приводить либо к некоторому увеличению альбедо — от 13% на высоте 6 км до 15% на уровне 27 км (случай низких величин альбедо подстилающей поверхности, профиль *2*), либо к некоторому уменьшению альбедо с высотой — от 73% на 13 км до 63% на 22 км (профиль *3*, подстилающая поверхность — снег).

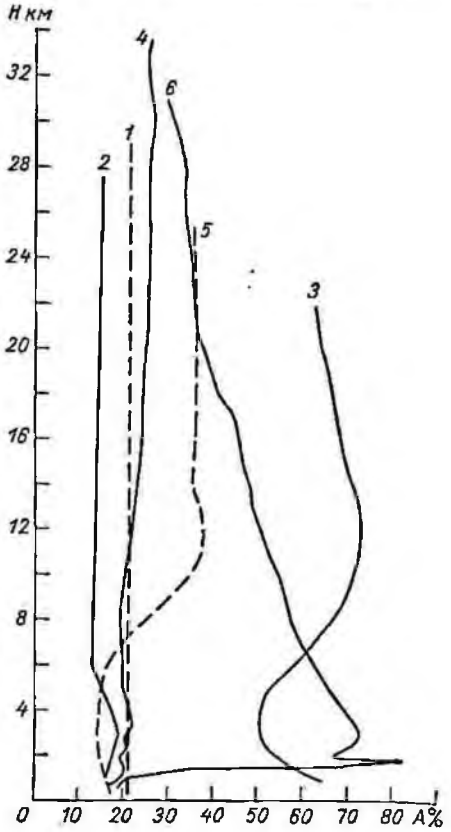


Рис. 4.4. Вертикальные профили альбедо [23].
При безоблачном небе: *1*) $h_\odot = 17°\,35'$, ноябрь 1962 г.; *2*) $h_\odot = 55°\,30'$—$58°\,30'$, май 1962 г.; *3*) $h_\odot = 19°$, ноябрь 1961 г.; *4*) $h_\odot = 24°$—$27°$, октябрь 1965 г.
При облачном небе: *5*) $h_\odot = 58°\,18'$—$50°\,48'$, июль 1962 г.; *6*) $h_\odot = 26°\,21'$—$22°\,36'$, октябрь 1964 г. [1].

Значительно замутненная стратосфера (профиль *4*) приводит к изменению альбедо от 19% на 9 км до 25% на 32 км.

Наличие облаков среднего и верхнего ярусов (профиль 5) увеличивает альбедо (значение альбедо 38% соответствует тонкому слою перистых облаков, расположенных на высоте 10—11 км).

Особенно сильное влияние тропосферной дымки представлено профилем 6. Замутненная воздушная масса располагалась непосредственно над облачным слоем, и уменьшение альбедо от 73 до 45% на высоте 17 км является результатом воздействия дымки на отраженную коротковолновую радиацию. Дальнейшее уменьшение альбедо связано с изменением количества облаков под аэростатом.

4.3. Сезонные изменения альбедо больших территорий

Сезонные колебания альбедо больших территорий определяются в основном изменением состояния подстилающей поверхности в течение года. В северных и умеренных широтах резкие

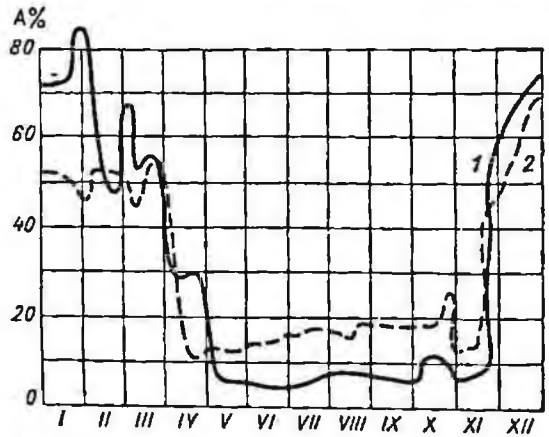


Рис. 4.5. Годовой ход альбедо Ладожского озера (*1*) и кустарников (2) [38].

изменения альбедо связаны с появлением и исчезновением снежного покрова. В качестве примера на рис. 4.5 представлен сезонный ход альбедо для водной поверхности (Ладожское озеро) и для кустарников. Зимой из-за снегопада и оттепелей наблюдаются большие изменения альбедо, от 50 до 85%.

Для целей климатологического описания больших территорий В. В. Мухенберг составлена таблица годового хода альбедо основных зон территории СССР (табл. 4.28).

Таблица 4.28

Годовой ход альбедо (%) [33]

Вид подстилающей поверхности	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тундра	80	80	80	80	80	32	18	18	45	79	80	80
Лесные массивы . . .	46	46	46	45	14	14	14	14	14	37	46	46
Степи	70	70	70	31	18	18	18	18	18	20	51	70
Пустыня	44	44	24	27	28	28	28	28	28	28	28	34
Западные районы ЕТС с неустойчивым снежным покровом . . .	66	66	46	16	18	18	18	18	18	18	35	50

§ 5. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЛЬБЕДО

Для описания географического распределения альбедо необходимо знать средние величины альбедо больших участков подстилающей поверхности за продолжительные промежутки времени (месяц, год). Накопленный материал наземных, а также самолетных измерений дает возможность построить карты распределения альбедо для ряда территорий; так, например, даются сезонные карты альбедо для территории Советского Союза [34], Северной Америки [79], острова Лабрадор [67], а также карты альбедо для полушарий земного шара [33, 82]. В. В. Мухенберг предложен расчетный метод определения среднего альбедо различных зон земного шара [33].

На рис. 4.6 и 4.7 приведены карты альбедо поверхности суши земного шара для января и июля. Интерпретация карт дана по работе [34]. На картах горные районы не освещены из-за отсутствия исходных данных (высокогорные области заштрихованы).

Для января (рис. 4.6) [34] характерна большая изменчивость альбедо по земному шару — от 18 до 80%. Наибольшая величина альбедо, 80%, отмечается в высоких широтах северного полушария, где поверхность снега сохраняется незагрязненной из-за малой запыленности воздуха и где почти отсутствуют леса. Южнее, с увеличением занятости территории лесом, альбедо уменьшается и достигает 45% в районах сплошных лесов. При приближении к степным районам в континентальных областях альбедо снова возрастает и в зоне степей составляет 70%. В районах с морским климатом, где устойчивый снежный покров не образуется, альбедо составляет 44 и 25% для безлесных и залесенных областей соответственно; дальнейшее уменьшение величин альбедо с широтой связано с различным

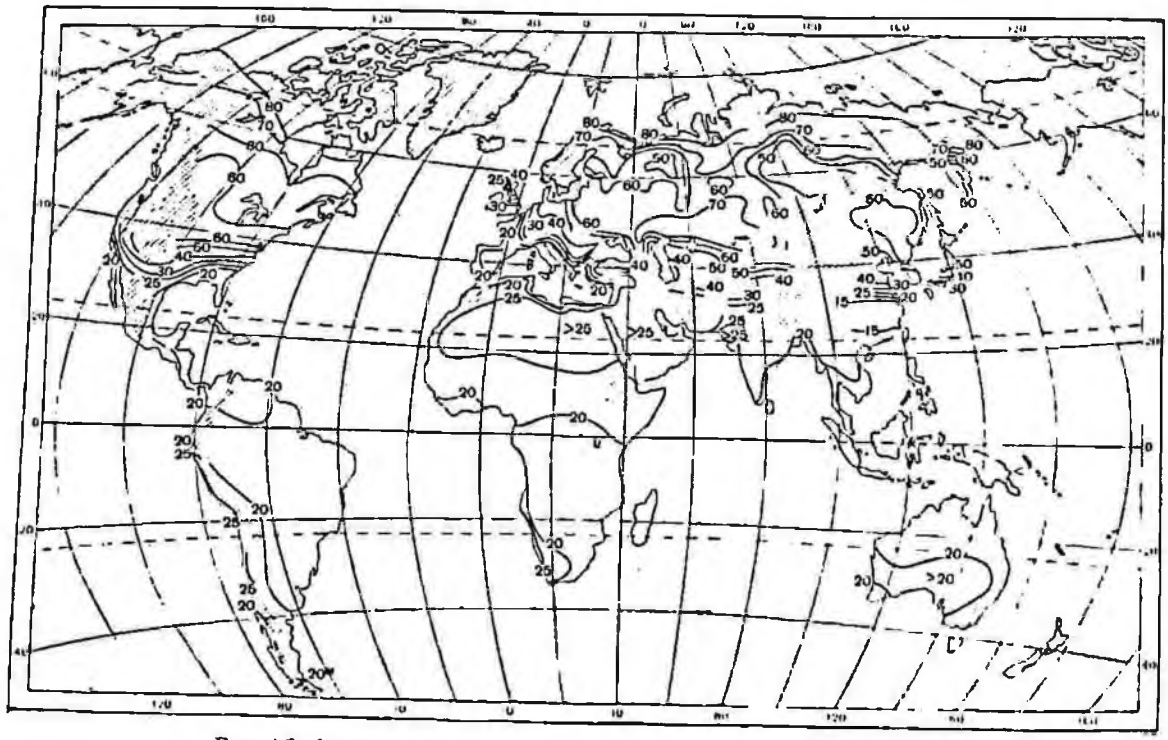


Рис. 4.6. Альбедо (%) поверхности суши земного шара. Январь [34].

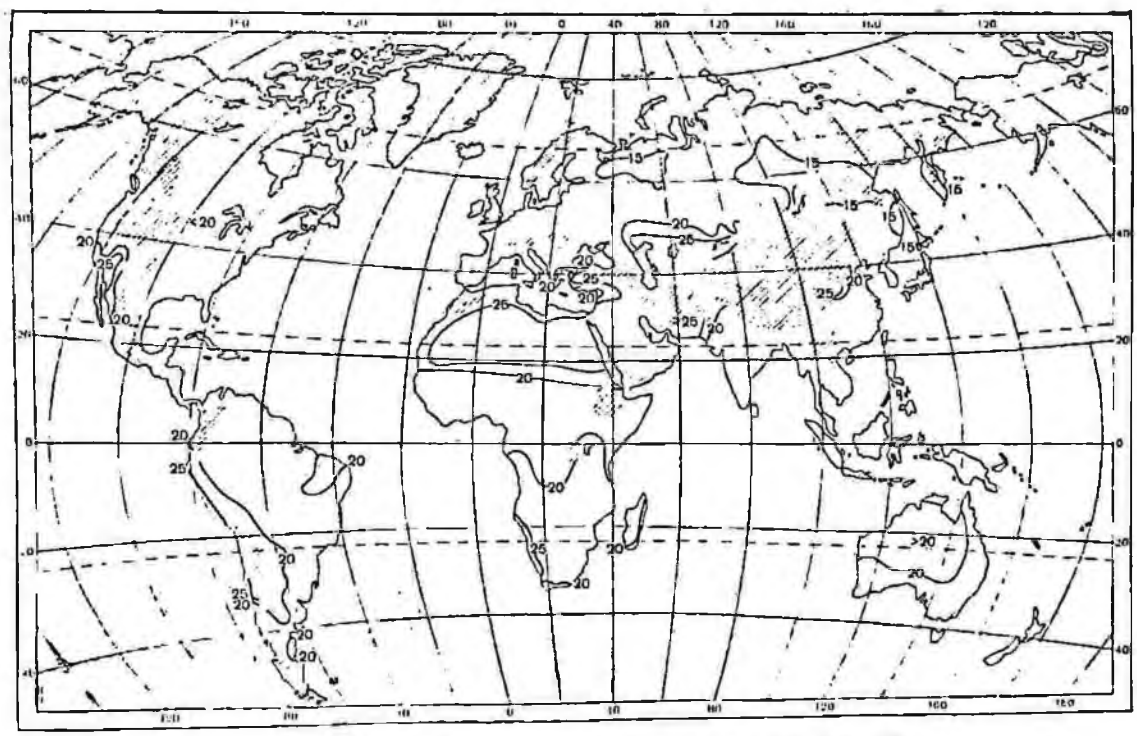


Рис. 4.7. Альбедо (%) поверхности суши земного шара. Июль [34].

состоянием снежного покрова. В южных широтах северного полушария и на материках южного полушария (для которого январь является летним месяцем), где снежный покров совсем отсутствует (кроме Антарктиды), в зависимости от того, какой в данном районе январь — влажный или сухой, альбедо соответственно составляет 18 или 24%. В пустынных областях альбедо равно 28%.

В июле (рис. 4.7) снежный покров отсутствует на всей рассматриваемой территории. Изменения альбедо по территории незначительные. В лесных районах, занятых хвойными породами деревьев, альбедо составляет 14—15%, в степях и лиственных лесах — 18—20%, в сухих степях и полупустынях — 22—24%, в пустынях — 28%.

§ 6. АЛЬБЕДО ОБЛАКОВ

Исследования, проведенные по определению альбедо облаков с самолетов, аэростатов и со спутников, показывают, что оно зависит от мощности и формы облаков, высоты Солнца, а при малой плотности облака зависит и от альбедо подстилающей поверхности. В качестве средних значений альбедо облаков можно указать на экспериментальные данные [24], где для условий сплошной облачности Sc, St, Ns получено $A=68\%$. Для облаков мощностью 1,5 км при подстилающей поверхности любого вида величина альбедо составляет 70—75% [52].

Наблюдения Н. П. Чельцова, выполненные в Московской и Архангельской областях, показали, что альбедо облаков существенно зависит от их вертикальной мощности. На рис. 4.8 приводятся результаты этих исследований. График показывает, что имеет место неравномерное возрастание альбедо с уменьшением мощности облака. Наиболее быстро альбедо возрастает при малой мощности облака (до 200—300 м) и значительно медленнее при дальнейшем увеличении мощности. Характер зависимости альбедо от мощности облака одинаков для всех исследованных видов облаков, изменяется лишь величина альбедо. Аналогичные значения альбедо для слоистых облаков мощностью 200—300 м были получены в работе [4].

Для облаков малой мощности, а также для облаков с просветами существенную роль играет альбедо подстилающей поверхности (табл. 4.29). Приведенные в таблице результаты измерений относятся к облакам нижнего яруса, причем облака условно разделены на плотные (подстилающая поверхность не просвечивает), средние (плотные облака с просветами) и просвечивающие. Наибольшие вариации альбедо, связанные с изменением мощности облака, относятся к наблюдениям над поверхностями с малыми значениями альбедо (вода, тундра).

Таблица 4.29

Альбедо (%) облаков нижнего яруса различной плотности при разных видах подстилающей поверхности [52]

Подстилающая поверхность	Разрушенность льда, баллы	Облака			При отсутствии облачности
		плотные	средние	просвечивающие	
Лед, 9—10 баллов	0	86	83	79	79
	1	82	76	70	70
	1—2	73	67	58	57
	2—3	71	61	51	45
Тундра	—	61	46	30	17
Вода	—	58	45	25	8

Зависимость альбедо слоистых и слоисто-кучевых облаков от высоты Солнца при различных водозапасах и мощности облаков была исследована Н. И. Гойсой [12]. Указанные в табл. 4.30 значения альбедо относятся только к облачному

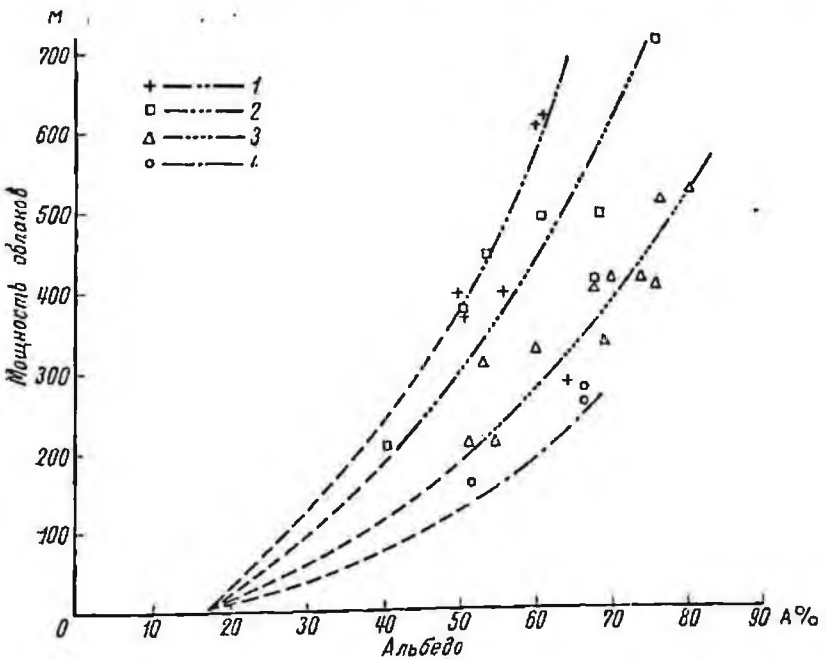


Рис. 4.8. Зависимость альбедо облаков от их мощности, по данным полетов. Архангельск, 1949—1950 гг. [57].

1 — Sc, 10 баллов с просветами; *2* — Sc, Cu, 10 баллов; *3* — Sc, 10 баллов; *4* — Ac, 10 баллов.

покрову, так как исключалось влияние подстилающей поверхности, а также учитывалась величина относительного пропускания радиации облаком. Альбедо St и Sc растет как с увеличением мощности облака, так и с увеличением водозапаса в нем. Зависимость альбедо облака от высоты Солнца наиболее ярко проявляется при малых значениях мощности (120—210 м) и водозапаса (0—20 г/м²) облака.

Таблица 4.30

Зависимость альбедо (%) слоистых и слоисто-кучевых облаков от высоты Солнца при различных водозапасах и мощности облака [12]

$h_\odot^\circ$	Водозапас облака, г/м²				Мощность облаков, м				
	0—20	20—40	60—80	130—170	120—210	190—310	340—410	500—660	600—760
10	64	74	81	87	62	72	76	82	85
20	56	68	75	81,5	60	70	75	80	83
30	51	64	71	78	56	66	75	78	82
40	46	64	69,5	77	52	60	73	74	81
50	43	64	68	—	47	—	70	70	—

Альбедо облаков, вычисленные по спутниковым данным, изменяются в широком диапазоне, от 29 до 86% (табл. 4.31).

Таблица 4.31

Среднее альбедо для различных типов облачности, измеренное по яркости телевизионных изображений облачного покрова [66]

Облачность	Альбедо, %
Кучево-дождевые облака	86
Кучевые облака хорошей погоды над сушей, более 8 баллов	29
Кучевые и слоисто-кучевые облака над сушей, более 8 баллов	69
Слоисто-кучевые над сушей, более 8 баллов	68
Слоистые, мощные на высоте около 500 м над океаном	64
Слоисто-кучевые облака, сплошной массив над океаном	60
Слоистые облака, просвечивающие, над океаном	42
Перисто-слоистые облака, плотные	74
Перистые облака над сушей	36
Перисто-слоистые облака над сушей	32

§ 7. АЛЬБЕДО СИСТЕМЫ ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — АТМОСФЕРА

7.1. Планетарное альбедо Земли

Альбедо системы земная поверхность — атмосфера определяется как отношение потока радиации, достигающего верхней границы атмосферы в виде отраженной от земной поверхности и рассеянной атмосферой радиации, к падающему потоку радиации, приходящей на эту границу.

Теоретические расчеты планетарного альбедо для северного полушария (табл. 4.32) дают возможность определить вклад

Таблица 4.32

Сезонное распределение составляющих среднего планетарного альбедо (%) для безоблачного неба (северное полушарие) [80]

Составляющие альбедо	Зима	Весна	Лето	Осень
Отражение от земной поверхности	9,0	7,4	5,0	6,0
Рассеяние атмосферой	8,3	7,6	8,5	7,4
Полное планетарное альбедо	17,3	15,0	13,5	13,2

в альбедо солнечной радиации, рассеянной безоблачной частью атмосферы и отраженной от земной поверхности. Из таблицы следует, что для безоблачного неба значения альбедо изменяются в основном за счет различной отражательной способности земной поверхности (в зависимости от сезона), а вклад атмосферного рассеяния почти постоянен. Малую изменчивость вклада обратного рассеяния в планетарное альбедо можно объяснить незначительной зависимостью оптической толщи атмосферы от сезона и широты. Среднее планетарное альбедо северного полушария для безоблачной атмосферы составляет 14,7%, а с учетом облачности — 35%. При этом отмечена малая сезонная изменчивость альбедо: 35,6% для зимы и 36,3% для лета [80]. По данным ряда теоретических расчетов, планетарное альбедо Земли, с учетом облачности, составляет 35% [7, 75 77]. Наряду с теоретическими расчетами представляют большой интерес экспериментальные измерения альбедо.

Существует косвенный метод измерения альбедо, основанный на фотометрировании пепельного света Луны. В работах, выполненных за последние годы в этом направлении, получены следующие данные [63]: для $\lambda = 0{,}554$ мкм $A_\lambda = 40\%$ (среднее за

10 лет), среднее годовое значение альбедо изменяется в пределах $37\% < A < 44\%$; для других участков спектра:

λ мкм	0,467	0,544	0,606
A_λ %	48	39	31,5

Непосредственные измерения отраженной радиации со спутников с помощью радиометров дают возможность произвести расчеты планетарного альбедо (табл. 4.33).

Таблица 4.33

Планетарное альбедо, по спутниковым данным [62, 83, 85]

Спутник	Область спектра, мкм	Диапазон широт	Месяц	Альбедо, %	Месяц	Альбедо, %
«Тайрос-IV» [85]	0,2—5,0	60° с. ш.— 60° ю. ш.	II—VI	31		
«Тайрос-VII» [62]	0,55—0,75	63,5° с. ш.— 63,5° ю. ш.	VI—VIII IX—XI	28,4 35,8	XII—II III—V	32,9 31,3
«Нимбус-II» [83]	0,2—4,0	Полярная орбита	16—31/V 1—15/VI	30,4 30,5	1—15/VII 16—28/VII	30,2 29,5

Значение альбедо для всей поверхности земли (включая и полярную область) за период май—июнь изменяется незначительно, от 29,5 до 30,5%.

7.2. Географическое распределение альбедо системы земная поверхность — атмосфера

Данные по географическому распределению альбедо системы земная поверхность — атмосфера имеют большое практическое значение.

По расчетам [7], среднеширотные годовые значения альбедо на освещенной части земного шара изменяются в пределах 32—43% (табл. 4.34).

Непосредственные измерения, произведенные со спутников, дают возможность оценить альбедо для реальных условий. По данным спутника «Тайрос-VII» рассчитан широтный ход альбедо (рис. 4.9). Пунктирная часть построена с учетом теоретических значений из работы [80]. Географическое распределение альбедо по земному шару для первой половины июня 1966 г. дано на рис. 4.10 [83].

На основании анализа спутниковых данных можно отметить некоторые особенности распределения альбедо по земному шару.

Таблица 4.34

Среднеширотные годовые значения альбедо системы Земля—атмосфера (%) [7]

Широта	A %	Широта	A %
70—60° С	43	10—0 ° С	33
60—50	40	0—10° Ю	33
50—40	37	10—20	33
40—30	35	20—30	33
30—20	33	30—40	35
20—10	32	40—50	38
		Земля в целом	35

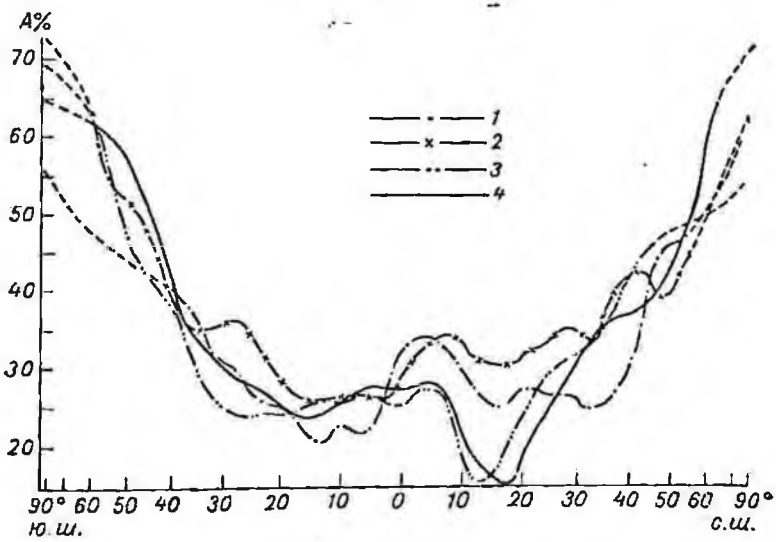


Рис. 4.9. Широтное распределение планетарного альбедо [63].

1) июнь—июль—август 1963 г., *2*) сентябрь—октябрь—ноябрь 1963 г., *3*) декабрь—январь—февраль 1964 г., *4*) март—апрель—май 1964 г.

В среднем альбедо увеличивается от низких к высоким широтам. При этом отмечается минимум альбедо в субтропических и экваториальных зонах (районы минимальной облачности). Наибольшая изменчивость альбедо (от 15 до 33%) для всех

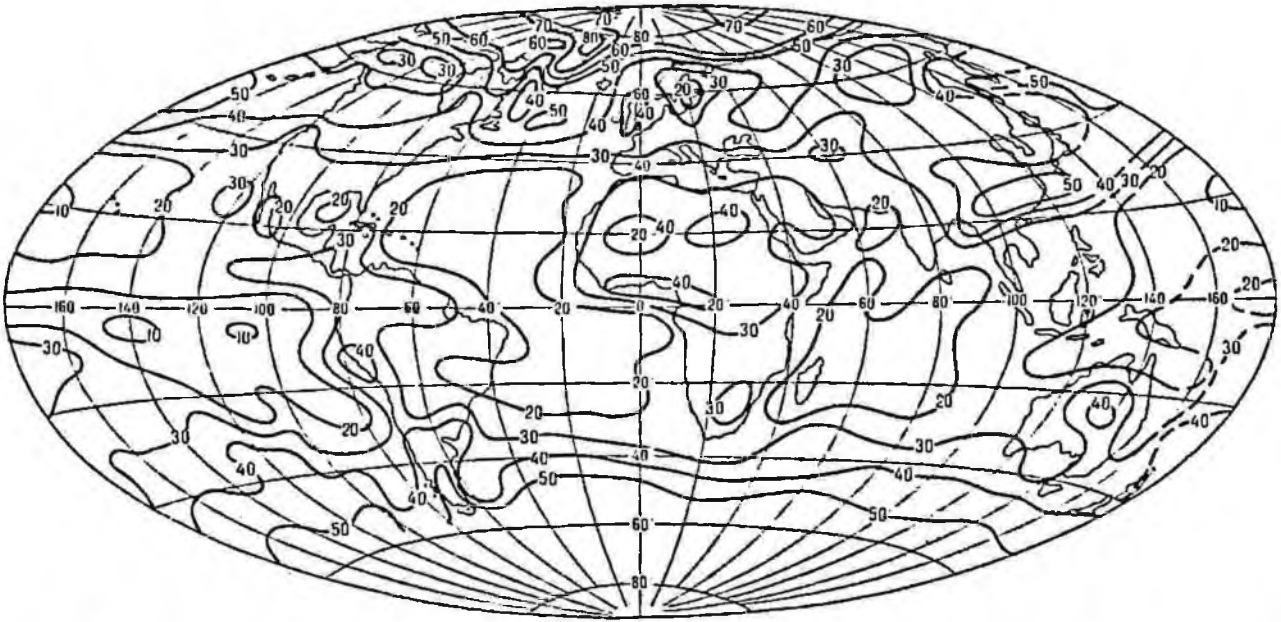


Рис. 4.10. Географическое распределение альбедо системы земная поверхность — атмосфера по земному шару (данные спутника «Нимбус-II», первая половина июня 1966 г.) [83].

сезонов наблюдается в северном полушарии на широтах 10—20° (рис. 4.9).

Значения альбедо 10—20% характерны для океанов с минимальным облачным покрытием. Более высокие значения альбедо на широтах севернее 50° с. ш. и южнее 40° ю. ш. объясняются влиянием облачности (рис. 4.10). Для полярных районов северного полушария, начиная с 70° с. ш., характерны высокие значения альбедо, что обусловлено наличием снежных и ледяных поверхностей, а также быстро уменьшающейся к северу высотой Солнца.

Таблица 4.35

Среднее зональное значение альбедо (%) для северного полушария [84]

Широта	16—31/V	1—15/VI	16—30/VI	1—15/VII	16—28/VII
65° С	47,8	39,9	39,3	41,1	40,7
70	60,3	52,3	47,2	45,7	44,9
75	67,7	64,6	58,9	55,8	48,8
80	68,9	67,9	61,6	57,7	56,1
85	66,3	65,7	61,9	56,6	55,2
Северное полушарие	32,8	32,8	32,2	31,5	30,9

Долготная характеристика альбедо (см. рис. 4.10 и работу [88]) для широт ±45°, ±20° и 0° указывает на более значительные изменения альбедо в северном полушарии по сравнению с южным. Альбедо для всего северного полушария за период май—июнь, как видно из табл. 4.35, изменяется мало, среднее значение его равно 32%. Более высокое среднее значение альбедо (36,3%), полученное по теоретическим расчетам для летнего периода [80], можно отнести, по-видимому, за счет несоответствия реального распределения облачности тому, которое было взято при теоретических расчетах.

Часть II. Спектральное альбедо

§ 8. ИЗМЕРЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНОГО АЛЬБЕДО В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Спектральное альбедо A_λ представляет собой отношение величины потока радиации в определенном интервале длин волн, отраженного данной поверхностью по всем направлениям в полусферу, к потоку лучистой энергии, упавшему на эту поверхность.

Оценка альбедо для ряда поверхностей в видимой области спектра (0,36—0,76 мкм) была произведена с помощью селенового фотоэлемента (табл. 4.36). В таблице представлены также величины интегрального альбедо.

Таблица 4.36

Интегральное альбедо A и альбедо в видимой области спектра $A_{0,36-0,76\ мкм}$ ($h_\odot = 30 \div 60°$, безоблачно) [71]

Поверхность	A %	$A_{0,36-0,76\ мкм}$ %
Свежий снег	70	78
Старый снег	58	66
Известняк	57	46
Песок	31	24
Растения зеленые . . .	23	8,4

Различия значений интегрального альбедо и альбедо в видимой области спектра связаны с особенностями спектральных характеристик отражения указанных поверхностей.

Измерения альбедо спектрофотометрическим методом дают возможность определить непрерывный ход альбедо по спектру с разрешающей способностью порядка несколько нанометров. Такие измерения в естественных условиях были впервые осуществлены кафедрой физики атмосферы ЛГУ [22, 78]. В качестве диспергирующего устройства использованы монохроматоры УМ-2 и ДМР-4, приемником радиации служил шаровой фотометр.

В табл. 4.37 приведены значения альбедо для исследованных поверхностей в условиях безоблачного неба. На рис. 4.11 дано графическое изображение спектральных характеристик альбедо в интервале длин волн 350—1000 нм.

Для почв и дорожных покрытий (класс 1) характерно монотонное увеличение альбедо с ростом длины волны (от 400 до 1000 нм) в видимой и близкой инфракрасной областях спектра (табл. 4.37, № 1—7; рис. 4.11, кривая *9*).

Для растительных покровов (класс 2) величина спектрального альбедо несколько увеличивается с ростом λ от 350 до 550 нм. Наблюдаемое при дальнейшем увеличении длины волны уменьшение значений альбедо обусловлено наличием здесь главной полосы поглощения хлорофилла (650—680 нм). Начиная от длины волны $\lambda = 700$ нм происходит резкое увеличение альбедо. Максимальное его значение приходится на участок спектра 800—1000 нм. На этом участке альбедо либо почти не изменяется, либо немного уменьшается в диапазоне 850 —

1000 нм. Величина альбедо для каждого вида растительного покрова различна. Для растительности ярко-зеленого цвета характерны высокие значения альбедо в инфракрасной области

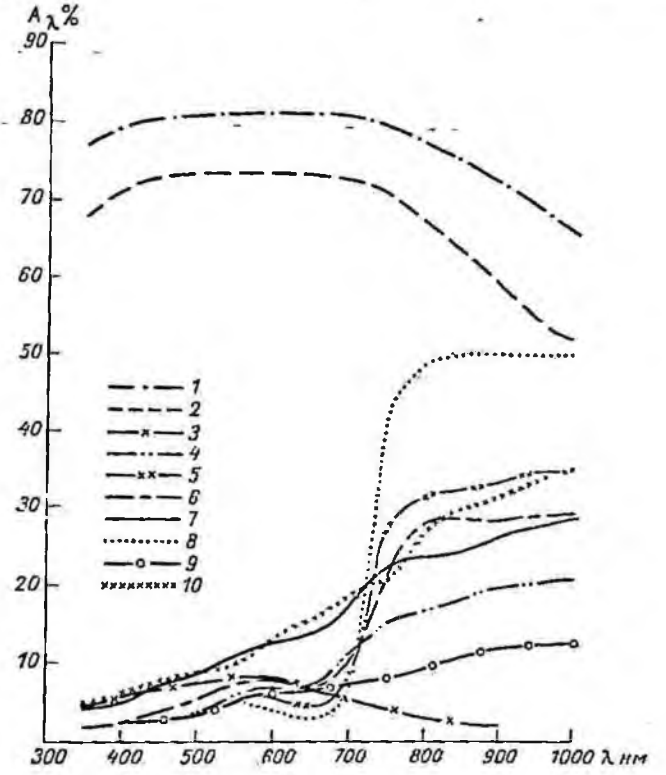


Рис. 4.11. Спектральное альбедо различных естественных подстилающих поверхностей [22].

1 — снег с ледяной коркой, $h_{\odot}$=38°; *2* — снег крупнозернистый, влажный, $h_{\odot}$=37°; *3* — водная поверхность озера, $h_{\odot}$=56°; *4* — почва после талого снега, $h_{\odot}$=24°30'; *5* — силосная кукуруза, $h_{\odot}$=64°; *6* — высокая зеленая кукуруза, $h_{\odot}$=56°; *7* — кукуруза желтая, $h_{\odot}$=46°; *8* — суданка, $h_{\odot}$=52°; *9* — чернозем, $h_{\odot}$=40°; *10* — стерня злаков, $h_{\odot}$=35°.

спектра (40—50%) и ярко выражена полоса поглощения хлорофилла (рис. 4.11, кривая *8* и табл. 4.37, № 8—11).

Для травяных покровов более поздней стадии развития (цвет поверхности темно-зеленый) полоса поглощения хлорофилла также ярко выражена, но на инфракрасном участке спектра альбедо ниже, чем в первом случае, и составляет 30—32%

№ п/п	Поверхность	$h_\odot$ град.	400	450	500
					Почвы и дорож
1	Песок белый (речной)	47	—	—	34,0
2	Чернозем	48	2,1	2,4	3,3
3	Асфальтированная дорога	48	—	—	—
4	Бетонная дорога	47	—	—	12,4
5	Бетон в виде светлых плит	50	—	—	13,0
6	Грунтовая дорога (сухая)	50	—	—	8,0
7	Грунтовая дорога (влажная)	50	—	—	7,0
					Раститель
8	Суданка	52	2,0	2,8	2,8
9	Люцерна (июнь)	56	1,8	2,0	3,5
10	Капуста	50	5,0	5,8	6,8
11	Трава зеленая густая	56	2,0	2,8	3,6
12	Помидоры	53	—	3,2	4,6
13	Люцерна (июль)	53	1,8	2,0	2,8
14	Клевер	55	1,8	2,0	2,4
15	Посадка клена	50	1,5	2,0	2,0
16	Просо	57	—	—	—
17	Трава редкая	50	—	3,0	5,6
18	Перец болгарский	46	—	4,7	5,2
19	Виноградник двухгодичный	50	2,3	2,9	3,3
20	Виноградник плодоносящий	42	—	2,4	2,7
21	Силосная кукуруза	54	2,0	2,3	3,0
22	Высокая зеленая кукуруза	56	—	3,8	5,0
23	Кукуруза желтая	46	5,0	7,0	8,0
24	Подсолнечник	52	1,5	2,0	2,5
25	Стерня злаков (густая посадка)	35	6,0	7,6	8,2
26	Солома	56	6,0	8,0	11,0
27	Скошенная силосная кукуруза	52	4,2	5,6	7,0
28	Сухая трава	28	3,5	4,5	5,6
29	Виноградник однолетний	50	3,0	3,3	4,1
30	Всходы озимой пшеницы	48	4,0	4,3	5,0
31	Почва после талого снега	24	2,0	2,5	4,0
					Снежная
32	Снег свежевыпавший сухой	30	85	87	90
33	Снег свежевыпавший влажный	30	83	85	87
34	Снег мокрый	38	62	66	67

Таблица 4.37

поверхностей при безоблачном небе [22]

Длина волны, нм									
550	600	650	700	750	800	850	900	950	1000
ные покрытия									
37,0	40,0	44,0	46,0	48,0	49,0	50,0	54,0	—	—
5,2	5,3	5,8	6,8	7,9	9,3	10,7	12,0	12,7	13,0
13,2	16,5	18,2	19,2	19,8	20,4	20,9	22,0	22,0	24,0
13,6	15,3	15,1	16,6	20,4	22,3	22,8	22,9	23,2	25,0
22,0	29,0	34,0	38,0	39,0	40,0	40,0	40,0		
10,0	12,0	13,0	15,0	20,0	22,0	24,0	26,0	26,0	—
8,8	9,0	9,6	12,0	16,8	19,4	20,8	21,6	21,6	—
ные покровы									
5,0	3,8	3,0	6,0	43,0	50,0	51,0	51,0	51,0	—
6,5	5,2	4,8	11,7	35,0	40,0	42,0	42,0	42,0	41,0
8,0	9,4	7,6	13,0	37,0	42,0	44,0	44,0	41,0	—
5,2	6,2	5,8	5,6	23,0	39,6	40,0	39,2	38,5	37,7
7,2	7,4	6,4	13,0	26,0	30,0	32,0	32,0	—	—
4,2	3,5	6,0	9,2	24,0	28,0	30,0	30,0	30,0	30,0
4,2	4,4	3,8	8,0	23,0	30,0	32,0	33,0	34,0	—
3,0	3,2	3,1	6,0	20,0	23,6	24,0	24,0	24,0	—
8,0	9,6	10,0	12,6	27,0	30,0	32,0	35,0	36,0	—
7,0	5,0	4,5	8,4	19,0	27,0	28,0	29,0	29,0	30,0
6,0	7,0	7,2	14,0	22,0	26,0	28,0	31,0	—	—
5,0	5,2	5,0	14,0	22,0	25,0	27,0	28,0	29,0	29,0
5,2	4,3	4,0	4,0	18,0	26,0	28,0	29,0	29,0	29,0
5,8	5,4	4,2	8,0	28,0	32,0	33,0	34,0	35,0	35,0
7,6	7,6	7,3	10,8	24,0	29,0	28,0	29,0	30,0	30,0
10,6	11,8	13,0	16,4	22,4	24,0	25,0	27,0	28,0	29,0
7,9	7,1	6,5	10,0	21,8	25,0	27,0	28,0	29,0	29,0
10,2	12,9	15,5	18,6	20,3	28,0	30,5	32,5	33,2	33,9
14,4	20,6	26,0	30,0	36,0	38,0	40,0	43,0	43,0	—
8,0	7,6	7,4	9,0	14,0	15,2	15,8	19,9	20,4	21,1
7,0	8,7	11,0	13,6	16,5	19,3	21,0	22,5	23,5	24,0
5,2	6,2	6,0	8,3	10,5	12,0	13,0	13,6	14,2	14,5
6,6	7,2	7,2	10,4	14,0	17,2	19,4	21,0	21,8	22,6
5,8	7,0	6,8	11,0	15,5	16,7	17,8	20,1	20,8	20,8
поверхность									
90	90	90	90	90	89	87	86	81	78
87	87	86	86	86	86	84	82	76	70
67	69	68	67	65	62	58	51	46	42

(рис. 4.11, кривая *5*, табл. 4.37, № 12—14, 21). Поверхности с растительностью, посаженной в виде кустов, имеют аналогичные характеристики альбедо (табл. 4.37, № 15, 19, 20).

Поверхности с редко посаженной и неразвитой растительностью имеют все особенности, характерные для густого зеленого травостоя, однако выраженные гораздо слабее. Контур полосы поглощения хлорофилла размыт (рис. 4.11, кривая *4*; табл. 4,37, № 29—31).

Изменение спектрального альбедо в зависимости от фаз вегетации можно проследить на примере роста кукурузы (табл. 4.37, № 21—23; рис. 4.11, кривые *5—7*). По мере роста растений — при переходе от силосной к высокой зеленой кукурузе — изменяется профиль полосы поглощения хлорофилла (она становится менее выраженной) и на участке спектра 450—700 нм альбедо увеличивается на 2—3%, в диапазоне длин волн 750—1000 нм значения альбедо уменьшаются на 2—5%. В период созревания кукурузы (когда она желтеет) альбедо увеличивается в области 400—700 нм и исчезает полоса поглощения хлорофилла. Для стерни злаков происходит дальнейшее увеличение альбедо в области 600—1000 нм.

В лабораторных условиях в области спектра 0,4—2,0 мкм исследовались спектральные свойства растений (листья различных растений, лишайники, растения пустыни, хвойные растения) [73]. Данные этих измерений качественно подтверждают результаты, полученные для альбедо в естественных условиях [22].

Спектральное альбедо снежного покрова, в отличие от альбедо других поверхностей, является очень непостоянной величиной вследствие изменчивости свойств снежного покрова. Все исследованные снежные поверхности имеют вполне определенную спектральную характеристику, а именно: некоторое уменьшение альбедо в сторону коротких длин волн и более сильное уменьшение его в сторону длинных волн по отношению к гладкому максимуму в области 500—700 нм, где селективность отражения почти отсутствует (табл. 4.37, № 32—34; рис. 4.11, кривые *1*, *2*). При изменении длины волны от 1,0 до 1,65 мкм происходит дальнейшее уменьшение альбедо. Такой ход альбедо для снежной и ледяной поверхности был получен при экспериментальных исследованиях, где измерения проводились в естественных условиях с помощью интерференционных фильтров. Данные измерений (снятые с графика) представлены в табл. 4.38.

Спектральное альбедо водной поверхности, измеренное над озером глубиной 60—70 см (дно покрыто водорослями), показано на рис. 4.11, кривая *3*. Для данной водной поверхности характерны малые значения альбедо во всей исследованной области длин волн 428—850 нм. Изменение альбедо по спектру не превышает 4%.

Таблица 4.38

Спектральное альбедо (%) снега и фирна [69]

Длина волны, нм	450	500	550	600	650	700
Снег	77,5	79,5	80,0	80,0	80,0	80,0
Фирн	65,0	66,0	67,5	68,0	70,0	70,0
Длина волны, нм	750	800	850	900	950	1000
Снег	80,0	78,5	75,0	72,5	71,5	70,0
Фирн	70,0	70,0	66,5	64,0	60,0	50,0
Длина волны, нм	1050	1100	1150	1200	1250	1300
Снег	70,0	68,5	65,0	60,0	57,5	52,5
Фирн	50,0	45,0	41,5	34,0	26,5	23,5

Длина волны, нм	1350	1400	1450	1500	1550	1600	1650
Снег	52,5	50,0	34,5	20,0	20,0	18,0	20,0
Фирн	20,0	16,0	7,5	4,5	2,5	2,5	2,8

В области длин волн 400—1000 нм для всех исследованных поверхностей альбедо имеет минимальное значение в полуденное время (аналогично интегральному альбедо). В качестве характеристики зависимости альбедо от высоты Солнца вводится коэффициент K, полученный здесь по данным работы [22]. Он равен отношению альбедо при данной высоте Солнца к значению альбедо для высоты $h_\odot = 50°$, принятому за единицу. В табл. 4.39 приведены значения K, осредненные для длин волн 400—1000 нм. Величина K определяется в первую очередь структурой поверхности. Так, например, для чернозема при $h_\odot = 18°$ $K = 1{,}13$, а для скошенной силосной кукурузы (столбчатая поверхность) при этой же высоте Солнца $K = 2{,}00$. Наибольшие изменения альбедо по отношению к полуденным значениям соответствуют $h_\odot < 35°$.

Таблица 4.39

Зависимость переводного множителя K от высоты Солнца при безоблачном небе [22]

Поверхность	Высота Солнца, град.							
	50	45	40	35	30	25	20	18
Чернозем	1,00	1,00	1,02	1,04	1,06	1,08	1,10	1,13
Трава редкая	1,00	1,00	1,03	1,08	1,16	1,22	1,24	1,27
Трава зеленая густая	1,00	1,03	1,07	1,14	1,19	1,25	1,29	1,32
Силосная кукуруза	1,00	1,04	1,07	1,12	1,21	1,32	1,42	1,45
Желтая кукуруза	1,00	1,05	1,09	1,20	1,37	1,54	1,69	1,76
Скошенная силосная кукуруза	1,00	1,00	1,07	1,15	1,33	1,59	1,89	2,00

§ 9. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Спектральные характеристики поверхностей в более далекой области спектра 0,7—2,3 мкм, полученные на основании лабораторных измерений, приведены в табл. 4.40. В таблице указаны значения коэффициентов яркости, измеренных на спектрогониофотометре при различных углах падения радиации i и отражения θ'. На рис. 4.12 представлены спектральные коэффициенты

Таблица 4.40

Спектральный коэффициент яркости [26]

λ мкм	$i = 0°$, $\theta' = 15°$, МС-14 (ГГО)	$i = 40°$, $\theta' = 60°$, трава луговая свежая	$i = 5°$, $\theta' = 5°$							
			лист сирени		лист березы сухой	коричневый торф		черный торф сухой	красный кирпич	силикатный кирпич
			свежий	сухой		влажный	сухой			
0,70	0,99	0,25	0,28	0,12	0,31	—	—	—	0,62	0,41
0,75	1,01	0,36	0,49	0,36	0,47	0,05	—	—	0,65	0,38
0,80	1,03	0,40	0,51	0,42	0,52	0,10	0,12	0,06	0,56	0,41
0,85	1,01	0,43	0,43	0,48	0,51	0,12	0,22	0,13	0,60	0,36
0,90	0,98	0,44	0,49	0,54	0,53	0,22	0,21	0,20	0,58	0,39
0,95	0,95	0,46	0,45	0,56	0,53	0,27	0,25	0,26	0,59	0,40
1,00	0,92	0,46	0,43	0,54	0,56	0,30	0,29	0,27	0,62	0,40
1,05	0,91	0,47	0,43	0,52	0,55	0,32	0,31	0,30	0,63	0,37
1,10	0,91	0,46	0,45	0,54	0,55	0,36	0,33	0,33	0,66	0,39
1,15	0,91	0,43	0,44	0,54	0,54	0,37	0,35	0,34	0,67	0,38
1,20	0,92	0,41	0,42	0,53	0,53	0,40	0,37	0,36	0,66	0,38
1,25	0,93	0,40	0,40	0,52	0,53	0,41	0,40	0,36	0,61	0,37
1,30	0,93	0,39	0,37	0,50	0,52	0,42	0,41	0,37	0,60	0,36
1,35	0,94	0,35	0,34	0,49	0,51	0,40	0,40	0,38	0,69	0,35
1,40	0,94	0,25	0,19	0,49	0,49	0,34	0,41	0,37	0,70	0,36
1,45	0,95	0,12	0,13	0,44	0,45	0,27	0,38	0,35	0,69	0,35
1,50	0,95	0,11	0,15	0,43	0,44	0,27	0,39	0,36	0,70	0,34
1,55	0,95	0,15	0,21	0,43	0,45	0,30	0,41	0,38	0,69	0,33
1,60	0,95	0,19	0,25	0,43	0,46	0,34	0,42	0,39	0,69	0,33
1,65	0,95	0,23	0,27	0,44	0,46	0,37	0,42	0,39	0,71	0,33
1,70	0,95	0,24	0,26	0,41	0,45	0,37	0,41	0,38	0,69	0,33
1,75	0,95	0,24	0,24	0,39	0,44	0,36	0,39	0,37	0,64	0,32
1,80	0,95	0,22	0,22	0,38	0,43	0,34	0,39	0,37	0,70	0,32
1,85	0,95	0,19	0,21	0,39	0,44	0,34	0,40	0,37	0,66	0,33
1,90	0,95	0,10	0,10	0,38	0,43	0,27	0,36	0,36	0,63	0,31
1,95	0,95	0,03	0,04	0,30	0,34	0,12	0,29	0,29	0,62	0,27
2,00	0,94	0,02	0,05	0,31	0,33	0,13	0,31	0,31	0,63	0,28
2,05	0,94	0,03	0,07	0,31	0,33	0,15	0,31	0,32	0,65	0,29
2,10	0,94	0,04	0,08	0,33	0,30	0,18	0,29	0,30	0,61	0,29
2,15	0,94	0,06	0,08	0,26	0,29	0,20	0,28	0,30	0,50	0,29
2,20	0,94	0,07	0,06	0,23	0,28	0,21	0,27	0,30	0,58	0,26
2,25	—	0,09	0,07	0,21	0,26	0,21	0,23	0,26	0,66	0,22
2,30	—	0,08	0,06	0,20	0,23	0,17	0,23	0,24	0,64	0,21

яркости для ряда поверхностей, согласно работам [26, 68, 72]. Для растительных поверхностей в области спектра 0,7—1,3 мкм коэффициент яркости мало изменяется и имеет наибольшее значение по сравнению с видимым участком и участком спектра

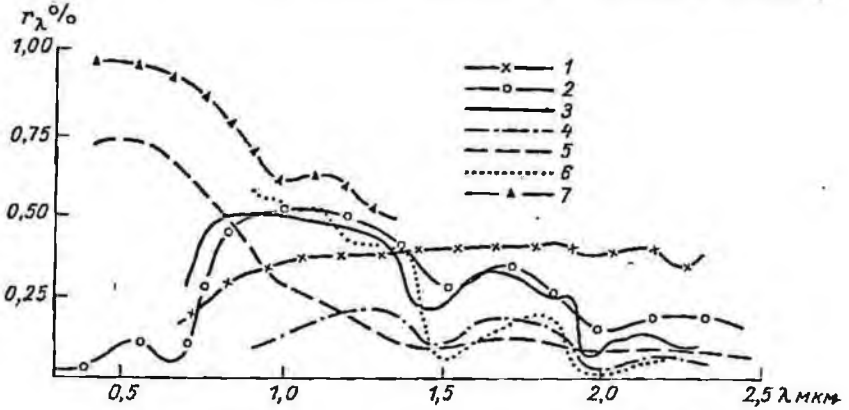


Рис. 4.12. Коэффициент яркости различных поверхностей [26, 68, 72].

1 — песок мелкий [26], *2* — листья растений [68], *3* — лист березы (свежесорванный) [26], *4* — черный торф (влажный) [26], *5* — снег (старый) [68], *6* — снег (свежевыпавший) [26], *7* — снег (кривая, рассчитанная для частиц размером 2,54 мм) [72].

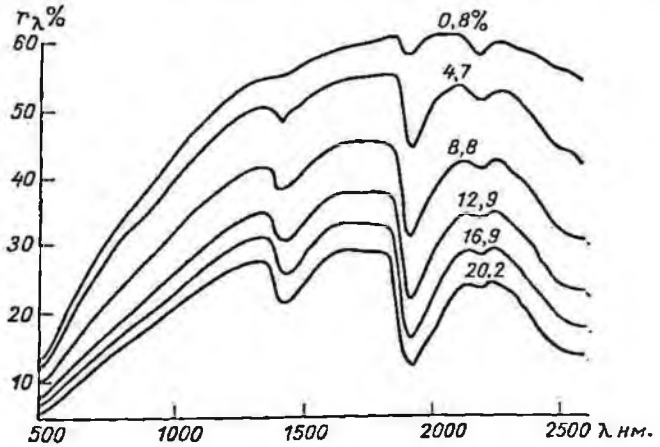


Рис. 4.13. Зависимость коэффициента яркости плотного суглинка от длины волны при различном влагосодержании [65].

1,4—2,2 мкм. В областях 1,5 и 2,0 мкм находятся полосы поглощения воды, которые исчезают по мере высыхания растений.

Для снежной поверхности характерно монотонное уменьшение коэффициентов яркости на участке от 0,4 до 2,3 мкм, а также

присутствие полос поглощения в областях 1,0, 1,3, 1,5, 2,0 мкм. Теоретические расчеты спектральных коэффициентов яркости снега [72], полученные для кристаллов различных размеров (рис. 4.12, кривая *7*), подтверждают результаты лабораторных исследований [26, 68].

Спектральные характеристики строительных материалов и сухого песка в инфракрасной области имеют одинаковый ход, но существенно различаются по величине. Зависимость коэффициента яркости образцов почв от влагосодержания дается на примере илистого суглинка (рис. 4.13). Так, например, для

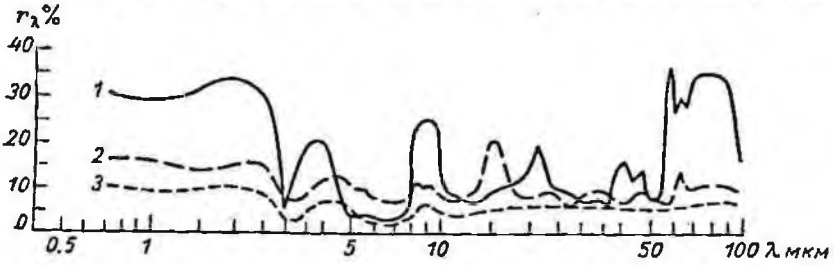


Рис. 4.14. Спектральные коэффициенты отражения различных образцов в области 0,7—100 мкм [28].

1 — песок, *2* — грунт, *3* — асфальт.

$\lambda \approx 1{,}9$ мкм коэффициент яркости уменьшается от 58,9 до 13,6% при изменении влагосодержания почвы от 0,8 до 20,2% соответственно. Спектральные коэффициенты отражения различных об-

Таблица 4.41

Спектральный коэффициент отражения (%) различных образцов в области спектра 0,7—100 мкм [28]

λ мкм	Зеленый лист комнатного лимона	Кирпич	Бетон	λ мкм	Зеленый лист комнатного лимона	Кирпич	Бетон
0,7	41,2	50,0	21,2	10	4,7	11,8	5,9
1,0	41,8	50,0	21,2	15	5,9	28,2	7,1
1,5	37,6	54,7	24,7	20	5,3	6,5	4,7
2,0	22,9	52,3	29,4	30	4,7	10,6	4,7
2,5	12,9	48,2	26,5	40	5,9	9,4	5,9
3,0	4,7	21,8	4,1	50	5,9	8,2	7,3
4,0	12,0	44,7	12,9	60	5,3	—	—
5,0	10,6	18,8	12,9	70	—	—	—
6,0	10,6	10,6	5,9	80	—	37,4	15,3
7,0	6,5	8,2	2,9	90	—	38,8	15,9
8,0	4,1	8,2	5,9	100	—	40,6	18,8
9,0	4,1	11,8	4,7				

разцов в более далекой области спектра 0,7—100 мкм представлены на рис. 4.14, а также в табл. 4.41 (данные сняты с графика). Измерения осуществлялись по методу зеркальной полусферы. Все указанные спектральные характеристики образцов имеют наименьшие значения коэффициентов отражения в полосах поглощения воды около 3 мкм и в широкой полосе с центром 6,25 мкм.

Аналогичный характер отражения для образцов горных пород для области 0,5—22 мкм получен в работе [76]. Одинаковый спектральный характер отражения для песка, грунта, асфальта и бетона объясняется общностью их химических структур.

§ 10. АЛЬБЕДО ВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

10.1. Альбедо водных бассейнов для прямой солнечной радиации

Альбедо водной поверхности, рассчитанное для прямой солнечной радиации (по формуле Френеля), в пределах длин волн 0,214—1,256 мкм монотонно уменьшается с ростом длины волны, особенно при больших углах падения радиации (табл. 4.42). Зависимость альбедо водной поверхности от длины волны определяется показателем преломления воды в рассматриваемой области спектра.

Таблица 4.42

Альбедо водной поверхности для прямой радиации при 0,214—1,256 мкм [50]

Угол падения, град.	Длина волны, мкм									$A_{0,214-1,256}$
	0,214	0,303	0,405	0,486	0,589	0,671	0,768	1,028	1,256	
	Показатель преломления									
	1,403	1,358	1,343	1,337	1,333	1,331	1,329	1,324	1,321	
0	2,80	2,30	2,10	2,08	2,04	2,01	2,00	1,95	1,91	2,10
10	2,90	2,30	2,16	2,09	2,05	2,05	2,00	2,00	1,91	2,14
20	2,90	2,32	2,19	2,10	2,05	2,05	2,03	2,02	1,94	2,18
30	2,97	2,42	2,25	2,16	2,16	2,10	2,10	2,06	2,04	2,26
40	3,32	2,72	2,50	2,49	2,46	2,42	2,40	2,32	2,30	2,52
50	4,36	3,74	3,52	3,45	3,35	3,30	3,30	3,22	3,19	3,46
60	7,25	6,40	6,15	6,00	5,95	5,92	5,85	5,80	5,75	6,12
70	15,1	14,0	13,5	13,5	13,3	13,3	13,3	13,1	13,0	13,7
75	23,2	22,0	21,5	21,5	21,2	21,2	21,1	20,9	20,9	21,7
80	36,8	35,6	35,1	34,8	34,8	34,7	34,8	34,4	34,4	35,6
85	60,0	58,1	58,5	58,5	58,4	58,4	58,4	58,2	58,2	59,6
90	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Альбедо гладкой водной поверхности для области спектра 1,5—314,0 мкм в зависимости от угла падения радиации представлено в табл. 4.43. Вычисления проводились по формулам Френеля с учетом поглощения радиации водой. Для участка спектра 1,5—12 мкм альбедо воды имеет более низкие значения

Таблица 4.43

Альбедо гладкой водной поверхности для длин волн 1,5—314 мкм в зависимости от угла падения радиации [36]

λ мкм	$i°$								
	10	20	30	40	50	60	70	80	85
1,5	1,95	1,95	2,04	2,33	3,21	5,75	13,0	34,4	58,1
2,0	1,74	1,76	1,83	2,11	2,96	5,45	12,4	33,6	57,6
3,0	3,40	3,41	3,53	3,94	5,20	8,35	16,6	38,6	61,4
3,2	4,12	4,13	4,26	4,71	5,95	9,20	17,5	39,4	61,8
3,4	3,25	3,28	3,39	3,78	4,88	7,90	15,9	37,6	60,5
4,5	2,14	2,16	2,24	2,57	3,49	6,25	14,2	35,2	58,6
5,47	1,68	1,69	1,77	2,04	2,85	5,30	12,3	33,5	57,3
6,0	2,00	2,02	2,11	2,37	3,32	6,00	14,4	35,1	58,6
7,0	2,00	2,02	2,12	2,45	3,33	5,90	13,3	34,8	58,4
8,0	1,68	1,68	1,76	2,04	2,87	5,25	12,3	33,6	57,5
9,0	1,44	1,46	1,53	1,79	2,55	4,84	11,6	32,6	56,6
10,0	0,95	0,98	1,01	1,21	1,82	3,70	9,75	29,8	54,2
11,0	0,80	0,81	0,85	1,20	1,53	3,21	9,00	28,9	53,5
12,0	2,00	2,15	2,16	2,51	3,65	6,80	15,6	38,3	61,5
13,0	3,08	3,11	3,25	3,91	5,10	8,55	17,6	40,5	63,0
15,0	5,30	5,40	5,50	6,13	7,80	11,9	21,5	44,1	65,6
18,0	6,70	6,80	6,90	7,40	9,05	12,9	21,9	44,2	65,0
52,0	7,95	8,00	8,20	8,80	10,4	14,3	23,3	44,4	65,5
63,0	10,8	10,8	11,0	11,5	13,0	16,5	24,4	44,8	65,0
83,0	11,8	11,8	12,0	12,5	13,9	17,2	25,0	44,4	64,4
100,0	12,3	12,3	12,5	13,0	14,3	17,4	24,8	43,7	63,7
117,0	12,8	12,8	13,0	13,5	14,8	17,8	25,0	43,6	63,5
152,0	13,4	13,4	13,5	14,1	15,3	18,3	25,5	43,9	63,6
314,0	15,1	15,2	15,3	15,7	17,0	20,1	27,1	45,2	64,5

по сравнению с областью 12—314 мкм, что объясняется различными спектральными свойствами воды в указанных областях спектра. Лабораторные измерения зеркального коэффициента отражения r_λ воды в области спектра 1—40 мкм при различных углах падения указывают на аналогичную спектральную зависимость [81]. Коэффициент отражения быстро растет с увеличением угла падения i, особенно начиная с $i=70°$. Так, например, для $\lambda=9$ мкм $r'_\lambda=3\%$ при $i=50°$ и $r'_\lambda=58\%$ при $i=80°$. При увеличении угла падения от 50 до 80° глубина полос поглощения уменьшается и спектральный ход сглаживается.

Спектральный ход альбедо водной поверхности в видимой области спектра, рассчитанный для суммарной радиации, при больших высотах Солнца аналогичен спектральному ходу альбедо прямой солнечной радиации [20].

10.2. Зависимость альбедо водных бассейнов от облачности

Влияние облачности на величину альбедо поверхности воды было рассчитано для области спектра 1,5—83 мкм (табл. 4.44). При вычислении использовались рассчитанные коэффициенты отражения воды и измеренное угловое распределение интенсивности противоизлучения атмосферы по небосводу при ясном небе и сплошной облачности для различного содержания водяного пара в атмосфере. Из таблицы видно, что при штиле облачность оказывает незначительное влияние на величину альбедо поверхности воды.

Таблица 4.44

Альбедо (%) водной поверхности при ясном небе и сплошной облачности для длин волн 1,5—83,0 мкм [36]

Состояние неба	Длина волны, мкм							
	1,5	2,0	3,0	3,2	4,5	5,5	6,0	8,0
Ясно $w_\infty = 0{,}41$ г/см²	6,4	6,1	8,7	9,4	6,9	6,1	6,7	6,0
Облачно $w_H = 0{,}34$ г/см²	6,1	5,8	8,2	9,0	6,6	5,8	6,3	5,7

Состояние неба	Длина волны, мкм							
	9,0	10,0	11,0	12,0	15,0	18,0	52,0	83,0
Ясно $w_\infty = 0{,}41$ г/см²	5,6	4,6	4,3	7,5	11,6	12,7	13,9	17,0
Облачно $w_H = 0{,}34$ г/см²	5,3	4,4	4,0	7,0	11,4	12,2	13,5	16,6

Примечание. w_∞ — содержание водяного пара в столбе атмосферы единичного сечения, w_H — содержание водяного пара в слое воздуха от поверхности земли до облака (в столбе единичного сечения).

§ 11. СПЕКТРАЛЬНОЕ АЛЬБЕДО, ИЗМЕРЕННОЕ С САМОЛЕТА

Непосредственные измерения спектрального альбедо с самолетов или аэростатов почти отсутствуют. Можно указать лишь работу [66], где измерялось спектральное альбедо низкого кустарника и выветренной поверхности песка с высоты до

300 м. Для монохроматизации радиации использовались интерференционные фильтры и шаровой фотометр для приема радиации (область спектра 400—650 нм).

В табл. 4.45 представлена зависимость альбедо от высоты Солнца для этой поверхности (данные сняты с графика). Характерным является уменьшение альбедо при малых высотах Солнца, начиная с $h_\odot = 10°$, что находится в согласии с данными работы [53].

Таблица 4.45

Зависимость альбедо (%) от высоты Солнца для низкого кустарника и выветренной поверхности песка [61]

λ нм	Высота Солнца, град.							
	60	50	40	30	20	15	10	5
400	11,3	11,3	11,6	11,8	12,6	12,9	13,3	11,6
500	15,3	15,5	15,9	16,1	18,8	21,2	25,3	22,5
600	24,0	22,9	23,0	25,1	35,4	42,2	43,5	38,6

§ 12. АЛЬБЕДО ОБЛАКОВ

Альбедо облаков в видимой области спектра 0,4—0,7 мкм не зависит от длины волны, что следует из теоретических расчетов [35, 54]. В табл. 4.46 указаны значения альбедо для водяных облаков слоистого типа. Расчеты, выполненные для фиксированных длин волн 0,40; 0,55 и 0,70 мкм, могут быть отнесены для всей видимой области спектра.

Таблица 4.46

Альбедо (%) облаков различных форм в зависимости от зенитного расстояния Солнца [54]

Форма облаков	Зенитный угол Солнца, град.		
	20	50	70
St	59	63	69
Sc	68	72	76
Ns — As	85	88	90
As	63	68	73

В инфракрасной области спектра 0,7—3 мкм альбедо облаков имеет селективную зависимость от длины волны [54, 74]. В табл. 4.47 приведены значения альбедо для области спектра 0,7—2,19 мкм, рассчитанные как по отдельным спектральным интервалам, так и для основных полос поглощения водяного

Таблица 4.47

Альбедо облака при различных оптической толщине $\tau_{об}$ и зенитном расстоянии Солнца $\vartheta_\odot$ [54]

Δλ мкм	Низкое облако	Высокое облако	Полоса спектра	Низкое облако			
				$\tau_{об}=6$		$\tau_{об}=30$	
	$\tau_{об}=30$	$\vartheta_\odot=30°$		$\vartheta_\odot=30°$	$\vartheta_\odot=60°$	$\vartheta_\odot=30°$	$\vartheta_\odot=60°$
0,700—0,719	66	66					
0,719—0,721	59	63	*a*	33	50	67	78
0,721—0,740	66	66					
0,740—0,790	65	65					
0,790—0,814	66	66					
0,814—0,816	55	62	0,8 мкм	33	50	65	77
0,816—0,840	66	66					
0,840—0,860	66	66					
0,860—0,915	65	65					
0,915—0,935	45	57	$\rho\sigma\tau$	33	54	64	75
0,935—0,990	65	66					
0,990—1,030	66	66					
1,030—1,112	66	66					
1,112—1,148	46	57	Φ	32	50	64	75
1,148—1,230	62	63					
1,230—1,240	64	64					
1,240—1,321	62	63					
1,321—1,449	25	40	ψ	24	42	48	55
1,449—1,530	37	37					
1,530—1,755	46	48					
1,755—1,965	18	24	Ω	24	37	41	45
1,965—2,190	34	34					

пара. Расчет производился для водяных облаков толщиной 0,25 и 1 км с верхней границей на уровне 2 км («низкое» облако) при средней температуре облака 0° С и средней водности 0,2 г/м³ и для «высокого» облака, расположенного в слое $4 \leqslant H \leqslant 5$ км, при температуре —15° С и водности 0,2 г/м³. Спектральное альбедо облаков остается постоянным примерно до $\lambda=0{,}8$ мкм, затем альбедо в инфракрасной части спектра до 2,5 мкм уменьшается, что обусловлено в основном полосами поглощения водяного пара. Вследствие этого интегральное альбедо облака оказывается меньше, чем альбедо в видимой части спектра. Так, например, для $\tau_{об}=30$ при $\vartheta_\odot=30°$ альбедо в видимой области спектра $A_в=76\%$, интегральное альбедо $A=67\%$; при $\vartheta_\odot=60°$ $A_в=81\%$ и $A=74\%$ [54]. По расчетам [86], среднее значение альбедо облаков в инфракрасной области спектра 45%, а в видимой и ультрафиолетовой областях — около 85%.

Непосредственные измерения яркости облаков, выполненные при самолетных исследованиях в области 0,6—2,5 мкм [56], а также

лабораторные измерения коэффициентов яркости для модели ледяного облака и инея (рис. 4.15) качественно подтверждают теоретические расчеты [54, 74]. Альбедо облака в области спектра 3—4 мкм зависит от температуры и водности облачного

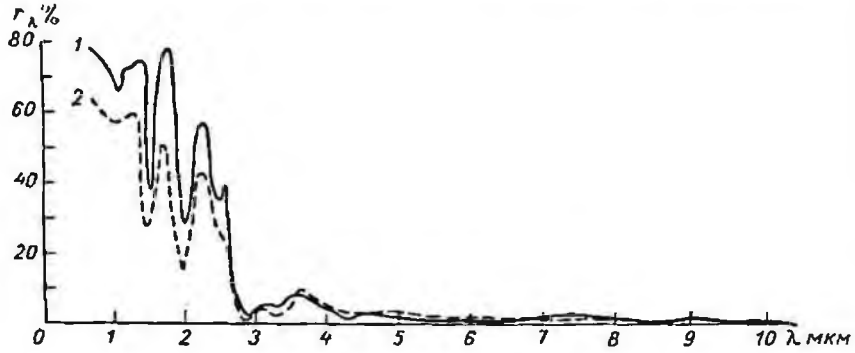


Рис. 4.15. Спектральный коэффициент яркости для модели ледяного облака и инея [89].

1 — ледяное облако. *2* — иней.

слоя (табл. 4.48). Из данных таблицы следует, что с увеличением температуры альбедо облака несколько уменьшается.

Экспериментальные данные по исследованию спектрального альбедо облаков почти отсутствуют. Косвенное определение альбедо слоистых облаков для участка спектра 8—12 мкм дает среднее значение альбедо водяного облака 3—4%, смешанного облака 8—9%. Альбедо вычислялось по данным измерений радиационной температуры верхней кромки облачности и температуры воздуха.

Таблица 4.48

Альбедо (%) облака в области 3—4 мкм при различных температурах и водности 0,2 г/м³ [54]

λ мкм	$T_{об}$ °С		
	−15	−5	+15
3,0	9	6	5
3,4	12	12	11
4,0	24	22	21

ГЛАВА 5

ПРЯМАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

§ 1. СПЕКТРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

1.1. Спектральное распределение энергии солнечного излучения на уровне моря

Под прямой солнечной радиацией понимается континуум электромагнитного излучения, приходящего непосредственно от Солнца и имеющего в своем составе энергию с длинами волн от ста ангстремов до нескольких десятков микрон.

В актинометрии и атмосферной оптике практическое значение имеет излучение с длинами волн от 200 нм до 25 мкм. Обычно этот диапазон разбивается на пять областей: ультрафиолетовая ($\lambda<400$ нм), видимая ($400>\lambda>750$ нм), ближняя инфракрасная (750 нм$<\lambda<3$ мкм), инфракрасная (3 мкм$<\lambda<25$ мкм) и далекая инфракрасная ($\lambda>25$ мкм).

Разделение спектра солнечной энергии на ряд областей у разных авторов производится по-разному. Так, например, в американской литературе длинноволновую границу ультрафиолетовой области часто относят на 380 нм. Еще большие разногласия имеют место при определении границ ближней инфракрасной области: от 1500 до 3000 нм. Такое положение указывает на некоторую условность расположения границ областей спектра. Солнечная радиация в энергетическом отношении почти полностью (99,65%) заключена в диапазоне 220—7000 нм. В последнее время в этом диапазоне длин волн и определяется солнечная постоянная.

Для отдельных участков солнечного спектра применяются обозначения:

Область спектра, нм	Обозначения	Область спектра, нм	Обозначения	Область спектра, мкм	Обозначения
200—400	*UV* (УФ)	400—750	*S*	0,75—25	*IR*
200—280	*UV* — C (УФ — C)	400—520	*S* — *A*	0,75—1,4	*IR* — *A*
280—320	*UV* — B (УФ — B)	520—620	*S* — *B*	1,4—3,0	*IR* — *B*
320—400	*UV* — A (УФ — A)	620—750	*S* — *C*	3,0—25	*IR* — *C*

Для измерения длин волн электромагнитного излучения до последнего времени использовали различные единицы: 1 мкм (микрометр) = 1 мк (микрон) = 10^{-3} мм = 10^{-4} см = 10^4 Å; 1 ммк (миллимикрон) = 10^{-6} мм = 10^{-7} см = 10 Å (ангстрем); для обозначения этих единиц часто употребляли греческие буквы: μ — микрон, $m\mu$ — миллимикрон (1μ = 1 мк = 1000 $m\mu$ = 1000 ммк = = 10 000 Å).

С 1963 г. вводится в практику Международная система единиц (СИ), в этой системе для измерения длины волны в оптическом диапазоне предлагается применять нанометр (1 нм = = 10^{-9} м = 10^{-6} мм) и микрометр (1 мкм = 10^3 нм).

В некоторых случаях вместо шкалы длин волн используют шкалу частот (шкалу волновых чисел). Величина, обратная длине волны λ, называется волновым числом ν. Единица в шкале волновых чисел одна — обратный сантиметр ($см^{-1}$). Использование шкалы волновых чисел позволяет получить более подробную картину спектрального распределения энергии в коротковолновом участке рассматриваемой области спектра.

Для количественной характеристики поля излучения в системе СИ предлагается использовать *энергетическую яркость*, которая ранее называлась интенсивностью излучения (кал/$см^2$ × × мин · стер), и *поверхностную плотность потока излучения*, которой соответствовал в актинометрии поток излучения или интенсивность радиации.

В системе СИ поток излучения измеряется в вт · $м^{-2}$, но эту единицу удобно использовать при измерениях спектральных потоков в узком участке спектра.

Всемирная метеорологическая организация рекомендовала использовать в актинометрии более крупную единицу: 1 мвт/$см^2$ = 10 вт/$м^2$. По-видимому, еще некоторое время будет использоваться и прежняя единица потока — 1 кал/$см^2$ · мин. = = 69,76 мвт · $см^{-2}$ = 10^3 мкал/$см^2$ · мин.

В иностранной литературе нередко величину, равную 1 кал/$см^2$, называют ланглеем и обозначают 1y.

Если наблюдать за пределами атмосферы солнечный спектр с большим разрешением, то окажется, что солнечное излучение состоит из множества эмиссионных линий и фраунгоферовых линий поглощения, наложенных на континуум излучения. Предполагается, что, хотя в отдельных спектральных участках солнечное излучение изменяется значительно, общий интегральный поток изменяется мало (±3%).

При прохождении радиации через атмосферу спектральное распределение изменяется коренным образом во всех областях спектра, кроме отдельных узких участков.

На рис. 5.1 [32] представлены распределения энергии солнечного излучения в шкале волновых чисел за пределами атмосферы (*1*) и на уровне моря (*2*), сопровождаемые распределе-

ниями энергии в спектре рассеянной радиации ясного (*4*) и облачного (*3*) неба.

Спектральное распределение в шкале частот отличается от привычной формы кривой распределения интенсивности радиации в шкале длин волн. Максимумы спектральной интенсивности солнечной радиации в этих случаях располагаются на разных длинах волн. Ширина максимума в спектральных распределениях также различна. Но внутри определенного интервала длин волн и соответствующего ему интервала волновых

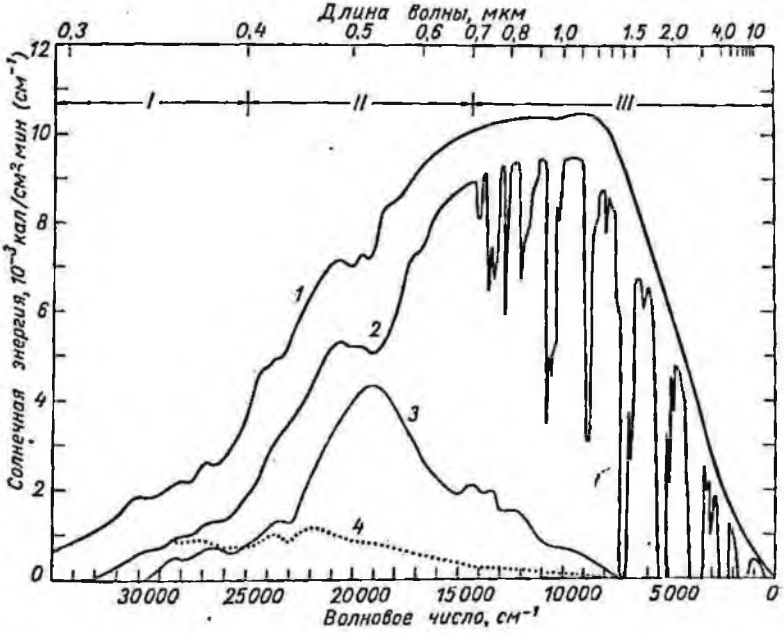


Рис. 5.1. Распределение энергии в спектре солнечного излучения в шкале волновых чисел за пределами атмосферы (*1*), на уровне моря (*2*), в спектре рассеянной радиации облачного (*3*) и ясного (*4*) неба [21].

чисел заключена одна и та же величина энергии. Это обстоятельство позволяет использовать в практике как тот, так и другой вид спектрального распределения. Следует упомянуть, что возможно построение еще одного вида спектрального распределения. В этом случае интенсивность радиации определяется для одинаковых интервалов безразмерных величин $\frac{d\lambda}{\lambda} = \frac{d\nu}{\nu}$ [13].

Как уже упоминалось, прямая солнечная радиация достигает уровня моря значительно ослабленной и с сильно транс-

формированным распределением энергии. Изменение состава солнечной радиации обусловлено в основном тремя факторами: 1) молекулярным рассеянием, 2) аэрозольным рассеянием на крупных частицах, 3) избирательным поглощением водяным паром и озоном.

Изменения спектральных потоков прямой солнечной радиации при проникновении в атмосферу показано на рис. 5.2 [38]. Эти величины получены посредством расчетов на основании модели ослабления Элтермана [36].

Численные значения спектральных потоков (в милликалориях) для различных атмосферных масс на высотах 0,5; 3,0; 6,5; 9,0; 20,0 км даны в табл. 5.1 [1]. Данные получены из расчетов, выполненных для плоскопараллельной модели, близкой к средней реальной атмосфере ($\tau_0(\lambda_0)=0{,}3$, $\lambda_0=550$ нм, $u'_{H_2O}=2{,}1$ см), $u'_{CO_2}=264$ см, $u'_{O_3}=0{,}25$ см, дальность видимости $D(\lambda_0=20$ км). Эта модель получила название — средняя стандартная радиационная модель атмосферы. Результаты расчетов для этой модели хорошо совпадают со средними экспериментальными данными.

Спектральные потоки, измеренные на уровне моря, в сильной степени зависят от состояния воздушной массы и от длины оптического пути солнечного луча в ней. Влияние изменяющейся атмосферной массы иллюстрируется на рис. 5.3 и 5.4.

Влияние аэрозольной компоненты на спектральное распределение потоков прямой солнечной радиации для единичной воздушной массы количества осажденной воды 10 мм, содержания озона 0,35 см представлено на рис. 5.5

Численные значения спектральных потоков солнечного излучения на уровне моря для средней стандартной радиационной модели атмосферы даны в табл. 5.2 [1].

Представленные на рис. 5.3, 5.4 и в табл. 5.2 данные о спектральных потоках прямой солнечной радиации на уровне моря получены на основании расчетов для той или иной модели атмосферы. Однако для реальных условий значения спектральных потоков прямой солнечной радиации могут заметно отличаться от средних теоретических величин, особенно в ультрафиолетовой и инфракрасной частях рассматриваемого спектрального диапазона (0,29—3,00 мкм). Из экспериментальных исследований спектрального распределения прямой солнечной радиации, охватывающих достаточно полно наиболее характерные оптические состояния атмосферы, можно остановиться на работах Н. Н. Калитина, Е. А. Лопухина, М. П. Гараджи [11, 19, 7].

Для ультрафиолетовой области спектра (300—400 нм) измерения спектральных потоков прямой солнечной радиации представлены в таблице 5.3 [7]. Измерения производились во все сезоны в период 1962—1965 гг. Полученные в результате изме-

рений данные о спектральных потоках были разделены на четыре группы, согласно четырем диапазонам значений коэффициентов прозрачности атмосферы P_2 для моментов измерений (0,45—0,55; 0,55—0,65; 0,65—0,75; 0,75—0,85); P_2 — прозрачность при массе атмосферы, равной 2.

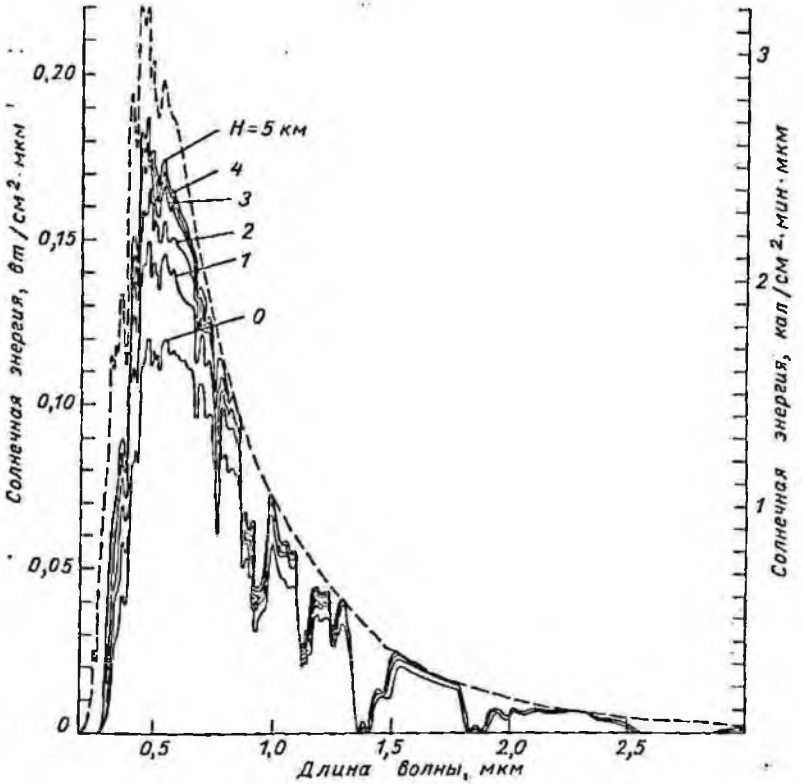


Рис. 5.2. Спектральное распределение прямой солнечной радиации на границе атмосферы и на некоторых уровнях в тропосфере для воздушной массы $m=1,5$, содержащей 10 мм осажденной воды, 0,35 см озона, аэрозольная концентрация 200 см$^{-3}$ у земной поверхности [38]. Интегральный поток вне атмосферы равен 2,00 кал/см^2·мин., на высоте 5 км — 1,51 кал/см^2·мин., на высоте 4 км — 1,48 кал/см^2·мин., на высоте 3 км — 1,45 кал/см^2·мин., на высоте 2 км — 1,38 кал/см^2·мин., на высоте 1 км — 1,28 кал/см^2·мин. — на уровне моря — 1,07 кал/см^2·мин.

Изменения спектральных потоков наиболее велики при изменении прозрачности при малых высотах Солнца, при этом наибольшие изменения происходят в коротковолновой части ультрафиолетовой области.

Таблица 5.1

Распределение энергии в спектре прямой солнечной радиации на различных уровнях в мкал/см² · мин. для стандартной радиационной модели атмосферы ($\tau_0(\lambda_0)=0{,}3$, $u'=2{,}1$ см)

$\lambda_1-\lambda_2$ мкм	m						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	6,0
				$H=0{,}5$ км			
0,29—0,30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,30—0,32	3,2	1,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
0,32—0,34	11,0	6,5	3,9	2,3	1,4	0,5	0,0
0,34—0,36	15,2	10,3	6,9	4,7	3,2	1,4	0,2
0,36—0,38	18,9	13,6	9,8	7,0	5,1	2,6	0,7
0,38—0,40	20,0	15,2	11,5	8,8	6,6	3,8	1,3
0,29—0,40	68,3	46,8	32,6	22,8	16,3	8,3	2,2
0,40—0,44	69,1	55,4	44,4	35,6	28,5	18,4	7,6
0,44—0,48	87,5	73,6	61,8	52,0	43,7	30,8	15,3
0,48—0,52	85,5	74,1	64,2	55,6	48,2	36,2	20,4
0,52—0,56	86,1	75,9	66,8	58,7	51,8	40,2	24,2
0,56—0,60	85,7	76,2	67,8	60,5	53,8	42,7	26,8
0,60—0,64	80,0	72,3	68,9	59,1	53,5	43,6	29,1
0,64—0,68	78,0	71,4	65,8	60,4	55,6	47,0	33,6
0,68—0,70	37,0	34,5	31,9	29,7	27,6	23,8	17,7
0,40—0,70	608,9	533,4	471,6	411,6	362,7	282,7	174,7
0,70—0,74	65,3	60,3	55,7	51,5	47,7	41,0	30,4
0,74—0,79	78,0	73,5	69,2	65,2	61,4	54,5	42,8
0,79—0,84	65,9	61,7	57,8	54,2	50,9	45,0	35,3
0,84—0,86	24,4	23,2	22,1	21,0	19,9	18,0	14,7
0,86—0,99	121,3	111,2	102,2	94,8	88,0	76,2	57,9
0,99—1,03	37,8	36,3	34,9	33,5	32,2	29,7	25,2
1,03—1,23	127,4	117,6	109,4	102,1	95,5	84,0	66,2
1,23—1,25	13,1	12,7	12,3	12,0	11,6	10,8	9,6
1,25—1,38	29,1	24,6	21,6	19,1	17,1	14,0	9,8
1,38—1,50	20,7	17,5	15,4	13,7	12,3	10,0	7,1
1,50—1,53	4,5	3,8	3,3	2,9	2,7	2,2	1,5
1,53—1,54	1,6	1,4	1,2	1,1	1,0	0,8	0,5
1,54—1,67	38,4	37,5	36,6	35,6	34,7	33,1	30,0
1,67—1,70	7,6	7,5	7,3	7,1	7,0	6,7	6,1
1,70—1,92	21,7	19,5	18,1	16,8	15,8	14,0	11,6
1,92—2,08	9,6	8,1	7,1	6,4	5,7	4,8	3,7
2,08—2,10	2,4	2,2	2,1	1,9	1,8	1,7	1,5
2,10—2,27	19,4	19,0	18,7	18,4	18,1	17,5	16,4
2,27—2,63	6,9	5,6	4,7	4,1	3,5	2,7	1,5
2,63—2,87	1,0	0,7	0,6	0,4	0,4	0,2	0,1
2,87—3,00	1,2	1,0	0,9	0,8	0,6	0,5	0,3
3,00—3,57	5,8	3,5	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0
3,57—4,00	6,9	6,8	6,7	6,7	6,6	6,5	6,2
0,70—4,00	710,0	655,2	609,5	569,3	534,5	473,9	378,4
0,29—4,00	1387	1235	1114	1004	914	765	555

$\lambda_1 - \lambda_2$ мкм	m						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	6,0
			$H=3{,}0$ км				
0,29—0,30	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,30—0,32	4,8	2,4	1,1	0,6	0,3	0,1	0,0
0,32—0,34	15,2	10,6	7,5	5,3	3,7	1,8	0,5
0,34—0,36	19,9	15,4	11,9	9,2	7,1	4,2	1,5
0,36—0,38	23,9	19,3	15,7	12,7	10,3	6,8	2,9
0,38—0,40	24,6	20,6	17,4	14,8	12,2	8,7	4,3
0,29—0,40	88,5	68,3	53,6	42,6	33,6	21,6	9,2
0,40—0,44	82,0	71,6	62,6	54,6	47,7	36,3	21,2
0,44—0,48	100,7	90,6	81,6	73,6	66,3	53,7	35,3
0,48—0,52	96,4	88,7	81,7	75,1	69,1	58,4	41,8
0,52—0,56	95,6	88,6	82,3	76,4	70,8	60,9	45,2
0,56—0,60	94,0	87,6	81,6	76,1	70,9	61,7	46,6
0,60—0,64	87,2	82,4	77,5	73,1	69,0	61,4	48,5
0,64—0,68	83,8	80,0	76,4	72,9	69,6	63,4	52,6
0,68—0,70	39,7	38,3	36,8	35,4	34,0	31,5	26,9
0,40—0,70	679,4	627,8	580,5	537,2	497,4	427,3	318,1
0,70—0,74	71,3	68,8	65,9	63,7	61,3	56,8	48,8
0,74—0,79	83,0	80,6	78,2	75,9	73,7	69,5	61,8
0,79—0,84	72,0	69,6	67,1	65,4	63,4	59,7	53,2
0,84—0,86	25,7	25,1	24,5	23,9	23,4	22,3	20,2
0,86—0,99	139,5	133,8	126,1	124,2	120,2	112,0	98,7
0,99—1,03	39,5	38,8	38,1	37,4	36,7	35,3	32,8
1,03—1,23	145,6	140,6	133,7	131,5	127,6	120,6	108,5
1,23—1,25	13,6	13,4	13,2	13,0	12,8	12,5	11,8
1,25—1,38	42,9	38,6	35,4	33,0	31,0	27,8	23,2
1,38—1,50	30,3	27,2	23,5	23,2	21,7	19,6	16,3
1,50—1,53	6,4	5,8	5,1	5,0	4,7	4,2	3,6
1,53—1,54	2,3	2,1	1,8	1,8	1,7	1,5	1,2
1,54—1,67	39,6	39,1	38,6	38,1	37,7	36,8	35,1
1,67—1,70	7,8	7,8	7,7	7,6	7,5	7,4	7,1
1,70—1,92	29,3	26,1	23,8	23,6	22,6	21,1	18,9
1,92—2,08	13,7	11,8	10,8	9,8	9,1	8,1	6,6
2,08—2,10	2,6	2,4	2,3	2,2	2,2	2,1	1,8
2,10—2,27	19,7	19,6	19,4	19,3	19,2	18,9	18,4
2,27—2,63	11,0	10,2	8,3	7,7	7,0	6,2	4,9
2,63—2,87	1,9	1,6	1,3	1,1	0,9	0,8	0,5
2,87—3,00	1,9	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2	0,9
3,00—3,57	10,8	9,7	8,6	7,8	7,0	5,7	3,4
3,57—4,00	6,9	6,9	6,9	6,9	6,8	6,8	6,7
0,70—4,00	817,3	781,4	741,9	723,6	699,6	656,9	584,4
0,29—4,00	1585	1478	1376	1303	1231	1106	912
			$H=6{,}5$ км				
0,29—0,30	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,30—0,32	6,7	3,9	2,2	1,2	0,7	0,2	0,0
0,32—0,34	19,2	15,2	12,0	9,5	7,5	4,7	1,8
0,34—0,36	24,0	20,4	17,4	14,8	12,5	9,1	4,7
0,36—0,38	27,9	24,5	21,4	18,8	16,5	12,6	7,4

$\lambda_1 - \lambda_2$ мкм	m						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	6,0
0,38—0,40	27,9	25,1	22,4	20,1	18,0	14,5	9,4
0,29—0,40	105,8	89,1	75,4	64,4	55,2	41,1	23,3
0,40—0,44	90,8	83,5	76,9	70,6	64,9	54,9	39,2
0,44—0,48	109,0	102,1	95,5	89,6	83,9	73,7	56,9
0,48—0,52	102,7	97,3	92,4	87,7	83,3	74,8	60,7
0,52—0,56	100,7	95,8	91,3	87,2	83,0	75,3	62,0
0,56—0,60	98,2	93,6	89,3	85,1	81,2	73,8	61,0
0,60—0,64	90,4	87,0	83,5	80,3	77,1	71,2	60,7
0,64—0,68	86,7	84,0	81,6	79,2	76,8	72,4	64,1
0,68—0,70	40,9	40,0	39,0	38,1	37,2	35,4	32,2
0,40—0,70	719,4	683,3	649,5	617,8	587,4	531,5	436,8
0,70—0,74	75,2	73,5	71,9	70,3	68,8	65,9	60,6
0,74—0,79	85,0	83,5	82,0	80,6	79,2	76,5	71,4
0,79—0,84	74,9	73,6	72,5	71,2	70,1	67,8	63,7
0,84—0,86	26,3	25,9	25,6	25,2	24,9	24,2	23,0
0,86—0,99	150,2	147,3	144,6	142,1	139,6	135,0	126,7
0,99—1,03	40,1	39,7	39,3	38,9	38,5	37,7	36,2
1,03—1,23	156,7	154,0	151,8	149,9	147,6	143,6	136,4
1,23—1,25	13,8	13,7	13,6	13,5	13,3	13,1	12,7
1,25—1,38	59,6	56,0	53,8	51,5	49,0	46,4	41,4
1,38—1,50	42,0	39,6	37,9	36,3	34,5	32,9	29,1
1,50—1,53	9,0	8,4	8,1	7,7	7,4	7,1	6,3
1,53—1,54	3,2	3,0	2,9	2,8	2,7	2,5	2,2
1,54—1,67	40,2	39,9	39,5	39,3	39,0	38,4	37,4
1,67—1,70	7,9	7,9	7,8	7,8	7,8	7,7	7,5
1,70—1,92	36,5	34,7	33,3	32,2	31,2	29,8	27,4
1,92—2,08	17,8	16,6	15,9	15,0	14,4	13,2	11,4
2,08—2,10	2,8	2,7	2,7	2,5	2,5	2,4	2,2
2,10—2,27	19,8	19,8	19,7	19,6	19,5	19,4	19,1
2,27—2,63	16,8	15,4	14,6	13,9	13,3	12,3	11,0
2,63—2,87	3,5	3,0	2,6	2,4	2,2	1,9	1,4
2,87—3,00	2,9	2,7	2,6	2,5	2,4	2,1	1,9
3,00—3,57	14,0	13,5	13,2	12,8	12,5	11,9	11,0
3,57—4,00	7,0	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,8
0,70—4,00	905,2	881,3	862,8	844,9	827,3	798,7	746,8
0,29—4,00	1730	1654	1588	1527	1470	1371	1207
			$H=9,0$ км				
0,29—0,30	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,30—0,32	8,0	5,0	3,1	1,9	1,2	0,5	0,0
0,32—0,34	21,8	18,3	15,4	12,9	10,9	7,7	3,9
0,34—0,36	26,7	23,8	21,2	19,0	17,0	13,5	8,6
0,36—0,38	30,4	27,7	25,3	23,2	21,1	17,7	12,3
0,38—0,40	30,0	27,9	25,9	24,1	22,4	19,3	14,4
0,29—0,40	117,1	102,7	90,9	81,1	72,6	58,7	39,2
0,40—0,44	96,1	91,1	86,1	81,4	77,1	68,9	55,3
0,44—0,48	113,9	109,2	104,7	100,3	96,1	88,2	74,4
0,48—0,52	106,3	102,7	99,1	95,6	92,3	86,1	74,8
0,52—0,56	103,9	100,6	97,3	94,1	91,0	85,3	74,7
0,56—0,60	100,9	97,6	94,0	91,1	88,0	82,3	71,8
0,60—0,64	92,6	89,9	87,4	85,0	82,6	78,0	69,6

$\lambda_1 - \lambda_2$ мкм	m						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	6,0
0,64—0,68	88,2	86,5	84,7	83,0	81,3	77,8	71,9
0,68—0,70	41,7	41,2	40,6	40,0	39,4	38,3	36,2
0,40—0,70	743,6	718,8	693,9	670,5	647,8	604,9	528,7
0,70—0,74	76,9	75,9	74,9	74,0	73,1	71,3	68,0
0,74—0,79	86,4	85,6	84,9	84,1	83,3	81,9	79,0
0,79—0,84	76,4	75,8	75,1	74,4	73,9	72,6	70,4
0,84—0,86	26,6	26,4	26,2	26,1	25,9	25,5	24,8
0,86—0,99	154,2	153,0	151,8	150,5	149,3	146,9	142,4
0,99—1,03	40,5	40,3	40,1	39,9	39,7	39,2	38,4
1,03—1,23	160,4	159,2	158,3	157,4	156,1	154,0	150,0
1,23—1,25	13,9	13,9	13,8	13,7	13,7	13,6	13,4
1,25—1,38	66,3	63,8	62,7	61,5	60,4	59,1	55,6
1,38—1,50	47,0	45,2	44,4	43,4	42,6	41,7	39,3
1,50—1,53	10,0	9,6	9,5	9,3	9,2	9,0	8,4
1,53—1,54	3,6	3,5	3,5	3,4	3,3	3,2	3,0
1,54—1,67	40,6	40,5	40,2	40,1	40,0	39,7	39,2
1,67—1,70	8,0	7,9	7,9	7,9	7,9	7,8	7,8
1,70—1,92	41,7	40,8	39,7	38,8	37,9	36,5	34,7
1,92—2,08	20,9	20,1	19,3	18,7	18,1	17,1	15,8
2,08—2,10	2,8	2,8	2,7	2,7	2,7	2,6	2,4
2,10—2,27	19,9	19,9	19,8	19,8	19,8	19,7	19,5
2,27—2,63	21,7	20,0	19,1	18,4	17,8	16,9	15,6
2,63—2,87	5,2	4,4	3,9	3,8	3,4	3,0	2,5
2,87—3,00	3,8	3,5	3,3	3,2	3,1	2,9	2,7
3,00—3,57	15,1	14,8	14,6	14,4	14,3	13,9	13,5
3,57—4,00	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	6,9	6,9
0,70—4,00	948,9	933,9	922,7	912,5	902,5	885,0	853,3
0,29—4,00	1810	1755	1708	1664	1623	1549	1421
			$H=20,0$ км				
0,29—0,30	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,30—0,32	11,7	8,8	6,6	5,0	3,8	2,2	0,7
0,32—0,34	27,3	25,8	24,3	22,8	21,6	19,2	15,1
0,34—0,36	31,6	30,8	29,9	29,2	28,4	26,9	24,1
0,36—0,38	34,9	34,2	33,5	32,9	32,2	30,9	28,5
0,38—0,40	33,7	33,1	32,6	32,1	31,5	30,5	28,5
0,29—0,40	139,6	132,7	126,9	122,0	117,5	109,7	96,9
0,40—0,44	104,9	103,7	102,4	101,3	100,1	97,6	93,1
0,44—0,48	121,5	120,3	119,2	117,9	116,7	114,4	110,0
0,48—0,52	111,9	110,9	110,0	108,9	108,0	106,0	102,4
0,52—0,56	108,4	107,0	105,7	104,6	103,2	100,9	96,1
0,56—0,60	104,7	103,0	101,5	99,9	98,5	95,4	89,7
0,60—0,64	95,6	94,3	93,2	92,1	90,9	88,6	84,4
0,64—0,68	90,6	89,8	89,3	88,5	88,0	86,6	84,1
0,68—0,70	42,7	42,5	42,3	42,1	42,0	41,7	40,9
0,40—0,70	780,3	771,5	763,6	755,3	747,4	731,2	700,7
0,70—0,74	78,8	78,7	78,5	78,4	78,3	78,1	77,6
0,74—0,79	87,8	87,7	87,6	87,6	87,5	87,3	86,9
0,79—0,84	77,8	77,8	77,7	77,6	77,5	77,4	77,1
0,84—0,86	27,0	26,9	26,9	26,9	26,9	26,8	26,7

$\lambda_1 - \lambda_2$ мкм	m						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	6,0
0,86—0,99	158,8	158,7	158,7	158,7	158,5	157,7	157,1
0,99—1,03	41,0	40,9	40,9	40,9	40,9	40,7	40,5
1,03—1,23	164,1	163,9	163,7	163,7	163,3	163,0	162,4
1,23—1,25	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0
1,25—1,38	71,4	71,2	70,8	70,4	70,2	69,9	69,1
1,38—1,50	50,6	50,4	50,2	49,9	49,7	49,3	48,7
1,50—1,53	10,8	10,7	10,7	10,6	10,6	10,5	10,4
1,53—1,54	3,9	3,9	3,9	3,8	3,8	3,8	3,7
1,54—1,67	40,8	40,8	40,8	40,8	40,7	40,7	40,6
1,67—1,70	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
1,70—1,92	45,7	45,4	45,2	44,9	44,7	44,4	43,8
1,92—2,08	23,4	23,0	22,7	22,5	22,2	21,8	21,1
2,08—2,10	2,9	2,9	2,8	2,8	2,8	2,8	2,7
2,10—2,27	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0
2,27—2,63	27,2	26,9	26,5	26,1	25,9	25,4	24,6
2,63—2,87	7,6	7,0	6,5	6,2	5,9	5,4	4,8
2,87—3,00	4,7	4,6	4,6	4,5	4,5	4,4	4,2
3,00—3,57	15,8	15,7	15,7	15,6	15,6	15,5	15,3
3,57—4,00	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
0,70—4,00	989,1	986,1	983,4	980,9	978,5	973,9	966,3
0,29—4,00	1909	1890	1874	1858	1843	1815	1764

Таблица 5.2

Распределение энергии в спектре прямой солнечной радиации на земной поверхности (мкал/см² · мин.) для средней стандартной радиационной модели атмосферы в зависимости от атмосферной массы [1]

$\lambda_1 - \lambda_2$ мкм	m						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	6,0
	$\tau_0(\lambda_0)=0{,}3,\ u'=2{,}1$ см						
0,29—0,30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,30—0,32	2,6	0,9	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0
0,32—0,34	9,2	5,0	2,8	1,5	0,8	0,2	0,0
0,34—0,36	13,1	8,2	5,1	3,2	2,0	0,8	0,1
0,36—0,38	16,5	11,1	7,4	5,0	3,4	1,5	0,3
0,38—0,40	17,6	12,6	8,9	6,4	4,5	2,3	0,6

$\lambda_2 - \lambda_1$ мкм	m						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	6,0
0,29—0,40	59,0	37,8	24,5	16,2	10,7	4,8	1,0
0,40—0,44	61,8	46,9	35,5	26,9	20,4	11,7	3,9
0,44—0,48	79,3	63,5	50,7	40,5	32,5	20,8	8,5
0,48—0,52	78,4	65,0	53,9	44,8	37,1	25,5	12,2
0,52—0,56	79,6	67,5	57,1	48,4	41,0	29,4	15,2
0,56—0,60	79,6	68,3	58,7	50,4	43,3	31,9	17,4
0,60—0,64	74,9	65,5	57,3	50,0	43,7	33,4	19,5
0,64—0,68	73,0	64,9	57,8	51,5	45,8	36,4	22,9
0,68—0,70	35,0	31,5	28,4	25,6	23,0	18,8	12,4
0,40—0,70	561,6	473,1	399,4	338,1	286,8	207,9	112,0
0,70—0,74	74,0	67,6	49,3	45,2	40,0	32,4	21,6
0,74—0,79	73,9	67,8	62,1	56,9	52,2	43,9	31,0
0,79—0,84	62,1	56,5	51,5	47,1	43,0	36,0	25,5
0,84—0,86	23,3	21,6	20,1	18,7	17,3	14,9	11,1
0,86—0,99	112,6	100,4	89,9	81,2	72,8	59,8	40,7
0,99—1,03	36,2	34,0	31,9	30,0	28,2	24,9	19,4
1,03—1,23	119,2	107,2	97,4	88,7	81,0	68,0	48,8
1,23—1,25	12,7	12,2	11,6	11,0	10,5	9,6	7,9
1,25—1,38	25,7	21,4	18,1	15,6	13,7	10,5	6,7
1,38—1,50	18,2	15,1	12,8	11,1	9,8	7,5	4,8
1,50—1,53	3,9	3,3	2,8	2,4	2,1	1,7	1,1
1,53—1,54	1,4	1,2	1,0	0,8	0,8	0,6	0,4
1,54—1,67	37,5	36,0	34,7	33,4	32,2	29,8	25,7
1,67—1,70	7,5	7,2	7,0	6,8	6,5	6,1	5,3
1,70—1,92	20,0	17,7	16,1	14,7	13,6	11,9	8,9
1,92—2,08	8,7	7,2	6,2	5,4	4,9	4,0	3,0
2,08—2,10	2,3	2,1	2,0	1,8	1,7	1,5	1,2
2,10—2,27	19,0	18,5	18,1	17,6	17,2	16,3	14,7
2,27—2,63	5,9	4,7	3,8	3,1	2,6	1,7	0,8
2,63—2,87	0,9	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1
2,87—3,00	1,1	0,9	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2
3,00—3,57	4,2	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
3,57—4,00	6,8	6,7	6,6	6,5	6,4	6,2	5,8
0,70—4,00	664,5	598,8	544,1	498,9	457,2	387,8	284,7
0,29—4,00	1285	1110	968	853	755	600	398
$f_3(m)\frac{S_m}{S_{\text{нд}}}$	7	7	8	7	6	6	5
S_m	1278	1103	960	846	749	594	393

Примечание. $f_3(m)\frac{S_m}{S_{\text{нд}}}$ — поправка на поглощение перманентными газами, S_m — интегральный поток прямой солнечной радиации в области 0,29—4,00 мкм.

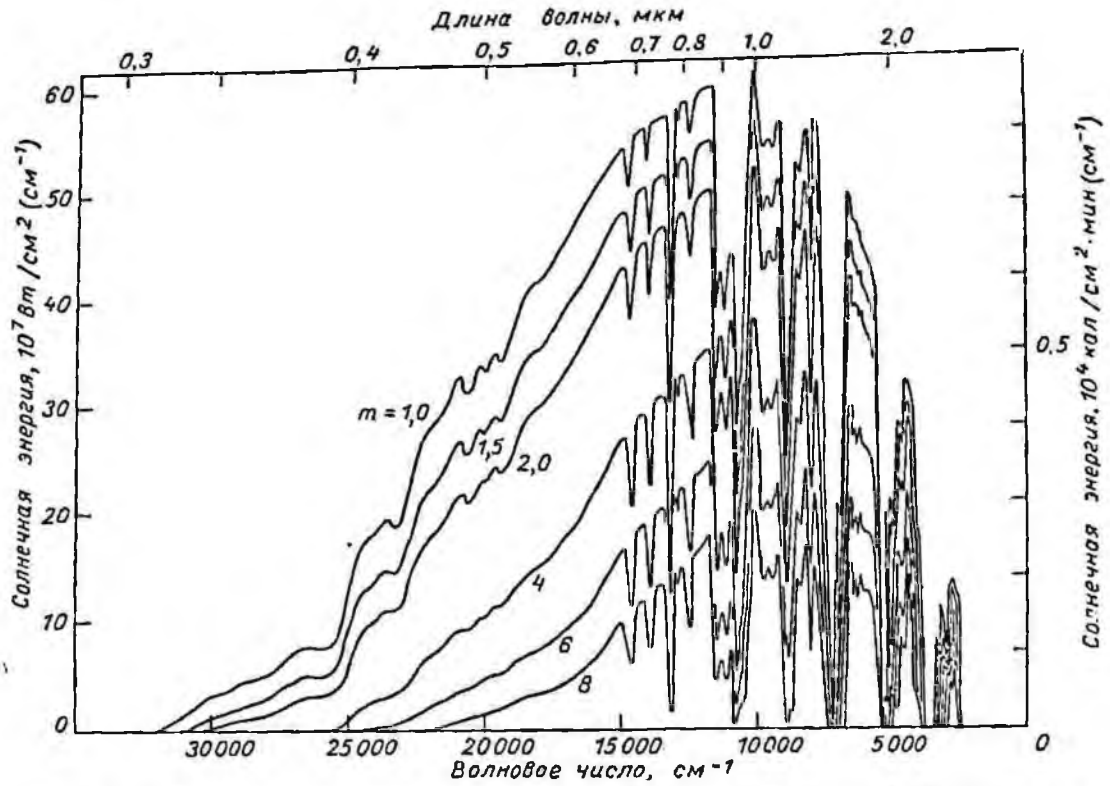


Рис. 5.3. Спектральное распределение энергии прямой солнечной радиации на уровне моря для различных атмосферных масс в шкале волновых чисел [38].

При $m=1$ интегральный поток $S=1,24$ кал/см^2·мин., при $m=1,5$ $S=1,08$ кал/см^2·мин., при $m=2$ $S=0,917$ кал/см^2× × мин., при $m=4$ $S=0,533$ кал/см^2·мин., при $m=6$ $S=0,314$ кал/см^2·мин., при $m=8$ $S=0,218$ кал/см^2·мин.

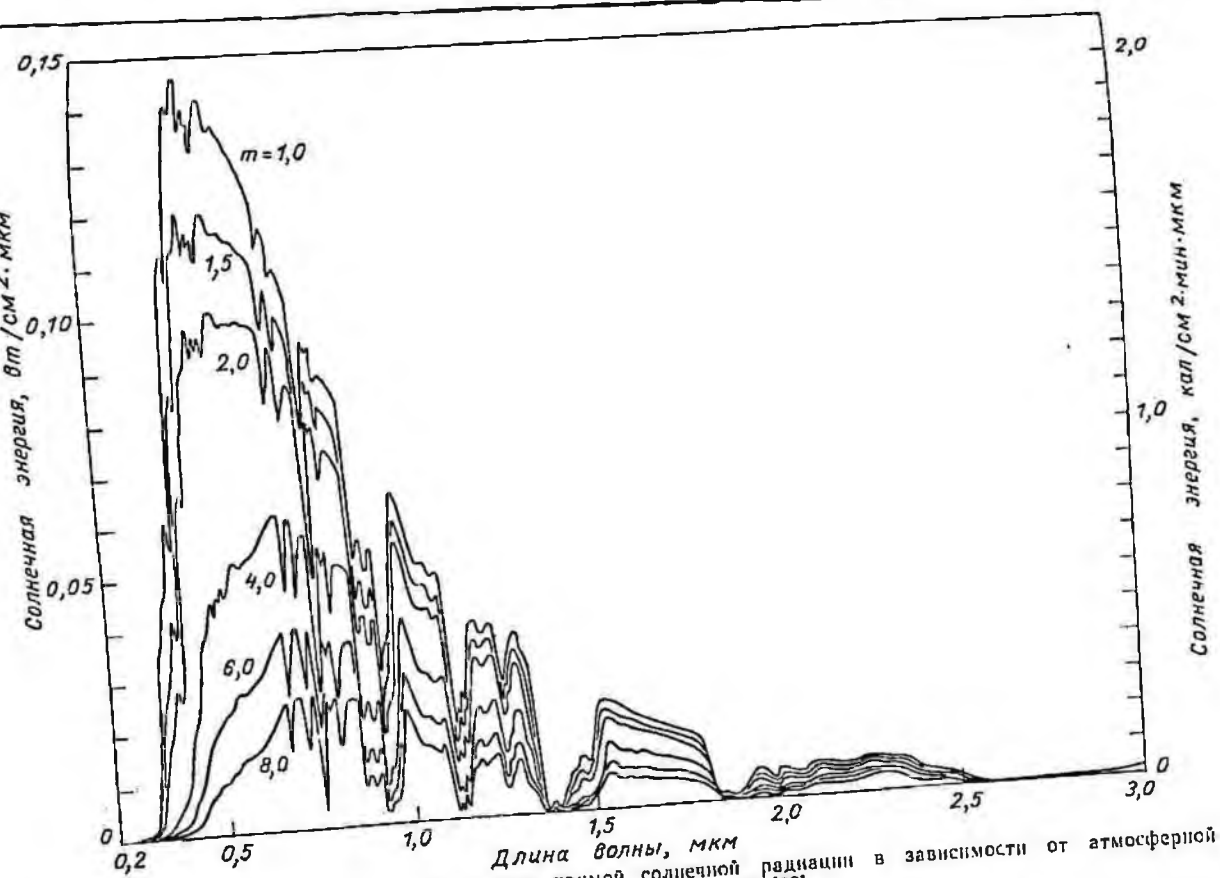


Рис. 5.4. Спектральное распределение энергии прямой солнечной радиации в зависимости от атмосферной массы (в шкале длин волн) [38].

Содержание ослабляющих компонент такое же, как указано на рис. 5.2. Усл. обозначения см. рис. 5.3.

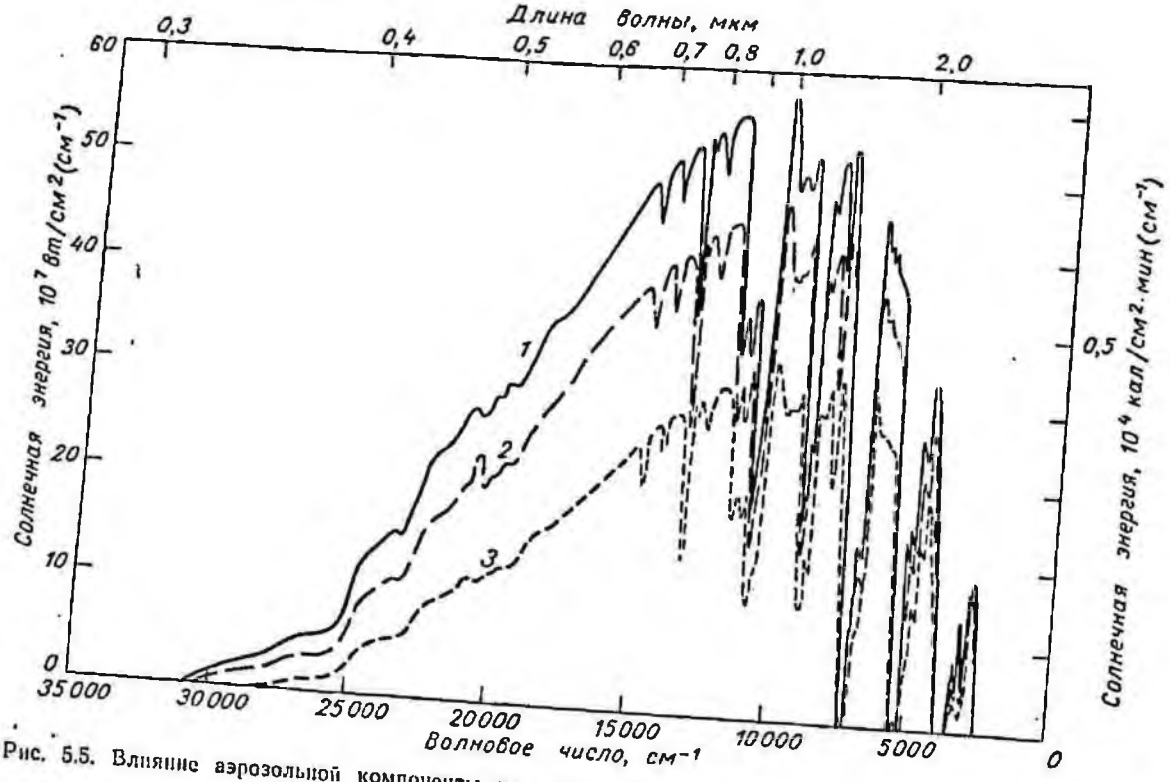


Рис. 5.5. Влияние аэрозольной компоненты на спектральные потоки прямой солнечной радиации (в шкале волновых чисел).

На пути луча $m=1,5$. Содержание ослабляющих компонент такое же, как указано на рис. 5.2. 1) $N=200$ см$^{-3}$, $S=1,08$ кал/см^2·мин., 2) $N=400$ см$^{-3}$, $S=0,847$ кал/см^2·мин., 3) $N=800$ см$^{-3}$, $S=0,536$ кал/см^2·мин

Таблица 5.3

Средние значения прямой ультрафиолетовой радиации (вт/м²) при различных коэффициентах прозрачности атмосферы ($\Delta\lambda=10$ нм) [7]

Высота Солнца, град.	Коэффициент прозрачности P_s											
	0,45—0,55	0,55—0,65	0,65—0,75	0,75—0,85	0,45—0,55	0,55—0,65	0,65—0,75	0,75—0,85	0,45—0,55	0,55—0,65	0,65—0,75	0,75—0,85
	$\lambda=310$ нм				$\lambda=320$ нм				$\lambda=330$ нм			
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0,014	0	0	0	0,070
15	0	0	0	0,007	0	0	0,042	0,12	0	0	0,10	0,35
20	0	0	0	0,042	0	0,007	0,14	0,24	0	0,070	0,35	0,59
25	0	0	0,035	0,084	0	0,084	0,25	0,38	0	0,24	0,56	0,87
30	0	0,035	0,077	0,14	0	0,17	0,37	0,59	0	0,38	0,80	1,18
35	0	0,070	0,13	0,21	0,007	0,26	0,50	0,82	0,14	0,59	1,05	1,50
40	0,014	0,10	0,17	0,28	0,105	0,36	0,66	1,09	0,28	0,77	1,32	1,85
45	0,056	0,15	0,24	0,36	0,20	0,48	0,85	1,30	0,45	0,98	1,64	2,23
50	0,084	0,19	0,32	0,47	0,31	0,61	1,07	1,45	0,63	1,18	1,99	2,68
55	0,12	0,23	0,43	0,52	0,43	0,75	1,32	1,54	0,80	1,39	2,37	3,21
	$\lambda=340$ нм				$\lambda=350$ нм				$\lambda=360$ нм			
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	0,24	0	0	0,07	0,28	0	0	0,10	0,42
15	0	0	0,21	0,59	0	0	0,35	0,66	0	0	0,56	0,98
20	0	0,070	0,49	0,94	0	0,24	0,66	1,12	0	0,28	0,98	1,53
25	0	0,31	0,77	1,36	0	0,49	1,05	1,64	0	0,59	1,38	2,09
30	0	0,59	1,12	1,78	0,17	0,77	1,46	2,16	0,24	0,91	1,78	2,68
35	0,21	0,87	1,50	2,20	0,31	1,08	1,88	2,72	0,45	1,25	2,23	3,28
40	0,42	1,15	1,88	2,65	0,49	1,39	2,30	3,24	0,70	1,57	2,65	3,83
45	0,63	1,39	2,30	3,07	0,73	1,67	2,79	3,73	0,91	1,95	3,14	4,36
50	0,84	1,67	2,79	3,48	0,94	1,95	3,31	4,18	1,15	2,33	3,66	4,74
55	1,05	1,88	3,28	3,80	1,18	2,20	3,87	4,53	1,39	2,75	4,32	5,05

Высота Солнца, град.	Коэффициент прозрачности P_z							
	0,45—0,55	0,55—0,65	0,65—0,75	0,75—0,85	0,45—0,55	0,55—0,65	0,65—0,75	0,75—0,85
	$\lambda = 370$ нм				$\lambda = 380$ нм			
5	0	0	0	0,03	0	0	0	0,07
10	0	0	0,24	0,66	0	0	0,31	0,73
15	0	0,035	0,73	1,29	0	0,10	0,80	1,46
20	0	0,38	1,22	1,92	0	0,45	1,36	2,23
25	0,07	0,73	1,74	2,51	0	0,87	1,88	2,96
30	0,31	1,08	2,27	3,10	0,24	1,25	2,44	3,66
35	0,56	1,43	2,82	3,66	0,56	1,71	3,00	4,29
40	0,80	1,78	3,38	4,29	0,87	2,13	3,55	4,88
45	1,05	2,13	3,97	4,81	1,18	2,54	4,11	5,40
50	1,29	2,47	4,50	5,37	1,46	2,93	4,67	5,85
55	1,53	2,79	5,02	5,79	1,78	3,42	5,19	6,17
	$\lambda = 390$ нм				$\lambda = 400$ нм			
5	0	0	0	0,31	0	0	0	0,59
10	0	0	0,52	1,32	0	0	0,49	1,43
15	0	0,24	1,22	2,23	0	0,31	1,32	2,37
20	0	0,63	1,85	3,00	0	0,84	2,16	3,31
25	0,28	1,05	2,51	3,73	0,03	1,46	2,96	4,21
30	0,56	1,57	3,14	4,39	0,38	2,06	3,73	5,35
35	0,87	2,09	3,76	5,02	0,91	2,68	4,50	6,03
40	1,18	2,61	4,39	5,65	1,36	3,28	5,23	6,76
45	1,46	3,07	5,05	6,25	1,88	3,87	5,96	7,49
50	1,74	3,52	5,72	6,76	2,44	4,39	6,69	8,09
55	2,20	3,87	6,38	7,21	2,96	4,84	7,39	8,57

Полученные экспериментально величины потоков были сопоставлены с расчетными значениями, взятыми из работы [1] для подходящих оптических толщин.

Сопоставление результатов расчета и эксперимента показывает, что (кроме спектрального участка 300—320 нм) расчетные данные превышают экспериментальные в среднем на 20% (табл. 5.4).

Таблица 5.4

Спектральные потоки прямой солнечной радиации (вт/м²) в ультрафиолетовой области по данным наблюдений и расчетов ($m=2$)

Спектральный участок, нм	Расчеты			Наблюдения		
	$\tau_0(\lambda_0)=0{,}5$	$\tau_0(\lambda_0)=0{,}3$	$\tau_0(\lambda_0)=0{,}2$	$P_2=0{,}60$	$P_2=0{,}70$	$P_2=0{,}80$
300—320	0,14	0,21	0,35	0,14	0,28	0,42
320—340	0,98	1,95	2,72	0,77	1,46	2,38
340—360	1,88	3,56	4,88	1,53	2,93	4,40
360—380	2,86	5,16	6,97	2,16	4,40	6,27

Экспериментальные данные о спектральном составе прямой солнечной радиации, полученные при измерениях в горных и равнинных районах Средней Азии в 1961 г., представлены в табл. 5.4 и 5.5.

Таблица 5.5 показывает относительную изменчивость потоков прямой солнечной радиации для четырех участков спектра в зависимости от высоты Солнца и оптических свойств воздушных масс (шесть типов). Эти типы состояния воздушных масс характеризуются различными значениями упругости водяного пара у поверхности земли e мб и отношениями показателя ослабления солнечной радиации аэрозолем к показателю ослабления водяным паром j. Величина j рассчитывается по формуле

$$j=\frac{S_{\text{нд}}-\Delta S_{\text{H,O}}-S}{\Delta S_{\text{H,O}}}, \qquad (5.1)$$

где $S_{\text{нд}}$ — поток прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере, $\Delta S_{\text{H,O}}$ — прямая солнечная радиация, поглощенная водяным паром, S — измеренный поток прямой солнечной радиации.

Для характеристики состояния воздушных масс в горных условиях Е. А. Лопухин предложил семь типов различных оптических условий в атмосфере над горными районами [19]. В табл. 5.6 представлены данные об относительном спектральном составе солнечной радиации для трех участков спектра. Измерения были выполнены с помощью стеклянных фильтров, поэтому границы спектральных участков определялись в некоторой мере условно. Недостаточно полно описаны в работе [19]

Таблица 5.5

Спектральный состав прямой солнечной радиации на равнине при различной влажности и различном аэрозольном ослаблении

$h_\odot$	S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ нм				S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ нм			
		290—380	290—520	520—606	>606		290—380	290—520	520—606	>606
		Тип I $n=27$; $j=0{,}67$; $e=6{,}0$ мб					**Тип II** $n=25$; $j=0{,}77$; $e=11{,}7$ мб			
2	0,162	0,10	5,9	10,5	83,6	0,104	0,83	3,7	11,3	85,0
5	0,304	0,20	7,2	10,7	82,1	0,384	1,00	5,6	11,6	82,8
10	0,732	0,61	8,9	11,3	79,8	0,695	1,23	8,2	12,1	79,7
15	0,857	1,00	10,5	11,8	77,7	0,801	1,45	10,0	12,7	77,3
20	1,000	1,33	11,9	12,4	75,7	0,967	1,68	11,2	13,2	75,6
25	1,095	1,57	13,1	13,1	73,8	1,079	1,89	12,4	13,4	74,2
30	1,163	1,78	14,3	13,6	72,1	1,187	2,04	13,4	13,8	72,8
35	1,222	1,95	15,1	14,1	70,8	1,240	2,20	14,1	14,1	71,8
40	1,272	2,10	15,6	14,4	70,0	1,274	2,33	14,6	14,4	71,0
45	1,313	2,25	16,0	14,7	69,3	1,308	2,46	15,2	14,5	70,3
50	1,351	2,37	16,3	15,0	68,7	1,338	2,58	15,6	14,6	69,8
55	1,374	2,50	16,6	15,1	68,3	1,358	2,70	16,0	14,7	69,3
60	1,392	2,61	16,9	15,2	67,9	1,376	2,81	16,3	14,8	68,9
65	1,406	2,70	17,2	15,3	67,5	1,385	2,91	16,5	14,9	68,6
70	1,417	2,80	17,3	15,4	67,3	1,397	3,00	16,8	15,0	68,2
		Тип III $n=32$; $j=1{,}16$; $e=8{,}6$ мб					**Тип IV** $n=33$; $j=1{,}15$; $e=17{,}8$ мб			
2	0,100	0,37	5,9	11,8	82,3	0,026	0,51	6,1	12,9	81,0
5	0,316	0,48	7,0	12,1	81,9	0,162	0,61	7,0	13,7	79,3
10	0,571	0,69	8,6	12,6	78,8	0,407	0,82	8,5	14,8	76,7
15	0,763	0,90	10,0	13,0	75,0	0,645	1,06	10,0	15,8	74,2
20	0,905	1,15	11,4	13,4	74,2	0,794	1,31	11,8	16,4	71,2

$h_\odot$	S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ нм				S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ нм			
		290—380	290—520	520—606	>606		290—380	290—520	520—606	>606
25	1,000	1,41	12,6	13,8	73,6	0,913	1,53	13,1	16,8	70,1
30	1,091	1,68	13,8	14,1	72,1	0,995	1,72	14,0	17,0	69,0
35	1,155	1,91	14,6	14,3	71,1	1,058	1,90	14,6	17,2	68,2
40	1,206	2,12	15,2	14,5	70,3	1,108	2,08	14,8	17,5	67,7
45	1,243	2,30	15,8	14,6	69,6	1,148	2,23	15,1	17,5	67,4
50	1,278	2,45	16,1	14,7	69,2	1,179	2,39	15,3	17,5	67,2
55	1,299	2,70	16,5	14,8	68,7	1,204	2,51	15,6	17,6	66,8
60	1,322	2,72	16,8	14,8	68,4	1,227	2,61	15,9	17,6	66,5
65	1,335	2,83	17,0	14,9	68,1	1,241	2,71	16,0	17,7	66,3
70	1,346	2,93	17,2	15,0	67,8	1,256	2,80	16,2	17,8	66,0
		Тип V $n=18$; $j=1{,}97$; $e=6{,}5$ мб					**Тип VI** $n=46$; $j=1{,}95$; $e=10{,}6$ мб			
2	0,033	0,84	5,5	13,2	81,3	—	0,20	1,6	12,8	—
5	0,217	0,99	6,8	13,2	80,0	0,185	0,31	3,4	13,1	83,5
10	0,476	1,27	8,9	13,3	77,8	0,438	0,57	6,9	13,4	78,7
15	0,682	1,58	10,6	13,4	76,0	0,580	0,84	8,0	13,8	78,2
20	0,824	1,81	12,0	13,5	74,5	0,768	1,08	10,0	14,0	76,0
25	0,927	2,01	13,2	13,5	73,3	0,877	1,32	11,7	14,2	74,1
30	1,022	2,19	14,4	13,6	72,0	0,962	1,51	12,9	14,5	72,6
35	1,081	2,36	15,1	13,7	71,2	1,026	1,71	13,9	14,7	71,4
40	1,144	2,51	15,6	13,8	70,6	1,082	1,89	15,0	14,8	70,2
45	1,183	2,65	16,1	13,8	70,1	1,123	2,04	15,5	14,9	69,6
50	1,218	2,77	16,4	13,9	69,7	1,156	2,15	15,9	15,1	69,0
55	1,247	2,86	16,6	14,0	69,4	1,185	2,27	16,2	15,3	68,5
60	1,272	2,96	16,9	14,1	68,0	1,207	2,37	16,6	15,4	68,0
65	1,286	3,02	17,1	13,2	68,7	1,223	2,44	16,9	15,5	67,6
70	1,300	3,07	17,2	14,3	68,5	1,234	2,55	17,0	15,7	67,3

Примечание. Для каждого типа состояния воздушной массы дано число случаев n, отношение ослабления аэрозолем к ослаблению водяным паром j и упругость водяного пара e.

Таблица 5.6

Спектральный состав прямой солнечной радиации в горах

$h_\odot$	Тип I			Тип II				Тип III				Тип IV			
	S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ мм		S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ мм			S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ мм			S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ мм		
		290—520	520—600		290—380	380—410	> 550		290—380	380—410	> 550		290—520	520—620	> 625
2	0,25	7,7	13,9	0,430	2,10	6,4	85,7	—	1,36	4,6	84,2	—	—	—	—
5	0,66	8,9	13,8	0,640	2,30	6,8	84,9	—	1,58	4,8	83,4	0,41	10,3	11,5	78,2
10	1,02	11,2	13,7	0,930	2,60	7,3	83,1	0,736	1,82	5,2	82,0	0,63	11,4	12,0	76,6
15	1,20	13,3	13,5	1,075		7,7	82,0	0,935		5,5	80,8	0,78	12,2	12,4	75,4
20	1,30	14,9	13,3	1,175	2,96	8,1	80,7	1,080	2,17	5,7	79,9	0,92	13,0	12,6	74,4
25	1,38	16,2	13,2	1,244		8,4	79,9	1,175		6,1	78,8				
30	1,42	17,2	13,2	1,246	3,17	8,7	79,2	1,220	2,47	6,3	78,0	1,11	14,6	12,8	72,6
35	1,46	18,1	13,1	1,325		9,0	78,6	1,250		6,5	77,2				
40	1,49	18,9	13,1	1,350	3,34	9,3	78,1	1,263	2,58	6,6	76,4	1,21	17,1	13,5	69,4
45	1,52	19,5	13,1	1,357		9,6	77,7	1,280		6,7	76,0				
50	1,54	20,1	13,1	1,380	3,62	9,7	77,3	1,306	2,70	6,8	75,6	1,27	19,6	13,9	60,5
55	1,56	20,4	13,0	1,400		9,9	76,9	1,320		6,9	75,3				
60	1,57	20,7	13,0	1,420	3,88	10,2	76,6	1,330	2,78	7,00	75,00	1,35	21,2	14,3	64,5
65	1,58	21,0	13,0	1,422	4,00	10,3	76,3	1,336		7,05	74,8				
70	1,59	21,3	13,0	1,424	4,10	10,5	76,0	1,340	2,80	7,10	74,7	1,37	—	—	—

$h_\odot$	Тип V				Тип VI				Тип VII			
	S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ мм			S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ мм			S кал/см²·мин.	% от общей радиации при λ мм		
		290—520	520—625	> 625		290—380	380—410	> 550		290—520	520—620	> 625
2	—	—	—	—	—	1,92	3,6	82,5	—	—	—	—
5	0,38	18,0	13,7	68,3	—	2,22	3,8	38,9	0,68	7,4	19,0	73,6
10	0,57	18,6	13,3	68,1	0,482	2,56	4,2	80,8	0,93	9,4	16,9	73,5
15	0,72	19,1	13,0	67,9	0,693	—	4,8	79,8	1,04	11,3	16,3	73,4
20	0,80	19,6	12,8	67,6	0,835	3,02	5,3	78,8	1,13	12,7	15,8	71,5
25					0,944		5,7	77,9		13,8	15,7	70,5
30	0,98	20,6	12,1	67,3	1,046	3,42	6,3	77,0	1,25	14,9	15,6	69,5
35					1,130		6,7	76,1		15,6	15,6	68,8
40	1,12	21,4	11,7	66,9	1,176	3,73	7,1	75,6	1,33	16,3	15,5	68,2
45					1,216		7,4	75,1		16,9	15,5	67,6
50	1,23	22,2	11,2	66,6	1,242	4,03	7,8	74,7	1,38	17,5	15,4	67,1
55					1,260		8,2	74,4		18,0	15,3	66,7
60	1,32	22,8	11,1	66,2	1,270	4,33	8,4	74,2	1,42	18,5	15,2	66,3
65					1,278		8,6	74,0		18,8	15,1	66,1
70	1,39	23,2	10,8	66,0	1,281	4,52	8,7	73,8	1,45	19,1	15,0	65,9

Примечание. Предложенные семь типов состояний воздушных масс в горных условиях характеризуются следующими параметрами: тип I: $j=0{,}52$, $e=5{,}0$; тип II: $j=0{,}82$; $e=9{,}6$; тип III: $j=1{,}23$, $e=5{,}00$; тип IV: $j=1{,}4$, $e=10{,}0$; тип V: $j=1{,}77$, $e=10{,}0$; тип VI: $j=1{,}72$, $e=10{,}0$; тип VII: $j=2{,}0$.

типы состояний воздушной массы. Однако данные Лопухина охватывают большой диапазон высот Солнца и погодных условий и практически весь диапазон длин волн спектра солнечной радиации, достигающей уровня моря. Проведенное в работе [7] сравнение величин, измеренных Гараджей и Лопухиным, с результатами расчетов по средней радиационной модели [1] показало (табл. 5.7), что в ультрафиолетовой области (290—380 нм) расхождение экспериментальных данных с теоретическими наиболее заметно при небольших высотах Солнца. С высоты солнца 30° совпадение данных вполне удовлетворительное. Данные Лопухина дают несколько бо́льшие значения потоков ультрафиолетовой радиации по сравнению с теоретическими [1] и измеренными в Москве [7]. Это можно объяснить различным составом аэрозольной компоненты в районе Москвы и в Средней Азии.

Таблица 5.7

Соотношение между потоками прямой солнечной радиации в области спектра 300—380 нм и интегральным потоком солнечной радиации (%) при различной мутности атмосферы [7]

Высота Солнца, град.	Данные М. П. Гараджи (Москва)			Данные Е. А. Лопухина (Ташкент)		Высота Солнца, град.	Расчетные данные [1]		
	$P=0{,}60$	$P=0{,}70$	$P=0{,}80$	тип I	тип II		$\tau_0=0{,}5$	$\tau_0=0{,}3$	$\tau_0=0{,}2$
10	0	0,19	0,60	0,61	1,23	9,3	0,05	0,10	0,21
20	0,30	0,69	1,24	1,33	1,68	19,3	0,50	0,82	1,05
30	0,77	1,28	1,80	1,78	2,04	30,0	1,17	1,61	1,90
40	1,30	1,88	2,30	2,10	2,33	41,7	1,78	2,28	2,56
50	1,83	2,46	2,73	2,37	2,58	—	—	—	—
55	2,09	2,70	2,92	2,50	2,70	—	—	—	—

На потоки прямой солнечной радиации в ультрафиолетовой области сильное влияние оказывает изменение содержания озона и аэрозоля. Величину возможных вариаций спектральных потоков можно представить по данным расчетов радиационной модели атмосферы в ультрафиолетовой части спектра, выполненных в работе [5]. Табл. 5.8 показывает изменение спектральных потоков солнечной радиации в УФ—В ($\lambda<315$ нм) и УФ—А+В ($\lambda<400$ нм) областях в зависимости от общего содержания озона u'_{O_3} и мутности атмосферы b.

Согласие расчетов с данными наблюдений, проведенными авторами [5] на Кавказе и в Крыму, при $h_\odot=30°$ вполне удовлетворительное.

Изменение ультрафиолетовой радиации в области В и В+А при изменении высоты над уровнем моря при среднем содержании озона даны в табл. 5.9 [5]. На каждом из пяти уровней

Таблица 5.8

Спектральные потоки прямой солнечной радиации при различном содержании озона и мутности (мкал/см²мин.)

Область спектра	Содержание озона и мутность		Высота Солнца, град.					
	u'_{O_3}	b	75	60	45	30	15	10
B	0,30	0,025	1,69	1,38	0,85	0,30	0	0
	0,30	0,050	1,52	1,18	0,73	0,23	0	0
	0,30	0,100	1,21	0,92	0,52	0,14	0	0
	0,30	0,150	0,95	0,70	0,37	0,11	0	0
	0,30	0,200	0,75	0,55	0,27	0,06	0	0
	0,40	0,025	1,32	1,03	0,62	0,20	0	0
	0,40	0,050	1,18	0,92	0,52	0,16	0	0
	0,40	0,100	0,93	0,72	0,39	0,03	0	0
	0,50	0,025	1,03	0,83	0,47	0,14	0	0
	0,50	0,050	0,93	0,72	0,40	0,11	0	0
	0,50	0,100	0,75	0,55	0,30	0,07	0	0
B + A	0,30	0,025	70,5	65,0	54,5	37,1	12,1	4,3
	0,30	0,050	64,2	58,2	47,8	30,7	8,5	2,6
	0,30	0,100	52,7	47,0	36,7	21,3	4,3	1,0
	0,30	0,150	43,5	37,9	28,1	14,8	2,1	0,4
	0,30	0,200	35,8	30,6	21,7	10,3	1,8	0,1

Таблица 5.9

Спектральные потоки прямой солнечной радиации на разных высотах при среднем содержании озона (мкал/см² · мин.)

Высота, км	b	$h_\odot = 75°$		$h_\odot = 30°$	
		B	B + A	B	B + A
1	0,040	1,75	69,8	0,32	37,0
	0,080	1,46	60,6	0,23	27,3
	0,120	1,38	51,8	0,17	20,4
2	0,030	2,10	72,3	0,43	44,4
	0,060	1,84	69,5	0,35	35,5
	0,090	1,59	61,8	0,29	28,5
3	0,020	2,47	87,2	0,57	53,4
	0,040	2,23	79,8	0,49	46,0
	0,060	2,04	73,7	0,40	39,5
4	0,015	2,81	83,4	0,75	61,9
	0,030	2,61	88,2	0,64	55,5
	0,045	2,44	83,1	0,56	49,7
5	0,010	3,22	100,9	0,95	71,9
	0,020	3,04	57,5	0,86	65,7
	0,030	2,90	93,6	0,75	61,9

заданы наиболее вероятные для летних условий вариации коэффициента мутности b.

На величину ультрафиолетовой радиации существенным образом влияет положение коротковолновой границы солнечного спектра (λ_{min}). Из экспериментальных данных следует, что λ_{min} сильно зависит от длины оптического пути в атмосфере и замутненности воздушной массы, поэтому ультрафиолетовая радиация должна иметь сильно выраженный дневной и годовой ход.

Таблица 5.10

Изменение λ_{min} нм в зависимости от высоты Солнца и времени года [13]

Время года	Высота Солнца, град.					
	10	20	30	40	50	60
Весна	316	308	304	302	298	298
Лето	319	310	306	301	299	298
Осень	312	305	302	300	—	—
Зима	314	308	307	—	—	—
Год	316	308	304	302	299	298

При изменении высоты над уровнем моря λ_{min} практически не изменяется (в тропосфере и нижней стратосфере), поскольку причина ограничения спектра — озон, расположен в основном выше 15 км.

Таблица 5.11

Зависимость $S_{ИК}/S$ от высоты Солнца

Пункт	Высота Солнца, град.				
	2	5	10	15	20
Павловск	0,80	0,79	0,71	0,69	0,64
Ташкент (тип IV)	0,81	0,79	0,767	0,742	0,712

Пункт	Высота Солнца, град.					
	25	30	35	40	45	50
Павловск	0,62	0,61	0,60	0,59	0,58	0,57
Ташкент (тип IV)	0,701	0,69	0,682	0,677	0,674	0,672

Сравнение зависимости отношения инфракрасной солнечной радиации и полного интегрального потока прямой солнечной

радиации $S_{нк}/S$ от высоты Солнца, по данным Лопухина (Ташкент) и Калитина (Павловск) [11], показывает, что эти отношения при $h_\odot > 10°$ в Павловске и Ташкенте изменяются по-разному (табл. 5.11).

В годовом ходе отношение $S_{нк}/S$ достигает максимума в сезоны с высокой прозрачностью, т. е. на юге — зимой и весной, а на севере — весной.

1.2. Распределение энергии в спектре солнечного излучения за пределами атмосферы

Внеатмосферное распределение энергии в спектре солнечного излучения является необходимым элементом при решении большинства прямых и обратных задач атмосферной оптики, при решении широкого круга задач актинометрии и климатологии. Точные данные о внеземных спектральных потоках солнечного излучения необходимы при расчетах теплового и радиационного режима космических кораблей и спутников.

Внеатмосферное распределение энергии солнечного излучения может быть получено либо посредством прямых измерений спектрального распределения на высотах, больших 80 км, либо, посредством экстраполяции данных наземных спектроболометрических измерений на верхнюю границу атмосферы. Прямые измерения проводились с помощью ракет пока только для отдельных участков солнечного спектра [44], а также для интегрального потока солнечного излучения [34].

Измерение распределения энергии по всему спектру солнечного излучения значительно более сложная задача, которая, повидимому, с помощью искусственных спутников все же будет решена в ближайшем будущем. Метод экстраполяции наземных измерений на границу атмосферы был разработан для практического применения Абботом и Фоулем. По наземным высокогорным измерениям с помощью специальной спектрометрической аппаратуры определялась зависимость спектральных потоков приходящей солнечной радиации от величины атмосферной массы (т. е. измерения при различных высотах Солнца). При устойчивом оптическом состоянии атмосферы зависимость логарифма интенсивности солнечной радиации, измеренной в узком спектральном интервале, от атмосферной массы m изображается прямой линией. Связь между интенсивностью радиации и длиной пути луча в ослабляющей среде дается законом Бугера—Ламберта:

$$J_{\lambda m} = J_{\lambda 0} \rho_\lambda^m \quad \text{или} \quad \lg J_{\lambda m} = \lg J_{\lambda 0} + m \lg \rho_\lambda, \qquad (5.2)$$

где $J_{\lambda 0}$ и $J_{\lambda m}$ — потоки радиации с длиной волны λ до и после прохождения ослабляющей массы m, ρ_λ — коэффициент спектральной прозрачности для длины волны λ и единичной массы.

Экстраполяция полученных зависимостей на границу атмосферы, т. е. к значению $m=0$, позволяет определить внеатмосферное спектральное распределение солнечного излучения для спектрометрируемого диапазона длин волн. Полученное таким образом распределение уточняется в связи с тем, что используемая в спектральном приборе оптика имеет определенные границы пропускания (для стеклянной оптики смитсонианского спектрометра это 346—2440 нм). Поскольку спектральные измерения сопровождаются одновременными измерениями абсолютных величин интегрального потока солнечного излучения, то площадь под измеренными спектральными распределениями энергии, а следовательно, и под полученным в результате экстраполяции распределением будет выражена в абсолютных единицах шкалы эталонного прибора

Если это распределение дополнить в ультрафиолетовой ($\lambda<296$ нм) и инфракрасной ($\lambda>2500$ нм) областях для учета солнечной радиации, полностью поглощенной в вышележащих слоях атмосферы, то полученное окончательно распределение представляет собой графический образ солнечной постоянной для данного дня наблюдений. Чтобы получить астрофизическое значение солнечной постоянной, следует привести значение солнечной постоянной для данного дня к среднему расстоянию между Землей и Солнцем (см. § 2 наст. гл.).

Введение поправок в измеренное на Земле и полученное в результате экстраполяции распределение хорошо иллюстрируется общим выражением для определений солнечной постоянной [50]:

$$S_0 = S\frac{\sum E_{0\lambda} + \Delta E_{0\lambda}(\text{УФ}) + \Delta E_{0\lambda}(\text{ИК}).}{\sum E_{\lambda} + \Delta E_{\lambda}(\text{УФ}) + \Delta E_{\lambda}(\text{ИК})}, \qquad (5.3)$$

Здесь $\Delta E_{0\lambda}$ (УФ) — поправка для диапазона длин волн от 346 нм до минимальной длины волны, при которой еще учитывается солнечное излучение; $\Delta E_{0\lambda}$ (ИК) — поправка для диапазона длин волн от 2440 нм до максимальной длины волны, при которой еще учитывается солнечная радиация на верхней границе атмосферы; ΔE_{λ} (УФ) — поправка для диапазона 346—296 нм; ΔE_{λ} (ИК) — поправка для диапазона между 2440 нм и максимальной длиной волны, при которой еще измеряется солнечное излучение на поверхности земли.

Наиболее корректные спектральные распределения принадлежат Ф. Джонсону и М. Николе (рис. 5.6) [42, 47, 48]. В диапазоне длин волн от 200 нм до 4,0 мкм сосредоточено 99% всей лучистой энергии Солнца. Интегрирование кривых распределения, показанных на рис. 5.6, дает значения солнечной постоянной, равные 2,002 и 1,98 кал/см^2 мин.

В табл. 5.12 представлены средние величины интенсивностей солнечного излучения в узких спектральных участках, а также

их процентное отношение к интегральному потоку. Эти величины получены на основе распределения энергии в спектре солнечного излучения по Ф. Джонсону.

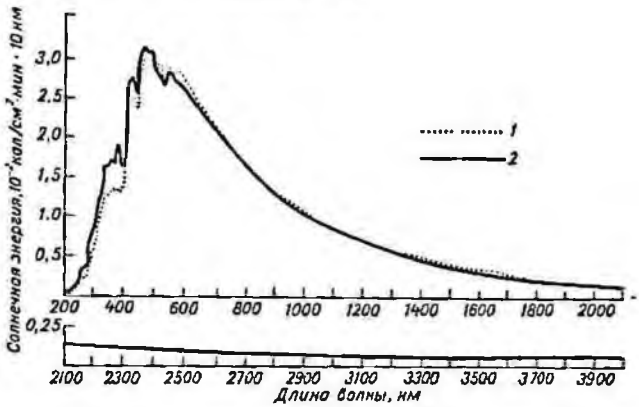


Рис. 5.6. Распределение энергии в спектре Солнца за пределами атмосферы.

1 — по Николе, *2* — по Джонсону.

В табл. 5.13 дано распределение энергии во всех увеличивающихся участках спектра от λ_0 до λ_i. Кажущееся расхождение в величинах S_λ, приведенных в табл. 5.12 и 5.13, обусловлено округлением величин S_λ. Обе таблицы составлены для среднего расстояния от Земли до Солнца.

Для ультрафиолетовой области солнечного спектра более подробное распределение энергии за пределами атмосферы показано на рис. 5.7. Эти данные были получены с помощью ракетных спектрографов, поднимаемых на высоту около 235 км.

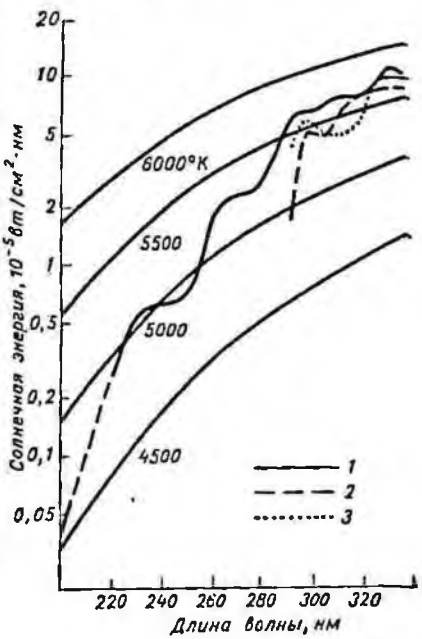


Рис. 5.7. Распределение энергии в спектре Солнца за пределами атмосферы для ультрафиолетовой области [29].

1 — по Стелру, *2* — по Петиту, *3* — по Джонсону.

Таблица 5.12

Распределение энергии в спектре Солнца на верхней границе атмосферы при $h_\odot = 90°$, $m = 0$

Δλ нм	S_λ		Δλ нм	S_λ	
	вт/м²	%		вт/м²	%
0—100	0,01	0,001	325—350	28,32	2,03
100—220	0,27	0,02			
220—225	0,14	0,01	350—355	5,90	0,42
			355—360	5,85	0,42
0—225	0,41	0,03	360—365	6,15	0,44
			365—370	6,35	0,45
225—230	0,26	0,02	370—375	6,62	0,47
230—235	0,27	0,02			
235—240	0,28	0,02	350—375	30,87	2,20
240—245	0,29	0,02			
245—250	0,30	0,02	375—380	6,18	0,44
			380—385	6,00	0,43
225—250	1,40	0,10	385—390	5,63	0,40
			390—395	5,73	0,41
250—255	0,38	0,03	395—400	7,00	0,50
255—260	0,53	0,04			
260—265	0,95	0,07	375—400	30,54	2,19
265—270	1,20	0,09			
270—275	1,14	0,08	400—405	8,71	0,62
			405—410	9,48	0,68
250—275	4,20	0,30	410—415	9,60	0,69
			415—420	9,67	0,69
275—280	1,09	0,08	420—425	9,47	0,68
280—285	1,56	0,11			
285—290	2,42	0,17	400—425	46,93	3,36
290—295	3,08	0,22			
295—300	3,02	0,22	425—430	8,80	0,63
			430—435	8,70	0,62
275—300	11,17	0,80	435—440	9,40	0,67
			440—445	10,40	0,74
300—305	3,00	0,21	445—450	10,70	0,77
305—310	3,50	0,25			
310—315	3,90	0,28	425—450	48,00	3,44
315—320	4,05	0,29			
320—325	4,65	0,33	450—455	10,89	0,78
			455—460	10,89	0,78
300—325	19,10	1,37	460—465	10,75	0,77
			465—470	10,89	0,78
325—330	5,50	0,39	470—475	10,70	0,77
330—335	5,60	0,40			
335—340	5,60	0,40	450—475	54,12	3,88
340—345	5,80	0,42			
345—350	5,82	0,42	475—480	10,80	0,77
			480—485	10,47	0,75

$\Delta\lambda$ нм	S_λ		$\Delta\lambda$ нм	S_λ	
	вт/м²	%		вт/м²	%
485—490	10,00	0,72	680—690	15,39	1,10
490—495	10,20	0,73	690—700	14,95	1,07
495—500	10,30	0,74			
			650—700	78,78	5,64
475—500	51,77	3,71			
			700—710	15,04	1,08
500—505	9,80	0,70	710—720	14,41	1,03
505—510	9,80	0,70	720—730	14,20	1,02
510—515	9,65	0,69	730—740	13,90	1,00
515—520	9,60	0,69	740—750	13,47	0,97
520—525	9,65	0,69			
			700—750	71,02	5,09
500—525	48,50	3,47			
			750—760	13,59	0,97
525—530	9,75	0,70	760—770	12,98	0,93
530—535	9,85	0,71	770—780	12,53	0,90
535—540	9,90	0,71	780—790	12,38	0,89
540—545	9,90	0,71	790—800	12,08	0,87
545—550	9,75	0,70			
			750—800	63,56	4,55
525—550	49,15	3,52			
			800—810	11,90	0,85
550—555	9,74	0,70	810—820	11,58	0,83
555—560	9,58	0,69	820—830	11,45	0,82
560—565	9,52	0,68	830—840	11,01	0,79
565—570	9,50	0,68	840—850	10,71	0,77
570—575	9,57	0,69			
			800—850	56,65	4,06
550—575	47,91	3,43			
			850—860	10,51	0,75
575—580	9,57	0,69	860—870	10,21	0,73
580—585	9,52	0,68	870—880	10,08	0,42
585—590	9,52	0,68	880—890	9,93	0,71
590—595	9,48	0,68	890—900	9,63	0,69
595—600	9,35	0,67			
			850—900	50,36	3,61
575—600	47,44	3,40			
			900—910	9,27	0,66
600—610	18,02	1,29	910—920	9,14	0,65
610—620	17,64	1,26	920—930	8,99	0,64
620—630	17,32	1,24	930—940	8,77	0,63
630—640	16,90	1,21	940—950	8,55	0,61
640—650	16,61	1,19			
			900—950	44,72	3,20
600—650	86,49	6,19			
			950—960	8,25	0,59
650—660	16,38	1,17	960—970	8,15	0,58
660—670	16,25	1,16	970—980	8,09	0,58
670—680	15,81	1,13			

Δλ нм	S_λ		Δλ нм	S_λ	
	вт/м²	%		вт/м²	%
980—990	7,68	0,55	2600—2700	3,90	0,28
990—1000	7,54	0,54	2700—2800	3,42	0,24
			2800—2900	3,01	0,22
950—1000	39,71	2,84	2900—3000	2,66	0,19
1000—1010	7,30	0,52	2500—3000	17,45	1,25
1010—1020	7,15	0,51			
1020—1030	7,02	0,50	3000—3100	2,41	0,17
1030—1040	6,87	0,49	3100—3200	2,06	0,15
1040—1050	6,73	0,48	3200—3300	1,91	0,14
			3300—3400	1,71	0,12
1000—1050	35,07	2,51	3400—3500	1,53	0,11
1050—1060	6,60	0,47	3000—3500	9,62	0,69
1060—1070	6,46	0,46			
1070—1080	6,33	0,45	3500—3600	1,38	0,10
1080—1090	6,19	0,44	3600—3700	1,24	0,09
1090—1100	6,05	0,43	3700—3800	1,12	0,08
			3800—3900	1,02	0,07
1050—1100	31,63	2,27	3900—4000	0,92	0,07
1100—1200	52,92	3,79	3500—4000	5,68	0,41
1200—1300	42,29	3,03			
1300—1400	34,06	2,44	4000—4100	0,885	0,06
1400—1500	27,68	1,98	4100—4200	0,806	0,06
			4200—4300	0,736	0,05
1100—1500	156,95	11,24	4300—4400	0,677	0,05
			4400—4500	0,617	0,04
1500—1600	22,65	1,62			
1600—1700	18,70	1,34	4000—4500	3,721	0,27
1700—1800	15,55	1,11			
1800—1900	13,02	0,93	4500—4600	0,557	0,04
1900—2000	10,98	0,79	4600—4700	0,448	0,03
			4700—4800	0,438	0,03
1500—2000	80,90	5,80	4800—4900	0,428	0,03
			4900—5000	0,408	0,03
2000—2100	9,31	0,67			
2100—2200	7,95	0,57	4500—5000	2,279	0,16
2200—2300	6,82	0,49			
2300—2400	5,89	0,42	5000—6000	2,79	0,20
2400—2500	5,10	0,37			
			6000—7000	1,47	0,11
2000—2500	35,07	2,51	7000— ∞	2,65	0,19
2500—2600	4,46	0,32			

Примечание. $S_\lambda\,\% = 100\,\frac{S_\lambda}{S_0}$, где S_0 — солнечная постоянная, равная 1396,4 вт·м$^{-2}$, или 2,002 кал·см$^{-2}$·мин.$^{-1}$

Таблица 5.13

Распределение энергии в спектре Солнца на верхней границе атмосферы в областях спектра от $\lambda=0$ до λ_i при нормальном падении лучей

λ_i нм	$\sum_{\lambda} S_\lambda$		λ_i нм	$\sum_{\lambda} S_\lambda$		λ_i нм	$\sum_{\lambda} S_\lambda$	
	вт/м²	%		вт/м²	%		вт/м²	%
100	0,001	0,001	405	134,7	9,65	595	510,5	36,56
220	0,3	0,02	410	144,2	10,33	600	519,8	37,23
225	0,4	0,03	415	153,8	11,01			
			420	163,5	11,71	610	537,9	38,52
230	0,7	0,05	425	172,9	12,38	620	555,5	39,78
235	0,9	0,07				630	572,8	41,02
240	1,2	0,09	430	181,7	13,01	640	589,7	42,23
245	1,5	0,11	435	190,4	13,64	650	606,3	43,42
250	1,8	0,13	440	199,8	14,31			
			445	210,2	15,06	660	622,7	44,59
255	2,2	0,16	450	220,9	15,82	670	639,0	45,76
260	2,7	0,19				680	654,8	46,89
265	3,7	0,26	455	231,8	16,60	690	670,2	47,99
270	4,9	0,35	460	242,7	17,38	700	685,1	49,06
275	6,0	0,43	465	253,5	18,15			
			470	264,4	18,93	710	700,1	50,14
280	7,1	0,51	475	275,1	19,70	720	714,6	51,17
285	8,7	0,62				730	728,8	52,19
290	11,1	0,79	480	285,9	20,47	740	742,7	53,18
295	14,2	1,01	485	296,3	21,22	750	756,1	54,15
300	17,2	1,23	490	306,3	21,94			
			495	316,5	22,67	760	769,7	55,12
305	20,2	1,44	500	326,8	23,40	770	782,7	56,05
310	23,7	1,70				780	795,2	56,95
315	27,6	1,97	505	336,6	24,11	790	807,6	57,83
320	31,6	2,26	510	345,4	27,81	800	819,7	58,70
325	36,3	2,60	515	356,1	25,50			
			520	365,7	26,19	810	831,6	59,55
330	41,8	2,99	525	375,3	26,88	820	843,2	60,38
335	47,4	3,39				830	854,6	61,20
340	53,0	3,79	530	385,1	27,58	840	865,6	61,99
345	58,8	4,21	535	394,9	28,28	850	876,3	62,76
350	64,6	4,63	540	404,8	28,99			
			545	414,7	29,70	860	886,8	63,51
355	70,5	5,05	550	424,5	30,40	870	897,1	64,24
360	76,4	5,47				880	907,1	64,96
365	82,5	5,91	555	434,2	31,10	890	917,1	65,67
370	88,9	6,36	560	443,8	31,78	900	926,7	66,36
375	95,5	6,84	565	453,3	32,46			
			570	462,8	33,14	910	936,0	67,03
380	101,7	7,28	575	472,4	33,83	920	945,1	67,68
385	107,7	7,71				930	954,1	68,32
390	113,3	8,11	580	482,0	34,51	940	962,9	68,95
395	119,0	8,52	585	491,5	35,20	950	971,4	69,57
400	126,0	9,02	590	501,0	35,88			

λ_l нм	$\sum_{\lambda} S_\lambda$		λ_l нм	$\sum_{\lambda} S_\lambda$		λ_l нм	$\sum_{\lambda} S_\lambda$	
	вт/м²	%		вт/м²	%		вт/м²	%
960	979,7	70,16	1600	1257,4	90,05	3600	1379,2	98,77
970	987,8	70,74	1700	1276,1	91,39	3700	1380,4	98,86
980	995,9	71,32	1800	1291,7	92,50	3800	1381,6	98,94
990	1003,6	71,87	1900	1304,7	93,43	3900	1382,6	99,01
1000	1011,1	72,41	2000	1315,7	94,22	4000	1383,5	99,08
1010	1018,4	72,93	2100	1325,0	94,89	4100	1384,4	99,14
1020	1025,6	73,41	2200	1332,9	95,45	4200	1385,2	99,20
1030	1032,6	73,95	2300	1339,8	95,94	4300	1385,9	99,25
1040	1039,5	74,44	2400	1345,6	96,36	4400	1386,6	99,30
1050	1046,2	74,92	2500	1350,7	96,73	4500	1387,2	99,34
1060	1052,8	75,39	2600	1355,2	97,05	4600	1387,8	99,38
1070	1059,3	75,86	2700	1359,1	97,33	4700	1388,2	99,41
1080	1065,6	76,31	2800	1362,5	97,57	4800	1388,7	99,45
1090	1071,8	76,75	2900	1365,5	97,79	4900	1389,1	99,48
1100	1077,8	77,19	3000	1368,2	97,98	5000	1389,5	99,50
1200	1130,7	80,98	3100	1370,6	98,15	6000	1392,3	99,70
1300	1173,0	84,00	3200	1372,7	98,30	7000	1393,8	99,81
1400	1207,1	86,44	3300	1374,6	98,44	∞ (S_0)	1396,4 кал/см²·мин.	100,00
1500	1234,8	88,42	3400	1376,3	98,56			
			3500	1377,8	98,67	∞ (S_0)	2,002	100,00

Примечание. $\sum_{\lambda} S_\lambda = \sum_{\lambda=0}^{\lambda=\lambda_l} S_\lambda$ вт/м², $\sum_{\lambda} S_\lambda\,(\%) = 100\,\frac{\sum_{\lambda} S_\lambda}{S_0}$.

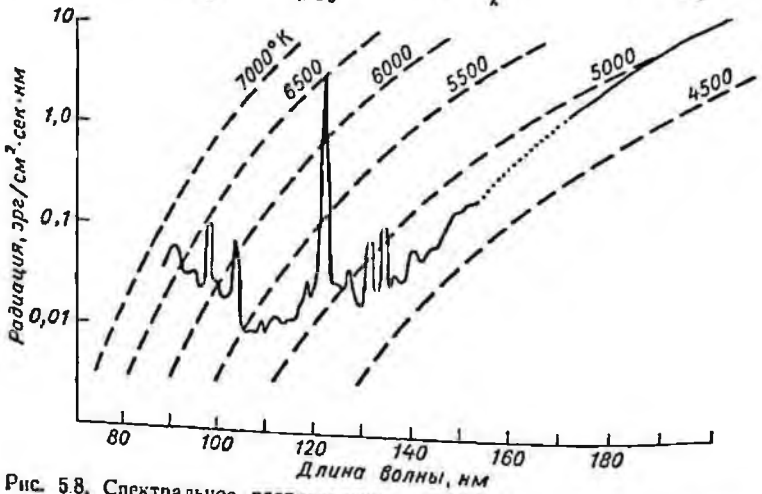


Рис. 5.8. Спектральное распределение солнечной радиации в области длин волн 80—200 нм.

Распределение энергии в области 80—260 нм подробно представлено на рис. 5.8 и в табл. 5.14 для длин волн, соответствующих

Таблица 5.14

Распределение энергии во внеатмосферном спектре Солнца в области длин волн 85—260 нм ($\Delta\lambda$=5,0 нм)

λ, нм	S_λ, эрг/см²·сек.	λ, нм	S_λ, эрг/см²·сек.
260	700	170	8,2
255	560	165	5,0
250	380	160	3,2
245	390	155	1,7
240	340	150	0,95
235	320	145	0,50
230	360	140	0,26
225	350	135	0,26
220	310	130	0,18
215	240	125	0,15
210	145	120	5,7
205	90	115	0,08
200	70	110	0,06
195	55	105	0,10
190	41	100	0,18
185	28	95	0,15
180	19	90	0,25
175	12	85	0,11

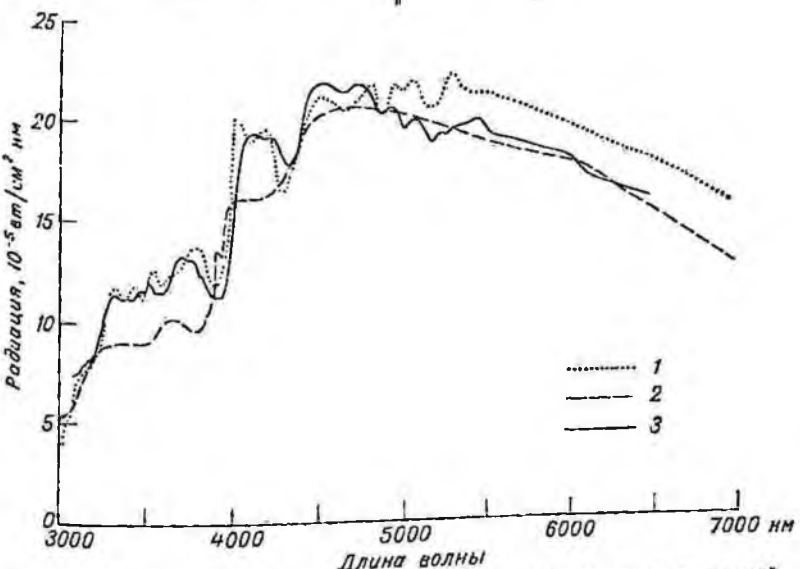


Рис. 5.9. Распределение энергии в спектре солнечного излучения в видимой области.

1 — данные Р. Стейра и Р. Джонстона; *2* — данные Е. Петита; *3* — данные Дункельмана и Скольника.

серединам интервалов. Эти величины приведены к среднему расстоянию от Земли до Солнца.

Для видимой области спектра наиболее надежное распределение из полученных посредством экстраполяции наземных данных принадлежит Л. Дункельману и Р. Скольнику [35]. На рис. 5.9. сравниваются данные Дункельмана с данными Е. Петита и Р. Стейра и Р. Джонстона (1955). Данные Е. Петита в области спектра с $\lambda < 450$ нм заметно отличаются от данных, полученных позже.

Данные для ультрафиолетовой области спектра получены со значительными ошибками, так для области 140—200 нм точность $\pm 20\%$, а для области с $\lambda < 140$ нм ошибки возрастают в несколько раз. Невысокая точность и сильнейшая изменчивость ультрафиолетовой радиации со временем указывают на необходимость дальнейших исследований.

1.3. Ослабление солнечной радиации в идеальной атмосфере

Точные данные о распределении энергии солнечной радиации по спектру на различных высотах в идеальной атмосфере (отсутствует водяной пар и аэрозоль) представляют практический интерес. Величину ослабления прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере необходимо знать для получения радиационных характеристик реальной атмосферы, а также для решения многих прикладных задач.

Расчетом потоков солнечной радиации в идеальной атмосфере занимался ряд исследователей. Из первых расчетов наиболее точными являются данные, полученные Кастровым (1928), Фойснером и Дюбуа (1930). В табл. 5.15, заимствованной из работы [25], в хронологическом порядке представлены результаты ряда расчетов. Результаты расчетов Кастрова, Фойснера и Дюбуа совпадают с точностью до второго знака.

Результаты расчетов, выполненных в пятидесятых годах, основывались уже на уточненных М. Николе (1950—1951 гг.) и Ф. Джонсоном (1956) данных о солнечной постоянной и спектральном распределении солнечной радиации за пределами атмосферы. Кроме того, использовались коэффициенты поглощения озоном по Вигру вместо завышенных коэффициентов Ная и Чунга (1932 г.) [46].

Сравнение полученных разными авторами значений потока солнечной радиации на уровне земной поверхности показывает, что имеются небольшие расхождения, объясняемые различием исходных данных.

Наиболее достоверными и полными в настоящее время можно считать данные расчета, сделанного С. И. Сивковым [25], который провел тщательный анализ исходных величин и используемых методов расчета.

Таблица 5.15

Интенсивность прямой солнечной радиации на уровне моря в идеальной атмосфере (кал/см²мин.), по данным различных авторов [25]
$S_{п.о}$ — подозонное значение потока солнечной радиации

Автор	Год	$S_{п.о}$ ($m=1$)	Число оптических масс					
			1	2	3	4	6	8
В. Г. Кастров . .	1928	—	1,73	1,60	1,50	1,41	1,28	1,18
Фойснер и Дюбуа	1930	—	1,73	1,60	1,50	1,41	1,28	1,18
Линке	1939	—	1,75	1,64	1,54	1,47	1,34	1,26
В. Г. Кастров . .	1956	1,94	1,75	1,61	1,51	1,43	1,30	—
К. С. Шифрин и А. А. Авасте	1960—1962	1,93	1,76	1,62	1,52	1,44	1,31	—
М. С. Аверкиев	1963	—	1,78	1,65	—	—	—	—
С. И. Сивков . .	1964	1,93	1,75	1,62	1,51	1,43	1,30	—

Результаты расчета С. И. Сивкова для области спектра 220—7000 нм и масс от 1 до 10 представлены в табл. 5.16. Величина солнечной постоянной, используемая в расчетах, принята $S_0=1{,}98$ кал/см² · мин. Кроме того, в таблице приведены спектральные коэффициенты прозрачности для озона P_{O_3} и сухого и чистого воздуха $P_в$, а также подозонное значение потока прямой солнечной радиации $S_{п.о}$.

§ 2. ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ПРЯМОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

2.1. Солнечная постоянная

Солнечное электромагнитное излучение на больших расстояниях от Солнца (например, на орбитах планет) распространяется параллельными лучами. Так как расстояние от Солнца до Земли непрерывно изменяется в течение года, то величина солнечной энергии, приходящей к Земле, также будет изменяться. Максимальная амплитуда изменений составляет ±3,4% от среднего значения потока прямой солнечной радиации. Максимальное значение потока имеет место в конце декабря—январе, а минимальное — в июле. На среднем расстоянии от Солнца Земля находится 4 октября и 3 апреля. В табл. 5.17 даны значения коэффициентов для приведения величин прямой солнечной радиации к среднему расстоянию.

Таблица 5.16

Спектральный состав прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере на уровне 1000 мб (S_0 = 1980 мкал/см²·мин.)

Δλ мкм	$\Delta S_{0,\lambda}$ в процентах от S_0	$\Delta S_{0,\lambda}$ мкал/см²·мин.	$P_{O_3}(\lambda)$	$S_{n,0}(\lambda)$	$P_B(\lambda)$	Число оптических масс 1	2	3	4	5	6	8	10
0,22	0,02	0,4	—	—	—								
0,22—0,24	0,07	1,4	—	—	—								
0,24—0,26	0,11	2,2	—	—	—								
0,26—0,28	0,31	6,1	—	—	—								
0,28—0,30	0,72	14,3	0,007	0,1	0,249	0							
0,30—0,32	1,03	20,4	0,524	10,7	0,351	3,8	0,7	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,32—0,34	1,54	30,5	0,905	27,6	0,448	12,4	5,0	2,0	0,8	0,3	0,1	0,0	0,0
0,34—0,36	1,67	33,1	0,997	33,0	0,534	17,6	9,3	5,0	2,7	1,4	0,7	0,2	0,1
0,36—0,38	1,82	36,0	1,000	36,0	0,609	21,9	13,3	8,1	4,9	3,0	1,8	0,7	0,2
0,38—0,40	1,74	34,5	1,000	34,5	0,671	23,1	15,5	10,4	7,0	4,7	3,2	1,4	0,6
0,22—0,40	9,03	178,9		141,9		78,8	43,8	25,6	15,4	9,4	5,8	2,3	0,9
0,40—0,42	2,67	52,9	1,000	52,9	0,723	38,2	27,6	20,0	14,5	10,5	7,6	4,0	2,1
0,42—0,44	2,7	53,5	1,000	53,5	0,767	41,0	31,4	24,1	18,5	14,2	10,9	6,4	3,8
0,44—0,46	3,1	61,4	0,998	61,3	0,803	49,2	39,4	31,6	25,3	20,3	16,3	10,5	6,7
0,46—0,48	3,1	61,4	0,996	61,2	0,833	51,0	42,3	35,1	29,2	24,2	20,1	13,8	9,5
0,48—0,50	2,9	57,4	0,993	57,0	0,857	48,8	41,6	35,4	30,2	25,7	21,9	15,9	11,5
0,50—0,52	2,8	55,4	0,988	54,7	0,877	48,0	41,6	36,0	31,2	27,0	23,4	17,6	13,2
0,52—0,54	2,7	53,5	0,980	52,4	0,893	46,8	41,0	35,9	31,4	27,5	24,1	18,5	14,2
0,54—0,56	2,8	55,4	0,975	54,0	0,908	49,0	43,4	38,4	34,0	30,1	26,6	20,8	16,3
0,56—0,58	2,7	53,5	0,964	51,6	0,919	47,4	42,0	37,2	33,0	29,2	25,9	20,3	15,9
0,58—0,60	2,7	53,5	0,966	51,7	0,930	48,1	43,2	38,8	34,9	31,3	28,1	22,6	18,2
0,60—0,62	2,5	49,5	0,964	47,7	0,938	44,7	40,4	36,5	33,0	29,8	26,9	22,0	18,0
0,62—0,64	2,4	47,5	0,973	46,2	0,947	43,8	40,4	37,2	34,3	31,6	29,1	24,7	20,9
0,64—0,66	2,4	47,5	0,980	46,6	0,951	44,3	41,3	38,5	35,9	33,5	31,2	27,1	23,5
0,66—0,68	2,2	43,6	0,986	43,0	0,958	41,2	38,9	36,8	34,8	32,9	31,1	27,8	24,8
0,68—0,70	2,1	41,6	0,991	41,2	0,962	39,6	37,7	36,0	34,3	32,7	31,2	28,3	25,7

Δλ мкм	$\Delta S_{0,\lambda}$ в процентах от S_0	$\Delta S_{0,\lambda}$ мкал/см²·мин.	$P_{O_3}(\lambda)$	$S_{n,0}(\lambda)$	$P_B(\lambda)$	Число оптических масс 1	2	3	4	5	6	8	10
0,40—0,70		787,6		775,0		681,1	592,3	517,5	454,5	400,5	354,4	280,3	224,3
0,70—0,72	2,0	39,6	0,993	39,3	0,965	37,9	36,3	34,7	33,3	31,9	30,6	28,1	25,8
0,72—0,74	1,9	37,6	0,995	37,4	0,970	36,3	35,0	33,8	32,6	31,5	30,4	28,3	26,3
0,74—0,76	1,8	35,6	1,000	35,6	0,973	34,6	33,7	32,8	31,9	31,0	30,2	28,6	27,1
0,76—0,78	1,7	33,7	1,000	33,7	0,975	32,9	32,1	31,3	30,5	29,7	29,0	27,6	26,2
0,78—0,80	1,7	33,7	1,000	33,7	0,977	32,9	32,1	31,4	30,7	30,0	29,3	28,0	26,7
0,70—0,80	48,9	967,8		954,7		855,7	761,5	681,5	613,5	554,6	503,9	420,9	356,4
0,80—0,85	3,8	75,2	1,000	75,2	0,981	73,8	72,4	71,0	69,7	68,4	67,1	64,6	62,1
0,85—0,90	3,4	67,3	1,000	67,3	0,985	66,3	65,3	64,3	63,3	62,4	61,5	59,7	57,9
0,90—0,95	3,0	59,4	1,000	59,4	0,988	58,7	58,0	57,3	56,6	55,9	55,2	53,9	52,6
0,95—1,00	2,8	55,4	1,000	55,4	0,990	54,8	54,3	53,8	53,3	52,8	52,3	51,3	50,3
1,0—1,5	16,7	330,7	1,000	330,7	0,996	329,4	328,1	326,8	325,5	324,2	322,9	320,3	317,7
1,5—2,0	6,27	124,1	1,000	124,1	0,999	124,0	123,9	123,7	123,6	123,6	123,5	123,2	123,0
2,0—2,5	2,70	53,5	1,000	53,5	1,000	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5
2,5—3,0	1,33	26,3	1,000	26,3	1,000	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3
3,0—3,5	0,73	14,5	1,000	14,5	1,000	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5
3,5—4,0	0,42	8,3	1,000	8,3	1,000	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3
4,0—5,0	0,45	8,9	1,000	8,9	1,000	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9
5,0—6,0	0,23	4,6	1,000	4,6	1,000	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6
6,0—7,0	0,12	2,4	1,000	2,4	1,000	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
7,0	0,14	2,8	1,000	2,8	1,000	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8
0,80—7,0	42,12	833,4		333,4		828,3	823,3	818,4	813,4	808,6	803,8	794,3	784,9
0,22—7,0	100,02	1980,1		1930,0		1762,8	1628,6	1525,4	1442,3	1372,6	1313,5	1217,5	1114,2
Поглощение перманентными газами						10,0	12,0	13,0	14,0	15,0	16,0	18,0	19,0
Интенсивность радиации (мкал/см⁻²·мин⁻¹.) на уровне 1000 мб						1752,8	1616,6	1512,4	1428,3	1357,6	1297,5	1199,5	1095,2

Таблица 5.17

Коэффициенты для приведения величин прямой солнечной радиации к среднему расстоянию между Землей и Солнцем

Число	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
1	0,9667	0,9708	0,9819	0,9986	1,0154	1,0284
5	0,9669	0,9723	0,9842	1,0013	1,0177	1,0296
10	0,9671	0,9738	0,9864	1,0040	1,0199	1,0308
15	0,9677	0,9757	0,9892	1,0056	1,0220	1,0317
20	0,9682	0,9777	0,9920	1,0096	1,0241	1,0327
25	0,9694	0,9798	0,9950	1,01254	1,0261	1,0332

Число	Месяц					
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	1,0337	1,0300	1,0183	1,0022	0,9849	0,9722
5	1,0337	1,0288	1,0161	1,000	0,9827	0,9710
10	1,0337	1,0276	1,0138	0,9970	0,9805	0,9698
15	1,0331	1,0257	1,0111	0,9942	0,9783	0,9688
20	1,0325	1,0237	1,0084	0,9914	0,9761	0,9679
25	1,0313	1,0212	1,0053	0,9884	0,9742	0,9673

Количество лучистой энергии Солнца, приходящее за единицу времени на единичную площадку, расположенную перпендикулярно к приходящему излучению и находящуюся на верхней границе атмосферы при среднем расстоянии между Землей и Солнцем, называется солнечной постоянной S_0. Иначе говоря, солнечная постоянная есть поток лучистой энергии Солнца на перпендикулярную к лучам поверхность за пределами атмосферы при среднем расстоянии между Землей и Солнцем. Солнечные постоянные для других планет могут быть получены, если использовать закон обратной пропорциональности квадрату расстояния

$$S_{\odot} = \frac{R_{ср}^2}{R^2} S_0, \qquad (5.4)$$

где $R_{ср}$ — среднее расстояние от Солнца до Земли, R — среднее расстояние от Солнца до планеты.

Солнечная постоянная, строго говоря, не является постоянной величиной. Последние данные подтверждают предположение, что солнечная постоянная изменяется со временем в не-

больших пределах. Так, Смитсонианский институт в результате 30-летних исследований (1923—1952 гг.) установил, что средние за год значения солнечной постоянной изменяются лишь на ±0,1%, а максимальные изменения достигают 3%. Харди и Гиклас [40] показали, что в видимой области спектра солнечное излучение не меняется более чем на 1% независимо от количества солнечных пятен. По-видимому, изменения солнечной постоянной происходят главным образом из-за вариаций интенсивности в ультрафиолетовой и частично голубой области спектра. Так, за период с 1933 г. (минимум активности Солнца) по 1937 г. (максимум) ультрафиолетовое излучение Солнца возросло в два раза. Исследования Олдрича и Гувера [29] показали, что с 1944 г. (минимум активности Солнца) до 1948 г. (максимум) солнечная постоянная возросла на 0,6%. По данным Джонсона и Айриарта [43], с 1953 г. (минимум) до 1959 г. солнечная постоянная возросла на 2%.

Величину солнечной постоянной пытались определять еще в XIX веке, но лишь с 1932 г. предприняты исследования, которые позволили получить в дальнейшем достаточно надежные значения солнечной постоянной. Руководимая Абботом группа сотрудников Смитсонианского института проделала значительную работу по определению величины солнечной постоянной и ее постоянства. Величины S_0, полученные разными авторами в разное время, представлены в табл. 5.18 [33].

Таблица 5.18

Изменение оценок солнечной постоянной за 34 года [33]

Годы	Автор	S_0 кал/см²·мин.	Радиационный эталон (шкала)
1932—1952	Аббот	1,94	Смитсонианская шкала 1932 г.
1932	Линке	1,94	То же
1934—1935	Мулдерс	1,95	Черное тело
1938	Ансольд	1,90	Смитсонианская шкала 1932 г.
1950	Квирк	1,99	То же
1951	Николе	1,98 ± 5%	»
1951	Аллен	1,97 ± 0,01	»
1954	Джонсон	2,00 ± 2%	»
1955	Ансольд	1,96	»
1956	Стейр, Джонстон	2,05 ± 5%	Шкала американского национального бюро стандартов
1958	Аллен	1,99 ± 1%	Смитсонианская шкала 1932 г.
1966	Ситник	2,076 ± 3,5%	Черное тело

Эволюция оценок величины солнечной постоянной объясняется уточнением величин «ультрафиолетовой» и «инфракрасной» поправок. Эти поправки, как уже упоминалось выше, учитывают энергию излучения, не наблюдаемого при наземных измерениях из-за полного поглощения радиации озоном в области спектра $\lambda<296$ нм и поглощения водяным паром в области спектра $\lambda>2{,}5$ мкм, а также излучения в области 296—346 нм и выше 2440 нм вследствие ограниченности спектрального диапазона смитсонианского спектроболографа (346—2440 нм). Значения поправок по данным различных авторов представлены в табл. 5.19 [27].

Таблица 5.19

Величины «ультрафиолетовой» и «инфракрасной» поправок (кал/см² · мин.) по данным различных авторов [27]

Спектральная область	Аббот	Николе	Джонсон	Слепр и Джонстон	Ситник
ΔS (УФ, $\lambda <$ 316 нм)	0,061	0,062	0,085	0,074	0,059
ΔS (ИК, $\lambda >$ 2110 нм)	0,038	0,064	0,076	0,068	0,073
ΔS (346 $< \lambda <$ 2440 нм)	1,835	1,855	1,841	1,908	1,944

Изменение величины солнечной постоянной связано также с изменением шкал радиационных эталонов, с помощью которых относительное распределение энергии в спектре солнечного излучения привязывается к абсолютным значениям потока прямой солнечной радиации. Так, смитсонианская шкала (основана на водоструйном пиргелиометре), установленная в 1913 г., была исправлена на 2,5% в 1932 г., и эта поправка внесена в величины солнечной постоянной, но остальные американские данные о радиации оставлены в прежней шкале, чтобы не нарушать рядов наблюдений. Для приведения к Международной пиргелиометрической шкале 1956 г. (МПШ или IPS-1956) данные в смитсонианской шкале 1913 г. следует уменьшить на 2% (соотношение шкал показано на рис. 5.10). Европейская шкала, основанная на пиргелиометре Ангстрема А-70, также претерпела изменения. Оценка систематических погрешностей пиргелиометра, проведенная в 1948 г., показала, что шкала Ангстрема занижена на 1,3%, затем (1958 г.) было определено, что занижение в среднем составляет 2%. Для перехода к IPS-1956 от первичной ангстремовской шкалы следует увеличивать данные наблюдений на 1,5%.

Полного согласования между смитсонианской и ангстремовской шкалами достигнуто не было, расхождение составляет 1%.

Международная пиргелиометрическая шкала, введенная с 1 января 1957 г., представляет (с точностью $\pm 1\%$) абсолютную радиационную шкалу, выраженную в кал/см² · мин. или ly/min).

Все данные о потоках радиации, публикуемые с 1957 г. в СССР, Европе и отчасти в Америке, выражены в единицах IPS-1956 (МПШ), если специально не оговорено использование другой шкалы. До 1957 г. в Европе использовалась шкала Ангстрема, а в Америке смитсонианская шкала.

Международная комиссия по радиации в 1957 г. рекомендовала принять в качестве стандартного значение солнечной постоянной величину, равную 1,98 кал/см² · мин. по Международной пиргелиометрической шкале.

При расчетах ослабления радиации в атмосфере обычно используется значение солнечной постоянной, равное 2,0 кал/см² × × мин. Эту величину можно считать средней по оценкам последних 15 лет. Недавно осуществленные (октябрь 1967 г.) экспериментальные измерения потока прямой солнечной радиации на

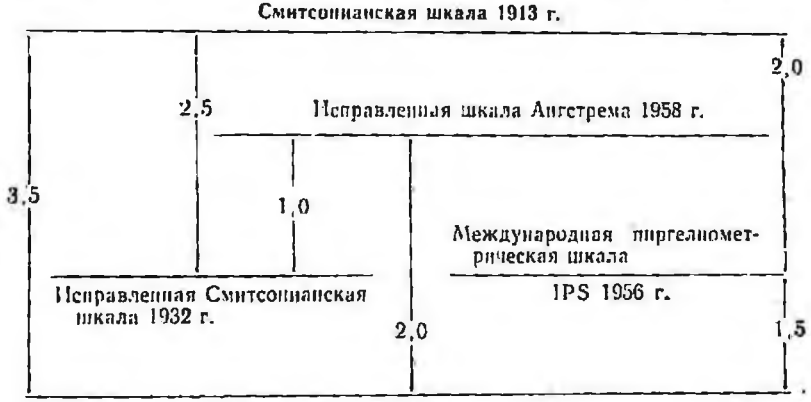


Рис. 5.10. Соотношение основных пиргелиометрических шкал [22].

высоте 84,5 км [34] дали значение солнечной постоянной 1,95 кал/см² · мин., т. е. на 2,5% ниже солнечной постоянной по Джонсону (2,00 кал/см² · мин.); спектральные измерения показали, что в коротковолновой области распределение энергии в спектре солнечного излучения завышено у Джонсона примерно на 7%. Экстраполяция аэростатных данных по прямой солнечной радиации на границу атмосферы также приводит к значениям $S_0 \approx 1{,}94$ кал/см² · мин. [45].

Эти значения солнечной постоянной не окончательны, поскольку предполагается наличие вариаций S_0 до 2%, требуются дальнейшие исследования. Принятое в 1957 г. значение солнечной постоянной 1,98 кал/см² · мин. пока остается без изменений.

В актинометрической практике для вычисления дневного хода потока прямой солнечной радиации и для приведения значения потока к определенной массе атмосферы используются

эмпирические формулы, в которые входит солнечная постоянная S_0. Поскольку на уровне земной поверхности солнечная радиация с длинами волн, лежащими вне границ спектрального диапазона 346—2440 нм, не превышает 2—3%, то нет необходимости использовать в расчетных формулах S_0, полученную для спектрального интервала 200—7000 нм. Георги (1951 г.) предложил для подобных расчетов использовать так называемую метеорологическую солнечную постоянную $S_{0\,м}$, величина которой может быть принята равной 1,80 кал/см^2·мин. Исследуя эмпирические формулы для связи потока солнечной радиации с массой атмосферы, Сивков [26] пришел к выводу, что использование величины $S_{0\,м}$=1,80 кал/см^2·мин. дает величины потока солнечной радиации, близкие к реальным.

Однако данные других авторов (см. табл. 5.19) о приходящем на верхнюю границу атмосферы потоке солнечной радиации в области длин волн 346—2440 нм заметно отличаются от величины, предложенной Георги.

2.2. Вертикальное распределение прямой солнечной радиации

Впервые профили прямой солнечной радиации до высот 25—33 км были получены при аэростатном зондировании в 1962 г. [15]. Измерения прямой солнечной радиации в свободной атмосфере, помимо рассматриваемых здесь исследований, проводимых Ленинградским университетом, осуществлялись лишь эпизодически и только до высот около 7 км [28]. Недостаточное количество наблюдений можно объяснить техническими трудностями, возникающими при измерениях потока прямой солнечной радиации с движущегося летательного аппарата (самолет, аэростат). Только использование автоматических систем слежения за Солнцем может обеспечить возможность подобных измерений. На системе слежения ЛГУ установлены два актинометра, один из которых герметизирован. В этом случае свет к чувствительному элементу поступает через кварцевое окно. Точность аэростатных измерений абсолютных величин потока прямой солнечной радиации находится в пределах 2,0—2,5% [18].

Данные прямой солнечной радиации, непрерывно регистрируемые во время подъема и непродолжительного дрейфа аэростата, содержат значительное количество важной информации. Используя эти профили, можно оценить приток тепла за счет поглощения солнечной радиации в слое воздуха толщиной от нескольких сотен метров до 30 км, выяснить структуру зондируемого слоя атмосферы, причины аномальных изменений прозрачности как в зондируемом, так и в вышележащих слоях, а также при получении достаточного количества данных о потоке прямой солнечной радиации S на потолке зондирования можно оценить величину и вариации солнечной постоянной.

На рис. 5.11 представлены шесть профилей, которые характеризуют различные состояния ослабляющих свойств воздушных масс в месте зондирования (средняя полоса ЕТС). Величины прямой солнечной радиации даны в международной пиргелиометрической шкале 1956 г. для среднего расстояния между Землей и Солнцем. Более подробные данные о профилях прямой солнечной радиации можно найти в работе [16].

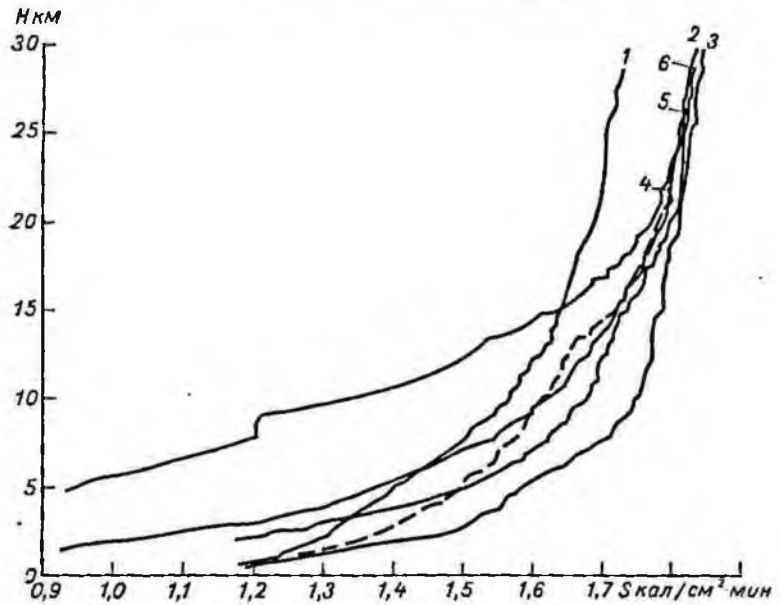


Рис. 5.11. Вертикальные профили прямой солнечной радиации, полученные в период 1962—1967 гг.

1) 22 ноября 1962 г., *2*) 11 июля 1964 г., *3*) 23 октября 1964 г., *4*) 21 октября 1964 г., *5*) 23 июня 1967 г., *6*) 7 июля 1962 г.

Профиль *1* характеризует изменение потока прямой солнечной радиации в околополуденные часы летом, когда обычно S достигает максимальных значений как в тропосфере, так и в стратосфере. Легко заметить, что ослабление S происходит главным образом в тропосфере, поэтому профиль сильно изогнут. Профиль *1* может быть принят как средний для околополуденного времени для летних сезонов 1962—1965 гг. Значения потоков прямой солнечной радиации для этого полета приведены в табл. 5.20.

Профили *2* и *3*, которым соответствуют минимальные значения S в тропосфере (*3*) и стратосфере (*2*), характеризуют ход S при низких высотах Солнца. Профили менее изогнуты, т. е. ос-

лабление S происходит более равномерно, чем при больших высотах Солнца. Отсюда следует, что осенью и зимой верхняя стратосфера и мезосфера прогреваются сильнее, чем летом. Конечно, к этому добавляется различие в величинах S из-за разных расстояний между Солнцем и Землей. В сумме эти два обстоятельства, по-видимому, и объясняют более теплую мезопаузу осенью и зимой.

Таблица 5.20

Экспериментальные значения потока прямой солнечной радиации до высот 29 км для околополуденных часов при $h_{\odot} \approx 50°$

H км	S_R кал см$^{-2}$·мин.	H км	S_R кал см$^{-2}$·мин.
0	1,087	15 000	1,792
500	1,185	16 000	1,793
1 000	1,275	17 000	1,798
2 000	1,454	18 000	1,800
3 000	1,516	19 000	1,804
4 000	1,563	20 000	1,817
5 000	1,599	21 000	1,820
6 000	1,645	22 000	1,820
7 000	1,681	23 000	1,822
8 000	1,717	24 000	1,823
9 000	1,735	25 000	1,825
10 000	1,752	26 000	1,830
11 000	1,762	27 000	1,832
12 000	1,774	28 000	1,835
13 000	1,778	29 000	1,838
14 000	1,780		

Примечание S_R — величина потока прямой солнечной радиации, приведенная к среднему расстоянию между Землей и Солнцем

Подобное, но быстро проходящее воздействие изменяющейся высоты Солнца летом после восхода должно давать в верхней стратосфере утреннюю волну нагревания, которая двигается с востока на запад.

Профиль *2* описывает случай наименее замутненной воздушной массы из всех данных аэростатного зондирования. Профили *4* и *5* дают представление о возможных вариациях величин S в тропосфере и стратосфере при одинаковых внешних условиях (время года, время суток, место зондирования), но в разные годы. Ясно видно, что выше 15 км профили сходны, но в нижележащих слоях различие в ослабляющих свойствах воздушных масс приводит к диспропорции в ходе профилей. Этот пример дает представление о том, насколько затруднительно судить по данным на уровне земной поверхности об ослабляющих свойствах верхней тропосферы и тем более стратосферы

Общей для всех профилей особенностью является ступенчатость, выраженная наиболее ярко на высотах 8—22 км. Такой характер профилей говорит о постоянном наличии слоистой структуры в распределении аэрозоля и озона в стратосфере, аэрозоля и водяного пара в тропосфере.

Профиль *6* в совокупности с пятью остальными позволяет оценить изменения величин S вблизи верхней точки зондирования за период 1962—1967 гг., т. е. от минимума активности Солнца до максимума. Полученные данные показывают, что вариации интегрального потока солнечной радиации в зависимости от солнечной активности достигают 2—2,5%. В результате экстраполяции высотных данных S за 1964—1967 гг. на границу атмосферы и введения соответствующих поправок был получен ряд значений $S_0^{экстр}$, которые в зависимости от солнечной активности изменялись от 1,896 до 1,938 кал/см² · мин.

2.3. Географическое распределение

В настоящем параграфе рассматриваются наиболее существенные данные, характеризующие приход солнечной радиации на земную поверхность, и дается описание географического распределения прямой солнечной радиации по земному шару. Эти сведения необходимы как для метеорологии и астрономии, так и для решения ряда прикладных задач.

При анализе пространственно-временно́го распределения прямой солнечной радиации различают поток, падающий на перпендикулярную к солнечным лучам поверхность, и поток, приходящий на горизонтальную, т. е. идеализированную подстилающую поверхность, либо на поверхность, ориентированную к лучам под различными углами.

Непосредственные актинометрические наблюдения позволяют получить поток прямой солнечной радиации, приходящий на поверхность, перпендикулярную к солнечным лучам S. Не менее важное значение для характеристики радиационного режима имеет приход прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность, который может быть рассчитан по формуле

$$S_r = S \sin h_\odot, \qquad (5.5)$$

где $h_\odot$ — высота Солнца в момент наблюдения.

Интересной и полезной характеристикой радиации, качественно отражающей основные особенности географического распределения прихода солнечной радиации, является продолжительность солнечного сияния. Она указывает время, в течение которого Солнце в данной местности находится над горизонтом и не скрыто за облаками, туманом или мглой.

Другой показательной характеристикой продолжительности солнечного сияния служит ее относительная величина или отно-

шение наблюдавшейся продолжительности солнечного сияния к возможной (в процентах). Такие данные для всех месяцев года можно найти в «Справочнике по климату СССР», часть I.

Данных по продолжительности солнечного сияния накоплено значительно больше, чем по другим характеристикам солнечной радиации, поэтому ими можно пользоваться для продления рядов солнечной радиации или для возмещения недостающих данных на некоторых станциях. Так, например, на севере, северо-востоке СССР и на Дальнем Востоке сеть актинометрических станций редкая, поэтому при проведении изолиний на картах прямой солнечной радиации учитывалась продолжительность солнечного сияния.

На рис. 5.12 изображено планетарное распределение продолжительности солнечного сияния в часах, полученное Т. Г. Берлянд и В. Я. Данильченко [6].

На всем земном шаре годовая продолжительность солнечного сияния изменяется от 500 до 4000 час., причем минимум наблюдается в районе Южных Оркнейских островов (60°44′ ю. ш., 44°4′ з. д.) и составляет величину 483 часа, а максимум — в пустыне Сахара, в районе Асуана (порядка 3700 час.).

Наиболее солнечными являются субтропические пустыни и полупустыни, а наиболее пасмурными — западное и северное побережья Евразии, а также западное побережье Канады.

Высокие величины прихода солнечной радиации наблюдаются в Антарктиде. По данным Н. П. Русина [24], максимальные величины прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность составляют в Антарктиде около 1,67 кал/см^2 мин. Это значение солнечной радиации заметно превосходит соответствующие значения, зарегистрированные в каком-либо другом районе земного шара. То же самое следует сказать и о возможных суточных суммах (относящихся к безоблачному небу) солнечной радиации на горизонтальную поверхность. На наиболее высоких точках ледникового плато возможные суточные суммы солнечной радиации достигают величин 850—900 кал/см^2.

Вопрос о распределении месячных и годовых сумм прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность для территории СССР подробно освещен З. И. Пивоваровой [20].

В табл. 5.21 приведены месячные и годовые суммы прямой солнечной радиации, определенные методом трапеций из срочных наблюдений, проводимых на метеостанциях.

При построении карт прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность использовался материал наблюдений 105 актинометрических станций. Горные районы (станции на высоте более 1000 м) за неимением достаточного материала наблюдений не рассматривались (изолинии даны точечной линией). Станции на рассматриваемой территории расположены довольно равномерно, там, где сеть станций редкая (север, се-

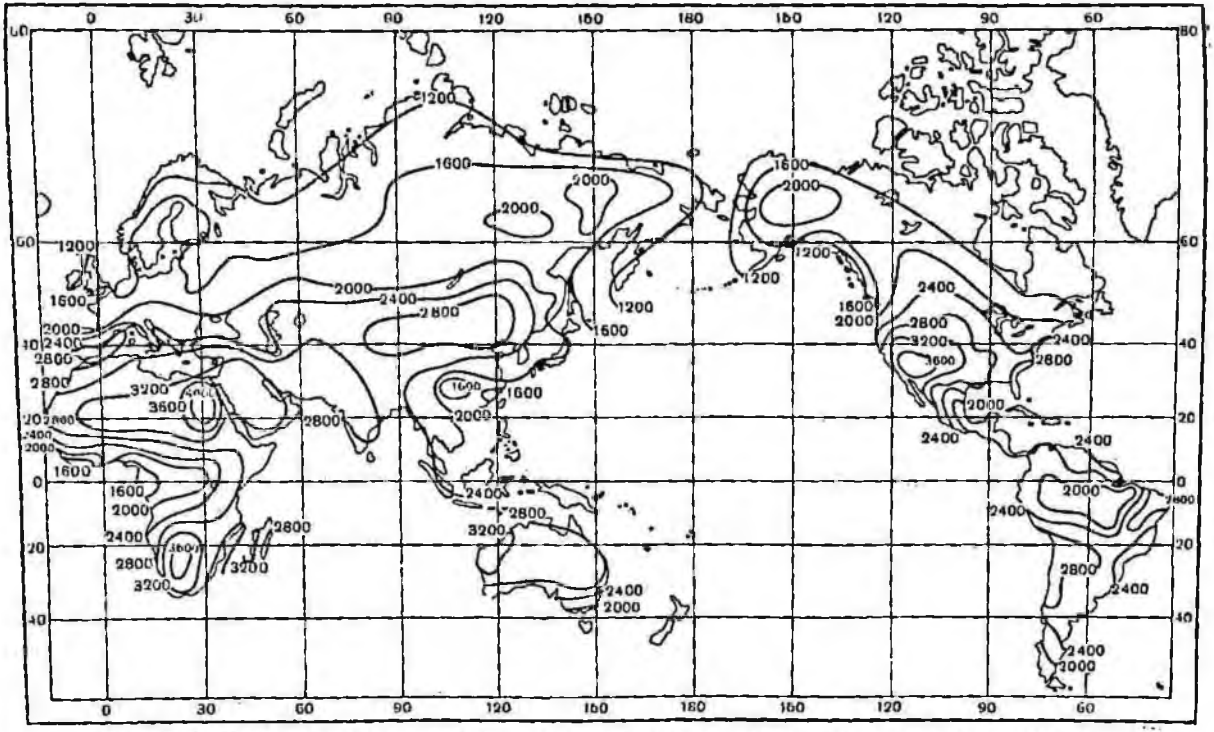


Рис. 5.12. Планетарное распределение продолжительности солнечного сияния за год (часы).

Таблица 5.21

Возможные суммы прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность (ккал см⁻²)

Широта	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
38° с.	19,0	19,6	24,4	25,4	27,4	26,6	26,1	25,1	22,8	22,4	17,7	17,7	274,2
40	17,4	19,1	24,6	25,0	27,4	26,9	26,3	25,3	22,7	21,8	17,3	17,2	270,9
42	17,5	18,3	25,0	24,9	27,8	27,2	26,5	25,2	22,8	21,3	17,1	16,5	270,1
44	16,3	17,6	24,5	24,7	27,7	27,5	26,9	24,9	22,7	20,9	16,6	15,3	265,6
46	14,8	17,0	23,8	24,6	27,9	26,5	27,1	24,7	22,7	20,3	15,9	14,0	260,4
48	13,8	16,4	23,8	24,4	27,9	27,7	27,4	24,5	22,6	19,7	14,9	12,6	255,7
50	13,0	15,4	23,8	25,0	28,6	28,0	28,0	24,9	22,6	19,3	14,2	11,8	254,6
52	12,1	14,8	23,8	25,3	28,8	29,0	28,8	25,4	22,4	18,8	13,5	10,6	253,3
54	11,2	14,4	23,6	26,4	29,0	29,4	29,3	26,0	22,3	18,2	12,8	9,3	251,9
56	10,4	14,0	23,2	26,1	29,8	29,9	30,0	26,1	21,4	17,2	11,9	8,2	248,2
58	9,1	13,3	23,0	26,1	30,6	31,2	30,6	26,4	22,3	16,2	10,8	7,1	246,7
60	7,8	12,4	22,5	26,4	31,6	32,3	32,0	26,6	23,0	15,9	9,6	5,7	245,8
62	5,8	11,1	22,2	26,8	32,6	33,3	32,6	26,7	23,2	15,6	8,8	4,4	244,4
64	5,3	10,4	22,2	26,6	31,1	34,8	33,6	28,7	22,7	15,7	6,8	0	241,0
66	3,6	9,5	21,9	27,0	35,6	40,0	35,9	29,9	23,2	15,6	5,9	0	248,1
68	3,0	8,7	17,0	28,1	36,7	40,5	40,0	31,9	22,6	12,5	4,8	0	245,8

веро-восток СССР и Дальний Восток), при проведении изолиний учитывалась продолжительность солнечного сияния (изолинии даются пунктиром).

Изолинии на годовой карте проведены через 10 ккал/см², на месячных — через 2 ккал/см², что соответствует точности определения сумм прямой радиации из 10-летних рядов и изменчивости ее в пространстве.

Из карт, составленных З. И. Пивоваровой [20], видно, что годовые суммы солнечного тепла, приходящие на перпендикулярную поверхность, на побережье Северного Ледовитого океана составляют 60—70 ккал/см². Они увеличиваются к югу, достигая в Средней Азии 170 ккал/см² и более.

Несмотря на то что определяющим для прямой солнечной радиации является астрономический фактор, облачность в значительной степени изменяет широтное распределение прямой солнечной радиации. Особенно это проявляется на ЕТС, где изолинии имеют направление с юго-запада на северо-восток. Некоторое понижение радиации на западе вызвано уменьшением числа часов солнечного сияния по сравнению с окружающими районами.

Карты, характеризующие влияние облачности на приход прямой солнечной радиации в теплый и холодный периоды, для июня и декабря, представлены на рис. 5.13 и 5.14.

Для характеристики радиационного режима при ясной погоде были использованы [20] данные наблюдений на станциях актинометрической сети в сроки с отметкой яркого солнца ($\odot^2$) и общей облачностью от 0 до 2 баллов. Были обработаны материалы 150 станций (высотой не более 800 м) за период 1952—1958 гг. (муссонные области исключены) и составлены таблицы величин прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность в ясные дни [23]. Таблица [5.22] содержит средние многолетние значения для разных широт северного полушария, осредненные по срокам для 12 месяцев года.

Аналогичные данные прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность в ясные дни приведены в табл. 5.23.

В работе [4] составлена карта, дающая представление о распределении годовых сумм прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (рис. 5.15).

Географическое распределение прямой солнечной радиации по земному шару было проанализировано Берихардтом и Филиппсом [30]. Ими произведены расчеты потоков прямой солнечной радиации (кал/см²·мин.) для десятиградусных квадратов моря и суши между 70° с. ш. и 60° ю. ш. и построены карты.

В основу расчетов Берихардта и Филиппса была положена формула, полученная ими из теоретических соображений с привлечением ряда эмпирических параметров. Берихардт вел расчет с учетом мутности атмосферы при безоблачном небе, а Филиппс,

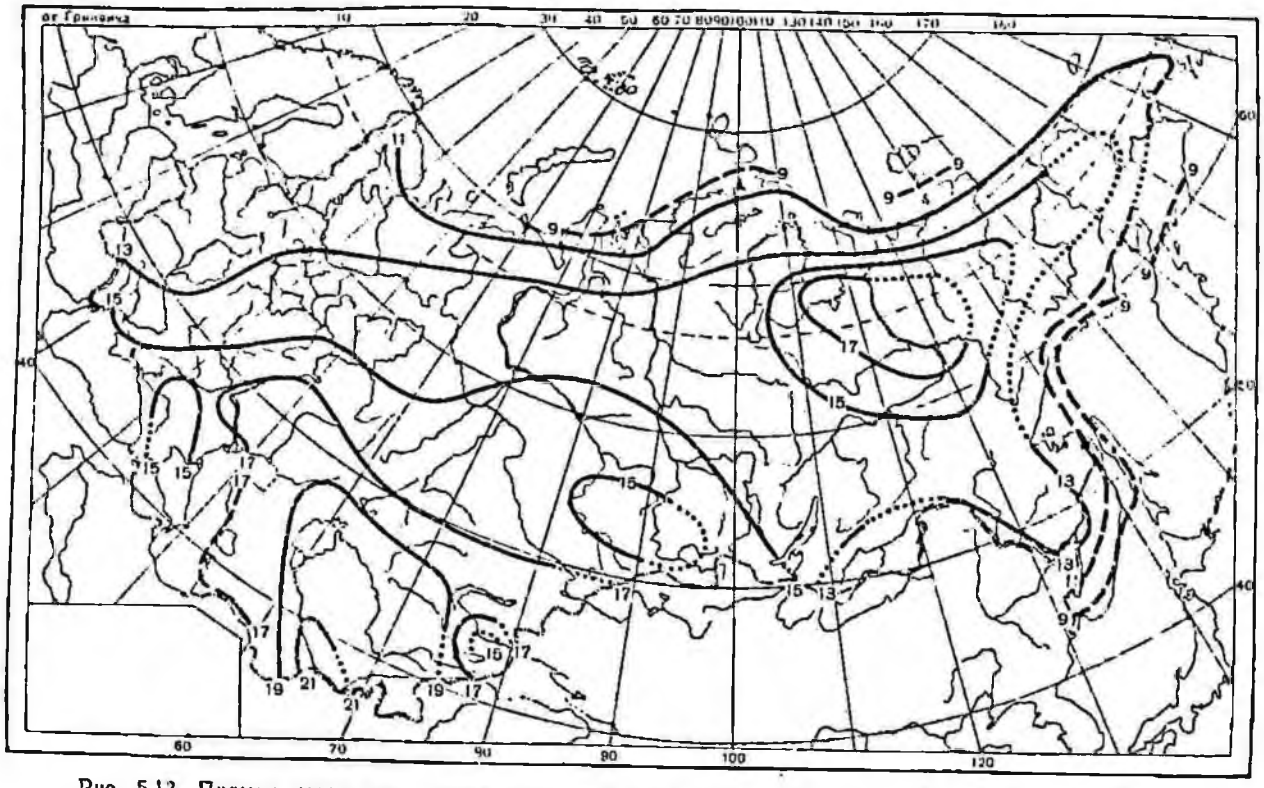


Рис. 5.13. Прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность (ккал/см² · мес.). Июль.

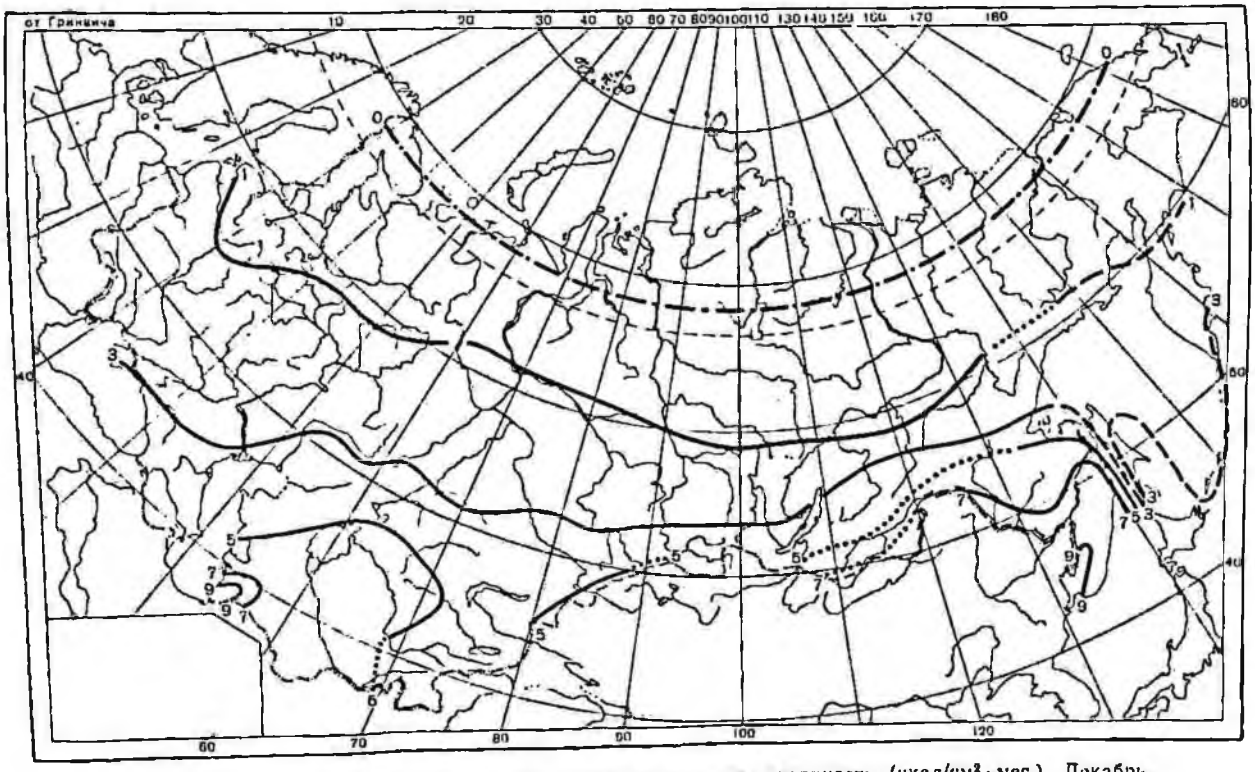


Рис. 5.14. Прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность (ккал/см² · мес.). Декабрь.

Прямая солнечная радиация (кал/см² · мин) на перпендикуляр

Широта	I			II			III					
	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30	6 30	9 30	12 30	15 30	6 30	9 30
38° с.	1,18	1,32	0,97	1,23	1,36	1,13	0,46	1,27	1,35	1,15	0,70	1,21
40	1,12	1,28	0,94	1,20	1,35	1,08	—	1,24	1,33	1,14	0,70	1,20
42	1,06	1,26	0,90	1,16	1,31	1,03	0,51	1,23	1,32	1,13	0,71	1,19
44	1,01	1,20	0,82	1,11	1,27	0,99	0,51	1,21	1,30	1,11	0,72	1,17
46	0,94	1,13	0,73	1,05	1,23	0,93	0,52	1,20	1,29	1,09	0,72	1,15
48	0,86	1,10	0,65	1,01	1,20	0,88	0,52	1,19	1,28	1,07	0,73	1,16
50	0,82	1,06	0,60	1,00	1,18	0,85	0,52	1,19	1,26	1,06	0,75	1,17
52	0,77	1,02	0,55	0,98	1,15	0,82	0,52	1,18	1,26	1,05	0,78	1,20
54	0,73	0,98	0,50	0,96	1,13	0,80	0,51	1,16	1,26	1,04	0,80	1,23
56	0,67	0,94	0,45	0,94	0,10	0,78	0,49	1,14	1,26	1,03	0,81	1,25
58	0,60	0,88	0,38	0,88	1,08	0,75	0,48	1,12	1,23	1,00	0,83	1,23
60	0,52	0,78	0,31	0,82	1,05	0,67	0,49	1,07	1,21	0,97	0,83	1,20
62	0,42	0,71	—	0,74	1,02	0,60	0,50	1,04	1,19	0,94	0,83	1,19
64	—	0,60	—	0,68	0,96	0,55	0,53	1,01	1,15	0,90	0,83	1,19
66	—	0,49	—	0,65	0,89	0,51	0,55	0,99	1,10	0,85	0,83	1,19
68	—	0,47	—	0,64	0,84	0,44	—	0,93	1,02	0,83	0,86	1,20

Широта	VII					VIII						
	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30
38° с.	0,69	1,10	1,18	1,02	—	0,64	1,14	1,22	1,08	—	0,59	1,19
40	0,73	1,12	1,19	1,05	0,40	0,66	1,14	1,22	1,08	1,24	0,59	1,19
42	0,78	1,14	1,20	1,08	0,47	0,69	1,13	1,21	1,07	0,27	0,60	1,18
44	0,80	1,14	1,20	1,10	0,52	0,71	1,12	1,20	1,06	0,32	0,61	1,17
46	0,81	1,14	1,20	1,10	0,57	0,73	1,11	1,19	1,05	0,36	0,61	1,16
48	0,83	1,14	1,20	1,10	0,61	0,74	1,10	1,19	1,05	0,37	0,61	1,15
50	0,86	1,14	1,21	1,10	0,64	0,75	1,10	1,19	1,04	0,40	0,60	1,15
52	0,88	1,15	1,22	1,11	0,69	0,76	1,10	1,19	1,04	0,43	0,62	1,14
54	0,90	1,16	1,23	1,12	0,73	0,79	1,10	1,20	1,05	0,47	0,62	1,13
56	0,92	1,16	1,24	1,13	0,75	0,81	1,10	1,20	1,05	0,50	0,62	1,12
60	0,95	1,16	1,25	1,13	0,79	0,84	1,12	1,20	1,07	0,60	0,67	1,14
62	0,96	1,16	1,25	1,15	0,81	0,86	1,14	1,20	1,09	0,65	0,69	1,15
64	1,00	1,18	1,25	1,16	0,84	0,89	1,15	1,20	1,11	0,70	0,70	1,15
66	1,03	1,20	1,26	1,18	0,91	0,92	1,17	1,21	1,12	0,73	0,71	1,12
68	1,03	1,22	1,28	1,19	0,94	1,00	1,22	1,25	1,12	0,80	0,80	1,10

Таблица 5.22

ную поверхность в ясные дни (средняя многолетняя) [23]

IV			V					VI				
12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
1,28	1,09	—	0,83	1,20	1,25	1,10	0,29	0,84	1,20	1,25	1,12	0,44
1,30	1,09	—	0,85	1,20	1,25	1,12	0,34	0,85	1,20	1,25	1,12	0,49
1,30	1,10	—	0,86	1,19	1,25	1,14	0,38	0,86	1,20	1,25	1,12	0,53
1,29	1,10	—	0,87	1,19	1,25	1,13	0,42	0,88	1,19	1,24	1,12	0,56
1,24	1,09	0,21	0,88	1,18	1,26	1,12	0,44	0,89	1,18	1,23	1,11	0,59
1,22	1,07	0,22	0,89	1,17	1,26	1,12	0,48	0,90	1,17	1,23	1,10	0,62
1,23	1,07	0,24	0,89	1,17	1,26	1,12	0,52	0,92	1,17	1,23	1,11	0,65
1,26	1,08	0,29	0,90	1,18	1,26	1,14	0,56	0,94	1,17	1,23	1,12	0,68
1,30	1,11	0,37	0,92	1,20	1,27	1,15	0,60	0,95	1,17	1,23	1,13	0,71
1,31	1,14	0,44	0,94	1,20	1,28	1,15	0,63	0,96	1,17	1,22	1,13	0,74
1,30	1,14	0,48	0,96	1,20	1,29	1,15	0,66	0,97	1,18	1,22	1,13	0,77
1,28	1,12	0,50	0,99	1,20	1,29	1,15	0,70	0,98	1,18	1,22	1,13	0,80
1,25	1,10	0,50	1,00	1,22	1,30	1,15	0,75	1,01	1,20	1,23	1,14	0,85
1,25	1,10	0,51	1,01	1,23	1,31	1,16	0,79	1,03	1,21	1,25	1,14	0,90
1,25	1,10	0,54	1,03	1,24	1,32	1,18	0,83	1,06	1,22	1,26	1,15	0,93
1,25	1,11	0,60	1,06	1,25	1,34	1,20	0,86	1,08	1,22	1,28	1,16	0,96

IX		X				XI			XII		
12 30	15 30	6 30	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30
1,25	1,04	0,44	1,20	1,26	0,98	1,14	1,24	0,80	1,17	1,27	0,77
1,25	1,03	0,44	1,18	1,25	0,97	1,13	1,24	0,80	1,11	1,25	0,76
1,24	1,02	0,43	1,16	1,24	0,95	1,13	1,23	0,78	1,08	1,21	0,75
1,23	1,02	0,42	1,14	1,23	0,93	1,13	1,22	0,74	1,03	1,16	0,66
1,21	1,01	0,41	1,11	1,22	0,90	1,09	1,20	0,69	0,95	1,10	0,55
1,21	1,00	0,38	1,10	1,20	0,86	1,04	1,15	0,62	0,89	1,05	0,43
1,20	1,00	0,37	1,08	1,19	0,84	1,00	1,12	0,57	0,84	1,02	0,37
1,20	1,99	0,37	1,07	1,18	0,82	0,97	1,09	0,53	0,78	0,99	0,26
1,20	0,99	0,37	1,06	1,16	0,80	0,92	1,06	0,50	0,73	0,95	—
1,20	1,00	—	1,05	1,15	0,77	0,86	1,00	0,47	0,68	0,88	—
1,21	1,05	—	1,03	1,12	0,73	0,75	0,85	0,31	0,49	0,74	—
1,23	1,05	—	1,02	1,11	0,73	0,70	0,80	0,30	0,44	0,57	—
1,24	1,05	—	0,98	1,10	0,72	0,64	0,75	—	—	—	—
1,22	1,04	—	0,90	1,06	0,69	0,52	0,75	—	—	—	—
1,20	0,99	—	0,82	0,95	0,60	0,42	0,70	—	—	—	—

Прямая солнечная радиация (кал/см²·мин.) на горизонталь

Широта	I			II			III					
	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30	6 30	9 30	12 30	15 30	6 30	9 30
38° с.	0,40	0,64	0,23	0,55	0,82	0,37	0,06	0,73	0,99	0,52	0,15	0,88
40	0,37	0,59	0,18	0,51	0,78	0,34	0,06	0,71	0,97	0,51	0,15	0,85
42	0,32	0,56	0,13	0,47	0,74	0,32	0,05	0,69	0,94	0,50	0,15	0,82
44	0,28	0,50	0,09	0,43	0,69	0,29	0,05	0,65	0,90	0,48	0,16	0,80
46	0,23	0,44	0,08	0,38	0,64	0,26	0,05	0,61	0,86	0,44	0,16	0,77
48	0,20	0,38	0,06	0,34	0,61	0,23	0,04	0,58	0,83	0,42	0,16	0,76
50	0,17	0,36	0,05	0,31	0,54	0,21	0,04	0,56	0,79	0,40	0,18	0,75
52	0,13	0,31	0,04	0,29	0,48	0,18	0,04	0,54	0,75	0,38	0,18	0,72
54	0,10	0,26	0,01	0,27	0,44	0,16	0,04	0,51	0,71	0,36	0,19	0,71
56	0,08	0,21	—	0,24	0,41	0,14	0,04	0,47	0,66	0,33	0,19	0,70
58	0,06	0,16	—	0,19	0,37	0,13	0,04	0,43	0,62	0,31	0,19	0,67
60	0,03	0,12	—	0,16	0,32	0,11	0,04	0,41	0,57	0,29	0,19	0,64
62	0,03	0,09	—	0,14	0,27	0,09	0,04	0,37	0,53	0,26	0,19	0,62
64	—	0,08	—	0,12	0,24	0,08	0,03	0,35	0,48	0,24	0,18	0,58
66	—	0,07	—	0,11	0,23	0,07	0,02	0,33	0,43	0,22	0,18	0,56
68	—	—	—	0,08	0,21	0,05	—	0,27	0,37	0,19	0,18	0,54

Широта	VII					VIII						
	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30
38° с.	0,23	0,91	1,15	0,74	0,07	0,18	0,86	1,11	0,66	0,03	0,08	0,78
40	0,21	0,91	1,13	0,73	0,08	0,18	0,86	1,10	0,64	0,03	0,08	0,76
42	0,25	0,90	1,11	0,73	0,10	0,18	0,84	1,08	0,63	0,03	0,09	0,74
44	0,26	0,89	1,09	0,73	0,11	0,18	0,80	1,03	0,62	0,03	0,10	0,73
46	0,28	0,87	1,07	0,72	0,13	0,19	0,77	0,97	0,61	0,04	0,11	0,70
48	0,30	0,85	1,05	0,71	0,13	0,19	0,75	0,94	0,59	0,05	0,09	0,67
50	0,31	0,84	1,04	0,71	0,15	0,21	0,74	0,92	0,58	0,05	0,09	0,64
52	0,32	0,84	1,03	0,71	0,17	0,21	0,73	0,91	0,57	0,06	0,08	0,62
54	0,32	0,83	1,02	0,70	0,19	0,22	0,73	0,88	0,57	0,07	0,09	0,59
56	0,34	0,82	0,99	0,69	0,20	0,23	0,70	0,85	0,56	0,08	0,09	0,56
58	0,35	0,81	0,96	0,67	0,22	0,24	0,68	0,82	0,53	0,09	0,09	0,53
60	0,36	0,78	0,95	0,67	0,23	0,24	0,66	0,79	0,51	0,10	0,11	0,51
62	0,36	0,76	0,93	0,67	0,23	0,24	0,64	0,78	0,51	0,11	0,11	0,48
64	0,37	0,75	0,90	0,67	0,25	0,24	0,64	0,75	0,51	0,12	0,11	0,45
66	0,38	0,75	0,88	0,66	0,28	0,25	0,64	0,72	0,51	0,14	0,12	0,42
68	0,39	0,75	0,87	0,66	0,31	0,27	0,64	0,71	0,51	0,16	0,13	0,39

Таблица 5.23

ную поверхность в ясные дни (средняя многолетняя) [23]

IV			V					VI				
12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
1,14	0,65	—	0,27	0,97	1,20	0,73	0,03	0,29	0,99	1,20	0,76	0,05
1,09	0,62	—	0,28	0,96	1,17	0,71	0,04	0,31	0,98	1,18	0,75	0,07
1,06	0,60	—	0,29	0,95	1,15	0,70	0,05	0,33	0,97	1,17	0,75	0,09
1,02	0,58	—	0,29	0,93	1,12	0,69	0,06	0,34	0,94	1,16	0,75	0,11
0,99	0,56	—	0,30	0,89	1,10	0,68	0,06	0,34	0,92	1,12	0,73	0,12
0,95	0,55	0,01	0,31	0,88	1,06	0,68	0,07	0,35	0,91	1,09	0,72	0,13
0,93	0,54	0,01	0,31	0,88	1,04	0,68	0,08	0,36	0,90	1,07	0,71	0,13
0,91	0,54	0,02	0,32	0,86	1,02	0,68	0,09	0,37	0,89	1,07	0,71	0,15
0,91	0,53	0,03	0,33	0,84	0,99	0,67	0,11	0,38	0,87	1,05	0,71	0,17
0,86	0,51	0,04	0,33	0,83	0,97	0,66	0,11	0,38	0,86	1,02	0,71	0,18
0,81	0,50	0,05	0,34	0,82	0,95	0,65	0,13	0,39	0,86	1,00	0,71	0,20
0,78	0,48	0,05	0,35	0,81	0,93	0,63	0,15	0,41	0,84	0,99	0,69	0,22
0,75	0,47	0,05	0,37	0,80	0,91	0,62	0,16	0,41	0,83	0,96	0,69	0,24
0,72	0,45	0,05	0,37	0,80	0,89	0,61	0,17	0,42	0,82	0,92	0,68	0,26
0,69	0,43	0,06	0,38	0,78	0,87	0,60	0,18	0,44	0,82	0,90	0,67	0,28
0,67	0,42	0,07	0,40	0,75	0,84	0,57	0,19	0,45	0,80	0,90	0,67	0,31

IX		X				XI			XII		
12 30	15 30	6 30	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30
1,02	0,51	0,03	0,69	0,86	0,29	0,52	0,69	0,18	0,40	0,60	0,15
0,98	0,50	0,03	0,65	0,81	0,29	0,49	0,65	0,17	0,36	0,56	0,12
0,94	0,49	0,03	0,61	0,78	0,28	0,45	0,61	0,14	0,32	0,51	0,09
0,90	0,48	0,03	0,58	0,73	0,28	0,42	0,56	0,12	0,28	0,45	0,07
0,88	0,46	0,03	0,53	0,67	0,25	0,36	0,51	0,10	0,23	0,39	0,03
0,86	0,43	0,02	0,49	0,64	0,22	0,34	0,45	0,08	0,19	0,36	0,02
0,83	0,42	0,01	0,47	0,60	0,19	0,31	0,41	0,06	0,16	0,30	0,01
0,79	0,40	0,01	0,43	0,56	0,17	0,24	0,36	0,05	0,11	0,24	0,01
0,73	0,38	0,01	0,40	0,50	0,14	0,20	0,30	0,04	0,08	0,20	—
0,69	0,37	—	0,35	0,45	0,13	0,15	0,23	0,02	0,07	0,16	—
0,66	0,37	—	0,32	0,38	0,11	0,12	0,20	0,01	0,03	0,14	—
0,65	0,35	—	0,28	0,35	0,11	0,10	0,15	0,00	0,02	0,09	—
0,62	0,32	—	0,24	0,33	0,10	0,08	0,12	—	—	0,06	—
0,58	0,31	—	0,22	0,31	0,10	0,06	0,10	—	—	—	—
0,54	0,28	—	0,18	0,27	0,10	0,04	0,09	—	—	—	—
0,48	0,26	—	0,13	0,20	0,09	0,01	0,08	—	—	—	—

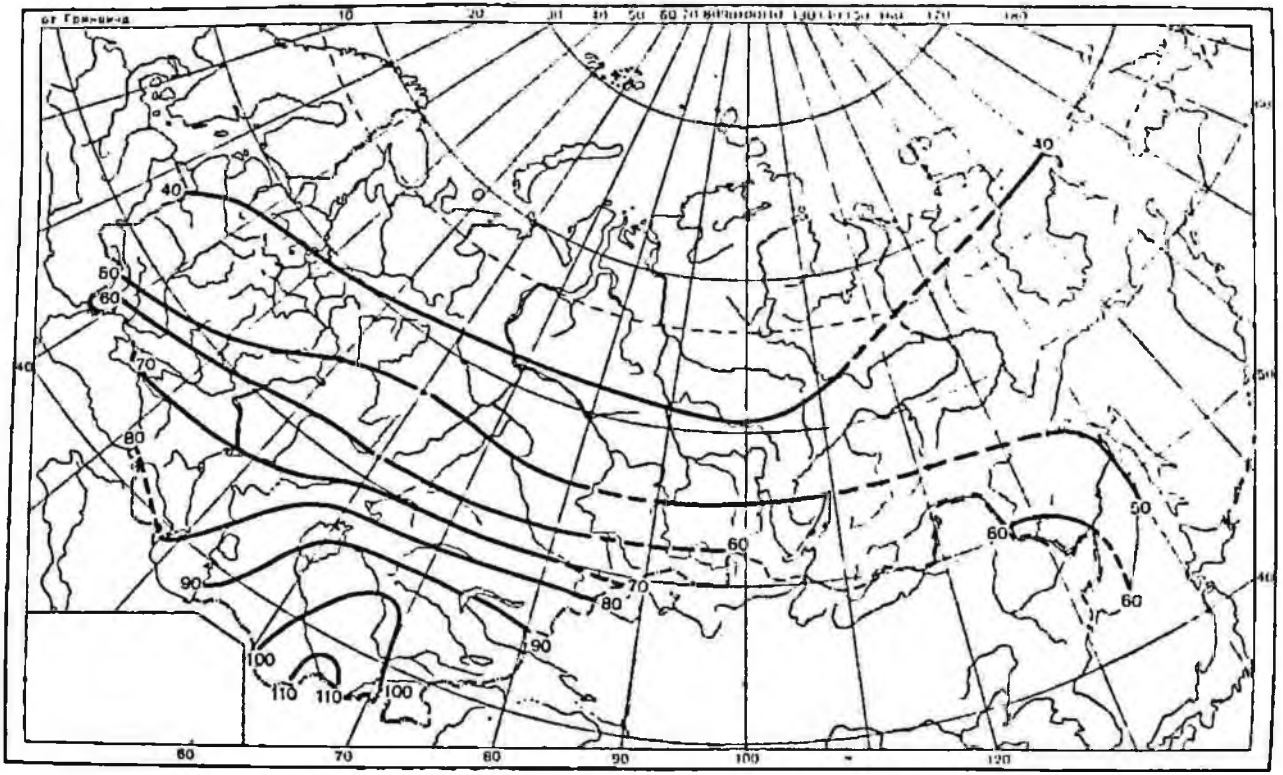


Рис. 5.15. Прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность (ккал/см²). Год

кроме мутности, учитывал и облачность. В результате были получены средние месячные значения и построены карты распределения прямой солнечной радиации по земному шару (отдельно для северного и южного полушарий) для 12 месяцев и за год.

Рис. 5.16а. Прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность с учетом облачности (кал/см^2·мин.) Год

Северное полушарие.

Здесь в качестве примера, приведены лишь годовые карты распределения прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность с учетом облачности и мутности атмосферы (рис. 5.16а и 5.16б).

Следует отдельно остановиться на влиянии мутности на потоки прямой солнечной радиации. Экспериментальные исследования [9] показали, что за последние 25 лет вклад аэрозольной

компоненты в ослабление прямой солнечной радиации заметно увеличился. Это постепенное возрастание мутности следует отнести за счет производственной деятельности человека.

Отдельные случаи сильного помутнения атмосферы зарегистрированы не только в отдельных районах земного шара [37], но и в глобальном масштабе.

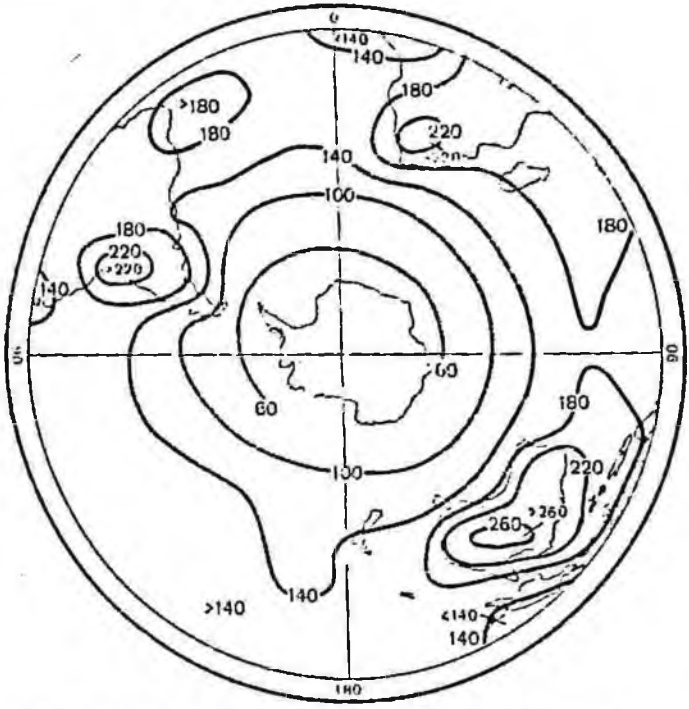


Рис. 5.16б. Прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность с учетом облачности (кал/см² · мин). Год.

Южное полушарие.

Причиной подобных быстрых помутнений в большинстве случаев являлись извержения вулканов, особенно извержения взрывного типа. Появление и дальнейшая динамика аэрозольного помутнения в данном районе зависят от времени года и мощности извержения. В экваториальной стратосфере возможно сохранение пыли в течение нескольких лет.

Климатологические исследования последних лет, проведенные в СССР [21, 22], подтвердили, что вклад аэрозольной компоненты в ослабление прямой солнечной радиации в атмосфере средних и низких широт сравнялся с вкладом водяного пара.

Ослабление солнечной радиации в реальной атмосфере (кал/см² · мин.) при $m = 2$ Таблица 5.24

Станция	Март			Май			Июль			Сентябрь			Ноябрь		
	S_R	ΔS_{H_2O}	$\Delta S_{аэр}$	S_R	ΔS_{H_2O}	$\Delta S_{аэр}$	S_R	ΔS_{H_2O}	$\Delta S_{аэр}$	S_R	ΔS_{H_2O}	$\Delta S_{аэр}$	S_R	ΔS_{H_2O}	$\Delta S_{аэр}$
Бухта Тихая	1,33	0,17	0,12	1,29	0,20	0,14	1,26	0,25	0,11	1,32	0,19	0,11			
о. Диксон	1,24	0,18	0,19	1,24	0,20	0,17	1,22	0,26	0,13	1,30	0,21	0,11			
б. Тикси	1,22	0,17	0,23	1,24	0,22	0,16	1,21	0,28	0,13	1,30	0,24	0,08			
Марково	1,27	0,18	0,16	1,20	0,21	0,20	1,16	0,28	0,18	1,29	0,23	0,09			
Ключи	1,25	0,18	0,18	1,15	0,22	0,25	1,10	0,29	0,23	1,25	0,26	0,10	1,40	0,19	0,02
Сыктывкар	1,28	0,20	0,14	1,18	0,24	0,20	1,13	0,28	0,21	1,19	0,26	0,18	1,35	0,22	0,04
Москва	1,14	0,21	0,27	1,02	0,26	0,34	1,01	0,29	0,32	1,10	0,27	0,24	1,32	0,23	0,07
Калининград	1,24	0,23	0,15	1,09	0,26	0,27	1,09	0,29	0,24	1,16	0,28	0,18	1,27	0,25	0,09
Казань	1,22	0,20	0,20	1,08	0,25	0,28	1,01	0,29	0,32	1,13	0,26	0,22	1,30	0,21	0,10
Омск	1,14	0,19	0,28	1,03	0,25	0,31	1,06	0,29	0,27	1,10	0,26	0,26	1,24	0,20	0,16
Семипалатинск	1,22	0,21	0,18	1,12	0,26	0,23	1,13	0,29	0,21	1,18	0,27	0,17	1,30	0,21	0,10
Иркутск	1,17	0,20	0,25	1,06	0,23	0,33	1,09	0,29	0,23	1,19	0,25	0,18	1,26	0,20	0,16
Сковородино	—	—	—	1,22	0,23	0,17	1,15	0,29	0,17	1,28	0,25	0,08	1,27	0,17	0,18
Хабаровск	1,18	0,18	0,26	1,14	0,25	0,24	1,10	0,31	0,20	1,20	0,27	0,15	1,27	0,18	0,16
Сад-Город	1,16	0,20	0,26	1,06	0,26	0,31	1,06	0,33	0,25	1,18	0,28	0,20	1,26	0,21	0,19
Кишинев	1,08	0,23	0,31	0,98	0,27	0,36	1,00	0,30	0,32	1,10	0,28	0,24	1,12	0,25	0,24
Баку	1,12	0,24	0,25	1,00	0,29	0,33	0,94	0,32	0,36	1,00	0,32	0,30	1,17	0,26	0,18
Аральское Море	1,24	0,24	0,14	1,11	0,27	0,24	1,07	0,29	0,26	1,18	0,27	0,17	1,31	0,23	0,08
Ташкент	1,19	0,24	0,18	1,07	0,28	0,27	1,02	0,28	0,31	1,06	0,26	0,30	1,20	0,24	0,18
Ашхабад	1,14	0,25	0,23	1,02	0,28	0,32	0,93	0,29	0,40	0,96	0,27	0,39	1,16	0,25	0,21

Особенности аэрозольного ослабления и поглощения водяным паром прямой солнечной радиации на территории СССР для разного времени года представлено в табл. 5.24. Расчет компонент ослабления основывался на данных актинометрических и аэрологических наблюдений в 20 пунктах СССР. Расчет сделан для массы $m=2$.

Приведенные данные показывают, что аэрозольное ослабление максимально в июне—июле на большей части территории СССР. На юге ЕТС и в Средней Азии аэрозольное ослабление даже несколько превышает поглощение водяным паром (до 60%), подобное положение характерно и для степных районов Поволжья и Западной Сибири. Аэрозольное ослабление уменьшается в направлении на север и северо-восток, а также уменьшается в зимнее время на большей части территории СССР.

2.4. Приход прямой солнечной радиации на наклонные поверхности

Поток прямой солнечной радиации на произвольно ориентированную плоскую поверхность определяется соотношением [14]

$$S_{\alpha} = S_m \cos i, \tag{5.6}$$

где S_m — поток солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность при атмосферной массе m; i — угол падения солнечных лучей на заданную поверхность. Косинус угла падения выражается следующим образом:

$$\cos i = \cos\alpha \sin h_{\odot} + \sin\alpha \cos h_{\odot} \cos\psi_{\odot}, \tag{5.7}$$

где α — угол наклона поверхности по отношению к горизонтальной плоскости; $h_{\odot}$ — высота Солнца; $\psi = \psi_{\odot} - \psi_n$, $\psi_{\odot}$ и ψ_n — азимуты Солнца и проекции нормали к поверхности на горизонтальную плоскость.

Высота и азимут Солнца определяются следующими формулами:

$$\sin h_{\odot} = \sin\varphi \sin\delta_{\odot} + \cos\varphi \cos\delta_{\odot} \cos\Omega, \tag{5.8}$$

$$\cos\psi_{\odot} = \frac{\sin h_{\odot} \sin\varphi - \sin\delta_{\odot}}{\cos h_{\odot} \cos\varphi},$$

$$\sin\psi_{\odot} = \frac{\cos\delta_{\odot} \sin\Omega}{\cos h_{\odot}}, \tag{5.9}$$

где φ — широта, $\delta_{\odot}$ — склонение Солнца, Ω — часовой угол Солнца в данный момент времени, отсчитываемый от момента истинного полдня.

Учитывая соотношения (5.7) — (5.9), получим вместо (5.6)

$$S_c = S_m [\cos\alpha (\sin\varphi \sin\delta_\odot + \cos\varphi \cos\delta_\odot \times \cos\Omega) + \sin\alpha [\cos\psi_\pi [\operatorname{tg}\varphi (\sin\varphi \sin\delta_\odot + \cos\varphi \cos\delta_\odot \cos\Omega) - \sin\delta_\odot \sec\varphi] + \sin\psi_\pi \cos\delta_\odot \sin\Omega]]. \quad (5.10)$$

Последняя формула определяет в общем виде приход прямой солнечной радиации на наклонную поверхность в зависимости от ее ориентации, определяемой углами α и ψ_π, для любой широты φ и в различные моменты времени дня (Ω) или года ($\delta_\odot$).

Для вертикальных плоскостей, ориентированных на восток и запад, углы падения солнечных лучей не зависят от широты и повсюду определяются местным (солнечным) временем [3]:

$$\cos i = \pm \cos\delta_\odot \sin\Omega. \quad (5.11)$$

Углы падения солнечных лучей на восточные и западные вертикальные поверхности в одни и те же часы местного времени (Ω) оказываются одинаковыми на всем земном шаре.

Поток солнечной радиации на наклонную поверхность обычно вычисляется по данным актинометрических измерений потока солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность. Выполнено также большое число теоретических расчетов S_c при различных условиях прозрачности атмосферы. При этом поток солнечной радиации на перпендикулярную поверхность определяется по значению солнечной постоянной и различным заданным величинам характеристик прозрачности атмосферы.

Наиболее детальные теоретические расчеты были проведены для потоков солнечной радиации на различно ориентированные вертикальные поверхности. Результаты таких расчетов достаточно полно освещены в монографии [14].

Дневной ход прямой солнечной радиации для вертикальных поверхностей существенно зависит от их ориентации. Для южных стен максимум наблюдается в истинный полдень. Для восточных и западных стен максимум смещается соответственно к утренним и вечерним часам. Для иллюстрации дневного хода солнечной радиации приведена табл. 5.25, где даны величины $\frac{S_u}{S_r}$ и $\frac{S_r}{S_m}$ для различно ориентированных вертикальных поверхностей летом и зимой на 60° с. ш.

Дневной ход прямой солнечной радиации для различных наклонных поверхностей северной и южной ориентации на широтах 42, 50, 60 и 70° представлен в табл. 5.26. В таблице даны ежечасные потоки прямой солнечной радиации для различных дней года, соответствующих склонению Солнца $+23^\circ$ [10]. Так как суточный ход симметричен относительно полудня, в таблице

Таблица 5.25

Дневной ход величин отношения потоков солнечной радиации на вертикальную и перпендикулярную к лучам поверхности на 60° с. ш.

Истинное солнечное время, часы		S_r/S_m		S_θ/S_m							
				лето (21 VI), $\delta_\odot = 23{,}5°$					зима (22 XII), $\delta_\odot = 23{,}5°$		
З	В	лето	зима	Ю	С	$\frac{З}{В}$	ЮЗ ЮВ	СЗ СВ	Ю	$\frac{З}{В}$	ЮЗ ЮВ
9	15										
10	14						0,02				
11	13						0,23				0,30
12	12	0,80	0,11	0,60		0,00	0,42		0,99	0,00	0,52
13	11	0,79	0,10	0,57		0,24	0,60		0,97	0,24	0,70
14	10	0,74	0,05	0,49		0,46	0,67		0,89	0,46	0,85
15	9	0,70		0,36		0,65	0,71	0,20			0,95
16	8	0,57		0,20		0,79	0,70	0,42			
17	7	0,46		0,01		0,89	0,63	0,62			
18	6	0,34			0,20	0,92	0,51	0,79			
19	5	0,23			0,41	0,89	0,34	0,91			
20	4	0,12			0,60	0,79	0,14	0,98			
21	3				0,76	0,65		1,00			
22	2	0,02									

Таблица 5.26

Ежечасные потоки прямой солнечной радиации (кал/см² · мин.). Склонение Солнца $\delta_\odot = 23°$

Часовой угол	Север				0°	Юг			
	40°	30	20°	10		10	20°	30°	40
					$\varphi = 42°$				
0	0,80	1,02	1,18	1,34	1,45	1,52	1,54	1,52	1,42
1	0,70	0,99	1,17	1,31	1,41	1,47	1,49	1,45	1,38
2	0,77	0,94	1,09	1,21	1,29	1,33	1,34	1,30	1,21
3	0,69	0,84	0,96	1,03	1,08	1,09	1,08	1,04	0,96
4	0,63	0,71	0,78	0,82	0,83	0,82	0,78	0,73	0,65
5	0,53	0,56	0,57	0,57	0,55	0,51	0,42	0,37	0,31
6	0,38	0,37	0,35	0,31	0,26	0,22	0,16	0,08	0,02
7	0,20	0,19	0,10	0,04	0,04	0,04	—	—	—

Часовой угол	Север				0°	Юг			
	40°	30°	20°	10°		10°	20°	30°	40°
					$\varphi=50°$				
0	0,60	0,83	1,04	1,22	1,36	1,45	1,51	1,53	1,48
1	0,60	0,82	1,02	1,18	1,32	1,41	1,46	1,47	1,43
2	0,59	0,78	0,95	1,09	1,20	1,28	1,30	1,31	1,26
3	0,57	0,72	0,86	0,96	1,04	1,09	1,10	1,08	1,03
4	0,54	0,64	0,73	0,79	0,82	0,83	0,82	0,79	0,73
5	0,50	0,55	0,57	0,58	0,58	0,56	0,51	0,45	0,39
6	0,41	0,41	0,39	0,36	0,32	0,26	0,21	0,14	0,07
7	0,25	0,26	0,21	0,15	0,10	0,05	—	—	—
					$\varphi=60°$				
0	0,34	0,58	0,80	1,00	1,18	1,29	1,40	1,46	1,47
1	0,35	0,58	0,80	1,00	1,16	1,29	1,39	1,44	1,44
2	0,38	0,58	0,77	0,91	1,05	1,15	1,25	1,28	1,30
3	0,40	0,56	0,70	0,84	0,96	1,02	1,05	1,07	1,03
4	0,42	0,53	0,62	0,72	0,79	0,81	0,81	0,80	0,77
5	0,43	0,49	0,54	0,58	0,61	0,58	0,56	0,51	0,46
6	0,43	0,44	0,43	0,41	0,43	0,34	0,28	0,22	0,14
7	0,39	0,36	0,32	0,26	0,23	0,13	0,07	0,01	—
8	0,26	0,24	0,20	0,13	0,07	—	—	—	—
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
					$\varphi=70°$				
0	0,06	0,32	0,56	0,78	0,97	1,17	1,26	1,36	1,41
1	0,07	0,32	0,54	0,75	0,95	1,11	1,24	1,33	1,39
2	0,13	0,35	0,55	0,73	0,90	1,01	1,13	1,20	1,23
3	0,22	0,38	0,54	0,69	0,81	0,90	0,98	1,02	1,03
4	0,28	0,41	0,58	0,62	0,70	0,77	0,80	0,81	0,80
5	0,37	0,44	0,50	0,54	0,57	0,58	0,58	0,55	0,51
6	0,44	0,45	0,46	0,45	0,43	0,40	0,35	0,29	0,22
7	0,46	0,46	0,41	0,36	0,30	0,23	0,15	0,07	—
8	0,47	0,41	0,35	0,27	0,18	0,09	—	—	—
9	0,43	0,36	0,28	0,18	0,10	—	—	—	—
10	0,36	0,28	0,23	0,13	0,05	—	—	—	—
11	0,31	0,23	0,19	0,13	0,03	—	—	—	—
12	0,26	0,20	0,13	0,06	0,02	—	—	—	—

дан ход за половину суток. Как видно из данных таблицы, на широте 50° потоки солнечной радиации на южные склоны близки друг к другу, угол наклона поверхности играет малую роль.

Суточный ход прямой солнечной радиации для северных склонов с увеличением крутизны и географической широты делается все более пологим. Приведенные расчеты выполнены для безоблачной атмосферы. В работе [10] проведены также расчеты суточных сумм тепла прямой солнечной радиации для различных склонов. Годовой ход возможных суточных сумм солнечной радиации определяется главным образом углом падения прямых лучей. В годовом ходе суточных сумм для южного склона крутизной 40° на широте 42° наблюдается летний минимум, связанный с увеличением угла падения лучей при высоком Солнце.

Наглядной характеристикой радиационного режима наклонных поверхностей являются относительные величины потоков и сумм прямой солнечной радиации, определенные по отношению к потокам и суммам для горизонтальной поверхности.

Для различно ориентированных вертикальных поверхностей относительные величины действительных $X_д$ и возможных $X_в$ суточных сумм прямой солнечной радиации приведены в табл. 5.27 [8]. Относительные суммы получены для широты

Таблица 5.27

Действительные и возможные суточные суммы прямой солнечной радиации [8]

Ориентация склона	Коэффициенты	Месяц											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ю	$X_д$	4,42	2,60	1,50	0,84	0,50	0,40	0,45	0,69	1,19	2,12	3,70	5,50
	$X_в$	4,50	2,60	1,50	0,84	0,50	0,40	0,43	0,68	1,20	2,10	3,80	5,40
З	$X_д$	1,01	0,75	0,69	0,50	0,46	0,43	0,44	0,50	0,61	0,74	0,96	1,20
	$X_в$	0,92	0,72	0,66	0,58	0,53	0,51	0,53	0,56	0,66	0,74	0,90	1,03
С	$X_д$	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,11	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
	$X_в$	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,13	0,12	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
В	$X_д$	0,82	0,62	0,59	0,57	0,54	0,54	0,54	0,56	0,61	0,63	0,70	0,83
	$X_в$	0,92	0,72	0,66	0,58	0,53	0,51	0,53	0,56	0,66	0,74	0,90	1,03

Минска ($\varphi=54°$ с. ш.) для 16 числа каждого месяца. Относительные величины суточных сумм в меньшей степени зависят от прозрачности и облачности и могут быть использованы для всей отмеченной широты.

Относительные суточные суммы прямой солнечной радиации для различно ориентированных склонов и разных широт приведены также в работе [10].

Относительные величины могут быть использованы для определения действительных сумм для склонов на основании действительных сумм для горизонтальной поверхности, полученных по наблюдениям.

Подробные таблицы потоков и сумм прямой солнечной радиации на различно ориентированные наклонные поверхности можно найти в работах [51, 39, 41, 31].

2.5. Лучистый приток тепла за счет солнечной радиации

Поглощенная атмосферой солнечная радиация, по расчетам М. И. Будыко, компенсирует приблизительно 43% энергии, теряемой атмосферой через излучение. Как показывают данные расчетов и актинометрического аэростатного зондирования, основной вклад в поглощение солнечной радиации атмосферой и в уходящее излучение дает тропосфера. Вклад стратосферы в уходящее излучение составляет лишь 3—6%. Минимум радиационного нагревания за счет поглощения коротковолновой радиации летом в средних широтах наблюдается на высотах 14—16 км [17]. Величины радиационного нагревания за счет поглощения солнечной радиации в нижней тропосфере в ясные летние дни близки к 0,06—0,1 град/час. В отдельных слоях нагревание может достигать 0,2 град/час. Такие значения были получены В. Г. Кастровым [12], а также в ЛГУ при аэростатных исследованиях [17]. При этом оказалось, что наибольший и почти одинаковый вклад в поглощение солнечной радиации в нижней тропосфере вносят водяной пар и аэрозольная компонента. Максимум радиационного нагревания наблюдается на высотах 2—5 км (рис. 5.17). Расчеты поглощения прямой солнечной радиации, проведенные О. А. Авасте [2], подтверждают экспериментальные данные. По расчетам радиационное нагревание (рис. 5.17) имеет максимум также на высотах 2—5 км, величины его близки к полученным в эксперименте.

Поглощение прямой солнечной радиации водяным паром и углекислым газом в слое 0—20 км в зависимости от атмосферной массы представлено на рис. 5.18. Величины поглощенной солнечной энергии в слоях толщиной 0,5 км для различных масс даны в табл. 5.28. Расчеты проведены в предположении, что плотность водяного пара убывает с высотой экспоненциально.

Таблица 5.28

Энергия прямой солнечной радиации, поглощаемая атмосферой в полукилометровых слоях, в зависимости от атмосферной массы для различных оптических толщин и содержаний водяного пара (мкал/см² · мин.)

$H_k - H_{k-1}$	m										$\bar{k}_{H_2O}$	$\bar{k}_{CO_2}$
	1,000	1,064	1,305	1,500	2,000	2,500	3,000	4,000	5,759	6,000		
$\tau_0=0,2$; $u'=0,5$ см												
0—0,5	12,98	21,34	10,44	9,30	7,28	5,98	5,08	3,89	2,72	2,61	4,14	156,2
0,5—1,0	21,28	11,69	9,93	8,87	6,99	5,78	4,93	3,81	2,71	2,61	3,61	148,0
1,0—1,5	11,55	11,01	9,38	8,41	6,66	5,54	4,75	3,70	2,67	2,57	3,14	140,2
1,5—2,0	10,81	10,31	8,82	7,92	6,31	5,27	4,54	3,65	2,59	2,50	2,74	132,6
2,0—2,5	10,06	9,61	8,25	7,43	5,95	4,99	4,31	3,40	2,50	2,41	2,39	125,4
2,5—3,0	9,32	8,91	7,68	6,93	5,58	4,70	4,07	3,23	2,39	2,31	2,08	118,6
3,0—3,5	8,59	8,22	7,11	6,43	5,20	4,40	3,82	3,05	2,28	2,20	1,81	112,0
3,5—4,0	7,88	7,55	6,55	5,94	4,82	4,09	3,57	2,87	2,15	2,08	1,58	105,7
4,0—4,5	7,20	6,90	6,00	5,45	4,46	3,80	3,32	2,68	2,02	1,96	1,38	99,7
4,5—5,0	6,54	6,28	5,48	4,99	4,09	3,50	3,07	2,49	1,89	1,84	1,20	94,0
5,0—5,5	5,93	5,69	4,98	4,54	3,74	3,21	2,83	2,30	1,76	1,71	1,04	88,6
5,5—6,0	5,34	5,14	4,51	4,12	3,41	2,93	2,59	2,12	1,63	1,58	0,91	83,4
6,0—6,5	4,80	4,62	4,06	3,72	3,09	2,67	2,36	1,94	1,50	1,46	0,79	78,5
6,5—7,0	4,30	4,14	3,65	3,35	2,79	2,42	2,14	1,77	1,38	1,34	0,68	73,8
7,0—7,5	3,84	3,70	3,26	3,00	2,51	2,18	1,94	1,61	1,26	1,22	0,60	69,3
7,5—8,0	3,41	3,29	2,91	2,68	2,25	1,96	1,74	1,45	1,14	1,11	0,52	65,0
8,0—8,5	3,03	2,92	2,59	2,38	2,00	1,75	1,56	1,31	1,03	1,01	0,45	61,0
8,5—9,0	2,68	2,58	2,30	2,12	1,78	1,56	1,40	1,17	0,93	0,91	0,39	57,2
9,0—9,5	2,36	2,28	2,03	1,87	1,58	1,39	1,24	1,04	0,83	0,81	0,34	53,5
9,5—10,0	2,08	2,01	1,79	1,65	1,40	1,23	1,10	0,93	0,74	0,73	0,29	50,1
10,0—10,5	1,83	1,77	1,57	1,46	1,23	1,08	0,98	0,82	0,66	0,65	0,26	46,8
10,5—11,0	1,60	1,55	1,38	1,28	1,09	0,96	0,86	0,73	0,59	0,57	0,22	43,7
11,0—11,5	1,41	1,36	1,21	1,12	0,95	0,84	0,76	0,64	0,52	0,51	0,19	40,8
11,5—12,0	1,23	1,19	1,06	0,98	0,84	0,74	0,66	0,56	0,46	0,45	0,17	38,0
12,0—12,5	1,07	1,04	0,93	0,86	0,73	0,64	0,58	0,49	0,40	0,39	0,14	35,4
12,5—13,0	0,94	0,90	0,81	0,75	0,64	0,56	0,51	0,43	0,35	0,34	0,12	32,9
13,0—13,5	0,81	0,79	0,70	0,65	0,56	0,49	0,44	0,38	0,31	0,30	0,11	30,6
13,5—14,0	0,71	0,68	0,61	0,57	0,48	0,43	0,39	0,33	0,27	0,26	0,09	28,4
14,0—14,5	0,62	0,60	0,53	0,49	0,42	0,37	0,34	0,29	0,23	0,23	0,08	26,4
14,5—15,0	0,54	0,52	0,46	0,43	0,37	0,32	0,29	0,25	0,20	0,20	0,07	24,4
15,0—15,5	0,46	0,45	0,40	0,37	0,32	0,28	0,25	0,22	0,18	0,17	0,06	22,6
15,5—16,0	0,40	0,39	0,35	0,32	0,27	0,24	0,22	0,19	0,15	0,15	0,05	20,9
16,0—16,5	0,35	0,34	0,30	0,28	0,24	0,21	0,19	0,16	0,13	0,13	0,05	19,3
16,5—17,0	0,30	0,29	0,26	0,24	0,21	0,18	0,16	0,14	0,11	0,11	0,04	17,8
17,0—17,5	0,26	0,25	0,23	0,21	0,18	0,16	0,14	0,12	0,10	0,10	0,03	16,4
17,5—18,0	0,23	0,22	0,20	0,18	0,15	0,14	0,12	0,10	0,08	0,08	0,03	15,0
18,0—18,5	0,20	0,19	0,17	0,16	0,13	0,12	0,11	0,09	0,07	0,07	0,02	13,8
18,5—19,0	0,17	0,16	0,15	0,14	0,12	0,10	0,09	0,08	0,06	0,06	0,02	12,6
19,0—19,5	0,15	0,14	0,13	0,12	0,10	0,09	0,08	0,07	0,05	0,05	0,02	11,6
19,5—20,0	0,13	0,12	0,11	0,10	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,02	10,6
Σ	148,39	142,14	123,28	111,81	91,01	77,38	67,60	54,47	41,09	39,84	(мкал/см²·мин.)	
$\tau_0=0,3$; $u'=2,1$ см												
0—0,5	17,48	16,57	13,89	12,30	9,33	6,87	5,72	4,23	2,78	2,64	8,49	156,2
0,5—1,0	16,86	16,01	13,48	11,98	9,36	7,69	6,06	4,40	3,02	2,89	7,40	148,0
1,0—1,5	16,14	15,34	12,96	11,55	9,07	7,50	6,41	4,59	3,13	3,00	6,45	140,2
1,5—2,0	15,37	14,62	12,38	11,05	8,72	7,24	6,21	4,86	3,13	3,02	5,62	132,6
2,0—2,5	14,57	13,86	11,77	10,52	8,32	6,93	5,96	4,68	3,42	3,25	4,90	125,4

$H_k - H_{k-1}$	m										$\overline{K}_{H_2O}$	$\overline{K}_{CO_2}$
	1,000	1,064	1,305	1,500	2,000	2,500	3,000	4,000	5,759	6,000		
2,5—3,0	13,75	13,10	11,14	9,98	7,92	6,60	5,69	4,48	3,30	3,19	4,27	118,6
3,0—3,5	12,93	12,32	10,51	9,42	7,50	6,27	5,41	4,28	3,16	3,06	3,72	112,0
3,5—4,0	12,11	11,55	9,88	8,87	7,08	5,93	5,13	4,06	3,01	2,91	3,24	105,7
4,0—4,5	11,30	10,79	9,25	8,32	6,66	5,60	4,84	3,85	2,86	2,77	2,82	99,7
4,5—5,0	10,50	10,03	8,62	7,77	6,25	5,26	4,56	3,64	2,71	2,62	2,46	94,0
5,0—5,5	9,71	9,29	8,01	7,23	5,84	4,93	4,28	3,42	2,56	2,48	2,14	88,6
5,5—6,0	8,95	8,56	7,41	6,70	5,43	4,60	4,01	3,21	2,42	2,34	1,86	83,4
6,0—6,5	8,20	7,86	6,82	6,18	5,03	4,28	3,73	3,01	2,27	2,20	1,62	78,5
6,5—7,0	7,49	7,18	6,25	5,68	4,64	3,96	3,46	2,80	2,12	2,06	1,40	73,8
7,0—7,5	6,81	6,54	5,71	5,19	4,26	3,64	3,20	2,60	1,98	1,92	1,22	69,3
7,5—8,0	6,17	5,93	5,19	4,73	3,90	3,34	2,94	2,40	1,84	1,79	1,06	65,0
8,0—8,5	5,57	5,35	4,70	4,29	3,55	3,05	2,70	2,21	1,70	1,65	0,92	61,0
8,5—9,0	5,00	4,81	4,23	3,88	3,22	2,78	2,46	2,02	1,57	1,52	0,80	57,2
9,0—9,5	4,48	4,32	3,80	3,49	2,90	2,52	2,23	1,84	1,44	1,40	0,70	53,5
9,5—10,0	4,00	3,85	3,40	3,13	2,61	2,27	2,02	1,67	1,31	1,27	0,60	50,1
10,0—10,5	3,56	3,43	3,04	2,79	2,34	2,04	1,82	1,51	1,19	1,16	0,52	46,8
10,5—11,0	3,16	3,05	2,70	2,49	2,09	1,82	1,63	1,36	1,08	1,05	0,45	43,7
11,0—11,5	2,80	2,70	2,40	2,21	1,86	1,63	1,45	1,22	0,97	0,94	0,39	40,8
11,5—12,0	2,47	2,38	2,12	1,96	1,65	1,45	1,30	1,09	0,87	0,85	0,34	38,0
12,0—12,5	2,18	2,10	1,87	1,73	1,46	1,28	1,15	0,97	0,78	0,76	0,30	35,4
12,5—13,0	1,91	1,85	1,65	1,52	1,29	1,14	1,02	0,86	0,69	0,68	0,26	32,9
13,0—13,5	1,68	1,62	1,45	1,34	1,14	1,00	0,90	0,76	0,61	0,60	0,22	30,6
13,5—14,0	1,47	1,42	1,27	1,17	1,00	0,88	0,79	0,67	0,54	0,53	0,19	28,4
14,0—14,5	1,29	1,24	1,11	1,03	0,88	0,77	0,70	0,59	0,48	0,47	0,17	26,4
14,5—15,0	1,12	1,09	0,97	0,90	0,77	0,68	0,61	0,52	0,42	0,41	0,14	24,4

$\tau_0=0,3$; $\mu'=2,1$ см

15,0—15,5	0,98	0,95	0,85	0,79	0,67	0,59	0,54	0,46	0,37	0,36	0,12	22,6
15,5—16,0	0,85	0,83	0,74	0,68	0,59	0,52	0,47	0,40	0,32	0,32	0,11	20,9
16,0—16,5	0,74	0,72	0,64	0,60	0,51	0,45	0,41	0,35	0,28	0,28	0,09	19,3
16,5—17,0	0,65	0,63	0,56	0,52	0,44	0,39	0,36	0,30	0,25	0,24	0,08	17,8
17,0—17,5	0,56	0,54	0,49	0,45	0,39	0,34	0,31	0,26	0,22	0,21	0,07	16,4
17,5—18,0	0,49	0,47	0,42	0,39	0,34	0,30	0,27	0,23	0,19	0,18	0,06	15,0
18,0—18,5	0,42	0,41	0,37	0,34	0,29	0,26	0,23	0,20	0,16	0,16	0,05	13,8
18,5—19,0	0,37	0,35	0,32	0,29	0,25	0,22	0,20	0,17	0,14	0,14	0,04	12,6
19,0—19,5	0,32	0,31	0,28	0,26	0,22	0,19	0,18	0,15	0,12	0,12	0,04	11,6
19,5—20,0	0,27	0,27	0,24	0,22	0,19	0,17	0,15	0,13	0,11	0,10	0,03	10,6
Σ	234,68	224,24	192,89	173,94	139,94	117,38	101,52	80,45	59,52	57,54		

$\tau_0=0,5$; $w'=3,0$ см

0—0,5	17,89	16,91	14,00	11,69	8,11	6,34	5,13	3,56	2,10	1,96	10,13	156,2
0,5—1,0	17,62	16,69	13,95	12,33	8,98	6,76	5,60	4,08	2,62	2,48	8,83	148,0
1,0—1,5	17,09	16,22	13,63	12,10	9,42	7,48	5,84	4,36	2,95	2,82	7,70	140,2
1,5—2,0	16,41	15,59	13,16	11,72	9,29	7,59	6,47	4,45	3,11	2,99	6,71	132,6
2,0—2,5	15,66	14,89	12,60	11,24	8,86	7,35	6,30	4,92	3,16	3,04	5,85	125,4
2,5—3,0	14,86	14,14	12,00	10,72	8,48	7,05	6,06	4,76	3,37	3,19	5,10	118,6
3,0—3,5	14,04	13,37	11,37	10,18	8,07	6,73	5,80	4,57	3,37	3,25	4,44	112,0
3,5—4,0	13,22	12,60	10,74	9,62	7,65	6,40	5,52	4,36	3,22	3,12	3,87	105,7
4,0—4,5	12,40	11,82	10,10	9,07	7,23	6,06	5,23	4,14	3,07	2,97	3,37	99,7
4,5—5,0	11,58	11,05	9,47	8,51	6,81	5,72	4,95	3,93	2,92	2,82	2,93	94,0
5,0—5,5	10,77	10,29	8,84	7,96	6,40	5,38	4,67	3,71	2,77	2,68	2,55	88,6
5,5—6,0	9,97	9,54	8,22	7,42	5,98	5,04	4,38	3,50	2,62	2,53	2,22	83,4
6,0—6,5	9,20	8,80	7,61	6,88	5,57	4,71	4,10	3,29	2,47	2,39	1,93	78,5
6,5—7,0	8,44	8,09	7,01	6,35	5,16	4,38	3,83	3,08	2,32	2,25	1,68	73,8
7,0—7,5	7,72	7,40	6,44	5,84	4,77	4,06	3,56	2,87	2,18	2,11	1,46	69,3
7,5—8,0	7,03	6,74	5,88	5,35	4,39	3,75	3,29	2,67	2,03	1,97	1,27	65,0
8,0—8,5	6,37	6,12	5,35	4,88	4,02	3,44	3,03	2,47	1,89	1,83	1,10	61,0
8,5—9,0	5,76	5,53	4,85	4,43	3,66	3,15	2,78	2,27	1,75	1,70	0,96	57,2
9,0—9,5	5,18	4,98	4,38	4,00	3,32	2,86	2,54	2,08	1,61	1,56	0,83	53,5
9,5—10,0	4,64	4,47	3,93	3,61	3,00	2,60	2,30	1,90	1,48	1,44	0,72	50,1

$H_k - H_{k-1}$	m										$\overline{K}_{H_2O}$	$\overline{K}_{CO_2}$
	1,000	1,064	1,305	1,500	2,000	2,500	3,000	4,000	5,759	6,000		
$\tau_0=0,5$; $u'=3,0$ см												
10,0—10,5	4,15	3,99	3,52	3,24	2,70	2,34	2,085	1,73	1,35	1,31	0,62	46,8
10,5—11,0	3,69	3,56	3,15	2,89	2,42	2,11	1,88	1,56	1,23	1,20	0,54	43,7
11,0—11,5	3,28	3,16	2,80	2,58	2,17	1,89	1,69	1,41	1,11	1,08	0,47	40,8
11,5—12,0	2,90	2,80	2,49	2,29	1,93	1,69	1,51	1,26	1,00	0,98	0,41	38,0
12,0—12,5	2,56	2,48	2,20	2,03	1,72	1,50	1,35	1,13	0,90	0,88	0,35	35,4
12,5—13,0	2,26	2,18	1,94	1,79	1,52	1,33	1,20	1,01	0,81	0,79	0,31	32,9
13,0—13,5	1,99	1,92	1,71	1,58	1,34	1,18	1,06	0,89	0,72	0,70	0,26	30,6
13,5—14,0	1,74	1,69	1,50	1,39	1,18	1,04	0,94	0,79	0,64	0,62	0,23	28,4
14,0—14,5	1,53	1,48	1,32	1,22	1,04	0,92	0,82	0,70	0,56	0,55	0,20	26,4
14,5—15,0	1,34	1,29	1,16	1,07	0,91	0,80	0,73	0,62	0,50	0,49	0,17	24,4
15,0—15,5	1,17	0,13	1,01	0,94	0,80	0,71	0,64	0,54	0,44	0,43	0,15	22,6
15,5—16,0	1,02	0,99	0,88	0,82	0,70	0,62	0,56	0,47	0,39	0,38	0,13	20,9
16,0—16,5	0,89	0,86	0,77	0,71	0,61	0,54	0,49	0,42	0,34	0,33	0,11	19,3
16,5—17,0	0,77	0,75	0,67	0,62	0,53	0,47	0,43	0,36	0,30	0,29	0,09	17,8
17,0—17,5	0,67	0,65	0,58	0,54	0,46	0,41	0,37	0,32	0,26	0,25	0,08	16,4
17,5—18,0	0,58	0,57	0,51	0,47	0,40	0,36	0,32	0,28	0,23	0,22	0,07	15,0
18,0—18,5	0,51	0,49	0,44	0,41	0,35	0,31	0,28	0,24	0,20	0,19	0,06	13,8
18,5—19,0	0,44	0,43	0,38	0,35	0,30	0,27	0,24	0,21	0,17	0,17	0,05	12,6
19,0—19,5	0,38	0,37	0,33	0,31	0,26	0,23	0,21	0,18	0,15	0,15	0,05	11,6
19,5—20,0	0,33	0,32	0,29	0,27	0,23	0,20	0,18	0,16	0,13	0,13	0,04	10,6
Σ	258,97	246,33	211,17	182,43	150,65	125,77	108,33	85,23	62,41	60,22		

Примечание. $\overline{K}_{H_2O}$ и $\overline{K}_{CO_2}$ — взвешенные параметры, характеризующие влияние водяного пара и углекислого газа на поглощение солнечной радиации на высоте H_k.

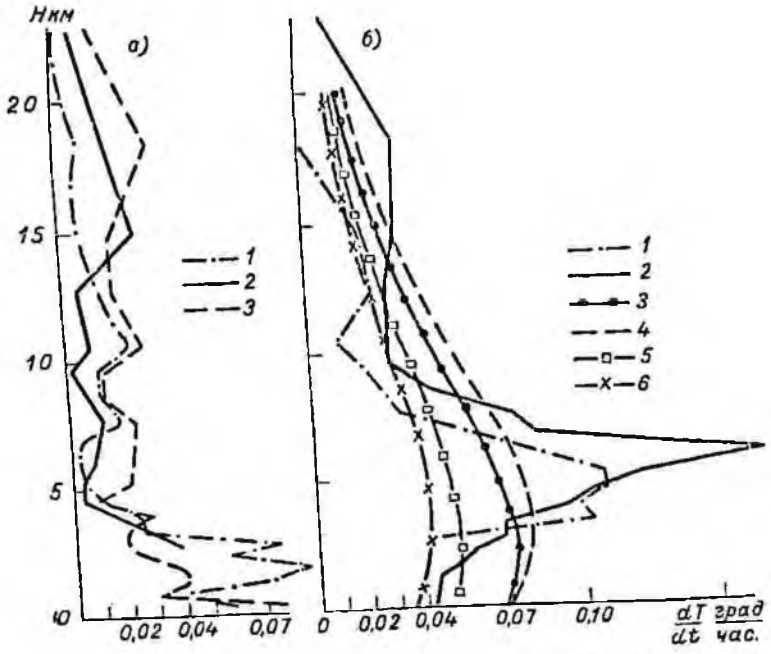


Рис. 5.17. Скорости радиационного нагревания для 50-миллибаровых слоев.

а) за счет поглощения аэрозолем летом (*1*, *2*) и осенью (*3*); *б)* за счет поглощения водяным паром в октябре (*1*), атмосферными газами в июле (*2*); теоретические величины радиационного нагревания: *3* — при $m=1$ и $u'=2,1$ см, *4* — при $m=1$ и $u'=3,0$, *5* — при $m=1,5$ и $u'=2,1$ см, *6* — при $m=2$ и $u'=2,1$ см.

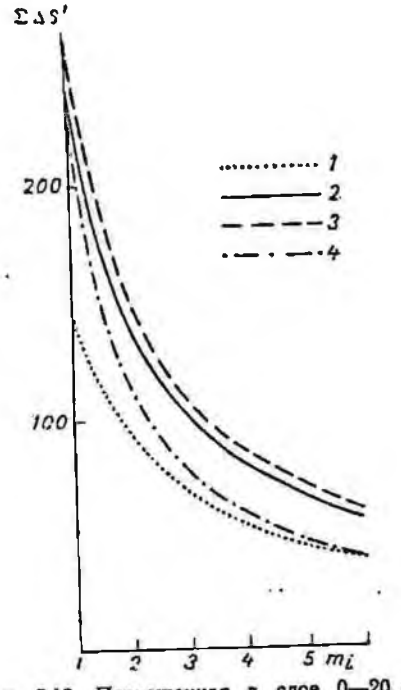


Рис. 5.18. Поглощенная в слое 0—20 км прямая солнечная радиация в зависимости от атмосферной массы m_i (в расчете на вертикальный столб единичной массы).

1) $\tau_0=0,2$; $u'=0,5$ см; *2)* $\tau_0=0,3$; $u'=2,1$ см; *3)* $\tau_0=0,5$; $u'=3,0$ см; *4* — зависимость $f(m_i)=\frac{c}{m_i}$ (приведена для сравнения).

Если водяной пар локализован на некоторых высотах в виде отдельных слоев, то поглощение солнечной радиации может достигать 50 мкал/см² · мин. км. Для средней стандартной модели атмосферы ($\tau_0(\lambda_0)=0{,}3$; $u'=2{,}1$ см) при массе $m\sim 1$ в слое 0—20 км поглощается 12% от солнечной постоянной.

Расчеты Д. Оринга [49] радиационного баланса стратосферы (12—55 км) показали, что поглощение ультрафиолетовой радиации озоном и инфракрасной солнечной радиации водяным паром

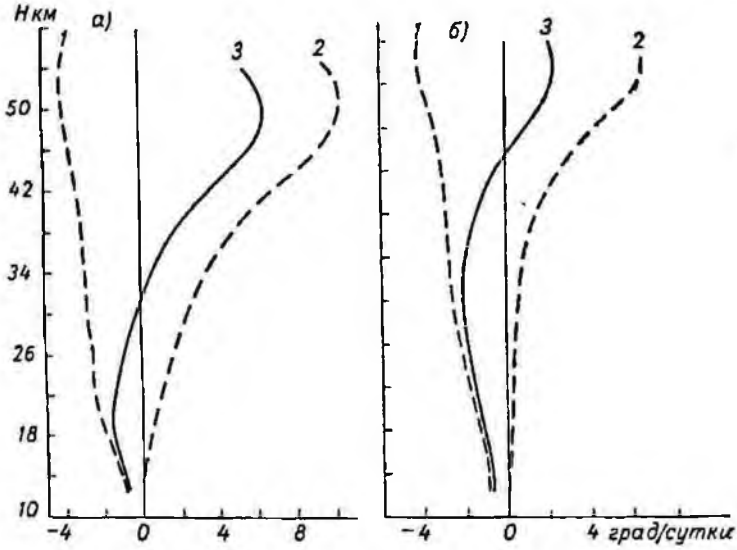


Рис. 5.19. Вертикальные распределения радиационных изменений температуры (град/сутки) в апреле (*а*) и октябре (*б*), 60—70° с. ш.

1 — за счет лучистого теплообмена, *2* — за счет поглощения солнечной радиации, *3* — суммарное изменение температуры.

существенно компенсирует радиационное выхолаживание стратосферы за счет длинноволновой радиации. Основную роль играет поглощение солнечной радиации озоном, оно примерно в четыре раза превосходит поглощение водяным паром. Основной вывод работы Д. Оринга состоит в том, что рассматриваемый слой атмосферы не находится в состоянии лучистого равновесия. Как правило, в нижней половине стратосферы наблюдается радиационное выхолаживание, а в верхней — радиационное нагревание, составляющее по порядку величины несколько градусов в день. На рис. 5.19 показаны результаты расчета вертикального профиля радиационных изменений температуры для пояса 60—70° с. ш. Во всех случаях максимум радиационного нагревания располагается вблизи 50 км, следовательно, на этом

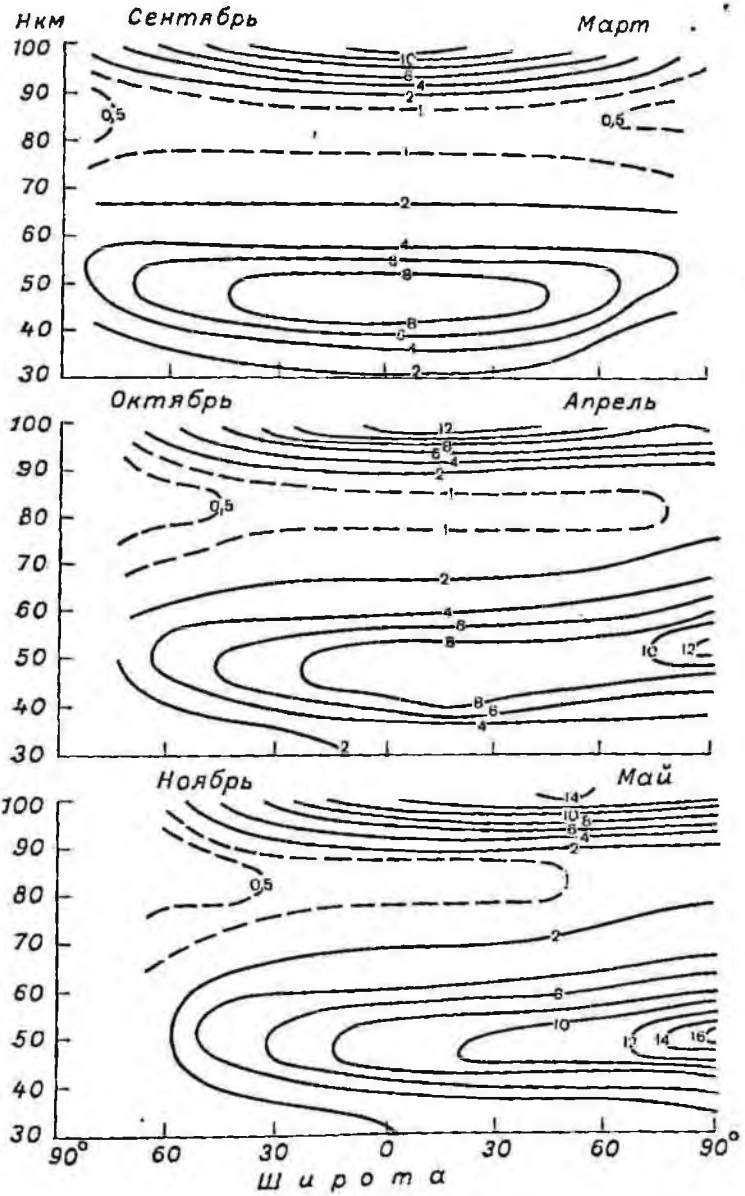


Рис. 5.20. Изменение температуры на различных высотах за счет поглощения солнечной радиации (град/сутки).

уровне имеет место максимальный лучистый приток тепла. Изменения температуры выше и ниже 50 км связаны соответственно с изменением поглощения ультрафиолетовой радиации озоном.

Ф. Джонсон на примере изменений суточных температур на высоте 50 км (5—8°) показал, что основным фактором суточного хода является суточная изменчивость поглощения солнечной радиации озоном. Эти результаты свидетельствуют о том, что тепловой режим стратосферы контролируется в первую очередь радиацией, но в нижней стратосфере адвекция тепла, по расчетам В. Чиу и Р. Гринфилда, может преобладать над радиационными факторами.

Тепловой режим мезосферы в еще большей степени определяется радиационными процессами. В нижней мезосфере основной вклад в коротковолновый лучистый приток тепла вносит поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации озоном. Вторая компонента, сильно поглощающая дальнее ультрафиолетовое излучение Солнца — молекулярный кислород. По данным Р. Пеппдорфа, максимальный приток тепла за счет поглощения солнечной радиации кислородом имеет место на высотах около 100 км, причем радиационное изменение температуры в слое максимума поглощения может достигать 5,5 град/час. Теоретические исследования Р. Маргетройда и Р. Гуди дали значительно меньшие значения радиационного нагревания, 10—15 град/сутки.

Важным результатом теоретических работ явилось установление наличия максимумов радиационного нагревания вблизи 80 км. Таким образом, ясно видно, что вертикальное распределение коротковолнового лучистого притока тепла подобно вертикальному профилю температуры.

На рис. 5.20 приведены расчетные меридиональные разрезы радиационных изменений температуры для различных сезонов.

ГЛАВА 6

РАССЕЯННАЯ И ОТРАЖЕННАЯ РАДИАЦИЯ

Часть 1. РАССЕЯННАЯ РАДИАЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Величина интенсивности или потока рассеянной радиации зависит в разной степени от большого количества астрономических, физических и географических факторов. Сюда входят спектральный состав солнечной радиации, величина солнечной постоянной, склонение и часовой угол Солнца, широта места и высота над уровнем моря, содержание рассеивающих и поглощающих веществ в атмосфере, облачность и альбедо подстилающей поверхности.

Многочисленные факторы, определяющие количество рассеянной радиации, непрерывно меняются во времени и пространстве и трудно поддаются учету. Поэтому для установления наиболее вероятных величин потоков рассеянной радиации для данного момента времени и пункта наблюдения необходимы длинные ряды наблюдений.

§ 1. СПЕКТРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ

Интенсивность рассеянной радиации зависит от длины волны падающего света, от количества и размера рассеивающих частиц.

В большинстве случаев интенсивность рассеянной радиации увеличивается с уменьшением длины волны. При увеличении размера рассеивающих частиц интенсивность рассеянной радиации увеличивается, а максимум в спектре рассеяния смещается в сторону более длинных волн.

В табл. 6.1 приведены результаты теоретических расчетов спектрального состава рассеянной радиации для различных рассеивающих сред [22].

Таблица 6.1

Распределение энергии в спектре Солнца за пределами атмосферы (10^{-3} кал/см^2·мин.) и спектральный состав рассеянной радиации (10^{-6} кал/см^2·мин.) [22]

	Δλ мкм						
	0,28—0,30	0,30—0,32	0,32—0,34	0,34—0,36	0,36—0,38	0,38—0,40	0,42—0,44
Солнце	2,6	11,5	21,8	31,3	35,2	36,0	54,3
1 см^3 чистого сухого воздуха	4,4	14,4	21,9	23,5	20,08	16,9	17,2
100 капель; r=0,1 мкм	0,05	0,27	0,44	0,54	0,51	0,45	0,52
25 капель r=0,5 мкм	0,14	0,78	1,62	1,78	3,52	3,78	6,41
5 капель r=1 мкм	1,0	4,6	9,2	12,8	14,6	15,1	23,2

	Δλ мкм							
	0,46—0,48	0,50—0,52	0,56—0,58	0,64—0,66	0,70—0,72	0,78—0,80	0,86—0,88	0,98—1,00
Солнце	62,6	59,7	54,6	48,4	42,9	35,3	27,1	21,0
1 см^3 чистого сухого воздуха	13,7	9,3	4,4	2,8	1,8	0,8	0,5	0,2
100 капель; r=0,1 мкм	0,46	0,36	0,25	0,136	0,09	0,04	60,027	0,015
25 капель; r=0,5 мкм	7,65	7,35	6,67	5,48	4,29	3,04	2,11	1,36
5 капель, r=1 мкм	25,6	20,6	14,4	18,6	20,0	18,0	15,8	12,4

Максимум рассеянной радиации в случае сухого и чистого воздуха находится в интервале 0,34—0,36 мкм и вторичный максимум в интервале 0,42—0,44 мкм.

На рис. 6.1 приведены кривые спектрального распределения рассеянной радиации по измерениям в альмукантарате Солнца на четырех угловых расстояниях от Солнца ψ, равных 20, 50, 90 и 180° [23]. Большое число экстремумов на кривых рис. 6.1 обусловлено прежде всего влиянием фраунгоферовых полос поглощения во внеатмосферном спектре Солнца и теллурических полос, принадлежащих в первую очередь водяному пару и кислороду.

Спектральный состав рассеянной радиации заметно изменяется в зависимости от зенитного расстояния Солнца, углового расстояния наблюдаемой точки от Солнца и от дня ко дню

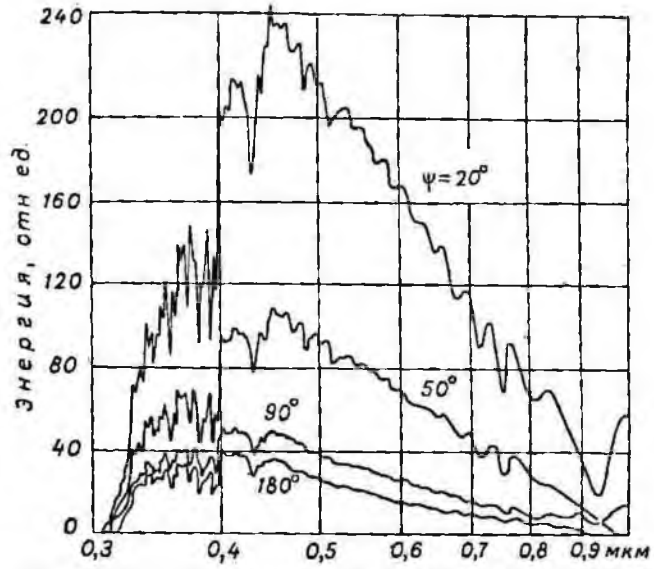


Рис. 6.1. Спектральное распределение рассеянной радиации в различных точках альмукантарата Солнца при $h_{\odot}=40°$. Азимуты точек относительно Солнца указаны на кривых [23].

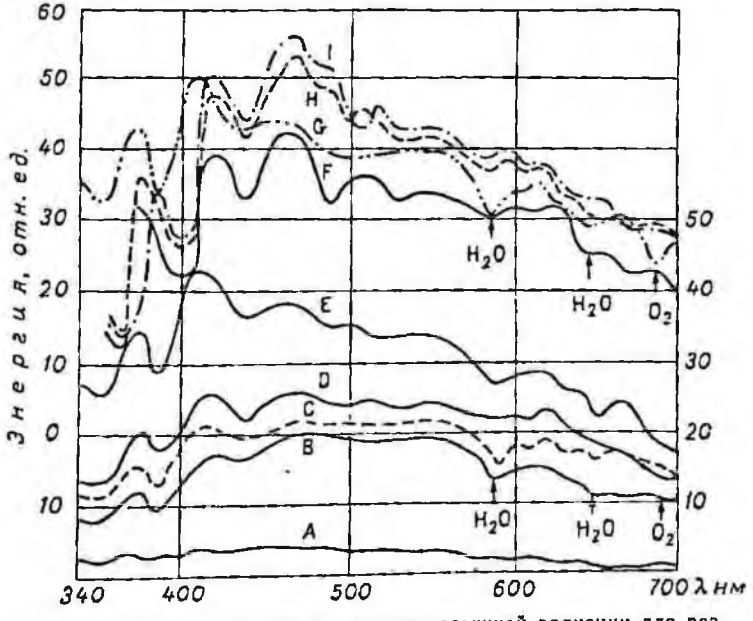


Рис. 6.2. Спектральное распределение рассеянной радиации для разных состояний атмосферы.

A, *C*, *E* — сплошная облачность; *B*, *G* — плотные кучевые облака; *D* — ясное небо; *F*, *H*, *I* — дымка [92].

Таблица 6.2

Распределение энергии в спектре дневного неба 2 сентября 1958 г. [11]

λ нм	ϑ°										
	20	40	60	90	120	180	20	40	60	120	180
	$\vartheta_\odot = 85{,}9 \div 84{,}3°$						$\vartheta_\odot = 80{,}0 \div 77{,}8°$				
418	9,8	14,3	9,9	9,5	9,3	—	29,0	23,7	22,2	20,1	23,6
422	14,0	20,2	14,0	12,5	13,3	—	33,8	26,3	24,2	21,1	27,0
426	16,5	20,3	14,3	11,7	12,2	—	38,4	28,4	26,7	23,1	28,6
434	18,7	23,5	16,9	13,8	14,9	—	36,5	27,2	25,2	22,1	31,2
438	15,8	21,1	17,3	12,2	13,2	—	36,2	28,0	23,9	21,5	28,3
442	12,7	18,1	13,6	11,0	11,4	—	34,6	23,6	22,1	18,5	24,2
448	17,7	23,6	17,7	14,0	14,7	—	36,5	27,1	23,4	21,0	26,6
474	28,8	—	38,5	20,8	22,4	—	44,5	26,4	26,0	23,6	30,2
492	37,4	41,5	31,2	23,0	23,8	—	43,3	29,7	24,2	21,9	27,8
521	38,3	46,2	32,3	22,4	22,7	—	38,1	25,2	19,8	17,8	22,9
555	33,9	—	26,9	18,3	18,0	—	31,4	20,0	14,7	13,9	17,3
584	30,8	30,7	20,4	13,5	13,0	—	25,6	15,7	10,7	10,2	4,8
662	22,0	8,1	15,3	9,9	6,7	—	21,1	11,7	6,8	7,5	8,4
704	30	—	19,2	11,3	10,3	—	21,5	11,4	5,7	7,8	7,8
	$\vartheta_\odot = 73{,}2 \div 70{,}8°$						$\vartheta_\odot = 58{,}1 \div 56{,}1°$				
418	28,8	29,3	20,6	19,9	23,1	26,1	22,1	25,0	18,2	9,1	12,3
422	27,2	28,3	20,1	19,5	22,8	25,7	24,4	24,0	17,6	9,0	10,7
426	29,8	35,7	22,5	20,1	24,0	21,2	24,2	24,0	16,5	8,8	10,2
434	27,9	30,0	31,8	19,0	22,6	25,8	23,4	26,0	17,3	8,6	10,4
438	27,4	34,0	19,8	21,8	21,0	24,2	24,0	24,0	15,7	8,5	9,6
442	25,1	26,0	18,8	16,6	19,5	21,6	22,1	22,0	15,6	8,3	9,5
448	26,5	26,7	19,4	21,8	19,9	21,5	23,4	21,4	14,5	8,5	9,1
474	28,4	35,7	20,6	16,9	20,2	21,6	22,7	26,2	14,2	8,0	8,8
492	37,2	25,2	18,4	15,0	17,8	21,0	20,7	17,5	11,9	7,2	7,3
521	23,4	8,9	14,8	11,9	13,9	14,4	17,4	13,7	9,1	5,4	5,2
555	—	—	—	—	—	—	13,9	10,2	6,4	4,0	3,7
584	—	—	—	—	—	—	11,7	7,2	4,3	3,1	2,5
662	10,8	8,5	5,1	4,2	7,1	5,0	8,6	4,2	2,2	2,0	1,2
704	10,2	7,4	4,4	4,2	4,6	4,7	8,0	2,7	—	1,8	—

Примечание. $\vartheta°$ — угловое расстояние от Солнца.

Таблица 6.3

Распределение энергии в спектре дневного неба 10 января 1959 г. [11]

λ нм	ψ°					
	60	90	60	90	60	90
	$\vartheta_\odot = 68{,}3°$		$\vartheta_\odot = 72{,}3°$		$\vartheta_\odot = 79{,}6°$	
412	38,1	36,0	48,0	45,0	9,48	48,5
414	28,5	32,8	54,6	49,1	74,6	33,3
417	33,0	26,9	42,8	39,7	41,4	25,5
421	32,3	29,3	34,5	37,7	44,9	25,8
426	31,0	27,0	37,8	31,7	33,0	22,1
429	31,0	27,4	36,1	28,9	30,7	21,0
433	30,8	26,6	34,4	29,5	35,9	20,2
441	29,4	25,0	32,5	25,3	22,4	17,8
445	27,7	22,9	30,8	25,7	25,6	18,8
450	28,9	24,2	30,4	25,9	25,8	16,6
459	29,5	22,9	28,7	24,8	25,3	16,9
468	24,5	19,7	25,2	20,8	20,3	14,2
480	22,4	17,7	22,9	18,8	17,7	13,7
492	19,9	16,5	21,2	17,0	16,1	12,2
504	19,5	14,9	18,7	15,0	13,7	10,5
521	16,6	12,7	17,8	13,2	11,3	9,7
538	14,7	11,0	15,2	11,9	10,1	8,1
560	12,5	9,7	13,2	9,7	6,0	8,0
582	9,6	7,9	11,1	8,3	6,0	6,9
607	8,9	5,6	8,5	6,3	3,3	5,3
631	5,8	3,8	10,2	6,9	2,7	5,8

Таблица 6.4

Спектральная интенсивность рассеянной радиации $J_\lambda \cdot 10^{-3}$ вт/см² · стер · мкм при $\theta_\odot = 60°$ [19]

θ°	φ									
	10	30	50	70	90	110	130	150	170	180
					λ=3500 Å					
75	2,05	1,9	1,7	1,52	1,5	1,3	1,3	1,3	1,5	1,3
60				1,16	1,05	1,0	0,92	0,96	0,72	0,92
45	0,96	1,4	1,2	1,08	0,93	0,85	0,76	0,72		0,7
30	1,05	1,06	1,05		0,72		0,6			
					λ=4000 Å					
75	12	9,8	8,7	7,9	7,1	6,8	6,6	6,5	7,1	6,5
60				5,8	5,3	5,0	4,6	4,9	3,9	4,0
45	4,9	7,3	6,0	5,4	4,7	4,2	3,9	3,6		3,2
30	5,2	5,3	5,2		3,9		3,1			2,8
					λ=5000 Å					
75	20,5	17	12	11	11	10	10	11	9,5	
60	19	15	9	7,5	6,5	6	5	6	7	6
45	14	10	7,5	6,5	6,5	6	4,5	4,5		
30	8,5	7,5		4,5						
					λ=6000 Å					
75	11	8,5	6	7	4	3,5	4	4,5	3,5	4
60	10	5	3	3	2	2	2	4	3	2
45	7,5	4	2,5	2	1,5	1,5	1,5	1,5		2
30	4	3	2		1,5					
					λ=7000 Å					
75	9,5	6,5	4	5	3	2,5	3	3	2,5	3
60	11	4	2	1	1	1	1,1	1,5	1,5	1
45	6	3	2	1,5	1,5		1	1		
30	2,5	1	1,5		1					
					λ=8000 Å					
75	5,5	3,5	2,2	2,2	1,5	0,95	0,95	1,5	1,5	
60		2	0,95	—	0,75	0,55	0,5	0,7	0,9	0,5
45	3,0	1,5	1	0,8	0,65	—	0,75	0,45	1	1
30	1	0,65	0,7	—	0,45					

Таблица 6.5

Спектральная интенсивность рассеянной радиации $J_\lambda \cdot 10^{-3}$ вт/см² · стер · мкм
13 ноября 1967 г., пустыня Каракумы, $\theta_\odot = 65°$ [19]

$\theta°$	$\psi°$									
	10	30	50	70	90	110	130	150	170	180
					λ=3500 A					
65	2,0	1,6	1,3	2,4	1,6	1,8	1,3	1,9		
60	3,0	2,5	1,6	1,7	1,3	1,5	1,4	1,6	1,6	1,7
45	0,8	0,8	1,3	0,8	1,0	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8
30	0,7	0,7	0,7		0,6		0,6			
					λ=4000 A					
65	17,9	14,4	12,1	21,6	16,6	17,0	11,5	17,5		
60	26	23,1	16,2	16,2	12,7	14,0	18,3	14,7	16,7	16,2
45	8,9	7,8	12,3	8,1	9,8	8,4	7,1	7,2	7,5	7,7
30	6,6	6,7	6,7		6,5		5,9			4,6
					λ=5000 A					
65	52	33	28	21,5	19,5	20	25	25		
60	45,5	36	22	19	12,5	17	19,5	21	11,5	
45		17,5	15,5	13	12,5	10	12,5	12,5	12,5	
30	12,2	11,5	9,8							
					λ=6000 A					
65	27	12	8,0	6,5	5,5	6,0	7,0	6,7		
60	25	15	8,5	9,0	3,0	5,0	5,5	6,5	6,5	
45		4,5	4,5	4,0	3,0	3,5	5,0	5,0	5,0	
30	4,0	3,5	3,0							
					λ=7000 A					
65	25,5	9,5	6,5	5,0	4,3	4,0	5,5	5,5		
60	22	13	7,0	4,5	2,5	4,3	4,2	5,5		
45		3,0	3,0	2,5	3,0	3,2	3,5	3,5		
30	3,0	2,5								
					λ=8000 A					
65	16,5	5,0	2,7	2,4	1,8	1,8	1,5	2,4		
60	10,5	6,6			1,2					
45		1,2			1,2					

Таблица 66

Спектральные потоки рассеянной радиации (кал/см² · мин · мкм) на уровне земной поверхности. 24 сентября 1964 г., Одесса [19]

λ Å	m									
	5,6	2,9	2,1	1,7	1,5	1,5	1,7	2,1	3,0	6,0
3286	0,02	0,05	0,07	0,09	0,11	0,11	0,09	0,07	0,04	0,01
3533	0,05	0,10	0,14	0,17	0,20	0,19	0,17	0,14	0,09	0,04
3864	0,11	0,24	0,31	0,38	0,48	0,42	0,34	0,27	0,22	0,13
4111	0,34	0,62	0,78	0,88	0,96	0,88	0,74	0,62	0,44	0,24
4276	0,33	0,60	0,72	0,80	0,90	0,84	0,74	0,60	0,44	0,25
4318	0,33	0,58	0,70	0,78	0,86	0,80	0,68	0,58	0,42	0,24
4359	0,36	0,60	0,73	0,80	0,88	0,84	0,73	0,60	0,44	0,26
4606	0,40	0,64	0,76	0,86	0,90	0,84	0,76	0,64	0,48	0,29
4800	0,42	0,66	0,79	0,88	0,92	0,88	0,78	0,64	0,49	0,30
5019	0,32	0,50	0,58	0,60	0,62	0,60	0,54	0,46	0,36	0,23
5432	0,24	0,36	0,42	0,44	0,46	0,44	0,40	0,28	0,24	0,16
6010	0,17	0,28	0,34	0,35	0,36	0,36	0,32	0,26	0,19	0,11
6258	0,12	0,22	0,28	0,30	0,31	0,28	0,24	0,22	0,16	0,11
6505	0,12	0,22	0,27	0,29	0,29	0,25	0,21	0,18	0,14	0,10
6758	0,16	0,23	0,28	0,29	0,30	0,28	0,23	0,18	0,14	0,10
6918	0,10	0,18	0,22	0,24	0,24	0,21	0,18	0,14	0,12	0,08
7248	0,08	0,13	0,17	0,18	0,19	0,18	0,15	0,12	0,09	0,06
7455	0,10	0,16	0,19	0,20	0,20	0,19	0,16	0,13	0,10	0,07
7620	0,04	0,07	0,09	0,10	0,11	0,12	0,09	0,06	0,05	0,03
7744	0,09	0,14	0,18	0,20	0,20	0,17	0,14	0,11	0,09	0,07
7991	0,07	0,12	0,16	0,17	0,18	0,17	0,14	0,12	0,10	0,06
8157	0,06	0,09	0,10	0,12	0,13	0,12	0,12	0,09	0,07	0,04
8569	0,04	0,10	0,13	0,14	0,14	0,13	0,12	0,10	0,08	0,05
8900	0,04	0,08	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,08	0,06	0,04
9147	0,02	0,05	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,04	0,02
9312	0,03	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,01
9395	0,01	0,02	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,02
9643	0,02	0,04	0,08	0,06	0,07	0,08	0,08	0,06	0,06	0,03

(см. табл. 6.2 и 6.3) [11]. При низких положениях Солнца спектр имеет максимум, который несколько сдвигается в синюю часть спектра при увеличении углового расстояния от Солнца. Наиболее полно угловые зависимости рассеянной радиации ясного неба видны из табл. 6.4 и 6.5 [19]. Точка минимальной интенсивности находится в большинстве случаев в стороне, противоположной Солнцу, на угловом расстоянии 85—90° или лежит в пределах 70÷90°. Наблюдается возрастание значений интенсивности с возрастанием зенитного расстояния точки наблюдения при постоянном азимуте и уменьшение J_λ с ростом азимута при наблюдении на одном и том же альмукантарате.

Рисунок 6.2 иллюстрирует зависимость спектрального состава рассеянной радиации от различных атмосферных условий [92]. Обращают на себя внимание минимумы яркости, обусловленные полосами поглощения, при длинах волн 360, 390, 430, 590, 650 нм и максимумы в области длин волн 370, 420, 460 нм. Полосы, обязанные поглощению водяным паром (590, 650 и 720 нм) и кислородом (580, 630, 690 нм), отсутствуют в спектре ясного неба, но появляются в случае облачности или дымки.

В табл. 6.6 приводятся величины потоков рассеянной радиации от всей полусферы неба для случая безоблачного неба [19].

§ 2. УГЛОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ

Интенсивность рассеянной радиации вследствие оптической неоднородности атмосферы изменяется в широких пределах в зависимости от направления визирования, т. е. является существенно неизотропной. Особенности углового распределения интенсивности рассеянной радиации при безоблачной атмосфере определяются в первую очередь формой индикатрисы рассеяния и оптической толщиной атмосферы в заданном направлении. В силу вытянутости индикатрисы рассеяния вперед максимум интенсивности всегда наблюдается вокруг Солнца. Минимум интенсивности рассеянной радиации находится в противовертикале Солнца на угловом расстоянии от Солнца около 90°. Угловое распределение интенсивности рассеянной радиации симметрично относительно плоскости солнечного вертикала (рис. 6.3). Энергетическая и световая интенсивности на рис. 6.3 даны в относительных единицах, причем за единицу принята соответствующая интенсивность в зените [24].

Угловое расстояние области минимума от Солнца изменяется в зависимости от высоты Солнца и длины волны радиации. С увеличением высоты Солнца оно убывает, с ростом длины волны возрастает [24, 79].

Характер углового распределения энергетической и световой интенсивностей рассеянной радиации в общих чертах совпадает,

но количественное соответствие не наблюдается (см. рис. 6.3). Количественные различия обусловлены изменением спектрального состава рассеянной радиации в зависимости от направления визирования.

Для многих точек небосвода относительные интенсивности энергетической и световой интенсивности различаются в несколько раз (см. табл. 6.7) [24]. С ростом высоты Солнца коли-

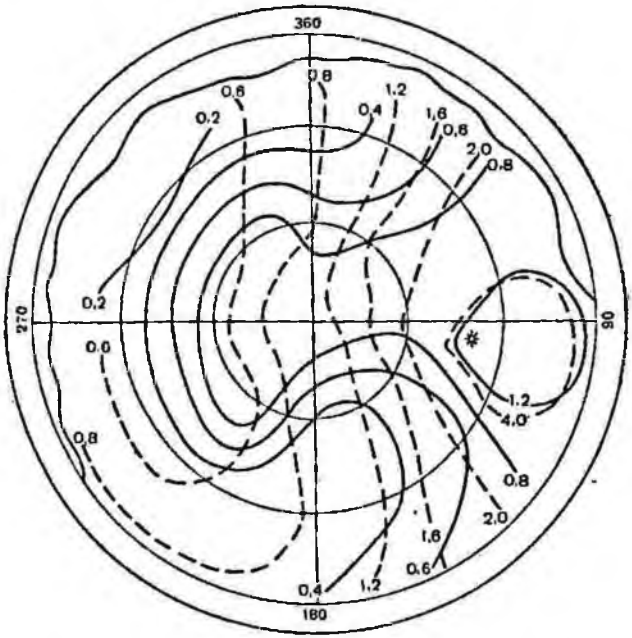


Рис. 6.3. Распределение по небосводу относительной энергетической (сплошная линия) и световой (пунктирная линия) интенсивностей рассеянной радиации, $h_\odot = 39°$ [24].

чественные различия уменьшаются. Для $h_\odot > 60°$ количественные различия становятся малосущественными.

При сплошной облачности наблюдается близкое соответствие угловых распределений энергетической и световой интенсивностей рассеянной радиации. В условиях сплошной плотной облачности азимутальная зависимость интенсивности рассеянной радиации выражена слабо и наблюдается монотонное убывание интенсивности от зенита к горизонту.

Обширные теоретические расчеты поля рассеянной радиации при безоблачной атмосфере дают такую же структуру углового

распределения интенсивности рассеянной радиации, как и наблюдения [64].

Таблица 6.7

Относительные величины энергетической и световой интенсивностей рассеянной радиации при безоблачной атмосфере и $h_\odot = 25°$ [24]

$h°$	$\psi°$	Энергетическая интенсивность J_D	Световая интенсивность J_Φ	J_D/J_Φ
30	10	2,25	1,27	1,77
	40	1,37	1,18	1,16
	70	1,12	1,09	1,03
	100	2,75	1,27	2,16
	130	2,37	1,09	2,18
	160	2,50	1,09	2,29
	190	2,75	1,63	1,69
	220	4,00	2,45	1,64
	250	4,75	4,54	1,05
	280	9,75	13,80	0,71
	310	1,87	3,63	0,52
	340	0,62	1,81	0,34
60	10	0,62	0,90	0,69
	40	0,87	0,90	0,97
	70	1,75	0,90	1,95
	100	2,00	0,90	2,22
	130	2,37	0,90	2,63
	160	2,75	0,90	3,06
	190	3,00	1,09	2,75
	220	3,25	1,63	2,00
	250	3,25	1,81	1,80
	280	3,25	2,18	1,49
	310	1,87	1,81	1,03
	340	1,25	1,45	0,86
90		1,00	1,00	1,00

Примечание. h, ψ — угловая высота и азимут точки.

§ 3. ПОТОКИ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ ОТ ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ НЕБОСВОДА

3.1. Зональная радиация

Зональной радиацией принято называть рассеянную радиацию от кольцевых участков неба, ограниченных двумя альмукантаратами. В местах, где горизонт в большей или меньшей степени закрыт, величину рассеянной радиации можно приближенно оценить при помощи данных о зональной радиации. В табл. 6.8 дано зональное распределение для ясного и пасмур-

Таблица 6.8

Относительное зональное распределение рассеянной радиации [22]

Границы зоны		Безоблачно		Пасмурно	Равномерно яркое небо
ϑ_1°	ϑ_2°	$h_\odot = 20°30'$	$h_\odot = 16°30'$	$h_\odot = 7°30'$	
0	10	0,0294	0,0161	0,0390	0,0301
10	20	0,0535	0,0523	0,1307	0,0868
20	30	0,0878	0,0838	0,1943	0,1330
30	40	0,1307	0,1235	0,1591	0,1632
40	50	0,1621	0,1338	0,1375	0,1736
50	60	0,1779	0,1509	0,1467	0,1632
60	70	0,1715	0,1861	0,1173	0,1330
70	80	0,1400	0,1798	0,0509	0,0868
80	82	0,0162	0,0260	0,0086	0,0108
82	84	0,0133	0,0204	0,0067	0,0084
84	86	0,0097	0,0149	0,0050	0,0061
86	88	0,0059	0,0092	0,0031	0,0037
88	90	0,0020	0,0032	0,0011	0,0013
Все небо		1,0000	1,0000	1,0000	1,0000

ного неба при различных высотах Солнца [22]. В последнем столбце таблицы даны относительные величины зональной радиации для изотропной рассеянной радиации. За единицу во всех случаях принят поток радиации от всего небосвода. Изменение величины зональной радиации при заданной $h_\odot$ обусловлено изменением двух величин: площади зоны и угла падения радиации, которые имеют различную зависимость от зенитного расстояния зоны. По мере уменьшения зенитного расстояния площадь зоны уменьшается, угол падения радиации на горизонтальную поверхность уменьшается также. Максимум произведения площади на косинус угла падения имеет место при некотором значении зенитного угла. По мере уменьшения зенитного расстояния Солнца зона максимальной радиации перемещается в сторону меньших зенитных расстояний (см. табл. 6.9). На рис. 6.4 представлено зональное распределение рассеянной радиации (в относительных единицах) для безоблачного неба при различных высотах Солнца, полученное по данным наблюдений [44].

Таблица 6.9

Потоки зональной радиации (10^{-3} кал/см^2 · мин.) и положение зоны максимума в зависимости от зенитного расстояния Солнца [22]

$\vartheta_\odot^\circ$	0	30	45	60	75	87
ϑ_{max}°	47,5	54,0	60,0	64,5	67,5	69,0
D_z	10,07	9,68	9,44	9,14	7,85	4,03

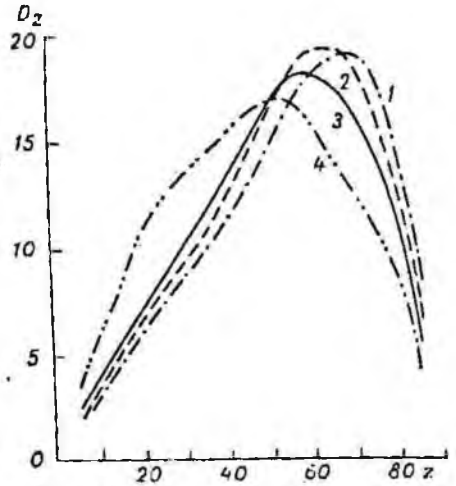


Рис. 6.4. Зональная радиация при различных высотах Солнца.

1) $h_\odot$=13,5°; *2)* $h_\odot$=26,5°; *3)* $h_\odot$=36°; *4)* $h_\odot$=54,5° [44].

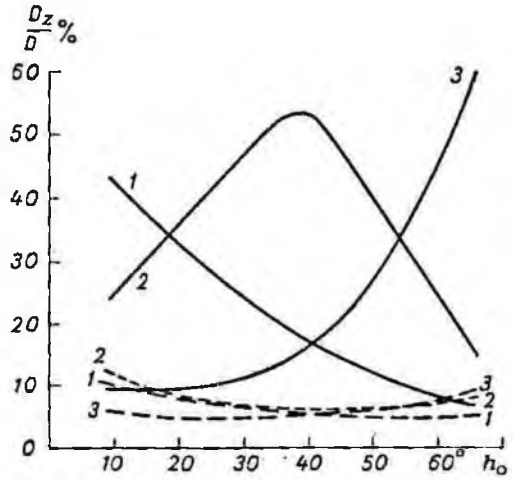


Рис. 6.5. Потоки рассеянной радиации от полукольцевых зон.

1 — зона 0—28°, *2* — зона 28—52°, *3* — зона 52—78°; сплошные линии — околосолнечные полукольца, пунктирные линии — противосолнечные полукольца [63].

Для оценки влияния закрытости горизонта представляют интерес данные о потоках рассеянной радиации от отдельных участков небосвода.

Потоки рассеянной радиации от полукольцевых зон небосвода, вычисленные по данным измерений углового распределения интенсивности рассеянной радиации (интенсивность измерялась по 37 направлениям), даны на рис. 6.5. Полукольцевые зоны образованы делением кольцевых зон вертикальной плоскостью, перпендикулярной плоскости солнечного вертикала. Неравномерность поля рассеянной радиации очень существенна. Потоки от полукольцевых зон в стороне Солнца значительно больше потоков от противоположных Солнцу полукольцевых зон [63].

При сплошной облачности интенсивность рассеянной радиации распределяется довольно равномерно по небосводу (см. табл. 6.10) [44]. Средняя для данной зоны интенсивность рассеянной радиации вычислялась по формуле

$$\overline{J}_i = \frac{D_{z,i}}{2\pi \cos z_{cp} (\cos z_{i+1} - \cos z_i)}. \qquad (6.1)$$

Таблица 6.10

Средние значения потоков зональной радиации D_z и интенсивности рассеянной радиации $\overline{J}$ при сплошной облачности нижнего яруса (в относительных единицах) [44]

Зона, град.	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90
D_z	3,5	9,5	14,5	16,5	18,0	16,0	12,5	6,5	3,0
$\overline{J}$	23	22	22	20	21	20	19	15	20

Для изотропной рассеянной радиации величина потока от кольцевой зоны с высотой h от горизонта выражается формулой [5]

$$D_h = \pi J \sin^2 h, \qquad (6.2)$$

где J — интенсивность рассеянной радиации (в данном случае одинаковая по всем азимутальным направлениям). Так как для изотропной рассеянной радиации поток от всего небесного свода равен πJ, то можно написать, что $D_h = D \sin^2 h$.

Величина потока рассеянной радиации от кольцевой зоны, ограниченной двумя альмукантаратами с угловой высотой h_1 и h_2, в случае изотропного приближения может быть вычислена по формуле

$$D_h = D (\sin^2 h_2 - \sin^2 h_1). \qquad (6.3)$$

3.2. Околосолнечная радиация

Рассеянная радиация околосолнечной зоны (околосолнечного ореола) в сильной степени зависит от прозрачности атмосферы и поэтому является хорошей характеристикой прозрачности.

Рассеянная радиация околосолнечных кольцевых зон, имеющих угловую полуширину около 2°, составляет примерно 1% прямой солнечной радиации при средних условиях прозрачности атмосферы (табл. 6.11). Так как площадь околосолнечных кольцевых зон возрастает по мере удаления от Солнца, а отношение D/S изменяется мало, то ясно, что интенсивность околосолнечной радиации убывает по мере удаления от Солнца. В первом приближении это удаление можно считать экспоненциальным [23].

Облачность в пределах околосолнечной зоны значительно увеличивает рассеянную радиацию, особенно перисто-кучевая и высоко-кучевая. В этом случае околосолнечная радиация составляет до 15% прямой солнечной радиации.

Таблица 6.11

Относительные величины околосолнечной радиации [22]

Зона	Площадь зоны, град.²	Область угловых расстояний от центра диска Солнца	Полуширина зоны	$\frac{D}{S}K$
I	17,49	27,5′—4°0,25′	1°47′	0,99
II	31,92	1°43,1′—5°25,6′	1 55	0,71
III	44,71	3°3,9′—6°50,6′	1 55	0,70
IV	56,33	4°34,4′—8°15′	1 50	1,12

Измерения прямой солнечной радиации при наличии облаков вблизи от Солнца надо проводить с большой осторожностью. Необходимо учитывать околосолнечную рассеянную радиацию при измерениях прямой солнечной радиации пиргелиометром или актинометром.

Относительная интенсивность околосолнечной радиации, попадающей в актинометр, может быть вычислена по формуле [78]

$$\eta = \frac{1}{\pi}\sigma \cos h_{\odot}\,\Delta\omega\, e^{-\tau m}, \qquad (6.4)$$

где σ — коэффициент яркости неба, m — масса атмосферы, $h_{\odot}$ — высота Солнца, τ — оптическая толщина атмосферы, $\Delta\omega$ — телесный угол актинометра. Для термоэлектрического актинометра Янишевского $\Delta\omega = 2{,}39 \cdot 10^{-2}$.

В табл. 6.12 даны результаты расчетов по формуле (6.4) для длины волны $\lambda = 0{,}55$ мкм при различных высотах Солнца и значениях альбедо подстилающей поверхности A.

Таблица 6.12

Относительная интенсивность околосолнечной радиации для стандартных условий [78]

$h^\circ_\odot$	A										
	0	0,1	0 2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
0	0,53	0,54	0,55	0,55	0,56	0,57	0,57	0,58	0,59	0,60	0,60
50	0,84	0,85	0,86	0,87	0,88	0,89	0,90	0,91	0,92	0,93	0,94
60	1,07	1,08	1,09	1,10	1,11	1,12	1,13	1,14	1,15	1,16	1,18
70	1,56	1,57	1,58	1,60	1,61	1,62	1,63	1,65	1,66	1,68	1,69
80	9,60	3,62	3,64	3,66	3,66	3,68	3,68	3,70	3,72	3,74	3,80

§ 4. ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ПОТОКА РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ

Поток рассеянной радиации при безоблачном небе убывает с высотой над земной поверхностью. С ростом высоты над уровнем моря происходит уменьшение толщи атмосферы и, следовательно, уменьшение числа рассеивающих частиц.

Наблюдения над Кызылкумом показали, что в слое от 0,5 до 1,5 км рассеянная радиация убывает приблизительно пропорционально давлению. Выше в связи с быстрым уменьшением запыленности рассеянная радиация убывает значительно быстрее [62].

Изменение потока рассеянной радиации с высотой иллюстрируется данными табл. 6.13, полученными по самолетным измерениям в районе Ташкента. Наиболее заметные изменения потока рассеянной радиации наблюдаются в слое 1—4 км во все

Таблица 6.13

Потоки рассеянной радиации на разных высотах (кал/см² · мин.) в истинный полдень [62]

H км	Зима	Весна	Лето	Осень
0,4	0,148	0,200	0,170	0,178
0,8	0,146	0,199	0,169	0,175
1,3	0,138	0,176	0,162	0,158
2,3	0,125	0,154	0,131	0,138
3,4	0,115	0,129	0,086	0,114
4,4	0,108	0,111	0,058	0,098
5,5	0,101	0,094	0,031	0,081
6,7	0,093	0,080	—	—

периоды года. В таблице приведены средние значения потоков рассеянной радиации по сезонам года.

Близкие экспериментальные профили получены при аэростатном [43] и самолетном [35] зондированиях атмосферы (рис. 6.6). Наиболее значительные расхождения между теоретическим [46] и средним экспериментальным профилем в слое 2—7 км. В слое от 3 до 6 км наблюдаются малые градиенты D, этот слой сравнительно прозрачен и стабилен. В слое 6—8 км имеют место большие градиенты D (по абсолютной величине), следовательно, этот слой обладает большей мутностью.

Результаты теоретических расчетов дают экспоненциальное убывание потока рассеянной радиации с высотой с максимальными градиентами в нижнем трехкилометровом слое [46, 71, 72].

Наибольшие изменения потока рассеянной радиации происходят в слое 0—3 км при малых зенитных углах Солнца.

С высоты 4—5 км поток рассеянной радиации убывает почти линейно. На высотах 19—20 км поток рассеянной радиации практически равен нулю.

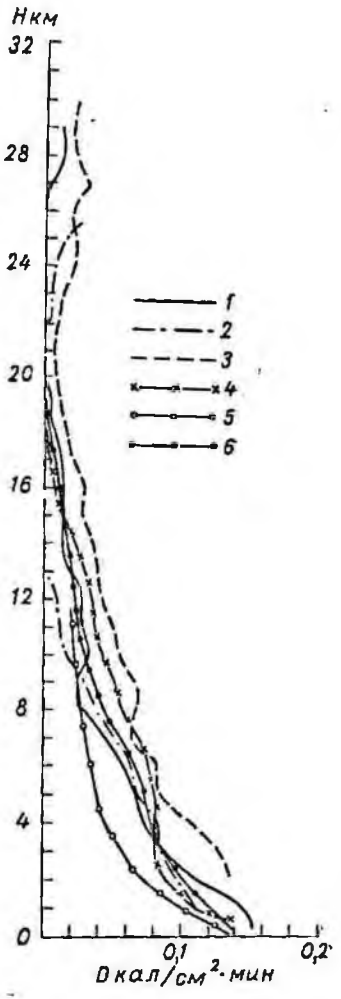


Рис. 6.6. Вертикальные профили рассеянной радиации по аэростатным исследованиям [43].

1 — июль 1964 г., $h_\odot$=23—38°, ясно;. *2* — июль 1964 г., $h_\odot$=20—37°, ясно;. *3* — октябрь 1964 г., $h_\odot$=23°, St 10/10; *4* — октябрь 1964 г., $h_\odot$=26°, ясно; *5* — рассчитанный профиль, $h_\odot$=26,5°, трава [43]; *6* — средний экспериментальный профиль по четырем полетам.

§ 5. ПОТОКИ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ НА ГОРИЗОНТАЛЬНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ

5.1. Безоблачная атмосфера

При неизменном состоянии атмосферы и подстилающей поверхности с увеличением высоты Солнца поток рассеянной радиации монотонно возрастает (см. табл. 6.14), а градиент $dD/dh_\odot$ уменьшается.

Потоки рассеянной радиации для различных участков спектра также увеличиваются с ростом высоты Солнца (см. табл. 6.15, где приведены результаты теоретических расчетов для условий идеальной атмосферы [22]).

Таблица 6.14

Средние величины рассеянной радиации при безоблачном небе (кал/см² · мин.) [8]

$h^\circ_\odot$	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65
D	0,05	0,07	0,10	0,11	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17	0,17	0,18	0,19	0,19

Таблица 6.15

Потоки рассеянной радиации D_r% в различных областях спектра в зависимости от зенитного расстояния Солнца (по отношению к потокам при $\theta_\odot = 0°$) [22]

$\theta^\circ_\odot$	D_r %			Весь спектр
	$\lambda < 0{,}4$ мкм	$0{,}4$ мкм $\leqslant \lambda < 0{,}6$ мкм	$0{,}6$ мкм $\leqslant \lambda < 0{,}9$ мкм	
0	100	100	100	100
15	97,0	99,7	99,8	99,0
30	92,5	97,5	98,9	96,5
45	82,8	94,2	97,9	92,0
60	66,9	88,5	95,7	84,5
75	39,4	75,4	90,8	69,3
87	8,0	34,6	63,3	37,4

С уменьшением прозрачности атмосферы поток рассеянной радиации увеличивается при всех высотах Солнца (рис. 6.7). С увеличением фактора мутности рассеянная радиация возрастает тем быстрее, чем больше высота Солнца [8, 48].

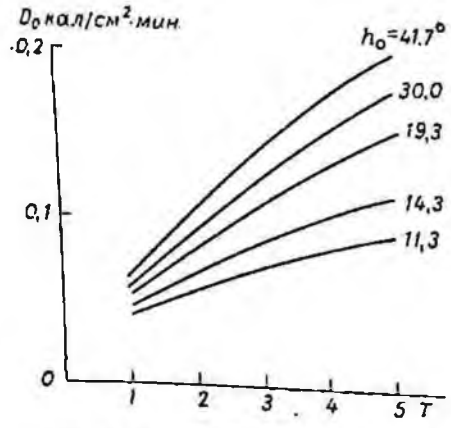


Рис. 6.7. Зависимость потока рассеянной радиации при безоблачной атмосфере от фактора мутности [8].

Характер зависимости потока рассеянной радиации от фактора мутности меняется в зависимости от соотношения коэффициентов поглощения и рассеяния. С ростом коэффициента поглощения при постоянном коэффициенте рассеяния поток рассеянной радиации убывает, а с ростом коэффициента рассеяния при по-

стоянном коэффициенте поглощения поток рассеянной радиации увеличивается [8].

Поток рассеянной радиации увеличивается за счет альбедо подстилающей поверхности, особенно при наличии снежного покрова. Влияние альбедо подстилающей поверхности усиливается по мере увеличения высоты Солнца (рис. 6.8). Из теоретических расчетов [59] также следует, что с увеличением альбедо поток рассеянной радиации линейно растет при всех высотах Солнца. О влиянии альбедо снега на величину рассеянной радиации можно судить по данным табл. 6.16 [67].

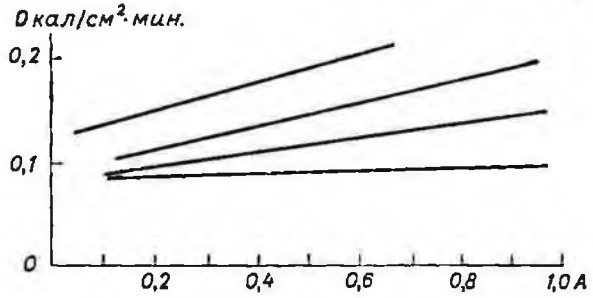


Рис. 6.8. Зависимость потока рассеянной радиации от альбедо поверхности [8].

Таблица 6.16

Влияние альбедо снега на величину рассеянной радиации в Центральной Арктике при безоблачном небе (кал/см² · мин.) [67]

Поверхность льда	Месяц	Высота солнца, град.						
		0	5	10	15	20	25	30
Средние значения								
Покрытая снегом	II—VI	0,03	0,06	0,10	0,14	0,16	0,18	0,18
Без снега	VI—VIII	—	0,06	0,08	0,12	0,14	0,14	0,16
Максимальные значения								
Покрытая снегом	III—VI	0,05	0,12	0,20	0,28	0,28	0,30	—
Без снега	VII—VIII	0,05	0,06	0,18	0,22	0,23	0,24	—

5.2. Рассеянная радиация при облачной атмосфере

Наличие облаков в атмосфере резко увеличивает поток рассеянной радиации. Величина потока рассеянной радиации облачного неба зависит от количества и формы облаков, а также

от высоты Солнца, прозрачности атмосферы и альбедо подстилающей поверхности. Оказывает влияние также распределение облаков по небосводу и их расположение относительно Солнца. При закрытом диске Солнца изменчивость рассеянной радиации значительно меньше, чем при наличии прямой солнечной радиации. При любой облачности рассеянная радиация увеличивается с ростом высоты Солнца, причем это увеличение тем значительнее, чем больше степень облачности (табл. 6.17) [69]. При облаках верхнего яруса рассеянная радиация монотонно увеличивается с увеличением количества облаков. Наиболее интенсивный рост рассеянной радиации наблюдается при облачности больше 6 баллов. При облаках нижнего и среднего ярусов рассеянная радиация достигает максимума при 8 баллах. Для облаков вертикального развития при данной высоте Солнца рассеянная радиация возрастает с увеличением облачности до 7 баллов. При дальнейшем увеличении облачности рассеянная радиация уменьшается. При сплошной облачности Cu и Cb рассеянная радиация меньше, чем радиация при безоблачном небе.

Исследование влияния облаков по отдельным формам показало, что при любых облачных формах и любом состоянии солнечного диска увеличение балла облачности до отметки $\overline{10}$ ведет к непрерывному возрастанию рассеянной радиации [12]. Лишь при наиболее мощных Cb увеличение облачности от 8—9 до 10 баллов не вызывает возрастания рассеянной радиации. При исчезновении просветов в облаках рассеянная радиация уменьшается, особенно сильно при Sc и Cb.

Для любых облачных форм при полностью открытом Солнце поток рассеянной радиации меньше, чем при умеренном сиянии Солнца (т. е. Солнце просвечивает сквозь облака и тень от предметов отчетливая).

Зависимость величины потока рассеянной радиации от высоты Солнца для различных видов облаков практически линейная [8, 50, 69]. В Арктике из-за особенностей условий облачности и подстилающей поверхности основная часть лучистой энергии приходится на долю рассеянной радиации. При сплошной облачности верхнего яруса и снежном покрове поток рассеянной радиации возрастает вдвое по сравнению с рассеянной радиацией безоблачного неба. Наибольшие величины потоков рассеянной радиации наблюдаются при облаках среднего и нижнего ярусов [68].

5.3. Дневной ход и дневные суммы рассеянной радиации

Дневной ход рассеянной радиации безоблачного неба в первую очередь обусловлен изменением высоты Солнца. Максимум рассеянной радиации наблюдается в околополуденные часы.

Таблица 6.17

Потоки рассеянной радиации (кал/см² · мин.) для разных высот Солнца и различной облачности, φ=60° с. ш. [69]

Облачность, баллы	Высота солнца, град.									
	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50	50—55
					Ci, Cs, Cc					
1	0,07	0,08	0,10	0,12	0,13	0,15	0,17	0,18	0,18	0,18
2	0,08	0,09	0,10	0,13	0,13	0,14	0,17	0,17	0,18	0,18
3	0,08	0,10	0,10	0,15	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,20
4	0,05	0,12	0,13	0,15	0,16	0,17	0,18	0,18	0,19	0,20
5	0,06	0,12	0,12	0,13	0,15	0,17	0,18	0,18	0,19	0,20
6	0,06	0,12	0,12	0,12	0,15	0,17	0,18	0,18		
7	0,06	0,11	0,12	0,16	0,16	0,19	0,21	0,22	0,23	
8	0,06	0,10	0,10	0,14	0,15	0,19	0,20	0,24	0,24	
9	0,06	0,09	0,12	0,13	0,16	0,16	0,18			0,27
10	0,09	0,13	0,15	0,16	0,16	0,19	0,22	0,24	0,26	0,28
10	0,09	0,14	0,16	0,18	0,20	0,23	0,27	0,30		
					As, Ac					
1	0,06	0,08	0,10	0,11	0,14	0,16	0,18	0,20	0,21	
2	0,07	0,11	0,13	0,16	0,17	0,19	0,20	0,22		
3		0,09	0,14	0,20	0,21		0,20			0,20
4	0,05	0,12	0,14	0,16			0,25	0,25		
5		0,12	0,15	0,18	0,19	0,22	0,24	0,25		
6	0,06	0,10	0,16	0,20	0,22	0,26	0,28			
7	0,10	0,10	0,18	0,22	0,24	0,30	0,32	0,32		
8	0,10	0,12	0,18	0,22	0,20	0,25	0,26	0,26	0,34	0,38
9	0,06	0,13	0,16	0,20	0,22	0,25	0,27	0,26	0,36	0,40
10	0,07	0,16	0,23	0,22	0,28	0,32				
10	0,10	0,12	0,18	0,18	0,22					
					Cu, Cb					
1	0,06	0,08	0,11	0,12	0,12	0,16	0,16	0,17	0,18	0,19
2	0,06	0,06	0,17	0,17	0,16	0,18	0,18	0,21	0,21	0,22
3	0,06	0,08	0,14	0,14	0,16	0,23	0,22	0,23	0,23	0,24
4	0,05		0,15	0,20		0,19	0,22	0,24	0,26	0,27
5		0,12			0,17	0,23	0,27	0,29	0,31	
6			0,15	0,22	0,26	0,27	0,28	0,33	0,37	0,42
7	0,05		0,18	0,22	0,26	0,27	0,28	0,35	0,36	0,42
8	0,06	0,16	0,18	0,21	0,30	0,32	0,34	0,35	0,36	0,38
9	0,06	0,18		0,21	0,27	0,31	0,33	0,34	0,35	0,36
10	0,04	0,06	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,12	0,12	0,15

Облачность, баллы	Высота солнца, град.									
	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50	50—55
					Sc					
1	0,08	0,13								
2		0,10	0,11	0,15	0,19					
3		0,10		0,15	0,19					
4		0,07		0,16						
5		0,08		0,16						
6		0,05	0,12		0,22					
7		0,06	0,12		0,22					
8	0,10	0,10	0,14	0,22						
9		0,11	0,16	0,13	0,21					
10		0,05	0,10	0,13	0,18	0,22	0,24	0,22	0,22	0,24

Таблица 6.18

Часовые суммы (кал/см² · час) рассеянной радиации (средние за 1950—1960 гг.), φ=60° с. ш. [69]

Месяц	Часы																		Максимальные
	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	
I							2	3	5	5	3	2							9
II					1	3	6	9	10	10	8	6	3	1					12
III				2	5	9	11	14	16	15	14	11	9	5	2				16
IV			2	5	9	12	14	16	18	18	17	15	12	9	5	2			38
V		3	6	9	12	15	17	19	19	19	18	16	14	12	9	5	3	1	41
VI	2	5	8	10	13	16	18	21	22	21	21	19	16	13	11	7	4	2	43
VII	1	4	7	10	13	16	18	19	20	20	20	17	15	12	10	7	4	1	41
VIII		1	4	7	10	13	15	17	19	18	17	16	13	10	7	4	1		36
IX			1	3	6	9	12	14	15	15	13	11	9	5	2				22
X					1	4	6	8	9	8	7	6	3	1					16
XI						1	2	4	5	5	4	2	1						10
XII							1	2	3	3	2	1							8

Таблица 6.19

Суточные суммы рассеянной радиации (кал/см² · мин.) по средним данным за 1950—1960 гг. [69]

Суммы радиации	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Средние	20	57	113	154	197	229	214	172	115	53	24	12
Минимальные . .	24	70	153	189	245	364	232	181	143	62	32	15
Максимальные	18	35	87	129	178	207	200	158	96	44	16	8

Дневной ход D часто асимметричен относительно полудня в связи с уменьшением прозрачности атмосферы в послеполуденные часы. Иллюстрацией дневного хода рассеянной радиации безоблачного неба могут служить данные табл. 6.14.

В условиях переменной облачности суточный ход рассеянной радиации очень сложен и неправилен. При сплошной облачности изменение потока рассеянной радиации определяется в основном изменением высоты Солнца и дневной ход имеет максимум в околополуденные часы (рис. 6.9) [69].

О среднем дневном ходе рассеянной радиации можно судить по часовым суммам (табл. 6.18) [69].

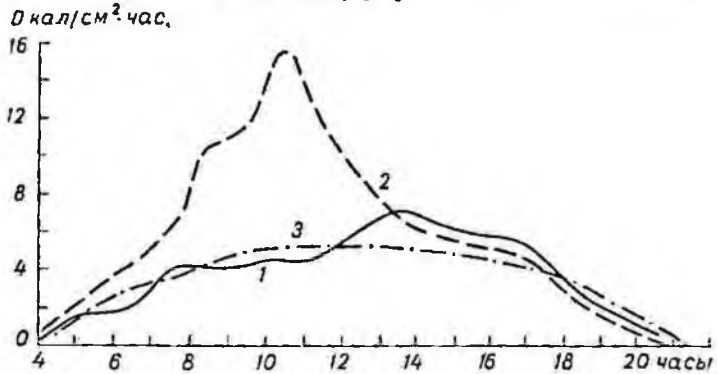


Рис. 6.9. Суточный ход рассеянной радиации.

1 — сплошная облачность, *2* — переменная, *3* — безоблачное небо [69].

Зимой суточный ход рассеянной радиации выражен более резко в северных широтах, где суточная сумма распределяется на значительно меньшее число часов.

Суточные суммы имеют годовой и широтный ход (табл. 6.19).

В отдельные дни суточные суммы рассеянной радиации существенно отличаются от средних многолетних. Например, в Карадаге максимальные дневные суммы могут превышать минимальные более чем в 20 раз [8].

Широтная изменчивость суточных сумм рассеянной радиации различна в разное время года. Зимой суточные суммы рассеянной радиации на юге значительно больше, чем на севере. Летом различие между суточными суммами на юге и на севере сглаживается благодаря большой продолжительности дня.

5.4. Месячные суммы и годовой ход рассеянной радиации

Месячные суммы рассеянной радиации определяются высотой Солнца, облачностью, альбедо поверхности и продолжительностью дня. Средние величины месячных сумм рассеянной

Месячные и годовые суммы рассеянной радиации [8]

Таблица 6.20

Станция, период наблюдений	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тбилиси, 1938—1954 гг.	$\Sigma_m D$	2,3	2,9	4,5	5,0	5,4	5,2	5,6	4,8	3,7	2,9	2,2	2,0	46,5
	$h_{пд}$	27,0	35,4	45,9	50,8	67,0	71,6	70,0	62,6	51,6	40,1	30,0	25,1	
	n	6,3	6,7	6,7	6,3	6,2	5,1	4,5	4,4	5,0	5,5	6,2	6,1	
	t	9,2	10,4	12,1	13,2	14,3	15,0	14,1	13,7	12,4	11,0	9,7	9,0	
Владивосток, 1941—1954 гг.	$\Sigma_m D$	2,2	2,7	4,5	5,3	6,2	6,0	6,2	5,4	4,0	3,1	2,2	1,9	49,6
	$h_{пд}$	25,6	34,0	44,5	55,4	65,6	70,2	68,6	61,2	50,2	38,7	28,6	23,7	
	n	2,9	3,2	4,9	6,4	7,0	8,0	8,7	7,8	5,9	4,6	4,0	3,1	
	t	9,3	10,5	11,8	13,3	14,6	15,3	15,0	13,9	12,6	11,1	9,7	9,0	
Караганг, 1938—1951 гг.	$\Sigma_m D$	2,2	2,8	4,5	5,5	6,1	5,8	5,5	4,8	3,7	3,4	2,2	1,9	48,4
	$h_{пд}$	23,8	32,2	42,7	54,6	63,8	68,4	66,8	59,4	48,4	36,9	26,8	21,9	
	n	7,9	7,7	7,4	6,6	5,8	4,7	3,3	3,2	3,9	6,0	7,3	—	
	t	9,0	10,3	11,7	13,3	14,6	15,4	15,1	14,0	12,4	11,4	9,4	8,6	
Иркутск, 1940—1953 гг.	$\Sigma_m D$	1,4	2,3	3,8	4,8	5,8	5,4	5,2	4,4	3,5	2,6	1,8	1,3	42,3
	$h_{пд}$	16,4	24,8	35,3	47,2	56,4	61,0	59,4	52,0	41,0	29,5	19,4	14,5	
	n	7,3	6,3	6,0	6,6	6,8	7,0	7,0	6,7	6,3	7,1	7,4	8,7	
	t	8,1	9,7	11,6	13,7	15,4	16,4	16,0	14,5	12,6	10,6	8,8	7,7	
Высокая Дубрава, 1941—1952 гг.	$\Sigma_m D$	1,3	2,4	4,5	5,6	6,4	6,8	6,7	5,6	3,9	2,5	1,4	0,9	48,0
	$h_{пд}$	12,0	20,4	30,9	42,8	52,0	56,6	55,0	47,6	36,6	25,1	16,0	10,1	
	n	6,9	6,7	4,0	6,6	7,1	6,9	6,3	6,2	8,1	8,2	8,0	7,5	
	t	7,6	9,5	11,7	14,1	16,3	17,7	17,2	15,2	12,9	10,4	8,2	6,8	
Якутск, 1938—1949 гг.	$\Sigma_m D$	0,7	1,6	3,1	5,2	6,4	6,1	5,8	4,2	2,9	2,0	0,9	0,4	39,3
	$h_{пд}$	6,7	15,1	25,6	37,5	46,7	51,3	49,7	42,3	31,3	19,8	9,7	4,8	
	n	5,9	5,2	5,4	5,5	6,6	6,9	6,0	6,6	6,6	8,2	7,0	6,7	
	t	6,0	9,0	11,5	14,7	17,5	19,5	18,7	16,0	13,0	10,0	6,0	5,2	

Примечание. $\Sigma_m D$ даны в ккал/см² · мес., $h_{пд}$ — в градусах, n — в баллах, t — в часах.

радиации по материалам многолетней регистрации в разных пунктах приведены в табл. 6.20 [8]. В таблице дана также полуденная высота Солнца $h_{пд}$, продолжительность дня на 15-е число месяца t и средняя месячная общая облачность n. В результате влияния облачности месяц максимальной суммы может не совпадать с месяцем максимальных высот Солнца, а смещаться на соседние — май и июль. Отчетливая связь между месячными суммами и средней месячной степенью облачности не наблюдается. Очевидно, количество общей облачности, выраженное в баллах, недостаточно полно характеризует рассеивающую способность облаков различных форм.

Годовой ход потока рассеянной радиации, соответствующего определенному моменту времени, зависит в основном от изменения высоты Солнца, прозрачности и облачности.

Большое количество рассеянной радиации в Арктике обусловлено значительной облачностью в летний период и высокой отражательной способностью подстилающей поверхности, большую часть года покрытой снегом и льдом.

5.5. Доля рассеянной радиации в суммарной

Рассеянная радиация составляет значительную часть в коротковолновом балансе, особенно при переменной облачности и в зимнее время. Рассеянная радиация в среднем может составлять до 50% всей суммарной. Вклад рассеянной радиации меняется в зависимости от высоты Солнца, мутности атмосферы и облачности. С увеличением высоты Солнца доля рассеянной радиации в суммарной уменьшается. При неизменной высоте Солнца с увеличением прозрачности атмосферы рассеянная радиация уменьшается (прямая солнечная радиация увеличивается). С уменьшением высоты Солнца и увеличением мутности атмосферы отношение D/Q увеличивается и соответственно уменьшается S'/Q (S', D и Q — соответственно потоки прямой солнечной, рассеянной и суммарной радиации на горизонтальную поверхность). Появление облачности увеличивает отношение D/Q, которое при сплошной облачности становится равным единице.

Таблица 6.21

Отношение месячных сумм рассеянной радиации к месячным суммам суммарной радиации [69]

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
0,82	0,71	0,47	0,47	0,44	0,43	0,44	0,52	0,56	0,72	0,78	0,86	0,69

Влияние высоты Солнца и облачности проявляется в величине отношения месячных сумм рассеянной и суммарной радиации (табл. 6.21) [69]. В зимние месяцы рассеянная радиация составляет основную долю в коротковолновом приходе.

Часть II. ОТРАЖЕННАЯ РАДИАЦИЯ АТМОСФЕРЫ

§ 6. УГЛОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОТРАЖЕННОЙ РАДИАЦИИ

Интенсивность отраженной радиации определяется количеством лучистой энергии, заключенной в единичном интервале длин волн и единичном телесном угле, которое проходит за единицу времени через единичную площадку, расположенную перпендикулярно направлению отражения.

Коэффициентом яркости называют отношение интенсивности отраженной радиации от исследуемой поверхности к интенсивности отраженной радиации от абсолютно белой поверхности (соответствующей закону Ламберта), находящейся при тех же условиях освещения. Для ортотропной поверхности (соответствующей закону Ламберта) коэффициент яркости равен альбедо, для всех других поверхностей эти величины различны.

Угловое распределение интенсивности отраженной радиации зависит от физических свойств и состояния отражающей поверхности, а также от условий облучения поверхности падающей радиацией. Условия облучения определяются высотой Солнца и облачностью.

Таким образом, интенсивность отраженной радиации для данной поверхности является функцией трех углов: угла падения освещающей радиации, угла отражения и разности азимутальных углов направлений падающей и отраженной радиации. Эту функцию принято выражать векторной диаграммой, называемой индикатрисой отражения.

Индикатрисы отражения для естественных поверхностей при всем их разнообразии могут быть разделены на следующие четыре типа по классификации В. В. Шаронова [70]:

тип А — ортотропные индикатрисы, приближенно соответствующие условию $J_R = \text{const}$ (J_R — интенсивность отраженной радиации);

тип Б — индикатрисы вытянуты в направлении зеркально отраженного луча;

тип В — индикатрисы вытянуты в направлении источника света, характерны для сильно шероховатых иссеченных поверхностей;

тип Г — смешанные индикатрисы, характеризующиеся наличием двух максимумов: один в направлении зеркально отраженного луча, другой в направлении источника света.

6.1. Угловое распределение интегральной интенсивности отраженной радиации

Для большинства естественных поверхностей характерной чертой пространственного распределения интенсивности отраженной радиации при безоблачной атмосфере является симметричность относительно плоскости солнечного вертикала. Максимум отраженной интенсивности в стороне проекции Солнца на

Рис. 6.10. Угловое распределение интенсивности отраженной радиации от снега, покрытого ледяной коркой. Безоблачно, $h_{\odot} = 18{,}5°$ [26].

горизонтальную плоскость, т. е. в направлении зеркально отраженного луча, минимум в противоположной стороне (рис. 6.10). Изолинии на рис. 6.10 даны в относительных единицах, причем за единицу принята интенсивность отражения в надире [26]. Кружком отмечена проекция Солнца на горизонтальную плоскость. Подобное угловое распределение интенсивности отраженной радиации наблюдается для снега, покрытого ледяной коркой, и для поверхностей некоторых травостоев (ячмень, пшеница, трава суданка).

При частичной облачности, не закрывающей Солнца, характер пространственного распределения интенсивности отраженной радиации остается таким же, как и при безоблачном небе.

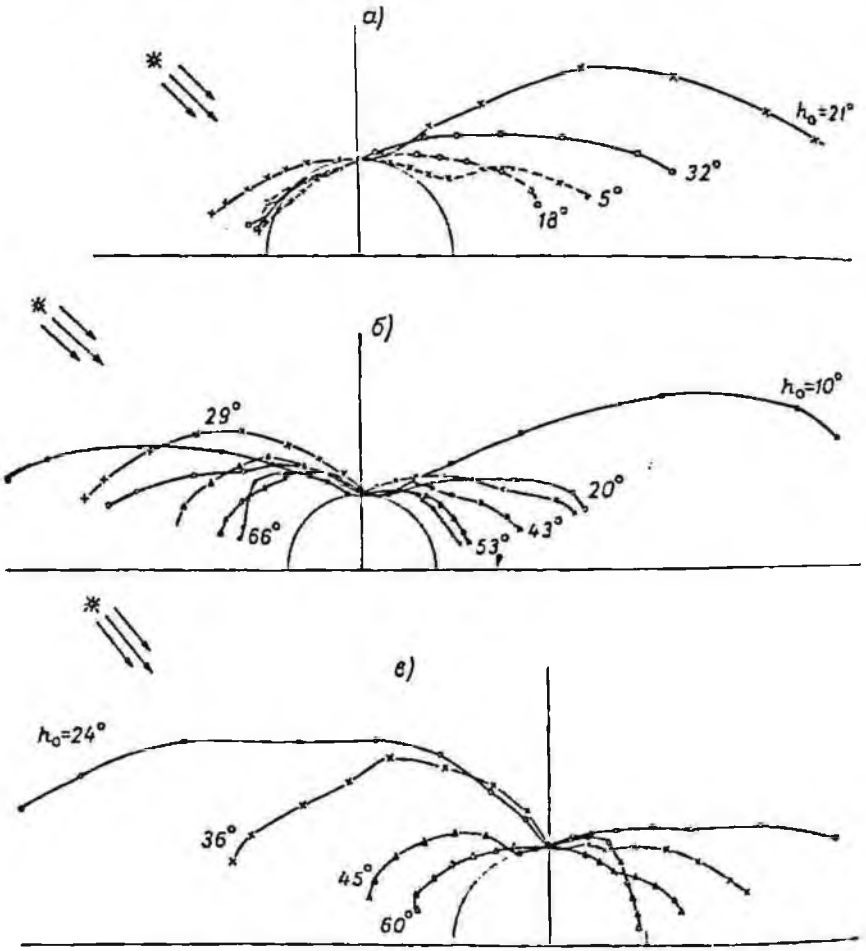


Рис 6.11. Индикатрисы отражения в плоскости солнечного вертикала при различных высотах солнца.

а) снег: покрытый ледяной коркой (*1*), сухой (*2*); *б*) зеленый ячмень; *в*) стерня ячменя [26]

При сплошной плотной облачности изолинии отраженной радиации могут быть приближенно представлены как концентрические окружности с центром в надире, причем интенсивность отраженной радиации возрастает от надира к горизонту.

При безоблачном небе снежный покров обладает ярко выраженным зеркальным отражением, поверхность ячменя и травы суданки также имеет заметную зеркальную составляющую (рис. 6.11 *а, б, в*) [26].

С увеличением высоты Солнца вытянутость индикатрис отражения уменьшается.

Снежный покров можно отнести к поверхностям типа Б по классификации В. В. Шаронова.

Индикатрисы отражения от ячменя и травы суданки при $h_\odot < 45°$ вытянуты в направлении зеркального луча и в направлении на источник света. Индикатрисы отражения от стерни ячменя резко вытянуты в направлении падающих солнечных лучей (рис. 6.11 *в*). Такие растительные покровы относятся к типу Г по классификации В. В. Шаронова.

Индикатрисы отражения для различных поверхностей, полученные по экспериментальным данным [83, 93, 98], представлены в табл. 6.22—6.24. (В использованных таблицах изменен порядок расположения поверхностей.)

В таблицах даны коэффициенты отражения для различных надирных углов в плоскости солнечного вертикала при различных высотах Солнца.

Лабораторные исследования снежной поверхности [101] подтверждают наличие зеркального отражения при всех углах падения лучей на поверхность. С увеличением угла падения лучей зеркальная компонента увеличивается. Наибольшей зеркальностью обладает снег, покрытый ледяной коркой.

6.2. Спектральные индикатрисы отражения

Спектральные коэффициенты яркости для снежного покрова и луга приведены в табл. 6.25 [34]. Для поверхности луга наибольшая яркость наблюдается в азимуте 180°, наименьшая — в азимуте 0°. По мере увеличения высоты Солнца над горизонтом изменчивость коэффициентов яркости по направлениям ослабевает. Для снежного покрова с настом во всех азимутах, кроме $\psi = 0°$, спектральные коэффициенты яркости почти одинаковы. В азимуте $\psi = 0°$ коэффициенты яркости сильно возрастают с увеличением надирного угла, т. е. наблюдается зеркальное отражение.

Для песка наибольшая яркость наблюдается в азимуте $\psi = 0°$, для черной глины — в азимуте $\psi = 180°$ [91].

Угловое распределение коэффициентов яркости в общих чертах одинаково для всех участков спектра.

Спектральный коэффициент яркости для поверхности травяного покрова, песка и волнистого шифера при сплошной и переменной облачности возрастает с увеличением длины волны

Таблица 6.22

Индикатрисы отражения в различных азимутах относительно Солнца [93]

Описание поверхности	Зенитный угол Солнца, град.	Азимут визирования относительно Солнца, град.	Угол визирования, град.							
			0	15	30	45	60	75	80	85
Асфальт, покрытый нефтью с пленкой пыли	42,0	0	0,061	0,057	0,058	0,060	0,068	0,090	0,104	0,127
		180		0,067	0,080	0,101	0,090	0,086	0,086	0,088
Белый бетон старый	42,2	0	0,266	0,263	0,251	0,254	0,266	0,298	0,320	0,377
		180		0,289	0,313	0,343	0,367	0,350	0,343	0,320
Щебеночное покрытие, размытое и некрашенное	48,5	0	0,113	0,115	0,119	0,128	0,148	0,194	0,229	—
	60,1	90		0,110	0,109	0,116	0,122	0,139	0,147	—
	46,0	180		0,126	0,141	0,156	0,166	0,172	0,176	—
Грунт сильно утрамбованный, желтоватого цвета	53,2	0	0,213	0,230	0,229	0,239	0,252	0,300	0,330	
	56,5	90		0,243	0,258	0,260	0,276	0,300	0,304	
	51,1	180		0,272	0,313	0,370	0,422	0,432	0,434	
Песчаные дюны, резко выражен рельеф, сухой	40	0	0,288		0,183		0,337	0,353	—	
	40	90			0,284		0,329	0,306	—	
	40	180			0,246		0,259	0,276	—	
	40	270			0,278		0,410	0,281	—	
Подзоль вспаханный, влажный	50	0	0,0600	0,0680	0,0646		0,0555			
	50	90		0,0662	0,0953	0,0715	0,0614	0,0761	—	—
	50	270		0,119	(0,180)	0,168	0,168	(0,189)	—	—
Сосновые деревья, небольшие равномерно расположенные	41,5	0	0,0333	0,0241	0,0214	0,0214	0,0261	0,0379	0,0463	0,0859
		45		0,0222	0,0202	0,0194	0,0210	0,0303	0,0387	0,0549
		90		0,0315	0,0311	0,0317	0,0317	0,0337	0,0387	0,0463
		135		0,0335	0,0382	0,0392	0,0387	0,0438	0,0463	0,0572
Трава болотная, довольно длинная, бледно-зеленая, несколько сухая, видно немного земли	41,5	0	0,088	0,081	0,076	0,077	0,088	0,094	0,096	0,094
		180		0,098	0,119	0,146	0,150	0,153	0,153	0,160
Скошенная лужайка с травой	40,4	0	0,100	0,096	0,098	0,108	0,120	0,149	0,168	—
	39,6	90		0,103	0,110	0,121	0,138	0,159	0,168	—
	39,6	135		0,107	0,125	0,148	0,166	0,178	0,178	—
	39,9	180		0,109	0,109	0,119	0,122	0,125	0,125	—
Смешанные зеленые леса (дуб и сосна)	39,0	0	0,0360	0,0325	0,0291	0,0205	0,0205	0,342	—	—
	37,0	180		0,0410	0,0493	0,0493	0,0820	0,263		
Сосновый лес	33,5	0	0,0385	0,0385	0,0308	0,0246	0,0246	0,020		
Травяной сухой плотный луг в середине лета	45	0	0,0955	0,0897	0,0960	0,0952	0,108	0,129		
	45	90		0,0778	0,0890	0,101	0,111	0,130		
	45	180		0,116	0,131	0,143	0,153	0,170		
	45	270		0,107	0,121	0,134	0,137	0,132		
Редкая сухая желтоватая трава на песке в конце лета	40	0	0,231		0,320		0,342	0,356		
	40	90			0,163		0,176	0,198		
	40	180			0,295		0,353	0,359		
	40	270			0,262		0,237	0,229		
Спокойная вода, бесконечно большая оптическая глубина	41,6	0	0,0222	0,0234	0,0297		0,0567	0,139	0,267	0,461
		45		0,0230	0,0240	0,0272	0,0357	0,107	0,199	0,325
		90		0,0221	0,0222	0,0234	0,0293	0,0711	0,121	0,214
		135		0,0213	0,0212	0,0220	0,0270	0,0665	0,113	0,203
		180		0,0214	0,0212	0,0216	0,0267	0,0718	0,125	0,254

Таблица 6.23

Индикатрисы отражения в различных азимутах относительно Солнца [83]

Описание поверхности	Зенитный угол Солнца, град.	Азимут визирования относительно Солнца, град.	Угол визирования, град.							
			0	15	30	45	60	75	80	85
Вода океана, бесконечно большая оптическая глубина, скорость ветра 5 м/сек.	77,3	0	0,0230	0,0288	0,0390	0,0550	0,132		0,384	0,358
		45		0,0246	0,0329	0,0417	0,065	0,087	0,104	0,158
		90		0,0242	0,0266	0,0297	0,0373	0,061	0,076	0,093
		135		0,0264	0,0280	0,0309	0,0384	0,072	0,096	0,116
		180		0,0266	0,0288	0,0325	0,449	0,072	0,099	0,125
Спокойная вода в океане, бесконечно большая оптическая глубина	77,3	0	0,0152	0,0177	0,0219	0,0408	0,140	—	1,03	1,03
		45		0,0188	0,0200	0,0181	0,0371	0,107	0,190	0,345
		90		0,0139	0,0139	0,0156	0,0388	0,132	0,154	0,243
		135		0,0133	0,0141	0,0160	0,0267	0,0823	0,149	0,345
		180		0,0158	0,0206	0,0425	0,108	0,508	0,823	1,03
Снег с поверхностным инеем	74,0	0	0,69	0,69	0,73	0,78	0,89	1,20	1,39	1,73
		90		0,64	0,65	0,69	0,72	0,73	0,73	—
Снег с дождевой коркой (корку образует дождь, который не замерзает)	74,0	0	0,73	0,73	0,74	0,79	0,91	1,47	1,81	2,44
		45		0,71	0,71	0,69	0,67	0,62	0,60	0,58
		90		0,73	0,73	0,71	0,72	0,71	0,69	—
		135		0,71	0,74	0,77	0,82	0,89	0,90	—
Снег с оледенелой дождевой коркой (дождевая корка полностью покрыта слегка волнообразным слоем льда	74,0	0	0,80	0,80	0,88	1,13	1,900	5,6	8,4	10,90
		45		0,75	0,77	0,72	0,68	0,65	0,61	0,65
		90		0,75	0,75	0,75	0,74	0,72	0,70	0,65
		135		0,76	0,77	0,80	0,81	0,85	0,81	—

Таблица 6.24

Индикатрисы отражения при сплошной облачности [98]

Описание поверхности	Зенитный угол Солнца, град.	Азимут визирования относительно Солнца, град.	Угол визирования, град.							
			0	15	30	45	60	75	80	85
Спокойная вода, бесконечно большая оптическая глубина	51	0	0,0296	0,0314	0,0336	0,0287	0,053	0,197	0,356	0,570
	51	45		0,0302	0,0313	0,0287	0,058	0,229	0,376	0,550
	51	90		0,0306	0,0272	0,0294	0,064	0,229	0,340	0,510
	51	135		0,0279	0,0239	0,0264	0,057	0,182	0,260	0,425
	51	180		0,0273	0,0254	0,0238	0,0421	0,145	0,234	0,459
Снег с поверхностным инеем	51	0	0,69	0,68	0,66	0,66	0,67	0,67	0,70	—
	51	45		0,66	0,65	0,65	0,66	0,67	0,68	—
	51	90		0,66	0,65	0,66	0,67	0,68	0,69	—
	51	135		0,67	0,65	0,66	0,67	0,69	—	—
	51	180		0,68	0,64	0,65	0,66	0,68	0,69	—
Снег с дождевой коркой	51	0	0,67	0,67	0,67	0,67	0,67	0,67	0,67	0,67
	51	45		0,67	0,66	0,66	0,67	0,67	0,67	0 68
	51	90		0,66	0,77	0,67	0,68	0,68	0,68	—
	51	135		0,65	0,66	0,67	0,68	0,68	0,67	0,69
	51	180		0,67	0,64	0,65	0,67	0,68	0,68	0,69
Снег с оледенелой дождевой коркой	51	0	0,74	0,76	0,76	0,76	0,77	0,77	0,77	—
	51	45		0,76	0,76	0,76	0,76	0,77	0,78	—
	51	90		0,74	0,76	0,76	0,76	0,78	0,77	—
	51	135		0,74	0,76	0,77	0,77	0,79	0,78	—
	51	180		0,74	0,74	0,75	0,75	0,76	0,77	—

Таблица 6.25

Зависимость спектральных коэффициентов яркости природных образований от азимута и высоты Солнца [34]

λ мкм	В нормальном направлении	Азимут 0°					Азимут 90°				
		$\theta = 15°$	$\theta = 30°$	$\theta = 45°$	$\theta = 60$	$\theta = 75°$	$\theta = 15°$	$\theta = 30°$	$\theta = 45$	$\theta = 60$	$\theta = 75$
Луг суходольный, $h_\odot = 25°$											
400—500	0,028	—	—	—	—	—	0,029	0,030	0,032	0,037	0,047
510—600	0,086	—	—	—	—	—	0,106	0,112	0,125	0,145	0,183
610—650	0,061	—	—	—	—	—	0,080	0,087	0,094	0,103	0,159
730—800	0,573	0,554	0,562	0,548	0,656	0,834	0,797	0,823	0,917	0,933	0,861
810—850	0,673	0,638	0,648	0,645	0,702	0,836	0,888	0,901	0,962	0,969	0,920
Луг суходольный, $h_\odot = 45°$											
400—500	0,036	0,033	0,033	0,025	0,026	0,032	0,027	0,033	0,031	0,036	0,044
510—600	0,099	0,099	0,102	0,096	0,110	0,134	0,081	0,091	0,104	0,116	0,136
610—650	0,172	0,058	0,064	0,086	0,076	0,093	0,066	0,081	0,072	0,081	0,105
Снеговой покров с настом, $h_\odot = 20°$											
400—500	—	0,432	—	2,675	4,493	7,461	—	—	0,678	0,756	0,830
510—600	0,861	0,457	—	2,350	3,941	6,902	—	—	0,580	0,765	0,770
610—650	—	0,526	—	—	—	—	—	—	—	—	—
730—800	0,702	—	—	—	—	—	0,446	—	0,363	0,457	0,376
810—850	0,611	—	—	—	—	—	0,474	—	0,377	0,464	0,376

λ мкм	В нормальном направлении	Азимут 180°					Азимут 270°				
		$\theta = 15°$	$\theta = 30°$	$\theta = 45°$	$\theta = 60°$	$\theta = 75°$	$\theta = 15°$	$\theta = 30°$	$\theta = 45°$	$\theta = 60°$	$\theta = 75°$
Луг суходольный, $h_\odot = 25°$											
400—500	0,028	0,026	0,033	0,040	0,052	0,073	—	—	0,051	0,053	0,052
510—600	0,086	0,073	0,092	0,105	0,142	0,199	—	—	0,144	0,159	0,163
610—650	0,061	0,058	0,072	0,083	0,112	0,170	—	—	0,097	0,105	0,120
730—800	0,573	0,544	0,576	0,546	0,780	—	—	—	0,691	0,805	0,823
810—850	0,673	0,636	0,700	0,725	0,929	—	—	—	0,819	0,952	0,966
Луг суходольный, $h_\odot = 45°$											
400—500	0,036	0,047	0,052	0,052	0,055	0,055	0,037	0,039	0,042	0,044	0,044
510—600	0,099	0,121	0,136	0,141	0,157	0,175	0,113	0,127	0,143	0,144	0,141
610—650	0,172	0,089	0,108	0,128	0,131	0,141	0,076	0,091	0,077	0,098	0,099
Снеговой покров с настом, $h_\odot = 20°$											
400—500	—	—	—	0,530	0,599	0,659	—	—	—	—	—
510—600	0,861	—	—	0,579	0,728	0,636	—	—	—	—	—
610—650	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
730—800	0,702	0,626	—	0,688	0,637	0,688	—	—	—	—	—
810—850	0,611	0,706	—	0,662	0,561	0,738	—	—	—	—	—

[33]. Форма индикатрисы отражения в большинстве случаев не зависит от длины волны. При частичной облачности, когда на подстилающей поверхности имеются тени от облаков, коэффициент яркости обладает очень большой изменчивостью.

6.3. Самолетные измерения индикатрис отражения

Интенсивность отраженной радиации, измеренная с различных высот над земной поверхностью, зависит от отражающих свойств подстилающей поверхности и от оптических свойств слоя атмосферы между земной поверхностью и уровнем измерения (т. е. от излучения дымки). Угловое распределение интенсивности отраженной радиации на различных уровнях определяется соотношением отражения от подстилающей поверхности и излучения дымки.

Интегральные коэффициенты яркости для характерных географических районов и некоторых форм облачности, полученные по измерениям с самолета [32], изменяются в заметных пределах (табл. 6.26 и 6.27).

Таблица 6.26

Пределы изменений коэффициентов яркости для некоторых географических зон Советского Союза [32]

Характеристика зон	r %
Лесные районы	10—38
Лесостепь	11—25
Степи:	
донские	10—31
крымские	12—25
волгоградские	10—34
Полупустыни	12—25
Водные поверхности	26—38
	1—4

Таблица 6.27

Предел изменения коэффициента яркости для некоторых облаков [32]

Форма облаков	r %
Cu hum.	15—80
Cu med.	2—45
Cu fr.	10—20
Sc op.	20—60
Sc trans.	5—30
Ac trans.	8—15

Самолетные измерения интегрального коэффициента яркости песчаной пустыни с барханами указывают на широкое разнообразие угловой зависимости коэффициента яркости, что объясняется неоднородностью подстилающей поверхности (барханы, солончаки, саксаульник) (табл. 6.28) [14].

Измерения углового распределения интенсивности отраженной радиации с автоматических аэростатов показали, что при безоблачной атмосфере и альбедо поверхности около 0,20 суммарная интенсивность отраженной радиации от подстилающей поверхности и слоя атмосферы возрастает с увеличением угла визирования. Резкое увеличение интенсивности начинается с надирных углов примерно в 60° [13].

Самолетные измерения индикатрис отражения от однородной песчаной поверхности с мелкой растительностью показывают, что яркость значительно увеличивается по направлению к Солнцу, как должно быть для изрытых поверхностей [31]. Характер отражения от однородной песчаной поверхности мало зависит от длины волны падающей радиации. В направлении, перпендикулярном к солнечному вертикалу, отражение от этой поверхности приближается к ламбертовскому. Измерения индикатрис отражения от песчаных барханов пустыни Кара-Кум показали, что отражение в значительной степени анизотропно [31]. С увеличением зенитного расстояния Солнца отклонения от закона Ламберта увеличиваются, причем наблюдается зеркальное отражение и отражение назад.

Индикатрисы яркости облаков в плоскости солнечного вертикала близки к ламбертовским в пределах углов ±30°. С увеличением угла визирования наблюдаются значительные отклонения от закона Ламберта, особенно при больших зенитных расстояниях Солнца.

При сплошной облачности интенсивность отражения изменяется немонотонно. Измерения в плоскости солнечного вертикала показывают, что интенсивность отраженной радиации резко увеличивается в направлении зеркального луча. По всем другим направлениям интенсивность распределяется равномерно.

Измерения интенсивности отраженной радиации от снега и облаков с высоты 1—4 км показали, что в интервале 0,3—1,1 мкм снег ярче облачности нижнего и среднего ярусов [66], а в интервале 1,4—2,5 мкм облака ярче снега. Во всем спектральном интервале наблюдается некоторое убывание контрастов с высотой, которое заметнее на коротковолновом участке. В интервале 1,4—2,5 мкм основную роль в величине интенсивности отраженной радиации играет дымка. В табл. 6.29 даны величины потоков отраженной радиации от снега и дымки на уровне 3 км при $\vartheta_\odot = 60°$, $\tau = 0{,}3$ и метеорологической дальности видимости $D_0 = 10$ км [66]. Поток отраженной радиации от снега

Таблица 6.28

Коэффициент яркости (%) над пустыней [14]

H км	θ°												
	60	50	40	30	20	10	0	−10	−20	−30	−40	−50	−60
1	22,6	21,2	21,1	21,5	22,5	21,5	20,2	17,7	17,0	16,7	16,7	17,8	
4	23,5	21,7	20,9	21,1	22,0	23,0	23,5	22,8	24,0	24,3	25,2	26,7	
6		19,3	18,2	17,0	17,6	17,7	19,1	20,0	21,0	20,7	19,4	20,9	23,3
		26,3	24,5	22,0	22,3	22,2	22,7	23,4	22,4	21,6	21,3	21,6	21,6
7	24,2	21,6	20,1	19,9	21,3	21,0	21,3	18,6	15,8	16,0	18,5	20,7	
8		22,6	20,6	18,4	17,5	16,8	18,3	19,3	18,9	19,2	19,1	19,9	19,6
		16,7	15,7	14,9	14,8	14,5	15,6	16,1	15,6	16,1	16,6	18,7	19,7
9	22,4	20,9	20,4	20,4	21,4	22,0	22,5	22,2	21,9	22,3	24,1	26,2	
1	24,3	21,2	19,5	19,2	20,1	20,9	20,3	20,1	21,5	22,6	25,9	30,1	
		18,2	17,2	15,7	16,1	16,4	18,9	20,7	21,2	22,0	25,7	26,2	27,0
2	22,4	19,8	18,3	17,0	18,5	19,2	17,7	17,1	18,4	19,8	21,6	25,9	
	18,1	17,2	17,8	18,1	19,2	18,7	18,4	18,1	20,9	20,8	23,9	28,9	
3		17,9	15,7	14,7	14,9	15,2	17,4	19,7	20,4	21,5	24,6	26,2	28,3
		18,6	18,9	17,9	17,6	16,1	19,2	20,4	20,6	21,3	24,0	26,2	29,7
4	21,6	18,3	18,3	17,3	17,7	18,4	18,6	17,4	18,6	20,1	21,1	25,3	
	23,0	20,7	19,3	19,3	20,9	21,1	20,8	19,7	20,5	21,5	24,5	29,6	
	21,9	18,9	17,7	17,2	18,0	18,3	19,0	18,6	19,1	20,2	23,4	21,2	
5	29,0	24,3	21,8	19,6	18,2	17,1	16,4	14,0	13,7	12,8	13,4	10,7	
	27,0	24,4	22,4	21,3	20,7	20,5	18,8	17,2	17,2	16,9	18,6	20,3	
6	12,3	7,7	8,3	12,1	14,2	15,4	15,6	14,9	17,2	18,2	21,5	24,4	

H км	θ°												
	60	50	40	30	20	10	0	−10	−20	−30	−40	−50	−60
1	30,4	27,8	27,0	24,4	22,1	21,8	19,5	18,0	18,0	18,0	19,5	22,1	
2		26,0	24,4	21,0	21,0	18,3	19,9	20,6	19,9	19,1	19,1	21,0	22,9
3	27,2	24,7	29,3	18,8	18,1	18,8	16,9	15,5	15,5	15,5	16,9	15,1	
4	23,8	20,0	18,1	18,1	18,8	19,6	18,8	17,3	18,8	20,4	23,8	27,0	
5	33,2	27,1	23,6	20,6	19,8	20,6	18,3	18,3	18,3	18,3	20,2	21,4	
6	27,8	23,6	21,8	18,8	19,5	18,6	16,9	15,4	13,9	13,9	15,4	14,3	
7	27,0	25,4	23,8	20,4	20,4	17,1	17,1	15,0	15,0	13,3	13,3	11,7	
8	22,2	20,2	18,1	16,2	17,0	17,8	19,1	17,6	17,6	19,1	22,9	24,2	
9	21,6	21,4	17,6	16,0	14,8	15,8	15,2	13,9	13,9	13,8	15,2	14,4	
10		20,0	20,4	18,8	17,2	15,9	17,2	15,9	15,5	14,7	14,7	15,5	16,7
Среднее	23,1	21,2	20,2	19,5	19,6	19,7	19,1	17,8	18,0	18,5	20,3	21,8	23,2

Таблица 6.29

Потоки отраженной радиации от снега и дымки на высоте 3 км (кал/см² · мин.) [66]

Δλ, мкм	Снег	Дымка
1,38—1,50	$0{,}20 \cdot 10^{-3}$	$0{,}34 \cdot 10^{-3}$
1,50—1,53	0,04	0,09
1,70—1,92	0,35	0,39
1,92—2,08	0,04	0,18

Таблица 6.30

$\frac{B(0)}{R}$ 1/стер [47]

$\theta_\odot^\circ$	Поверхность	H км	Надирный угол, град.				
			0	20	40	60	85
	Вода	0	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
		1	0,27	0,28	0,29	0,35	0,97
		3	0,27	0,28	0,29	0,36	0,87
		10	0,28	0,28	0,30	0,35	0,77
20	Трава	0	0,40	0,40	0,37	0,27	0,27
		1	0,37	0,37	0,37	0,28	0,42
		3	0,36	0,37	0,35	0,29	0,41
		10	0,35	0,35	0,34	0,29	0,39
	Снег	0	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
		1	0,34	0,34	0,34	0,33	0,34
		3	0,34	0,34	0,34	0,33	0,32
		10	0,34	0,34	0,34	0,33	0,32
	Вода	0	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
		1	0,25	0,26	0,29	0,35	1,08
		3	0,24	0,26	0,29	0,37	0,96
		10	0,24	0,26	0,29	0,37	0,89
40	Трава	0	0,40	0,40	0,38	0,27	0,27
		1	0,36	0,36	0,35	0,29	0,48
		3	0,35	0,35	0,34	0,30	0,48
		10	0,33	0,34	0,33	0,30	0,45
	Снег	0	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
		1	0,34	0,34	0,34	0,34	0,36
		3	0,34	0,34	0,34	0,33	0,35
		10	0,33	0,33	0,34	0,33	0,34
	Вода	0	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
		1	0,24	0,25	0,28	0,36	1,08
		3	0,23	0,24	0,28	0,37	1,04
		10	0,23	0,24	0,27	0,38	1,02
60	Трава	0	0,40	0,40	0,37	0,26	0,26
		1	0,34	0,34	0,34	0,30	0,64
		3	0,32	0,32	0,33	0,32	0,65
		10	0,30	0,30	0,30	0,31	0,62
	Снег	0	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
		1	0,33	0,33	0,33	0,34	0,44
		3	0,32	0,32	0,33	0,34	0,45
		10	0,32	0,32	0,33	0,34	0,46
	Вода	0	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
		1	0,28	0,28	0,29	0,34	1,00
		3	0,25	0,26	0,27	0,35	1,31
		10	0,24	0,24	0,26	0,36	1,44

$\vartheta_\odot^\circ$	Поверхность	H км	Надирный угол, град.				
			0	20	40	60	85
80	Трава	0	0,39	0,39	0,37	0,26	0,26
		1	0,27	0,27	0,29	0,32	1,32
		3	0,24	0,24	0,26	0,34	1,55
		10	0,20	0,21	0,24	0,32	1,49
	Снег	0	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
		1	0,29	0,30	0,31	0,34	0,79
		3	0,27	0,28	0,29	0,34	1,00
		10	0,26	0,27	0,28	0,35	1,14

вблизи перекрывающихся полос поглощения в несколько раз меньше потока от дымки.

Теоретические расчеты углового распределения интенсивности отраженной радиации для типичных подстилающих поверхностей также показывают существенную неизотропность поля отраженной радиации [47]. Интенсивность излучения дымки существенно неизотропна и растет с увеличением высоты над земной поверхностью и альбедо подстилающей поверхности. С увеличением зенитного расстояния Солнца при больших надирных углах интенсивность излучения дымки B_1 растет над поверхностями с малыми альбедо (вода и трава) и уменьшается над поверхностями с большим альбедо (снег). Для подстилающих поверхностей наблюдается противоположный ход. С увеличением высоты над землей при больших углах визирования интенсивность отраженной радиации B_2 убывает для всех отмеченных поверхностей. Интенсивность отраженной радиации над снегом и травой на всех уровнях убывает с ростом зенитного угла Солнца. Над водой интенсивность отраженной радиации убывает с ростом $\vartheta_\odot$ при $\vartheta_\odot < 40°$; при $\vartheta_\odot > 40°$ интенсивность несколько растет. Угловая структура поля отраженной радиации зависит от соотношения величин B_1 и B_2. С ростом $\vartheta_\odot$ при малых альбедо увеличивается B_1, с увеличением альбедо растет B_2, особенно при малых $\vartheta_\odot$, поэтому характерная для дымки угловая зависимость интенсивности отражения сглаживается.

Анализ связи между интенсивностью отраженной радиации ($B = B_1 + B_2$) и полным потоком R позволяет судить о степени ламбертовости системы Земля—атмосфера (см. табл. 6.30). Наибольшие отклонения от изотропного отражения ($\eta = 0{,}32$) получены при $\theta = 85°$ (θ — надирный угол) и $\vartheta_\odot = 80°$. С уменьшением зенитного расстояния Солнца отклонения от ламбертовости уменьшаются. С увеличением высоты и при малых $\vartheta_\odot$ отклонения от изотропности убывают, при больших $\vartheta_\odot$ — увеличиваются [47].

§ 7. ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ПОТОКА ОТРАЖЕННОЙ РАДИАЦИИ

Отраженная радиация может наблюдаться лишь в непосредственной близости земной поверхности. На различных высотах над земной поверхностью существует суммарный восходящий поток, состоящий из отраженного потока, трансформированного нижележащим слоем воздуха, и потока радиации, рассеянного этим же слоем воздуха.

Самолетные измерения восходящего потока над Ладожским озером (водная, ледяная или снежная поверхность в зависимости от времени года) и над полем с однородным посевом показывают, что поток отраженной радиации увеличивается с высотой. Ход отраженной радиации с высотой несколько различается в зависимости от типа подстилающей поверхности (см. табл. 6.31) [45]. Для зимнего периода вертикальный профиль отраженного потока R более плавный, для весеннего периода — более неровный. Из табл. 6.31 видно, что величины R зависят от высоты Солнца.

Самолетные измерения отраженных потоков в районе Ташкента (снежная поверхность, зеленая или сухая трава) также показывают, что отраженная радиация увеличивается с ростом высоты над земной поверхностью (табл. 6.32) [35].

Наибольший вертикальный градиент для всех слоев наблюдается летом, наименьший — зимой (табл. 6.33). Влияние дымки наиболее заметно при малом альбедо [36].

Аэростатные измерения потоков отраженной радиации [29, 30, 37] указывают на изменения этих потоков в зависимости от высоты над земной поверхностью и характера подстилающей поверхности.

Представленные на рис. 6.12 профили отраженной радиации относятся к летнему и осеннему периодам ($A \sim 25\%$), только профиль *2* получен в период наличия снежного покрова ($A \sim \sim 70\%$) [43]. Для безоблачного неба (кривые *3*, *11*, *13*, *15*, *16*, *19*) поток отраженной радиации всегда растет. Величина R не превышает 0,27 кал/см^2·мин. для всех случаев. В Средней Азии летом величина R достигает 0,37 кал/см^2·мин. на 6 км [36]. Еще большие значения, $R = 0{,}93$ кал/см^2·мин., получены в ясный день в Антарктиде при $h_\odot \sim 40°$ на высоте около 5 км [77].

Зависимость величины отраженного потока от высоты Солнца для безоблачного неба прослеживается на рис. 6.12 (профили: *11* — $h_\odot = 17°$, *19* — $h_\odot = 24 \div 27°$, *15* и *16* — $h_\odot = 30 \div 35°$, *3* — $h_\odot = 57 \div 59°$, *13* — $h_\odot = 56 \div 60°$). Зависимость R от $h_\odot$ при наличии облачного слоя может быть оценена по профилям *14* и *18* на высоте 10 км. Облачные слои в эти дни располагались на разных высотах. В облачном слое поток R быстро растет до верхней границы слоя.

Таблица 6.31

Потоки отраженной радиации на различных высотах (кал/см² · мин.) [45]

Дата	$h^\circ_\odot$	Высота над земной поверхностью, км							
		0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
25 I	10,6	0,170	—	0,171	0,179	0,197	0,202	—	0,199
8 II	14,0	0,222	—	0,216	0,216	0,224	0,232	—	0,232
23 II	20,0	0,221	—	0,222	0,239	0,250	0,258	—	—
27 II	22,0	0,248	—	0,262	0,265	0,275	0,274	—	—
8 III	18,0	0,293	—	0,301	0,291	0,314	0,325	0,328	0,334
8 III	25,0	0,311	—	0,292	0,299	0,304	0,308	0,301	0,310
20 IV	41,6	0,299	—	0,292	0,294	0,300	0,296	0,308	0,312
20 IV	27,5	0,262	—	0,274	0,278	0,277	0,300	0,296	0,288
17 VI	45,0	0,039	—	0,046	0,055	0,077	0,090	—	0,118
17 VI	52,0	0,033	—	0,044	0,053	0,069	0,076	—	0,108
18 VI	45,0	0,029	—	0,036	0,045	0,057	0,068	—	0,097
18 VI	52,0	0,034	—	0,044	0,048	0,054	0,070	—	0,100
1 VII	45,0	0,041	—	0,062	0,066	0,073	0,092	0,099	—
1 VII	52,0	—	—	—	0,070	0,093	0,102	—	0,130
14 VII	43,5	0,049	0,050	0,056	0,060	0,081	0,093	0,101	—
14 VII	51,0	0,053	0,055	0,057	0,065	0,075	0,089	—	—
13 VIII	40,0	0,044	0,044	0,047	0,059	0,074	—	—	—
14 VIII	37,0	0,043	0,043	0,054	0,067	0,076	0,085	0,095	—
14 VIII	44,0	0,060	0,062	0,063	0,057	0,074	0,081	—	—
5 X	25,0	0,077	0,073	0,076	0,088	0,096	0,102	0,105	—
15 X	20,0	0,058	—	0,056	0,062	0,074	0,076	—	0,081

Таблица 6.32

Потоки отраженной радиации (кал/см² · мин.) на разных высотах в истинный полдень [35]

// км	Зима	Весна	Лето	Осень
0,4	0,214	0,267	0,279	0,212
0,8	0,214	0,271	0,280	0,219
1,3	0,226	0,324	0,275	0,237
2,3	0,238	0,336	0,284	0,262
3,4	0,246	0,344	0,294	0,270
4,4	0,259	0,361	0,279	0,282
5,5	0,263	0,444	0,295	0,293
6,7	0,273	0,394	—	—

Таблица 6.33

Градиент восходящего потока радиации (кал/см² · мин · км) [35]

Период года	Толщина слоя, км			
	0—1	1—2	2—3	0—3
Зима . . .	0,004	0,018	0,002	0,008
Весна . . .	0,010	0,012	0,002	0,008
Лето . . .	0,015	0,026	0,023	0,012
Осень . . .	0,006	0,014	0,005	0,009
Среднее . .	0,009	0,018	0,008	0,012

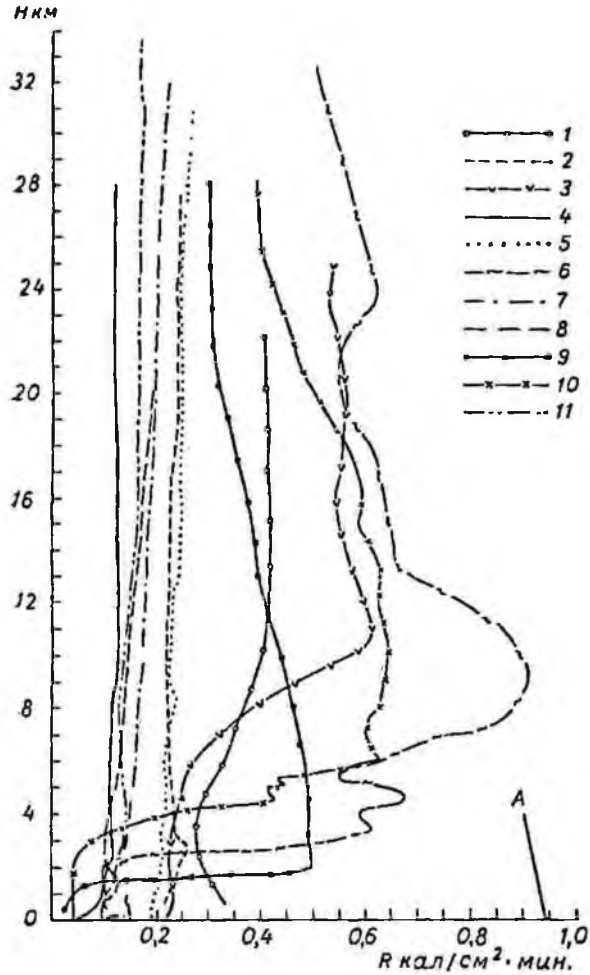


Рис. 6.12. Вертикальные профили отраженной коротковолновой радиации по аэростатным исследованиям [43].

1) ноябрь 1961 г., $h_{\odot}=17°$, снег, ясно; *2*) май 1962 г., $h_{\odot}=35\text{-}58°$, заливные луга, ясно; *3*) июль 1962 г., $h_{\odot}=59°$, Ns=6—7 баллов; *4*) ноябрь 1962 г., $h_{\odot}=17°$, степь, ясно; *5*) июль 1963 г., $h_{\odot}=56\div60°$, поля, ясно; *6*) август 1963 г., $h_{\odot}=42\div54°$, трехслойная облачность 6—7 баллов; *7*) август 1964 г., $h_{\odot}=23\div38°$, поля, ясно; *8*) июль 1964 г., $h_{\odot}=20\div37°$, поля, ясно; *9*) октябрь 1964 г., $h_{\odot}=23°$, St 10 баллов; *10*) октябрь 1965 г., $h_{\odot}=33\div35°$, трехслойная облачность 10 баллов; *11*) октябрь 1965 г., $h_{\odot}=26°$, степь, ясно; *A* — профиль в Антарктиде, $h_{\odot}=10°$ [77].

Теоретические исследования для стандартной атмосферы подтверждают полученные экспериментальные закономерности [72, 47, 76]: величина потока отраженной радиации растет с высотой и с увеличением высоты Солнца, причем тем сильнее, чем больше величина альбедо отражающей поверхности.

§ 8. ПОТОКИ РАССЕЯННОЙ И ОТРАЖЕННОЙ РАДИАЦИИ НА НАКЛОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Потоки рассеянной и отраженной радиации на наклонные поверхности зависят не только от угла наклона этих поверхностей, но и от их азимута. Величины потоков могут быть точно определены, если имеются данные об угловом распределении рассеянной радиации, по следующей формуле [22]:

$$D_c = \int_0^{2\pi} d\psi \int_{h(\psi)}^{\pi/2} J(h, \psi) \cos i \cos h \, dh, \qquad (6.5)$$

где $J(h, \psi)$ — интенсивность рассеянной радиации в направлении, определяемом сферическими координатами h (угловая высота) и ψ (азимут относительно Солнца); $h(\psi)$ — наименьшая угловая высота точки неба в азимуте ψ по отношению к плоскости горизонта; i — угол падения радиации на склон, косинус которого определяется выражением

$$\cos i = \sin \alpha \cos h \cos \psi + \cos \alpha \sin h,$$

где α — угол наклона склона, $\psi = \psi_\odot - \psi_n$, ψ_n — азимут склона.

Потоки рассеянной радиации на наклонные поверхности по формуле (6.5) рассчитываются численным интегрированием.

Для изотропной рассеянной радиации ($J = \text{const}$) поток рассеянной радиации на наклонную поверхность определяется соотношением [6]

$$D_c = D_r \cos^2 \frac{\alpha}{2}, \qquad (6.6)$$

где D_r — поток рассеянной радиации на горизонтальную поверхность.

Наглядной характеристикой радиационного режима наклонных поверхностей являются относительные величины потоков и сумм радиации, определенные по отношению к потокам и суммам на горизонтальную поверхность.

Различия между величинами потоков, вычисленных по формулам (5) и (6), даны в табл. 6.34 [25]. Ориентация поверхности задана углом наклона α и азимутом ψ относительно азимута Солнца. В скобках указаны отклонения относительных величин потоков в процентах, рассчитанных по изотропному приближе-

Таблица 6.34

Относительные потоки рассеянной радиации D_c/D_r при безоблачном небе [25]

α°	ψ°												$\cos^2\frac{\alpha}{2}$
	0	90	180	270	0	90	180	270	0	90	180	270	
	$h_\odot = 15^\circ$				$h_\odot = 48^\circ$				$h_\odot = 68^\circ$				
15	1,20	0,94	0,79	0,94	1,10	0,94	0,82	0,95	1,05	0,96	0,89	0,98	0,98
	(18,4)	(−4,2)	(−24,0)	(−4,2)	(11,0)	(−4,2)	(−20,0)	(−3,1)	(6,6)	(−2,0)	(−10,1)	(0,0)	
30	1,22	0,86	0,59	0,91	1,14	0,86	0,62	0,86	1,04	0,88	0,68	0,91	0,93
	(23,8)	(−8,1)	(−57,6)	(−2,2)	(18,4)	(−8,1)	(−50,0)	(−8,1)	(10,0)	(−5,7)	(−36,7)	(−2,2)	
60	1,27	0,64	0,41	0,74	1,15	0,62	0,36	0,64	0,89	0,63	0,45	0,68	0,75
	(41,0)	(−17,2)	(−83,0)	(−1,3)	(34,7)	(−21,0)	(−52,0)	(−17,2)	(15,7)	(−19,0)	(−66,6)	(−10,2)	
90	0,94	0,36	0,35	0,43	0,79	0,36	0,22	0,36	0,59	0,35	0,26	0,39	0,50
	(46,8)	(−40,0)	(−43,0)	(−16,3)	(36,7)	(−40,0)	(−128,0)	(−40,0)	(15,3)	(−43,0)	(−92,0)	(−28,2)	

Таблица 6.35

Относительные потоки отраженной радиации R_c/R_r % при безоблачном небе и $A = 0{,}20$ (поверхность ячменя) [25]

α°	$h_\odot = 23^\circ$				$h_\odot = 41^\circ$				$h_\odot = 67^\circ$				$\sin^2\frac{\alpha}{2}$ %
	С	В	Ю	З	С	В	Ю	З	С	В	Ю	З	
30	6,7	8,4	6,7	6,7	6,1	5,6	6,1	7,6	5,5	4,7	6,7	5,9	6,7
50	21,0	25,2	21,0	21,8	19,3	17,8	19,3	22,8	18,5	15,7	16,2	18,5	17,9
70	39,4	45,4	37,8	38,7	36,0	33,0	35,5	41,6	35,0	30,0	30,0	34,6	32,9
90	58,0	64,7	56,3	55,5	53,3	49,2	52,8	61,5	54,0	46,5	46,0	52,7	50,0

нию, от соответствующих значений, полученных путем точного расчета. Отклонения от «изотропных» величин в большинстве случаев выходят за пределы погрешностей измерений потоков рассеянной радиации.

Для поверхностей, ориентированных в противоположную от Солнца сторону ($\psi = 180°$), наблюдается убывание потока рассеянной радиации с увеличением угла наклона склона; для поверхностей, обращенных к Солнцу, наблюдается максимум при значении угла наклона α_{max}, соответствующего условию $\alpha_{max} = 90° - h_{\odot}$.

Угловое распределение интенсивности отраженной радиации для большинства естественных поверхностей неизотропно. Это обстоятельство следует учитывать при точных расчетах потоков отраженной радиации на наклонные поверхности.

Относительные величины потоков отраженной радиации R_c/R_r на различно ориентированные поверхности вычислены по заданному угловому распределению интенсивности отраженной радиации и по изотропному приближению [25, 28]. Для случая изотропного отражения поток отраженной радиации на наклонную поверхность определяется по формуле

$$R_c = R_r \sin^2 \frac{\alpha}{2}. \qquad (6.7)$$

Очевидно, что для поверхностей, обладающих зеркальным отражением, формула (6.7) дает грубую оценку. Потоки отраженной радиации на наклонные поверхности существенно зависят от их ориентации при наличии снежного покрова (табл. 6.36). Для поверхностей, обращенных в сторону Солнца, изотропное приближение дает сильно заниженные значения.

Для поверхности ячменя различия между точными и приближенными относительными потоками отраженной радиации заметны лишь для крутых склонов (табл. 6.35).

Для оценки роли отраженной радиации в радиационном режиме склонов определена доля отраженной радиации в общем потоке рассеянной и отраженной радиации на склон (табл. 6.37), при разных значениях альбедо поверхности A.

При наличии снежного покрова поток отраженной радиации на крутые склоны больше потока рассеянной радиации от небосвода [28].

С ростом альбедо подстилающей поверхности от 0,20 до 0,60 доля отраженной радиации в потоке суммарной радиации увеличивается для соответствующих поверхностей в 2—3 раза (табл. 6.38). Для пологих склонов ($\alpha < 30°$) доля отраженной радиации в потоке сумарной радиации незначительна. Для склонов, ориентированных в сторону, противоположную Солнцу, отраженная радиация играет существенную роль и в некоторых случаях составляет главную часть в суммарном потоке радиа-

ции на наклонную поверхность. Потоки отраженной радиации в данном случае рассчитывались по приближенной формуле (6.7). Точный расчет потоков отраженной радиации для склонов, обращенных в сторону Солнца, должен дать значительно большие величины.

Оценка потоков отраженной радиации на наклонные поверхности может быть выполнена с помощью различно ориентированного пиранометра, экранированного от земли специальным экраном, исключающим поток отраженной радиации. Тогда по разности измерений без экрана и с экраном определяется поток отраженной радиации на заданную поверхность. По результатам подобных измерений над глинистой почвой с сухой травой были получены дневные суммы отраженной радиации на склоны (табл. 6.39) [9]. Из таблицы видно, что отраженной радиацией, приходящей на склоны крутизной 10°, можно пренебречь. Величины дневных сумм отраженной радиации даже на склон с $\alpha = 40°$ составляют не более 15% общего потока отраженной радиации (табл. 6.40).

Таблица 6.36

Относительные потоки отраженной радиации R_c/R_r, %, при безоблачном небе и наличии снежного покрова [28]

$h_{\odot} = 30°$, $A = 0{,}50$

$\alpha°$	$\psi°$				$\sin^2\frac{\alpha}{2}$
	0	90	180	270	
30	13,0 (96)	5,2 (−22)	4,6 (−31)	6,0 (−11)	6,7
50	35,0 (96)	16,8 (−6)	13,8 (−23)	18,5 (3)	17,9
70	60,0 (83)	31,7 (−4)	25,8 (−22)	34,6 (5)	32,9
90	83,0 (66)	48,0 (−4)	40,0 (−20)	53,6 (7)	50,0

Потоки рассеянной и отраженной радиации на наклонные поверхности при сплошной облачности зависят главным образом от угла наклона поверхностей и почти не зависят от их азимута. В таком случае удовлетворительную точность дает изотропное приближение.

Таблица 6.37

Величина отношения $\frac{R_c}{(D+R)_c}$ % при безоблачном небе и $h_\odot = 34°$ [28]

α°	$A = 0{,}60$				$A = 0{,}20$			
	С	Ю	З	В	С	Ю	З	В
15	7,3	5,2	6,3	5,9	1,9	1,4	1,6	1,7
30	26,8	15,8	21,8	19,4	8,2	4,9	6,1	6,5
50	54,7	30,0	46,5	37,2	20,2	11,4	15,4	16,4
70	81,4	41,7	63,4	57,0	37,0	19,2	27,7	28,2
90	100,0	51,0	76,5	63,4	43,0	29,2	40,6	43,0

Таблица 6.38

Величины отношения $\frac{R_c}{(S+D+R)_c}$ % при безоблачном небе и различных значениях альбедо подстилающей поверхности [28]

α°	$h_\odot = 12°$, $A = 0{,}65$ (⊙ на ЗЮЗ)				$h_\odot = 35°$, $A = 0{,}60$ (⊙ на Ю)			
	С	Ю	З	В	С	Ю	З	В
15	2,4	0,8	0,6	3,7	1,6	0,8	1,1	1,0
30	14,8	2,3	1,7	14,8	13,9	2,6	5,3	3,7
50	29,8	5,0	3,4	32,4	50,8	6,2	19,7	10,2
70	39,0	8,4	5,5	52,5	74,2	11,0	65,6	20,7
90	59,0	12,9	8,0	68,3	99,0	17,4	75,0	39,2

α°	$h_\odot = 28°$, $A = 0{,}20$ (⊙ на З)				$h_\odot = 34°$, $A = 0{,}20$ (⊙ на В)			
	С	Ю	З	В	С	Ю	З	В
15	0,3	0,3	0,2	0,6	0,4	0,3	0,5	0,3
30	1,5	1,5	0,8	6,7	1,8	1,3	5,2	0,9
50	4,8	4,7	1,9	17,5	7,2	3,8	19,2	2,2
70	13,4	12,2	3,5	27,8	30,8	8,8	32,8	4,3
90	37,5	33,4	6,0	43,0	47,0	19,2	41,6	7,4

Таблица 6.39

Дневные суммы отраженной радиации (кал/см² · день), средние за сентябрь. Махталы [9]

Ориентация склона	α°			
	10	20	30	40
С	1,7	5,6	13,9	25,9
Ю	1,0	4,2	9,2	18,3
В	2,0	5,1	12,4	23,6
З	1,3	4,7	11,0	23,6
Расчет по формуле (13)	1,4	5,3	11,7	20,6

Таблица 6.40

Относительные дневные суммы отраженной радиации $\Sigma R_\alpha/\Sigma R_г$ %, средние за сентябрь [9]

α	Ориентация склона			
	С	Ю	В	З
10	1,0	0,6	1,1	0,8
20	3,2	2,4	2,9	2,7
30	7,9	5,2	7,0	6,2
40	14,7	10,4	13,1	13,4

Таблица 6.41

Относительные дневные суммы рассеянной и отраженной радиации $\frac{\Sigma(D+R)_\alpha}{\Sigma D_г}$ при безоблачном небе, φ=45° с. ш. [27]

α	Север			Юг		
	19 VI	15 VII	6 VIII	19 VI	15 VII	6 VIII
5	1,01	0,98	0,97	1,09	1,04	1,06
10	1,00	0,99	0,95	1,07	1,04	1,08
15	1,00	0,99	0,96	1,07	1,05	1,06
20	1,01	0,99	0,93	1,07	1,05	1,09
30	1,00	0,98	0,93	1,10	1,07	1,17
50	1,03	0,99	0,93	1,18	1,12	1,24
70	1,09	1,01	0,96	1,23	1,12	1,25
90	1,12	1,04	1,00	1,24	1,12	1,23

α'	Восток			Запад		
	19 VI	15 VII	6 VIII	19 VI	15 VII	6 VIII
5	1,01	1,01	0,98	1,03	1,00	1,01
10	1,01	0,99	0,97	1,03	1,00	1,02
15	1,03	0,99	1,00	1,03	1,02	1,03
20	1,04	1,01	1,01	1,05	1,03	1,05
30	1,07	1,01	1,04	1,11	1,04	1,08
50	1,14	1,06	1,08	1,20	1,08	1,14
70	1,21	1,08	1,14	1,24	1,12	1,19
90	1,27	1,12	1,16	1,31	1,13	1,21

Дневные суммы рассеянной и отраженной радиации для различно ориентированных не слишком крутых поверхностей мало отличаются от соответствующих дневных сумм для горизонтальной поверхности (табл. 6.41) при безоблачном небе и альбедо около 0,20 [27].

С удовлетворительной степенью точности дневные суммы рассеянной и отраженной радиации могут быть вычислены по изотропному приближению:

$$\Sigma (D+R)_{\alpha} = \cos^2 \frac{\alpha}{2} \Sigma D_{\text{г}} + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \Sigma R_{\text{г}}. \qquad (6.8)$$

§ 9. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ

Основными факторами, обусловливающими географическое распределение рассеянной радиации, являются высота Солнца, продолжительность дня и облачность.

Характерная особенность географического распределения рассеянной радиации — малая изменчивость ее по территории. Годовые суммы рассеянной радиации изменяются на территории СССР всего в пределах 10—15 ккал/см^2·год и имеют слабо выраженный широтный ход [8]. Минимальные годовые суммы наблюдаются на северо-западе ЕТС и составляют 37—39 ккал/см^2·год. Второй минимум (43—45 ккал/см^2·год) отмечается в пустынных районах Средней Азии. Максимальные годовые суммы наблюдаются на Дальнем Востоке и в Закарпатье, 51—53 ккал/см^2·год.

В монографии [8] приведены 12 месячных карт распределения рассеянной радиации по территории СССР. Здесь в качестве иллюстрации даны карты для декабря (рис. 6.13) и июня (рис. 6.14). Для зимнего периода характерно широтное распределение рассеянной радиации. Месячные суммы увеличиваются с севера на юг от 0 до 25 ккал/см^2·мес., а в феврале от 0,8 до 3,5 ккал/см^2·мес. В весенний период в связи с увеличением продолжительности дня, высоким альбедо в северных широтах и значительными колебаниями средней месячной облачности в отдельных районах широтный ход рассеянной радиации нарушается. В марте имеется слабо выраженный широтный ход рассеянной радиации и ее величина возрастает с севера на юг от 2 до 4,5 ккал/см^2·мес. В апреле широтный ход полностью отсутствует. Месячные суммы изменяются в пределах 5—6 ккал/см^2·мес. В мае наблюдается перераспределение месячных сумм рассеянной радиации. На севере благодаря большей продолжительности дня они возрастают до 10—11 ккал/см^2·мес., а к югу — убывают до 6—5 ккал/см^2·мес.

В июне месячные суммы рассеянной радиации убывают с севера на юг от 12,5 до 4,5 ккал/см^2·мес.

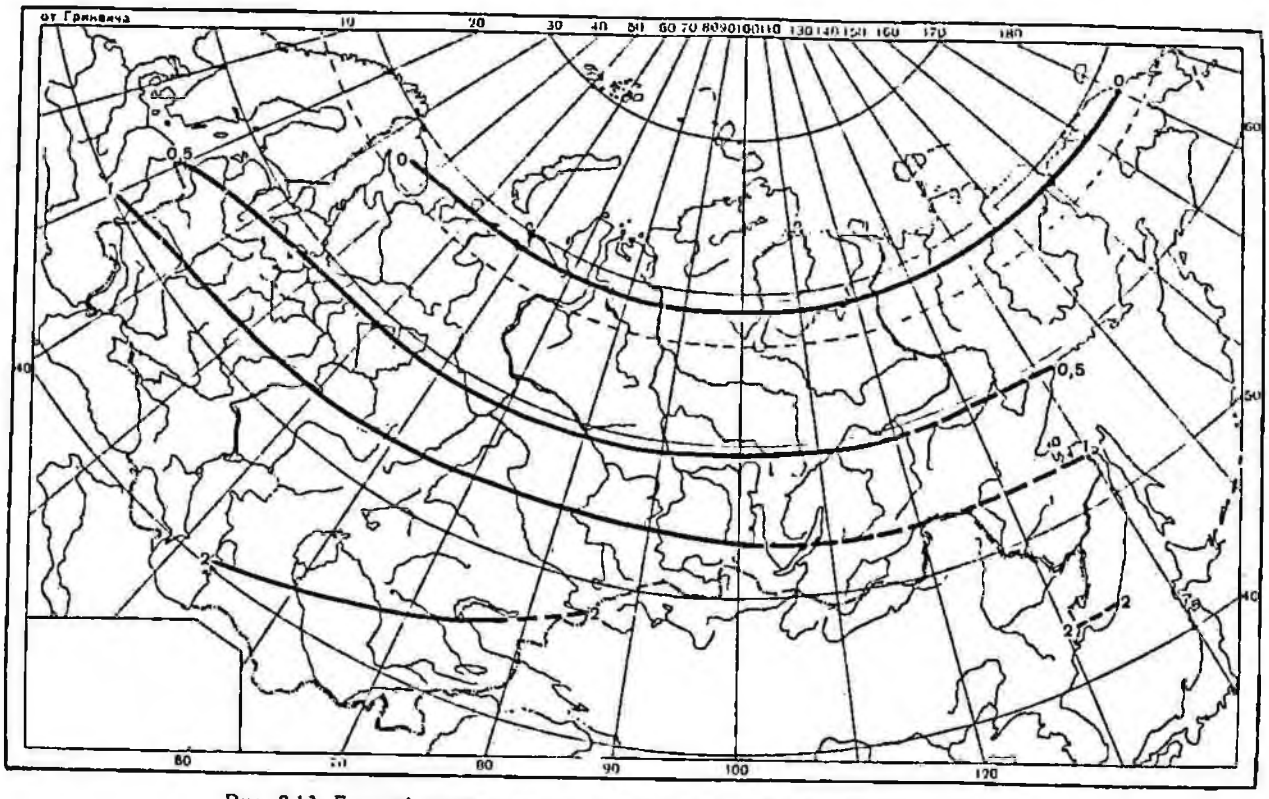


Рис. 6.13. Географическое распределение рассеянной радиации в декабре [8].

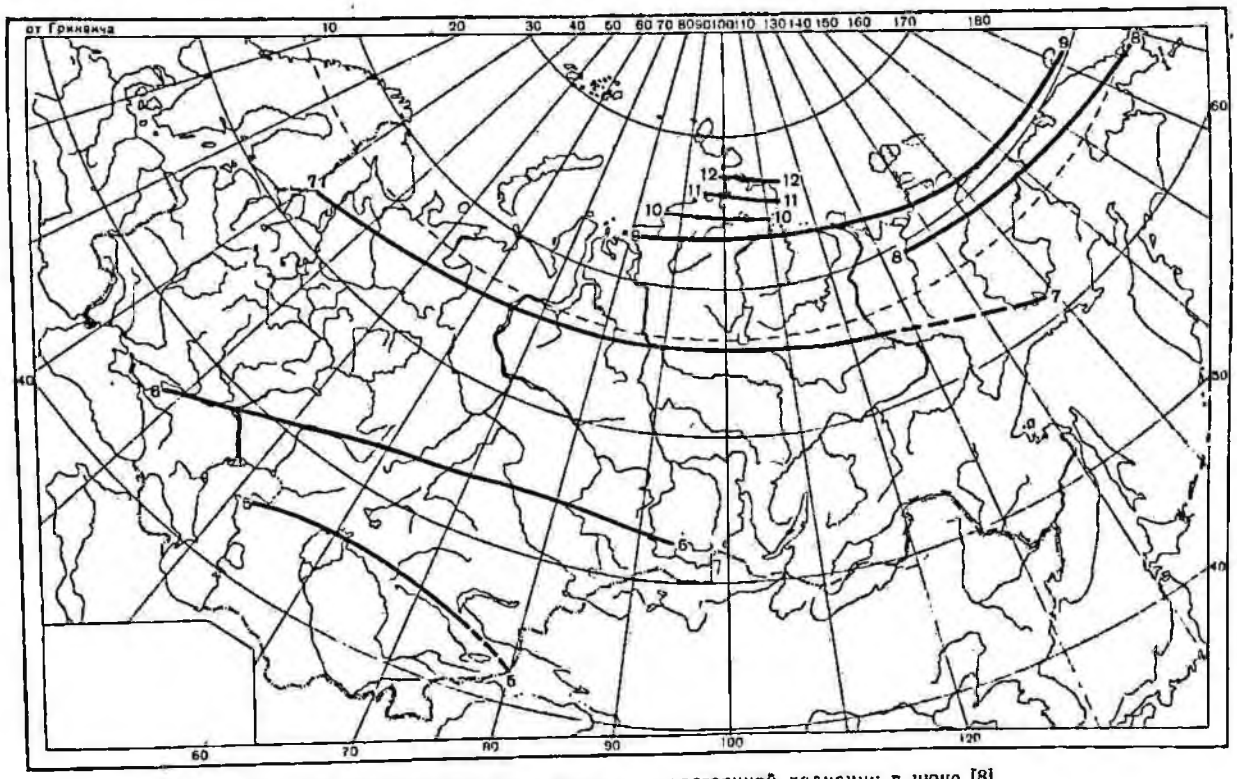


Рис. 6.14. Географическое распределение рассеянной радиации в июне [8].

Максимум рассеянной радиации на севере объясняется сочетанием большей по сравнению с югом облачности и увеличенной продолжительности дня. Наименьшие суммы рассеянной радиации наблюдаются в Средней Азии (5 ккал/см² · мес.), где они мало отличаются от сумм радиации при безоблачном небе.

В осенние месяцы изменение рассеянной радиации по территории СССР незначительно, а характер распределения месячных сумм радиации является переходным от летнего к зимнему сезону.

В Арктике из-за особенностей облачности и подстилающей поверхности основная часть лучистой энергии, поступающей на земную поверхность, приходится на долю рассеянной радиации. В условиях Антарктики такой большой приход рассеянной радиации не наблюдается, поскольку здесь облака нижнего яруса, способствующие росту рассеянной радиации, наблюдаются реже, чем в Арктике. В Арктике главную часть в приходной статье радиационного баланса занимает рассеянная радиация, в Антарктике — прямая солнечная радиация.

Особенности прихода рассеянной радиации при различном состоянии неба как в Арктике, так и в Антарктике наиболее отчетливо проявляются в соотношении между рассеянной радиацией D и суммарной Q [68]. При высоте Солнца больше 25°, ясном небе и наличии снежного покрова рассеянная радиация составляет 20—25% общего прихода радиации, а при отсутствии снега — 15—20%.

При высоте Солнца ниже 15° даже при ясном небе на долю рассеянной радиации приходится уже до 40—60% суммарной радиации.

Таблица 6.42

Отношение рассеянной радиации к суммарной при ясном небе (а) и при средних условиях облачности (б) [49]

Станция	Способ расчета	Высота Солнца, град.								
		5	10	15	20	25	30	35	40	45
Оазис	а	0,46	0,24	0,20	0,18	0,17	0,13	0,12	0,11	0,10
	б	1,00	0,67	0,61	0,52	0,50	0,46	0,43	0,44	0,42
Мирный	а	0,45	0,30	0,25	0,22	0,19	0,15	0,13	0,13	0,12
	б	0,86	0,67	0,58	0,55	0,52	0,48	0,44	0,43	0,42
Пионерская	а	0,33	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15	0,14	0,14	
	б	0,44	0,35	0,37	0,33	0,28	0,30	0,35	0,40	
Восток-1	а	0,55	0,32	0,26	0,22	0,18	0,15	0,14		
	б	0,78	0,55	0,43	0,40	0,36	0,34	0,32		
Комсомольская	а	0,42	0,28	0,24	0,20	0,17	0,15	0,14		
	б	0,67	0,39	0,33	0,29	0,25	0,22	0,20		
Восток	а	0,55	0,30	0,25	0,19	0,16	0,14	0,13		

Аналогичная картина наблюдается и в Антарктике (табл. 6.42) при больших высотах Солнца (больше 15°), отношение D/Q на всех станциях составляет 10—20% [49].

При облачности вклад рассеянной радиации в суммарную резко возрастает и составляет при больших высотах Солнца в Антарктиде 30—50% Q, а в Арктике 30—40% при облаках верхнего яруса и 60—90% при облаках среднего и нижнего ярусов.

Средние годовые суммы рассеянной радиации в Арктике изменяются мало, от 41,6 ккал/см²·год в бухте Тихой до 47,9 ккал/см²·год на о. Котельном.

Интересные сравнения потоков радиации в Антарктиде и Арктике приведены в табл. 6.43.

Таблица 6.43

Годовые суммы рассеянной радиации в Антарктиде и Арктике при средних условиях облачности [49]

Станция	D ккал/см²·год	Q ккал/см²·год	$\frac{D}{Q}$
	Антарктида		
Мирный	46,7	94,5	0,49
Пионерская	35,5	108,9	0,33
Комсомольская	36,5	131,2	0,28
Восток	22,3	120,1	0,19
	Арктика		
Мыс Шмидта	44,0	72,4	0,61
Бухта Тикси	42,6	70,3	0,61
о. Диксон	46,9	65,3	0,72
о. Уединения	44,4	58,6	0,76

Как видно из таблицы, годовые суммы рассеянной радиации в Арктике на широтах 68—80° и на побережье Антарктиды (ст. Мирный) почти одинаковы. Однако если учесть, что годовые величины суммарной радиации в Арктике значительно меньше, чем в Антарктиде, то вклад рассеянной радиации в приходную часть радиационного баланса в Антарктиде даже на побережье значительно меньше, чем в Арктике.

Накопленный материал наблюдений позволил построить схематические карты распределения отношения рассеянной радиации к суммарной для северного полушария [10]. Эти карты интересны для оценки роли рассеянной радиации в общем поступлении солнечной радиации на поверхность Земли. Область преобладания рассеянной радиации над прямой охватывает большие пространства Земли. В высоких и экваториальных широтах в связи с преобладанием облачной погоды рассеянная радиация

Таблица 6.44

Рассеянная радиация при безоблачном небе (кал/см² · мин.) по данным сети актинометрических станций (средние многолетние величины)

Широта	I			II			III					
	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30	6 30	9 30	12 30	15 30	6 30	9 30
38° с.	0,10	0,13	0,08	0,12	0,15	0,11	0,04	0,14	0,16	0,13	0,10	0,18
40	0,10	0,13	0,08	0,13	0,15	0,11	0,04	0,14	0,17	0,13	0,10	0,18
42	0,10	0,13	0,08	0,13	0,15	0,10	0,05	0,15	0,17	0,13	0,10	0,18
44	0,10	0,13	0,07	0,12	0,15	0,10	0,05	0,15	0,17	0,13	0,10	0,18
46	0,10	0,13	0,07	0,15	0,16	0,11	0,05	0,16	0,18	0,14	0,11	0,19
48	0,09	0,13	0,07	0,15	0,16	0,11	0,06	0,17	0,19	0,14	0,11	0,19
50	0,09	0,13	0,06	0,14	0,17	0,11	0,06	0,17	0,19	0,14	0,10	0,18
52	0,08	0,12	0,05	0,13	0,17	0,10	0,05	0,16	0,20	0,14	0,10	0,18
54	0,07	0,11	0,05	0,11	0,16	0,09	0,05	0,15	0,18	0,13	0,09	0,17
56	0,06	0,10	0,05	0,10	0,14	0,08	0,05	0,15	0,17	0,13	0,09	0,16
58	0,06	0,09	0,04	0,10	0,13	0,07	0,04	0,14	0,16	0,12	0,09	0,16
60	0,05	0,07	0,03	0,09	0,12	0,06	0,04	0,13	0,15	0,11	0,09	0,16
62	0,03	0,07	0,02	0,08	0,11	0,05	0,04	0,13	0,14	0,10	0,09	0,16
64	—	0,06	—	0,08	0,11	0,05	0,04	0,13	0,14	0,10	0,10	0,17
66	—	0,06	—	0,07	0,10	0,05	0,04	0,12	0,14	0,10	0,10	0,17
68	—	—	—	0,06	0,09	0,04	—	0,11	0,14	0,10	0,10	0,17

Широта	IV			V					VI				
	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30
38° с.	0,20	0,16	—	0,11	0,18	0,19	0,16	0,05	0,11	0,17	0,18	0,16	0,07
40	0,20	0,16	—	0,11	0,18	0,19	0,16	0,05	0,11	0,17	0,18	0,16	0,07
42	0,20	0,16	—	0,11	0,17	0,19	0,16	0,05	0,11	0,17	0,18	0,15	0,07
44	0,20	0,16	—	0,11	0,17	0,19	0,16	0,05	0,11	0,17	0,17	0,15	0,07
46	0,20	0,16	—	0,11	0,19	0,19	0,16	0,06	0,12	0,18	0,18	0,16	0,07
48	0,20	0,15	0,04	0,11	0,19	0,20	0,16	0,06	0,12	0,19	0,19	0,16	0,07
50	0,19	0,15	0,04	0,12	0,18	0,19	0,15	0,06	0,12	0,19	0,19	0,16	0,08
52	0,19	0,14	0,04	0,12	0,18	0,18	0,15	0,07	0,12	0,18	0,18	0,16	0,09
54	0,17	0,14	0,04	0,12	0,18	0,18	0,15	0,07	0,12	0,18	0,18	0,16	0,09
56	0,17	0,14	0,04	0,12	0,18	0,17	0,15	0,08	0,12	0,17	0,18	0,16	0,10
58	0,17	0,13	0,04	0,12	0,16	0,16	0,14	0,08	0,12	0,16	0,17	0,15	0,10
60	0,17	0,13	0,05	0,11	0,15	0,16	0,14	0,08	0,11	0,15	0,16	0,15	0,09
62	0,17	0,13	0,05	0,10	0,15	0,16	0,14	0,08	0,11	0,15	0,15	0,14	0,09
64	0,18	0,14	0,05	0,10	0,14	0,16	0,14	0,09	0,11	0,15	0,15	0,14	0,09
66	0,18	0,15	0,05	0,10	0,14	0,16	0,14	0,09	0,11	0,14	0,15	0,14	0,09
68	0,18	0,16	0,06	0,10	0,14	0,16	0,14	0,09	0,11	0,17	0,15	0,17	0,09

Широта	VII					VIII					IX		X				XI			XII		
	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30	6 30	9 30	12 30	15 30	9 30	12 30	15 30
38° с.	0,12	0,19	0,20	0,17	0,06	0,10	0,18	0,19	0,16	0,04	0,07	0,16	0,17	0,14	0,05	0,13	0,14	0,11	0,11	0,12	0,08	0,10	0,11	0,06
40	0,12	0,18	0,20	0,17	0,06	0,10	0,17	0,18	0,16	0,04	0,07	0,16	0,17	0,14	0,05	0,13	0,14	0,11	0,11	0,12	0,07	0,10	0,11	0,06
42	0,12	0,18	0,20	0,17	0,07	0,10	0,17	0,18	0,16	0,04	0,07	0,16	0,17	0,13	0,05	0,13	0,14	0,11	0,11	0,12	0,07	0,10	0,11	0,06
44	0,12	0,18	0,19	0,16	0,07	0,10	0,17	0,18	0,16	0,04	0,06	0,15	0,17	0,12	0,04	0,12	0,14	0,09	0,10	0,12	0,07	0,09	0,11	0,04
46	0,12	0,18	0,19	0,16	0,07	0,10	0,17	0,19	0,15	0,04	0,06	0,15	0,17	0,12	0,04	0,12	0,14	0,09	0,10	0,12	0,06	0,09	0,11	0,04
48	0,12	0,18	0,19	0,16	0,08	0,10	0,17	0,19	0,15	0,05	0,07	0,15	0,16	0,12	0,04	0,12	0,13	0,09	0,09	0,12	0,05	0,09	0,11	0,04
50	0,12	0,18	0,19	0,16	0,08	0,09	0,17	0,18	0,15	0,05	0,07	0,14	0,15	0,12	0,04	0,11	0,12	0,09	0,08	0,11	0,05	0,08	0,10	0,04
52	0,12	0,17	0,19	0,16	0,08	0,09	0,16	0,17	0,15	0,05	0,07	0,13	0,15	0,12	0,04	0,11	0,11	0,08	0,08	0,10	0,04	0,07	0,10	0,02
54	0,12	0,17	0,18	0,16	0,08	0,09	0,15	0,17	0,14	0,05	0,06	0,12	0,15	0,12	0,04	0,10	0,11	0,08	0,07	0,10	0,04	0,06	0,09	—
56	0,11	0,17	0,18	0,15	0,08	0,09	0,15	0,17	0,13	0,05	0,06	0,12	0,14	0,12	—	0,10	0,11	0,07	0,06	0,09	0,03	0,05	0,08	—
58	0,11	0,16	0,18	0,15	0,08	0,08	0,14	0,16	0,13	0,05	0,06	0,12	0,14	0,11	—	0,08	0,11	0,07	0,06	0,07	0,02	0,05	0,06	—
60	0,11	0,15	0,15	0,13	0,08	0,08	0,14	0,15	0,13	0,05	0,05	0,11	0,13	0,10	—	0,07	0,08	0,05	0,05	0,06	0,02	0,03	0,06	—
62	0,11	0,14	0,13	0,12	0,08	0,08	0,13	0,13	0,12	0,06	0,05	0,10	0,12	0,09	—	0,07	0,07	0,05	0,04	0,06	—	0,03	0,04	—
64	0,11	0,14	0,13	0,12	0,08	0,08	0,12	0,13	0,11	0,06	0,05	0,09	0,11	0,07	—	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	—	—	—	—
66	0,11	0,14	0,13	0,12	0,09	0,08	0,11	0,13	0,11	0,06	0,05	0,09	0,11	0,07	—	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	—	—	—	—
68	0,11	0,13	0,13	0,12	0,09	0,08	0,10	0,12	0,10	0,05	0,05	0,09	0,10	0,07	—	0,05	0,06	0,03	0,02	0,04	—	—	—	—

больше прямой в течение всего года, в умеренных широтах — преимущественно в осенние месяцы.

В высоких широтах северного полушария рассеянная радиация в весенние и летние месяцы составляет 50—60% величины суммарной радиации, в осенне-зимний период на ее долю приходится от 80 до 100%.

Минимальные значения рассеянной радиации отмечаются в малооблачных районах субтропических и тропических широт. В продолжение всего года в пустынных областях Земли доля рассеянной радиации не превосходит 20—30% суммарной радиации.

Таблица 6.44 дает представление о распределении рассеянной радиации по широтам при ясной погоде, полученном по наблюдениям на 150 актинометрических станций в СССР за период 1952—1958 гг.

Первые схематические карты географического распределения рассеянной радиации по земному шару были опубликованы в 1958 г. Ф. Бернхардтом и Х. Филиппсом [82]. Они рассчитали средние месячные интенсивности рассеянной радиации (мкал/см^2·мин.) для десятиградусных квадратов моря и суши между 70° с. ш. и 60° ю. ш.

§ 10. УХОДЯЩЕЕ КОРОТКОВОЛНОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ—АТМОСФЕРА (РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ)

Земная атмосфера трансформирует солнечное излучение главным образом в результате процессов многократного рассеяния и истинного поглощения. Основная часть прямого солнечного, рассеянного и отраженного излучения приходится на видимую и близкую инфракрасную области спектра.

При расчете уходящего коротковолнового излучения необходимо знать индикатрису рассеяния, коэффициенты рассеяния и поглощения, вероятность выживания кванта, вертикальное распределение упомянутых оптических характеристик в атмосфере, отражающие свойства подстилающей поверхности, а также учитывать кривизну атмосферы, поляризацию и рефракцию излучения.

При расчетах поля коротковолнового излучения в ультрафиолетовой области спектра учитывается рассеяние на аэрозолях и молекулах воздуха, а также поглощение озоном (полоса Гартлея $\lambda = 0{,}22—0{,}32$ мкм, полосы Хеггинса $\lambda = 0{,}30 \div 0{,}345$ мкм); в видимой области спектра учитывается рассеяние на молекулах воздуха и аэрозолях, истинное поглощение не учитывается; в близкой инфракрасной области спектра учитывается однократное рассеяние на аэрозоле и поглощение водяным паром и углекислым газом.

Учет реальной облачности в задаче переноса излучения еще не осуществлен.

10.1. Плоскопараллельная модель релеевской атмосферы

Обширные теоретические расчеты уходящего излучения для плоскопараллельной модели атмосферы выполнены для условий ортотропного отражения земной поверхности при значениях альбедо 0; 0,25; 0,80 [65, 86, 89]. Результаты приведены в виде отдельных таблиц для следующих значений оптических толщин τ и соответствующих длин волн λ:

τ	1,00	0,50	0,25	0,15	0,10	0,05	0,02
λ мкм . . .	0,3120	0,3715	0,4365	0,4950	0,5460	0,6440	0,8090

В таблицах даны величины уходящего излучения на уровне верхней границы атмосферы, а также значения параметров Стокса, степени поляризации и углов между плоскостью поляризации и вертикальной плоскостью при данном азимуте.

Результаты расчетов углового распределения интенсивности уходящего излучения [88] для различных оптических толщин в вертикале Солнца указывают на значительное увеличение интенсивности для направлений, близких к горизонту (рис. 6.15). Это обусловлено возрастанием роли многократного рассеяния вследствие увеличения оптической толщины атмосферы в направлении на горизонт.

Влияние альбедо подстилающей поверхности на угловое распределение интенсивности уходящего излучения иллюстрируется данными рис. 6.16, где представлены результаты расчетов для $\tau=0{,}15$; $\cos\theta_\odot=0{,}80$ и $A=0$; 0,25; 0,80. В случае большого альбедо ($A=0{,}80$) в направлении на горизонт происходит уменьшение интенсивности. При малых оптических толщинах основной вклад в уходящее излучение вносит отражение от земной поверхности.

Азимутальная зависимость уходящего излучения определяется главным образом индикатрисой рассеяния. Основные закономерности углового распределения уходящего излучения в вертикале Солнца типичны для любого другого азимута относительно солнечного вертикала (рис. 6.17).

Максимум излучения находится не в антисолярной точке, как в случае однократного рассеяния, а значительно смещен к горизонту. В непосредственной близости от горизонта (в стороне антисолярной точки) наблюдается спад уходящего излучения. Для других азимутальных углов имеет место увеличение уходящего излучения в направлении на горизонт. При малых оптических толщинах вблизи горизонта наблюдается максимальная яркость. Учет ламбертовского отражения не вызывает

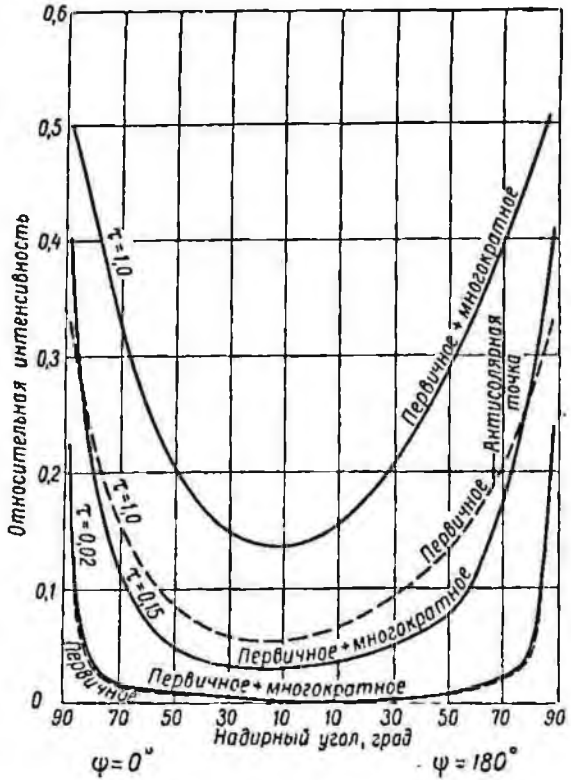


Рис. 6.15. Угловое распределение интенсивности уходящего излучения (в относительных единицах) в плоскости вертикала Солнца при различных оптических толщинах ($\cos\vartheta_\odot = 0{,}40$; $A = 0$) [88].

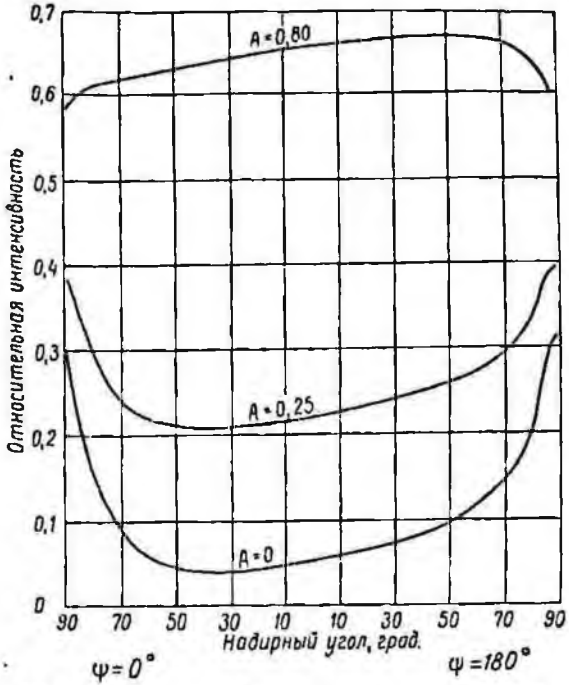


Рис. 6.16. Угловое распределение интенсивности уходящего излучения (в относительных единицах) в плоскости вертикала Солнца при различных альбедо земной поверхности ($\tau = 0{,}15$; $\cos\vartheta_\odot = 0{,}80$) [88].

азимутальных вариаций поля яркости в горизонтально однородной модели атмосферы, однако влияет на величину интенсивности уходящего излучения.

Зависимость интенсивности уходящего излучения от зенитного угла Солнца исследована для ортотропной подстилающей поверхности ($A=0{,}25$) в направлении надира для интервала длин волн $\Delta\lambda=0{,}312$—$0{,}803$ мкм [95]. Интенсивность излучения в надире монотонно убывает при увеличении зенитного угла Солнца.

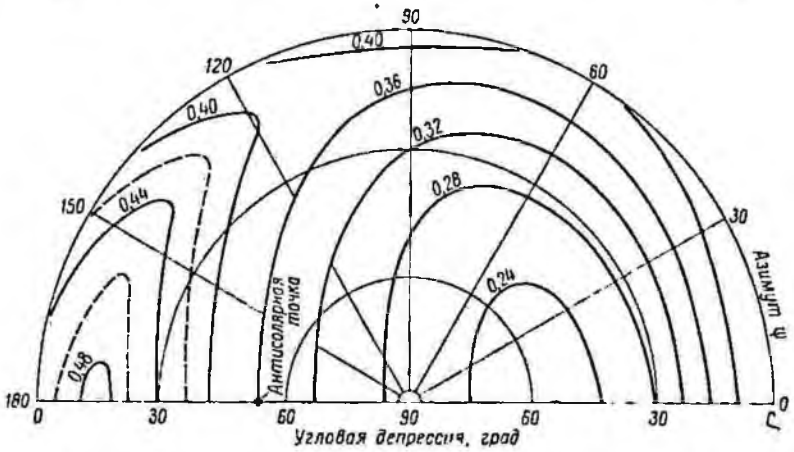


Рис. 6.17. Изофоты углового распределения интенсивности уходящего излучения (в относительных единицах) при высоте Солнца 53° ($\tau=1{,}0$; $\cos\vartheta_\odot=0{,}80$; $A=0$) [88].

Исследовано влияние реальной неортотропной подстилающей поверхности (кварцевого песка и красной глины) на поле коротковолнового уходящего излучения [90]. Интенсивность рассеянного излучения вычислялась по методу Чандрасекара [65] для двух длин волн $\lambda=0{,}492$ мкм и $\lambda=0{,}643$ мкм. В рассматриваемом случае в интенсивность уходящего излучения основной вклад вносит излучение, прямо прошедшее через атмосферу, отраженное поверхностью и снова прямо прошедшее через атмосферу. Особенно велик эффект отражения для красной глины при $\lambda=0{,}643$ мкм. Кварцевый песок сильно отражает в обеих длинах волн. В уходящем излучении преобладает отраженное излучение в красной и близкой инфракрасной областях спектра при больших альбедо (пески пустынь) [91]. В коротковолновой области спектра при больших надирных углах ($\theta>60°$) существенно диффузное отражение атмосферой назад.

Учет рассеяния высших порядков важен при расчете поляризации [80]. Расчеты дают для уходящего излучения те же вели-

чины степени поляризации и то же расположение плоскости поляризации, что и для рассеянного нисходящего излучения [88]. Максимальный вклад в яркость атмосферы многократное рассеяние вносит вблизи горизонта при азимуте $\psi=90°$. С увеличением доли многократного рассеяния уменьшается степень поляризации, за исключением области неба вблизи Солнца. Для угла рассеяния $\gamma=90°$ при учете однократного рассеяния степень поляризации составляет 100%, при учете многократного рассеяния — уменьшается до 70%.

Расчеты уходящего излучения в ультрафиолетовой области выполнены для интервала $\Delta\lambda=0{,}20\div0{,}32$ мкм, разных положений Солнца и направлений визирования [96, 97, 105, 17]. Согласно проведенным расчетам, интенсивность уходящего излучения имеет минимум вблизи $\lambda=0.24$ мкм. Для двухслойной модели атмосферы в верхнем слое учитывалось только однократное рассеяние (оптическая толщина мала, $\tau=0{,}18$). В нижнем слое, где $\tau\sim1{,}0$, учитывалось многократное рассеяние [105]. Вычисления проводились для релеевской индикатрисы рассеяния

$$\varkappa(\gamma)=\frac{3}{4}(1+\cos^2\gamma) \text{ и } \lambda=0{,}229\text{мкм},\ A=0.$$

Качественные характеристики углового распределения уходящего излучения при наличии озона и при отсутствии его совпадают. При зенитных углах Солнца $\theta_\odot<50°$ и углах визирования $\theta<50°$ ошибки за счет пренебрежения многократным рассеянием (при отсутствии озона) составляют 8—15%. С ростом поглощения озоном эти ошибки быстро убывают. Для плоскопараллельной модели атмосферы, плотность которой изменяется с высотой по экспоненциальному закону, использовались данные о вертикальном распределении озона, полученные из ракетных измерений [17, 18, 99] до 70 км и экстраполированные до 100 км.

В крыльях полосы озона $\lambda>0{,}3$ мкм учитывалось аэрозольное рассеяние. Атмосфера разбивалась на ряд слоев, в пределах которых индикатриса рассеяния считалась неизменной. Расчеты вертикального и углового распределения интенсивности многократно рассеянного излучения выполнены для длин волн 0,25; 0,28; 0,32 мкм [16]. В области сильного поглощения интенсивность возрастает с увеличением угла θ, особенно при больших $\theta_\odot$. В крыльях полосы при слабом поглощении интенсивность не зависит от θ, если угол $\theta_\odot$ мал. Это противоречит результатам, дающим нейтральный ход интенсивности восходящего излучения [97]. Данное противоречие объясняется тем, что приближение однократного рассеяния является слишком грубым для крыльев полосы, где существенно многократное рассеяние.

Спектральное распределение уходящего коротковолнового излучения определяется спектральным составом падающего сол-

нечного излучения и оптическими свойствами атмосферы и подстилающей поверхности.

Наиболее интенсивное изменение спектральной структуры поля уходящего излучения наблюдается при $A=0$, особенно при больших высотах Солнца. В этом случае поток излучения приближенно пропорционален λ^{-4}. При отличном от нуля альбедо поверхности ($A=0{,}25$) спектральная зависимость уходящего излучения заметно ослабляется.

В табл. 6.45 приведены результаты расчетов спектрального альбедо системы земная поверхность—релеевская атмосфера для неселективного альбедо подстилающей поверхности. Для селективного альбедо поверхности спектральное распределение уходящего излучения будет определяться спектральным ходом селективного альбедо.

Таблица 6.45

Спектральное альбедо системы земная поверхность — релеевская атмосфера [88]

A	$\cos\theta_\odot$	λ Å					
		3150	4000	5000	6000	7000	8000
0	0,02	0,754	0,638	0,565	0,503	0,430	0,325
0	0,10	0,705	0,552	0,396	0,247	0,154	0,094
0	0,40	0,550	0,304	0,152	0,079	0,044	0,024
0	0,80	0,400	0,181	0,085	0,039	0,022	0,013
0	1,00	0,345	0,148	0,068	0,033	0,017	0,009
0,25	0,02	0,791	0,712	0,665	0,625	0,574	0,494
0,25	0,10	0,752	0,643	0,536	0,427	0,362	0,319
0,25	0,40	0,623	0,445	0,345	0,298	0,276	0,285
0,25	0,80	0,492	0,347	0,293	0,271	0,260	0,257
0,25	1,00	0,450	0,322	0,280	0,264	0,256	0,255
0,80	0,02	0,922	0,910	0,904	0,896	0,885	0,865
0,80	0,10	0,918	0,892	0,866	0,842	0,826	0,815
0,80	0,40	0,860	0,830	0,812	0,805	0,803	0,800
0,80	0,80	0,811	0,798	0,798	0,798	0,798	0,799
0,80	1,00	0,794	0,792	0,794	0,796	0,798	0,799

В случае неселективного альбедо земной поверхности альбедо указанной выше системы уменьшается с ростом длины волны. Это особенно заметно при $A=0$ и больших высотах Солнца. Отражение от земной поверхности увеличивает альбедо системы для всех длин волн, особенно в областях минимального ослабления излучения. При $A=0{,}80$ и больших высотах Солнца рассеяние атмосферой незначительно уменьшает альбедо системы по сравнению с альбедо земной поверхности. На рис. 6.18

дано спектральное распределение уходящего излучения (вт/м² на 0,1 мкм) при $A=0$ и разных высотах Солнца. Внеатмосферное распределение энергии в спектре солнечного излучения выбиралось по данным М. Николе (см. гл. 5).

Величины интегральных потоков уходящего излучения для области 0,32—0,80 мкм существенно зависят от альбедо земной

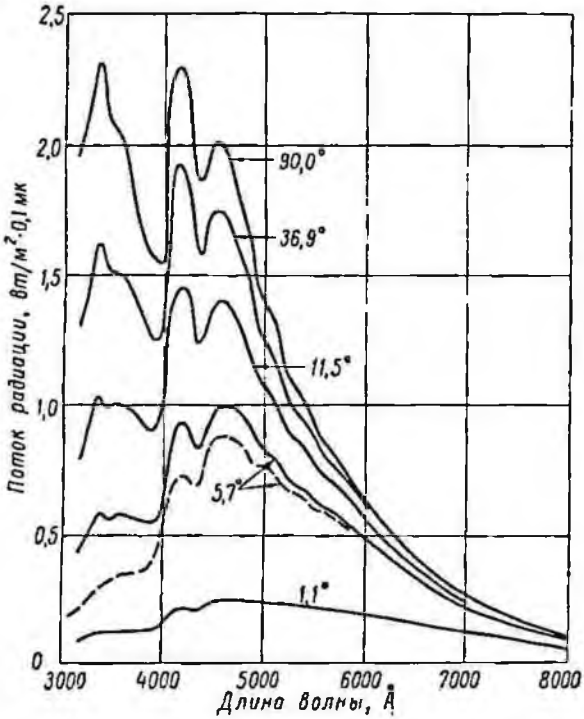


Рис. 6.18. Распределение энергии в спектре уходящего излучения (вт/м² 0.1 мкм) при $A=0$ и различных высотах Солнца ($\cos\theta_\odot=1{,}0$; 0,40; 0,20; 0,10; 0,02; 0,0).

Пунктирная кривая — спектральное распределение нисходящего рассеянного излучения [88].

поверхности, особенно при больших высотах Солнца. При изменении A от 0 до 0,80 поток уходящего излучения при $\theta_\odot=0°$ увеличивается от 51,8 до 609,6 вт/см². При высоте Солнца, равной 1,1°, поток возрастает от 8 до 13,7 вт/см². Соответствующие изменения альбедо системы в первом случае составляют 0,067—0,792, а во втором — 0,519—0,890. При этом альбедо системы сильно зависит от высоты Солнца, возрастает с ее уменьшением при $A=0$ и сравнительно мало меняется при $A=0{,}80$. Прибли-

женные расчеты интегрального (для всего солнечного спектра) альбедо Земли как планеты дали при $A=0$ значение, равное 7,6% [88]. Если учесть влияние поглощения солнечного излучения озоном, то эта величина уменьшается до 6,9%.

10.2. Плоскопараллельная модель реальной атмосферы

В реальной атмосфере необходимо учитывать рассеяние и поглощение солнечного излучения аэрозолями. В большинстве работ пренебрегают поглощением аэрозолями и горизонтальной неоднородностью атмосферы.

В двухпараметрической схеме К. С. Шифрина и И. Н. Минина [73] использовалась средняя стандартная модель атмосферы, где концентрация аэрозоля убывает по экспоненциальному закону [102]. Замкнутая оптическая схема реальной безоблачной атмосферы (без учета ее кривизны) построена так, чтобы можно было определять любые характеристики атмосферы по некоторым известным характеристикам. Замыкание схемы проводится за счет использования следующих эмпирических данных: 1) аэрозольного строения безоблачной атмосферы [102], 2) спектральной прозрачности атмосферного аэрозоля [107], 3) формы индикатрисы рассеяния в атмосфере [94].

Исходными параметрами, определяемыми экспериментально, являются горизонтальная дальность видимости на уровне земной поверхности D_0 и спектральная оптическая толщина атмосферы $\tau(\lambda)$.

Интенсивность уходящего излучения рассчитана для средневзвешенной индикатрисы рассеяния ($\lambda=0{,}55$ мкм) при различных значениях оптических толщин атмосферы, альбедо поверхности, зенитных углов Солнца и углов визирования [73, 75]. Приведенные данные позволяют определить интенсивность уходящего излучения для любых значений альбедо от 0 до 1 с ошибкой не более 3%. Ошибки в вычислении интенсивности уходящего излучения по методу В. В. Соболева, используемого в [73], не превышают 15% даже при сильно вытянутых индикатрисах рассеяния и больших оптических толщинах ($\tau=0{,}80$) [3].

С увеличением угла визирования θ интенсивность уходящего излучения растет. С ростом альбедо подстилающей поверхности интенсивность увеличивается почти линейно, но отношение $I_{\theta=85^\circ}/I_{\theta=0^\circ}$ убывает (табл. 6.46). С увеличением зенитного угла Солнца $\theta_\odot$ интенсивность уходящего излучения в надире убывает.

Расчеты поля яркости уходящего излучения для двухслойной горизонтально однородной плоской атмосферы выполнены для случая чистого рассеяния [64,7], что соответствует условиям переноса в видимой области спектра. В верхнем слое $\left(\tau'=\frac{1}{4}\tau\right)$

Таблица 6.46

Отношение интенсивностей уходящей радиации у горизонта (θ=85°) к интенсивностям в надире (θ=0°) [75]

$\theta_\odot$	ψ								
	0	90	180	0	90	180	0	90	180
	$D_0=50$ км, $\tau=0{,}2$			$D_0=20$ км, $\tau=0{,}3$			$D_0=4$ км, $\tau=0{,}5$		
				$A=0$					
20	4,36	3,75	3,93	3,98	3,36	3,40	3,79	3,11	3,08
40	7,43	4,66	5,53	6,47	3,92	4,35	7,38	3,43	3,68
60	11,11	5,45	7,67	12,42	4,40	5,75	18,67	3,67	4,28
80	32,62	6,26	10,16	43,18	6,53	10,42	81,35	4,61	5,81
				$A=1{,}0$					
20	4,15	3,96	7,01	2,96	2,81	2,81	1,69	1,62	1,62
40	5,02	4,21	4,46	3,62	2,97	3,08	2,14	1,69	1,72
60	7,63	4,52	5,33	5,98	3,33	3,60	4,45	1,84	1,95
80	20,21	5,29	7,51	23,52	4,63	6,64	25,90	2,43	2,79

принята почти релеевская индикатриса рассеяния, а в нижнем слое индикатрисы брались сильно вытянутыми по данным [94]. Отражение от земной поверхности считалось ламбертовым. Расчеты выполнены для разных значений оптических толщин τ, зенитных углов Солнца $\theta_\odot$, азимутов ψ, углов визирования θ и альбедо земной поверхности A.

Для анализа углового распределения интенсивности восходящего излучения построены карты изофот на уровне верхней границы атмосферы [64]. Изофоты близки к параллелям для больших и малых зенитных углов Солнца. Отчетливо выражается слабое азимутальное изменение интенсивности уходящего излучения.

При увеличении замутнения атмосферы и с ростом угла визирования интенсивности увеличиваются для $A=0$. С увеличением вытянутости индикатрисы рассеяния интенсивность уходящего излучения убывает. Зависимость от формы индикатрисы сравнительно слабая, поэтому в первом приближении неизотропность рассеяния можно учитывать довольно грубо, и даже полагать рассеяние изотропным, если угол визирования не слишком велик.

С увеличением альбедо подстилающей поверхности различие между интенсивностями уходящего излучения, соответствующими разным индикатрисам рассеяния, уменьшается. Учет альбедо подстилающей поверхности уменьшает влияние неизотропности рассеяния.

На основании проведенных расчетов сделаны следующие выводы [7]:

1) при значительном отражении от поверхности Земли ($A \geqslant 0{,}2$) зависимость интенсивности восходящего излучения от θ, ψ и τ существенно нивелируется;

2) отражение усиливает зависимость восходящего излучения от зенитного расстояния Солнца $\theta_\odot$;

3) роль альбедо несущественна при сильном рассеянии ($\tau = 0{,}6$, $\theta \geqslant 75°$, $\psi = 0°$) и минимальном потоке прямого солнечного излучения ($\theta_\odot \geqslant 75°$);

4) при $\theta_\odot \geqslant 75°$ и $A \geqslant 0{,}2$ в грубом приближении можно считать интенсивность восходящего излучения не зависящей от $\theta_\odot$, θ и τ;

5) при высоких положениях Солнца отражение от земной поверхности может увеличивать интенсивность восходящего излучения в 5—15 раз.

Яркость атмосферы при $A=0$ имеет минимум либо в направлении надира, либо в вертикале Солнца и близких к нему вертикалях в направлении, близком к $\theta = 0°$. Горизонт в стороне Солнца ярче горизонта в противоположном направлении примерно на 20—30% при малых $\theta_\odot$ и на 50—100% при больших $\theta_\odot$ ($\theta_\odot \geqslant 75°$). Яркость солнечного горизонта сильно возрастает с увеличением мутности атмосферы и зенитного расстояния Солнца, тогда как яркость противоположного горизонта меняется слабо. В других вертикалях угловое распределение интенсивности уходящего излучения становится более симметричным и в вертикале, перпендикулярном солнечному, распределение яркости совершенно симметрично. Яркость у горизонта при малых $\theta_\odot$ не меняется, а при больших $\theta_\odot$ уменьшается примерно вдвое по сравнению с яркостью в вертикале Солнца.

В релеевской атмосфере солнечный горизонт может оказаться менее ярким, чем противоположный горизонт. Молекулярная атмосфера оказывается ярче замутненной, особенно при малых θ и больших $\theta_\odot$. Только вблизи солнечного горизонта замутненная атмосфера ярче релеевской.

Для условий облачного неба уходящее излучение не так существенно зависит от положения Солнца, как в случае безоблачной атмосферы [20].

При больших альбедо A и малых зенитных углах Солнца $\theta_\odot$ различие между интенсивностями уходящего излучения в релеевской и нерелеевской атмосферах мало [7]. Ход интенсивности уходящего излучения в зависимости от $\theta_\odot$ существенно различен для разных углов визирования [38]. Интенсивность излучения в направлении $\theta = 15°$ несколько убывает с увеличением $\theta_\odot$, в направлении $\theta = 75°$ наблюдается обратная картина.

Приведенные выше результаты подтверждаются расчетами для плоскопараллельной реальной атмосферы [84, 85], где однократное рассеяние на аэрозолях вычислялось точно, а много-

кратное рассеяние на молекулах учитывалось на основе таблиц [89].

Данные о яркости плоской реальной атмосферы при условии, что в среде происходит однократное рассеяние и частицы аэрозоля распределены по формуле Юнге, представлены в виде таблиц [81]. Приближение однократного рассеяния справедливо при малых оптических толщинах. Для больших τ многократное рассеяние в релеевской атмосфере можно учесть по данным [89].

Расчеты интенсивности уходящего излучения при наличии резко выраженного аэрозольного слоя проведены для случая серебристых облаков, локализованных между 75 и 80 км [17].

Результаты расчетов интегральной интенсивности уходящего коротковолнового излучения, включая видимую и близкую инфракрасную области спектра, показывают, что изложенные выше общие закономерности углового распределения уходящего излучения сохраняются и для интегрального коротковолнового излучения [74]. При расчетах интегральной интенсивности [74] предполагалось, что земная поверхность отражает по закону Ламберта. Выполнены также расчеты для случая неламбертова отражения реальными поверхностями [4].

В близкой инфракрасной области спектра расчеты уходящего излучения проведены для сильной полосы поглощения водяным паром и вне этой полосы ($\lambda=1{,}68$ мкм). Вычислены интегральные интенсивности в интервалах $\Delta\lambda=0{,}4\div0{,}7$ мкм и $\Delta\lambda=0{,}7\div1{,}0$ мкм. Показано, что в видимой области спектра рассеянное излучение дает везде заметный вклад в интенсивность уходящего излучения. Угловое распределение интенсивности уходящего излучения в видимой области при неортотропной отражающей поверхности иллюстрирует рис. 6.19.

Имеются результаты расчетов для случая отражения солнечного излучения монодисперсным слоем бесконечно большой оптической толщины с сильным анизотропным рассеянием [87], этот случай осуществляется при наличии плотного слоя облаков. Показано, что альбедо бесконечного слоя растет с ростом зенитного угла Солнца, причем толстые облачные слои отражают неортотропно. Яркость горизонта под Солнцем превышает яркость в противовертикале. Существует явная зависимость от азимута и наблюдается яркая область — солнечная дорожка, что подтверждается самолетными и спутниковыми измерениями [87, 21].

Изменение спектрального состава уходящего коротковолнового излучения обусловлено в основном тремя факторами: 1) рассеянием на флуктуациях плотности, 2) рассеянием на аэрозолях, 3) селективным поглощением водяным паром в близкой инфракрасной области спектра.

Следует учитывать также поглощение озоном и углекислым газом. В реальной атмосфере, как и в релеевской, наблюдается

уменьшение интенсивности уходящего излучения с ростом длины волны, но более медленное (при $A=0$). При $A>0$ эта зависимость от λ становится весьма слабой; а при больших альбедо ($A=0{,}80$) может происходить увеличение интенсивности с ростом λ. Эти вариации можно объяснить совокупностью двух факторов: 1) интенсивность излучения, рассеянного атмосферой в космос, всегда уменьшается с ростом λ; 2) интенсивность излучения, отраженного от земной поверхности и ослабленного

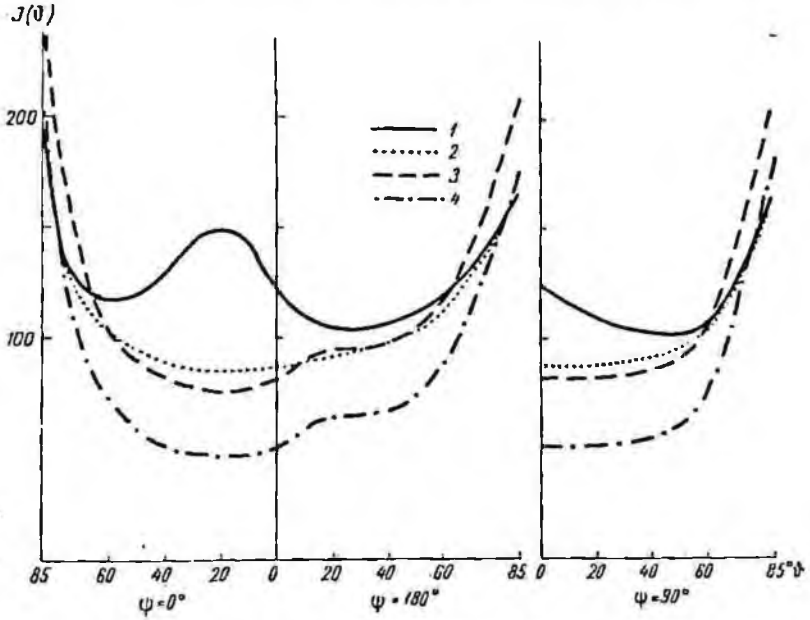


Рис. 6.19. Зависимость интенсивности уходящего излучения над морем в видимой области ($\lambda=0{,}55$ мкм, $\tau=0{,}3$) от угла визирования θ для $\psi=0$; 90 и 180°. *1)* неортотропная отражающая поверхность [71]; *2)* $A=0$ по [71]; *3)* $A=0{,}058$ по [75]; *4)* $A=0$ по [75].

атмосферой, во всех случаях увеличивается с ростом λ при неселективном альбедо.

Для реальных подстилающих поверхностей с ярко выраженной спектральной зависимостью альбедо наблюдается более сложная зависимость интенсивности уходящего излучения от λ. Учет спектрального хода альбедо имеет решающее значение при нахождении распределения энергии в спектре уходящего излучения [38].

Влияние горизонтальной неоднородности атмосферы на уходящее излучение детально не исследовано. Оценки влияния горизонтальной неоднородности показали, что поток уходящего

излучения, вычисленный с учетом неоднородности поля излучения, может сильно отличаться от соответствующего потока, вычисленного в предположении изотропности [38]. Например, в области $0° \leqslant 0 \leqslant 60°$ (при $A=0$) и в области $60° \leqslant 0 \leqslant 75°$ (при $A=0{,}80$) изотропный поток может почти вдвое превосходить поток, вычисленный с учетом указанной анизотропии.

10.3. Сферическая модель атмосферы

Учет сферичности атмосферы является одной из трудных задач в теории переноса излучения. Уравнение переноса поляризованного излучения в сферической атмосфере значительно сложнее соответствующего уравнения для плоской атмосферы [100].

Расчеты уходящего излучения в сферической атмосфере [106], выполненные для модели чистого рассеяния релеевской атмосферой при ламбертовом отражении от земной поверхности и без учета поляризации, показывают следующее.

1. При $A=0$ наблюдается увеличение яркости у границы диска планеты на освещенной части.

2. При увеличении альбедо поверхности максимум отраженной интенсивности перемещается от границы диска к подсолнечной точке.

3. Градиент относительной интенсивности наибольший в направлении большого круга планеты, охватывающего падающий и отраженный лучи, которые пересекаются в центре планеты.

4. Влияние многократного рассеяния на интенсивность уходящего излучения более четко выражается для небольших фазовых углов ρ_0 (фазовый угол планеты — угол в центре планеты между направлением на Солнце и направлением визирования) и небольших величин A. При $\rho_0=16{,}26°$ и $\tau=1{,}0$ наблюдается увеличение интенсивности у края диска освещенной части планеты; при $\tau=0{,}25$ наблюдается минимум интенсивности вблизи надира. Данный эффект исчезает при росте ρ_0 и A.

5. При $\rho_0=0$ распределение интенсивности в плоскости вертикала Солнца симметричное. Для больших значений A интенсивность падает в направлении горизонта, для малых A может иметь место обратный ход.

6. Если $\rho_0=0$ и A мало, то в плоскости вертикала Солнца заметно увеличение интенсивности от терминатора в направлении видимого края диска планеты. При больших A положение максимума зависит от ρ_0 и находится вблизи подсолнечной точки.

7. При малых величинах A с ростом τ наблюдается увеличение яркости. С увеличением A указанный эффект умень-

шается, что свидетельствует о преобладании отраженного излучения.

8. Градиент яркости вблизи терминатора растет с увеличением A. Рассеяние высших порядков мало влияет на величину данного градиента, за исключением случая больших углов ρ_0 и малых величин A.

Приближенный учет сферичности на примере земной атмосферы выполнен в работах [103, 104]. Проблемы теории переноса неполяризованного излучения в сферической атмосфере подробно рассмотрены в работах [41, 42, 51—54, 60, 61]. Получено аналитическое выражение для средней интенсивности многократно рассеянного света при постоянном коэффициенте поглощения [61]. Рассмотрена модель сферической атмосферы, коэффициент ослабления в которой убывает экспоненциально с высотой [41]. При помощи полученного решения вычислены: 1) яркость планеты вблизи терминатора для атмосферы бесконечно большой оптической толщины, сферической индикатрисы рассеяния и угла фазы $\rho_0=90°$ (табл. 6.47); 2) яркость зенита при наблюдении с поверхности Земли для разных зенитных расстояний Солнца (табл. 6.48).

Таблица 6.47

Яркость планеты вблизи терминатора в единицах $10^{-3}\frac{1}{\pi}S_{0,\lambda}$ ($\pi S_{0,\lambda}$ — солнечная постоянная) [41]

$\theta_\odot$	J_1	J	J'	$\theta_\odot$	J_1	J	J'
80°	38,5	148	145	90°	6,85	21,7	0
82	32,2	120	113	91	4,42	13,6	0
84	25,8	92,6	82,9	92	2,52	7,71	0
86	19,2	65,8	54,6	93	1,24	3,76	0
87	15,9	52,7	40,7	94	0,505	1,52	0
88	12,7	41,6	26,8	96	0,0425	0,127	0
89	9,05	31,0	13,3	98	0,0133	0,0396	0

В табл. 6.48 даны значения J_1 — интенсивности, обусловленной рассеянием первого порядка при сферической индикатрисе, J_n — интенсивность, обусловленная рассеянием высших порядков. Расчеты проведены для сферической индикатрисы рассеяния $\varkappa(\gamma)=1$, разных значений зенитного расстояния Солнца $\theta_\odot$, оптической толщины атмосферы τ и альбедо земной поверхности A. Из таблицы следует, что относительная роль рассеяния высших порядков мало меняется с изменением зенитного расстояния Солнца. Однако этот вывод основан на использовании приближенной теории.

В табл. 6.49 приведены значения полной яркости зенита сферической атмосферы при релеевской индикатрисе рассеяния.

Таблица 6.48

Значения J_1 и ΔJ_π в единицах $10^{-3}\frac{1}{\pi}S_{0,\lambda}$

($S_{0,\lambda}$ — солнечная постоянная) [41]

$\vartheta_\odot$	J_1	J_π, $\tau=0{,}1$		J_1	J_π, $\tau=0{,}3$	
		$A=0{,}2$	$A=0{,}8$		$A=0{,}2$	$A=0{,}8$
80°	18,2	3,3	7,4	30,2	12,8	22,6
82	17,2	2,9	6,0	26,2	11,0	18,4
84	15,8	2,4	4,8	21,6	8,9	14,4
86	13,7	2,0	3,4	16,2	6,6	10,3
87	12,3	1,7	2,8	13,3	5,4	8,4
88	10,6	1,4	2,2	10,4	4,3	6,5
89	8,6	1,1	1,7	7,72	3,19	4,85
90	6,35	0,8	1,18	5,38	2,20	3,35
91	4,12	0,52	0,78	3,40	1,39	2,12
92	2,34	0,29	0,44	1,92	0,78	1,17
93	1,14	0,14	0,21	0,931	0,379	0,705
94	0,458	0,057	0,087	0,375	0,152	0,232
96	0,0382	0,0048	0,0072	0,0312	0,0128	0,0195
98	0,0119	0,0016	0,0022	0,00975	0,00398	0,00600

Таблица 6.49

Яркость зенита сферической земной атмосферы при индикатрисе рассеяния Релея в единицах $10^{-3}\ \frac{1}{\pi}S_{0,\lambda}$ ($S_{0,\lambda}$ — солнечная постоянная) [41]

$\vartheta_\odot$	$\tau=0{,}1$		$\tau=0{,}3$	
	$A=0{,}2$	$A=0{,}8$	$A=0{,}2$	$A=0{,}8$
80°	17,3	21,4	36,2	45,8
82	16,0	19,2	31,0	38,6
84	14,4	16,7	25,3	30,6
86	12,2	13,7	18,9	22,4
87	11,0	12,1	15,6	18,4
88	9,33	10,2	12,1	14,3
89	7,54	8,14	9,0	10,6
90	5,56	5,95	6,26	7,39
91	3,62	3,87	3,94	4,67
92	2,04	2,19	2,20	2,61
93	1,00	1,07	1,08	1,41
94	0,402	0,432	0,435	0,515
96	0,0338	0,0362	0,0364	0,0432
98	0,0107	0,0113	0,0114	0,0134

Таблица 6.50

Спектральная яркость сумеречного ореола молекулярной земной атмосферы в единицах $\frac{1}{\pi} S_{0,\lambda}$ ($S_{0,\lambda}$ — солнечная постоянная) [55]

θ	λ мкм				
	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60
			$\varepsilon_\odot = 2°, \psi = 0°$		
70°12′35″	$0{,}184 \cdot 10^{-11}$	$0{,}217 \cdot 10^{-7}$	$0{,}349 \cdot 10^{-5}$	$0{,}634 \cdot 10^{-4}$	$0{,}348 \cdot 10^{-3}$
70 22 35	$0{,}119 \cdot 10^{-5}$	$0{,}541 \cdot 10^{-4}$	$0{,}390 \cdot 10^{-3}$	$0{,}110 \cdot 10^{-2}$	$0{,}191 \cdot 10^{-2}$
70 32 35	$0{,}221 \cdot 10^{-3}$	$0{,}905 \cdot 10^{-3}$	$0{,}169 \cdot 10^{-2}$	$0{,}215 \cdot 10^{-2}$	$0{,}224 \cdot 10^{-2}$
70 42 35	$0{,}801 \cdot 10^{-2}$	$0{,}154 \cdot 10^{-1}$	$0{,}205 \cdot 10^{-1}$	$0{,}227 \cdot 10^{-1}$	$0{,}227 \cdot 10^{-1}$
70 52 35	$0{,}179 \cdot 10^{-1}$	$0{,}209 \cdot 10^{-1}$	$0{,}207 \cdot 10^{-1}$	$0{,}191 \cdot 10^{-1}$	$0{,}166 \cdot 10^{-1}$
71 2 35	$0{,}194 \cdot 10^{-1}$	$0{,}178 \cdot 10^{-1}$	$0{,}152 \cdot 10^{-1}$	$0{,}123 \cdot 10^{-1}$	$0{,}970 \cdot 10^{-2}$
71 12 35	$0{,}149 \cdot 10^{-1}$	$0{,}119 \cdot 10^{-1}$	$0{,}905 \cdot 10^{-2}$	$0{,}668 \cdot 10^{-2}$	$0{,}484 \cdot 10^{-2}$
72 12 35	$0{,}216 \cdot 10^{-3}$	$0{,}116 \cdot 10^{-3}$	$0{,}650 \cdot 10^{-4}$	$0{,}382 \cdot 10^{-4}$	$0{,}233 \cdot 10^{-4}$
73 12 35	$0{,}268 \cdot 10^{-5}$	$0{,}591 \cdot 10^{-6}$	$0{,}314 \cdot 10^{-6}$	$0{,}177 \cdot 10^{-6}$	$0{,}108 \cdot 10^{-6}$
74 12 35	$0{,}925 \cdot 10^{-8}$	$0{,}453 \cdot 10^{-8}$	$0{,}237 \cdot 10^{-8}$	$0{,}132 \cdot 10^{-8}$	$0{,}769 \cdot 10^{-9}$
			$\varepsilon_\odot = 4°, \psi = 0°$		
70°12′35″	$0{,}231 \cdot 10^{-12}$	$0{,}376 \cdot 10^{-8}$	$0{,}802 \cdot 10^{-6}$	$0{,}186 \cdot 10^{-4}$	$0{,}128 \cdot 10^{-3}$
70 22 35	$0{,}364 \cdot 10^{-6}$	$0{,}231 \cdot 10^{-4}$	$0{,}221 \cdot 10^{-3}$	$0{,}819 \cdot 10^{-2}$	$0{,}173 \cdot 10^{-2}$
70 32 35	$0{,}165 \cdot 10^{-3}$	$0{,}926 \cdot 10^{-3}$	$0{,}227 \cdot 10^{-2}$	$0{,}365 \cdot 10^{-2}$	$0{,}468 \cdot 10^{-2}$
70 42 35	$0{,}209 \cdot 10^{-2}$	$0{,}398 \cdot 10^{-2}$	$0{,}530 \cdot 10^{-2}$	$0{,}590 \cdot 10^{-2}$	$0{,}506 \cdot 10^{-2}$
70 52 35	$0{,}524 \cdot 10^{-2}$	$0{,}615 \cdot 10^{-2}$	$0{,}620 \cdot 10^{-2}$	$0{,}582 \cdot 10^{-2}$	$0{,}523 \cdot 10^{-2}$
71 2 35	$0{,}627 \cdot 10^{-2}$	$0{,}585 \cdot 10^{-2}$	$0{,}515 \cdot 10^{-2}$	$0{,}442 \cdot 10^{-2}$	$0{,}375 \cdot 10^{-2}$
71 12 35	$0{,}521 \cdot 10^{-2}$	$0{,}435 \cdot 10^{-2}$	$0{,}357 \cdot 10^{-2}$	$0{,}292 \cdot 10^{-2}$	$0{,}240 \cdot 10^{-2}$
72 12 35	$0{,}214 \cdot 10^{-3}$	$0{,}148 \cdot 10^{-3}$	$0{,}105 \cdot 10^{-3}$	$0{,}753 \cdot 10^{-3}$	$0{,}542 \cdot 10^{-4}$
73 12 35	$0{,}361 \cdot 10^{-5}$	$0{,}215 \cdot 10^{-5}$	$0{,}132 \cdot 10^{-5}$	$0{,}841 \cdot 10^{-6}$	$0{,}554 \cdot 10^{-6}$
74 12 35	$0{,}477 \cdot 10^{-7}$	$0{,}267 \cdot 10^{-7}$	$0{,}159 \cdot 10^{-7}$	$0{,}990 \cdot 10^{-8}$	$0{,}638 \cdot 10^{-8}$

ϑ	λ мкм				
	0,65	0,70	0,75	0,80	1
			$\varepsilon_\odot = 2°,\ \psi = 0°$		
70°12′35″	$0{,}968 \cdot 10^{-3}$	$0{,}178 \cdot 10^{-2}$	$0{,}253 \cdot 10^{-2}$	$0{,}305 \cdot 10^{-2}$	$0{,}305 \cdot 10^{-2}$
70 22 35	$0{,}248 \cdot 10^{-2}$	$0{,}275 \cdot 10^{-2}$	$0{,}274 \cdot 10^{-2}$	$0{,}256 \cdot 10^{-2}$	$0{,}154 \cdot 10^{-2}$
70 32 35	$0{,}209 \cdot 10^{-2}$	$0{,}184 \cdot 10^{-2}$	$0{,}158 \cdot 10^{-2}$	$0{,}133 \cdot 10^{-2}$	$0{,}903 \cdot 10^{-3}$
70 42 35	$0{,}214 \cdot 10^{-1}$	$0{,}194 \cdot 10^{-1}$	$0{,}170 \cdot 10^{-1}$	$0{,}149 \cdot 10^{-1}$	$0{,}791 \cdot 10^{-2}$
70 52 35	$0{,}139 \cdot 10^{-1}$	$0{,}115 \cdot 10^{-1}$	$0{,}930 \cdot 10^{-2}$	$0{,}762 \cdot 10^{-2}$	$0{,}330 \cdot 10^{-2}$
71 2 35	$0{,}747 \cdot 10^{-2}$	$0{,}569 \cdot 10^{-2}$	$0{,}435 \cdot 10^{-2}$	$0{,}333 \cdot 10^{-2}$	$0{,}129 \cdot 10^{-2}$
71 12 35	$0{,}350 \cdot 10^{-2}$	$0{,}252 \cdot 10^{-2}$	$0{,}185 \cdot 10^{-2}$	$0{,}137 \cdot 10^{-2}$	$0{,}487 \cdot 10^{-3}$
72 12 35	$0{,}146 \cdot 10^{-4}$	$0{,}946 \cdot 10^{-5}$	$0{,}629 \cdot 10^{-5}$	$0{,}431 \cdot 10^{-5}$	$0{,}122 \cdot 10^{-5}$
73 12 35	$0{,}633 \cdot 10^{-7}$	$0{,}400 \cdot 10^{-7}$	$0{,}260 \cdot 10^{-7}$	$0{,}174 \cdot 10^{-7}$	$0{,}460 \cdot 10^{-8}$
74 12 35	$0{,}468 \cdot 10^{-9}$	$0{,}294 \cdot 10^{-9}$	$0{,}190 \cdot 10^{-9}$	$0{,}128 \cdot 10^{-9}$	$0{,}337 \cdot 10^{-10}$
			$\varepsilon_\odot = 4°,\ \psi = 0°$		
70°12′35″	$0{,}428 \cdot 10^{-3}$	$0{,}920 \cdot 10^{-3}$	$0{,}149 \cdot 10^{-2}$	$0{,}200 \cdot 10^{-2}$	$0{,}252 \cdot 10^{-2}$
70 22 35	$0{,}271 \cdot 10^{-2}$	$0{,}349 \cdot 10^{-2}$	$0{,}395 \cdot 10^{-2}$	$0{,}410 \cdot 10^{-2}$	$0{,}313 \cdot 10^{-2}$
70 32 35	$0{,}522 \cdot 10^{-2}$	$0{,}532 \cdot 10^{-2}$	$0{,}514 \cdot 10^{-2}$	$0{,}475 \cdot 10^{-2}$	$0{,}289 \cdot 10^{-2}$
70 42 35	$0{,}566 \cdot 10^{-2}$	$0{,}520 \cdot 10^{-2}$	$0{,}465 \cdot 10^{-2}$	$0{,}408 \cdot 10^{-2}$	$0{,}222 \cdot 10^{-2}$
70 52 35	$0{,}460 \cdot 10^{-2}$	$0{,}401 \cdot 10^{-2}$	$0{,}344 \cdot 10^{-2}$	$0{,}293 \cdot 10^{-2}$	$0{,}150 \cdot 10^{-2}$
71 2 35	$0{,}317 \cdot 10^{-2}$	$0{,}268 \cdot 10^{-2}$	$0{,}225 \cdot 10^{-2}$	$0{,}188 \cdot 10^{-2}$	$0{,}934 \cdot 10^{-3}$
71 12 35	$0{,}198 \cdot 10^{-2}$	$0{,}164 \cdot 10^{-2}$	$0{,}135 \cdot 10^{-2}$	$0{,}112 \cdot 10^{-2}$	$0{,}540 \cdot 10^{-3}$
72 12 35	$0{,}393 \cdot 10^{-4}$	$0{,}290 \cdot 10^{-4}$	$0{,}215 \cdot 10^{-4}$	$0{,}163 \cdot 10^{-4}$	$0{,}622 \cdot 10^{-5}$
73 12 35	$0{,}375 \cdot 10^{-6}$	$0{,}261 \cdot 10^{-6}$	$0{,}187 \cdot 10^{-6}$	$0{,}136 \cdot 10^{-6}$	$0{,}474 \cdot 10^{-7}$
74 12 35	$0{,}427 \cdot 10^{-8}$	$0{,}292 \cdot 10^{-8}$	$0{,}207 \cdot 10^{-8}$	$0{,}151 \cdot 10^{-8}$	$0{,}512 \cdot 10^{-9}$

Средняя интенсивность многократно рассеянного света в сферической атмосфере, плотность в которой постоянна или изменяется по экспоненциальному закону, вычислена для подсолнечной точки и терминатора при $\varkappa(\gamma)=1$, $\omega_0=1$ и $\tau=0{,}1\div0{,}3$ [51—53]. При $\tau=0{,}2\div0{,}3$ радиационный режим на линии терминатора полностью определяется многократным рассеянием. Рассчитана также яркость сумеречного неба при учете сферичности молекулярной [55] и аэрозольной атмосферы [56, 57]. Учитывалось рассеяние первого порядка для разных углов захода Солнца за горизонт $\varepsilon_\odot$ и высоты космического корабля $H=400$ км. В табл. 6.50 приведены значения яркости сумеречного ореола земной сферической атмосферы для случая чистого релеевского рассеяния ($\varkappa(\gamma)=\frac{3}{4}(1+\cos^2\gamma)$, $\psi=0°$) и углов захода Солнца за горизонт $\varepsilon_\odot=2\div4°$.

Яркость сумеречного ореола сферической атмосферы с учетом аэрозоля и многократного рассеяния рассчитывалась по методу Монте-Карло [40, 39]. Показано, что при расчетах яркости ночного горизонта можно учитывать лишь рассеяние первого порядка, если наблюдатель расположен достаточно далеко за линией терминатора.

Расчеты интенсивности уходящего излучения в близкой инфракрасной области при сферической Земле на уровне 300 км проведены с учетом однократного рассеяния и поглощения водяным паром и углекислым газом [1, 2]. Основные выводы состоят в следующем.

1. При $A=0$ увеличение интенсивности излучения у горизонта вне полос поглощения более резкое, чем внутри них.

2. Распределение интенсивностей при $A=0$ определяется зенитным расстоянием Солнца, индикатрисой рассеяния $\varkappa(\gamma)$ и увеличением оптической толщины τ в направлении горизонта.

3. При $A\geqslant0{,}1$ распределение интенсивностей уходящего излучения определяется отраженным излучением. При достаточно большом A яркость атмосферы в направлении горизонта падает.

4. При наличии отражающей поверхности интенсивность излучения в надире с увеличением $\tau(\lambda)$ убывает, так как ослабление солнечного излучения в атмосфере до и после отражения растет. Над облаками при изменении $\tau(\lambda)$ от 0.2 до 0.5 интенсивность излучения в надире меняется сравнительно мало, так как роль рассеянного излучения в надоблачном слое мала.

5. Вне полос поглощения влияние атмосферы на альбедо системы земная поверхность—атмосфера незначительно. В полосах поглощения атмосфера сильно уменьшает величину альбедо данной системы. В близкой инфракрасной области спектра атмосфера отражает обратно меньше 2% падающего солнечного излучения.

ГЛАВА 7

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ

В главах 5 и 6 рассмотрены вопросы, связанные с исследованиями прямой и рассеянной радиации. Сумма прямой и рассеянной радиации представляет собой суммарную коротковолновую радиацию. Настоящая глава посвящена описанию закономерностей изменения суммарной радиации в зависимости от высоты Солнца, прозрачности атмосферы, степени облачности, продолжительности солнечного сияния и высоты подъема над поверхностью земли.

§ 1. СПЕКТРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Спектр солнечного излучения, регистрируемый у земли, очень сложен. В ультрафиолетовой и видимой областях спектра основными процессами, определяющими трансформацию солнечного излучения атмосферой, являются процессы рассеяния на молекулах воздуха, водяных каплях и других частицах, взвешенных в атмосфере, процессы поглощения излучения, отражения от поверхности земли и т. д.

Спектральный состав регистрируемого излучения весьма чувствителен к изменению высоты солнца, оптическому состоянию атмосферы, а также зависит от характера подстилающей поверхности и ориентации приемной поверхности прибора.

Обширные экспериментальные исследования спектрального состава суммарной радиации были осуществлены рядом авторов [25, 37, 38, 64, 70, 79].

Измерения, выполненные группой авторов [25], показали, что максимум энергии в наземном спектре (480 нм) смещен относительно внеатмосферного спектра приблизительно на 20 нм (рис. 7.1). Наблюдаемые экстремумы относятся к полосам по-

лощения отдельных компонент атмосферы. Наиболее интенсивными из них являются полосы поглощения кислорода (510, 630, 760 нм), паров воды (720, 820, 930 нм), вблизи 430 нм находится широкая полоса, вероятно, внеатмосферного происхождения. Спад кривой спектрального распределения в коротковолновой области спектра определяется влиянием полосы поглощения озона (полоса Гартлея); на спаде имеются интенсивные фраунгоферовы линии (365, 360, 405 нм).

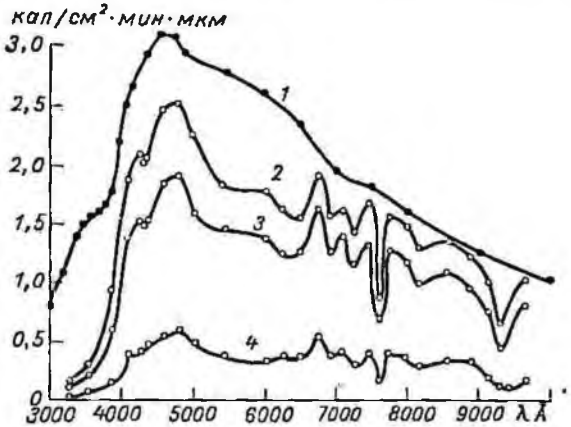


Рис. 7.1. Распределение энергии в спектре солнечной радиации.

1) внеатмосферные значения; наземные значения в случае ясного неба, Одесса 24 сентября 1962 г. [26]: 2) m=1,45; *3)* m=2,1; *4)* m=5,6.

В табл. 7.1 приведены величины спектральных потоков суммарной радиации для ясного неба.

Для практического использования результатов измерений радиации в различных участках спектра представляет интерес табл. 7.2, данные которой показывают отношение спектральных потоков суммарной радиации для различных масс атмосферы к спектральному потоку, соответствующему массе атмосферы для зенита.

Х. Р. Кондит и Ф. Грум [64] осуществили обстоятельные измерения распределения энергии в спектрах потоков суммарной радиации при различных высотах Солнца и условиях облачности. Исследовались потоки радиации на поверхность, наклоненную под углом 15° по отношению к вертикали и азимутом (относительно Солнца), равным 0, 30, 45, 180°, а также на вертикальную поверхность и поверхность, перпендикулярную направлению солнечных лучей.

Таблица 7.1

Спектральные потоки суммарной радиации (кал/см² · мин · мкм) на уровне земной поверхности. Одесса, 24 сентября 1964 г.

λλ	m									
	до полудня					после полудня				
	5,6	2,9	2,1	1,7	1,5	1,5	1,7	2,1	3,0	6,0
3286	0,03	0,06	0,10	0,13	0,14	0,13	0,12	0,08	0,05	0,02
3533	0,06	0,12	0,20	0,26	0,27	0,25	0,24	0,16	0,11	0,05
3864	0,12	0,31	0,60	0,86	0,94	0,82	0,72	0,52	0,30	0,10
4111	0,38	0,88	1,36	1,73	1,88	1,77	1,70	1,28	0,80	0,30
4276	0,40	0,94	1,52	1,93	2,09	2,02	1,84	1,32	0,86	0,32
4318	0,38	0,88	1,48	1,89	2,02	1,93	1,80	1,30	0,84	0,31
4359	0,44	0,92	1,52	1,93	2,05	2,04	2,00	1,40	0,88	0,33
4606	0,54	1,16	1,84	2,26	2,46	2,48	2,28	1,76	1,10	0,36
4800	0,58	1,24	1,90	2,33	2,53	2,55	2,40	1,84	1,20	0,40
5019	0,48	1,04	1,60	2,11	2,26	2,12	1,90	1,44	0,92	0,30
5432	0,44	0,96	1,44	1,71	1,85	1,77	1,84	1,32	0,76	0,24
6010	0,36	0,94	1,38	1,64	1,78	1,80	1,76	1,24	0,70	0,20
6258	0,34	0,80	1,24	1,56	1,61	1,65	1,60	1,20	0,72	0,19
6505	0,38	0,92	1,26	1,60	1,57	1,59	1,64	1,16	0,72	0,21
6758	0,52	1,04	1,64	1,93	1,92	1,88	1,92	1,44	0,84	0,21
6918	0,36	0,80	1,26	1,55	1,57	1,56	1,52	1,12	0,60	0,12
7083	0,40	0,92	1,40	1,64	1,62	1,59	1,56	1,16	0,68	0,20
7248	0,30	0,74	1,16	1,42	1,44	1,42	1,32	1,00	0,60	0,17
7455	0,40	0,90	1,32	1,56	1,68	1,74	1,56	1,12	0,64	0,20
7620	0,16	0,40	0,68	0,84	0,87	0,88	0,80	0,60	0,32	0,08
7744	0,40	0,80	1,28	1,60	1,57	1,49	1,48	1,10	0,68	0,20
7991	0,36	0,80	1,16	1,42	1,50	1,45	1,36	1,04	0,64	0,18
8157	0,28	0,66	1,00	1,24	1,30	1,20	1,08	0,80	0,48	0,15
8569	0,34	0,72	1,08	1,28	1,37	1,33	1,20	0,96	0,56	0,16
8900	0,32	0,64	0,96	1,18	1,23	1,20	1,16	0,80	0,50	0,14
9147	0,20	0,50	0,76	0,96	1,02	0,97	0,90	0,68	0,40	0,08
9312	0,12	0,26	0,44	0,54	0,65	0,64	0,60	0,40	0,20	0,04
9395	0,08	0,29	0,46	0,66	0,72	0,72	0,70	0,42	0,22	0,04
9643	0,17	0,50	0,84	1,06	1,10	0,96	0,84	0,60	0,38	0,06

Таблица 7.2

Отношение спектрального потока суммарной радиации для различных масс атмосферы к спектральному потоку, соответствующему массе атмосферы для зенита. Ясное небо. Одесса, 24 сентября 1962 г.

λλ	m						
	2,9	2,1	1,7	1,5	1,7	2,1	3,0
3237	20	42	66	100	68	46	27
3485	23	45	70	100	75	52	32
3817	22	34	69	100	66	52	27
4065	23	46	65	100	78	58	35
4562	24	46	70	100	76	59	34
5376	22	50	72	100	84	56	29
6691	28	52	82	100	86	59	32
7334	28	54	79	100	82	56	29
8512	28	54	79	100	80	61	34

На рис. 7.2 показано влияние изменчивости высоты Солнца на спектральный состав суммарной радиации в случае ясного

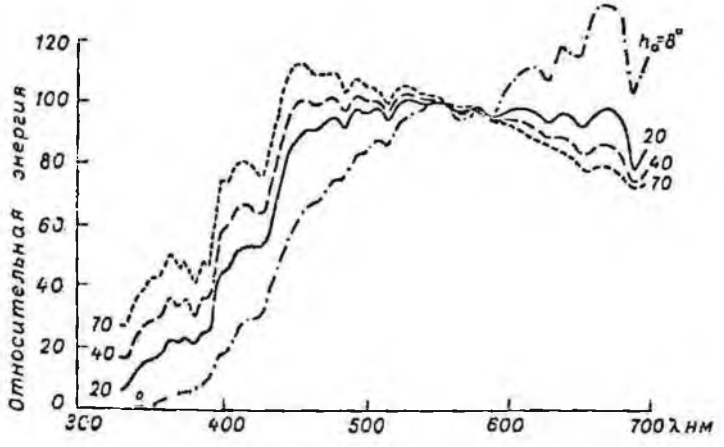


Рис 7.2. Распределение энергии на площадку 15—0° в спектре суммарной радиации для высот Солнца 8, 20, 40, 70° в случае ясного неба [64].

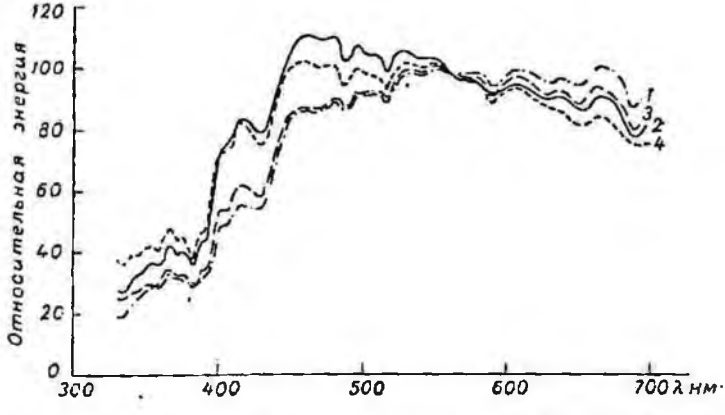


Рис. 7.3. Распределение энергии на площадку 15—0° в спектре суммарной радиации для высоты Солнца 40° [64].

1 — дымка, *2* — ясное небо, *3* — тонкое облако, *4* — сплошная облачность.

неба. Как показали измерения, появление легкой дымки вызывает «покраснение» суммарной радиации. С появлением облачности трансформация спектра становится несущественной и пропадает при сплошной облачности. На рис. 7.3 показано из-

менение спектрального состава суммарной радиации в зависимости от различных атмосферных условий. Как видно, с появлением дымки «синяя» компонента спектра заметно уменьшается; с появлением облачности она растет и при сплошной облачности лишь немного превосходит значение для ясного неба.

Спектральный состав суммарной радиации изменяется в зависимости от угла наклона приемной поверхности. Суммарная радиация несколько «синее» при измерениях на перпендикулярную площадку и «краснее» при измерениях на нормальную площадку по сравнению с приходящей на площадку, ориентированную под углом 15°.

Увеличение азимута вызывает «посинение» излучения неба. Этот эффект значителен при малых высотах Солнца, а при приближении к максимальной высоте Солнца становится слабее. Одним из основных результатов экспериментальных исследований спектрального состава суммарной радиации является вывод о приближенном постоянстве в течение дня спектрального распределения суммарной радиации в области спектра 0,35—0,80 мкм при безоблачном и частично облачном небе. Причину отсутствия зависимости спектрального состава суммарной радиации от высоты Солнца нетрудно объяснить. С уменьшением высоты Солнца происходит постепенное обеднение солнечной радиации сине-фиолетовыми лучами, в результате чего наблюдается «покраснение» солнечной радиации. Однако вместе с тем при уменьшении высоты Солнца возрастает относительная доля в суммарной радиации рассеянного света, более богатого сине-фиолетовыми лучами. Это возрастание доли коротковолновой рассеянной радиации практически компенсирует ослабление радиации сине-фиолетового участка спектра Солнца. Таким образом, спектральный состав суммарной радиации не претерпевает при изменении высоты Солнца сколько-нибудь существенных изменений.

§ 2. ПРИХОД СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ НА ГОРИЗОНТАЛЬНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ

2.1. Зависимость суммарной радиации от высоты Солнца

Поток суммарной радиации при безоблачном небе зависит от широты места, склонения и высоты Солнца, от оптических свойств атмосферы и подстилающей поверхности.

Как показывают измерения, выполненные в различных географических пунктах, величина потока суммарной радиации возрастает с ростом высоты Солнца. Табл. 7.3, 7.4, 7.5 наглядно иллюстрируют такую зависимость в условиях Арктики, Антарктиды и умеренных широт [14, 15, 50]. Из данных, приведенных

в этих таблицах, можно видеть, что несмотря на значительные различия в географическом расположении пунктов наблюдений интенсивность суммарной радиации при одинаковых высотах Солнца в условиях безоблачного неба почти не меняется в пространстве.

Таблица 7.3

Интенсивность суммарной радиации при безоблачном небе (кал/см² · мин.) [14]

Станции	Высота Солнца, град.						
	5	10	15	20	25	30	40
Дрейфующие	—	0,20	0,33	0,47	0,61	0,74	—
Мыс Челюскина . . .	0,06	0,18	0,31	0,43	0,55	0,68	—
Хельсинки	0,08	0,18	0,30	0,42	0,55	0,66	0,86
Павловск	0,09	0,18	0,29	0,41	0,55	0,69	0,96
Карадаг	—	0,18	0,32	0,45	0,56	0,69	0,93
Блю-Хилл	—	—	0,31	0,44	0,55	0,69	0,93

Зависимость потока суммарной радиации от высоты Солнца может быть представлена аналитически в виде формулы:

$$Q = \frac{S_0 \cos \vartheta_\odot}{1 + f \sec \vartheta_\odot}, \qquad (7.1)$$

где S_0 — солнечная постоянная; $f = \varepsilon\tau_0$ — параметр, величина которого зависит от свойств атмосферы и подстилающей поверхности (ε — доля света рассеянного назад, τ_0 — оптическая толщина атмосферы в направлении вертикали); $\vartheta_\odot$ — зенитное расстояние Солнца.

Формула такого вида была получена независимо друг от друга Л. Г. Махоткиным [43], М. Е. Берляндом [7], К. Я. Кондратьевым и Г. П. Волковой [26].

Значения коэффициента f, теоретически полученные М. Е. Берляндом для различных месяцев и широт, представлены в табл. 7.6. На основании многолетних наблюдений при безоблачном небе в ряде пунктов, расположенных на различных широтах, были получены средние многолетние значения параметра f [4].

Как видно из табл. 7.6 и 7.7 параметр f имеет годовой ход, который в значительной степени обусловлен изменениями содержания водяного пара в атмосфере, колебаниями альбедо подстилающей поверхности и др. Максимальной величины параметр f достигает в июне—июле. Рассчитанные и измеренные величины параметра f достаточно хорошо согласуются между собой.

С помощью формулы (7.1) можно вполне надежно рассчитать дневной ход суммарной радиации. Несмотря на свою про-

Таблица 7.4

Суммарная солнечная радиация при безоблачном небе (кал/см² · мин.) [15]

Район	Месяцы	Высота Солнца, град.												
		5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	67
Средняя Азия	IV	0,09	0,19	0,30	0,43	0,55	0,68	0,80	0,92	1,02	1,12	1,22	1,36	—
	V	0,05	0,17	0,29	0,42	0,55	0,67	0,79	0,91	1,02	1,11	1,20	1,36	1,43
	VI	—	0,16	0,28	0,38	0,51	0,63	0,75	0,86	0,97	1,07	1,16	1,31	1,38
	VII	—	0,16	0,28	0,39	0,51	0,63	0,75	0,86	0,97	1,07	1,16	1,30	1,35
	VIII	0,06	0,18	0,29	0,40	0,52	0,63	0,75	0,86	0,96	1,07	1,18	1,31	—
	IX	0,05	0,17	0,29	0,42	0,54	0,66	0,79	0,90	1,01	1,11	1,20	1,34	—
Дальний Восток	IV	0,08	0,20	0,31	0,44	0,58	0,71	0,84	0,96	1,07	1,17	1,26	1,31	—
	V	—	0,18	0,30	0,43	0,55	0,68	0,80	0,91	1,01	1,11	1,21	1,29	1,34
	VI	—	0,17	0,30	0,43	0,55	0,67	0,78	0,89	1,00	1,11	1,20	1,27	1,32
	VII	—	0,17	0,30	0,42	0,54	0,67	0,79	0,88	0,98	1,08	1,17	1,23	1,28
	VIII	0,09	0,19	0,30	0,42	0,54	0,66	0,77	0,89	1,00	1,10	1,17	1,22	—
	IX	0,09	0,18	0,30	0,44	0,58	0,70	0,82	0,93	0,91	—	—	—	—
	X	0,19	0,20	0,35	0,48	0,60	0,72	0,86	0,98	—	—	—	—	—
Мыс Челюскина	VII—VIII	—	0,18	0,31	0,43	0,56	0,68	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 7.5

Средние значения интенсивности суммарной радиации при ясном небе в Антарктиде при разных высотах Солнца (кал/см² · мин.) [50]

Станция	Годы	Высота Солнца, град.								
		5	10	15	20	25	30	35	40	45
Оазис	1956—1957	0,11	0,25	0,40	0,55	0,70	0,85	1,00	1,14	1,24
Мирный	1956—1957	0,11	0,23	0,38	0,54	0,68	0,83	0,98	1,11	1,20
Модхейм	1958	0,11	0,24	0,39	0,55	0,69	0,84	0,99	1,12	—
Пионерская	1956—1958	0,12	0,26	0,40	0,53	0,69	0,83	0,97	1,09	1,14 (43°)
Восток-I	1957	0,11	0,25	0,42	0,55	0,72	0,86	1,00	1,13 (39°)	—
Комсомольская	1958	0,12	0,28	0,45	0,64	0,81	0,98	1,13	—	—
Восток	1958	0,10	0,26	0,43	0,61	0,79	0,96	1,10	—	—
Советская	1958	0,12	0,29	0,45	0,62	0,78	0,95	1,09	—	—
Южный полюс		0,12	0,27	0,40	0,58	0,70 (23,5°)	—	—	—	—

Примечание. В скобках указана высота Солнца, для которой дается интенсивность.

Таблица 7.6

Значения параметра f в зависимости от широты места и времени года [7]

Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
30	0,030	0,060	0,080	0,140	0,170	0,190	0,190	0,165	0,120	0,090	0,070	0,070
40	0,030	0,045	0,085	0,120	0,165	0,185	0,190	0,170	0,130	0,100	0,075	0,070
50	0,055	0,065	0,085	0,110	0,150	0,175	0,180	0,175	0,140	0,100	0,085	0,070
60	0,045	0,070	0,090	0,110	0,140	0,160	0,165	0,165	0,155	0,090	0,055	0,035

Таблица 7.7

Средние многолетние значения параметра f [4]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тбилиси . .	0,09	0,11	0,11	0,17	0,23	0,25	0,25	0,23	0,19	0,13	0,10	0,11
Одесса . . .	0,07	0,11	0,09	0,15	0,19	0,23	0,23	0,21	0,16	0,14	0,06	0,07
Киев	0,06	0,08	0,09	0,16	0,21	0,26	0,23	0,22	0,17	0,11	0,07	0,06
Высокая Дубрава . . .	0,05	0,11	0,08	0,19	0,18	0,21	0,24	0,18	0,14	0,15	0,10	0,08
Воейково . .	0,05	0,05	0,11	0,14	0,20	0,22	0,22	0,21	0,11	0,12	0,10	0,04

стоту, формула позволяет получить удовлетворительное соответствие рассчитанных величин Q с измеренными.

В первом приближении поток суммарной радиации и высота Солнца связаны соотношением прямой пропорциональности, вследствие линейной зависимости между потоком прямой солнечной радиации и высотой Солнца $h_\odot$.

В еще более упрощенной форме зависимость $Q(h_\odot)$ может быть представлена в виде

$$Q = 0{,}0252 h_\odot, \qquad (7.2)$$

как было предложено Н. И. Чельцовым [59]. Формула (7.2) не может быть достаточно общей и используется при расчете как первое приближение. Коэффициент пропорциональности в формуле (7.2) меняется не только для различных пунктов наблюдений, но и для определенного пункта, так как помимо зависимости $Q(h_\odot)$ присутствуют и другие зависимости, в частности от прозрачности атмосферы.

В случае облачности зависимость между потоком суммарной радиации и высотой Солнца оказывается значительно сложнее. При наличии сплошной облачности нижнего яруса поток суммарной радиации изменяется приблизительно пропорционально высоте Солнца, в случае облачности среднего и верхнего ярусов линейность соотношения нарушается.

2.2. Влияние облачности на приход суммарной радиации

Облачность разных ярусов и форм оказывает различное влияние на поток суммарной радиации, которая может как уменьшаться, так и увеличиваться. В случае чистого диска Солнца ($\odot^2$) появление облачности приводит к росту Q, так как значительно возрастает рассеянная радиация. При проектировании облаков на солнечный диск ($\odot$, $\odot^\circ$, П) [1] вследствие сильного уменьшения прямой солнечной радиации существенно изменяется и величина потока суммарной радиации.

О влиянии 10-балльной облачности на величину Q можно судить по табл. 7.8. В табл. 7.9 представлены результаты наблюдений за суммарной радиацией в условиях умеренного сияния при облачности верхнего яруса 10 баллов, полученные Б. М. Гальперин [15] для разных географических районов. Из этой таблицы видно, что в районах с большой повторяемостью атмосферных фронтов в летний период облака верхнего яруса, отличающиеся большей плотностью, значительно уменьшают суммарную радиацию.

[1] $\odot^2$—полностью открытый диск Солнца, $\odot$—умеренное сияние Солнца, $\odot^\circ$—слабое сияние, П—Солнце полностью покрыто облаками.

Если средние величины Q при умеренном сиянии солнца лишь немного ниже, чем при Солнце, свободном от облаков, особенно при Cu, то при переходе к слабому сиянию они резко уменьшаются.

Таблица 7.8

Зависимость интенсивности суммарной радиации (кал/см² · мин) от форм облаков при облачности 10 баллов [4]

Форма облаков	Высота Солнца, град.					
	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60
St	0,06	0,10	0,17	0,24	0,40	—
Sc	0,06	0,11	0,19	0,23	0,31	0,40
Ac	0,06	0,14	0,30	0,35	0,45	0,66
Безоблачно	0,08	0,30	0,56	0,80	1,06	1,23

Таблица 7.9

Средние величины суммарной радиации при облачности ⊙ 10/0 Ci, Cl и Cs (кал/см² · мин.) [15]

Район	Высота Солнца, град.								
	10	15	20	25	30	35	40	45	50
Средняя Азия	0,18	0,30	0,41	0,52	0,64	0,74	0,86	0,97	1,04
Юг ЕТС	0,17	0,28	0,40	0,51	0,63	0,74	0,86	0,98	1,06
Дальний Восток	0,14	0,24	0,36	0,47	0,59	0,70	0,81	0,93	1,04
Северо-Запад ЕТС	0,15	0,25	0,35	0,46	0,56	0,66	0,77	0,86	0,94

Самолетные измерения суммарной радиации в условиях Арктики [55] показали, что наличие облачности над льдом увеличивает суммарную радиацию в среднем на 5%, над водной поверхностью — в среднем на 13%.

Меньшее количество облаков, но бо́льшая высота их, т. е. присутствие облачности верхнего и среднего ярусов, сильное вторичное отражение коротковолновой радиации облаками в условиях Антарктиды влекут за собой увеличение потока суммарной радиации, по сравнению с Арктикой. Достаточно полное представление об изменении суммарной радиации в условиях Восточной Антарктиды в зависимости от высоты Солнца и облачности можно получить из данных измерений Q, представленных в работе Н. П. Русина [50]. В различных районах Антарктиды при одних и тех же формах облаков величины интенсивности суммарной радиации могут сильно отличаться друг от друга за счет вторичного отражения коротковолновой радиации

от нижней границы облачности, а также в зависимости от мощности облаков.

Осреднение результатов наблюдений над суммарной радиацией в умеренных широтах [13] при различных формах и количестве облаков, а также в зависимости от состояния диска Солнца, представленных в табл. 7.10, показывает, что наиболее сильно суммарная радиация ослабляется облачностью нижнего яруса, которая полностью поглощает прямую солнечную радиацию. Меньшее влияние оказывают облака верхнего яруса. Изменение состояния солнечного диска влечет за собой значительное изменение потока рассеянной радиации, поэтому при облачности верхнего яруса 10 баллов суммарная радиация претерпевает большое изменение. При ⊙° колебания радиации значительно меньше, чем при ⊙² и ⊙. Данные табл. 7.10 показывают, что при открытом диске Солнца и значительной облачности Cu или Ac(Sc) суммарная радиация может почти на 20% превосходить радиацию при безоблачном небе.

Накопление экспериментального материала привело к необходимости выразить зависимость суммарной радиации от облачности аналитически. Формула, предложенная А. Онгстремом, связывает суточные суммы суммарной радиации при облачности и без нее с относительной продолжительностью солнечного сияния следующим образом:

$$\Sigma Q_{об} = \Sigma Q \left[1 + (1 - \eta)\frac{s}{s_0}\right], \qquad (7.3)$$

где $\Sigma Q_{об}$, ΣQ — суточные суммы суммарной радиации при облачном и ясном небе соответственно; s, s_0 — действительная и возможная продолжительность солнечного сияния в часах, $\eta = 0{,}235$. Позднее формула Онгстрема уточнялась для разных географических пунктов [62, 72, 77].

На основании обработки материалов наблюдений С. И. Савинов [52, 53] предложил формулу

$$Q = S(1 - a)(1 - c\bar{n}), \qquad (7.4)$$

где S — прямая солнечная радиация при безоблачном небе, $\bar{n} = 1 - \bar{S}$, $\bar{S}$ — отношение действительно наблюдавшейся суммы прямой солнечной радиации к возможной при ясном небе, c — постоянная, $a = \frac{D}{S}$, D — рассеянная радиация при безоблачном небе.

В климатологических расчетах для определения сумм суммарной радиации чаще всего используется формула Савинова—Онгстрема

$$\Sigma Q_{об} = \Sigma Q\,|1 - (1 - k_{об})\,n_{об}|, \qquad (7.5)$$

здесь $\Sigma Q_{об}$ и ΣQ — действительная и возможная суммы суммарной радиации; $k_{об} = Q_1/Q$ — эмпирический коэффициент, харак-

Таблица 710

Средние величины суммарной солнечной радиации (кал/см² · мин.) в зависимости от количества и вида облаков, высоты Солнца и состояния диска Солнца [13]

Облака		Состояние диска Солнца	Высота Солнца, град.										
баллы	форма		5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55
0/0	—	⊙²	0,07	0,18	0,31	0,43	0,55	0,66	0,79	0,90	1,01	1,11	1,20
2—3	Cl, Cl и Cs	⊙²	0,07	0,17	0,30	0,42	0,55	0,68	0,80	0,90	1,00	1,10	1,18
		⊙	0,05	0,14	0,27	0,40	0,52	0,65	0,77	0,88	0,98	1,06	
	Ac и Sc	⊙²	0,06	0,17	0,29	0,40	0,53	0,65	0,76	0,88	1,00	1,11	1,23
		⊙	0,06	0,16	0,28	0,39	0,51	0,63	0,74	0,86	0,97		
	Cu	⊙²		0,16	0,29	0,42	0,55	0,67	0,80	0,93	1,03	1,14	1,24
		(⊙)		0,16	0,29	0,42	0,54	0,66	0,79	0,92	1,02	1,11	1,20
4—5	Cl и Cl, Cs	⊙²		0,17	0,29	0,42	0,55	0,67	0,78	0,89	1,00	1,10	1,20
		⊙	0,06	0,16	0,28	0,40	0,52	0,64	0,76	0,87	0,98	1,08	1,18
	Ac и Sc	⊙²	0,07	0,18	0,32	0,44	0,56	0,69	0,82	0,95	1,08	1,18	
		(⊙)	0,07	0,18	0,30	0,42	0,54	0,66	0,78	0,90	1,02	1,13	1,24
	Cu	⊙²		0,19	0,31	0,44	0,56	0,69	0,82	0,96	1,09	1,21	1,30
		⊙		0,18	0,30	0,43	0,55	0,69	0,82	0,94	1,06	1,16	1,26
	Cu, Ac и Sc	(⊙°)			0,13	0,17	0,21	0,24	0,28	0,31	0,35	0,39	0,43
6—7	Cl и Cl, Cs	⊙²		0,17	0,29	0,43	0,55	0,68	0,80	0,91	1,02	1,12	1,21
		⊙	0,06	0,15	0,26	0,37	0,48	0,60	0,71	0,83	0,94	1,05	1,17
	Ac и Sc	⊙²	0,07	0,20	0,32	0,45	0,58	0,70	0,82	0,95	1,08	1,20	1,32
		⊙		0,20	0,32	0,43	0,55	0,67	0,79	0,90	1,02	1,14	1,26
		(⊙°)		0,12	0,17	0,23	0,28	0,33	0,38	0,43	0,48		

Облака		Состояние диска Солнца	Высота Солнца, град.										
баллы	форма		5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55
	Cu и Cu, Cb	⊙²		0,19	0,31	0,44	0,58	0,73	0,87	1,01	1,14	1,25	1,34
		(⊙)		0,17	0,30	0,43	0,56	0,70	0,83	0,96	1,10	1,21	1,30
		(⊙°)		0,12	0,16	0,20	0,24	0,28	0,32	0,36	0,40	0,44	0,48
8—9	Cl и Cl, Cs	⊙²		0,18	0,30	0,42	0,54	0,66	0,78	0,90	1,02	1,14	1,26
		⊙	0,07	0,16	0,26	0,39	0,51	0,63	0,74	0,85	0,94	1,04	1,13
		(⊙°)			0,13	0,18	0,25	0,31	0,38	0,45	0,52		
	Ac и Sc	(⊙²)		0,20	0,35	0,50	0,65	0,80	0,94	1,10	1,25	1,36	1,44
		⊙	0,07	0,17	0,27	0,39	0,41	0,64	0,76	0,89	1,02	1,14	1,27
		(⊙°)		0,10	0,16	0,21	0,27	0,33	0,39	0,45	0,50	0,56	0,62
	Cu и Cu, Cb	(⊙²)								1,05	1,20	1,32	1,42
	Cu	⊙					0,66	0,78	0,90	1,03	1,17	1,29	1,42
	Cb, Cu и Sc	(⊙°)				0,20	0,24	0,29	0,33	0,38	0,42	0,47	0,51
10	Cl и Cl, Cs	⊙	0,06	0,15	0,25	0,35	0,46	0,56	0,66	0,77	0,86	0,94	0,98
10	Cs и Cs, Cl	(⊙)	0,06	0,14	0,24	0,34	0,45	0,55	0,66	0,74	0,79	0,84	0,88
		(⊙°)	0,04	0,09	0,16	0,22	0,28	0,34	0,41	0,47			
10	Ac и Sc	(⊙)	0,06	0,16	0,27	0,38	0,48	0,59	0,69	0,80	0,93	1,04	
10	Cb, Cu и Sc	⊙°		0,10	0,15	0,21	0,27	0,32	0,38	0,43	0,48	0,53	0,58
10	Ac и Ac, Cu	(⊙°)				0,19	0,28	0,37	0,45	0,53	0,60	0,67	
	Sc и Sc, Cu	(⊙°)				0,19	0,24	0,29	0,35	0,42	0,49	0,55	

Примечание. Отметка солнечного сияния в скобках означает, что для некоторых высот Солнца в таблице даны приближенные значения.

теризующий пропускание облаками коротковолновой радиации; $n_{об}$ — средняя степень облачности в долях единицы.

Расчеты, выполненные Т. Г. Берлянд [9], позволили получить сведения об изменении коэффициента $k_{об}$ с широтой места, которое обусловлено изменением совокупности факторов, а именно физическими свойствами, формой и мощностью облачности, высотой Солнца и величиной альбедо. Табл. 7.11 дает только общее представление об изменениях коэффициента $k_{об}$ с широтой, однако он меняется не только с широтой, но в течение года, а также с долготой и высотой над уровнем моря и в зависимости от формы облаков.

Таблица 7.11

Изменение коэффициента $K_{об}$ с широтой [9]

φ	75	70	65	60	55	50	45	40
$k_{об}$	0,55	0,50	0,45	0,40	0,38	0,36	0,34	0,33
φ	35	30	25	20	15	10	5	0
$k_{об}$	0,32	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34	0,35

Уточнение формулы Савинова—Онгстрема (7.5) позволило Е. П. Барашковой [3] рассчитать, исходя из данных наблюдений над суммарной радиацией, значения коэффициента $k_{об}$ для девяти пунктов Советского Союза (табл. 7.12).

Наблюдения в горных условиях показали, что по мере подъема коэффициент $k_{об}$ возрастает, особенно наглядно это проявляется в зимние месяцы, так как наличие снежного покрова повышает отражение коротковолновой радиации (табл. 7.13).

Н. Дирмхирн [65] по наблюдениям в Альпах предложила использовать для определения величины коэффициента $k_{об}$ в зависимости от высоты H пункта наблюдений над уровнем моря формулу

$$k_H = 0{,}01\,(21 + 0{,}03H). \tag{7.6}$$

Для условий Кавказа и Тянь-Шаня Н. И. Борзенкова [11] уточнила зависимость, предложенную И. Дирмхирн, и рассчитала коэффициент k_H, исходя из соотношения

$$k_H = 0{,}01\,(k_0 + 0{,}05H), \tag{7.7}$$

где k_0 — значение $k_{об}$ у земной поверхности.

Коэффициент $k_{об}$ растет с увеличением широты и достигает максимального значения за полярными кругами.

По данным расчетов для арктических станций М. С. Маршуновой [42] было установлено, что, помимо широтного хода, имеет место изменение коэффициента $k_{об}$ с долготой. Для условий Арктики значения коэффициента представлены в табл. 7.14.

Таблица 7.12

Средние коэффициенты $k_{оп}$ в формуле С. И. Савинова [3]

Станция	φ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тбилиси	41°43′	0,58	0,56	0,60	0,63	0,54	0,51	0,53	0,54	0,52	0,52	0,49	0,58	0,55
Владивосток	43 07	0,75	0,77	0,63	0,48	0,44	0,42	0,41	0,41	0,46	0,40	0,50	0,70	0,53
Карадаг	44 54	0,54	0,60	0,56	0,62	0,64	0,62	0,52	0,51	0,52	0,55	0,53	0,49	0,56
Саратов	51 34	0,70	0,69	0,62	0,59	0,57	0,55	0,65	0,45	0,55	0,50	0,51	0,61	0,58
Иркутск	52 16	0,64	0,60	0,68	0,70	0,58	0,53	0,51	0,53	0,59	0,69	0,71	0,70	0,62
Куйбышев	53 15	0,66	0,62	0,60	0,60	0,58	0,42	0,45	0,35	0,39	0,56	0,44	0,60	0,52
Свердловск	56 44	0,76	0,74	0,69	0,59	0,53	0,57	0,52	0,47	0,45	0,44	0,52	0,66	0,58
Воейково	59 57	0,42	0,59	0,68	0,52	0,54	0,58	0,56	0,50	0,47	0,31	0,29	0,34	0,48
Якутск	62 01	0,77	0,82	0,83	0,74	0,52	0,48	0,43	0,38	0,45	0,44	0,73	0,74	0,61

Таблица 7.13

Значение коэффициента k_H на различных высотах в горах [11]

Станция	Высота, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее годовое
Махачкала	34	0,20	0,12	0,31	0,42	0,45	0,41	0,35	0,32	0,12	0,25	0,13	0,15	0,27
Телави	562	0,27	0,22	0,26	0,35	0,44	0,30	0,32	0,35	0,24	0,21	0,24	0,24	0,29
Цалка	1469	0,36	0,42	0,21	0,35	0,35	0,30	0,48	0,34	0,30	0,23	0,36	0,33	0,34
Ленинакан	1556	0,34	0,32	0,38	0,33	0,57	0,56	0,24	0,41	0,38	0,24	0,28	0,14	0,35
Мартуни	2000	0,50	0,54	0,43	0,33	0,39	0,46	0,42	0,38	0,39	0,47	0,44	0,44	0,43
Казбеги	3650	0,28	0,34	0,47	0,46	0,50	0,53	0,43	0,33	0,46	0,39	0,48	0,35	0,42
Тянь-Шань	3600	0,58	0,61	0,70	0,65	0,64	0,44	0,36	0,35	0,29	0,46	0,60	0,64	0,53

Таблица 7.14

Значения коэффициента $k_{об}$ для расчета суммарной радиации в условиях Арктики [42]

Станции	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Дрейфующие	0,85	0,75	0,75	0,70	0,50	0,50	0,70	0,70	—
Бухта Тихая	0,80	0,65	0,60	0,55	0,40	0,35	0,40	0,50	—
Остров Уединения	0,85	0,75	0,70	0,60	0,50	0,40	0,40	0,50	—
Остров Диксон	0,85	0,75	0,70	0,55	0,50	0,45	0,45	0,50	—
Мыс Челюскин	0,85	0,75	0,75	0,65	0,50	0,45	0,45	0,50	—
Бухта Тикси	0,85	0,80	0,75	0,60	0,50	0,50	0,45	0,45	0,50
Мыс Шмидта	0,80	0,75	0,70	0,60	0,50	0,50	0,45	0,45	0,50

Таблица 7.15

Значение функции $f\left(\frac{n_{об}}{n_н}\right)$ [61]

$\frac{n_{об}}{n_н}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,772	0,788	0,803	0,819	0,835	0,850	0,866	0,882	0,898	0,913
2	0,929	0,945	0,960	0,976	0,992	1,007	1,023	1,039	1,055	1,070
3	1,086	1,102	1,117	1,133	1,149	1,164	1,180	1,196	1,212	1,227
4	1,242	1,243	1,243	1,243	1,243	1,243	1,243	1,243	1,243	1,243

Таблица 7.16

Значение функции $\varphi(h_м)$ [61]

h м	$\varphi(h_м)$	h м	$\varphi(h)$	h м	$\varphi(h)$	h м	$\varphi(h)$
0	0,365	25	0,428	50	0,601	75	0,638
5	0,368	30	0,464	55	0,617	80	0,639
10	0,375	35	0,504	60	0,627	90	0,640
15	0,386	40	0,543	65	0,632		
20	0,403	45	0,577	70	0,636		

Использовав суточные суммы суммарной радиации, измеренные в Павловске и Свердловске, а также сведения об облачности и атмосферных явлениях с апреля по октябрь, Б. М. Гальперин [16] получила достаточно полные данные о зависимости $k_{об}$ от средней дневной облачности при различных формах и видах облаков.

Средняя величина $k_{об}=0{,}22$, указанная Б. М. Гальперин для случая сплошного облачного покрова нижнего яруса, соответствует величине $\alpha=0{,}23$, полученной А. Онгстремом. По наблюдениям Н. Дирмхирн [65], $\alpha=0{,}22\div0{,}23$, а по данным С. Тамса [80], $\alpha=0{,}18\div0{,}22$. Данные Н. Дирмхирн удовлетворительно совпадают с данными С. Тамса и при 5 баллах Ac. Полученный им коэффициент $k_{об}$ равен 0,85. С увеличением баллов облачности коэффициент $k_{об}$ уменьшается и тем значительнее, чем ниже расположены облака.

В формуле Ф. Альбрехта [61] для расчета суммарной радиации, аналогичной формуле (7.5), коэффициент $k_{об}$ можно вычислить из соотношения

$$k_{об}=f\left(\frac{n_{об}}{n_н}\right)\varphi(h_м),$$

где $\left(\frac{n_{об}}{n_н}\right)$ — отношение общей облачности к нижней, $\varphi(h_м)$ — средняя максимальная высота солнца для данного месяца. Ф. Альбрехт предлагает для определения функций f и φ следующие выражения:

$$f\left(\frac{n_{об}}{n_н}\right)=\left(0{,}615+0{,}157\,\frac{n_{об}}{n_н}\right),$$

(для $\frac{n_{об}}{n}>4$ функция сохраняет постоянную величину 1,243)

$$\varphi(h_м)=0{,}50+0{,}14\,\mathrm{th}\left(\frac{h_м-34{,}5^\circ}{17^\circ}\right).$$

В табл. 7.15 и 7.16 представлены значения функций f и φ.

Все вышеприведенные формулы учитывают зависимость потока суммарной радиации от средней облачности, а, как было видно из данных измерений, величина Q претерпевает разное изменение в зависимости от яруса облачности. Эту зависимость можно представить в виде

$$Q_{об}=Q\left|1-(c_н n_н+c_с n_с+c_в n_в)\right|, \qquad (7.8)$$

где $n_н$, $n_с$, $n_в$ — количество облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов в долях единицы; $c_н$, $c_с$, $c_в$ — коэффициенты ослабления радиации облаками соответствующих ярусов, которые могут быть получены из соотношения

$$c=\frac{Q-Q_f}{Q_f}. \qquad (7.9)$$

Здесь Q_i — суммарная радиация при сплошной облачности соответствующего яруса. Расчеты дают следующие средние значения коэффициентов: $c_н=0{,}8$; $c_с=0{,}5$; $c_п=0{,}2$ при $h_⊙>20°$, $c_в=0{,}4$ при $h_⊙<20°$. По данным Б. Гаурвица [69], использовавшего одиннадцатилетний период наблюдений, $c_н\approx0{,}8$; $c_с\approx 0{,}5\div0{,}6$.

П. П. Кузьмин [39, 40] и В. С. Самойленко [54], использовав зависимость вида

$$Q_{об}=Q\left|1-c_н n_н-c_{св}(n_{об}-n_н)\right|, \qquad (7.10)$$

(где $c_{св}$ — коэффициент для средней и верхней облачности) получили следующие значения коэффициентов:

$c_н=0{,}67$, $c_{св}=0{,}14$ (П. П. Кузьмин);
$c_н=0{,}76$, $c_{св}=0{,}37$ (В. С. Самойленко).

М. Е. Берлянд и Е. П. Новосельцев [8] теоретически оценили величины коэффициентов c_i. Для облаков нижнего яруса мощностью 800 м в летнее время для ЕТС $c_н\approx0{,}8$, причем $c_н$ изменяется от 0,70 до 0,82 при изменении высоты Солнца от 10 до 60°. При увеличении высоты Солнца $c_с$ тоже возрастает, в среднем оно равно приблизительно 0,5. Для облачности верхнего яруса

$c_в=0{,}4$ при $h_⊙=10°$, $c_в=0{,}3$ при $h_⊙=30°$,
$c_в=0{,}2$ при $h_⊙=50°$.

Рассчитанные величины коэффициентов хорошо согласуются с вышеприведенными эмпирическими значениями.

Анализ результатов наблюдений показывает, что зависимость от степени облачности нелинейная. В связи с этим Т. Г. Берлянд [9] предложила использовать для расчета сумм суммарной радиации квадратичную зависимость вида

$$\Sigma Q_{об}=\Sigma Q\left|1-(a+bn_{об})n_{об}\right|, \qquad (7.11)$$

где a и b — постоянные; $b=0{,}38$, a изменяется с широтой, что видно из табл. 7.17.

Таблица 7.17

Зависимость коэффициента a от широты [9]

$\varphi°$	0	5	10	15	20	25	30	35	40
a	0,38	0,40	0,40	0,39	0,37	0,35	0,36	0,38	0,38
$\varphi°$	45	50	55	60	65	70	75	80	85
a	0,38	0,40	0,41	0,36	0,25	0,18	0,16	0,15	0,14

Использование формулы (7.11) обеспечивает большую точность расчета.

2.3. Зависимость суммарной радиации от продолжительности солнечного сияния

С целью упрощения расчетов сумм суммарной радиации В. Н. Украинцев [56] исследовал связь между суммарной радиацией и продолжительностью солнечного сияния и предложил формулу

$$\Sigma Q = ms + n, \tag{7.12}$$

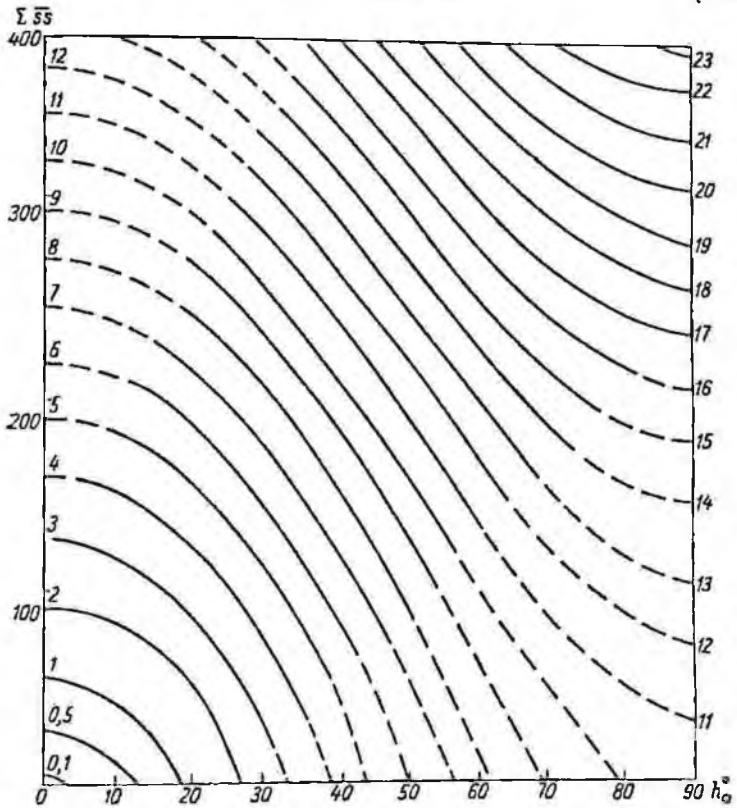


Рис. 7.4. Номограмма для приближенного определения месячных сумм суммарной радиации [51]. $h^{\circ}_{\odot}$ — высота Солнца в полдень.

где ΣQ — средние суточные суммы суммарной радиации на горизонтальную поверхность, s — продолжительность солнечного сияния в часах, m, n — эмпирические коэффициенты, осредненные по широтам. Средние месячные значения этих коэффициентов представлены в табл. 7.18 и 7.19. Коэффициенты m и n

Таблица 7.18

Средние месячные значения коэффициента m для различных широт [56]

Широта	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
35° с.	28,0	32,0	35,5	39,0	40,0	41,6	42,7	39,3	35,5	30,8	28,6	26,1
40	22,5	27,0	33,5	38,0	37,5	39,5	39,0	36,0	33,4	26,3	23,2	19,4
45	17,5	22,0	30,6	36,5	35,5	36,8	35,0	32,2	30,6	22,7	18,2	14,6
50	13,0	17,0	26,5	33,0	33,3	34,3	31,7	28,1	26,8	20,3	15,2	11,4
55	9,6	14,2	21,9	30,0	31,2	31,8	29,9	26,6	23,8	18,1	12,0	7,6
60	7,0	11,5	17,3	25,2	29,0	29,3	28,6	26,0	21,0	15,7	9,2	4,1
65	—	9,5	13,8	17,7	24,5	25,7	27,0	24,3	17,9	11,6	6,7	—
70	—	—	12,3	12,5	16,0	21,0	23,3	20,6	13,5	7,1	—	—

Таблица 7.19

Средние месячные значения коэффициента n для различных широт [56]

Широта	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
35° с.	130	160	200	250	280	300	290	270	230	200	140	120
40	100	130	160	200	220	230	220	200	170	150	110	90
45	70	100	130	160	180	190	180	170	140	110	80	65
50	50	80	110	150	160	170	160	150	130	100	55	40
55	30	60	100	140	145	160	145	130	120	80	35	25
60	15	42	95	125	135	150	130	110	90	50	20	12
65	—	30	85	190	230	200	160	90	70	40	—	—
70	—	—	85	270	400	300	250	170	100	40	—	—

изменяются в течение года и по широтам. Справедливость этой формулы проверялась Т. Г. Берлянд для ряда пунктов, при этом установлено, что отклонения рассчитанных сумм от измеренных не превышают 5—10% летом, в зимние месяцы они несколько больше.

Анализируя материалы актинометрических наблюдений для некоторых пунктов СССР, Е. П. Барашкова [3] показала, что формула В. Н. Украинцева должна быть справедлива для расчета месячных сумм суммарной радиации. Коэффициенты m и n для ряда пунктов примерно линейно зависят от полуденной высоты Солнца, определяемой на 15-е число рассматриваемого месяца.

С. И. Сивков [49] предложил формулу, связывающую месячные суммы суммарной радиации с продолжительностью солнечного сияния за месяц $s_м$ и с полуденной высотой Солнца $h_{⊙\,пд}$ на 15-е число месяца

$$\sum Q = 0{,}0049\,(s_м)^{1{,}31} + 10{,}5\,(\sin h_{⊙\,пд})^{2{,}1}. \qquad (7.13)$$

Эта формула в интервале широт 35—65° позволяет определить месячные суммы Q с ошибкой, не превышающей ±10%.

Если воспользоваться номограммой (рис. 7.4), составленной по формуле (7.13), то можно очень быстро определить приближенное значение месячной суммы суммарной радиации.

2.4. Влияние мутности атмосферы на приход суммарной радиации

Изменение потока суммарной радиации обусловлено не только изменением высоты Солнца и облачности, но и изменением оптических свойств атмосферы и подстилающей поверхности.

С увеличением прозрачности поток прямой солнечной радиации, являющийся составной частью суммарной радиации, возрастает, а рассеянной — уменьшается. Однако уменьшение потока рассеянной радиации не компенсирует полностью рост потока прямой радиации, что влечет за собой увеличение потока суммарной радиации с повышением прозрачности на всех широтах, за исключением зимних месяцев в высоких широтах ($\varphi \sim 70°$). При изменении коэффициента прозрачности от 0,70 до 0,85 суммарная радиация возрастает летом на 18—22%, а зимой на 21—26%.

Из данных табл. 7.20, полученных Б. А. Пятненковым [45] для условий Арктики, можно видеть, что при постоянном альбедо суммарная радиация меняется при изменении коэффициента прозрачности от $P_1 = 0{,}780$ до $P_1 = 0{,}830$ на 0,01 кал/см^2 · мин. при $h_⊙ = 5°$, а при $h_⊙ = 25°$ на 0,06 кал/см^2 · мин.

Поскольку прозрачность меняется в зависимости от конкретных местных условий, то за счет таких изменений широтный ход суммарной радиации искажается в существенной степени. Из табл. 7.21 видно, что различия в коэффициентах прозрачности для пунктов, расположенных почти на одной широте, влекут за собой изменения в потоке суммарной радиации.

Таблица 7.20

Зависимость суммарной радиации от высоты Солнца и прозрачности атмосферы при $A=0{,}70\div0{,}90$ [45]

P_1	Высота Солнца, град.				
	5	10	15	20	25
0,830	0,10	0,25	0,40	0,56	0,71
0,780	0,09	0,21	0,37	0,51	0,65

Таблица 7.21

Изменение суммарной радиации в зависимости от изменения прозрачности атмосферы [1]

Широтная зона	Месяц	Пункт	Коэффициент прозрачности P_2	Месячные суммы для середины зоны
55—57°	Июль	Москва ($\varphi=55°45'$)	0,760	20 910
		Свердловск ($\varphi=56°50'$)	0,792	21 710
41—43°	Май	Владивосток ($\varphi=43°07'$)	0,738	20 970
		Ташкент ($\varphi=41°20'$)	0,794	22 330

Б. М. Гальперин [13] показала, что заметные временные изменения Q, обусловленные изменением прозрачности атмосферы, происходят при переходе от сезона к сезону. Так, например, в июле Q составляла 97% от средней величины, а в апреле и октябре 106 и 103% соответственно. Изменения прозрачности атмосферы являются причиной того, что при облачности 2—3 и 4—5 баллов средние летние значения суммарной радиации при полностью открытом диске Солнца и при умеренном сиянии меньше весенне-летних.

В случае ясного неба различия в потоках суммарной радиации за счет изменения прозрачности могут составлять около 12%, при облачности 6 баллов они равны около 38%, а при сплошном облачном покрове могут достигать 68%.

М. С. Аверкиев [1] рассмотрел вопрос об изменении суммарной радиации в случае безоблачного неба в зависимости от изменения условий прозрачности атмосферы для разных месяцев и для широт 40, 50, 60 и 70°.

Наибольшие абсолютные изменения суммарной радиации в зависимости от фактора мутности происходят при больших высотах Солнца. Например, при $h_\odot = 41{,}7°$ ($m = 1{,}5$) изменение фактора мутности от 2 до 4 приводит к изменению интенсивности суммарной радиации от 1,03 до 0,88 кал/см²·мин., при $h_\odot = 11{,}3°$ ($m = 5$) — от 0,20 до 0,22 кал/см²·мин.

Используя сетевые актинометрические наблюдения, С. И. Сивков [49] и З. И. Пивоварова [48] получили зависимость интенсивности суммарной радиации от высоты Солнца при разной прозрачности атмосферы.

2.5. Изменение суммарной радиации в зависимости от величины альбедо подстилающей поверхности

Для получения наиболее точных величин суммарной радиации необходимо учитывать влияние альбедо подстилающей поверхности на приход суммарной радиации. В связи с этим М. С. Аверкиев [1] предложил рассчитывать суммарную радиацию по формуле

$$Q_A = Q\left(\frac{0{,}96}{1 + A\gamma_{от}}\right), \qquad (7.14)$$

где Q_A — суммарная радиация с учетом альбедо подстилающей поверхности A, Q — суммарная радиация, рассчитанная М. С. Аверкиевым для разных месяцев, $\gamma_{от}$ — доля отраженной радиации, возвращающейся к земле, $\gamma_{от} = 0{,}2 + 0{,}5\, n_{об}$ ($n_{об}$ — облачность в долях единицы).

Особенно важно учесть влияние альбедо при наличии снежного покрова. Это хорошо иллюстрируется данными Б. А. Пятненкова [47] (табл. 7.22).

Более отчетливо эта зависимость заметна на возможных месячных суммах суммарной радиации. Так, например, при постоянном коэффициенте прозрачности $P_1 = 0{,}780$, но при разном альбедо было получено:

$A = 0{,}70 \div 0{,}90$ $\quad \sum_{VI} Q = 26{,}3$ ккал/см²·мес.,

$A = 0{,}08 \div 0{,}20$ $\quad \sum_{VI} Q = 22{,}9$ ккал/см²·мес.,

т. е. за счет увеличения альбедо возможная сумма Q возросла на 15%.

На рис. 7.5 показано, как меняется интенсивность суммарной радиации в зависимости от высоты Солнца $h_\odot$, прозрачности атмосферы P и альбедо A.

Таблица 7.22

Зависимость суммарной радиации от $h_\odot$ и альбедо подстилающей поверхности [45]

P_t		Высота Солнца, град.							
		5	10	15	20	25	30	35	40
830	Q_1	0,10	0,25	0,40	0,56	0,71	—	—	—
	Q_2	0,08	0,21	0,34	0,49	0,63	—	—	—
	Q_1/Q_2	1,25	1,19	1,18	1,14	1,13	—	—	—
780	Q_1	0,09	0,21	0,37	0,51	0,65	0,76	0,93	1,06
	Q_2	0,07	0,18	0,32	0,45	0,58	0,71	0,83	0,96
	Q_1/Q_2	1,28	1,17	1,16	1,13	1,12	1,11	1,11	1,10

Примечание. Q_1 при $A=0{,}70\div0{,}90$; Q_2 при $A=0{,}08\div0{,}20$.

При вычислении величины альбедо следует учитывать величину площади, альбедо которой влияет на приход суммарной радиации. Величина альбедо поверхности, входящая в формулу (7.14), представляет собой среднее значение альбедо для некоторого района, окружающего пункт наблюдения, радиусом

$$r \approx 2h_{об}\operatorname{tg}\varphi,$$

где $h_{об}$ — высота облачности, φ — угол между нормалью и направлением на участок облачного слоя, от которого поступает отраженная радиация.

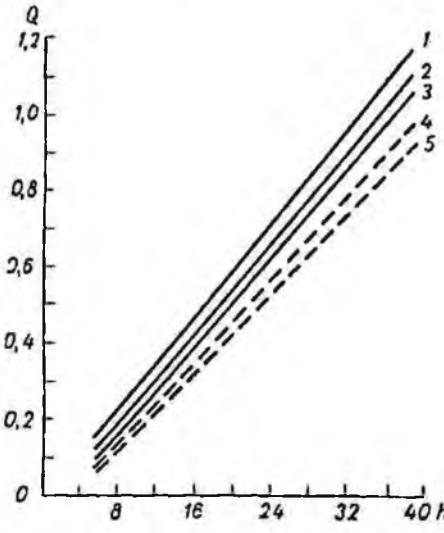


Рис. 7.5. Зависимость суммарной радиации при ясном небе от $h_\odot$, P_t и A [47].

При $A=0{,}70\div0{,}90$: 1) $P_t=0{,}860$, 2) $P_t=0{,}800$, 3) $P_t=0{,}740$; при $A=0{,}08\div0{,}20$: 4) $P_t=0{,}800$, 5) $P_t=0{,}740$.

Если $h_{об}=4$ км, то $r\approx35$ км, а при $h_{об}\cong2$ км $r\approx15\div20$ км.

Такие оценки особенно важны для островных станций, где вблизи раздела суша—море имеют место две величины альбедо. Расчеты Б. А. Пятненкова для случая облачного неба позволили определить то расстояние r_m, на котором влияние альбедо другой подстилающей поверхности (в частности, моря)

будет минимальным. При r_m=500 м (т. е. прибор располагается на расстоянии 500 м от моря) величина влияния альбедо моря на приход радиации равна 8—10%, при r_m=50 м — 35—40%. влияние альбедо моря исчезает при r_m=2—3 км.

§ 3. ИЗМЕНЕНИЕ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ С ВЫСОТОЙ

3.1. Вертикальное распределение суммарной радиации при безоблачном небе

Наблюдения за радиационным балансом и его составляющими, в первую очередь суммарной и отраженной коротковолновой радиацией проводились также на самолетах и свободных аэростатах [5, 6, 12, 17, 18, 20, 22—24, 27—29, 36, 41, 46, 51, 57, 58, 60, 67, 68, 75, 76].

Цель этих исследований состоит в изучении факторов ослабления коротковолновой радиации в атмосфере и получении информации о величине лучистого притока тепла за счет коротковолновой радиации на различных уровнях в атмосфере.

В СССР для измерения потоков радиации использовались стандартные актинометрические приборы. Это потребовало разработки специальной методики измерений и обработки данных, изучения характеристик приборов при изменении условий окружающей среды. При использовании стандартной актинометрической аппаратуры для измерений в свободной атмосфере возникает ряд трудностей и погрешностей. Для их устранения необходимо учитывать: негоризонтальность приемных поверхностей приборов, оптическую неоднородность подстилающей поверхности, зависимость показаний приборов от температуры и давления воздуха, влияние отражения радиации от корпуса самолета или аэростата, изменение зонального и спектрального распределения потоков радиации, различие в температурном режиме приемников радиации и гальванометров, а также приводить результаты измерений к заданному моменту времени.

Наиболее полно методика самолетных измерений с помощью пиранометров разработана В. Г. Кастровым [20, 21, 58]. Чтобы исключить изменение потока суммарной радиации, обусловленное изменением высоты Солнца, измеренные коротковолновые потоки приводятся к заданному моменту времени по эмпирической формуле

$$F_{\odot}^{\downarrow} = \frac{F_{\kappa}^{\downarrow}}{S_0^* \sin h_{\odot}} = a - b\sqrt{m}, \qquad (7.15)$$

где $m = \operatorname{cosec} h_{\odot}$ — атмосферная масса в направлении на Солнце, $F_{\kappa}^{\downarrow}$ — нисходящий поток коротковолновой радиации, S_0^* — солнечная постоянная для данного дня, $h_{\odot}$ — высота

Солнца, a и b — эмпирические постоянные. Для определения a и b необходимо иметь данные измерений на одном уровне при различных значениях m. Число атмосферных масс для произвольной высоты H над землей определяется из соотношения

$$m_H = m_0 \frac{p_H}{p_0},$$

где m_0, p_0 — число атмосферных масс и давление воздуха на земле, p_H — давление воздуха на уровне H.

Предложенный метод приведения может быть использован только в случае безоблачного неба. Появление больших оптических неоднородностей атмосферы влечет за собой значительные погрешности в приведении данных.

Как показали самолетные измерения в умеренных и высоких широтах, поток суммарной радиации в тропосфере возрастает по мере подъема на 0,05 кал/см²·мин. на 1 км, причем с высотой этот градиент несколько уменьшается.

Н. П. Пятовская [46] провела многочисленные измерения потоков коротковолновой радиации в нижнем слое тропосферы над различными однородными поверхностями для всех сезонов года в случае безоблачного неба и при облачности не более 2 баллов. Измерения показали, что суммарная радиация почти всегда увеличивается с высотой, уменьшение наблюдалось тогда, когда Солнце закрывалось невидимыми на глаз перистыми облаками. Градиент суммарной радиации для слоев 0—1, 1—2, 2—3 км и для отдельных сезонов года по данным всех полетов приведен в табл. 7.23. Из таблицы видно, что градиент суммарной радиации уменьшается с высотой: в слое 0—1 км он составляет в среднем 0,076 кал/см²·мин. км, в слое 2—3 км — 0,034 кал/см²·мин. км. Весной и летом ΔQ значительно больше, чем осенью и зимой.

Таблица 7.23

Градиент нисходящего потока радиации по сезонам (кал/см²·мин. км) [46]

Сезон	Толщина слоя, км			
	0—1	1—2	2—3	0—3
Зима	0,045	0,046	0,021	0,037
Весна	0,115	0,050	0,015	0,060
Лето	0,120	0,078	0,070	0,089
Осень	0,052	0,036	0,028	0,039
Среднее	0,076	0,052	0,034	0,056

Первые самолетные и аэростатные актинометрические измерения позволили получить представление об изменении радиа-

ционных потоков только в нижней части тропосферы, до 5—8 км, более широкие возможности открываются при аэростатном зондировании. Подъем комплекса актинометрической аппаратуры [27—29] на автоматических аэростатах до высоты 25—30 км позволил получить комплексную информацию о профилях радиационных потоков и метеорологических элементов, а также выявить связь между ними и оценить влияние облачности на радиационные потоки.

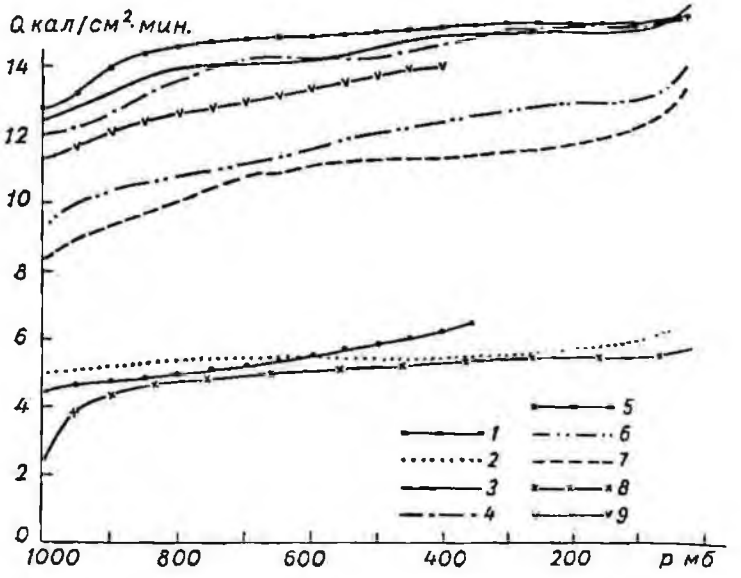


Рис. 7.6. Вертикальные профили суммарной радиации в случае ясного неба [28].

1) 7 июня 1961 г.; *2*) 14 ноября 1961 г.; *3*) 25 мая 1962 г.; *4*) 30 мая 1962 г.; *5*) 12 июня 1962 г.; *6*) 7 июля 1962 г.; *7*) 12 июля 1962 г.; *8*) 22 ноября 1962 г., *9*) 19 июля 1963 г.

Вертикальные профили суммарной радиации для безоблачных дней (рис. 7.6) можно разделить на три серии: три верхние кривые относятся к полетам, выполненным при высоком Солнце ($h_\odot = 52 \div 60°$), т. е. когда изменение высоты Солнца за время полета составляет 4—5°. Две кривые, расположенные ниже, это вертикальные профили Q, полученные в более ранние часы, чем предыдущие, когда $h_\odot$ изменялась в течение полета на 10°. Величина потока суммарной радиации здесь несколько меньше, а изменение ее за весь полет больше и составляет около 0,5 кал/см² мин. Третья серия кривых относится к низкому Солнцу, около 19,5° и 17°, в этих полетах высота Солнца за

время подъема аппаратуры менялась приблизительно на 1°. Наибольшее изменение суммарной радиации в нижнем слое зондирования обусловлено сильным замутнением нижних слоев атмосферы и ослаблением солнечной радиации дымкой.

На протяжении подъема аппаратуры суммарная радиация увеличивается. Однако градиент с высотой существенно меняется. Если в нижнем пятисотмиллибаровом слое для первой серии кривых он составляет около 0,25 кал/см² · мин, то для слоя 500—15 мб он уменьшается почти в два раза. Изменение градиента Q связано не только с ростом высоты подъема аппаратуры, но и с изменением высоты Солнца за время полета. Чем меньше изменение $h_\odot$ в течение всего полета, тем меньше меняется величина потока суммарной радиации. При изменении $h_\odot$ на 5° Q меняется приблизительно на 0,36 кал/см² · мин, а при $\Delta h_\odot = 10°$ — на 0,52 кал/см² · мин.

По данным Н. П. Пятовской [46], зависимость Q от $h_\odot$ на отдельных уровнях является нелинейной, и изменение суммарной радиации на различных уровнях при малых высотах Солнца ($h_\odot < 20°$) становится значительно меньше, чем при больших. Ослабление суммарной радиации в слое 0—3 км составляет в среднем 0,18 кал/см² · мин.

Сведения о суммарной радиации до высот около 30 км, полученные группой авторов [27—29], являются пока единственными и нет возможности провести сравнение с данными для других географических пунктов, можно только заметить, что величина потока суммарной радиации в 1,28 кал/см² · мин., полученная Е. М. Львовой [41] на высоте 14,9 км при $h_\odot = 48°$, соответствует данным одного из полетов, описанных в работе [28], в котором на высоте около 15 км при той же высоте Солнца величина потока суммарной радиации составляла 1,26 кал/см² · мин.

3.2. Влияние облачности на суммарную радиацию в свободной атмосфере

В случае переменной облачности (рис. 7.7, кривые *1*, *2*) трудно говорить о каких-либо закономерностях изменения потоков радиации с высотой. Ситуация упрощается, если наблюдается сплошная облачность (кривые *3*, *4*), как это было в 12-ом полете (кривая *3*), проведенном 6 июля 1963 г., когда наблюдались Ci, As и St в количестве 10 баллов с высотой нижней границы 1,9 км, верхней — 3,1 км, или в 17-ом полете (23 октября 1964 г.), когда также наблюдалась сплошная слоисто-кучевая облачность с высотой нижней границы 1 км, верхней — 1,9 км. Если в случае переменной облачности суммарная радиация испытывает множество скачкообразных изменений, то при

наличии сплошного облачного покрова Q резко меняется один или два раза в зависимости от количества облачных слоев. Резкие различия в величинах потока суммарной радиации в 12-ом и 17-ом полетах также обусловлены и различием высот Солнца. В 12-ом полете $h_\odot = 55{,}2 \div 60{,}5°$, а в 17-ом $h_\odot = 26—24°$.

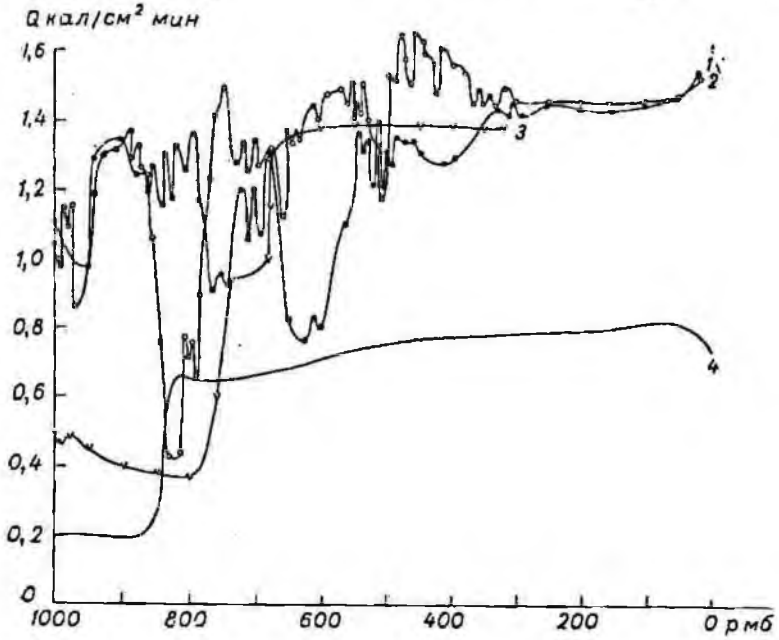


Рис. 7.7. Вертикальные профили суммарной радиации при наличии облачности.

1) 22 июня 1962 г.; *2*) 4 июля 1962 г; *3*) 6 июля 1963 г; *4*) 23 октября 1964 г

§ 4. РАДИАЦИОННОЕ НАГРЕВАНИЕ ТРОПОСФЕРЫ И СТРАТОСФЕРЫ

4.1. Поглощение коротковолновой радиации в свободной атмосфере

Располагая сведениями о радиационном балансе и его составляющих в тропосфере и стратосфере, можно оценить величины поглощенной радиации и радиационного нагревания.

Измеряя восходящие $F_к^\uparrow$ и нисходящие $F_к^\downarrow$ потоки коротковолновой радиации на различных уровнях в свободной атмосфере, можно оценить баланс коротковолновой радиации:

$$B_к(z) = F_к^\downarrow(z) - F_к^\uparrow(z). \qquad (7.16)$$

Поглощение радиации в слое z_1—z_2 будет равно разности балансов, измеренных на уровнях z_1 и z_2,

$$q = B_к(z_2) - B_к(z_1). \tag{7.17}$$

Радиационное изменение температуры (радиационное нагревание); обусловленное поглощением радиации, может быть определено из соотношения

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{q}{\Delta z}, \tag{7.18}$$

где c_p — теплоемкость при постоянном давлении, ρ — плотность воздуха.

Переходя от высот к соответствующим значениям давления, учитывая, что $\Delta p = -\rho g dz$ и выражая q в кал/см² · мин., можно вычислить радиационное изменение температуры воздуха в градусах за час по формуле

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{0{,}981 \cdot 60 \cdot q}{0{,}24(p_2 - p_1)} = 245 \frac{q}{\Delta p}. \tag{7.19}$$

Здесь p_1 и p_2 — давление в миллибарах на соответствующих высотах z_1 и z_2.

Эти формулы справедливы лишь в том случае, когда соблюдается условие горизонтальной оптической однородности атмосферы и подстилающей поверхности. В действительности это условие подчас не соблюдается.

В. Г. Кастровым [20] были произведены оценки погрешностей для случая отсутствия горизонтальной оптической однородности подстилающей поверхности и атмосферы. Если исследуемая подстилающая поверхность с высоким альбедо ($A = 0{,}82$) окружена поверхностью со значительно меньшим альбедо ($A = 0{,}27$), то влияние горизонтальной оптической неоднородности подстилающей поверхности следует принимать во внимание при обработке данных измерения на высотах выше 1 км. Если соотношение в величинах альбедо обратное, то влияние горизонтальной оптической неоднородности несущественно.

Как показали самолетные измерения [18], влияние оптической неоднородности несколько уменьшается, если измерения проводятся над пестрой подстилающей поверхностью с достаточно малыми размерами отдельных участков, 5—10 км.

Самолетные актинометрические измерения показали, что величина поглощенной коротковолновой радиации в нижней тропосфере существенно меняется от слоя к слою. Из данных табл. 7.24, полученных Н. П. Пятовской [46], видно, что поглощенная радиация значительно изменяется в течение года и уменьшается с высотой. В среднем за год для слоя 0—3 км величина q составляет 0,135 кал/см² · мин., по данным Н. И. Гойсы [17], она несколько меньше 0,125 кал/см² · мин.

Основные особенности вертикальных профилей величин поглощенной коротковолновой радиации определяются поглощением нисходящего потока радиации водяным паром, аэрозолем и облаками, а также изменениями потока отраженной коротковолновой радиации за счет неоднородностей подстилающей поверхности, и в особенности самой атмосферы.

Таблица 7.24

Поглощение солнечной радиации q по сезонам (кал/см² · мин.) [46]

Сезон	Толщина слоя, км			
	0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	0—3,0
Зима	0,041	0,028	0,019	0,088
Весна	0,105	0,040	0,014	0,159
Лето	0,105	0,072	0,044	0,221
Осень	0,028	0,022	0,019	0,069
Среднее	0,070	0,041	0,024	0,135

По данным аэростатного зондирования до высот 30 км [30], в случае безоблачного неба и при отсутствии сильных горизонтальных неоднородностей величина поглощенной коротковолновой радиации возрастает по мере увеличения толщины слоя зондирования. С увеличением слоя зондирования градиент поглощенной коротковолновой радиации становится меньше, наибольшего значения он достигает в нижнем слое 200 мб (табл. 7.25).

Вертикальный профиль поглощенной радиации, рассчитанный для 50-миллибаровых слоев, значительно сложнее. Наибольшие величины поглощенной радиации наблюдаются в нижнем слое 50 мб, иногда они могут сменяться минимальными значениями в соседнем слое 50 мб (рис. 7.8). Это можно объяснить в какой-то мере тем, что представленные детальные вертикальные профили притока тепла и величины q относятся к слоям, в которых поглощающая масса убывает с ростом высоты; кроме того, в данном случае существенно влияние горизонтальной оптической неоднородности.

Несмотря на значительные различия между отдельными профилями, видно, что наиболее сильно поглощает коротковолновую радиацию слой 1000—800 мб.

Значительные неоднородности подстилающей поверхности, существенно искажающие вертикальный профиль коротковолнового баланса, могут привести к появлению отрицательной величины q_{50}. Это, конечно, лишено физического смысла и лишний раз подтверждает необходимость создания более совершенной

Таблица 7.25

Поглощенная коротковолновая радиация в слоях p_{1000}—p_z [30]

p мб	№ полета						
	1	2	3	4	9	10	11
1000—950	—0,009	0,085	0,051	0,103	0,089	0,060	0,235
1000—900	—0,003	0,116	0,093	0,152	0,128	0,100	0,259
1000—850	0,025	0,142	0,128	0,207	0,158	0,129	0,277
1000—800	0,054	0,166	0,140	0,239	0,170	0,156	0,289
1000—750	0,067	0,180	0,143	0,269	0,183	0,189	0,294
1000—700	0,073	0,185	0,149	0,283	0,201	0,225	0,303
1000—650	0,081	0,185	0,160	0,287	0,213	0,229	0,310
1000—600	0,088	0,177	0,179	0,288	0,235	0,246	0,314
1000—550	0,098	0,159	0,201	0,290	0,261	0,247	0,320
1000—500	0,109	0,141	0,228	0,300	0,277	0,254	0,328
1000—450	0,116	0,125	0,249	0,315	0,289	0,257	0,333
1000—400	0,120	0,115	0,266	0,326	0,302	0,260	0,338
1000—350	0,126	0,102	0,278	0,349	0,321	0,269	0,345
1000—300	—	0,083	0,288	0,377	0,337	0,277	0,350
1000—250	—	0,077	0,293	0,382	0,354	0,284	0,355
1000—200	—	0,076	0,291	0,385	0,362	0,299	0,355
1000—150	—	0,077	0,285	0,378	0,362	0,315	0,365
1000—100	—	0,102	0,278	0,369	0,362	0,329	0,354
1000—50	—	0,136	0,303	0,340	0,379	0,356	0,363
1000—15	—	0,148	0,350	0,286	0,413	0,395	0,376

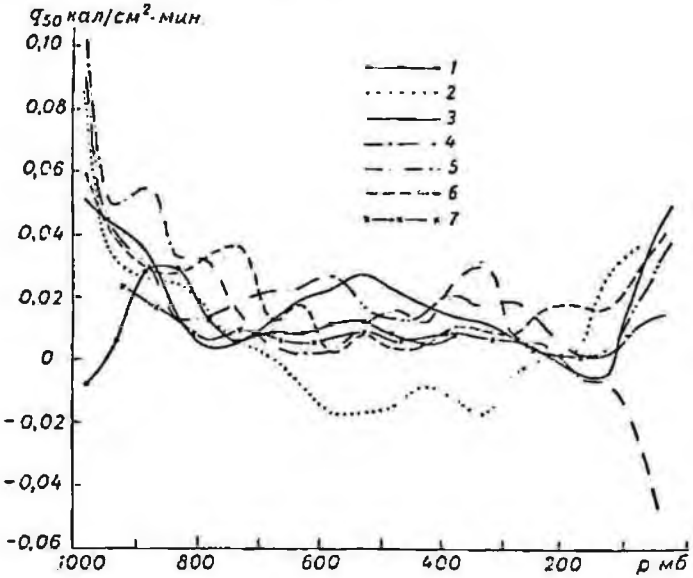


Рис. 7.8. Вертикальные профили поглощенной радиации [31].

Усл. обозначения см. на рис. 7.6.

методики измерений и расчета (за время подъема аэростат может уйти на значительное расстояние от места старта, а это означает, что оптические свойства подстилающей поверхности и атмосферы могут существенно измениться).

Расчеты поглощения коротковолновой радиации водяным паром по формулам Ф. Меллера [73] и В. Г. Кастрова [19], выполненные рядом авторов, показали, что наблюдаемые величины в основном значительно превосходят рассчитанные. Превышение измеренного поглощения над поглощением за счет водяного пара может быть обусловлено наличием пыли в атмосфере, как было показано В. Г. Кастровым [20, 22, 58] и другими авторами [17, 46, 57]. Эти исследования показали, что роль пыли в общем поглощении в среднем такая же, как и водяного пара. При значительном запылении атмосферы поглощение пылью может быть в несколько раз больше, чем поглощение коротковолновой радиации за счет водяного пара.

Иногда величины избыточного поглощения претерпевают довольно большие изменения, например, около Минска в 1951—1953 гг. имели место очень большие коэффициенты поглощения в нижнем километровом слое (15% на 1 км), а в 1955 г. избыточного поглощения не было обнаружено [23, 51]. Избыточное поглощение не отмечалось и при измерениях, проведенных С. Фритцем [67] и А. С. Березиной [6].

По данным Н. П. Пятовской [46], поглощение за счет водяного пара ΔH_2O убывает с высотой, оно максимально летом и минимально зимой. В среднем за год для слоя 0—3 км ΔH_2O составляет 0,042 кал/см^2 · мин.

Расчеты, выполненные в работе [30], показали значительное превышение измеренной поглощенной радиации над рассчитанной. Измеренное поглощение коротковолновой радиации больше ΔH_2O в 1,8—5,6 раза, причем наибольшее избыточное поглощение имеет место в нижних слоях атмосферы, протяженностью 50—200 мб (табл. 7.26). Дальнейшее увеличение толщины слоя отношение $q/\Delta H_2O$ меняет очень незначительно.

Для 50-миллибаровых слоев величина превышения наблюденных величин поглощенной коротковолновой радиации над радиацией, поглощенной водяным паром, значительно изменяется от слоя к слою и даже меняет знак. Это связано с горизонтальной оптической неоднородностью атмосферы и особенностями вертикального распределения влажности, с одной стороны, и с недостатками методики определения измеренной радиации, с другой стороны.

Величины $q/\Delta H_2O$, полученные Н. П. Пятовской [46] для нижней тропосферы, уменьшаются с высотой и незначительно изменяются в зависимости от сезона, в среднем за год это отношение равно 3,2.

Таблица 7.26

Превышение наблюденных величин поглощения коротковолновой радиации над величинами поглощения за счет водяного пара в слоях с толщиной $p_{1000}-p_z$ и 50 мб [31]

Δp мб	№ полета				Δp мб	№ полета			
	3	4	9	10		3	4	9	10
	$\left(\frac{q}{\Delta H_2O}\right)_{p_{1000}-p_z}$					$\left(\frac{q}{\Delta H_2O}\right)_{50}$			
1000—950	3,5	5,4	5,6	4,6	1000—950	3,5	5,4	5,6	4,6
1000—900	3,8	4,3	4,0	3,9	950—900	4,2	3,0	2,5	3,2
1000—850	3,6	4,2	3,3	3,4	900—850	3,1	3,9	1,8	2,4
1000—800	2,8	3,7	2,8	3,1	850—800	0,9	2,1	0,9	2,2
1000—750	2,3	3,4	2,7	3,0	800—750	0,2	2,0	1,7	2,5
1000—700	2,0	3,0	2,7	2,9	750—700	0,5	0,8	2,5	2,6
1000—650	1,8	2,6	2,6	2,6	700—650	0,9	0,2	1,8	0,3
1000—600	1,8	2,3	2,7	2,5	650—600	1,7	0,08	3,8	2,1
1000—550	1,9	2,1	2,8	2,4	600—550	2,2	0,2	3,9	0,2
1000—500	2,0	2,0	2,7	2,3	550—500	3,3	1,0	1,8	1,0
1000—450	2,0	2,0	2,6	2,2	500—450	3,0	1,7	1,2	0,4
1000—400	2,1	2,0	2,5	2,1	450—400	5,7	1,6	2,2	0,6
1000—350	3,2	2,1	2,6	2,1	400—350	10,0	5,2	6,3	2,2
1000—300	2,3	2,2	2,7	2,1	350—300	12,5	9,6	8,0	2,0
1000—250	2,3	2,2	2,8	2,1	300—250	0,0	3,1	24,3	1,9
1000—200	2,3	2,2	2,9	2,2	250—200	—2,8	—3,8	6,2	6,2
1000—150	2,2	2,2	2,8	2,2	200—150	—6,7	—10,0	0,0	3,2
1000—100	2,1	2,1	2,8	2,3	150—100	—3,9	—22,5	0,0	14,0
1000—50	2,3	1,9	2,8	2,4	100—50	2,3	—12,1	4,2	5,4
1000—15	2,4	1,5	2,8	2,4	50—15	5,0	—3,4	2,6	2,6

4.2. Радиационное нагревание тропосферы и стратосферы

Поглощение коротковолновой радиации в атмосфере приводит к нагреванию тропосферы и стратосферы. Скорость радиационного нагревания может быть оценена из соотношения (7.20). По данным самолетных измерений величины радиационных изменений температуры, обусловленные поглощением коротковолновой радиации, колеблются в широких пределах, от сотых долей до 0,3 град/час. В. Г. Кастров [22] по данным наблюдений за три года получил для различных слоев атмосферы следующие величины:

$$z_{ср} < 1 \text{ км} \qquad \frac{dT}{dt} = 0{,}08 \pm 0{,}01 \text{ град час},$$

$$1 \text{ км} \leqslant z_{ср} \leqslant 3 \text{ км} \qquad \frac{dT}{dt} = 0{,}09 \pm 0{,}01 \text{ град/час},$$

$$3 \text{ км} \leqslant z_{ср} \leqslant 5 \text{ км} \qquad \frac{dT}{dt} = 0{,}06 \pm 0{,}01 \text{ град/час}.$$

Скорость радиационного нагревания меняется не только с высотой, но и в течение года. Расчеты Н. П. Пятовской показали,

что в среднем за год для слоя 0—3 км радиационное нагревание составляет 0,10 град/час; близкую к этой цифру дает Н. И. Гойса [17]. По самолетным измерениям в Антарктиде В. И. Шляхов [60] получил величины радиационного нагревания воздуха того же порядка (0,1 град/час). В. Ф. Белов [5] для прибрежных районов Антарктиды и Антарктического склона скорость радиационного нагревания для слоя 0,2—2 км получил равной 0,6 град/сутки, а для слоя 3,2—4,0 км — 0,4 град/сутки; для моря, покрытого льдом, в слое 0,2—2 км $\frac{dT}{dt}$ = 0,5 град/сутки, в слое 2—4 км $\frac{dT}{dt}$ = 0,25 град/сутки.

Величины радиационного нагревания, полученные группой авторов [24] для слоя атмосферы 0,5—5 км в области спектра 0,3—2,5 мкм, колеблются в пределах 0,09—0,23 град/час и в среднем для всех полетов составляют 0,13 град/час. Эти данные хорошо согласуются с данными У. Т. Роча [75]. В области спектра 0,6—2,5 мкм радиационное нагревание равно 0,16 град/час.

Величины радиационного нагревания, полученные по данным высотных актинометрических зондирований (табл. 7.27), по мере увеличения слоя зондирования убывают, лишь в случае сильной запыленности нижнего слоя зондирования имеет место увеличение нагревания, а выше оно становится практически постоянным. Особенно сильно $\frac{dT}{dt}$ изменяется от полета к полету в нижней тропосфере.

Вертикальные профили радиационных изменений температуры, рассчитанные для слоев 50 мб (рис. 7.9), сильно изменяются при переходе от слоя к слою. Причины такой изменчивости обсуждались выше.

Результаты теоретических расчетов радиационного нагревания тропосферы за счет поглощения солнечной радиации, выполненных Д. Лондоном [71], дают величину 0,004—0,025 град/час для безоблачного неба и 0,004—0,033 град/час для облачного неба. При этом имеет место максимум радиационного нагревания, расположенный в диапазоне высот примерно от 2 до 4 км. Выше 5 км величины радиационного нагревания убывают. Как показано выше, по экспериментальным данным такой максимум не обнаруживается.

Радиационные изменения температуры, обусловленные поглощением радиации водяным паром, существенно меньше наблюдаемых величин. Об этом можно судить по данным табл. 7.28. Отношение $\left(\frac{dT}{dt}\right)_{q_{50}} / \left(\frac{dT}{dt}\right)_{H_2O_{50}}$ меняется в более широких пределах, чем $\left(\frac{dT}{dt}\right)_q / \left(\frac{dT}{dt}\right)_{H_2O}$ и даже меняет знак. Это

Таблица 7.27

Радиационные изменения температуры (град/час) за счет поглощения коротковолновой радиации в слоях p_{1000} — p_z [30]

p мб	№ полета						
	1	2	3	4	9	10	11
1000—950	—0,033	0,298	0,201	0,436	0,404	0,294	0,323
1000—900	— 0,006	0,237	0,203	0,343	0,301	0,245	0,529
1000—850	0,037	0,204	0,194	0,321	0,250	0,211	0,399
1000—800	0,061	0,185	0,162	0,282	0,204	0,191	0,321
1000—750	0,062	0,163	0,134	0,255	0,176	0,185	0,267
1000—700	0,056	0,142	0,117	0,225	0,162	0,184	0,232
1000—650	0,054	0,122	0,108	0,196	0,147	0,160	0,205
1000—600	0,052	0,103	0,106	0,173	0,142	0,151	0,183
1000—550	0,051	0,083	0,106	0,155	0,141	0,134	0,167
1000—500	0,052	0,066	0,109	0,144	0,135	0,124	0,154
1000—450	0,050	0,054	0,108	0,138	0,128	0,114	0,143
1000—400	0,048	0,045	0,106	0,131	0,122	0,106	0,134
1000—350	0,046	0,037	0,103	0,130	0,120	0,101	0,126
1000—300	—	0,028	0,099	0,130	0,117	0,097	0,119
1000—250	—	0,024	0,094	0,123	0,115	0,093	0,113
1000—200	—	0,023	0,088	0,117	0,110	0,092	0,106
1000—150	—	0,022	0,081	0,108	0,104	0,091	0,100
1000—100	—	0,027	0,075	0,100	0,098	0,090	0,094
1000—50	—	0,034	0,077	0,087	0,097	0,092	0,092
1000—15	—	0,037	0,086	0,071	0,103	0,098	0,091

Таблица 7.28

Превышение наблюдаемого радиационного нагревания над радиационным нагреванием за счет поглощения коротковолновой радиации водяным паром в слоях p_{1000}—p_z и 50 мб толщины [31]

Δp мб	№ полета				Δp мб	№ полета			
	3	4	9	10		3	4	9	10
	$\left(\frac{dT}{dt}\right)_q / \left(\frac{dT}{dt}\right)_{H_2O}$					$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{q_{50}} / \left(\frac{dT}{dt}\right)_{H_2O_{50}}$			
1000—950	3,3	4,4	4,7	3,8	1000—950	3,3	4,4	4,7	3,8
1000—900	3,6	3,5	3,4	3,2	950—900	3,8	2,3	2,1	2,6
1000—850	2,8	3,6	2,7	2,8	900—850	2,8	2,9	1,5	2,0
1000—800	2,4	3,2	3,2	2,5	850—800	0,8	1,8	0,8	1,9
1000—750	2,2	2,7	2,9	2,4	800—750	0,2	1,6	1,6	2,2
1000—700	1,8	2,4	2,7	2,4	750—700	0,5	0,7	2,4	2,4
1000—650	1,8	2,3	2,5	2,4	700—650	0,9	0,2	1,7	0,3
1000—600	1,9	2,3	2,5	2,9	650—600	1,7	0,07	3,6	2,1
1000—550	2,0	2,1	2,3	2,3	600—550	2,3	0,2	3,8	0,2
1000—500	2,1	2,0	2,0	2,2	550—500	3,1	0,9	1,7	1,0
1000—450	2,8	2,1	2,1	2,2	500—450	3,8	1,7	1,3	0,5
1000—400	2,9	2,2	2,4	2,1	450—400	6,6	1,7	2,2	0,6
1000—350	3,0	2,4	2,6	2,1	400—350	7,2	5,0	7,5	2,2
1000—300	3,0	2,6	2,7	2,0	350—300	11,2	10,4	13,8	2,4
1000—250	2,9	2,5	2,7	2,1	300—250	14,0	3,7	28,6	3,1
1000—200	2,7	2,5	2,5	2,1	250—200	—4,8	4,6	12,0	9,2
1000—150	2,4	2,3	2,4	2,0	200—150	—7,6	—26,5	0,0	8,9
1000—100	2,1	2,1	2,2	2,1	150—100	—5,3	—72,3	0,0	8,7
1000—50	1,8	1,6	2,1	1,8	100—50	8,5	—16,3	13,6	9,8
1000—15	0,7	0,3	0,7	0,8	50—15	3,7	—2,5	2,4	3,0

объясняется тем, что в высоких слоях атмосферы поглощение радиации за счет водяного пара очень мало, а по данным измерений оно получается довольно значительным. Радиационное нагревание за счет водяного пара может составлять здесь всего тысячные доли градуса в час.

В расчетах, выполненных В. Г. Кастровым [20], при осреднении данных за три года получилось, что $\left(\frac{dT}{dt}\right)_q \Big/ \left(\frac{dT}{dt}\right)_{H_2O} = 2{,}1$, в некоторых случаях это отношение достигало 6.

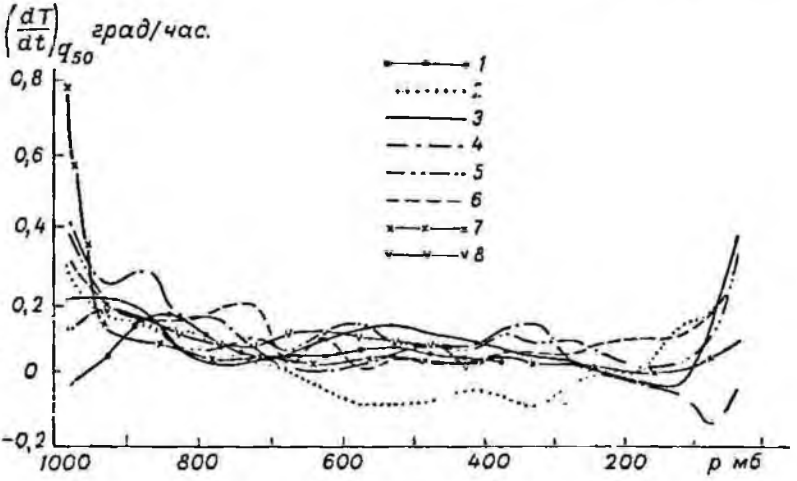


Рис. 7.9. Вертикальные профили радиационных изменений температуры [30].
Усл. обозначения см. на рис. 7.6.

Н. П. Пятовская [46] для нижнего километрового слоя получила величину этого отношения, равную в среднем за год 4,7, для слоя 0—3 км — равную 3,2. Причем отношение $\left(\frac{dT}{dt}\right)_q \Big/ \left(\frac{dT}{dt}\right)_{H_2O}$ уменьшается с высотой от слоя к слою в течение всех сезонов года. Это свидетельствует о том, что в радиационное нагревание атмосферы существенный вклад вносят аэрозоли.

4.3. Влияние облачности на лучистый приток тепла

Облачность наиболее сильно искажает вертикальное распределение радиационных потоков.

Актинометрические измерения, выполненные на самолетах, позволяют непосредственно определить величины пропускания,

поглощения и отражения солнечной радиации облаками. К сожалению, в настоящее время нет достаточного количества экспериментального материала, который позволил бы внести полную ясность в исследуемый вопрос.

Довольно полные измерения пропускания и поглощения коротковолновой радиации слоистыми облаками были выполнены М. Нейбюргером [74] в 1948 г. и Н. И. Чельцовым [59] в 1952 г. Измеряя восходящие и нисходящие потоки коротковолновой радиации, М. Нейбюргер нашел, что для облаков типа St мощностью около 450 м величина поглощенной радиации изменяется от 5 до 9%.

Измерения Н. И. Чельцова, выполненные для различных форм слоистых облаков весной и осенью, показали, что величина пропускания солнечной радиации тесно связана с величиной альбедо облаков и зависит от мощности и формы облаков, для Ac мощностью 200 м она составляет 43%, для Sc такой же мощности — 59%. С увеличением толщины слоя Sc до 500 м величина пропускания уменьшается до 24%. Средняя величина поглощения, по данным 26 полетов, проведенных Н. И. Чельцовым в Архангельске, составляет 3,5%, а по данным 16 полетов в Москве — 7,2%.

Такое различие в величинах обусловлено увеличением мощности облаков над Москвой. Средние скорости радиационного нагревания, соответствующие полученным величинам поглощения, составляют для Архангельска 0,23 град/час, а для Москвы 0,31 град/час.

Самолетные измерения суммарной радиации, выполненные А. Л. Тимеревым [55] в Арктике, позволили оценить ослабление суммарной радиации облаками из соотношения

$$P_{об} = \frac{Q_1 - Q_2}{Q_1} \cdot 100,$$

где $P_{об}$ — общее ослабление радиации в процентах, Q_1 и Q_2 — суммарная радиация у верхней и нижней границ облачности в кал/см^2 · мин. соответственно.

Величина ослабления суммарной радиации уменьшается с ростом высоты Солнца и составляет в среднем для Ci, Cs 13%; As — 38%; Ac — 37%; St, Sc — 59%, As—Ns и Ac — 60%.

По данным измерений А. П. Коптева [36], проведенным в Арктике, десятибалльная слоистая облачность (Sc и St) при мощности облаков 200—500 м поглощает 2—8% радиации, а при увеличении жидкой фазы в облаках в условиях, предшествующих выпадению осадков, и при мощности облаков 300—800 м поглощение радиации возрастает до 27%.

В результате трех самолетных полетов, проведенных С. Фритцем и Т. Макдональдом [68] над сложными системами

фронтальной облачности с верхней границей на уровне 7—8 км, была получена величина поглощения радиации около 20%.

В одном из полетов, проведенном В. Л. Гаевским [12] летом 1952 г., было получено, что облако Cu cong с нижней границей на высоте 1,3 км, а верхней около 2,7 км поглощает до 21% коротковолновой радиации.

Приблизительно такого же порядка величину приводит Г. Робинсон [76]. В результате самолетных измерений он получил среднюю величину поглощенной радиации, равную 22%.

Расчеты, выполненные в работе [63], показали, что над вершинами облаков поглощение коротковолновой радиации больше, чем на тех же высотах при безоблачном небе, что, по всей вероятности, связано с увеличением влажности в первом случае. Под нижней границей облаков поглощение уменьшается, внутри облака оно намного больше, чем на том же самом уровне в безоблачных условиях.

Произведя оценки скорости радиационного нагревания для облачного неба в условиях Антарктиды, В. Ф. Белов [5] отметил, что величина радиационного нагревания выше облаков остается приблизительно такого же порядка, как и при отсутствии облаков, в то время как ниже облаков радиационное нагревание уменьшается в 1,5—2 раза по сравнению с безоблачным небом.

Сильные изменения потоков радиации при прохождении через облако вызывают значительные изменения радиационного нагревания, которое может изменяться от 0,086 до 0,339 град/час на верхней границе облачности, причем точные величины поглощенной радиации и радиационного нагревания могут быть получены только при одновременных измерениях на верхней и нижней границах облаков.

Имеющиеся сведения о поглощении коротковолновой радиации и радиационном нагревании в случае облачного неба говорят о значительной изменчивости этих величин.

Они зависят в сильной степени от мощности, формы, водности и высоты облаков, точные значения которых известны далеко не всегда.

§ 5. ПРИХОД СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ НА НАКЛОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Потоки суммарной радиации на наклонные поверхности определяются теми же факторами, что и потоки на горизонтальную поверхность, и, кроме того, углом наклона и азимутом поверхности относительно азимута Солнца. Потоки суммарной радиации на наклонные поверхности зависят также от альбедо подстилающей поверхности и окружающих предметов. Вычислять потоки суммарной радиации на наклонные поверхности довольно сложно.

Для определения потоков суммарной радиации на различно ориентированные наклонные поверхности следует пользоваться данными для горизонтальной поверхности и относительными величинами потоков для наклонных поверхностей. Относительные величины для наклонных поверхностей определяются как отношение потока суммарной радиации на данную наклонную поверхность $Q_{ск}$ к потоку суммарной радиации на горизонтальную поверхность Q при одинаковых условиях. Если относительные величины обозначить буквой $k_{ск}$ ($k_{ск}=Q_{ск}/Q$), то поток $Q_{ск}$ определяется простым соотношением

$$Q_{ск}=k_{ск}Q. \tag{7.20}$$

Относительные величины потоков зависят главным образом от высоты Солнца и ориентации поверхности и в значительно меньшей степени от альбедо подстилающей поверхности и прозрачности атмосферы. Поэтому измерения, выполненные в одном пункте, могут быть использованы для любого другого пункта, если альбедо подстилающей поверхности изменяется не слишком сильно. При наличии снежного покрова относительные величины потоков заметно отличаются от величин, полученных для летних условий [33]. Относительные величины потоков суммарной радиации для различно ориентированных поверхностей при безоблачной атмосфере представлены графически на рис. 7.10—7.12 [32]. Кривые построены по измерениям на широте $\varphi=45°$ с. ш. при различных высотах Солнца для летнего периода. Углы наклона поверхностей α относительно горизонтальной плоскости отмечены на кривых. Азимуты поверхностей даны относительно азимута Солнца. Во всех случаях, за исключением склонов, обращенных к югу, приход суммарной радиации к склонам меньше, чем на горизонтальную поверхность.

При наличии снежного покрова, когда альбедо поверхности составляет 60—70%, относительные величины потоков суммарной радиации увеличиваются, особенно для крутых склонов [33].

Из данных табл. 7.29 [44] видно, что при $h_{\odot}>30°$ южные и восточные (западные) склоны, расположенные на $\varphi=60°$ с. ш., получают суммарной радиации больше, чем горизонтальная поверхность, при высотах Солнца $h_{\odot}<30°$ больше, чем горизонтальная поверхность, суммарной радиации получают только восточные и западные склоны.

Приближенный расчет потоков суммарной радиации на наклонные поверхности при безоблачной атмосфере может быть выполнен по отдельным составляющим. При этом поток прямой солнечной радиации рассчитывается точно по формуле

$$S_{ск}=S(\cos\alpha\sin h_{\odot}+\sin\alpha\cos h_{\odot}\cos\psi_{ск}), \tag{7.21}$$

где S — поток прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность, α — угол наклона поверхности, $\psi_{ск}$ — азимут поверхности по отношению к азимуту Солнца.

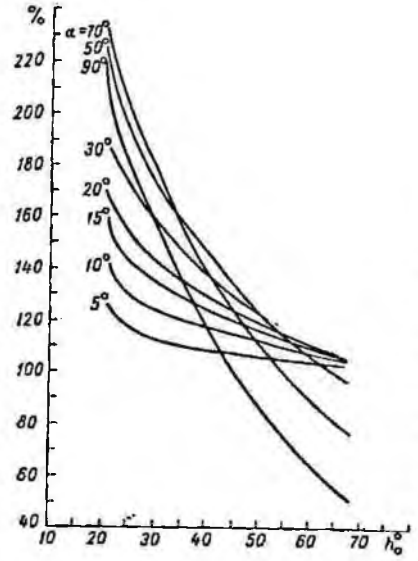


Рис. 7.10. Зависимость величины относительного потока суммарной радиации $\frac{(S+D+r)_c\,\%}{S+D}$ от высоты Солнца для склонов с азимутом 180° относительно азимута Солнца при безоблачном небе [32].

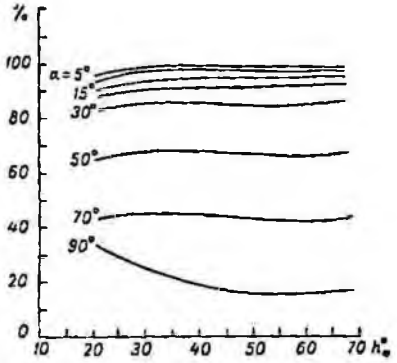


Рис. 7.11. Зависимость величины относительного потока суммарной радиации $\frac{(S+D+r)_c\,\%}{S+D}$ от высоты Солнца для склонов с азимутом 90° и 270° [32].

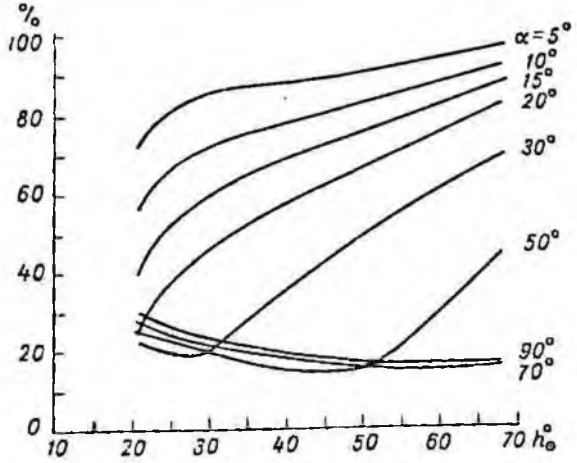


Рис. 7.12. Зависимость величины относительного потока суммарной радиации $\frac{(S+D+r)_c\,\%}{S+D}$ от высоты Солнца для склонов с азимутом 180° относительно азимута Солнца при безоблачном небе [32].

Таблица 7.29

Относительные величины потоков суммарной радиации $Q_{ск}/Q$ на различно ориентированные поверхности при безоблачном небе [44]

$h_\odot^\circ$	a°	Склоны			$h_\odot^\circ$	a°	Склоны		
		южные	восточные и западные	северные			южные	восточные и западные	северные
50	10	1,13	1,03	0,87	30	10	1,05	1,23	0,94
	20	1,20	1,03	0,73		20	1,05	1,47	0,85
	30	1,26	1,04	0,57		30	1,05	1,62	0,77
	40	1,27	1,04	0,39		40	1,04	1,76	0,67
	60	1,22	0,80	0,18		60	0,90	1,85	0,40
	90	0,97	0,50	0,19		90	0,62	1,71	0,27
40	10	1,08	1,15	0,89	20	10	0,98	1,28	1,01
	20	1,13	1,26	0,76		20	0,95	1,63	0,99
	30	1,16	1,34	0,63		30	0,90	1,92	0,97
	40	1,17	1,41	0,48		40	0,85	2,07	0,91
	60	1,07	1,39	0,23		60	0,67	2,30	0,75
	90	0,79	1,15	0,21		90	0,45	2,21	0,48

Поток рассеянной радиации на наклонную поверхность приближенно можно оценить для случая изотропной рассеянной радиации

$$D_{ск} = D\cos^2\frac{z}{2}. \qquad (7.22)$$

Поток отраженной радиации на наклонную поверхность для изотропного отражения рассчитывается по аналогичной формуле

$$R_{ск} = R\sin^2\frac{z}{2}, \qquad (7.23)$$

где R — поток отраженной радиации на горизонтальную поверхность.

В действительности рассеянная и отраженная радиация существенно неизотропна. При небольших высотах Солнца, когда доля рассеянной радиации велика, необходимо учитывать неизотропность рассеянной радиации. При больших высотах Солнца потоки суммарной радиации на склоны можно рассчитывать в предположении изотропности рассеянной радиации.

Дневной ход потоков суммарной радиации зависит главным образом от ориентации наклонных поверхностей, что обусловлено в первую очередь изменением угла падения прямых солнечных лучей. Дневной ход суммарной радиации существенно различен для поверхностей разной ориентации [35]. Максимум

суммарной радиации на южных склонах наблюдается в истинный полдень. Для западных и восточных склонов максимум сдвигается относительно полудня, причем величина сдвига зависит от угла наклона склона. По наблюдениям на 45° с. ш. получена следующая зависимость сдвига максимума по времени Δt от угла наклона поверхности α:

α град.	5	10	15	20	30	50	70	90
Δt час. мин.	0 30	1 00	1 15	1 30	2 00	3 00	3 30	4 00

Для вертикальной поверхности, ориентированной на север, наблюдаются три максимума прихода суммарной радиации: слабо выраженный полуденный, утренний и вечерний. Два последние вызваны появлением прямой солнечной радиации и выражены отчетливо.

Дневные суммы суммарной радиации для различно ориентированных наклонных поверхностей зависят главным образом от ориентации этих поверхностей, что хорошо видно из данных табл. 7.30 [35]. Величины $\Sigma Q_{ск}/\Sigma Q$ для северных склонов меньше единицы и убывают с увеличением угла наклона склона α. Южные склоны крутизной до 30° получают суммарной радиации почти столько же, сколько горизонтальная поверхность ($\Sigma Q_{ск}/\Sigma Q$ близко к единице). Приход суммарной радиации на крутые южные склоны заметно уменьшается по сравнению с приходом на горизонтальную поверхность. Восточные и западные склоны получают всегда несколько меньше суммарной радиации, чем горизонтальная поверхность.

При сплошной облачности (см. табл. 7.40) различия между величинами $\Sigma Q_{ск}/\Sigma Q$ для разных дней невелики. С увеличением угла наклона поверхности относительные суммы уменьшаются [34]. В табл. 7.31 и 7.32 приведены данные, уточненные по сравнению с данными [34].

Приближенный расчет дневных сумм суммарной радиации для различно ориентированных поверхностей может быть выполнен по формуле

$$\Sigma Q_{ск} = \Sigma S_{ск} + \cos^2 \frac{\alpha}{2} \Sigma D + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \Sigma R, \qquad (7.24)$$

предложенной Б. А. Айзенштатом [2].

Средние месячные дневные суммы суммарной радиации на наклонные поверхности, рассчитанные по формуле, аналогичной (7.24), приведены в табл. 7.33 [78]. Суммы вычислены для поверхностей, ориентированных на юг на широте $\varphi=35°$ с. ш.

Дневные суммы суммарной радиации на наклонные поверхности, ориентированные на юг, рассчитанные для безоблачной атмосферы и для $\varphi=30°$ с. ш., представлены в работе [66]. Для вертикальных поверхностей рассмотрены ориентации по всем

Таблица 7.30

Относительные дневные суммы суммарной радиации $\Sigma Q_{ск}/\Sigma Q$ по наблюдениям при безоблачном небе ($\varphi=45°$ с. ш., Карадаг, 1956 г.) [35]

$a°$	Юг			Восток (запад)			Север		
	19 VI	15 VII	6 VIII	19 VI	15 VII	6 VIII	19 VI	15 VII	6 VIII
5	1,02	1,02	1,05	1,00	1,00	1,01	0,98	0,98	0,97
10	1,03	1,03	1,05	0,99	0,98	1,00	0,95	0,95	0,92
15	1,03	1,04	1,06	0,97	0,96	0,97	0,92	0,91	0,86
20	1,02	1,02	1,07	0,95	0,94	0,94	0,88	0,86	0,82
30	0,98	1,02	1,06	0,90	0,90	0,88	0,79	0,78	0,71
50	0,85	0,91	0,98	0,78	0,78	0,79	0,57	0,55	0,44
70	0,65	0,72	0,80	0,66	0,66	0,67	0,31	0,30	0,24
90	0,42	0,47	0,55	0,52	0,54	0,55	0,24	0,24	0,22

Таблица 7.31

Дневные суммы (кал/см² · день) и относительные величины дневных сумм суммарной радиации при безоблачном небе и наличии снежного покрова. $\varphi=60°$ с. ш. [34]

Ориентация склона	$a°$	11 XII, $A=0,97$		22 III, $A=0,75$		26 III, $A=0,70$		4 IV, $A=0,80$	
		$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$	$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$	$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$	$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$
С	15			212	0,67	260	0,67	313	0,92
	30			41	0,13	100	0,26	149	0,44
	45	78,7	0,72	67	0,21	102	0,27	126	0,37
	60	59	0,55	100	0,32	116	0,30	131	0,41
	75	22	0,20						
	90			132	0,42	133	0,35	169	0,50
В	15			369	1,17	382	0,99	404	1,19
	30			288	0,91	348	0,90	350	1,03
	45	44	0,40	408	1,29	380	0,99	476	1,40
	60	62	0,57	401	1,26	415	1,08	374	1,09
	75	63	0,58						
	90			358	1,13	329	0,94	357	1,05
Ю	15			489	1,54	490	1,27	538	1,58
	30							556	1,63
	45	201	1,86	612	1,93	611	1,59	543	1,59
	60	218	2,02	715	2,96	704	1,83	726	2,14
	75	257	2,37						
	90							550	1,62
З	60	127	1,17	361	1,14	358	0,93	481	1,41
	90			424	1,34	429	1,12	545	1,60

Таблица 7.32

Дневные суммы (кал/см² · мин.) и относительные величины дневных сумм суммарной радиации при сплошной облачности и снежном покрове [34]

Ориентация склона	α°	28 XI, 10/10 St, $A = 0{,}80$		12 XII, 10/10 St, $A = 0{,}80$		18 XII, 10/10 St, $A = 0{,}90$		15 III, 10/10 St, $A = 0{,}75$	
		$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$	$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$	$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$	$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$
С	45	16	0,84	17	0,85	16	0,84	67	0,84
	60	12	0,64	13	0,65	12	0,63	52	0,65
	75	13	0,66	13	0,65	12	0,63	66	0,83
В	45	21	1,10	22	1,10	20	1,10	83	1,04
	60	17	0,88	17	0,85	16	0,84	70	0,88
	75	16	0,84	17	0,85	15	0,80	68	0,85
Ю	45	19	1,00	20	1,00	19	1,00	80	1,00
	60	19	1,00	19	0,95	18	0,90	79	0,99
	75	15	0,80	16	0,80	15	0,80	64	0,80
З	60	16	0,84	16	0,80	15	0,80	65	0,81

Таблица 7.33

Дневные суммы суммарной радиации (кал/см² · день) на наклонные поверхности, ориентированные на юг, φ=35° с. ш. [78]

α°	I	II	III	IV	V	VI	VII
45	376	287	376	388	385	346	367
35	359	284	379	404	411	370	391
25	337	280	375	417	428	391	414
15	303	267	366	418	441	404	428
0	240	234	341	409	447	414	436

α°	VIII	IX	X	XI	XII	$\Sigma Q_{ск}$	$\frac{\Sigma Q_{ск}}{\Sigma Q}$
45	397	331	315	316	338	4221	1,057
35	408	341	315	308	322	4292	1,074
25	433	345	308	295	299	4322	1,082
15	441	343	299	273	271	4254	1,065
0	438	329	267	227	212	3993	1,000

сторонам света. Кроме того, выполнены расчеты и для поверхности, перпендикулярной к прямой солнечной радиации.

Ошибки в расчете дневных сумм суммарной радиации за счет использования изотропного приближения для рассеянной и отраженной радиации в значительной степени меньше, чем при расчете потоков суммарной радиации на наклонные поверхности.

§ 6. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Расширение сети актинометрических и метеорологических станций, усовершенствование методики расчета величин суммарной радиации позволили построить карты распределения солнечной радиации по земному шару. Географическое распределение средних годовых и месячных величин суммарной радиации представлено на 13 картах, вошедших в «Атлас теплового баланса земного шара» под редакцией М. И. Будыко. При построении этих карт использованы расчеты по 2100 пунктам на суше и 250 на океанах, а также наблюдения 300 актинометрических станций. Использование такого большого материала позволило достаточно полно осветить почти все климатические зоны континентов, за исключением высокогорных областей.

Расчет средних месячных величин суммарной радиации выполнен по формуле, предложенной Т. Г. Берлянд [9].

$$Q_{мб} = Q\,[1 - (a + bn)\,n],$$

значения коэффициентов a и b приведены в табл. 7.22. Месячные величины получены с точностью 8—10%, годовые — 3—4%.

Значения Q при условии безоблачного неба представлены в табл. 7.34.

В высоких и умеренных широтах наблюдается зональный характер распределения годовых величин суммарной радиации, в тропиках зональность нарушается (рис. 7.13).

Наибольшие значения суммарной радиации наблюдаются в поясах высокого давления обоих полушарий. Максимальная величина Q отмечается в Северо-Восточной Африке и центральной части Аравии, где облачность чрезвычайно мала. Районы повышенной облачности и муссонного климата характеризуются понижением количества суммарной радиации. По всему земному шару годовые суммы суммарной радиации изменяются в среднем от 60 до 200 ккал/см^2·год.

Распределение суммарной радиации в зимние месяцы характеризуется быстрым уменьшением солнечной радиации в направлении от экватора к полюсам (рис. 7.14). В южном полушарии с ростом широты суммарная радиация изменяется меньше, чем в северном. Нулевая изолиния проходит севернее

Таблица 7.34

Суммарная солнечная радиация при безоблачном небе (ккал/см² · мес.)

φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
90 с.	0	0	0,1	10,0	21,9	26,0	23,8	12,9	2,4	0	0	0
85	0	0	0,7	10,2	21,8	25,8	23,4	13,1	3,0	0	0	0
80	0	0	2,4	10,8	21,4	25,2	23,0	13,4	4,3	0,5	0	0
75	0	0,5	4,0	11,7	21,0	24,5	22,2	13,8	5,8	1,3	0	0
70	0	1,6	6,0	13,1	20,5	23,6	21,2	14,6	7,5	2,7	0,5	0
65	0,7	2,8	8,0	14,5	20,1	22,8	21,0	15,6	9,5	4,3	1,4	0,2
60	1,8	4,3	9,9	16,0	20,8	22,9	21,4	16,7	11,3	6,1	2,6	1,1
55	3,1	6,2	11,7	17,3	21,4	23,4	21,9	17,9	12,9	7,8	4,0	2,3
50	4,8	8,2	13,3	18,5	22,2	23,7	22,6	19,1	14,4	9,7	5,8	3,9
45	6,7	10,3	14,8	19,5	22,6	23,9	23,2	20,1	15,8	11,5	7,8	5,9
40	8,8	12,2	16,4	20,3	23,0	24,0	23,4	20,9	17,0	13,2	9,7	7,7
35	10,7	14,0	17,6	21,0	23,0	24,0	23,6	21,6	18,1	14,7	11,4	9,7
30	12,5	15,5	18,6	21,4	23,0	23,8	23,4	21,8	19,1	16,1	13,1	11,5
25	14,1	16,8	19,5	21,6	23,0	23,4	23,1	21,8	19,8	17,4	14,6	13,1
20	15,5	17,9	20,2	21,6	22,5	22,8	22,6	21,6	20,4	18,5	16,1	14,7
15	16,9	19,0	20,8	21,4	21,9	22,0	21,9	21,2	20,9	19,3	17,4	16,1
10	18,1	19,8	21,1	21,2	21,2	21,0	21,1	20,6	21,2	20,1	18,5	17,5
5	19,3	20,4	21,1	21,0	20,2	19,9	20,0	20,0	21,3	20,6	19,5	18,8

φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	20,2	20,9	21,5	20,4	19,3	18,8	19,1	19,3	21,2	21,2	20,4	19,2
5 ю.	20,1	21,4	21,4	19,9	18,3	17,6	17,9	18,3	20,8	21,4	21,8	21,0
10	22,0	21,8	21,1	19,2	17,7	16,3	16,3	17,3	20,4	21,4	21,8	22,0
15	22,6	22,0	20,6	18,3	16,0	14,9	15,4	16,1	19,7	21,3	22,4	22,9
20	23,2	22,0	20,0	17,2	14,7	13,4	13,8	14,9	18,9	21,0	22,6	23,6
25	23,6	22,0	19,4	16,0	13,0	12,0	12,6	13,6	18,0	20,6	23,0	24,1
30	23,9	21,8	18,6	14,9	11,9	10,6	11,1	12,1	17,0	20,1	23,0	24,6
35	24,0	21,3	17,6	13,6	10,4	9,0	9,6	10,6	15,9	19,5	23,0	25,0
40	24,0	20,6	16,4	12,2	8,7	7,3	8,1	9,0	14,3	18,7	22,8	25,2
45	24,0	19,9	15,2	10,7	7,1	5,5	6,3	7,3	13,4	17,7	22,4	25,2
50	23,6	18,9	13,8	9,2	5,4	3,8	4,6	5,5	12,0	16,6	21,8	25,0
55	23,2	17,8	12,3	7,5	3,8	2,3	3,0	3,8	10,3	15,4	21,2	24,6
60	22,6	16,6	10,8	5,6	2,4	1,0	1,6	2,3	8,5	14,1	21,0	24,4
65	22,4	15,3	9,1	3,9	1,1	0,1	0,4	1,0	6,7	12,6	20,8	24,5
70	22,6	14,2	7,3	2,2	0,1	0	0	0	5,0	11,4	21,0	24,9
75	23,2	13,4	5,7	0,9	0	0	0	0	3,5	10,4	21,2	25,4
80	24,0	12,8	4,3	0	0	0	0	0	2,1	9,7	21,9	26,0
85	24,6	12,4	2,9	0	0	0	0	0	0,9	9,2	22,4	26,6
90	24,9	12,3	1,7	0	0	0	0	0	0	9,0	22,6	27,0

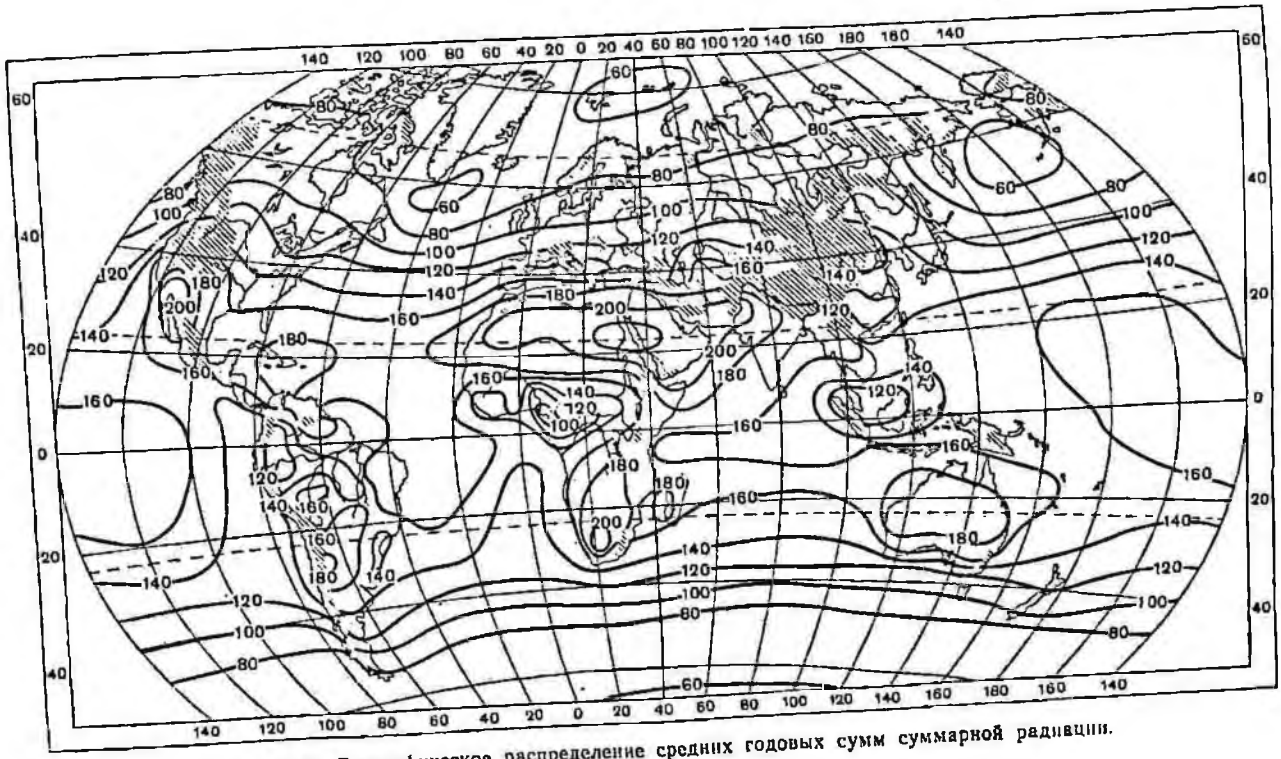


Рис. 7.13. Географическое распределение средних годовых сумм суммарной радиации.

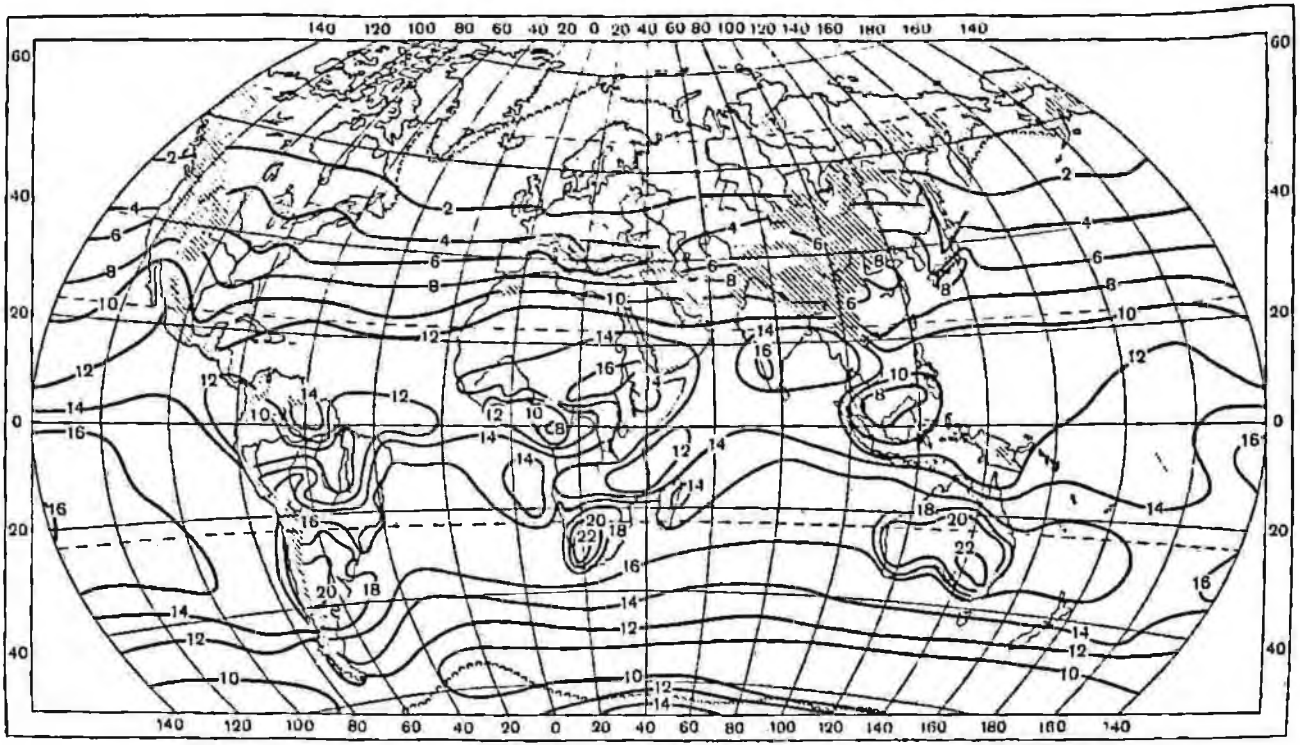


Рис. 7.14. Географическое распределение средних месячных сумм суммарной радиации. Январь.

северного полярного круга, южнее его суммарная радиация возрастает, достигая около 22 ккал/см² · мес. Зональность изолиний Q в низких широтах нарушается, причем области максимумов и минимумов суммарной радиации совпадают с областями повышенной и пониженной облачности. В июле наблюдается обратная картина (рис. 7.15). В северном полушарии суммарная радиация изменяется довольно незначительно, а в южном наблюдается быстрое уменьшение Q с ростом широты.

В марте и сентябре изолинии суммарной радиации качественно напоминают распределение, представленное на годовой карте. В этих случаях наибольшие значения суммарной радиации также наблюдаются в районах тропических пустынь. Для остальных месяцев распределение суммарной радиации имеет промежуточный характер между указанными выше.

В летние месяцы Арктика и Антарктида получают большое количество тепла. Здесь влияние небольших высот Солнца компенсируется значительной продолжительностью дня. Месячные суммы Q, получаемые Арктикой летом, близки к значениям Q для тропических пустынь. Из данных работы [42] видно, что годовые суммы суммарной радиации уменьшаются по мере возрастания широты. В восточных районах Арктики величины суммарной радиации больше, чем в западных. В годовом ходе минимум Q наблюдается в зимние месяцы, максимум — в мае—июне. Наибольшее на всем земном шаре количество солнечной радиации поступает летом на антарктическое плато [50]. Месячные суммы суммарной радиации меняются от 20 ккал/см² · мес. на побережье до 30 ккал/см² · мес. внутри материка, что превышает величины Q, получаемые тропическими пустынями. Восточная Антарктида, лежащая в районе полюса относительной недоступности, является не только абсолютным полюсом холода, но и абсолютным полюсом тепла солнечной радиации. Несмотря на то, что в Антарктиде в течение года от одного до пяти-шести месяцев месячные суммы суммарной радиации бывают близки к нулю, в целом за год суммы Q на всей территории Антарктиды оказываются больше 100 ккал/см² · год, это на 20—30% больше годовых сумм для Арктики.

Следует помнить, что все приведенные значения месячных и годовых сумм представляют собой средние величины, которые могут существенно изменяться от месяца к месяцу и от года к году. Используя непрерывные наблюдения за солнечной радиацией в течение довольно продолжительного отрезка времени, можно оценить изменчивость приходящей солнечной радиации. По данным наблюдений станций, расположенных в различных климатических областях земного шара, Т. Г. Берлянд [10] были получены величины, характеризующие изменчивость солнечной радиации. В качестве такой характеристики выбрано отношение максимальной величины приходящей суммарной радиации

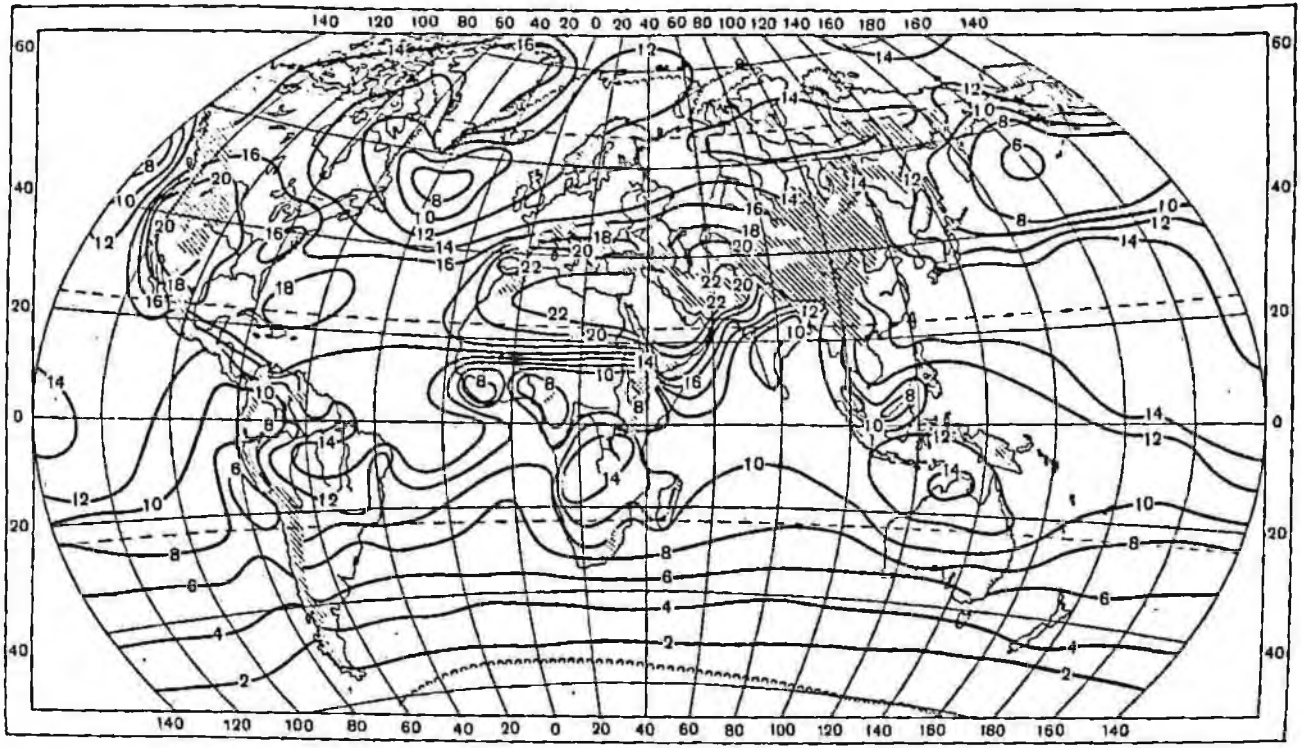


Рис. 7.15. Географическое распределение средних месячных сумм суммарной радиации. Июль.

к минимальной. Наименьшая изменчивость суточных сумм суммарной радиации наблюдается в пустынных областях. На экваторе максимальные суммы превосходят минимальные в 5—6 раз. Наибольшая изменчивость имеет место в областях муссонного климата.

Анализ изменчивости месячных сумм суммарной радиации показал, что изменчивость Q возрастает от зимы к лету, наибольшая изменчивость месячных сумм Q наблюдается в высоких и умеренных широтах, наименьшая — в тропических.

Как показали исследования З. И. Пивоваровой [47], изменчивость суммарной радиации меньше, чем прямой, вследствие сглаживания колебаний за счет рассеянной радиации. Рассмотрение многолетних изменений приходящей коротковолновой радиации зависит от соотношения между прямой и рассеянной радиацией, часто суммарная радиация изменяется меньше, чем ее составляющие. По данным З. И. Пивоваровой [47], экстремальные отклонения годовых сумм суммарной радиации составляют $\pm 6\%$, для месячных сумм Q $\pm(6—10)\%$ летом и 15—16% зимой.

Учет изменений в вековом ходе приходящей коротковолновой радиации необходимо производить в решении ряда прикладных задач, при оценке многолетнего режима радиации.

ГЛАВА 8

ТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Энергия теплового излучения атмосферы и земной поверхности сосредоточена в инфракрасной области спектра 4—120 мкм. Длина волны, начиная с которой в дневное время преобладает тепловое излучение земной поверхности и атмосферы, а энергетический вклад отраженной и рассеянной солнечной радиации пренебрежимо мал, зависит от высоты Солнца, направления распространения радиации, высоты наблюдения и других факторов. Однако приближенно во всех случаях можно считать, что в области длин волн $\lambda > 4$ мкм доминирует тепловое излучение земного происхождения, а при $\lambda < 2$ мкм — отраженная и рассеянная солнечная радиация [13, 23, 46, 57]. В спектральном интервале 2—4 мкм оба источника излучения сравнимы между собой, и минимум излучения в окрестности 3 мкм, наблюдающийся в дневных спектрах атмосферы и различных земных объектов, обусловлен существованием двух составляющих энергии излучения, одна из которых в среднем убывает с увеличением λ, а другая возрастает [46, 54].

§ 1. СПЕКТРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Собственное тепловое излучение атмосферы характеризуется в первую очередь тем своеобразным обстоятельством, что газы, составляющие основу атмосферы, — азот, кислород, аргон — не принимают в излучении никакого участия, в то время как активные (с точки зрения генерации инфракрасной радиации) газы содержатся в атмосфере в незначительных и зачастую переменных количествах.

Последнее обстоятельство создает значительные трудности, так как изменчивость содержания газа, отсутствие доступной

методики его измерения при столь незначительных концентрациях (кроме измерений влажности) мешают строгой интерпретации радиационных спектральных наблюдений и ухудшают точность расчетов.

Таблица 8.1

Активная компонента	Изотопная формула	Молекулярный вес	Тип молекулы	Объемное содержание, %
Водяной пар	H_2O	18,0	Асимметричный волчок	0—7
Углекислый газ	CO_2	44,0	Линейная асимметричная	0,01—0,1 (среднее 0,03)
Метан	CH_4	16,0	Сферический волчок	0,02
Озон	O_3	48,0	Асимметричный волчок	0—0,01
Закись озота	N_2O	44,0	Линейная асимметричная	0,005

Роль вышеперечисленных компонентов в изучении инфракрасной радиации различна. Наиболее существенный вклад принадлежит водяному пару.

Молекула воды H_2O (здесь и в дальнейшем не будут рассматриваться изотопные разновидности молекул, спектральные особенности которых не проявляются в эмиссионных спектрах из-за их низкой концентрации) принадлежит к типу «асимметричный волчок» и характеризуется малыми моментами инерции, значительно отличающимися друг от друга [10, 56]. Колебательно-вращательная структура ее излучения оказывается очень сложной, что при сравнительно большом количестве водяного пара в атмосфере накладывает отпечаток на весь инфракрасный спектр атмосферы в интервале 4—120 мкм (в этом интервале сосредоточено свыше 99% уходящего излучения и противоизлучения атмосферы). Лабораторные измерения и теоретические квантово-механические расчеты показывают, что в участке спектра от 4,5 до 10 мкм основную роль играют колебательно-вращательные переходы, в том числе фундаментальная полоса ν_2 — 6,25 мкм (1595 $см^{-1}$), а от 10 мкм — вращательные переходы, в первую очередь полоса с центром у 50 мкм. Далекие крылья этой полосы являются важнейшим фактором в радиационных свойствах атмосферного окна прозрачности 8—12 мкм и участка спектра за 17 мкм.

Молекула углекислого газа [10, 56] является линейной симметричной и не имеет чисто вращательного спектра. В инфракрасной области основную роль играют фундаментальные полосы ν_3 — 4,3 мкм (2380 $см^{-1}$) и ν_2 — 14,7 мкм (673 $см^{-1}$). Влия-

ние полосы ν_2, проявляющееся в интервале длин волн 13—17 мкм, тем более существенно, что приходится на участок спектра, имеющий близкую к максимуму интенсивность (при реальных температурах земной атмосферы). В пределах 12—18,5 мкм углекислый газ имеет еще несколько малоинтенсивных полос верхних состояний, обусловленных перпендикулярными колебаниями. Частично они маскируются фундаментальной полосой ν_2.

Озон характеризуется фундаментальными полосами ν_1 — 9,1 мкм (1110 $см^{-1}$, интенсивность слабая), ν_2 — 14,1 мкм (710 $см^{-1}$), ν_3 — 9,6 мкм (1043 $см^{-1}$) [56]. Однако в излучении существенно влияние только последней полосы как более интенсивной и попадающей в область окна прозрачности атмосферы, где и нижележащие слои (в случае противоизлучения) и вышележащие слои (для восходящего излучения) не экранируют излучения озона.

Роль метана и закиси азота малосущественна и проявляется исключительно в окне прозрачности, где расположены полоса метана ν_4 — 7,66 мкм (1306 $см^{-1}$), практически перекрываемая длинноволновым крылом полосы водяного пара ν_2, и полосы закиси азота, центрированные у 7,78 мкм (1285 $см^{-1}$), 8,56 мкм (1167 $см^{-1}$), 17 мкм (589 $см^{-1}$) [56].

В силу закона Кирхгофа в эмиссионных и абсорбционных спектрах содержатся одинаковые спектральные детали. Однако проявляются они по-разному. В первую очередь надо заметить, что собственно функции поглощения и, следовательно, абсорбционные спектры мало зависят от температуры газов, играющей главенствующую роль в интенсивности эмиссионных спектров. Поэтому анизотропия пропускания атмосферы определяется исключительно анизотропией распределения газов, а анизотропия излучения определяется также и термической структурой. Наиболее ярко это можно продемонстрировать сравнением спектра восходящего излучения в надире со спектрами противоизлучения в зените (рис. 8.1—8.3): максимумы и минимумы здесь поменялись местами. Это обстоятельство объясняется тем, что в противоизлучении весь вклад вносится атмосферой, а в восходящем излучении атмосфера не только излучает, но и экранирует излучение сравнительно теплой земной поверхности. В случае противоизлучения максимумы в полосах сильного поглощения (6,3 мкм, 15 мкм) обусловлены тем, что здесь излучение генерируется приземными и, следовательно, более теплыми слоями воздуха, в то время как в окне прозрачности в противоизлучение вносят вклад и высокие холодные слои. В случае восходящего излучения в полосах сильного поглощения основной вклад принадлежит верхним холодным слоям, полностью экранирующим более интенсивное излучение нижних слоев и земной поверхности.

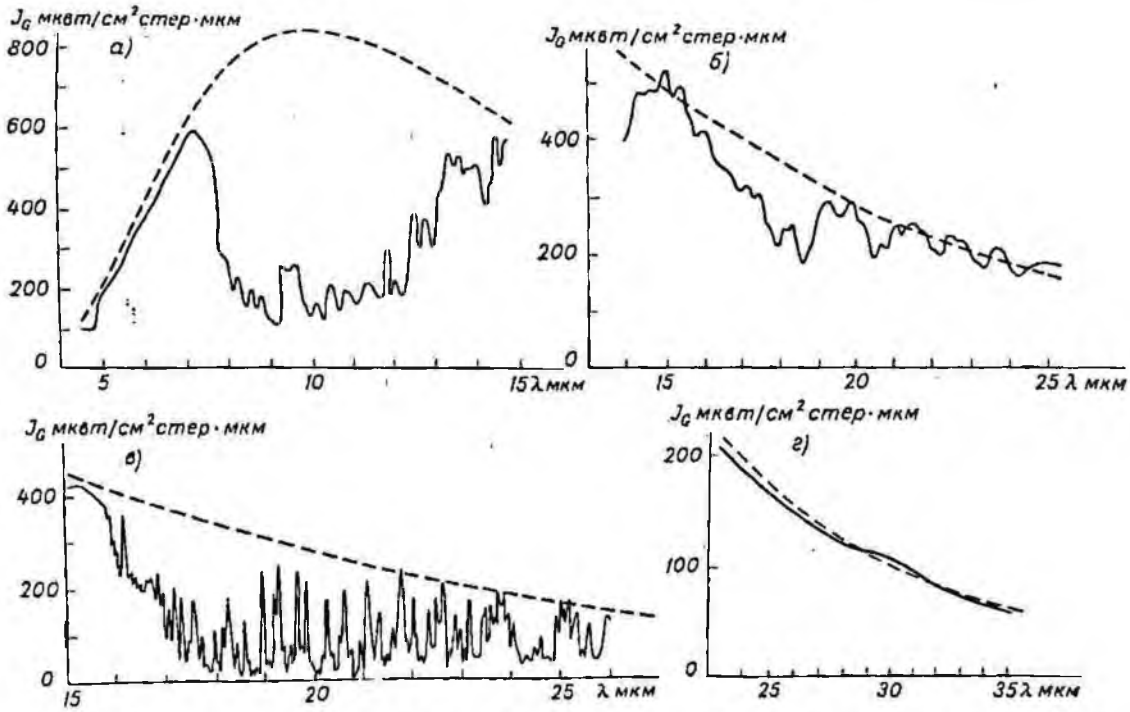


Рис. 8.1. Спектральное распределение интенсивности противоизлучения атмосферы на уровне земной поверхности (*1*) и интенсивности излучения абсолютно черного тела (*2*).

а) 22 июля 1965 г. 1 час 15 мин., Каунас, температура приземного слоя воздуха 15° С, разрешение 0,1 мкм [1]; *б*) 16 октября 1963 г. 21 час., Ростов-на-Дону, температура приземного воздуха 3° С, разрешение 0,15 мкм [25]; *в*) 17 февраля 1961 г., 18 час. 19 мин., Юнгфрау, температура приземного слоя воздуха —5,6° С [48]; *г*) 20 декабря 1964 г. 22 часа, Ленинград, температура приземного слоя воздуха 3° С, разрешение 0,8 мкм [21].

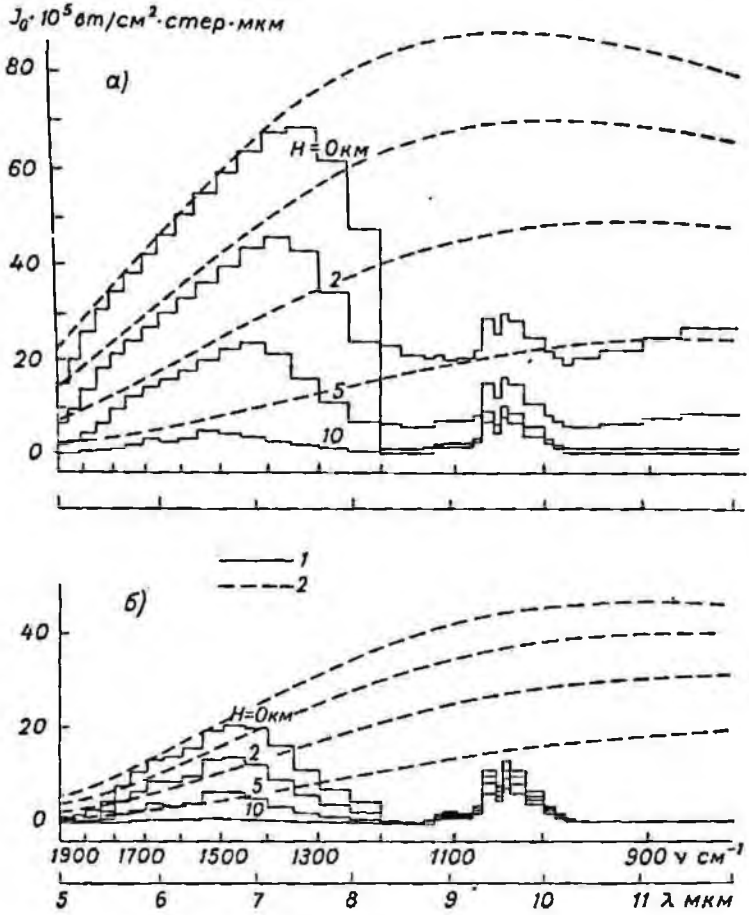


Рис. 8.2. Спектральное распределение интенсивности противоизлучения атмосферы на различных высотах (*1*) и интенсивности излучения абсолютно черного тела (*2*).

а) лето в умеренных широтах, высокая относительная влажность, зенит [42]; *б*) зима в умеренных широтах, малая относительная влажность, зенит [42].

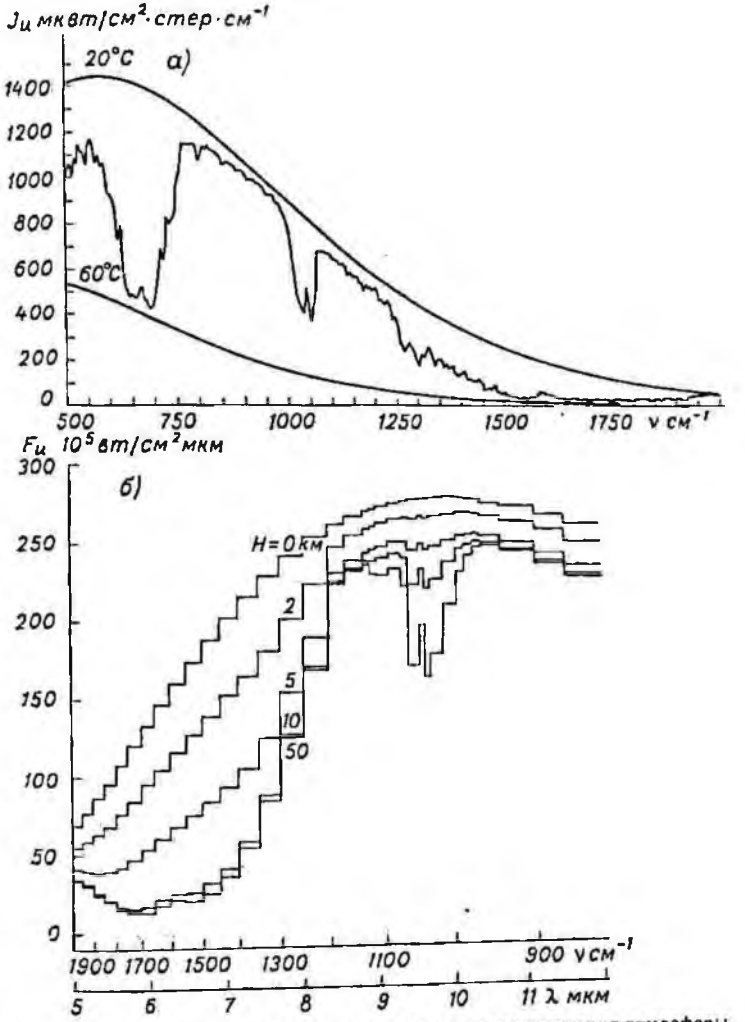


Рис. 8.3. Спектральное распределение восходящего излучения атмосферы.

а) интенсивность излучения 8 мая 1966 г., Техас, высота 33,5 км, температура поверхности 20° С [50]; *б*) поток излучения. Лето в умеренных широтах с высокой относительной влажностью, надир [42].

Эмиссионные спектры рассчитываются и измеряются в настоящее время с точностью и спектральным разрешением значительно худшими, чем абсорбционные спектры. В расчетах это объясняется неудовлетворительными знаниями функций пропускания, термической структуры и распределения излучающих компонент, в эксперименте — малыми значениями регистрируемой энергии излучения.

На рис. 8.1 приводятся типичные спектры противоизлучения атмосферы при безоблачном небе [1, 24, 25] на уровне земной поверхности. Здесь характерными особенностями являются максимумы излучения, расположенные в участках 6—8, 9—10, 13—17 мкм и минимумы в окнах прозрачности 8—12 мкм, 18,8 мкм, 20,5 мкм. При этом от 5 до 8 мкм подавляющий вклад в излучение вносится фундаментальной полосой ν_2 водяного пара с центром у 6,25 мкм. Смещение абсолютного максимума к 7,5 мкм объясняется тем, что излучение атмосферы определяется наложением контура полосы ν_2 на кривую распределения энергии в спектре излучения абсолютно черного тела; последняя для температуры 280—300° К имеет резкий спад в сторону коротких длин волн.

Возрастание излучения от 10 до 15 мкм объясняется действием далекого крыла вращательной полосы водяного пара с центром у 50 мкм и наложенным на него излучением фундаментальной полосы ν_2 углекислого газа ($\lambda = 13$ мкм).

В окне прозрачности 8—12 мкм имеется целый ряд более слабых полос излучения. На спаде, от 8 к 9 мкм, обусловленным континуальным излучением полосы 6,3 мкм водяного пара, хорошо видны полосы 8,4 мкм (H_2O), 8,59 мкм (N_2O), 8,82 мкм (H_2O). От 9,1 до 9,8 мкм расположена интенсивная двухгорбая полоса излучения озона. После 10 мкм характерными деталями являются полосы: 10,6 мкм (CO_2), 10,8 мкм (CO_2), 11,1 мкм (H_2O), 11,4 мкм (H_2O — наложение полос с центрами 11,34 и 11,5 мкм), 11,87 мкм (H_2O), 12,1 мкм ($H_2O + CO_2$), 12,45 мкм (H_2O — наложение полос 12,41 и 12,53 мкм), 12,7 мкм (CO_2), 13,1 мкм ($CO_2 + H_2O$). Наиболее прозрачными участками окна являются: 8,35; 8,7; 9,08; 10,29; 11,14; 11,7; 11,96; 12,19 мкм.

В интервале 13—17 мкм основную роль играет фундаментальная полоса ν_2 углекислого газа, а также второстепенные полосы: 14,4; 14,7; 15,0; 15,4; 16,2; 16,7 мкм (все CO_2) и 17 мкм (N_2O).

В интервале 17—25 мкм излучение определяется исключительно континуальным излучением коротковолнового крыла вращательной полосы H_2O с центром у 50 мкм и наложением на него слабых вращательных полос водяного пара.

Аналогичные детали просматриваются и на спектре, зарегистрированном с большим спектральным разрешением в горной местности, т. е. в условиях меньших температур и

меньших количеств осажденной воды [48], а также в спектрах восходящего излучения (рис. 8.3). Перераспределение энергии в последнем случае объяснялось выше.

Трансформация спектрального распределения излучения с высотою определяется в первую очередь стратификацией атмосферы [42], однако можно отметить ряд общих закономерностей. Излучение в полосах сильного поглощения (5—7 мкм) приближается к излучению черного тела при температуре, равной температуре на соответствующем уровне в атмосфере, тем больше, чем ниже находится рассматриваемый уровень и чем выше влагосодержание атмосферы (рис. 8.2). В окнах прозрачности противоизлучение резко падает с высотой, восходящее же излучение меняется не столь значительно (рис. 8.3). Добавка за счет излучения озона в противоизлучение слабо зависит от высоты. Экранирующее действие озона на восходящее излучение существенно лишь для высот, сравнимых или превосходящих высоту максимальной концентрации озона.

Облачность существенно меняет характер распределения энергии в спектрах противоизлучения, приближая последнее к излучению черного тела и уменьшая число деталей. Это объясняется тем, что излучение верхних холодных слоев атмосферы в окнах прозрачности здесь замещается излучением нижней границы облачности[1], имеющей температуру, более близкую к приземной. Сглаживание спектров тем сильнее, чем ниже нижняя граница облачности. Наоборот, в спектрах уходящего излучения сглаживание увеличивается с ростом высоты верхней границы облачности. В некоторых случаях [23] исчезает даже озонный минимум, хотя основное количество озона расположено над облаками.

§ 2. УГЛОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И АТМОСФЕРЫ

Цель настоящего параграфа состоит в том, чтобы охарактеризовать основные закономерности распределения энергии теплового излучения земной поверхности и атмосферы в пространстве.

2.1. Противоизлучение атмосферы

Как показывают расчеты и измерения [11, 16, 26, 42, 47], интенсивность собственного нисходящего излучения (противоизлучения) безоблачной атмосферы возрастает с увеличением

[1] Это справедливо в предположении полной непрозрачности границы облачного покрова.

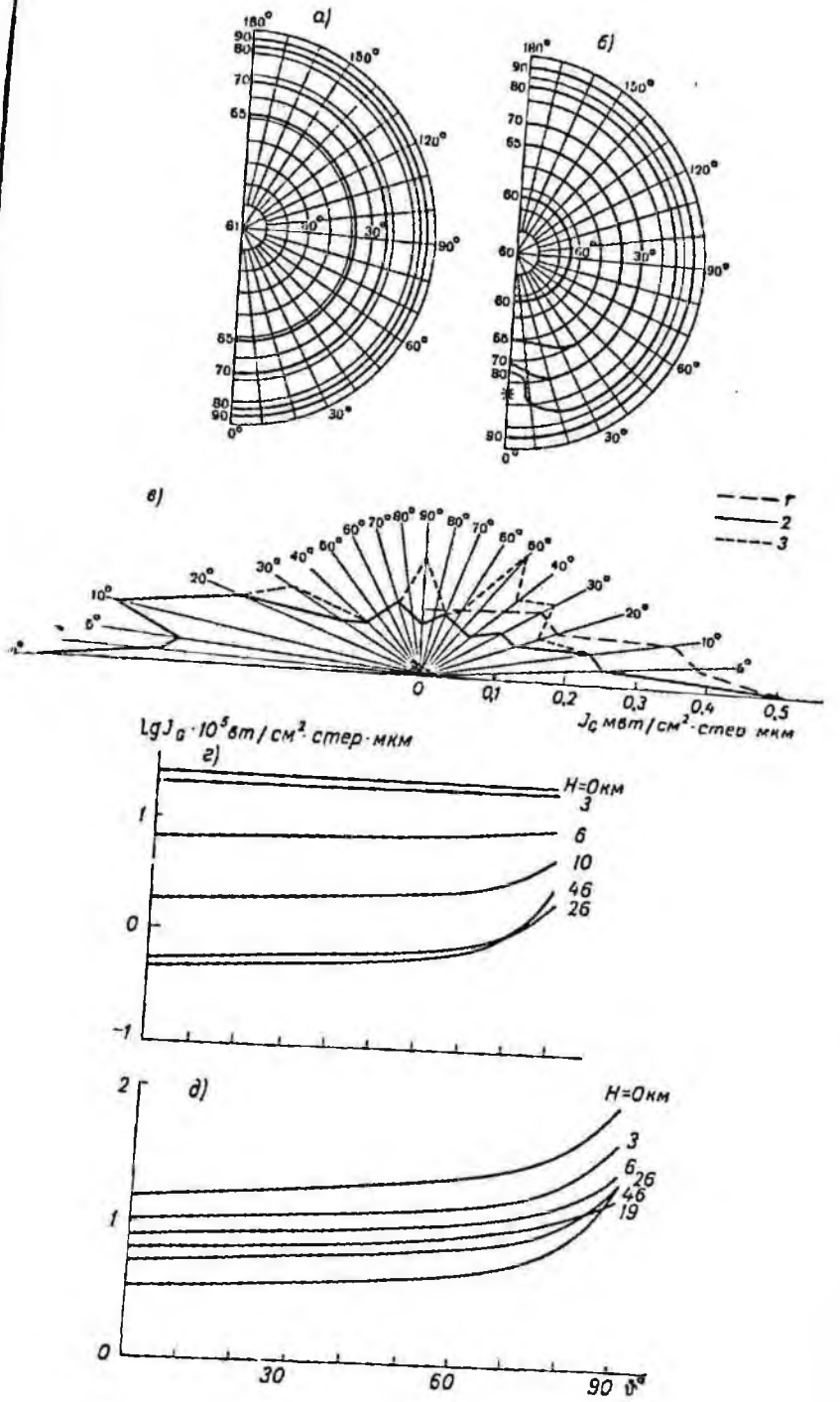
зенитного угла ϑ (рис. 8.4) [1]. При этом только у горизонта происходит резкое увеличение интенсивности излучения. При меньших зенитных углах наблюдается незначительное изменение энергии излучения с ростом зенитного угла. На малых высотах противоизлучение атмосферы вблизи горизонта может быть близко к излучению абсолютно черного тела при температуре окружающего воздуха или даже равно абсолютно черному излучению. Например, измерения [47], выполненные в пунктах, расположенных на разной высоте над уровнем моря, показывают, что в области спектра 2—40 мкм, по крайней мере, до высоты 4,3 км тепловая радиация в горизонтальном направлении равна абсолютно черному излучению при температуре воздуха в точке наблюдения.

Чем больше поглощение в спектральном интервале, тем слабее угловая зависимость противоизлучения атмосферы $J_G(\vartheta)$. В спектральных участках крайне интенсивного поглощения радиация атмосферы во всех направлениях становится равной излучению абсолютно черного тела. Так, на уровне земной поверхности в центральных областях полос поглощения 6,3 мкм H_2O и 15 мкм CO_2 излучение неба является черным даже в зените [42, 46] и не зависит от ϑ (рис. 8.4 *г*). Во влажной и теплой атмосфере угловая зависимость $J_G(\vartheta)$ слабее, чем в случае сухой и холодной атмосферы [42].

В условиях сплошной облачности зависимость противоизлучения от зенитного угла также невелика [11, 16, 33]. Так, интегральное излучение является практически изотропным, независимо от высоты облаков [16]. Как показывает табл. 8.2, даже при значениях $w_H \cong 2{,}66$ г/см^2 интенсивность излучения при $\vartheta = 85°$ отличается от интенсивности в зените не более, чем на 10% (w_H — содержание водяного пара в столбе атмосферы между облаком и земной поверхностью). Для сравнения укажем, что для ясного неба по измерениям [16] при $\vartheta = 85°$ средняя величина $\frac{J_a(\vartheta)}{J_a(0)} \cong 130\%$ (она приблизительно одинакова

[1] Зенитный угол ϑ, характеризующий направление излучения, отсчитываем от местной вертикали. В случае противоизлучения атмосферы вертикаль считаем направленной вниз, а в случае восходящего излучения — вверх, так что $0 \leqslant \vartheta° \leqslant 90$.

Рис. 8.4. Угловое распределение интенсивности противоизлучения атмосферы. — *а, б)* изофоты интенсивности противоизлучения безоблачной атмосферы (вт/м^2 · стер.) в области 2—40 мкм в ночное (*а*) и дневное (*б*) время по измерениям [47] (пик Пайкс, Колорадо, 4,3 км над ур. м.); *в)* зависимость интенсивности противоизлучения атмосферы от угловой высоты θ ($\theta = 90° - \vartheta$) в окне 8—12 мкм при частичной облачности (20 февраля 1966 г.) по измерениям на уровне земной поверхности [11]: *1* — в вертикале Солнца, *2* — в перпендикулярном направлении, *3* — то же через 10 минут; *г)* зависимость интенсивности противоизлучения безоблачной атмосферы от зенитного угла в спектральном интервале 6,90—7,14 мкм зимой в умеренных широтах с высокой относительной влажностью, расчеты [42]; *д)* зависимость интенсивности противоизлучения безоблачной атмосферы от зенитного угла в спектральном интервале 9,68—9,85 мкм летом в умеренных широтах с малой относительной влажностью, расчеты [42].


а)
б)
в)
г)
д)
1
2
3
0
0,1
0,2
0,3
0,4
0,5
J_c мвт/см²·стер·мкм
$\lg J_c \cdot 10^5$ вт/см²·стер·мкм
H=0км
3
6
10
46
26
19
30
60
90 ϑ°

для широкого интервала значений влагосодержания атмосферы $0{,}4 \div 3{,}0$ г/см^2).

Таблица 8.2

Средние значения относительной интенсивности интегрального противоизлучения атмосферы $J_0(0)/J_G(0)$ на уровне земной поверхности [16]

w_{Π} г/см^2	ϑ°									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85
0,34	100	100	100	100,1	100,2	100,5	100,8	101,0	102,0	102,5
1,12	100	100	100	100,4	100,6	101,0	101,2	102,0	103,0	104,5
2,66	100	100	100	101,1	101,2	101,7	103,0	104,0	108,0	110,5

С увеличением высоты над земной поверхностью в большинстве участков спектра угловое распределение противоизлучения становится более резко выраженным (рис. 8.4 *г*). Однако в полосах поглощения озона высотный ход зависимости $J_G(\vartheta)$ вследствие своеобразного вертикального распределения концентрации O_3 в атмосфере (см. § 3 гл. 1) может быть иным. Так, в полосе поглощения 9,6 мкм O_3 до высоты 15—20 км изменения интенсивности противоизлучения с изменением зенитного угла ослабевают по мере удаления от земной поверхности (рис. 8.4 *д*). Примерно с высоты максимума концентрации озона начинается постепенное увеличение угловой зависимости $J_G(\vartheta)$.

Изменения интенсивности противоизлучения атмосферы с изменением азимутального угла пренебрежимо малы при сплошной облачности, а также и при ясном небе, если рассматриваемая область спектра обладает достаточно сильным поглощением [46]. Примером слабой азимутальной анизотропии может служить поле интегрального противоизлучения атмосферы (рис. 8.4 *а* и *б*) [1]. Увеличение интенсивности интегрального излучения в азимуте Солнца в дневное время обусловлено не тепловым излучением атмосферы, а солнечной радиацией, рассеянной в близкой инфракрасной области спектра. Благодаря сильному рассеянию «вперед», в участках неба, близких к Солнцу, эта радиация вносит заметный вклад в излучение атмосферы в спектральном интервале 2—40 мкм.

В спектральных участках слабого поглощения азимутальная асимметрия поля противоизлучения атмосферы несколько больше, однако азимутальные вариации интенсивности излучения становятся заметны лишь в зоне небесного свода, примыкающей к горизонту ($\vartheta > 70°$) [11, 46].

[1] Противоизлучение атмосферы в области спектра 2—40 мкм можно считать интегральным.

В условиях частичной облачности, естественно, нарушается рассмотренный выше монотонный ход зависимости противоизлучения от зенитного угла (рис. 8.4 *в*). Кроме того, частичная облачность значительно увеличивает азимутальную анизотропию поля излучения. Влияние просветов в облачном покрове или отдельных облаков на фоне ясного неба на угловую зависимость противоизлучения тем слабее, чем больше поглощение в заданном спектральном интервале и чем дальше от близкой инфракрасной области спектра он расположен. Последнее обстоятельство объясняется тем, что в этой области спектра незначительным изменениям температуры соответствуют большие относительные изменения функции Планка, а, следовательно, и большие относительные изменения излучения атмосферы (см. [23]).

2.2. Восходящее излучение

Источниками восходящего излучения в атмосфере являются подстилающая поверхность и атмосфера. Как правило, при ясном небе интенсивность восходящего излучения $J_u(\vartheta)$ убывает с ростом зенитного угла [42] (наблюдается инфракрасное потемнение к горизонту). В угловом интервале от $\vartheta=0$ до $\vartheta=\vartheta_{кр}$ происходит медленное изменение интенсивности излучения, а при $\vartheta>\vartheta_{кр}$ величина $J_u(\vartheta)$ резко падает ($\vartheta_{кр}$ — зенитный угол, под которым из рассматриваемой точки виден край Земли).

С увеличением высоты инфракрасное потемнение к горизонту усиливается (рис. 8.5 *а*). Как видно из рисунка, на уровне земной поверхности и вблизи нее восходящее излучение практически не зависит от ϑ (в расчетах [42], результаты которых приведены на рис. 8.5*а*,[1] земная поверхность и атмосфера приняты горизонтально однородными, при этом земная поверхность считается гладкой и излучающей, как абсолютно черное тело). Однако в реальных условиях угловое распределение восходящей радиации может характеризоваться рядом максимумов и минимумов [23, 52, 67], которые обусловлены невыполнением вышеуказанных предположений, обычно принимаемых в теоретических расчетах интенсивности восходящего излучения (рис. 8.5 *б*, *в*)[2]. Например, максимумы излучения при сканировании земной поверхности в горах (рис. 8.5 *б*) связаны с освещенными солнцем участками гористой местности, которые теплее, чем участки, находящиеся в тени.

Как и в случае противоизлучения атмосферы, угловое распределение восходящей радиации зависит от величины погло-

[1] Значения J_u вычислены лишь для ϑ, равного 0, 70, 80 и 90°, поэтому кривые при $\upsilon>\upsilon_{кр}$ проведены здесь ориентировочно.

[2] Отрицательные значения угловой высоты $\theta(|\theta|=90°-\vartheta)$ соответствуют визированию нижней полусферы (земной поверхности), а положительные — визированию верхней полусферы.

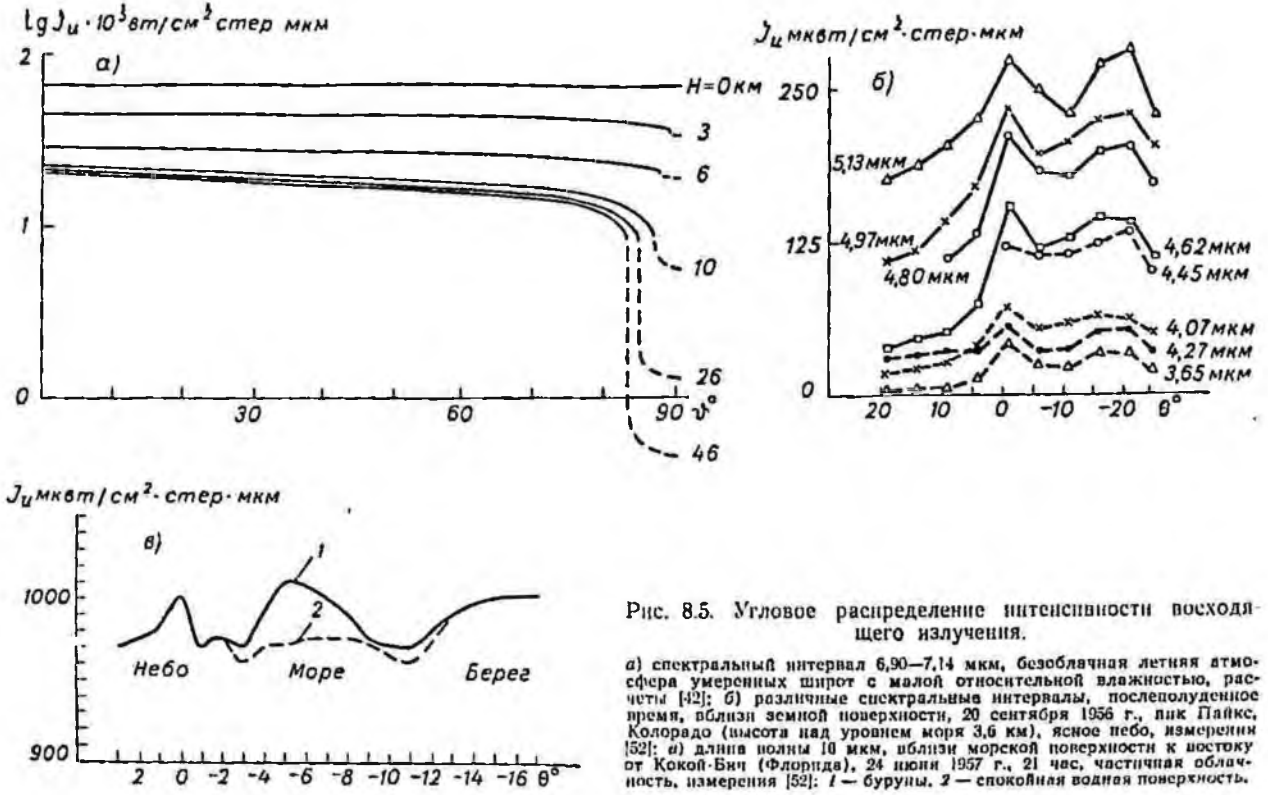


Рис. 8.5. Угловое распределение интенсивности восходящего излучения.

а) спектральный интервал 6,90—7,14 мкм, безоблачная летняя атмосфера умеренных широт с малой относительной влажностью, расчеты [42]; *б*) различные спектральные интервалы, послеполуденное время, вблизи земной поверхности, 20 сентября 1956 г., пик Пайкс, Колорадо (высота над уровнем моря 3,6 км), ясное небо, измерения [52]; *в*) длина волны 10 мкм, вблизи морской поверхности к востоку от Кокой-Бич (Флорида), 24 июня 1957 г., 21 час, частичная облачность, измерения [52]: *1* — буруны, *2* — спокойная водная поверхность.

щения в спектральном интервале и его положения в спектре, стратификации атмосферы, условий облачности и высоты подстилающей поверхности. В настоящее время влияние этих факторов на $J_u(\vartheta)$ проанализировано главным образом для уровня верхней границы радиационной атмосферы или высот вне излучающей атмосферы, т. е. для уходящего излучения.

В связи со спутниковыми исследованиями угловое распределение уходящей радиации изучено особенно подробно и с большим угловым разрешением (см. [23]). Ниже мы отдельно рассмотрим угловую зависимость уходящего излучения и покажем, как влияют указанные факторы на $J_u(\vartheta)$.

2.3. Уходящее излучение

Очевидно, что интенсивность уходящего излучения падает к краю атмосферы, т. е. при визировании системы Земля — атмосфера наблюдается инфракрасное потемнение (рис. 8.6). Это потемнение носит либо непрерывный характер (функция $J(\vartheta)$ все время убывает с ростом зенитного угла), либо имеет место в отдельных угловых интервалах и в конечном итоге (например, к краю диска Земли происходит инфракрасное посветление и только при очень больших зенитных углах интенсивность излучения падает). В случае ясного неба и сплошной облачности при визировании бóльшей части диска планеты изменения интенсивности излучения невелики. Чем дальше спектральный интервал расположен от близкой инфракрасной области спектра, тем медленнее изменения интенсивности излучения с ростом ϑ и тем меньше общее инфракрасное потемнение (или посветление) к краю диска Земли (сравните спектральные участки *6* и *7*, *8* и *9* на рис. 8.6 попарно, поглощение в каждой паре участков почти одинаково). Далее, чем прозрачнее участок спектра, чем выше высота верхней границы облачности, чем суше атмосфера над подстилающей поверхностью, тем, естественно, слабее угловая зависимость $J_u(\vartheta)$ в пределах визирования бóльшей части диска Земли.

Влияние стратификации стратосферы на угловое распределение уходящего излучения проявляется, например, в следующем. В большинстве случаев в рассматриваемых участках спектра (рис. 8.6) наблюдается инфракрасное потемнение к краю Земли. Однако когда с увеличением ϑ основной вклад в уходящее излучение вносит стратосфера, то может иметь место инфракрасное посветление, так как с увеличением зенитного угла возрастает масса газа, излучающего при сравнительно высокой температуре (температура в стратосфере растет с высотой), и это оказывается решающим при большом вкладе стратосферы в уходящее излучение. Так, при влажной и теплой стратосфере (65° с. ш., лето) в спектральных участках сильного поглощения

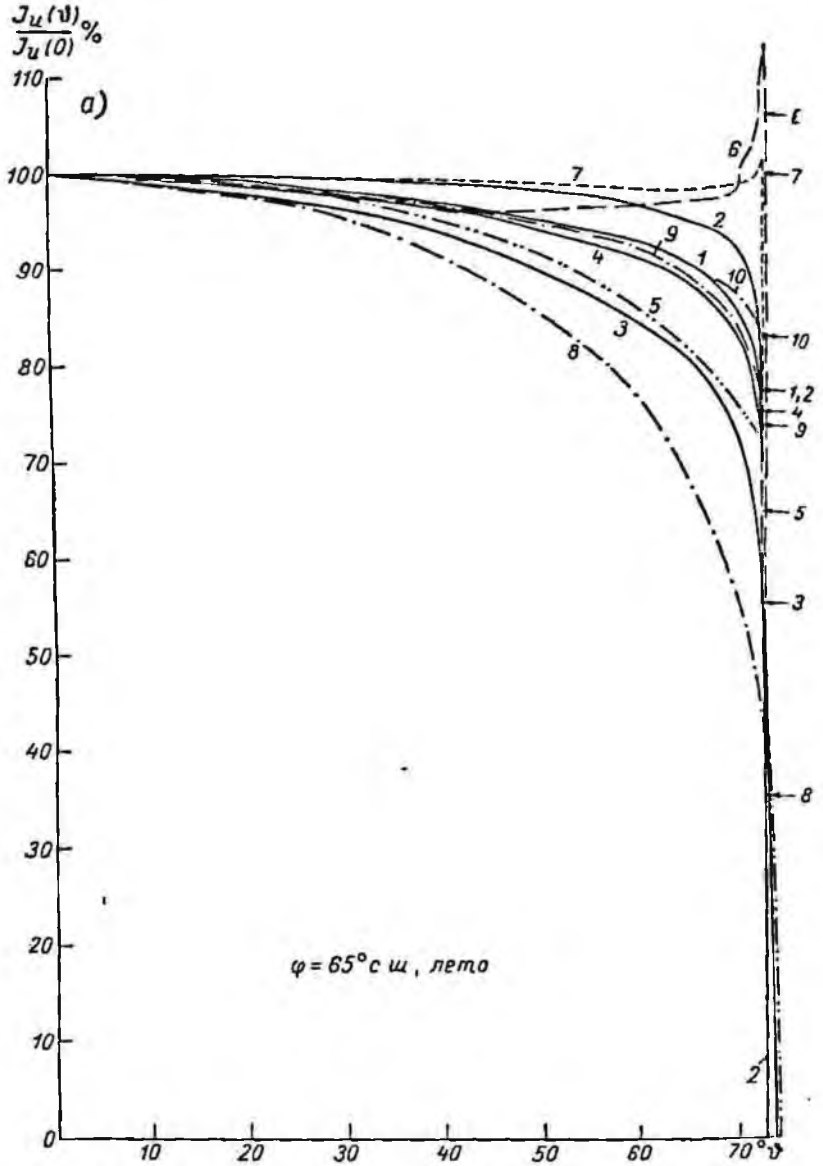
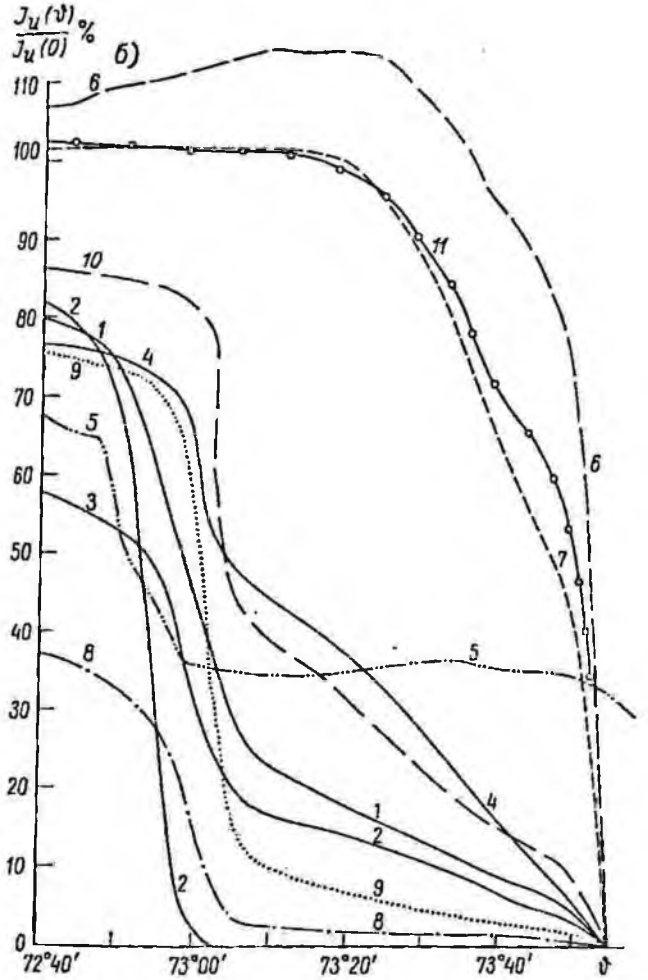


Рис. 8.6. Относительное угловое распределение интенсивности уходящей 65° с. ш.,

$а$ — общий ход угловой зависимости $\frac{J_u(\vartheta)}{J_u(0)}$; $б$ — угловое распределение при сферном окне 10,55—11,01 мкм, 3 — полоса поглощения 6,3 мкм H_2O (4,88—8,70 мкм), 9,6 мкм O_3 (9,01—10,29 мкм), 6 — участок очень сильного поглощения, сток слабого поглощения H_2O (5,00—5,05 мкм), 9 — участок слабого поглощения H_2O 40 мкм), 11 — область вращательной полосы поглощения H_2O (40—120 мкм).



радиации для высоты 300 км ($\vartheta_{кр}=72°45'$) по расчетам [29, 30], лето.

больших зенитных углах $\vartheta > \vartheta_{кр}$: *1* — интегральное излучение, *2* — участок в атмо-

4 — полоса поглощения 15 мкм CO_2 (12—18 мкм), *5* — полоса поглощения H_2O (6,49—6,58 мкм), *7* — участок очень сильного поглощения H_2O (41,7—45,5 мкм), *8* — уча- (17,86—18,52 мкм), *10* — область вращательной полосы поглощения H_2O (18—

Горизонтальные стрелки на рис. 8.6 *а* показывают величину $\frac{J_w(\vartheta)}{J_u(0)}$ при $\vartheta=\vartheta_{кр}$.

6, *7* и *11* интенсивность уходящего излучения начинает расти по мере приближения к краю диска планеты. Аналогичное явление (только в более слабой степени) наблюдается для рассматриваемой стратификации (65° с. ш., лето) и в участках менее сильного поглощения *4* и *5* и даже в окне 8,70—12,00 мкм в случае низкотемпературной подстилающей поверхности (высокая облачность с верхней границей 9 км). Это также обусловлено существенным вкладом стратосферы при больших ϑ в уходящее излучение в указанных спектральных интервалах при сочетании низкотемпературной подстилающей поверхности с теплой и влажной стратосферой.

В центральной части полосы поглощения 15 мкм CO_2, как показывают расчеты и результаты спутниковых измерений, инфракрасное посветление наблюдается для любой стратификации атмосферы, так как в этой области интенсивного поглощения излучение всегда формируется стратосферой вследствие значительного содержания в ней углекислого газа (см. [23]).

Резкое падение интенсивности уходящей радиации происходит в узком угловом интервале в области визирования одной атмосферы (большие зенитные углы: $\vartheta > \vartheta_{кр}$). В участках атмосферного окна 8—12 мкм, в которых поглощает один водяной пар, инфракрасное потемнение к краю атмосферы совершается наиболее резко, круто и быстро (рис. 8.6 *б*). Заметим, что при малых зенитных углах этим спектральным промежуткам свойственно сравнительно слабое изменение интенсивности излучения с ростом ϑ.

Общий характер изменения J_u в зависимости от изменения ϑ при $\vartheta > \vartheta_{кр}$ довольно стабилен во всех участках спектра, исключая интервалы очень сильного поглощения, расположенные в близкой инфракрасной области спектра. Здесь угловая зависимость уходящей радиации испытывает значительные стратификационные изменения. В центре полосы 15 мкм CO_2 следует отметить наибольшее подобие угловых распределений уходящего излучения, полученных для различных стратификаций атмосферы.

В условиях частичной облачности зависимость интенсивности уходящего излучения от зенитного угла нельзя изобразить такими плавными кривыми, как рассмотренные выше. В этом случае резкие максимумы и минимумы в ходе зависимости $J_u(\vartheta)$ способны замаскировать инфракрасное потемнение к краю атмосферы. Как показывают теоретические исследования, это возможно в прозрачных областях спектра, расположенных в атмосферном окне 8—12 мкм и близкой инфракрасной области спектра (спектральные интервалы слабого поглощения и близкая инфракрасная область спектра наиболее чувствительны к изменениям в условиях облачности). В далекой инфракрасной области спектра возможность маскировки инфракрасного потем-

нения к краю атмосферы неоднородностями углового распределения уходящей радиации, обусловленными частичной облачностью различных ярусов или неоднородностями в стратификации атмосферы, маловероятна даже в широких спектральных интервалах (18—40, 40—120 мкм). При длинах волн $\lambda<18$ мкм только центральная часть полосы поглощения углекислого газа 15 мкм может соперничать в этом отношении с далекой инфракрасной областью спектра.

Азимутальная анизотропия поля уходящей радиации в пределах визирования диска Земли при ясном небе и сплошной облачности невелика, однако при $\vartheta>\vartheta_{кр}$ она становится значительной. В условиях частичной облачности азимутальная зависимость интенсивности уходящего излучения весьма существенна даже при визировании центральных частей диска планеты. Естественно, что азимутальная анизотропия наиболее велика в участках спектра, чувствительных к появлению облаков и неоднородностям в стратификации атмосферы.

Ракетные и спутниковые измерения подтверждают многие из рассмотренных выше закономерностей [23, 36]. Однако, согласно экспериментальным данным, высота излучающей атмосферы, по-видимому, значительно больше, чем принимаемая в теоретических расчетах (40—60 км). Кроме того, во время советских космических экспериментов [40] на высотах 250—300, 420—450 и около 500 км обнаружено интенсивное инфракрасное излучение атмосферы в горизонтальном направлении (область спектра 2,5—8,0 мкм). Максимальная интенсивность этого излучения сравнима или превышает интенсивность уходящей радиации в надире. Зарегистрированное излучение пока трудно интерпретировать как тепловое горизонтальных слоев разреженной атмосферы. По-видимому, механизм излучения другой.

2.4. Эффективное излучение

Интенсивность эффективного излучения $J_{эф}$ ($J_{эф}=J_{и}-J_{с}$) уменьшается с ростом зенитного угла [16, 42]. Наиболее сильный спад излучения наблюдается при направлениях, близких к горизонту. Очевидно, что на всех высотах внутри оптически активной и горизонтально однородной атмосферы при $\vartheta=90°$ величина $J_{эф}$ равна нулю, так как $J_{и}=J_{с}$.

Общий характер угловой зависимости $J_{эф}(\vartheta)$ сохраняется при изменении стратификации атмосферы и сравнительно слабо зависит от спектрального интервала и высоты [42].

В условиях частичной облачности плавный ход функции $J_{эф}(\vartheta)$, имеющий место при ясном небе и сплошной облачности, должен нарушаться рядом максимумов и минимумов. Азимутальная анизотропия поля эффективного излучения, слабая в безоблачной атмосфере и в случае сплошной облачности [16], при частичной облачности, естественно, возрастает.

§ 3. ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ИЗЛУЧЕНИЯ

В настоящем параграфе приводятся некоторые результаты определения вертикального распределения восходящих, нисходящих и эффективных потоков теплового излучения в атмосфере, а также вертикальные профили лучистых притоков тепла. При этом рассматриваются как потоки и притоки интегрального теплового излучения, так и величины их в различных спектральных интервалах.

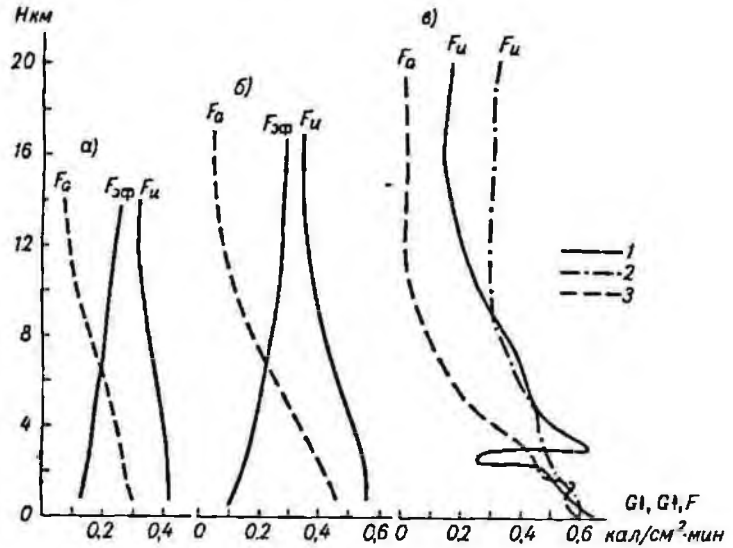


Рис. 8.7. Вертикальные профили нисходящего F_a, восходящего F_u и эффективного $F_{эф}$ потоков теплового излучения.

а — США, зима, осредненные данные [59]; *б* — США, лето, осредненные данные [59]; *в* — СССР, однослойная сплошная облачность нижнего яруса, день [43]; *1* — июль, *2*, *3* — октябрь.

Известно [22], что в безоблачной атмосфере при нормальной стратификации температуры восходящие и нисходящие потоки интегральной тепловой радиации, как правило, уменьшаются с высотой. Эффективный поток излучения, наоборот, в свободной атмосфере возрастает с высотой, причем этот рост в пределах почти всей тропосферы является более или менее линейным. Возрастание эффективного излучения замедляется вблизи стратосферы. Наличие облачности, особенно сплошной, отражается на профилях излучения нарушением монотонного изменения потока.

Некоторые примеры вертикального распределения тепловой радиации в атмосфере изображены на рис. 8.7 (по работам

[43, 59]). Приведенные там вертикальные профили излучения получены в условиях умеренных широт.

Целый цикл исследований вертикальной и меридиональной изменчивости интегральных потоков теплового излучения в свободной атмосфере произведен Г. Н. Костяным и Н. А. Зайцевой. При этом, путем измерения излучения актинометрическими радиозондами, выпущенными в различных географических пунктах, накоплен огромный материал о вертикальном и географическом распределениях поля теплового излучения в реальной атмосфере. По данным работы [31], нисходящий и восходящий потоки тепловой радиации убывают с высотой с градиентом от $250 \cdot 10^{-5}$ до $400 \cdot 10^{-5}$ кал/см^2 · мин. и от $160 \cdot 10^{-5}$ до $240 \cdot 10^{-5}$ кал/см^2 · мин. на 100 м в тропосфере и от $30 \cdot 10^{-5}$ до $40 \cdot 10^{-5}$ кал/см^2 · мин. на 100 м в стратосфере (нисходящий поток). Градиент для восходящего потока в стратосфере близок к нулю. В работах [19, 43], а также в некоторых исследованиях зарубежных авторов [49, 61] отмечаются случаи слабого увеличения восходящего потока теплового излучения с высотой в стратосфере. Причиной этого, по-видимому, являются особенности вертикального распределения температуры в стратосфере — изотермия и инверсия температуры.

Анализ изменчивости эффективного излучения в свободной атмосфере произведен в работах [34, 61, 65] на основании актинометрического зондирования атмосферы. По данным этих исследований наиболее характерные особенности вертикального профиля эффективного излучения состоят в росте его с высотой примерно до уровня 10—13 км, в последующем уменьшении в области тропопаузы и дальнейшем росте в стратосфере.

В работах [34, 43] рассматривается взаимосвязь эффективного излучения и облачности. Отмечается, что аномалии в распределении эффективного излучения связаны с влиянием облачности. Уменьшение эффективного излучения за счет влияния облаков на некоторых высотах составляет 0,19 кал/см^2 · мин. При наличии облаков, как правило, в слое 1,5—3,0 км имеет место слабое увеличение эффективного излучения с высотой, а в слое 7—10 км — резкое уменьшение. В зимних условиях, когда в атмосфере содержится небольшое количество влаги, облачность может увеличивать эффективное излучение на больших высотах (по сравнению с безоблачными условиями), перераспределяя радиационный баланс в атмосфере. В приземном слое облака уменьшают эффективное излучение, если при этом не наблюдается повышения температуры подстилающей поверхности и нарушения изотермии под облаками. Изменение восходящих потоков тепловой радиации в зимнее время в случаях «ясно» — «облако» и наоборот может достигать 10—12% в одну сторону за два—четыре часа. В облачных условиях зимой может наблюдаться не только уменьшение восходящего потока по

сравнению с безоблачными условиями, но и его увеличение [34]. По оценкам автора настоящего параграфа, при нормальной стратификации температуры величины противоизлучения атмосферы на уровне земной поверхности при сплошной облачности примерно на 20—40% больше соответствующих потоков при ясном небе.

Средние для Северной Атлантики зимние профили эффективного излучения, вычисленные с помощью радиационной номограммы В. Эльзассера, приведены в табл. 8.3. Маленькие величины и аномальный вертикальный ход излучения в нижней тропосфере обусловлены, по-видимому, облачностью.

В табл. 8.4 приведены вертикальные профили теплового излучения для пяти моделей безоблачной атмосферы по результатам теоретических расчетов автора настоящего параграфа. Рассматриваемые модели атмосферы кратко характеризуются следующим образом:

I — стандартная атмосфера (модель ARDC-1959),

II — сухое лето в умеренных широтах,

III — влажное лето в умеренных широтах,

IV — сухая зима в умеренных широтах,

V — влажная зима в умеренных широтах.

Сравнение этих результатов с соответствующими вертикальными профилями излучения рис. 8.7 показывает, что теоретические величины интегральных потоков эффективного излучения для «влажных» моделей атмосферы III и V удовлетворительно согласуются со средними сглаженными экспериментальными профилями потоков в соответствующее время года. Однако градиент уменьшения нисходящей тепловой радиации с высотой, полученный на основании теоретических величин, заметно больше, чем полученный по экспериментальным данным, и, следовательно, в верхней тропосфере и в стратосфере теоретические значения противоизлучения меньше экспериментальных. Следует отметить также, что вертикальные профили тепловой радиации при реальных, конкретных синоптических ситуациях могут довольно сильно отличаться от средних теоретических значений.

Выше были рассмотрены вертикальные профили интегральных потоков тепловой радиации атмосферы. Однако характер вертикального распределения спектральных потоков излучения может в ряде случаев заметно отличаться от распределения интегральной радиации. В качестве примера приведем вертикальные профили спектральных потоков нисходящего и эффективного излучения в различных интервалах спектра, полученные на основании результатов вычислений автора настоящего параграфа (табл. 8.5 и 8.6). Градиент уменьшения противоизлучения атмосферы с высотой сильно зависит от длины волны λ (или от волнового числа ν). Особенно ярко выражена

Таблица 8.3

Средние значения эффективного излучения атмосферы $F_{эф}$ кал/см^2·мин. зимой 1956-57 г. в Северной Атлантике [55]

Пункт измерения	p мб					
	1000	850	700	500	300	200
1	0,062	0,069	0,163	0,173	0,181	0,224
2	0,063	0,042	0,169	0,194	0,209	0,274
3	0,066	0,027	0,168	0,187	0,224	0,280
4	0,054	0,038	0,170	0,220	0,253	0,283
5	0,056	0,039	0,127	0,189	0,206	0,262
6	0,066	0,060	0,141	0,206	0,226	0,266
7	0,057	0,039	0,179	0,218	0,239	0,297
8	0,075	0,046	0,180	0,236	0,265	0,321

Таблица 8.4

Величины интегральных потоков нисходящего F_0 и эффективного $F_{эф}$ теплового излучения атмосферы для моделей атмосферы I—V (область спектра 2000—225 см$^{-1}$)

p мб	H км	Модель				
		I	II	III	IV	V
		F_0 кал/см^2·мин.				
1013	0	0,384	0,378	0,456	0,183	0,220
898	1	0,326	0,324	0,382	0,160	0,195
795	2	0,274	0,272	0,322	0,138	0,169
617	4	0,195	0,193	0,233	0,102	0,131
472	6	0,130	0,128	0,162	0,072	0,097
265	10	0,042	0,044	0,068	0,035	0,050
76	18	0,024	0,024	0,034	0,021	0,028
12	30	0,013	0,011	0,019	0,008	0,014
0,9	50	0,003	0,003	0,007	0,003	0,005
		$F_{эф}$ кал/см^2·мин.				
1013	0	0,142	0,186	0,108	0,152	0,115
898	1	0,180	0,222	0,153	0,169	0,133
795	2	0,204	0,248	0,185	0,183	0,146
617	4	0,240	0,286	0,224	0,205	0,169
472	6	0,270	0,316	0,252	0,222	0,188
265	10	0,315	0,357	0,294	0,242	0,211
76	18	0,320	0,364	0,311	0,250	0,227
12	30	0,326	0,375	0,325	0,261	0,239
0,9	50	0,345	0,386	0,343	0,270	0,254

Таблица 8.5

Значения спектральных потоков нисходящего теплового излучения для стандартной модели атмосферы в различных спектральных интервалах (10^{-5} вт/см^2 · мкм)

H км	$\Delta\nu$ см$^{-1}$				
	1550—1500	1040—1033	940—900	675—650	400—375
0	149,9	101,3	59,80	178,4	54,22
1	122,3	77,31	32,77	162,8	50,75
2	97,12	61,52	16,90	146,7	46,61
3	79,73	51,50	8,340	134,2	42,24
5	51,80	39,99	1,754	110,8	30,20
7	30,29	33,68	0,2965	89,37	16,57
10	7,055	28,72	0,00894	61,68	3,152
18	3,678	25,96	0,00152	46,73	1,500
30	4,224	21,28	0,00051	26,69	1,089
40	4,374	13,61	0,00015	16,07	0,7298
50	1,976	2,333	0,00002	6,206	0,2777

Таблица 8.6

Значения спектральных потоков эффективного излучения для стандартной модели атмосферы в различных спектральных интервалах (10^{-5} вт/см^2 · мкм)

H км	$\Delta\nu$ см$^{-1}$				
	1550—1500	1040—1033	940—900	675—650	400—375
0	2,579	153,4	192,2	1,469	0,4300
1	11,64	174,2	217,5	6,820	1,858
2	14,39	184,4	230,5	9,516	3,320
3	17,32	188,9	236,2	12,34	5,699
5	13,09	190,4	239,8	11,56	13,05
7	11,76	187,6	239,8	11,19	23,01
10	16,54	179,7	239,5	10,93	33,22
18	16,41	145,1	239,7	12,77	34,21
30	16,29	116,2	239,0	37,94	34,66
40	18,91	129,6	239,0	58,14	35,31
50	24,15	145,9	238,4	72,88	35,96

спектральная зависимость вертикальных профилей эффективного излучения (табл. 8.6). Если в интервалах 400—375 см$^{-1}$ и 940—900 см$^{-1}$ практически отсутствует инверсия вертикального хода эффективной радиации, то в центральных областях полос поглощения водяного пара, озона и углекислого газа она наблю-

дается либо в середине тропосферы (волновые числа около 1500 $см^{-1}$), либо в верхней тропосфере (волновые числа около 650 $см^{-1}$); в центре полосы поглощения озона (около 1040 $см^{-1}$) диапазон высот, в пределах которого эффективное излучение уменьшается с высотой, весьма велик — от 5 до 30 км.

Большое количество работ посвящено исследованию поля лучистых притоков тепла в атмосфере (см., например, [12, 20, 22, 31, 49, 51, 55, 58—62]). В свободной атмосфере при отсутствии облачности обычно наблюдается радиационное выхолаживание воздуха [20]. Характерное распределение радиационного выхолаживания с высотой при безоблачной атмосфере

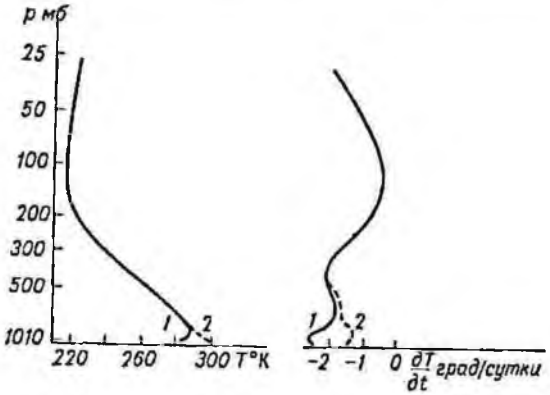


Рис. 8.8. Вертикальные профили температуры и соответствующих радиационных изменений температуры при безоблачной погоде в случае температурной инверсии у земной поверхности (*1*) и без нее (*2*) (влияние озона на $\partial T/\partial t$ не учитывается) [51].

изображено на рис. 8.8. Видно, что температурная стратификация вблизи земной поверхности существенно влияет на вертикальный профиль радиационного изменения температуры до высот порядка 700—600 мб. Минимум абсолютных значений радиационного выхолаживания расположен над тропопаузой.

По данным работы [61], радиационное выхолаживание в тропосфере, обусловленное тепловой радиацией, составляет в среднем 1—2 град/сутки до уровня 200 мб. На высотах 3, 6 и 10 км при ясном небе отмечаются устойчивые максимумы радиационного выхолаживания, а под тропопаузой наблюдается радиационное нагревание. Радиационные изменения температуры в стратосфере в среднем в пять раз превышают значения, наблюдаемые в тропосфере, и они гораздо более изменчивы. В работе [68] приведены вертикальные профили радиационного выхолаживания для различных климатических и синоптических усло-

вий. Максимальные величины $|\partial T/\partial t|$ составляют около —3 град/сутки. В случае безоблачной погоды максимум радиационного выхолаживания находится на высотах примерно 8—10 км. Исключением является Арктика, где этот максимум располагается на высоте около 1,5 км. Минимальные величины $|\partial T/\partial t|$ наблюдаются на высоте тропопаузы, а также на уровне земной поверхности.

Автором настоящего параграфа рассчитаны величины радиационных изменений температуры для безоблачной погоды при вышеупомянутых моделях атмосферы I—V. Результаты вычислений $\partial T/\partial t$ для области спектра 2000—225 $см^{-1}$ показывают, что при рассматриваемых моделях атмосферы в условиях безоблачной погоды на всех высотах в атмосфере наблюдается радиационное охлаждение, значения которого наиболее велики (порядка —2, —3 град/сутки) вблизи земной поверхности и в верхней стратосфере (табл. 8.7). Минимальные величины $|\partial T/\partial t|$ наблюдаются в диапазоне высот 10—20 км, причем зимой этот минимум ниже, чем летом. Большие величины радиационного выхолаживания у земной поверхности в данном случае объясняются неучетом скачка температуры у земной поверхности (предполагалось, что температура воздуха на уровне земной поверхности и эффективная радиационная температура Земли равны друг другу).

Таблица 8.7

Радиационные изменения температуры $\partial T/\partial t$ град/сутки для стандартной модели атмосферы в различных областях спектра

H км	$\Delta\nu$ $см^{-1}$				
	2000—1200	1170—940	800—550	525—225	2000—225
0	—0,47	—0,44	—0,69	—0,40	—2,60
1	—0,22	—0,25	—0,38	—0,22	—1,46
2	—0,18	—0,13	—0,45	—0,42	—1,45
4	—0,060	—0,020	—0,30	—0,56	—1,08
6	—0,070	0,014	—0,25	—0,89	—1,26
10	—0,040	0,044	—0,020	—0,69	—0,71
18	—0,003	0,18	—0,39	—0,053	—0,28
30	—0,030	0,11	—2,09	—0,79	—2,80

Однако учет скачка температуры «земная поверхность — воздух», а также подробного хода температуры и влажности в приземном слое может дать весьма серьезные отклонения вертикального распределения лучистых притоков тепла от среднего, «модельного». Например, в работах [71, 72] показано, что учет скачка температуры порядка 3—5° К изменяет даже знак лу-

чистого притока тепла и влияние такого скачка на величины $\partial T/\partial t$ отчетливо прослеживается до высот около 5 км. Таким образом, для надежного определения лучистых притоков тепла требуется весьма точная и подробная информация о величинах метеорологических параметров в атмосфере.

Влияние облачности на величины лучистого притока тепла исследуется в работе Л. М. Градус и Е. М. Фейгельсон [12]. В этой работе вычислены интегральные по толщине подоблачного и надоблачного слоев притоки тепловой радиации для различных высот облачного слоя. Показано, что в подоблачном слое радиационное выхолаживание существенно убывает по сравнению с безоблачной атмосферой, обращаясь почти в нуль при облачности нижнего и среднего ярусов. Над облаками наблюдается радиационное выхолаживание. Таким образом, в случае многослойной облачности, а также при инверсионных слоях и слоях дымки и аэрозоля в атмосфере наблюдаются весьма сложные вертикальные профили лучистых притоков тепла с инверсиями, резко меняющими величину и знак. Это подтверждается и результатами работ [31, 49, 55, 62]. В работе [31] сделан вывод, что в общем тропосфера и стратосфера неоднородны по своим радиационным свойствам и могут иметь слои с большими значениями скорости радиационного выхолаживания при средних значениях 0,04—0,05 и 0,02—0,06 град/час соответственно. В области тропопаузы наблюдаются слои со скоростью радиационного нагревания до 0,3 град/час, хотя средняя скорость радиационных изменений температуры тропопаузы около нуля.

Интересно заметить, что влияние облачности на величины радиационных притоков тепла в ряде случаев проявляется даже на больших высотах в атмосфере. Так, например, в работе [58] приведены данные об изменчивости величин $\partial T/\partial t$ в полосе поглощения озона 9,6 мкм на высотах 10—33 км в зависимости от изменения облачных условий. По результатам этой работы, вследствие перехода от ясного неба к облачности с верхней границей на высоте 9 км величины радиационного нагревания в стратосфере уменьшаются примерно в 3—5 раз.

Обширные теоретические расчеты для определения вертикального, сезонного и географического изменений радиационных притоков тепла в условиях средней облачности были выполнены Д. Лондоном и П. А. Дэвисом. (Основные результаты их работ приведены в [20].) По данным этих авторов, как правило, максимум выхолаживания расположен в середине тропосферы, непосредственно над зоной максимальной частоты повторяемости верхней границы облаков.

Весьма большие величины радиационного выхолаживания в середине тропосферы и над тропопаузой получены в работе [55] (см. табл. 8.8.). Следует отметить, что в самом нижнем слое

Таблица 8.8

Средние величины лучистых притоков тепла $\partial T/\partial t$ град/сутки зимой 1956-57 г. по данным восьми станций на территории Северной Атлантики [55]

Станция	p мб				
	1000—850	850—700	700—500	500—300	300—200
1	—0,27	—3,68	—0,29	—0,24	—2,50
2	0,82	—5,00	—0,73	—0,45	—3,83
3	1,42	—5,56	—0,56	—1,10	—3,32
4	0,55	—5,21	—1,47	—0,96	—1,17
5	0,69	—3,46	—1,83	—0,50	—3,32
6	0,69	—3,31	—1,92	—0,59	—2,36
7	0,62	—5,54	—1,15	—0,62	—3,42
8	1,00	—5,29	—1,66	—0,85	—3,31

(1000—850 мб) почти во всех случаях наблюдалось радиационное нагревание.

Особый интерес представляет исследование вертикального распределения лучистых притоков тепла в стратосфере. Ввиду малых величин плотности воздуха на этих высотах даже небольшие притоки тепла обусловливают там значительные величины радиационных изменений температуры. С другой стороны, определение концентрации поглощающих веществ в стратосфере связано с большими относительными погрешностями и и вследствие этого возникают значительные погрешности и в лучистых притоках тепла. В результате этого величины $\partial T/\partial t$, полученные для стратосферы при конкретных синоптических ситуациях и при «модельной» атмосфере, могут сильно расходиться и степень точности их требует специального исследования.

Большинство исследователей (см., например, [51, 55, 61, 65]), как уже сказано выше, отмечают, что в стратосфере происходит гораздо более сильное радиационное выхолаживание, чем в тропосфере, причем величины $|\partial T/\partial t|$ возрастают с высотой. Отметим, что обзор вертикального и географического распределения радиационных изменений температуры в стратосфере приведен также в монографии К. Я. Кондратьева [20].

Представляет интерес отдельно оценить роль каждого из основных поглощающих тепловое излучение компонентов атмосферы в создании радиационных изменений температуры. На рис. 8.9 изображены средние за год вертикальные профили $\partial T/\partial t$ для полос поглощения водяного пара, а также для полос углекислого газа 15 мкм и озона 9,6 мкм [60]. Из этих результатов следует, что полоса поглощения O_3 обусловливает радиационное нагревание атмосферы на высотах 15—30 км, углекислый газ обусловливает выхолаживание атмосферы, которое

особенно велико на высотах больше 15—20 км; радиационное выхолаживание, причиной которого является водяной пар, имеет максимумы в верхней тропосфере и в верхней стратосфере. Аналогичные выводы сделаны в работах Т. Сасамори, Д. Лондона, С. Д. Уолшоу и автором настоящего параграфа (см. табл. 8.7).

Автором настоящего параграфа произведены также расчеты спектрального распределения вертикальных профилей $\partial T/\partial t$ для

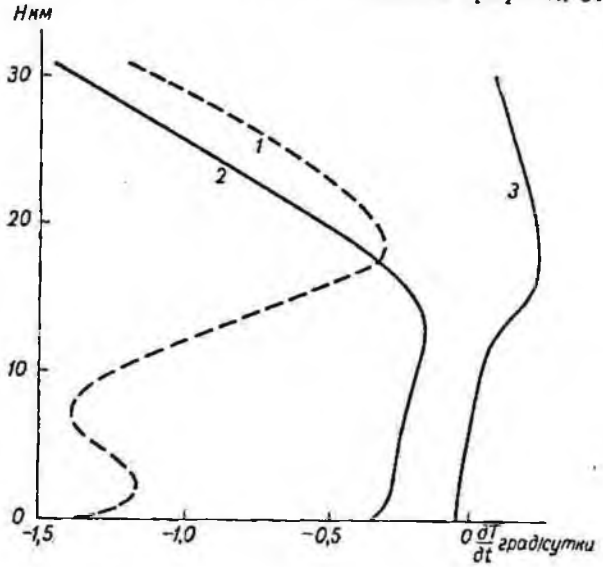


Рис. 8.9. Осредненные для всего земного шара вертикальные профили радиационных изменений температуры, обусловленных водяным паром (*1*), углекислым газом (*2*) и озоном (*3*) [60].

упомянутых выше моделей атмосферы I—V. В качестве примера приведем результаты вычисления $\partial T/\partial t$ для некоторых узких интервалов спектра на различных высотах в атмосфере (табл. 8.9). Данные этой таблицы показывают, что по отрицательным величинам $\partial T/\partial t$ для интегрального излучения нельзя сделать вывод, что и спектральные значения $\partial T/\partial t$ все являются отрицательными; на самом деле во многих спектральных интервалах $\partial T/\partial t$ на некоторых высотах положительны или близки к нулю. Результирующие отрицательные значения радиационных изменений температуры получаются вследствие очень больших величин радиационного выхолаживания в некоторых участках спектра (например, в далекой инфракрасной области).

Таблица 8.9

Значения радиационных изменений температуры $\partial T/\partial t$ град/сутки при стандартной модели атмосферы для различных спектральных интервалов

H км	$\Delta\nu$ см$^{-1}$				
	1550–1500	1040–1033	833–800	675–650	400–375
0	—0,0262	—0,0129	—0,0975	—0,0453	—0,0289
2	—0,0051	—0,0037	—0,0427	—0,0233	—0,0322
4	0,0059	—0,0004	—0,0194	0,0023	—0,0643
6	0,0020	0,0012	—0,0058	0,0014	—0,1081
8	—0,0057	0,0025	0,0004	0,0001	—0,1104
10	—0,0062	0,0046	0,0015	0,0055	—0,0597
14	0,0001	0,0106	0,0002	—0,0050	—0,0078
18	—0,0006	0,0188	—0,0002	—0,0851	—0,0057
22	0,0008	0,0285	—0,0006	—0,1534	—0,0073
26	0,0012	0,0279	—0,0020	—0,2786	—0,0154
30	—0,0097	0,0020	—0,0049	—0,5931	—0,0419

Результаты расчетов вертикального распределения лучистого притока тепла в узких спектральных интервалах приведены также в работе К. Я. Кондратьева, Д. В. Стыро и В. Ф. Жвалева (для одной конкретной синоптической ситуации в Ростове-на-Дону). По результатам этого исследования, во всех рассматриваемых спектральных интервалах на всех высотах имеет место радиационное охлаждение.

Отметим, что приведенные данные вертикального распределения радиационных изменений температуры в большинстве случаев следует считать лишь ориентировочными. Так как величины $\partial T/\partial t$ существенно зависят от детальной структуры вертикальных профилей температуры и поглощающих тепловое излучение веществ в атмосфере, то для надежного определения их требуется весьма точная и подробная информация о величинах метеорологических параметров в атмосфере, особенно у земной поверхности и, по-видимому, также у поверхности облаков. Известно, что результаты вычисления лучистого притока тепла различными методами существенно расходятся. Особенно велики относительные погрешности радиационных притоков тепла при их малых абсолютных значениях, так как приближенная методика расчетов гарантирует нам только определенную степень точности.

§ 4. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЛИННОВОЛНОВОГО БАЛАНСА АТМОСФЕРЫ И ЕГО СОСТАВЛЯЮЩИХ

Данные о географическом распределении теплового излучения атмосферы, имеющиеся в литературе, относятся в основном

к длинноволновому балансу атмосферы и его составляющим: эффективному излучению подстилающей поверхности и уходящему излучению.

4.1. Уходящее излучение

Величина уходящего излучения рассчитывалась К. Я. Виниковым [8, 9] по формуле, которая была получена как результат решения уравнения переноса длинноволновой радиации в атмосфере. При этом были сделаны следующие предположения. Зависимость температуры воздуха от высоты считалась линейной, изменение массы водяного пара с высотой в тропосфере представлялось экспоненциальной функцией.

Величины уходящего излучения F_∞ были рассчитаны для 260 пунктов, равномерно распределенных по земному шару, и найдены временные и пространственные изменения уходящего излучения.

Результатом этих исследований явились карты месячных и годовых сумм уходящего излучения. В качестве примера на рис. 8.10а и 8.10б приведены карты распределения месячных сумм уходящего излучения по земному шару для января и июля.

Анализ карт месячных и годовых сумм уходящего излучения показывает, что поле уходящего излучения является достаточно однородным, величины уходящего излучения изменяются в пределах сравнительно небольшого диапазона месячных и годовых сумм. На всех картах наблюдается возрастание величины F_∞ от полюсов к тропикам. Это обстоятельство объясняется, во-первых, увеличением средней температуры тропосферы, во-вторых, уменьшением облачности в поясах высокого давления.

Месячные суммы F_∞ в январе изменяются от 10 ккал/см^2 · мес. в высоких широтах до 16 ккал/см^2 · мес. в тропиках, а в июле соответственно от 12 ккал/см^2 · мес. до 18 ккал/см^2 · мес.

Годовые суммы варьируют от величин, меньших 140 ккал/см^2 · год в районе полярных широт, до величин, превосходящих 200 ккал/см^2 · год в районе Северной Африки и Аравии.

Максимальные величины уходящего излучения наблюдаются над пустынями низких широт, где имеют место высокие температуры воздуха при малом влагосодержании и незначительной облачности.

В местах со значительной облачностью и довольно высокой влажностью воздуха (район экватора) величины уходящего излучения существенно уменьшаются, но сплошного пояса пониженных значений F_∞ не наблюдается. Колебания величин F_∞ зависят от влагосодержания атмосферы и наличия облачности.

Зональное распределение уходящего излучения заметно нарушается под влиянием холодных и теплых морских течений.

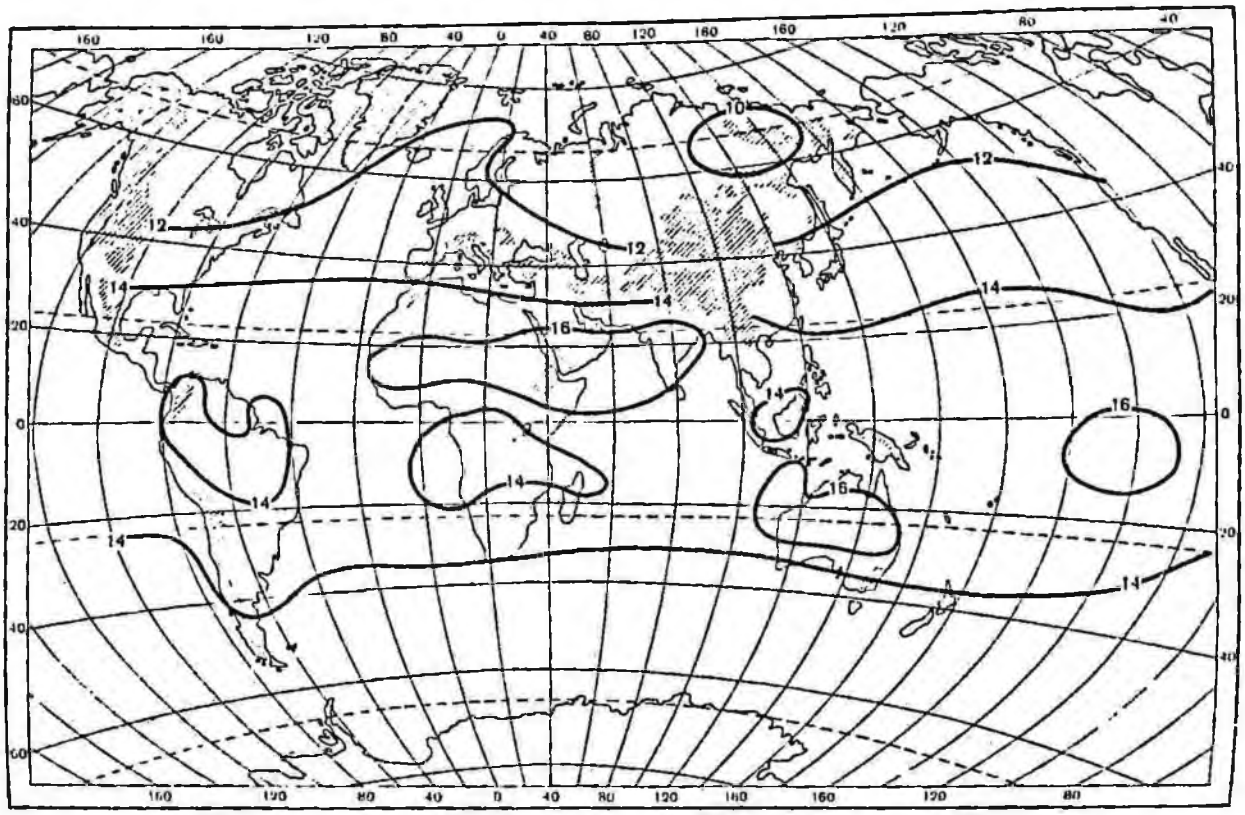


Рис. 8.10а. Географическое распределение месячных сумм уходящего излучения (ккал/см²) [8, 9]. Январь.

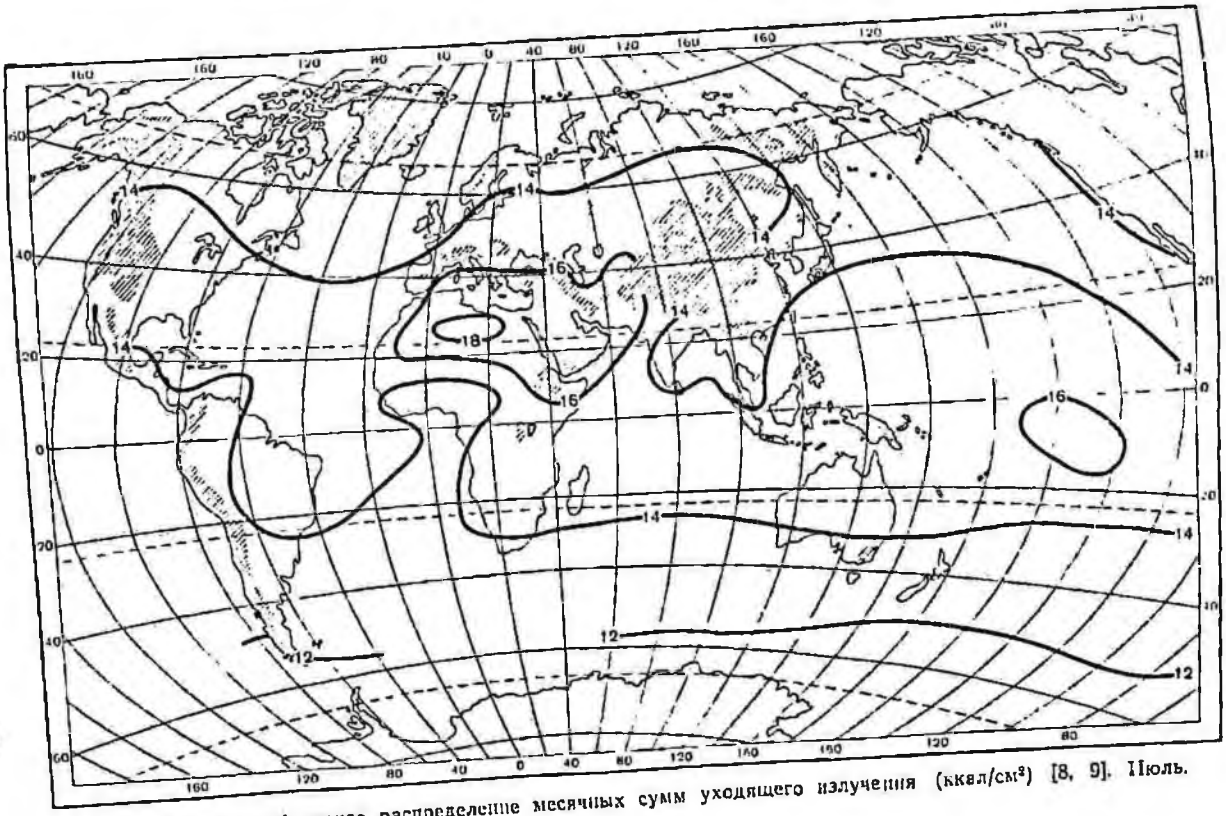


Рис. 8.10б. Географическое распределение месячных сумм уходящего излучения (ккал/см²) [8, 9]. Июль.

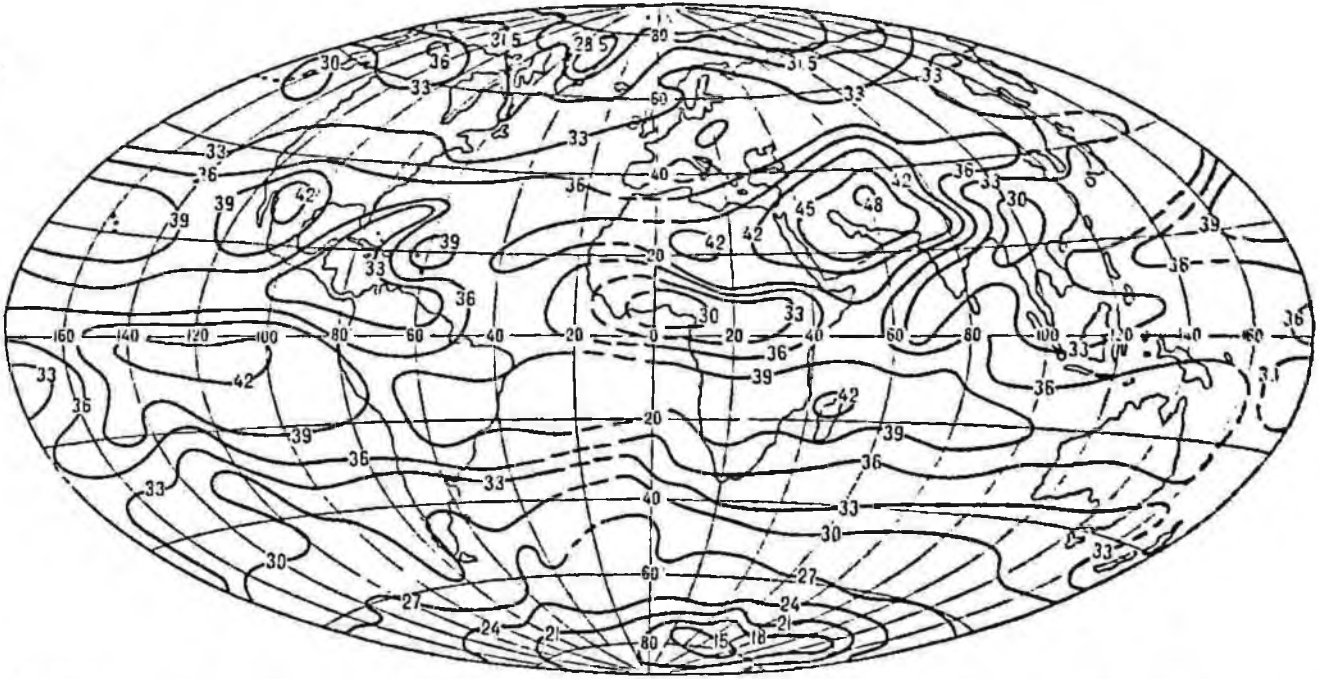


Рис. 8.11. Уходящее излучение (10^{-2} кал/см^2 мин.) 1—15 июня 1966 г., по измерениям со спутника «Нимбус-II» [64].

Наглядным примером может служить теплое течение Гольфстрим и холодное Перуанское течение, которые в течение всего года существенно влияют на ход изолиний.

На распределении поля уходящего излучения сказывается также и смещение термического экватора к северу от географического и бóльшая океаничность южного полушария. Все это приводит к тому, что в среднем тепловое излучение южного полушария меньше, чем северного.

Весьма обширные и наиболее надежные экспериментальные исследования уходящего излучения системы Земля — атмосфера приведены Е. Рашке и М. Пастернак [64], а также рассмотрены в работе Е. Рашке, Ф. Меллера и В. Бандина [63]. Используя данные измерений «Нимбус-II», который (в отличие от спутников «Тайрос») впервые был запущен на полярную орбиту, авторам удалось построить карту распределения по земному шару уходящей длинноволновой радиации, осредненной за срок с 1 по 15 июня 1966 г. (рис. 8.11). Результаты измерений уходящего длинноволнового излучения по данным спутника «Нимбус-II» в июле 1966 г. обсуждены в работе [63].

4.2. Эффективное излучение подстилающей поверхности

Эффективное излучение подстилающей поверхности F_0 рассчитывалось Н. А. Ефимовой и Л. А. Строкиной [17, 18] по теоретическим формулам, учитывающим зависимость его от температуры подстилающей поверхности, температурной стратификации атмосферы, ее влагосодержания и облачности (зависимость эффективного излучения от облачности принята линейной).

Географическое распределение эффективного излучения подстилающей поверхности по земному шару для двух месяцев — января (рис. 8.12а) и июля (рис. 8.12б) — представлено здесь в виде карт, заимствованных из работ [17, 18].

В среднем за год максимальные величины эффективного излучения порядка 80—90 ккал/см^2·год наблюдаются в областях с высокой температурой подстилающей поверхности и малыми значениями влажности и облачности. Это имеет место в районах пустынь и в засушливых областях тропических широт. Существенно меньшие величины эффективного излучения (порядка 30—40 ккал/см^2·год) наблюдаются в области пассатов и над океанами. Это объясняется повышенной влажностью воздуха и некоторым увеличением облачности.

В районе полярных широт (в Арктике и Антарктике), где в течение всего года имеют место низкие температуры подстилающей поверхности, инверсии зимой и значительная облачность летом, отмечен минимум эффективного излучения (меньше 20 ккал/см^2·год).

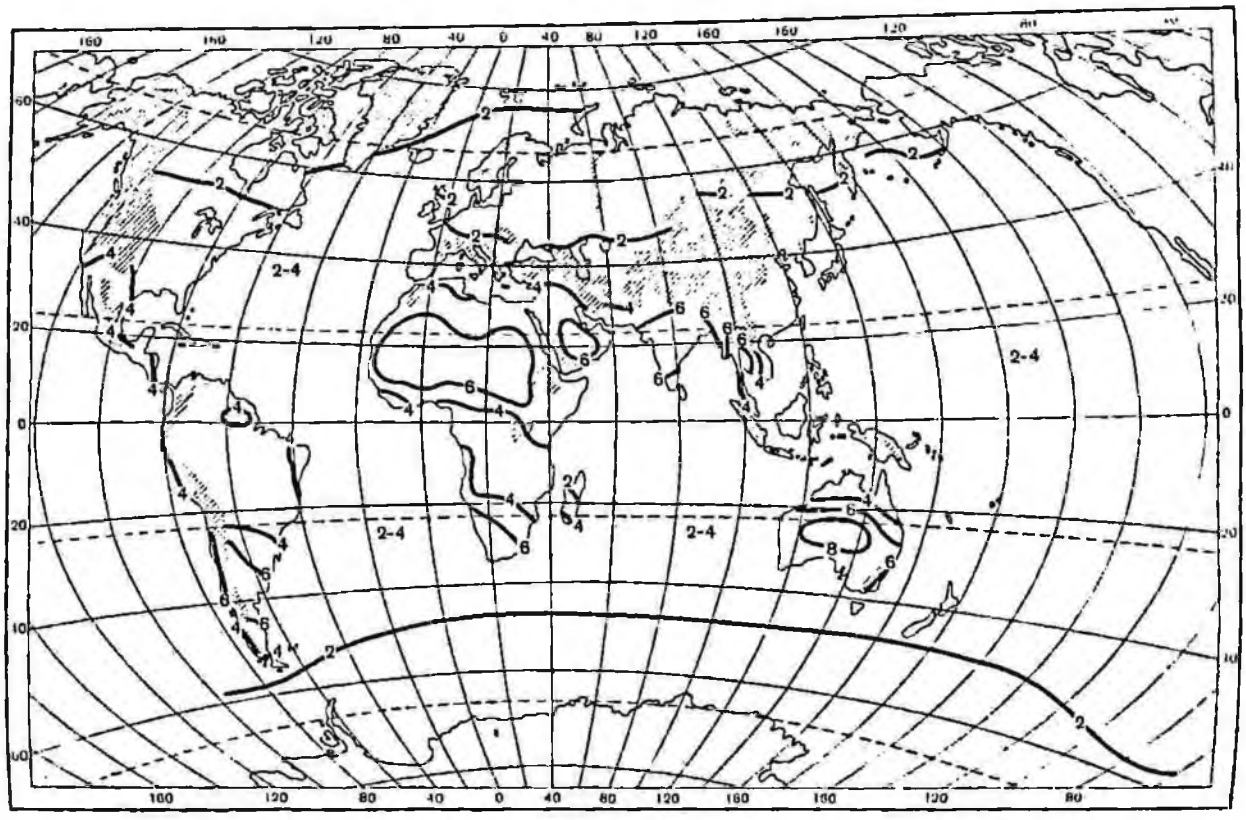


Рис. 8.12а. Эффективное излучение поверхности (ккал/см²) [17, 18]. Январь. Месячные суммы.

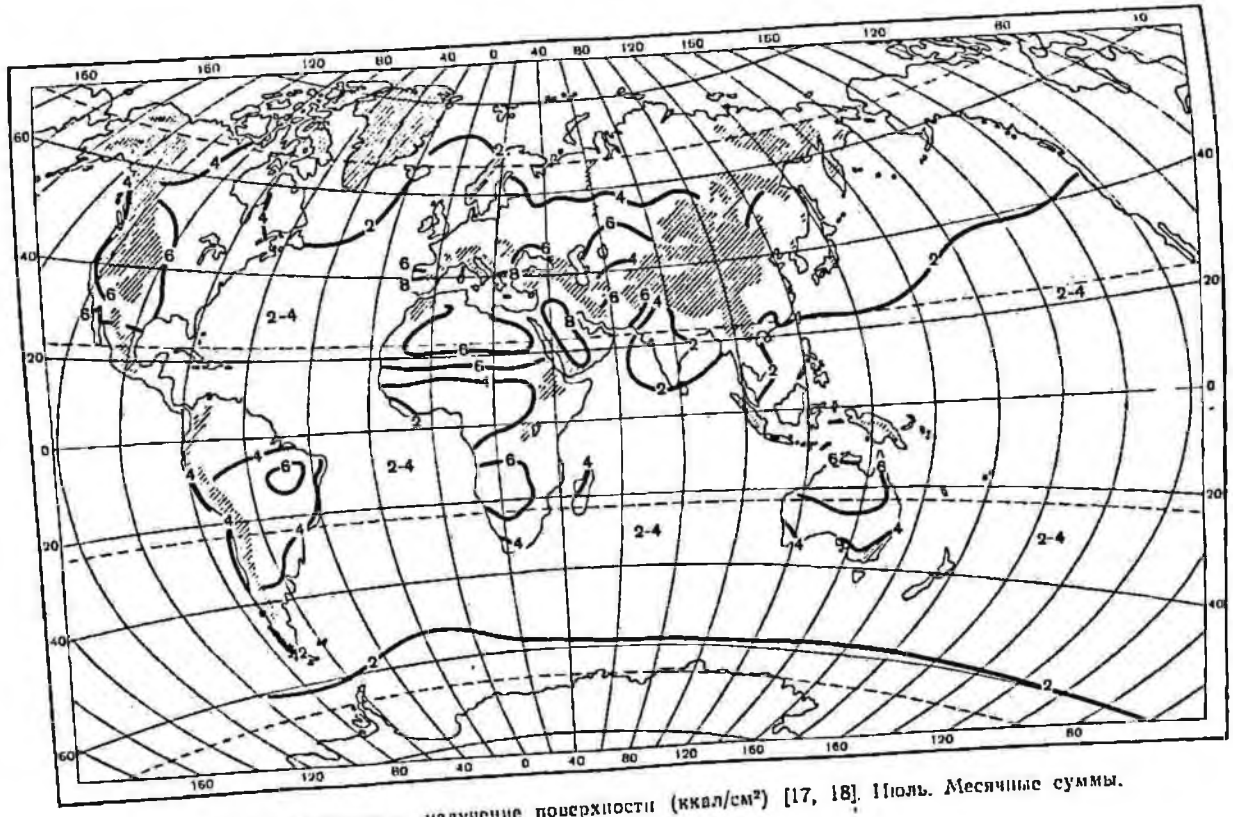


Рис. 8.12б. Эффективное излучение поверхности (ккал/см²) [17, 18]. Июль. Месячные суммы.

На ход изолиний эффективного излучения заметное влияние оказывает наличие холодных и теплых океанических течений. Холодные течения несколько уменьшают, а теплые — увеличивают величину эффективного излучения.

На средних месячных и годовых картах характер изолиний эффективного излучения подстилающей поверхности в основных чертах аналогичен. Однако определенное влияние оказывают в этом случае особенности изучаемого сезона.

В северном полушарии в холодное время года картина распределения эффективного излучения более проста, чем в теплое. В январе изолинии имеют почти широтную направленность, тогда как в июле она несколько нарушается.

Наибольшие величины эффективного излучения в северном полушарии наблюдаются в пустынных районах Африки и Азии. В южном полушарии в январе (лето) максимум имеет место над районом пустынь Центральной Австралии и составляет величину, превышающую 8 ккал/см^2·мес.

В июле в южном полушарии (зима) величина эффективного излучения подстилающей поверхности увеличивается в направлении от полюса (2,0 ккал/см^2·мес.) к тропикам. Максимальные величины (больше 6 ккал/см^2·мес.) наблюдаются в районе австралийских и южно-африканских пустынь. В тропиках и менее засушливых областях субтропиков величина эффективного излучения существенно уменьшается и составляет значения порядка 3,5—5,0 ккал/см^2·мес., а в зоне умеренных широт она равна 2,5—3,0 ккал/см^2·мес.

Л. Н. Дьяченко [14] приводит карты распределения годовых и месячных сумм эффективного излучения поверхности по территории Советского Союза, построенные на основании данных измерений. Одновременно проводится анализ и сравнение с аналогичными картами, составленными по расчетным данным Н. А. Ефимовой.

При построении и анализе карт рассматривались величины эффективного излучения, учитывалось распределение по территории СССР температуры воздуха, количества осадков, числа дней с осадками, сумм солнечной радиации. Кроме того, использовались карты средней облачности, приведенные в работе Т. Г. Берлянд [4].

Сопоставление измеренных и рассчитанных величин эффективного излучения для территории Советского Союза дает довольно хорошее согласование.

Анализ данных измерений показывает, что вся территория Советского Союза характеризуется монотонным убыванием эффективного излучения с увеличением широты. Наименьшие годовые суммы наблюдаются на севере и составляют величину 20 ккал/см^2·год. Поле эффективного излучения на севере Советского Союза размыто и имеет малые градиенты.

Максимальные величины годовых сумм F_0 наблюдаются в Средней Азии (в пустыне Каракум и в районе возвышенности Карабиль) и достигают значений порядка 700 ккал/см^2·год.

На месячных картах распределения F_0 [14] изолинии проводились через 1 ккал/см^2·мес. Анализ месячных карт показывает, что в зимний период (декабрь, январь, февраль) величина эффективного излучения меняется от 1 ккал/см^2·мес. на севере до 4 ккал/см^2·мес. на юге.

В Средней Азии в районе песков Каракум величина F_0 превышает 3 ккал/см^2·мес. в декабре и январе и 4 ккал/см^2·мес. в феврале. Такие же месячные суммы F_0 имеют место и на Дальнем Востоке.

В северной и центральной частях территории СССР поле эффективного излучения сильно размыто. Месячные суммы F_0 колеблются около 1 ккал/см^2·мес.

Весной с увеличением притока тепла на всей территории СССР наблюдается рост эффективного излучения. Оно меняется от значений, меньших 2 ккал/см^2·мес. на севере, до величин, больших 5 ккал/см^2·мес. на юге Средней Азии.

В теплый период (июнь, июль, август) месячные суммы эффективного излучения достигают годового максимума. На юге Средней Азии в некоторых случаях они превышают 8 ккал/см^2·мес. В этом районе наблюдаются самые высокие в Советском Союзе температуры и незначительная облачность.

В сентябре, октябре, ноябре величины эффективного излучения постепенно уменьшаются до 1 ккал/см^2·мес. на севере и до 4 ккал/см^2·мес. на юге.

4.3. Длинноволновый баланс атмосферы

Длинноволновый баланс атмосферы (лучистый приток тепла ко всей толще атмосферы за счет длинноволновой радиации) может быть найден как разность двух радиационных потоков: эффективного излучения у поверхности Земли и уходящего излучения.

В подавляющем большинстве случаев длинноволновый баланс атмосферы отрицателен, так как атмосфера в целом теряет тепло за счет длинноволнового излучения.

Для того чтобы подчеркнуть важность и необходимость исследования длинноволновой составляющей лучистого притока тепла к атмосфере, приведем здесь количественные оценки теплового баланса и его отдельных составляющих [7, 20].

По современным представлениям, альбедо Земли как планеты равно 0,35. Тогда поглощаемая Землей коротковолновая радиация равна 168 ккал/см^2·год.

К земной поверхности поступает 130 ккал/см^2·год солнеч-

ной коротковолновой радиации. Если средняя взвешенная величина альбедо земной поверхности равна 0,14, то земная поверхность поглощает солнечную энергию $q_э$ в количестве 112 ккал/см^2·год, а отражает 18 ккал/см^2·год. Следовательно, 56 ккал/см^2·год — это та часть тепла, которая поглощается земной атмосферой, что составляет почти треть количества радиации, поглощаемой земной поверхностью.

Благодаря длинноволновой радиации атмосферы тепловые потери земной поверхности уменьшаются. Эффективное излучение на уровне земной поверхности F_0 в среднем составляет 40 ккал/см^2·год. В конечном итоге земная поверхность получает около 72 ккал/см^2·год в виде энергии радиационного баланса, которая частично расходуется на испарение (59 ккал/см^2·год) и на турбулентный теплообмен в атмосфере (13 ккал/см^2·год).

Общее количество длинноволнового излучения Земли F_∞, или уходящего излучения на уровне верхней границы атмосферы, в среднем за год для всего земного шара равно количеству поглощенной солнечной радиации $q_с$, т. е. 168 ккал/см^2·год. Поэтому расход тепла атмосферой на излучение ($B_{дл}=F_0-F_\infty$) составляет 128 ккал/см^2·год. Этот расход компенсируется поглощенной атмосферой солнечной радиацией (56 ккал/см^2·год) и приходом тепла, обусловленным процессами конденсации водяного пара (59 ккал/см^2·год) и турбулентной теплоотдачи (13 ккал/см^2·год).

Приведенные выше числовые характеристики отдельных составляющих теплового баланса Земли достаточно отчетливо подчеркивают значимость и вес, который имеет величина лучистого притока тепла за счет длинноволновой радиации в общем тепловом балансе системы Земля—атмосфера.

Ниже рассмотрим географическое распределение длинноволнового баланса атмосферы по земному шару.

Л. Н. Дьяченко и К. Я. Кондратьев [15] на основе расчетных данных построили мировые карты месячных и годовых сумм длинноволнового баланса атмосферы.

Как указано выше, величина длинноволнового баланса атмосферы $B_{дл}$ отрицательна. Для удобства при построении карт использовались абсолютные величины $B_{дл}$. Карты построены по данным 260 пунктов, равномерно размещенных по поверхности земного шара. В это число входят 165 станций, расположенных на суше, и 95 — на море.

Районы полярных широт (выше 80° с. ш. и 70° ю. ш.) и высокогорные области не рассматривались из-за недостаточного объема необходимых данных. Отметим, что высокогорные районы на картах заштрихованы. Общая площадь исследованной области составляет 460,1 млн. км^2, а вся площадь земного шара — 510 млн. км^2.

На карте распределения годовых сумм длинноволнового баланса атмосферы изолинии проведены через 20 ккал/см². На месячных картах они проводились через 2 ккал/см². В работе [15] приведены карта распределения годовых сумм длинноволнового баланса атмосферы и 12 месячных карт. Здесь приведем только две карты: для июля и января.

При рассмотрении построенных карт легко убедиться, что поле длинноволнового баланса атмосферы довольно однородно и диапазон изменения месячных и даже годовых сумм невелик. На всех картах имеет место постепенное возрастание величин $B_{дл}$ от полюсов к экватору.

Анализ карты годовых сумм длинноволнового баланса атмосферы показывает, что эти суммы изменяются от величин менее 100 ккал/см² · год в полярных широтах до 160 ккал/см² · год в экваториальных. Изолинии большей частью отличаются широтной направленностью. На границе суши и моря имеют место разрывы изолиний, отражающие горизонтальную неоднородность поля температуры.

Некоторая незональность в ходе изолиний наблюдается над холодными и теплыми океанскими течениями. С холодными течениями связано уменьшение длинноволнового баланса атмосферы $B_{дл}$. Это имеет место, например, над холодным Перуанским течением или над ветвью течения западных ветров у юго-западных берегов Австралии. Теплым течениям соответствует увеличение сумм длинноволнового баланса атмосферы. Такое увеличение наблюдается над теплым течением Гольфстрим, над ветвью северо-тихоокеанского течения и над теплыми течениями Индийского океана.

Эти данные показывают, что существует возможность обнаружения морских течений со спутников, так как поле уходящего излучения и поле лучистого притока тепла в атмосфере чувствительны к присутствию этих течений.

Большая океаничность южного полушария и положение термического экватора к северу от географического приводят к тому, что в среднем приток тепла к атмосфере в южном полушарии больше, чем в северном.

Следует отметить, что максимальные значения длинноволнового баланса, равные 140—160 ккал/см² · год, имеют место над океанами в районе теплых экваториальных течений, где велика повторяемость пасмурного неба.

Абсолютный максимум длинноволнового притока тепла к атмосфере отмечен над Тихим океаном. Он равен 163 ккал/см² · год. Сравнение карт распределения годовых сумм длинноволнового баланса атмосферы $B_{дл}$ по земному шару с аналогичными картами для уходящего излучения F_∞ и для эффективного излучения подстилающей поверхности F_0 показывает, что над океанами на величины длинноволнового баланса атмосферы

существенно влияет уходящее излучение. Над континентами длинноволновый баланс определяется эффективным излучением поверхности Земли.

В связи с этим следует отметить, что минимальные значения $B_{дл}$ имеют место над пустынями, где наблюдаются максимальные величины эффективного излучения поверхности F_0, вызванные высокими температурами, малым влагосодержанием в атмосфере и малой облачностью.

Так, например, в северном полушарии заметное уменьшение годовых сумм $B_{дл}$ наблюдается в районе пустынь Северной Африки и Аравии, где $B_{дл}$ меньше 120 ккал/см^2·год. В южном полушарии существенное уменьшение длинноволнового баланса атмосферы наблюдается над Большой Песчаной пустыней Австралии и южноафриканскими пустынями. Абсолютный минимум отмечен в районе пустыни Калахари в Южной Африке, где $B_{дл}$ составляет менее 100 ккал/см^2·год.

Средняя величина длинноволнового баланса атмосферы для земного шара равна 131,5 ккал/см^2·год (табл. 8.10). Среднее значение длинноволнового баланса для суши составляет 119,0 ккал/см^2·год, а для моря — 136,0 ккал/см^2·год. Расчет

Таблица 8.10

Средние широтные значения $B_{дл}$ ккал/см^2·год

Широта	Площадь суши, %	Площадь моря, %	Общая площадь пояса, млн. км^2	$B_{дл.ср}$ над сушей	$B_{дл.ср}$ над морем	$B_{дл.ср}$ пояса	$\Sigma B_{дл}$ пояса
90—80° с.	10	90	3,9	111			
80—70	29	71	11,6				
70—60	72	28	18,9	115	118	116	$21{,}9\cdot10^{18}$
60—50	57	43	25,6	114	121	117	30,0
50—40	52	48	31,5	112	120	116	36,6
40—30	43	57	36,4	110	129	121	44,1
30—20	38	62	40,2	119	139	131	52,7
20—10	26	74	42,8	126	150	144	61,7
10—0	23	77	44,1	132	150	146	64,5
0—10° ю.	24	76	44,1	131	151	146	64,5
10—20	22	78	42,8	131	147	144	61,7
20—30	23	77	40,2	113	135	130	52,3
30—40	12	88	36,4	111	127	125	45,6
40—50	3	97	31,5	114	125	124	39,1
50—60	1	99	25,6	118	120	120	30,8
60—70	10	90	18,9				
70—80	78	22	11,6				
80—90			3,9				
80° с. ш.— 70° ю. ш.	29	71	460,1	119,0	136,0	131,5	

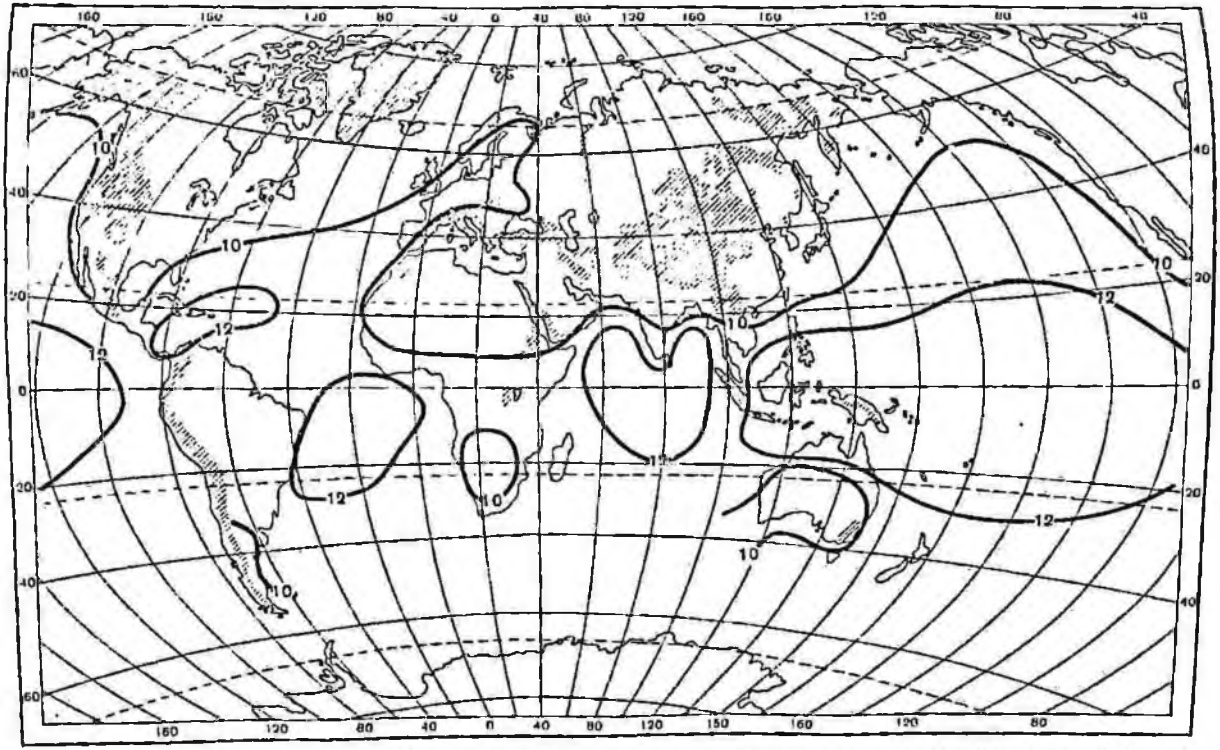


Рис. 8.13а. Географическое распределение месячных сумм длинноволнового баланса атмосферы (ккал/см²) [15]. Январь.

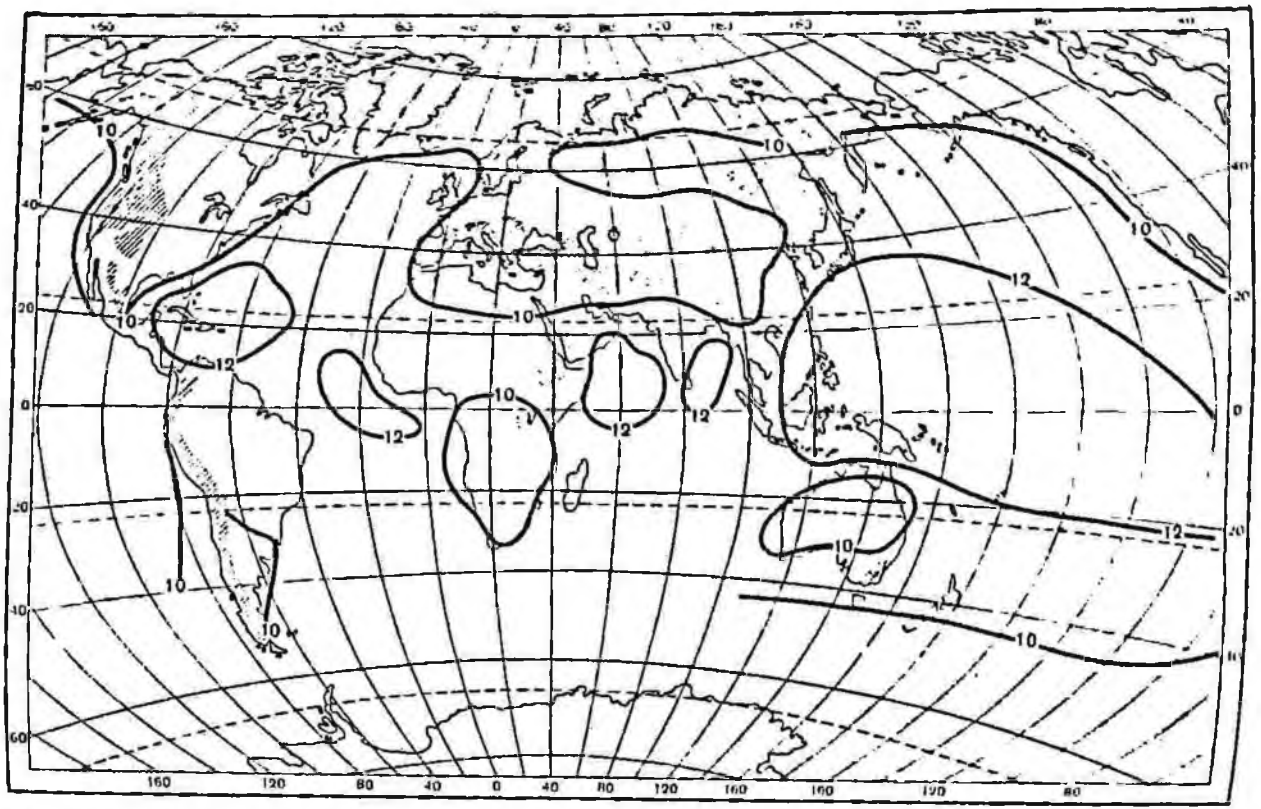


Рис. 8.13б. Географическое распределение месячных сумм длинноволнового баланса атмосферы (ккал/см²) [15]. Июль.

этих величин произведен с учетом того, что площадь суши составляет 20%, а моря — 71% всей площади земного шара.

Л. Н. Дьяченко и К. Я. Кондратьев [15] получили также годовые суммы длинноволнового баланса атмосферы для различных широтных зон земного шара (см. табл. 8.10). Они находились с учетом «веса» суши и моря для каждого широтного пояса.

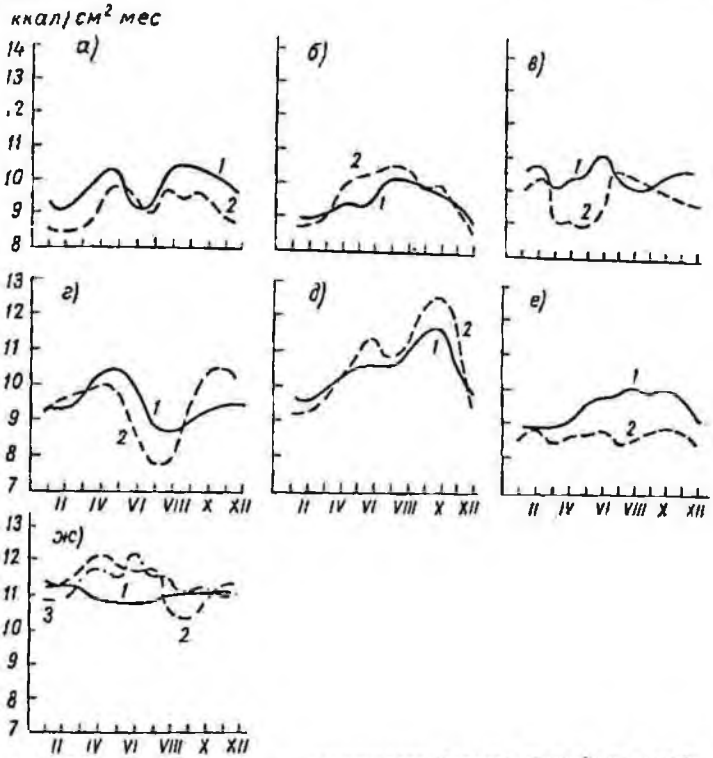


Рис. 8.14. Годовой ход длинноволнового баланса атмосферы в различных ландшафтно-климатических зонах [15].

а) зона тундры: *1* — Амдерма, *2* — м. Барроу; *б)* лесная зона умеренных широт; *1* — Свердловск, *2* — Форт-Нельсон; *в)* зона лесостепей и степей умеренных широт: *1* — Ростов-на-Дону, *2* — Эль-Пасо; *г)* *1* — сухие области субтропических широт (Ташкент). *2* — средиземноморский климат (Рим); *д)* зона экваториальных муссонов: *1* — Форт-Лами, *2* — Калькутта; *е)* зона тропических пустынь: *1* — Вади-Хальфа, *2* — Алис-Спринг; *ж)* зона экваториального климата тропических лесов: *1* — Сан-Габриель, *2* — Батавия, *3* — Сингапур.

Анализ табл. 8.10 показывает, что лучистый приток тепла для всей толщи атмосферы растет от полюсов к экватору.

Отметим, что средняя величина баланса для южного полушария несколько выше, чем для северного. Это объясняется большей океаничностью южного полушария.

Рассмотрим теперь месячные карты распределения длинноволнового баланса атмосферы. На месячных картах (рис. 8.13а и 8.13б) наблюдается картина, в некоторой степени аналогичная картине распределения годовых сумм $B_{дл}$. Зимой в северном полушарии четкий минимум выделяется в районе сибирского антициклона, тогда как в Северной Атлантике теплое течение Гольфстрим повышает значения притока тепла к атмосфере.

Положение максимумов $B_{дл}$ несколько изменяется от сезона к сезону. Летом они располагаются вблизи тропиков, зимой смещаются в направлении к экватору.

Рассмотрение построенных карт дает возможность установить, что наибольшие абсолютные величины месячных сумм длинноволнового баланса атмосферы наблюдаются над океанами вблизи экватора. В июле максимум притока тепла в атмосферу несколько смещен к северу от экватора. Он составляет более 12 ккал/см^2 · мес. (в Тихом океане больше 13 ккал/см^2·мес.). В январе наблюдается обратная картина. Максимумы смещаются к югу от экватора. Они превышают величину 12 ккал/см^2 · мес. (в Тихом океане 13 ккал/см^2 · мес.).

Дальнейший анализ месячных карт показывает, что максимумы значений притока тепла к атмосфере в данном случае также связаны с максимальными величинами уходящего излучения ($F_\infty = 16$ ккал/см^2 · мес.), которые наблюдаются над океанами.

В работе [15] выполнен также анализ годового хода месячных сумм длинноволнового баланса атмосферы в различных климатических зонах земного шара. Рисунок 8.14 иллюстрирует изменения длинноволнового баланса атмосферы в течение года в различных ландшафтно-климатических зонах.

§ 5. ПОТОКИ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ НА РАЗЛИЧНО ОРИЕНТИРОВАННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

5.1. Потоки на уровне земной поверхности

При ясном небе и сплошной облачности потоки теплового излучения атмосферы на различно ориентированные наклонные поверхности, расположенные на уровне земной поверхности, зависят от угла наклона поверхности и практически не зависят от ее азимута. Последнее связано с тем, что при указанных условиях азимутальные изменения интенсивности излучения настолько малы, что их можно не принимать во внимание (см. § 2 гл. 8).

Поток эффективного излучения наклонных поверхностей определяется соотношением, аналогичным (6.5).

В случае изотропного эффективного излучения ($J_{эф}(\vartheta, \psi) = \text{const}$) для наклонной поверхности получается соотношение

$$F_c = F_г \cos^2 \frac{\alpha}{2}, \tag{8.1}$$

где $F_г$ — эффективное излучение горизонтальной поверхности.

Эффективное излучение склонов малой крутизны может быть определено по приближенной формуле

$$F_c \simeq F_г \cos \alpha. \tag{8.2}$$

Измерения эффективного излучения наклонных поверхностей пиргеометром Янишевского, укрепленным на теодолитной установке, показали, что приближенная формула (8.2) дает удовлетворительную точность для поверхностей с углом наклона $\alpha < 30°$ [28].

На рис. 8.15 для интегральной радиации представлена зависимость относительного эффективного излучения наклонных поверхностей (по отношению к эффективному излучению горизонтальной поверхности) от угла наклона поверхности при безоблачной атмосфере [27]. Точками нанесены результаты измерений, выполненных в ночное время. Сплошными линиями изображена зависимость $F_c/F_г$ от α по данным вычислений. Расчеты проводились по формуле, аналогичной (6.5), путем численного интегрирования по заданному угловому распределению эффективного излучения. Вычисления выполнены для w_∞, равного 1,0; 1,8 и 4,0 г/см^2 (w_∞ — общее содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения). Пунктиром на рисунке нанесены кривые для изотропного приближения $\left(F_c = F_г \cos^2 \frac{\alpha}{2}\right)$ и для закона косинуса ($F_c = F_г \cos \alpha$).

Расхождения между измеренными и вычисленными значениями находятся в пределах погрешностей измерений. Ход кривых слабо зависит от общего содержания водяного пара в атмосфере. Поэтому практически эффективное излучение наклонных поверхностей при безоблачном небе можно рассчитывать по эффективному излучению горизонтальной поверхности, умноженному на относительную величину $F_c/F_г$, соответствующую средней кривой на рис. 8.15. Если известна величина w_∞, то расчеты будут точнее.

Приведенные выше расчеты относятся к тому случаю, когда наклонная и горизонтальная поверхности, расположенные рядом, имеют одинаковую температуру и являются абсолютно черными, т. е. между ними отсутствует многократное отражение и теплообмен.

Если температура наклонной и горизонтальной поверхности соответственно T_c и $T_г$, то дополнительный поток эффективного

излучения на горизонтальную поверхность $F_п$, обусловленный лучистым теплообменом между поверхностями, может быть оценен по следующей формуле [21]:

$$F_п = \delta\sigma\left(T_c^4 - T_г^4\right)\sin^2\frac{\alpha}{2}, \qquad (8.3)$$

где δ — относительная излучательная способность склона и горизонтальной поверхности, σ — постоянная Стефана—Больц-

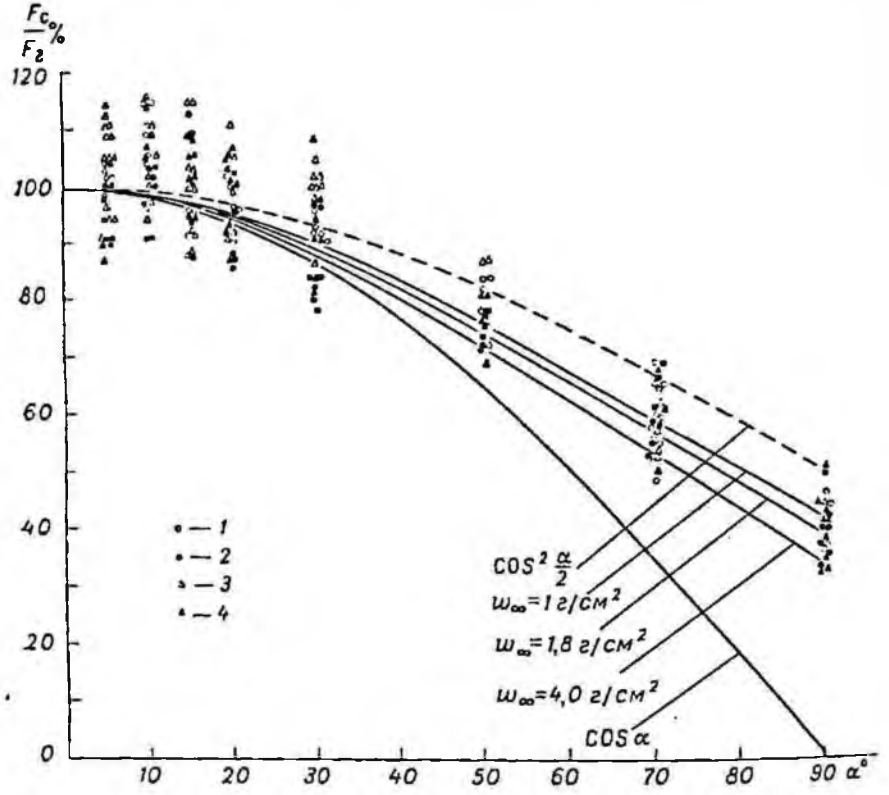


Рис. 8.15. Зависимость величины относительного эффективного излучения склонов от угла наклона склона при безоблачном небе.

1 — северные склоны, *2* — южные, *3* — восточные, *4* — западные.

мана. Лучистый теплообмен между склоном и горизонтальной поверхностью должен быть существенным в дневное время, когда возникают заметные разности температур склона и горизонтальной поверхности.

5.2. Потоки уходящего длинноволнового излучения

Потоки уходящего длинноволнового излучения на плоскости, находящиеся на заданной высоте в атмосфере, зависят как от ориентации этих поверхностей, так и от угловой структуры поля уходящего длинноволнового излучения, которая в большинстве случаев существенно неизотропна.

Потоки уходящего длинноволнового излучения вычислены для двух стратификаций атмосферы, относящихся к широтам 0 и 65° с. ш., причем для 65° с. ш. расчеты выполнены для летнего и зимнего периода [23]. Кроме того, вычисления проведены для безоблачной атмосферы и для условий сплошной облачности с верхней границей на высотах 3 и 9 км. В расчетах использованы соответствующие данные об угловом распределении интегральной интенсивности уходящей длинноволновой радиации [29, 30].

Потоки уходящего излучения получены для поверхностей с углом поворота относительно земной вертикали от 0 до 180° через каждые 10°. Ориентация по азимуту в этом случае не рассматривалась, поскольку угловая структура поля уходящей длинноволновой радиации для рассмотренных стратификаций горизонтально однородной атмосферы не имеет азимутальной зависимости. Результаты расчетов потоков уходящего длинноволнового излучения для интервала длин волн 4,88—120 мкм представлены в табл. 8.11—8.13, где F_α — потоки излучения на поверхности с углом наклона α (угол между нормалью к поверхности и земной вертикалью), F_0 — поток излучения на горизонтальную поверхность ($\alpha=0$), обращенную к Земле. Относительные величины представляют интерес в том смысле, что они более отчетливо и наглядно показывают, насколько радиационный режим различно ориентированных поверхностей отличается от радиационного режима горизонтальной поверхности. Кроме того, относительные величины более удобны для сравнения расчетов для реального поля и для изотропного поля уходящего излучения.

Анализ полученных данных показывает, что для всех рассмотренных случаев безоблачной атмосферы и сплошной облачности наблюдается монотонное уменьшение потока уходящего излучения с увеличением угла поворота поверхности. Для значений α от 40 до 90° наблюдается практически линейное и наиболее резкое убывание потока с ростом угла поворота поверхности. Для всех использованных стратификаций безоблачной атмосферы величина потока уходящего длинноволнового излучения изменяется при повороте поверхности от 0 до 160° в пределах от $1{,}50 \cdot 10^{-2}$ вт/см² до $0{,}001 \cdot 10^{-2}$ вт/см². Для поверхностей с углом поворота $\alpha=170°$ поток уходящего излучения практически равен нулю. Здесь, кроме уменьшения видимого участка

Таблица 8.11

Потоки уходящего длинноволнового излучения (10^{-2} вт/см^2) на поверхности разных ориентаций на высоте 300 км (4,88 мкм$<\lambda<$120 мкм), экватор, лето

$\alpha°$	Безоблачная атмосфера		Сплошная облачность				Изотропное излучение F_α/F_0 %
			$H_t = 3$ км		$H_t = 9$ км		
	F_0	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	
0	2,42	100,0	2,26	100,0	1,62	100,0	100,0
10	2,39	98,8	2,23	98,7	1,59	98,1	98,5
20	2,28	94,2	2,13	94,2	1,52	93,8	94,0
30	2,12	87,6	1,98	87,6	1,42	87,6	87,8
40	1,93	79,8	1,80	79,6	1,29	79,6	80,2
50	1,72	71,1	1,61	71,2	1,16	71,6	72,0
60	1,49	61,6	1,40	61,9	1,01	62,3	63,0
70	1,26	52,1	1,19	52,6	0,856	52,8	53,8
80	1,03	42,6	0,974	43,1	0,707	43,6	44,7
90	0,801	33,1	0,758	33,5	0,554	34,2	35,2
100	0,613	25,3	0,581	25,7	0,426	26,3	28,1
110	0,432	17,8	0,411	18,2	0,304	18,8	21,0
120	0,282	11,6	0,270	11,9	0,201	12,4	14,3
130	0,163	6,73	0,157	6,94	0,118	7,28	8,8
140	0,0707	2,92	0,0686	3,04	0,0526	3,25	4,3
150	0,0209	0,863	0,0205	0,91	0,0162	1,00	1,7
160	0,00063	0,03	0,00068	0,03	0,00058	1,04	0,3

Таблица 8.12

Потоки уходящего длинноволнового излучения (10^{-2} вт/см^2) на поверхности разных ориентаций на высоте 300 км (4,88 мкм$<\lambda<$120 мкм), 65° с. ш., лето

$\alpha°$	Безоблачная атмосфера		Сплошная облачность				Изотропное излучение F_α/F_0 %
			$H_t = 3$ км		$H_t = 9$ км		
	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	
0	2,26	100,0	2,07	100,0	1,45	100,0	100,0
10	2,22	98,2	2,04	98,6	1,43	98,6	98,5
20	2,12	93,8	1,95	94,2	1,36	93,8	94,0
30	1,98	87,6	1,81	87,4	1,27	87,6	87,8
40	1,80	79,6	1,65	79,7	1,16	80,0	80,2
50	1,61	71,2	1,48	71,5	1,04	71,7	72,0
60	1,40	61,9	1,29	62,3	0,912	62,9	63,0
70	1,19	52,6	1,10	53,1	0,777	53,6	53,8
80	0,977	43,2	0,903	43,6	0,644	44,4	44,7
90	0,762	33,7	0,706	34,1	0,507	35,0	35,2
100	0,585	25,9	0,544	26,3	0,392	27,0	28,1
110	0,414	18,3	0,387	18,7	0,281	19,4	21,0
120	0,273	12,1	0,255	12,3	0,187	12,9	14,3
130	0,159	7,03	0,149	7,19	0,111	7,65	8,8
140	0,0703	3,11	0,0667	3,22	0,0504	3,48	4,3
150	0,0213	0,942	0,0204	1,00	0,0159	1,10	1,7
160	0,00075	0,03	0,00074	1,04	0,00063	1,04	0,3

Таблица 8.13

Потоки уходящего длинноволнового излучения (10^{-2} вт/см^2) на поверхности разных ориентаций на высоте 300 км (4,88 мкм$<\lambda<$120 мкм), 65° с. ш., зима

$\alpha°$	Безоблачная атмосфера		Сплошная облачность				Изотропное излучение F_α/F_0 %
			$H_t=8$ км		$H_t=9$ км		
	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	
0	1,68	100,0	1,63	100,0	1,16	100,0	100,0
10	1,66	98,8	1,60	98,2	1,15	99,1	98,5
20	1,58	94,2	1,53	93,9	1,09	94,0	94,0
30	1,47	87,5	1,42	87,1	1,02	87,9	87,8
40	1,34	79,8	1,30	79,8	0,931	80,2	80,2
50	1,20	71,4	1,16	71,2	0,836	72,1	72,0
60	1,05	62,5	1,01	62,0	0,730	62,9	63,0
70	0,888	52,8	0,859	52,7	0,621	53,5	53,8
80	0,732	43,6	0,709	43,5	0,514	44,3	44,7
90	0,572	34,0	0,554	34,0	0,404	34,8	35,2
100	0,440	26,2	0,426	26,1	0,312	26,9	28,1
110	0,312	18,6	0,303	18,6	0,223	19,2	21,0
120	0,206	12,3	0,200	12,3	0,148	12,8	14,3
130	0,120	7,14	0,117	7,17	0,0871	7,51	8,8
140	0,0338	1,98	0,0519	3,18	0,0394	3,40	4,3
150	0,0162	1,0	0,0158	1,0	0,0122	1,05	1,7
160	0,00055	0,03	0,00054	0,03	0,00045	0,4	0,3

Таблица 8.14

Потоки уходящего длинноволнового излучения (10^{-2} вт/см^2) на высоте 300 км при частичной облачности, 65° с. ш., зима

$\alpha°$	3 км				9 км				F_α/F_0 % (изотропное)
	$\psi=0°$		$\psi=180°$		$\psi=0°$		$\psi=180°$		
	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	F_α	F_α/F_0 %	
0	1,66	100,0	1,66	100,0	1,46	100,0	1,46	100,0	100,0
10	1,63	98,2	1,64	98,8	1,41	96,6	1,47	100,7	98,5
20	1,55	93,4	1,56	94,0	1,32	90,4	1,43	97,9	94,0
30	1,44	86,7	1,46	88,0	1,20	82,2	1,36	93,2	87,8
40	1,31	78,9	1,33	80,1	1,06	72,6	1,27	87,0	80,2
50	1,17	70,5	1,20	72,3	0,931	63,8	1,15	78,8	72,0
60	1,02	61,4	1,04	62,7	0,791	54,2	1,02	69,9	63,0
70	0,863	52,0	0,886	53,4	0,654	44,8	0,880	60,3	53,8
80	0,710	42,8	0,732	44,1	0,528	36,2	0,731	50,1	44,7
90	0,554	33,4	0,572	34,4	0,404	27,7	0,572	39,2	35,2
100	0,426	25,7	0,439	26,4	0,312	21,4	0,439	30,1	28,1
110	0,306	18,2	0,312	18,8	0,223	15,3	0,312	21,4	21,0
120	0,200	12,0	0,206	12,4	0,148	10,1	0,206	14,1	14,3
130	0,117	7,0	0,120	7,2	0,0869	6,0	0,120	8,2	8,8
140	0,0519	3,1	0,0533	3,2	0,0393	2,7	0,0533	3,6	4,3
150	0,0158	0,952	0,0162	0,976	0,0122	0,836	0,0162	1,1	1,7
160	0,0005	0,0001	0,0005	0,0301	0,0004	0,0274	0,0005	0,0342	0,3

земной поверхности с ростом угла поворота облучаемой поверхности, играет роль падение интенсивности уходящего длинноволнового излучения с увеличением надирного угла. В результате поток уходящего излучения довольно быстро уменьшается с ростом угла поворота приемной поверхности.

При сплошной облачности величина уходящего потока радиации тем меньше, чем выше верхняя граница слоя облаков. Кроме того, при сплошной облачности уменьшение потока уходящего излучения с увеличением угла наклона поверхности происходит заметно медленнее, чем при безоблачной атмосфере. Величина потока уходящего излучения при сплошной облачности при повороте приемной поверхности от 0 до 160° изменяется от $2{,}30 \cdot 10^{-2}$ вт/см^2 до $0{,}001 \cdot 10^{-2}$ вт/см^2, когда верхняя граница слоя облаков H_t на высоте 3 км, и от $1{,}70 \cdot 10^{-2}$ вт/см^2 до $0{,}0005 \cdot 10^{-2}$ вт/см^2, когда $H_t = 9$ км.

Приведенные вычисления позволяют сделать некоторые общие оценки широтной и сезонной изменчивости величин потока уходящего длинноволнового излучения. Можно отметить, что на экваторе потоки уходящего излучения при любой ориентации поверхности больше соответствующих величин на 65° с. ш. для безоблачного неба или для одинаковых условий облачности.

Для безоблачных условий изменения на широте 65° оказываются значительно больше широтных изменений в летнее время года. Полученные данные показывают, что летом облака оказывают большее влияние на потоки уходящего излучения, чем зимой.

Из представленных в табл. 8.11—8.13 данных можно видеть, что характер зависимости относительных величин потоков радиации от угла поворота поверхности при безоблачной атмосфере оказывается таким же, как и для условий сплошной облачности и, кроме того, он одинаков для всех рассмотренных случаев. Таким образом, зависимость относительных величин потоков уходящего длинноволнового излучения от угла наклона поверхности является практически универсальной и, как видно, мало отличается от такой же зависимости, вычисленной для изотропного уходящего излучения. Заметные различия между реальными и изотропными относительными потоками наблюдаются лишь в тех случаях, когда угол поворота поверхности больше 90°. Поэтому при $\alpha < 90°$ для приближенных расчетов относительных величин потоков уходящего длинноволнового излучения на различно ориентированные поверхности в атмосфере можно пользоваться изотропным приближением. Необходимо, однако, дополнительное исследование случая частичной, горизонтально неоднородно распределенной облачности.

Очевидно, что в этом случае зависимость относительных величин потоков от угла наклона поверхности будет значительно более изменчивой, чем в условиях безоблачного неба или

сплошной облачности. При частичной облачности относительные потоки могут быть больше единицы ($F_\alpha/F_0>1$, если поверхность ориентирована в сторону открытого участка земной поверхности, а облака расположены непосредственно под спутником).

Используя имеющиеся данные об угловом распределении интенсивности уходящего длинноволнового излучения для безоблачной атмосферы и для сплошной облачности, можно искусственно моделировать поле уходящего излучения для случая частичной облачности, взяв половину поля излучения по расчетам для безоблачной атмосферы и другую половину по расчетам для сплошной облачности. В реальных условиях такой случай может представиться. При данном распределении облачности влияние азимутальной ориентации приемной поверхности должно быть наиболее существенным.

Расчеты потоков уходящего излучения на различно ориентированные поверхности по искусственно моделируемому полю уходящего длинноволнового излучения при частичной облачности дают лишь приближенные качественные оценки. В реальных условиях присутствие частичной облачности должно повлиять на стратификацию атмосферы в прилегающих безоблачных районах так же, как и наличие больших просветов должно влиять на стратификацию атмосферы в надоблачном слое.

Часть результатов упомянутых модельных расчетов (см. [23]) представлена в табл. 8.14. Расчеты выполнены для двух широт (0 и 65° с. ш.) при условии, что половина видимого участка земной поверхности покрыта слоем облаков с верхней границей на высотах 3 и 9 км. Поверхности ориентировались в сторону облачного покрова ($\psi=0°$) и в противоположную сторону, к открытому участку земной поверхности ($\psi=180°$). Естественно ожидать, что приемные поверхности, обращенные в сторону облачного покрова, получат длинноволнового излучения меньше по сравнению с поверхностями, обращенными к открытой земле. Как видно из полученных данных, при облаках на высоте 3 км азимутальная ориентация приемной поверхности незначительно влияет на приход длинноволнового излучения. Различия между величинами потоков уходящего длинноволнового излучения на поверхности с одинаковым углом поворота α и противоположными азимутами в таком случае достигают 3—5%. При облаках на высоте 9 км влияние азимутальной ориентации оказывается более существенным. Различия между величинами F_α для поверхностей с одинаковыми α и противоположными азимутами в этом случае достигают 20%. При этом следует заметить, что упомянутые различия наблюдаются для поверхностей с углом наклона от 40 до 90°.

Относительные величины потоков уходящего длинноволнового излучения на различные поверхности для одинаковых ус-

ловий облачности на разных широтах оказываются очень близкими.

Результаты этих расчетов также показывают, что для поверхностей с углом поворота до 25° потоки уходящего излучения изменяются не более чем на 10% по сравнению с потоком на горизонтальную поверхность. Начиная с угла поворота $\alpha=30°$ относительные потоки уходящего излучения убывают с ростом угла поворота поверхности практически линейно. Вертикально ориентированные поверхности получают около 34% от потока излучения, падающего на горизонтальную поверхность.

На основании выполненных расчетов потоков уходящего длинноволнового излучения можно приближенно оценить угловой размер конуса (с вершиной на приемной поверхности), в пределах которого заключена определенная часть потока излучения от Земли и атмосферы, падающего на заданную поверхность. Величина угла, в пределах которого заключено 90% потока, падающего на поверхности различной ориентации, составляет примерно 60°. Лишь для поверхностей с углом поворота от 70 до 90° угловой размер конуса (или так называемой эффективной зоны) составляет примерно 70°. Величина эффективной зоны, в пределах которой заключено 50% потока уходящего длинноволнового излучения, составляет примерно 30° для поверхностей с углом поворота до 70° и 45—50° для поверхностей с углом поворота от 70 до 90°. Для поверхностей с углом поворота $\alpha>90°$ подобные оценки не производились, так как такие поверхности уже «не видят» центрального участка подстилающей поверхности, расположенной под спутником.

Основным результатом теоретических расчетов, представленных в этом параграфе, является определение зависимости величины потока уходящего длинноволнового излучения от угла поворота приемной поверхности, расположенной в атмосфере на высоте 300 км. Выполненные расчеты показали, что зависимость величины потока уходящего излучения от угла поворота поверхности имеет качественно одинаковый характер как для безоблачной атмосферы, так и для сплошной облачности при условии горизонтально однородной атмосферы. Очевидно, что при частичной и неравномерно распределенной облачности зависимость потока уходящего излучения от ориентации приемной поверхности будет значительно сложнее, поскольку приход излучения будет зависеть не только от угла поворота, но и от азимута поверхности. Полученные данные позволили также установить возможность использования изотропного приближения для определения относительных величин потоков уходящего излучения при горизонтально однородной атмосфере (по крайней мере, до угла поворота 90°).

§ 6. ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕЗОСТРУКТУРЫ ПОЛЯ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМЛИ КАК ПЛАНЕТЫ

При решении многих задач атмосферной оптики, а также разнообразных прикладных задач необходимо учитывать особенности временной, пространственной и пространственно-временной структуры поля уходящего излучения Земли как планеты.

Многочисленность и разнообразие факторов, оказывающих влияние на радиационный режим атмосферы, позволяет во многих случаях говорить о случайном характере поля земного излучения. Такой подход оправдывается, кроме того, тем, что объем результатов непосредственных измерений излучения в настоящее время настолько велик, что их полный анализ для всех конкретных экспериментов практически неосуществим. Лишь статистические приемы анализа и обработки позволяют представить экспериментальные данные в компактной форме.

Случайный характер уходящей радиации означает, что полная характеристика структуры земного излучения содержится в законе распределения вероятностей отклонения уровня излучения от некоего среднего значения. Однако ограниченность таких сведений позволяет говорить лишь о приближенном определении этого закона, что равносильно переходу к неполному описанию структуры поля излучения.

6.1. Статистические методы описания поля излучения

При использовании методов неполного статистического анализа приходится пренебрегать некоторой долей исходной информации. Поэтому применимость любого метода зависит от важности этих утраченных сведений для решения конкретной задачи. Употребляются следующие приемы описания.

а. Функция распределения излучения по уровню. Если $P_J(J)$ есть плотность вероятности распределения излучения по уровню, то величина $P_J(J)dJ$ определяет вероятность того, что энергия излучения лежит в интервале от J до $J+dJ$.

Следует иметь в виду, что конкретное распределение $P_J(J)$ соответствует конкретным условиям измерений (характеристики прибора, время суток, сезон, географические координаты и т. п.). Кроме того, этот метод не учитывает пространственно-временной структуры поля излучения.

б. Автокорреляционная функция излучения. Автокорреляционная функция является мерой взаимной связи между результатами наблюдений излучения, разделенных интервалом времени. Часто используются автокорреляционные

функции по пространственным координатам, а также многомерные функции автокорреляции.

Допустим, что изучается изменчивость поля во времени t. Тогда, если поле J является статистически стационарным во времени, функция автокорреляции имеет вид

$$\mu(\Delta t) = \lim_{T\to\infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{T} J(t) J(t+\Delta t)\, dt. \tag{8.4}$$

Функция $\mu(\Delta t)$ является непрерывной четной функцией, имеющей наибольшее значение, равное среднему значению квадрата функции $J(t)$ при $\Delta t = 0$. Если $J(t)$ не содержит скрытой периодической составляющей, функция автокорреляции асимптотически приближается к квадрату среднего значения $J(t)$.

в. Спектр излучения Винера — Хинчина. Спектром Винера — Хинчина (или сглаженным спектром мощности) стационарной случайной величины $J(t)$ называется косинус-преобразование Фурье от автокорреляционной функции:

$$W(\omega) = \frac{2}{\pi} \int_{0}^{\infty} \mu(\Delta t) \cos \omega \Delta t\, d(\Delta t). \tag{8.5}$$

Количество информации, содержащейся в автокорреляционной функции и спектре Винера — Хинчина, одинаково, и в этом смысле различие между указанными методами отсутствует. Относительная полезность того или другого из этих способов определяется только удобством его дальнейшего использования или экспериментальными трудностями при регистрации соответствующих характеристик.

Несмотря на то, что автокорреляционная функция и спектр Винера — Хинчина являются адэкватными приемами только при описании стационарного, эргодичного и гауссова поля, с их помощью можно получить многие результаты, в особенности для линейных систем. Существуют радиотехнические устройства для непосредственного определения функции корреляции по времени электрического сигнала.

г. Структурная функция излучения. Структурная функция по времени определяется выражением

$$b(\Delta t) = \lim_{T\to\infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{T} [J(t) - J(t+\Delta t)]^2\, dt \tag{8.6}$$

и является еще одной из характеристик средней взаимосвязи между величинами излучения в разные моменты времени. Нетрудно видеть, что функции $\mu(\Delta t)$ и $b(\Delta t)$ связаны соотношением

$$b(\Delta t) = 2 < J^2(t) >_t - 2\mu(\Delta t), \tag{8.7}$$

справедливым для стационарного поля (величина $\langle J^2(t)\rangle_t$ есть среднее значение квадрата исходной функции).

Аналогичным образом может быть определена пространственная структурная функция.

д. Энтропия распределения вероятностей для излучения. Наиболее общей мерой неопределенности случайной функции J является энтропия распределения $P_J(J)$, определяемая выражением

$$H_э(P_J) = \int P_J(J) \log P_J(J)\, dJ, \qquad (8.8)$$

где интегрирование производится по всей области изменения величины J.

Энтропия $H_э$ обращается в нуль лишь в том случае, если величина J полностью детерминирована. Во всех остальных случаях энтропия положительна и при заданной дисперсии максимальна для нормального распределения вероятностей.

Подробное изложение указанных приемов можно найти в специальной литературе по математической статистике, а также в работах [53, 66], непосредственно относящихся к проблеме описания структуры излучения.

6.2. Особенности статистического описания поля излучения

С точки зрения наблюдателя, использующего типичное оптическое устройство, поле излучения представляет собой источник информации по меньшей мере двух пространственных измерений. В простейших случаях эта информация может быть задана в функции прямоугольных координат на плоской поверхности, однако в общем случае исходная поверхность отсчета является криволинейной. Это обстоятельство усложняет технику статистического описания структуры излучения. Например, для оптического прибора, осуществляющего сканирование поля уходящего излучения Земли из космоса, часто имеет смысл представление исходной информации в сферической системе координат, связанной с прибором, что вносит определенную специфику в математический аппарат.

Во многих практически интересных случаях нельзя безоговорочно принять предположение об эргодичности, стационарности и изотропности поля излучения. Если направления, в которых производятся измерения, незначительно отличаются от вертикали, излучение можно считать при некоторых дополнительных условиях стационарным, эргодичным и изотропным вплоть до зенитных углов, при которых Земля еще кажется плоской. Однако чем ближе луч зрения к горизонту, тем больше сказывается несферичность Земли и следующие отсюда эффекты:

искажение формы в ракурсе, возрастающее влияние атмосферного излучения и поглощения, рефракция, теневой эффект и т. п., которые существенно меняют как среднее излучение, так и его вариации. Очевидно, что любая характеристика поля, полученная при осреднении по всем зенитным углам, содержит небольшую информацию. Учет анизотропии и нестационарности является нелегкой задачей, однако он может существенно повысить качество решения исследуемой проблемы.

Важное свойство структуры поля излучения заключается в том, что функция плотности вероятностей вариаций излучения не является гауссовой. В частности, интенсивность излучения не принимает отрицательных значений. Более того, очевидно, что многие реальные ситуации описываются распределениями с несколькими максимумами (например, излучение при частичной облачности). Подобные функции не могут быть аппроксимированы кривыми нормального распределения. При этом такие распространенные статистические характеристики, как автокорреляционная функция и спектр Винера — Хинчина, содержат весьма ограниченную и во многих случаях недостаточную информацию о состоянии изучаемого поля. Так, например, в задачах обнаружения значительный интерес представляет вероятность так называемой ложной тревоги, определяемая крыльями вероятностных кривых распределения вариаций фона. Известно, что автокорреляционная функция неудовлетворительно описывает форму этих крыльев, если кривая распределения не является гауссовой. В таких случаях необходимо знать сами функции плотности распределения вероятностей.

6.3. Способы определения и некоторые результаты расчетов структурных характеристик поля уходящего излучения

Возможны два способа определения статистических характеристик поля излучения, дополняющие и контролирующие друг друга. Первый из них заключается в статистической обработке и анализе непосредственных экспериментальных данных об излучении. При этом физические закономерности, определяющие механизм прохождения излучения через земную атмосферу, не играют существенной роли. Таким путем может быть получена подробная статистическая информация. Однако обработка экспериментального материала требует значительных затрат труда, а также не всегда позволяет учесть влияние свойств используемого прибора на результаты наблюдений.

С другой стороны, статистические свойства структуры поля излучения могут быть изучены при помощи теоретических расчетов. При наличии характеристик пространственной структуры метеорологических параметров атмосферы, оказывающих влия-

ние на ее оптические свойства, уравнение переноса излучения можно использовать не только для вычисления средних значений, но и для определения любых структурных характеристик поля радиации.

а. Структурные характеристики поля излучения по данным непосредственных измерений. Объем конкретных сведений о статистической структуре поля излучения, содержащихся в литературе, пока что невелик. Ниже рассматриваются результаты статистического анализа поля уходящей радиации по данным метеорологических спутников «Тайрос-II» и «Тайрос-III», приведенные в работах [5, 6]. Результаты измерений радиации, выполненных при помощи узкоугольных (угол зрения 5°) пятиканальных радиометров, содержатся в атласах карт [69, 70]. Данные спутника «Тайрос-II» проинтерполированы на картах в узлы сетки с шагом 40 миль, данные «Тайрос-III» — в узлы сетки с шагом 1,25° и 2,5° дуги меридиана у экватора. Размеры участков спектра, регистрировавшихся в каждом из каналов, приведены в табл. 8.15.

Таблица 8.15

Канал	Участок спектра
1	6 — 6,5 мкм (полоса поглощения водяного пара)
2	8 —12 мкм (окно прозрачности атмосферы)
3	0,2 — 6 мкм (область спектра отраженной солнечной радиации)
4	8 —30 мкм (интегральное тепловое излучение)
5	0,55—0,75 мкм (область спектральной чувствительности телевизионной камеры)

Из-за ошибок измерений радиации данные каналов 3 и 5 спутника «Тайрос-II» оказались ненадежными; данные тех же каналов спутника «Тайрос-III» имеют низкую точность, однако пригодны для таких целей, как различение облачных систем. Измерения на спутнике «Тайрос-II» выполнены в зимнее время, данные «Тайрос-III» относятся к летнему периоду. Результаты расчетов представлены на рис. 8.16 и 8.17.

Для проверки изотропности анализируемых полей излучения были проведены аналогичные расчеты с выбором исходных величин в узлах, расположенных перпендикулярно к первоначальному направлению. Результаты расчетов нанесены на графиках пунктирными линиями. Как видно, поле интегрального излучения можно считать с хорошей точностью изотропным; в меньшей степени это справедливо для излучения в полосе поглощения водяного пара.

Основные особенности полученных статистических характеристик обсуждаются в цитируемых работах [5, 6].

Приведем еще примеры статистического подхода к анализу поля уходящей радиации. В работе [45] использованы результаты наблюдений со спутника «Тайрос-II» для построения

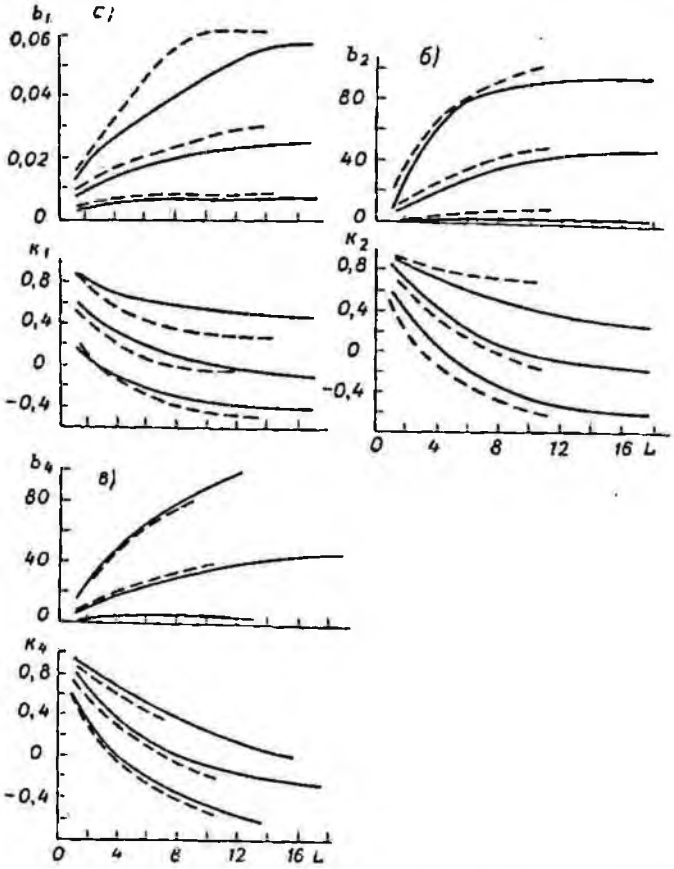


Рис. 8.16. Структурные функции b и коэффициенты автокорреляции K поля излучения.

а — канал 1, *б* — канал 2, *в* — канал 4.

среднеширотных профилей уходящего теплового излучения. Данные были объединены в две группы, относящиеся к наблюдениям над континентами и акваториями. Были проведены расчеты среднеквадратичного значения вариаций излучения. Оказалось, что в общем эта величина в большей степени меняется с широтою для радиации над сушей, чем над морем. Численные

значения среднеквадратичного отклонения [45] согласуются с результатами работ [5, 6].

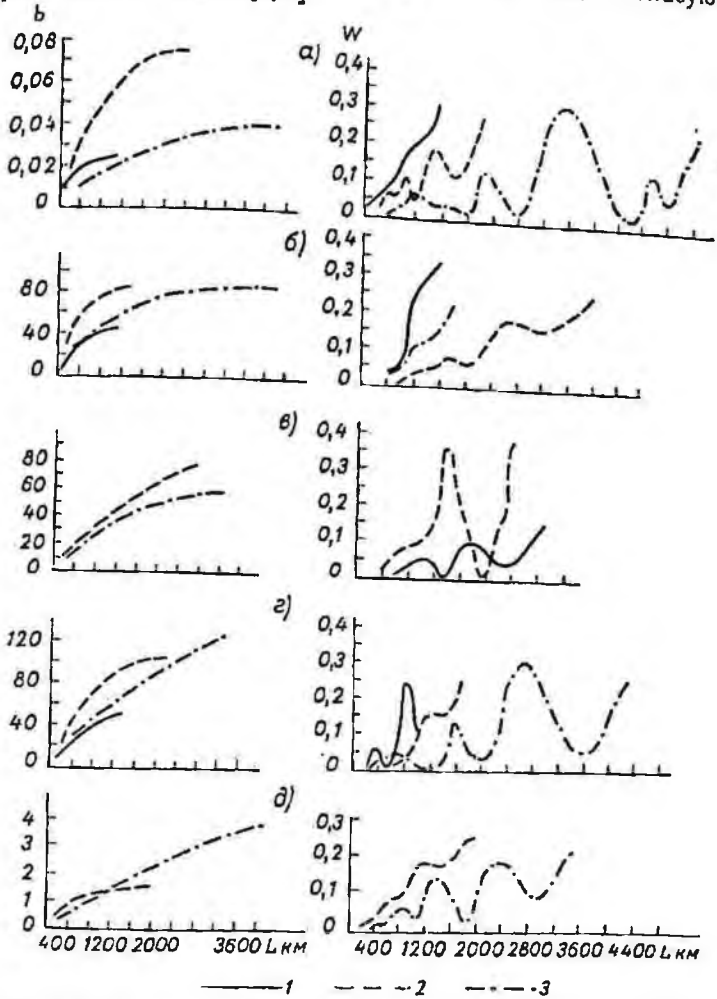


Рис. 8.17. Структурные функции b и спектральная плотность W поля радиации при использовании сетки с шагом между узлами 40 миль (*1*), 1,25° (*2*) и 2,5° (*3*).

а — канал 1, *б* — канал 2, *в* — канал 3, *г* — канал 4, *д* — канал 5.

В работе [37] приводятся результаты статистической обработки измерений спектрального распределения уходящего излучения системы Земля — атмосфера, выполненных на искусственных спутниках серии «Космос». Результаты представлены

в форме одномерных законов распределения интенсивности уходящего излучения в энергетических единицах для участков спектра шириной от 1 до 2 мк в диапазоне 7—26 мк.

По результатам статистической обработки спектрограмм, полученных со спутника «Космос-45», в [35] построены двумерные законы распределения интенсивностей излучения Земли для нескольких спектральных интервалов шириной 1 мкм в диапазоне спектра 7—15 мкм. Приведены числовые характеристики этих распределений (взаимные корреляционные моменты и коэффициенты взаимной корреляции).

Для обработки выбрано несколько характерных сочетаний спектральных интервалов. Как и следовало ожидать, корреляция в наибольшей степени проявляется между интенсивностями в полосах излучения одного и того же атмосферного газа при близких значениях коэффициента поглощения. Минимальная связь обнаружена в спектральных интервалах, соответствующих полосам поглощения различных газов.

Естественно, что приведенные данные лишь в самых общих чертах характеризуют пространственную структуру поля излучения. Ограниченность использованной исходной информации препятствовала более подробному анализу. В частности, сам вид экспериментального материала не допускал решения таких задач, как определение характеристик мелкомасштабных неоднородностей излучения, анализ вариаций различного происхождения, исследование временной и угловой структуры поля радиации. Анализ последней задачи осложняется, например, тем, что к настоящему времени не удалось получить достаточно подробных экспериментальных данных об особенностях теплового излучения области, близкой к горизонту планеты. Совершенствование аппаратуры и методики наблюдений позволит расширить применение статистических приемов анализа.

б. Использование уравнения переноса для изучения структуры поля излучения. Трудности статистической обработки экспериментальных данных об излучении повышают интерес ко второму способу оценки структурных характеристик поля радиации. Теоретические расчеты интенсивности уходящего теплового излучения для различных моделей атмосферы позволяют выполнить количественные оценки чувствительности радиации в различных участках спектра к характеристикам состояния атмосферы (т. е. распределениям температуры, давления и оптически активных компонент). На этих расчетах основаны оценки дисперсии и автокорреляционной функции вариаций интегрального излучения, вызванных облачностью [2]. Определенные таким образом величины близки к полученным экспериментально [5].

В общем случае зависимость статистических свойств излучения в любом участке спектра от состояния атмосферы может

быть определена на основе анализа уравнения переноса излучения в среде со случайно распределенными оптическими характеристиками. Процесс переноса излучения с математической точки зрения можно рассматривать как процесс преобразования случайного сигнала в системе со случайными характеристиками передачи. Исследование таких преобразований интенсивно развивается в статистической теории связи (см., например, [41]), результаты которой косвенно могут быть использованы и в атмосферной оптике.

Исследованию некоторых статистических свойств решения уравнения переноса посвящены работы [3, 38, 39]. В [3] определено влияние вариаций оптической плотности атмосферы на величину функции пропускания в предположении, что распределение вариаций является нормальным. Полученный результат использован для выработки критерия применимости модельных расчетов излучения. В работах [38, 39] получены соотношения, позволяющие установить зависимость между характеристиками пространственной структуры полей температуры, влажности и облачности и соответствующими характеристиками поля интенсивности длинноволнового излучения ($\nu < 3000$ см$^{-1}$). Анализ выполнен в линейном приближении относительно вариаций исходных метеорологических параметров. Приведены примеры некоторых структурных характеристик интенсивности восходящей радиации, рассчитанных для областей сильного и слабого поглощения водяного пара по данным работы [44].

Следует ожидать, что статистический анализ уравнения переноса, позволяющий использовать обширные материалы метеорологических наблюдений, окажется весьма перспективным.

ГЛАВА 9

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

§ 1. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС И ЕГО ИЗМЕРЕНИЕ

1.1. Составляющие радиационного баланса

Под радиационным балансом подразумевается результирующий, или остаточный радиационный поток после радиационного обмена на границе или внутри слоя атмосферы, либо в совокупности слоя и границы. Лучистая энергия, поглощаемая на границе или в слое, учитывается со знаком плюс (приход), а излученная энергия — со знаком минус (расход). В светлое время суток в радиационном обмене участвуют все составляющие радиационного баланса, а именно: коротковолновые — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность $S_г$, рассеянная D и отраженная R радиации; длинноволновые — излучение атмосферы $E_а$ и подстилающей поверхности $E_п$. Для подстилающей поверхности радиационный баланс определяется по формуле

$$B = S_г + D - R + kE_а - E_п, \tag{9.1}$$

где k — поглощательная способность подстилающей поверхности. Формулу (9.1) можно преобразовать к виду

$$B = Q(1 - A) - F_0, \tag{9.2}$$

где $Q = S_г + D$ — суммарная радиация, $A = \frac{R}{Q}$ — альбедо подстилающей поверхности, а $F_0 = E_п - kE_а$ — эффективное излучение подстилающей поверхности.

Ночью в радиационном обмене подстилающей поверхности участвуют только длинноволновые составляющие

$$B_{дв} = -F_0 = kE_а - E_п. \tag{9.3}$$

Радиационный баланс подстилающей поверхности измеряется с помощью балансомера, располагаемого горизонтально

на расстоянии 1,0—1,5 м от поверхности. При подъеме вверх измерения по балансомеру дают сведения о радиационном балансе нижележащего слоя атмосферы в совокупности с подстилающей поверхностью. На верхней границе атмосферы получим данные о радиационном балансе системы земная поверхность — атмосфера:

$$B_c = S_0'(1 - A_c) - F_\infty = Q(1 - A) + q - F_\infty, \qquad (9.4)$$

где S_0' — солнечная постоянная на данный день на горизонтальную поверхность, A_c — альбедо системы земная поверхность — атмосфера, F_∞ — уходящее тепловое излучение, q — поглощенная всей толщей атмосферы коротковолновая радиация.

Радиационный баланс атмосферы может быть получен как разность одновременно измеренных значений радиационного баланса на верхней и нижней границах атмосферы

$$B_a = B_c - B = q - (F_\infty - F_0). \qquad (9.5)$$

Очевидно, что ночью $B_a < 0$, так как всегда $F_\infty > F_0$. Днем, как правило, $B_a > 0$ [15]. При климатологических расчетах всегда получается, что средняя суточная величина $B_a < 0$. Это означает, что ночное выхолаживание превосходит дневное нагревание и, кроме того, при вычислениях приходной части B_a обычно не учитывается поглощение солнечной радиации аэрозолем и пренебрегается поглощением рассеянной радиации. Для средних широт летом в полдень B_a может достигать 0,2 кал/см^2·мин., а B_c достигает 1 кал/см^2·мин. (для 27-километрового слоя атмосферы).

1.2. Измерение радиационного баланса

Измерение радиационного баланса подстилающей поверхности и тем более радиационного баланса атмосферы или системы земная поверхность — атмосфера — достаточно трудоемкая и кропотливая задача по сравнению с измерением коротковолновых составляющих. Наиболее распространенными приборами, используемыми для сетевых наблюдений радиационного баланса, являются: открытый балансомер Янишевского в СССР, балансомер Шульце с полиэтиленовой защитой в Европе, балансомер Кью в Англии, открытый балансомер с обдувом Гира и Дункля в США, балансомер Функа с полиэтиленовой защитой в Австралии. Для ночных измерений применяют, кроме того, компенсационный пиргеометр Ангстрема. Приборы Шульце и Ангстрема позволяют измерять раздельно восходящие и нисходящие потоки, остальные три прибора измеряют непосредственно радиационный баланс. Все упомянутые

приборы термоэлектрического типа с черными приемными поверхностями. Довольно существенные различия в их конструкциях объясняются главным образом различной защитой от ветра. Приборы Шульце и Функа имеют полусферическую полиэтиленовую защиту, у остальных приборов приемные поверхности открыты. Описания конструкций приборов можно найти в работах [8, 27]. На рис. 9.1 показаны балансомеры упомянутых типов на сравнениях в Аспендейле (Австралия).

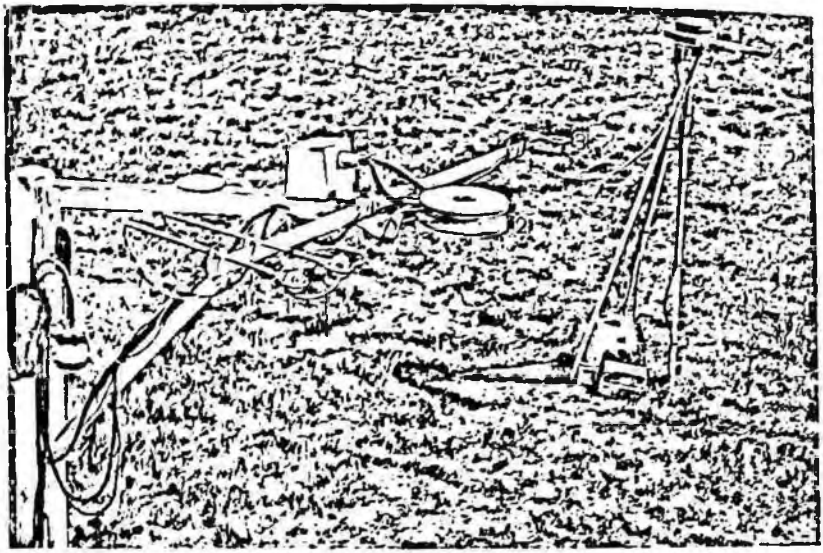


Рис. 9.1 Балансомеры различных типов на сравнении в Аспендейле.

1 — балансомеры Функа, 2 — балансомер Шульце, 3 — балансомер Янишевского, 4 — балансомер Кью.

Применение полиэтиленовых фильтров позволяет полностью избавиться от влияния ветра, но осложняет градуировку приборов и обработку результатов. Практика работы с балансомерами показала, что следует применять лишь полусферическую защиту или, в крайнем случае, близкую ей по форме.

Для непрерывной регистрации радиационного баланса подстилающей поверхности или для измерения градиента радиационного баланса применение полиэтиленовой защиты вполне оправдано. Для измерений в свободной атмосфере использование полиэтиленовой защиты для балансомера даже необходимо. Для точных измерений величин радиационного баланса в свободной атмосфере целесообразно применять сдвоенный балансомер [23], позволяющий разделить баланс на восходящий

и нисходящий потоки, а затем с помощью данных альбедо-пиранометра выделить все составляющие радиационного баланса. После введения угловых, спектральных, термобарических и некоторых других поправок в составляющие можно получить радиационный баланс с точностью около 5%. В настоящее время точность отдельных измерений радиационного баланса по стандартному балансомеру не выше ±10%.

§ 2. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

2.1. Временные вариации радиационного баланса

Из множества факторов, оказывающих заметное влияние на составляющие радиационного баланса, можно выделить основные: высота Солнца, облачность, стратификация атмосферы, характер подстилающей поверхности. Воздействие этих факторов и определяет характер временных изменений и географического распределения радиационного баланса подстилающей поверхности.

Радиационный баланс подстилающей поверхности в зависимости от времени суток и сезона может быть как положительным, так и отрицательным. Отрицательные значения радиационного баланса наблюдаются обычно в ночное время суток. В зимний период средние месячные величины радиационного баланса подстилающей поверхности также становятся отрицательными (для широт, более высоких чем 40° с. ш. и 40° ю. ш.).

На рис. 9.2 [3] представлен суточный ход величин радиационного баланса подстилающей поверхности и его составляющих в ясную погоду для Средней Азии.

Влияние высоты Солнца на величины радиационного баланса можно проследить по данным, приведенным в табл. 9.1 [6].

Таблица 9.1

Средняя зависимость радиационного баланса подстилающей поверхности от высоты Солнца (кал/см² · мин.)

Состояние подстилающей поверхности	Альбедо, %	Высота Солнца, град.							
		0	5	10	15	20	25	30	35
Без снега . . .	15—25	—0,07	—0,04	0,03	0,12	0,21	0,32	0,41	0,48
Снежный покров	50—80	—0,05	—0,04	—0,01	0,05	0,10	0,17	0,23	0,29

Влияние облачности на суточный ход радиационного баланса в различные сезоны представлено в табл. 9.2 [21].

Таблица 92

Суточный ход радиационного баланса в ясную и пасмурную погоду по сезонам (кал/см² · мин.)

Время суток, часы	Ясно				Пасмурно			
	лето	осень	зима	весна	лето	осень	зима	весна
0	—0,063	—0,092	—0,088	—0,076	—0,018	—0,018	—0,034	—0,029
4	—0,022	—0,070	—0,102	—0,068	—0,013	—0,013	—0,016	—0,024
8	0,392	0,045	0,077	0,123	0,098	0,053	—0,007	0,054
12	0,632	0,390	0,028	0,355	0,247	0,085	0,019	0,107
16	0,312	0,120	—0,064	0,154	0,175	—0,006	—0,008	0,068
20	—0,042	—0,080	—0,082	—0,048	—0,04	—0,012	—0,007	0,004
0	—0,070	—0,079	—0,070	—0,060	—0,019	—0,003	—0,005	—0,019

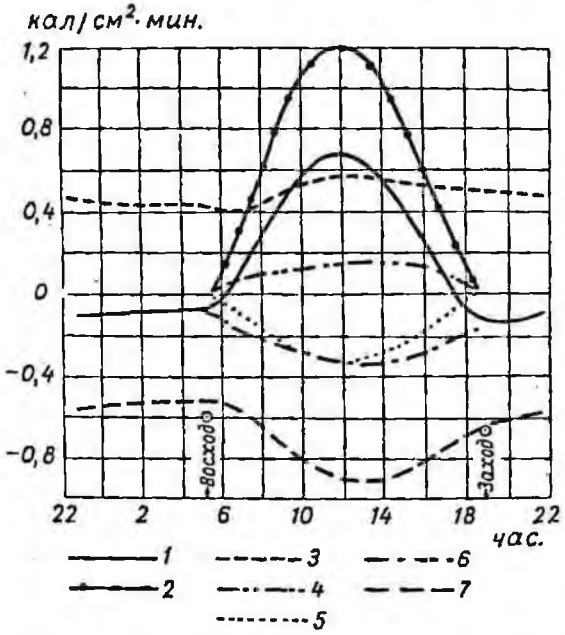


Рис. 9.2. Суточный ход средних величин радиационного баланса подстилающей поверхности и его составляющих в ясную погоду для Средней Азии.

1 — радиационный баланс; *2* — прямая солнечная радиация; *3* — противоизлучение атмосферы, поглощенное подстилающей поверхностью; *4* — рассеянная радиация; *5* — отраженная коротковолновая радиация; *6* — эффективное излучение; *7* — излучение подстилающей поверхности.

Летом и осенью облачность приводит к значительному уменьшению величин радиационного баланса.

Изменение степени облачности заметным образом влияет на величину радиационного баланса (при $h_\odot = 40°$ и постоянном альбедо):

Степень облачности, баллы	3	4	5	6	7	8
Радиационный баланс, кал/см² · мин.	0,46	0,45	0,43	0,42	0,40	0,38

В годовом ходе дневных сумм радиационного баланса и его составляющих для средних широт (Гамбург) [33], представлен-

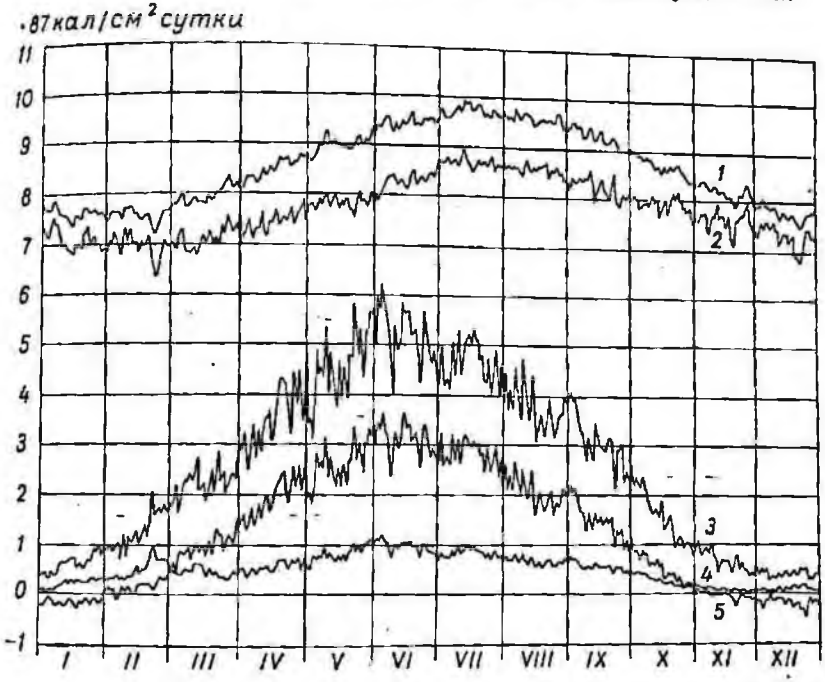


Рис. 9.3. Годовой ход дневных сумм (средних за 10 лет) радиационного баланса подстилающей поверхности и его составляющих в Гамбурге.

1 — восходящий поток длинноволновой радиации, *2* — противоизлучение атмосферы, *3* — суммарная радиация, *4* — отраженная радиация, *5* — радиационный баланс.

ном на рис. 9.3, отчетливо видно определяющее влияние сезонных изменений высоты Солнца на величины радиационного баланса и его составляющих.

2.2. Географическое распределение радиационного баланса подстилающей поверхности

Наличие в Арктике и Антарктике полярного дня и ночи создает особые условия радиационного режима в этих районах зем-

ного шара. Обработка данных радиационного баланса проводилась отдельно для темного и светлого периодов. Для темного времени суток средние значения баланса находились путем осреднения отдельных данных, полученных при определенных условиях облачности. Для светлого времени суток осреднение значений радиационного баланса производилось так же, как и для его составляющих, при определенных высотах Солнца.

Из-за сравнительной немногочисленности и непродолжительности наблюдений за радиационным балансом в Арктике и Антарктике нельзя получить сведения о их временной и пространственной изменчивости только по материалам наблюдений.

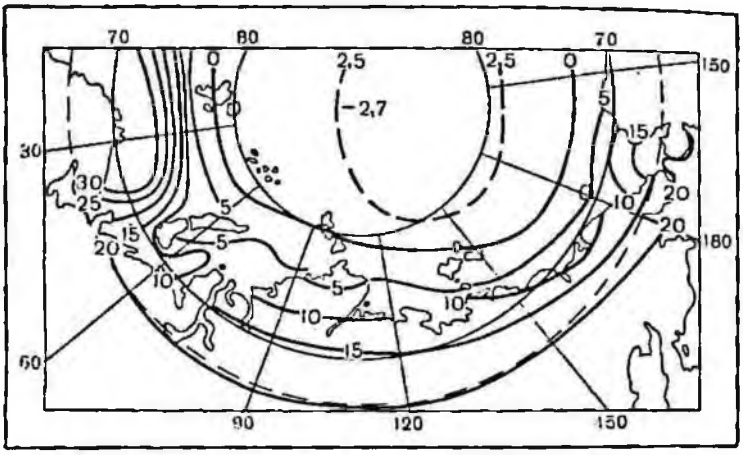


Рис. 9.4. Распределение годовых сумм радиационного баланса в Арктике (ккал/см² · год).

Поэтому широкое распространение получили теоретические расчеты составляющих и самого радиационного баланса в целом. Методы и результаты расчета изложены в монографии [26].

По данным Н. Т. Черниговского и М. С. Маршуновой (табл. 9.3), радиационный баланс во всех районах Арктики имеет простой годовой ход с максимумом летом и минимумом зимой. Положительный радиационный баланс отмечается с мая по август, а для морей, свободных ото льда, даже в сентябре. Максимума баланс достигает в июле и составляет величину 7—8 ккал/см² · мес. на полярных станциях и в некоторых полярных морях, а в районе дрейфующих льдов 3—4 ккал/см² · мес.

Географическое распределение радиационного баланса в Арктике для 12 месяцев и за год приводится Н. Т. Черниговским и М. С. Маршуновой в работе [26]. В качестве примера приведем здесь годовую (рис. 9.4) карту распределения радиационного баланса в Арктике.

Таблица 9.3

Годовой ход радиационного баланса Арктики (ккал/см² · мес.) [26]

Место наблюдения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Полюс	—2,0	—1,9	—1,9	—0,7	1,6	3,2	3,6	1,5	—0,8	—1,3	—1,9	—2,1	—2,7
85° с. ш. 0° в. д.	—2,0	—1,9	—1,9	—0,5	1,7	3,2	3,8	1,5	—0,6	—1,3	—1,9	—2,0	—1,9
85° с. ш. 80° в. д.	—2,2	—2,0	—2,0	—0,6	1,7	3,3	3,7	1,6	—0,6	—1,3	—1,8	—2,2	—2,4
85° с. ш. 160° в. д.	—2,2	—2,0	—1,9	—0,8	1,5	3,3	3,8	1,8	—0,6	—1,4	—2,0	—2,3	—2,8
80° с. ш. 135° в. д.	—2,3	—2,3	—2,2	—0,6	1,6	3,1	3,8	1,8	—0,2	—1,2	—2,0	—2,7	—3,2
80° с. ш. 160° в. д.	—2,4	—2,2	—2,2	—0,6	1,6	3,4	3,6	1,9	—0,6	—1,3	—2,1	—2,5	—3,4
80° с. ш. 185° в. д.	—2,4	—2,2	—2,1	—0,4	1,5	3,4	3,8	1,9	—0,6	—1,3	—2,0	—2,2	—2,6
80° с. ш. 210° в. д.	—2,2	—2,0	—2,0	—0,2	1,5	3,2	3,9	1,7	—0,7	—1,3	—2,0	—2,2	—2,3
75° с. ш. 160° в. д.	—2,4	—2,2	—1,9	—0,5	1,5	3,1	3,9	1,8	—0,1	—0,9	—2,2	—2,5	—2,4
75° с. ш. 180° в. д.	—2,2	—2,2	—1,9	—0,5	1,5	3,1	3,7	1,8	—0,3	—0,9	—2,2	—2,5	—2,6
Карское море													
юго-западная часть	—2,2	—2,0	—1,6	—0,2	1,5	5,6	6,8	5,2	1,5	—2,3	—2,1	—2,3	7,9
северо-восточная часть	—2,5	—2,2	—1,8	—0,3	1,5	4,8	5,4	3,4	—0,2	—2,4	—2,2	—2,4	1,1

Место наблюдения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Море Лаптевых													
Западная часть	—2,5	—2,2	—1,7	—0,4	1,7	5,0	6,0	3,6	0,9	—2,4	—2,5	—2,5	3,0
Восточная часть	—2,5	—2,1	—1,7	—0,3	1,6	4,8	5,9	4,5	1,5	—2,3	—2,5	—2,5	4,4
Восточно-Сибирское море													
Западная часть	—2,2	—1,9	—1,8	—0,4	1,6	4,2	5,4	3,8	1,4	—1,6	—2,3	—2,2	4,0
Восточная часть	—2,2	—1,9	—1,7	—0,4	1,6	3,7	5,0	3,1	1,3	—1,6	—2,3	—2,2	2,4
Чукотское море	—2,4	—1,8	—1,4	—0,2	2,5	7,6	7,9	5,0	2,0	—2,0	—2,2	—2,4	12,6
о. Уединения	—2,3	—2,2	—2,0	—0,4	1,8	5,6	8,5	4,3	—0,2	—1,5	—2,1	—2,5	7,0
м. Челюскин	—2,5	—2,2	—2,2	—0,5	1,0	3,6	8,3	3,9	—0,5	—2,0	—2,2	—2,6	2,1
о. Диксон	—2,0	—1,7	—1,7	—0,4	1,6	5,6	8,4	4,2	0,2	—2,0	—2,2	—2,2	7,8
о. Котельный	—2,4	—2,2	—1,8	—0,2	2,4	7,9	7,2	4,5	—0,2	—1,8	—2,2	—2,6	8,6
б. Тикси — о. Мостах	—2,4	—2,1	—1,4	—0,1	2,0	8,1	8,9	4,4	0,5	—1,7	—2,3	—2,5	11,4
м. Шмидта	—2,4	—1,8	—1,4	—0,2	2,0	7,4	8,7	4,9	1,1	—1,4	—2,1	—2,3	12,5
м. Уэлен	—2,5	—1,9	—1,5	—0,5	1,9	10,0	9,1	4,5	1,4	—0,8	—1,7	—2,0	16,0

На годовой карте радиационного баланса нулевая изолиния в западной части Арктики проходит по 80° с. ш., а в восточной части опускается к югу до 73° с. ш. Радиационный баланс в Центральной Арктике отрицателен. В среднем за год радиационный баланс поверхности островов, берега материка и арктических морей положителен. Максимальные величины наблюдаются в районе Баренцева моря (25—30 ккал/см² · год).

Весьма своеобразен радиационный режим Антарктиды [25]. Годовой радиационный баланс здесь всюду (за исключением поверхностей, свободных ото льда и снега) отрицателен. Так, например, годовая сумма радиационного баланса B на ст. Комсомольская составляет —12,2 ккал/см² · год, а в Мирном (в разные годы) она колеблется от —3,5 до —9,1 ккал/см² · год. Там же, где поверхность свободна ото льда и снега, годовой радиационный баланс достигает больших значений (более 75 ккал/см² · год на ст. Оазис). Таким образом, в годовом ходе месячные суммы радиационного баланса для большей части Антарктиды положительны только в течение 3—4 месяцев в году.

В табл. 9.4 приведены средние месячные суммы радиационного баланса, полученные путем умножения средних суточных сумм B на среднее число дней в месяце (30,4).

Общее представление о распределении месячных сумм баланса по территории СССР дает таблица 9.5 [6], из которой следует, что месячные суммы радиационного баланса возрастают с уменьшением широты в течение всего года. Большое влияние на распределение баланса оказывают особенности циркуляции атмосферы и характер подстилающей поверхности (альбедо поверхности).

На рис. 9.5 [24] изображена карта географического распределения годовых сумм радиационного баланса на территории СССР. Как видно, годовой радиационный баланс везде положителен и изменяется от 20 ккал/см² · год на севере до 60 ккал/см² · год на юге.

Географическое распределение радиационного баланса является в основном зональным. Слабая тенденция роста радиационного баланса наблюдается, однако, в западных районах. Обратное явление имеет место на востоке рассматриваемой территории.

Для СССР за зимний сезон по радиационному балансу можно считать период ноябрь — февраль, в течение которого на большей части территории страны радиационный баланс отрицателен. В эти месяцы, особенно в декабре и январе, распределение радиационного баланса отличается от широтного. На северо-западе ЕТС под влиянием западного переноса и связанной с ним большой облачности и в Восточной Сибири под влиянием устойчивого антициклона и связанных с ним

Таблица 9.4

Средние месячные суммы радиационного баланса (ккал/см²)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мирный	+2,0	+1,2	—1,4	—1,5	—1,7	—2,3	—1,9	—1,8	—1,5	—0,3	+1,5	+2,7	—5,0
Пионерская	+1,5	—0,4	—1,1	—1,5	—1,5	—1,6	—1,6	—1,6	—1,5	—0,5	+0,7	+1,7	—7,4
Восток I	+0,5	—0,4	—1,1	—1,3	—1,3	—1,4	—1,4	—1,3	—1,3	—0,7	+0,3	+1,0	—8,4
Комсомольская	+0,6	—0,1	—0,8	—0,8	—0,9	—0,9	—0,9	—0,9	—0,8	—0,3	+0,4	+1,0	—4,4
Восток	+0,6	—0,1	—1,0	—1,1	—0,6	—0,8	—1,0	—1,2	—0,9	—0,3	+0,4	+0,8	—5,2
Советская	—	—	—1,1	—0,8	—0,9	—1,1	—0,9	—1,2	—1,1	0,0	—	—	—
Оазис	+10,5	+6,8	+2,7	—1,4	—1,8	—2,0	—1,8	—1,1	+1,3	+4,8	+7,8	+11,8	+37,6
Порт-Мартин	+5,3	+2,1	+0,5	—2,6	—2,9	—2,9	—3,0	—2,2	—3,2	—1,1	+0,3	+4,4	—5,3
Модхейм	+0,3	—0,5	—0,8	—1,3	—1,5	—1,4	—1,4	—1,4	—1,1	—0,5	—0,1	+0,7	—9,0
Литл-Америка	+1,3	+0,1	—0,7	—1,0	—1,5	—3,9	—1,4	—1,2	—0,8	—0,8	+1,2	+1,9	(—6,8)
Скотт	+13,3	+5,5	+0,1	—1,9	—2,7	(—2,0)	—2,9	—2,5	—2,1	0,4	3,5	9,5	+18,2

Таблица 9.5 [6]

Средние суммы радиационного баланса по широтам (ккал/см²)

Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
38 с.	1,5	2,7	3,8	6,1	8,4	8,8	8,5	7,8	5,4	3,5	1,7	0,8	59,0
40	0,8	2,0	3,6	5,8	8,3	8,8	8,5	7,6	5,3	3,0	1,3	0,5	55,5
42	0,4	1,3	3,4	5,6	8,2	8,8	8,5	7,5	5,2	2,6	0,8	0,1	52,4
44	0,0	0,8	3,0	5,5	8,1	8,8	8,5	7,3	5,0	2,3	0,5	—0,2	49,6
46	—0,2	0,5	2,7	5,4	8,0	8,8	8,5	7,1	4,7	2,0	0,3	—0,4	47,4
48	—0,4	0,2	2,3	5,3	7,9	8,8	8,5	6,9	4,5	1,8	0,0	—0,5	45,3
50	—0,5	0,0	2,0	5,2	7,8	8,8	8,4	6,7	4,2	1,5	—0,2	—0,7	43,2
52	—0,5	—0,2	1,6	5,1	7,6	8,7	8,3	6,4	3,8	1,1	—0,4	—0,7	40,8
54	—0,6	—0,3	1,2	4,7	7,5	8,5	8,2	6,1	3,4	0,8	—0,5	—0,8	38,2
56	—0,6	—0,4	0,7	4,3	7,4	8,4	8,0	5,8	3,0	0,5	—0,6	—0,8	35,7
58	—0,7	—0,5	0,2	3,7	7,2	8,3	7,9	5,6	2,7	0,3	—0,6	—0,8	33,3
60	—0,8	—0,6	—0,2	3,2	6,9	8,3	7,8	5,4	2,4	0,1	—0,7	—0,8	31,0
62	—0,8	—0,6	—0,4	2,2	6,5	8,2	7,8	5,3	2,1	—0,1	—0,7	—0,9	28,6
64	—0,7	—0,6	—0,4	1,3	6,0	8,2	7,7	5,1	1,9	—0,2	—0,8	—1,0	26,5
66	—0,7	—0,6	—0,4	0,6	5,5	8,2	7,7	4,9	1,6	—0,4	—0,9	—1,0	24,5
68	—0,7	—0,6	—0,4	0,1	5,0	8,3	7,6	4,5	1,3	—0,7	—0,7	—1,0	22,7

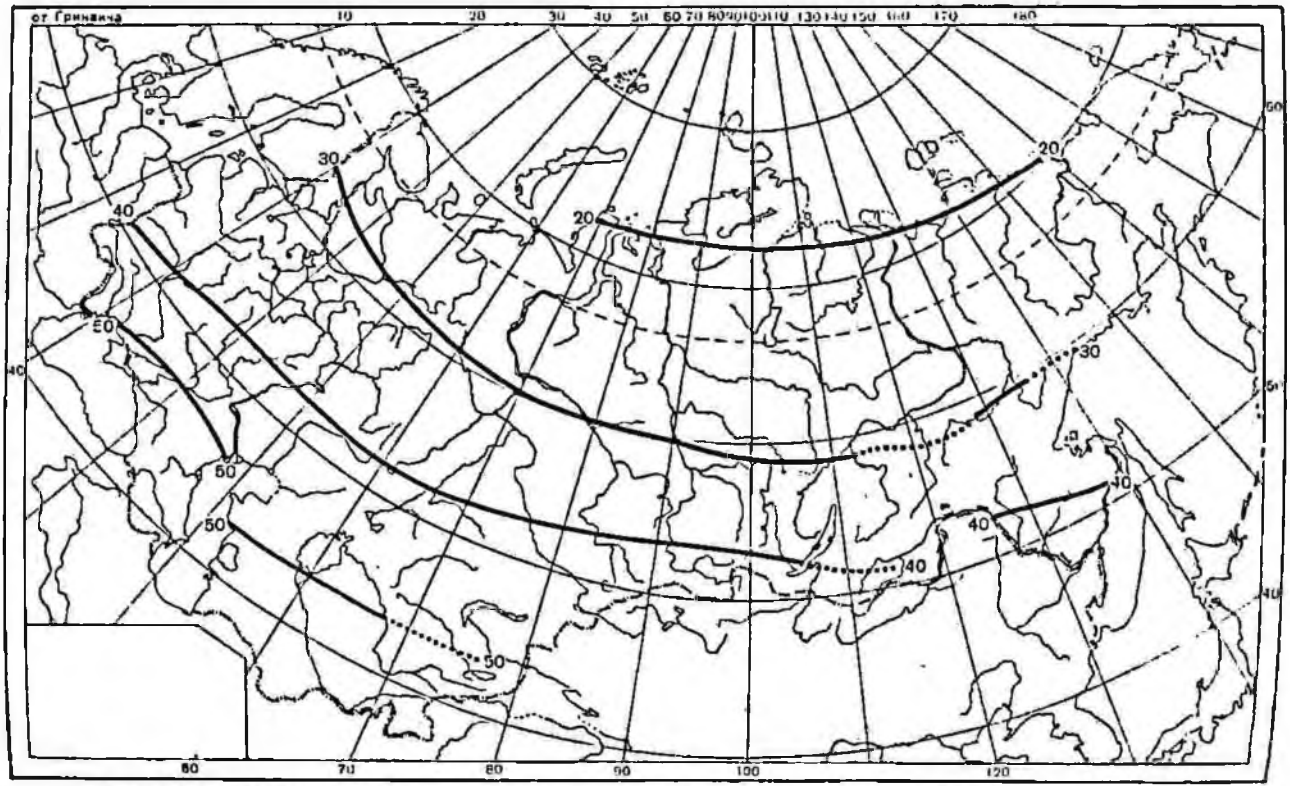


Рис. 9.5. Распределение годовых сумм радиационного баланса на территории СССР (ккал/см² год).

ниверсий отрицательные значения месячных сумм баланса уменьшаются.

Летний сезон (июнь, июль) характеризуется малым изменением радиационного баланса по территории. В августе радиационный баланс повсеместно убывает, причем особенно заметно на севере.

В табл. 9.6 представлены результаты выполненных М. И. Будыко, Н. А. Ефимовой, Л. И. Зубенок, Л. А. Строкиной [9] расчетов среднего широтного распределения годовых сумм радиационного баланса поверхности суши, океанов и всей поверхности земного шара.

Таблица 9.6

Среднее широтное распределение годовых сумм радиационного баланса (ккал/см² · год) поверхности суши, океанов и всего земного шара [9]

Широта, град.	Океан	Суша	Среднее
70—60 с.	23	20	21
60—50	29	30	30
50—40	51	45	48
40—30	83	60	73
30—20	113	69	96
20—10	119	71	106
10—0	115	72	105
0—10 ю.	115	72	105
10—20	113	73	104
20—30	101	70	94
30—40	82	62	80
40—50	57	41	56
50—60	28	31	28
Весь земной шар	82	49	72

На основании большого числа расчетных данных Н. А. Ефимовой были составлены карты [11], характеризующие географическое распределение средних годовых сумм радиационного баланса для поверхности земного шара (рис. 9.6). Анализ этой карты показывает, что изменение радиационного баланса при переходе с суши на море происходит скачкообразно, что выражается в разрыве изолиний вблизи береговой черты. Это обусловлено резким изменением альбедо подстилающей поверхности; ввиду значительно меньших, чем для суши, величин альбедо поверхности океанов радиационный баланс последних, как правило, превышает радиационный баланс суши.

Из рис. 9.6 видно, что годовой радиационный баланс положителен на всей территории земного шара и изменяется от значений, близких к нулю, в Центральной Арктике и 10 ккал/см² · год вблизи границы вечных льдов до 80—95 ккал/см² · год

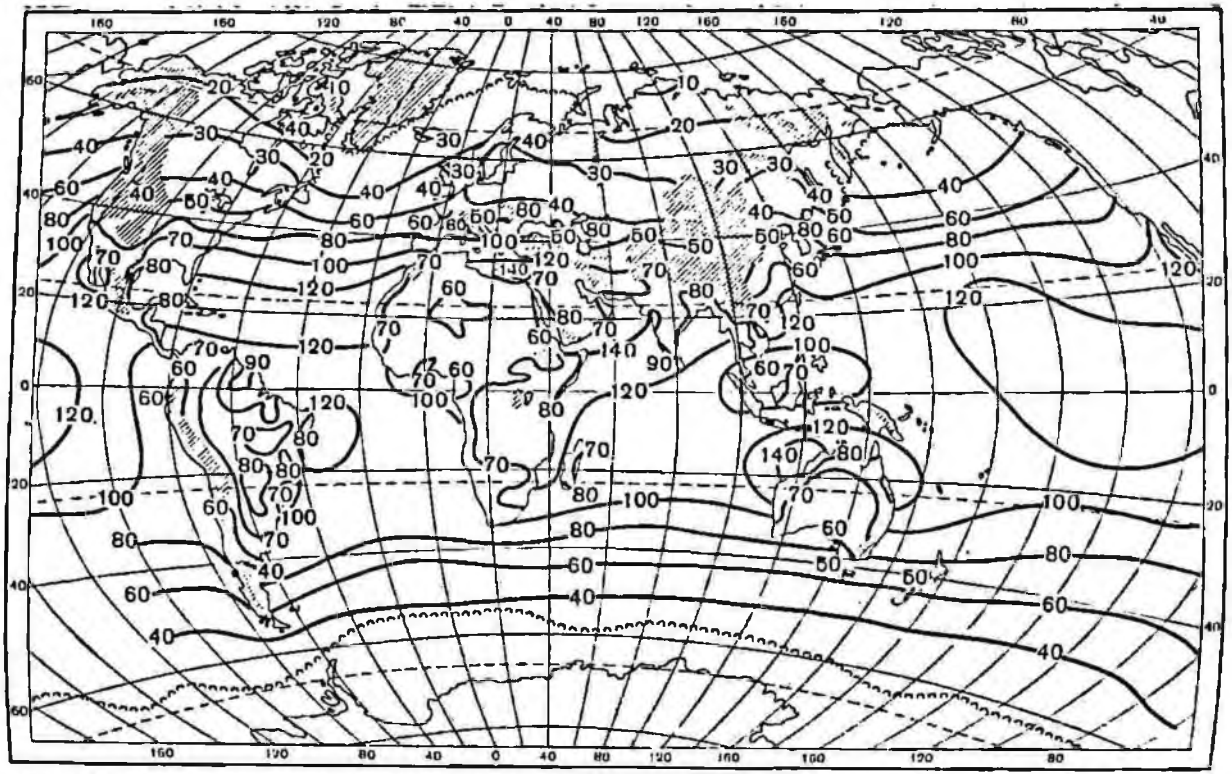


Рис. 9.6. Распределение средних годовых сумм радиационного баланса для поверхности земного шара (ккал/см² · год).

в тропических широтах. Тем не менее годовые суммы радиационного баланса могут быть отрицательными, по-видимому, в районах с постоянным или очень продолжительным ледяным или снежным покровом, т. е. в некоторых арктических или антарктических районах.

Распределение радиационного баланса в холодной и умеренной зонах земного шара можно считать приближенно зональным, так как и летом, и зимой подстилающая поверхность здесь сравнительно однородна на больших территориях. В засушливых районах суши величина радиационного баланса сильно уменьшается. Это обстоятельство можно объяснить большим альбедо пустынь и значительным расходом тепла на излучение вследствие высокой температуры поверхности пустынь. Незначительные величины радиационного баланса имеют место в муссонных областях, где они обусловлены повышенной облачностью в теплое время года.

Максимальные величины радиационного баланса поверхности над океанами наблюдаются в районе Индийского океана: восточнее Аравийского полуострова и северо-западнее Австралии. На суше максимум имеет место в малооблачных, но достаточно увлажненных районах саванн и вечнозеленых тропических лесов.

Анализ месячных карт для января (рис. 9.7а) и июля (рис. 9.7б) приводит к следующим выводам.

В январе радиационный баланс отрицателен к северу от 45—47° с. ш. и положителен на всей остальной территории Земли, за исключением районов, прилегающих к Южному полюсу.

Положительный радиационный баланс возрастает к экватору, достигая величин 8—12 ккал/см^2·мес. К югу от экватора на океанах он изменяется сравнительно мало, составляя на океанах 8—12 ккал/см^2·мес., а на суше 6—8 ккал/см^2·мес.

В июле наименьшие величины наблюдаются в Полярном бассейне и составляют значения порядка 4 ккал/см^2·мес. В умеренных широтах северного полушария наблюдаются очень однородные поля радиации с величинами порядка 8 ккал/см^2·мес.

Такое равномерное распределение радиационного баланса определяет формирование континентальных воздушных масс над этими районами. В тропических и экваториальных широтах летние величины баланса изменяются по территории в больших пределах. Самые низкие значения, 4,5—5,0 ккал/см^2·мес. соответствуют наиболее облачным районам экваториальных муссонов. Максимальные величины 8—10 ккал/см^2·мес. наблюдаются в районах с оптимальным сочетанием условий увлажнения и облачности.

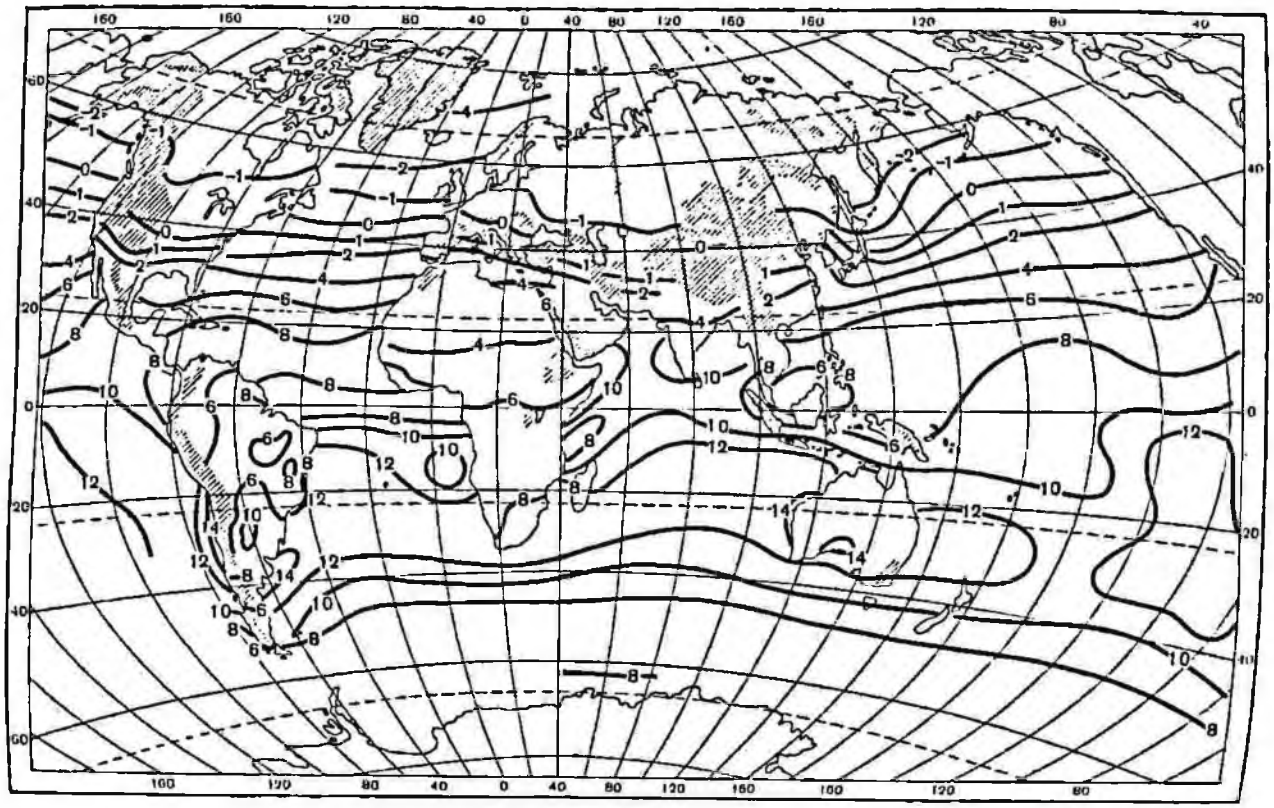


Рис. 9.7а. Месячные суммы радиационного баланса на поверхности земного шара (ккал/см² · мес.). Январь.

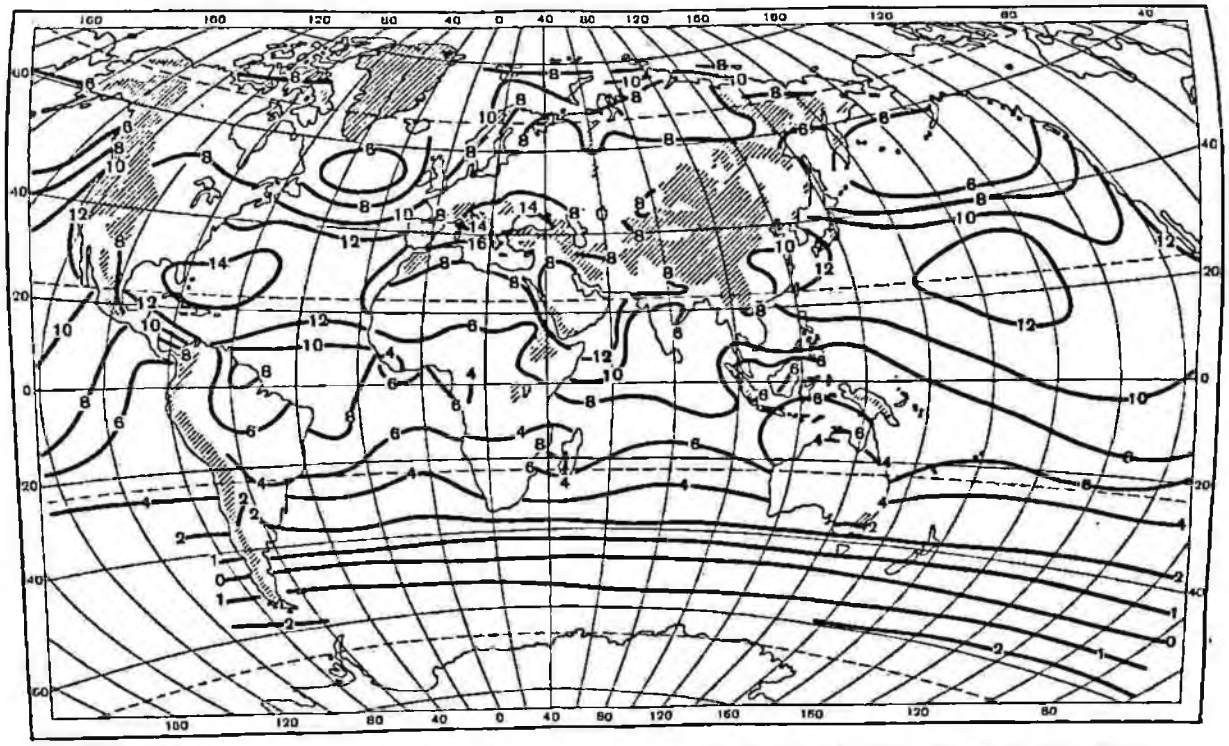


Рис. 9.7б. Месячные суммы радиационного баланса на поверхности земного шара (ккал/см² · мес.). Июль.

2.3. Радиационный баланс наклонных поверхностей

Радиационный баланс различно ориентированных наклонных поверхностей необходимо определять при решении различных задач в области строительства, гелиотехники, горной метеорологии.

Радиационный баланс наклонной поверхности или естественного горного склона может быть записан следующим образом:

$$B_{ск} = (S_{ск} + D_{ск} + R_{ск})(1 - A_{ск}) - F_{ск} - U_{ск}, \quad (9.6)$$

где $S_{ск}$, $D_{ск}$, $R_{ск}$ — потоки прямой, рассеянной и отраженной радиации на наклонную поверхность, $A_{ск}$ — альбедо наклонной поверхности, $F_{ск}$ — эффективное излучение склона, $U_{ск}$ — длинноволновый обмен между поверхностью склона и окружающей горизонтальной поверхностью.

Длинноволновый обмен между склоном и горизонтальной поверхностью может быть определен следующим выражением [1]:

$$U_{ск} = \left(\delta_{ск}\sigma T_{ск}^4 - \delta_г \sigma T_г^4\right) \sin^2 \frac{\alpha}{2}, \quad (9.7)$$

где $\delta_{ск}$ и $\delta_г$ — излучательная способность поверхности склона и прилегающей горизонтальной поверхности, $T_{ск}$ и $T_г$ — температура поверхности склона и горизонтальной поверхности, σ — постоянная излучения, α — угол наклона склона.

Если излучательные способности склона и горизонтальной поверхности равны, то выражение (9.7) записывается следующим образом:

$$U_{ск} = \delta\sigma\left(T_{ск}^4 - T_г^4\right) \sin^2 \frac{\alpha}{2}. \quad (9.8)$$

Определение отдельных составляющих радиационного баланса склонов рассмотрено в главах 5—8. В данном параграфе рассмотрен радиационный баланс склонов в целом.

В литературе имеются немногочисленные данные по исследованию радиационного режима горных склонов в конкретных географических районах [2, 4, 22] или различно ориентированных плоских поверхностей в модельных условиях [16].

Уравнение (9.6) записано для изолированного склона (или плоской наклонной поверхности), перед которым расположена ровная горизонтальная поверхность и горизонт полностью открыт. В действительности такие условия встречаются исключительно редко. В естественных условиях необходимо учитывать закрытость горизонта горами или строениями и определять потоки отраженной радиации от окружающих предметов на исследуемую поверхность. Особенно важно это учитывать при расчетах снеготаяния в горах. В настоящее время эта задача еще

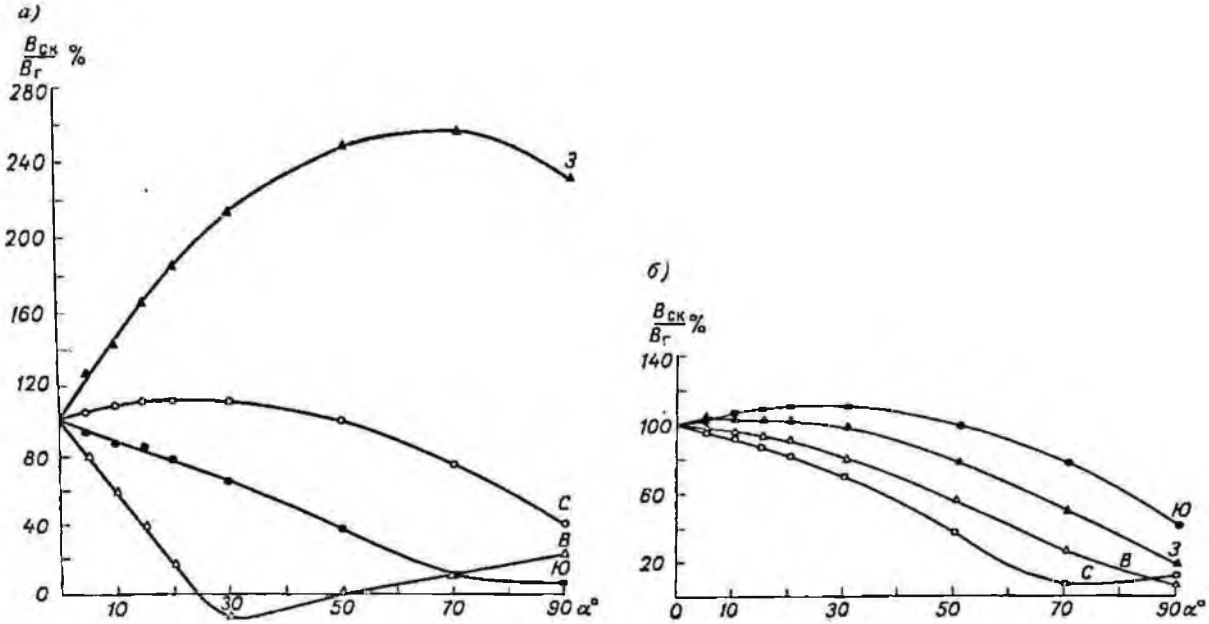


Рис. 9.8. Зависимость относительных величин радиационного баланса склона ($B_{ск}/B_г$) от угла наклона α и азимута поверхности.

а — Карадаг, 16 час. 53 мин., 20 июня 1956 г., $h_\odot = 27°$, $\psi_\odot = 268°$, ясно, ветер ЮВ, 1 м/сек.; б — Карадаг, 12 час. 32 мин., 20 июня 1956 г., $h_\odot = 56°$, $\psi_\odot = 199°$, ясно, ветер ЮВ, 1 м/сек.

не решена. Для каждой конкретной задачи приходится проводить специальные актинометрические измерения составляющих радиационного баланса.

Различия между радиационным балансом горизонтальной поверхности и наклонными поверхностями отчетливо характеризуются относительными величинами радиационного баланса. Относительные величины радиационного баланса определяются как отношение радиационного баланса наклонной поверхности к величине радиационного баланса горизонтальной поверхности.

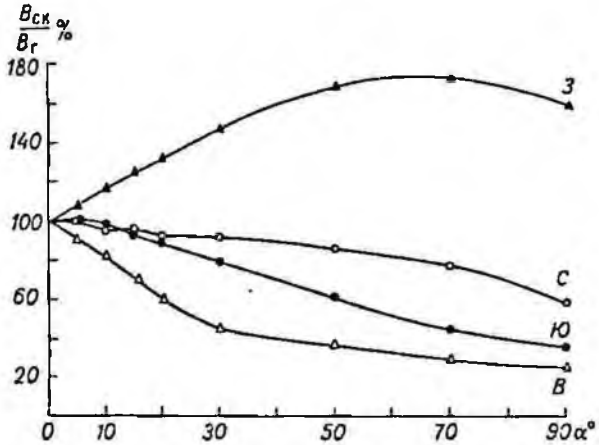


Рис. 9.9. Зависимость относительных величин радиационного баланса склона ($B_{ск}/B_г$) от угла наклона α и азимута поверхности.

Кавадаг, 16 июня 1956 г., 16 час. 49 мин., $h_\odot = 28°$, $\psi_\odot = 269°$, облачность 10 баллов Cl, ветер ЮВ, 1 м/сек.

На рис. 9.8 *а, б* приведены зависимости относительных величин радиационного баланса от угла наклона и азимута поверхности при различных высотах Солнца и безоблачной атмосфере, построенные по данным измерений [16]. Ориентация поверхностей по странам света отмечена буквами на соответствующих кривых. Как видно из рисунков, с увеличением высоты Солнца уменьшается влияние азимутальной ориентации на величины радиационного баланса. Для поверхностей, обращенных в сторону Солнца, наблюдается максимум относительных величин радиационного баланса ($B_{ск}/B_г$) при значении угла наклона поверхностей $\alpha \approx 90° - h_\odot$, наиболее отчетливо выраженный при малых высотах Солнца. При малых и средних высотах Солнца радиационный баланс наклонных поверхностей, обращенных к Солнцу, значительно больше радиационного баланса для горизонтальной поверхности.

Для поверхностей, ориентированных в сторону, противоположную Солнцу, наблюдается минимум величин $B_{ск}/B_г$, причем для некоторых значений угла наклона поверхности радиационный баланс оказывается отрицательным при небольших высотах Солнца.

Крутые склоны, обращенные в противоположную Солнцу сторону, имеют положительный радиационный баланс за счет роста потока отраженной радиации и уменьшения эффективного излучения. Для склонов с азимутами 90 и 270° по отношению к Солнцу наблюдается монотонное убывание величин $B_{ск}/B_г$ с увеличением угла наклона поверхности.

На рис. 9.9 дана зависимость относительных величин радиационного баланса от угла наклона и азимута поверхности при сплошной перистой облачности.

Из сопоставления рис. 9.8 *а* и 9.9 видно, что при сплошной перистой облачности азимутальная зависимость B меньше, чем при безоблачном небе.

Зона отрицательного радиационного баланса в данном случае отсутствует, что связано с увеличением прихода рассеянной радиации и уменьшением эффективного излучения, обусловленным влиянием облачности.

§ 3. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС АТМОСФЕРЫ И СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ—АТМОСФЕРА

3.1. Приходная и расходная части радиационного баланса атмосферы и системы Земля — атмосфера

Приходную часть радиационного баланса атмосферы $B_а$ составляют поглощенная атмосферой прямая солнечная и рассеянная радиация q, а также поглощенное атмосферой тепловое излучение подстилающей поверхности $U_а$. Расходная часть определяется потерями тепла за счет теплового излучения атмосферы в направлении к земной поверхности и в мировое пространство. Первая составляющая расходной части радиационного баланса атмосферы представляет собой противоизлучение атмосферы $E_а$, а вторая — излучение атмосферы в мировое пространство E_∞.

Тогда уравнение радиационного баланса атмосферы будет иметь вид

$$B_а = U_а + q - E_а - E_\infty. \tag{9.9}$$

Если предположить, что $P_а$ — пропускательная способность атмосферы для теплового излучения, то поглощенное атмосферой тепловое излучение подстилающей поверхности может быть представлено в виде $U_а = (1 - P_а)F_п$, где $F_к$ — восходящий поток теплового излучения на уровне подстилающей поверхности.

Таким образом, величина $F_п - E_а = F_0$ представляет собой эффективное излучение подстилающей поверхности, а $P_а F_п + E_\infty = F_\infty$ — уходящее излучение подстилающей поверхности и атмосферы в мировое пространство. После преобразований уравнение радиационного баланса атмосферы запишется в виде

$$B_а = F_0 - F_\infty + q. \tag{9.10}$$

В радиационном балансе системы земная поверхность — атмосфера $B_с$ приходную часть составляют прямая солнечная и рассеянная радиации, поглощенные подстилающей поверхностью и атмосферой, а расходную — уходящее излучение. Поэтому уравнение радиационного баланса системы Земля—атмосфера имеет вид

$$B_с = S_0'(1 - A_с) - F_\infty, \tag{9.11}$$

где S_0' — приход солнечной радиации за пределами атмосферы, $A_с$ — альбедо Земли как планеты.

Представление о локальных величинах радиационного баланса системы земная поверхность — атмосфера и его составляющих можно получить по приведенным в табл. 9.7 экспериментальным данным аэростатного зондирования 27-километрового слоя атмосферы [15].

Таблица 9.7

Радиационный баланс системы земная поверхность—атмосфера (кал/см² · мин.)

Дата	$B_{кв}$	q	q %	$B_с$	$B_а$	$A_с$ %	$A_п$ %	Облачность
25 V 1962 г.	1,38	0,35	19,3	0,98	0,18	15,3	17,9	Ясно
30 V	1,23	0,29	16,1	0,74	0,087	22,0	18,8	»
5 VI	—	—	—	0,85	0,15	—	—	»
12 VI	1,04	—	—	0,75	0,006	33,9	16,3	»
22 VI	1,02	0,11	—	0,63	—0,019	34,1	18,3	St, Cu
4 VII	—	—	—	0,68	0,15	—	18,5	St, Cu
7 VII	1,15	0,41	22,2	0,58	0,20	20,0	23,2	Ясно
12 VII	1,08	0,39	21,6	0,70	0,11	20,9	20,9	»
22 XI	0,45	0,37	64,4	0,12	0,084	20,1	22,0	»

Примечание. $B_с$ и $B_{кв}$ — полный и коротковолновый радиационные балансы системы; $A_с$ и $A_п$ — альбедо системы и земной поверхности.

Глобальные значения радиационного баланса системы земная поверхность — атмосфера и его составляющих, по данным спутника «Нимбус-II», приведены в табл. 9.8 [32].

Как видно из таблицы, средний глобальный радиационный баланс колеблется около нуля, что указывает на малые отклонения системы земная поверхность — атмосфера от радиацион-

ного равновесия. Глобальные значения альбедо $A_c \approx 30\%$ значительно ниже полученных ранее (34—42%).

Таблица 9.8

Глобальный радиационный баланс (кал/см² · мин.) по измерениям «Нимбус-II», 1966 г.

Период	A_c %	q	F_∞	B_c
16—31 V	30,1	0,341	0,339	+0,002
1—15 VI	30,6	0,337	0,342	—0,005
16—30 VI	30,1	0,338	0,345	—0,007
1—15 VII	29,1	0,343	0,346	—0,003
16—28 VII	29,5	0,342	0,345	—0,003

Примечание. Данные получены с учетом солнечной постоянной, равной 1,95 кал/см² · мин. [гл. V наст. сб., 34, 45].

3.2. Географическое распределение радиационного баланса атмосферы и системы Земля — атмосфера

Поскольку средние годовые температуры Земли в целом мало меняются со временем, поглощенная радиация системы Земля — атмосфера для всего земного шара должна быть в среднем равной уходящему излучению. Это условие равенства нулю радиационного баланса системы Земля — атмосфера для всего земного шара может, очевидно, служить надежным критерием правильности предложенной методики и полученных результатов. Просуммировав величины поглощенной радиации для всей Земли, нашли, что она равна 161 ккал/см² · год. Уходящая радиация при этом оказалась равной 162 ккал/см² · год. Полученное согласование удовлетворительно.

В «Атласе теплового баланса земного шара» под редакцией М. И. Будыко [5] предложена годовая карта радиационного баланса системы Земля — атмосфера (рис. 9.10).

В табл. 9.9 приведены средние широтные значения поглощенной радиации системы Земля — атмосфера $S_0'(1-A_c)$, уходящего излучения F_∞, радиационного баланса системы Земля — атмосфера B_c для июня и декабря.

Вычитая значения радиационного баланса подстилающей поверхности из величины радиационного баланса системы Земля — атмосфера, Т. Г. Берлянд [7] получила суммы радиационного баланса атмосферы и построила месячные и годовые карты для северного полушария.

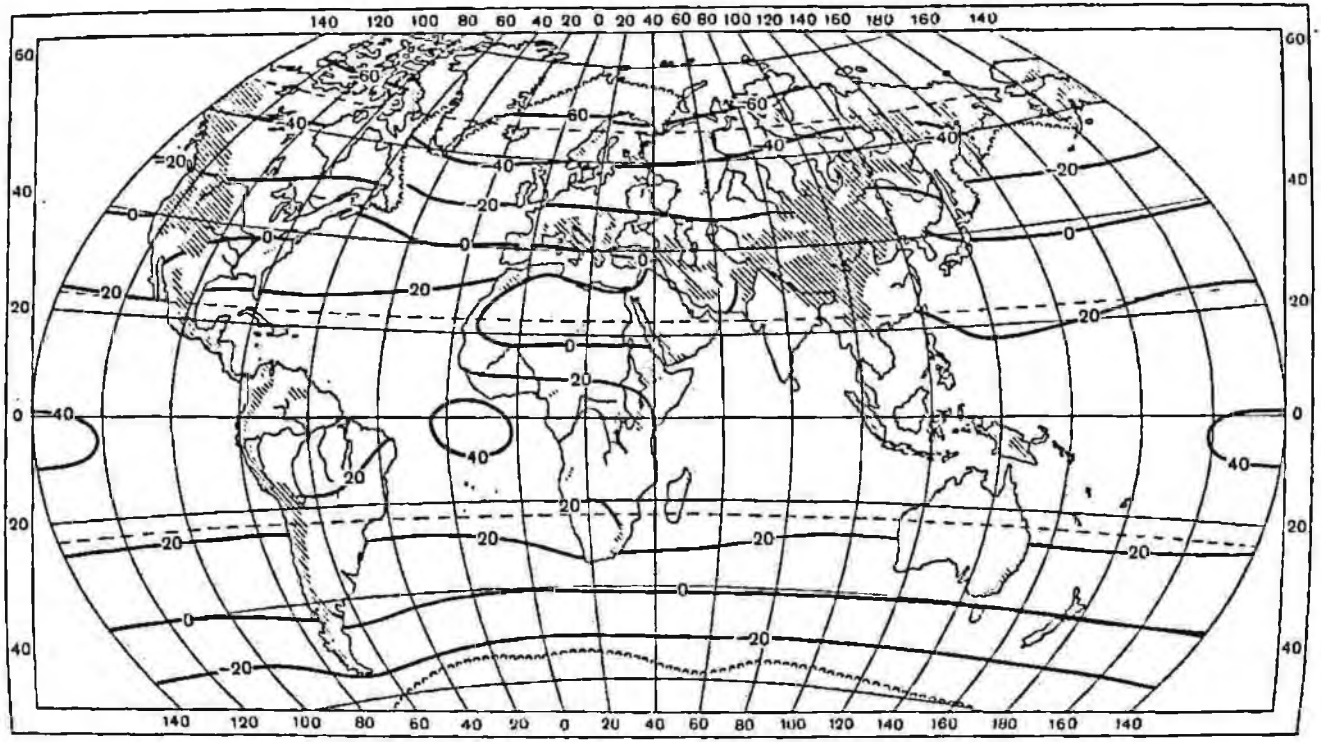


Рис. 9.10. Годовые суммы радиационного баланса системы Земля — атмосфера (ккал/см² · год).

Таблица 9.9

Средний широтный ход месячных величин радиационного баланса системы земная поверхность—атмосфера и его составляющих (ккал/см²)

Широта, град.	$S'_0(1-A_c)$	F_∞	B_c	$S'_0(1-A_c)$	F_∞	B_c
	Июнь			Декабрь		
70 с.	15,4	12,9	2,5	0,0	11,4	—11,4
60	17,2	13,4	3,8	0,7	11,7	—11,0
50	18,3	13,6	4,7	2,6	12,3	—9,7
40	19,0	14,1	4,9	5,7	13,1	—7,4
30	19,1	14,6	4,5	9,6	14,3	—4,7
20	18,5	14,2	4,3	12,8	14,8	—2,0
10	17,2	13,3	3,9	15,5	14,1	1,4
0	15,5	12,7	2,8	16,9	13,1	3,8

Рис. 9.11. Годовые суммы радиационного баланса атмосферы для северного полушария (ккал/см² · год).

Здесь приведем годовую (рис. 9.11) и две месячные карты, характеризующие теплый (рис. 9.12 *а*) и холодный (рис. 9.12 *б*) периоды года. Анализ этих карт указывает на сравнительно ма-

а)

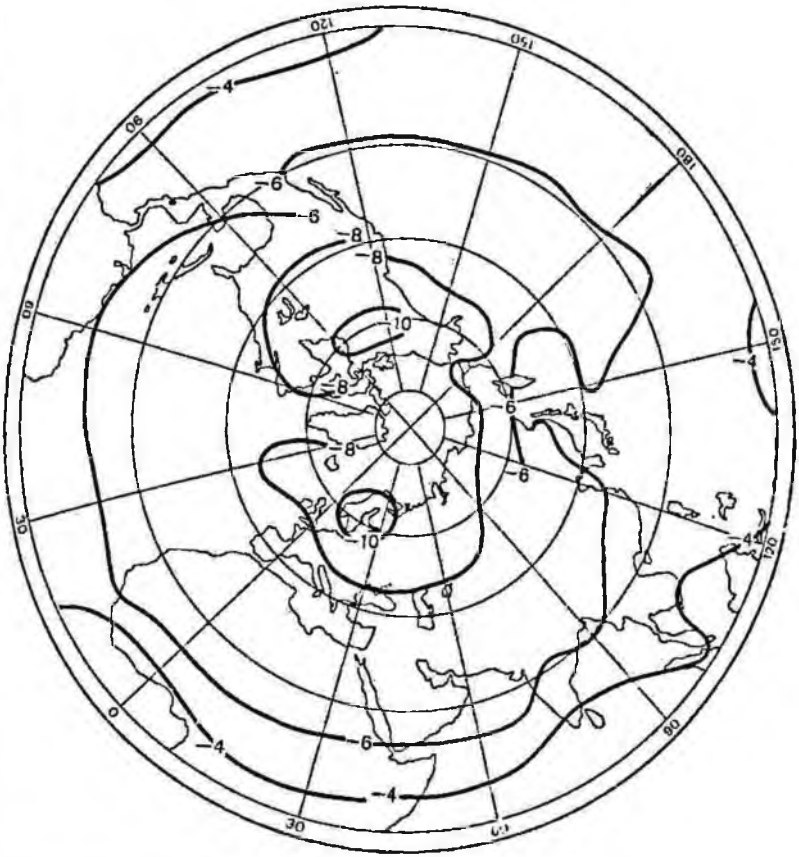
Рис. 9.12. Месячные суммы радиационного баланса атмо

а — июнь,

лую пространственную изменчивость радиационного баланса. Особенно это сказывается летом, так как летом широтные изменения поглощенной солнечной радиации и уходящего излучения составляют около 4—6 ккал/см²·мес. В декабре наблюдается более значительное изменение радиационного баланса (от —10 ккал/см²·мес. в высоких широтах до —1 ккал/см²·мес. в низких). Годовой радиационный баланс также обладает заметной географической изменчивостью.

Расчеты среднего широтного распределения радиационного баланса атмосферы осуществлены Т. Г. Берлянд и К. Я. Винниковым (табл. 9.10).

б)



сферы для северного полушария (ккал/см² · мес).
б — декабрь.

Помимо советских ученых, вопросом географического распределения радиационного баланса атмосферы и системы Земля — атмосфера занимались многие зарубежные ученые.

В табл. 9.11, составленной Мёллером [30], приведены для сравнения результаты расчетов средних годовых величин радиационного баланса атмосферы и его составляющих для различных широтных зон, выполненных разными авторами.

В работе [28] Мёллер и ряд других авторов дают карты географического распределения средних годовых величин радиационного баланса атмосферы над Европой и частью Атлантического океана для января, марта, мая и сентября 1955 г.

Таблица 9.10

Среднее широтное распределение радиационного баланса атмосферы (ккал/см² · год)

Широта, град.	B_a	Широта, град.	B_a
70—60 с.	70	0—10 ю.	74
60—50	60	10—20	76
50—40	60	20—30	74
40—30	69	30—40	71
30—20	82	40—50	64
20—10	83	50—60	57
10—0	76	Земля в целом	72

Таблица 9.11

Сравнение результатов расчетов радиационного баланса (кал/см² · сутки) атмосферы и его составляющих

	30—35° с. ш.	40—60° с. ш.	60—90° с. ш.
	Баур и Филиппс (1934 г.)		
q	90	82	81
$F_\infty - F_0$	217	233	227
B_a	127	151	146
	Хотон (1954 г.)		
q	121	99	59
$F_\infty - F_0$	359	333	287
B_a	238	234	228
	Лондон (1957 г.)		
q	96	83	65
$F_\infty - F_0$	305	280	230
B_a	209	197	165
	Мёллер (1959 г.)		
q	92	79	55
$F_\infty - F_0$	300	291	262
B_a	208	212	207

3.3. Вертикальные профили радиационного баланса

Здесь будут рассмотрены профили полного B и длинноволнового $B_{дв}$ балансов. Под термином «радиационный баланс» в дальнейшем понимается полный радиационный баланс B.

Величины радиационного баланса на разных уровнях в тропосфере и стратосфере могут изменяться в широких пределах — от отрицательных значений порядка —0,4 кал/см²·мин. (ночью) до положительных 1,2—1,4 кал/см²·мин. (днем при больших $h_\odot$), причем эти экстремальные значения чаще всего наблюдаются при безоблачной погоде на широтах 10—30°.

В средних широтах днем ($h_\odot > 15°$) радиационный баланс на всех высотах положителен. Максимальные значения 1—1,2 кал/см²·мин. могут быть получены летом в околополуденные часы над водной поверхностью или любой другой подстилающей поверхностью с малым альбедо. На величину радиационного баланса безусловно влияет состояние воздушной массы, расположенной выше и ниже балансомера. Чистая воздушная масса при прочих равных условиях обусловливает высокие значения радиационного баланса. Наиболее резко на величины радиационного баланса воздействует изменение высоты Солнца и изменение количества облаков над или под балансомером.

Основные закономерности вертикального хода радиационного баланса могут быть рассмотрены на примере данных аэростатного актинометрического зондирования, производимого ЛГУ. На рис. 9.13 приведен ряд вертикальных профилей радиационного баланса по дневным измерениям с аэростата, поднимающегося до высот 30—33 км. Методика измерений и более подробные результаты даны в [23]. Каждый профиль приведен к определенной высоте Солнца. Значения радиационного баланса на высотах получены с точностью 10%.

Профиль 1 (выше 11 км) характеризует ход радиационного баланса в стратосфере над снежной поверхностью ($h_\odot = 19°$). Величины баланса низкие, наибольшее значение $B = 0{,}06$ кал/см²·мин. Величина радиационного баланса в стратосфере практически постоянна. Тропосферная часть профиля получена над подстилающей поверхностью с меньшим альбедо.

Профили *3*, *6* и *7* относятся к летнему периоду ($h = 26{,}5°$ и 56°). Профиль *7* дает максимально возможные значения радиационного баланса для широт $\varphi > 50°$. Все упомянутые четыре профиля получены в безоблачную погоду и в условиях сравнительно чистых воздушных масс. Малая изменчивость величин B с высот 6 км (профили *3*, *6* и *7*) и с высот 11 км для случая, описываемого профилем *1*, указывает на то, что на этих высотах наблюдается состояние, близкое к состоянию лучистого равновесия.

новесия. Если нарушений горизонтальной однородности подстилающей поверхности при подъеме нет, то лучистое равновесие наблюдается с высот 3—5 км.

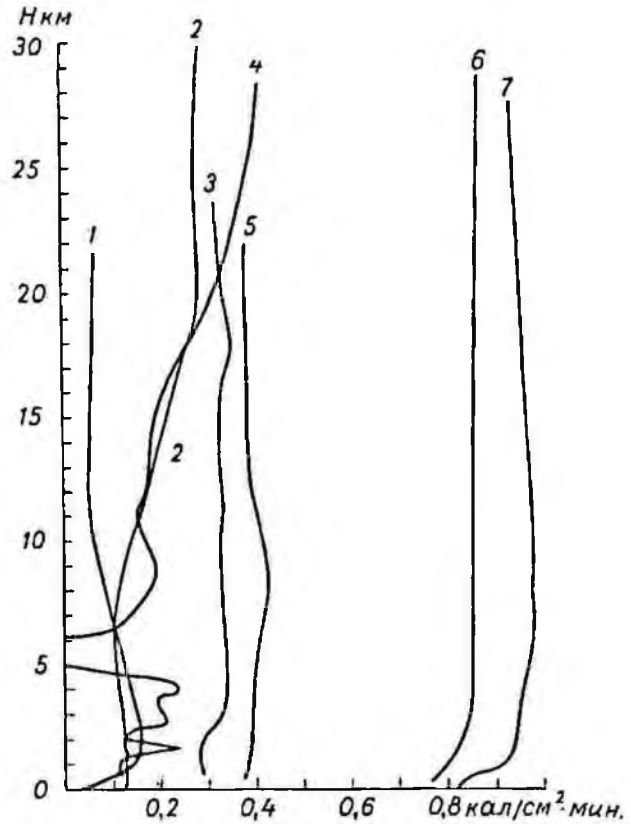


Рис. 9.13. Вертикальные профили радиационного баланса.

1 — 14 ноября 1961 г., $h_\odot$=19°, ясно; *2* — 23 октября 1964 г., $h_\odot$=26,5°, 10 баллов St; *3* — 22 июля 1964 г., $h_\odot$=26,5°, ясно; *4* — 1 октября 1965 г., $h_\odot$=35°, 10 баллов, многослойная; *5* — 21 октября 1965 г., $h_\odot$=26,5°, ясно; *6* — 5 июня 1962 г., $h_\odot$=56°, ясно; *7* — 25 мая 1962 г., $h_\odot$=57°, ясно.

Профили *2*, *4* и *5* характеризуют воздействие аэрозольной компоненты на величины радиационного баланса. В случае профиля *4* известно, что в этот день содержание аэрозольной компоненты в нижней стратосфере значительно превышало

средние значения. С другой стороны, как по профилю отраженной радиации (рис. 6.17, профиль *18*), так и по профилю радиационного баланса *4* видно, что изменение потоков в стратосфере составляет в обоих случаях 0,25 кал/см^2·мин, т. е. причиной изменения радиационного баланса является изменение восходящего коротковолнового потока. Таким образом, рост радиационного баланса связан с присутствием аэрозоля, который «съедает» высокие значения альбедо облаков (аэрозольный слой может быть представлен как некоторое полупрозрачное серое тело с альбедо от 20 до 40% в зависимости от концентрации аэрозоля и мощности слоя). Этот вывод подтверждает и профиль *2*, который также имеет участки с ощутимым ростом (7—18 км). В этом случае над слоем облаков замечен слой (2—6 км) с аномальной мутностью.

Из приведенных примеров видно, что над подстилающими поверхностями с большим альбедо состояние лучистого равновесия легко нарушается. Одной из причин неуравновешенности компонент радиационного баланса является повышенная концентрация аэрозоля над такими поверхностями.

Профиль *5* показывает воздействие аэрозольной компоненты (повышенной концентрации) на радиационный баланс при безоблачной ситуации. Стратосферный аэрозоль, располагающийся в этом случае на высотах 9—16 км, увеличивает альбедо системы тропосфера — подстилающая поверхность, а следовательно, снижает величину радиационного баланса (спад выше 9 км). По-видимому, аэрозоль оказывает влияние и на эффективное излучение земной поверхности.

Следовательно, аэрозольная компонента препятствует осуществлению лучистого равновесия, причем в присутствии облачности происходит сдвиг равновесия в сторону радиационного нагревания (рост радиационного баланса на высотах 15—25 км, профиль *4*). В отсутствии облачности и в случае, когда аэрозольный слой располагается между прибором и земной поверхностью, наблюдается сдвиг лучистого равновесия в сторону радиационного выхолаживания (радиационный баланс имеет тенденцию к снижению, профиль *5*).

Таким образом, лучистое равновесие осуществляется в большинстве случаев в стратосфере в условиях незамутненной воздушной массы и в отсутствии облачных образований в нижележащих слоях.

В верхней тропосфере условия, близкие к лучистому равновесию, возникают большей частью при небольших высотах Солнца ($<25°$). В некоторой мере последнее положение справедливо и для нижней стратосферы.

Обратимся теперь к вертикальному распределению длинноволнового баланса. Днем длинноволновый баланс можно полу-

чить, если параллельно измерениям радиационного баланса измеряются суммарная и отраженная радиации:

$$B_{дв} = \frac{\alpha_{1д} + \alpha_{2д}}{2}\left(n_{pl} - \frac{Q}{\alpha_{1к}} + \frac{R}{\alpha_{2к}}\right), \qquad (9.12)$$

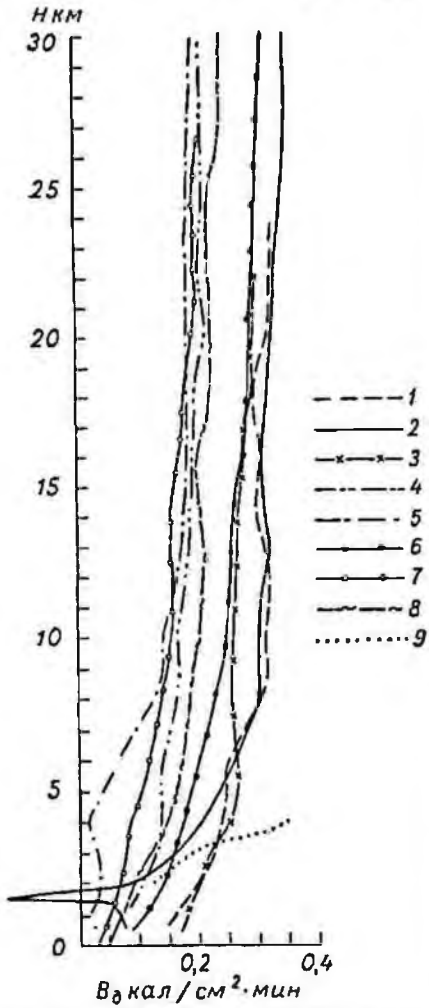


Рис. 9.14. Вертикальные профили длинноволнового радиационного баланса.

1 — 22 июля 1964 г., $h_{\odot}$=26,5°; *2* — 23 октября 1964 г., $h_{\odot}$=26,5°; *3* — 21 октября 1965 г., $h_{\odot}$=26,5°; *4* — лето, ночь, ясно (ЦАО); *5* — лето, ночь, облачно (ЦАО); *6* — лето, ночь, США; *7* — экваториальные районы (ЦАО); *8* — тропические районы (ЦАО); *9* — экспериментальный профиль, лето, Средняя Азия.

где $\alpha_{1д}$, $\alpha_{2д}$, $\alpha_{1к}$, $\alpha_{2к}$ — длинноволновые и коротковолновые переводные множители для первой и второй сторон балансомера (α_1 и α_2 не должны различаться более, чем на 2%), n_{pl} — показания балансомера, исправленные на температуру и давление (для измерений в свободной атмосфере); Q и R — суммарная и отраженная радиации, измеренные пиранометрами (с учетом угловых и спектральных поправок как для пиранометров, так и для балансомера).

При актинометрическом зондировании, проводимом ЛГУ, кроме балансомера с полиэтиленовой защитой, применялся сдвоенный балансомер, позволяющий получить длинноволновые потоки и баланс с точностью 5% в тропосфере и не меньше 10% в стратосфере. Профили длинноволнового баланса представлены на рис. 9.14. Кривые *1*, *2*, *3* характеризуют $B_{дв}$ для дневных условий летом (*1*) и осенью (*2*, *3*), причем профиль (*2*) получен в облачную погоду (St 10/10). Кривые *1* и *3* характеризуют высотный ход $B_{дв}$ для типичных условий (близких к средним) для ясной погоды летом и осенью.

Кривые *4—9* приведены для сравнения, при этом первые пять профилей (*4—8*) характеризуют средние данные $B_{дв}$, полученные с помощью актинометрического радиозондирования в ночных условиях, а профиль *9* описывает ход $B_{дв}$ в слое 2—4 км по результатам дневного самолетного зондирования в Средней Азии [20].

Профили *4—5* показывают средние значения длинноволнового баланса для безоблачной (*4*) и облачной (*5*) погоды в летний период по данным восьми станций актинометрического радиозондирования над территорией СССР и данным, полученным на корабле «Воейков» в тропиках [18].

Средние значения длинноволнового баланса для приэкваториальных (0—5°) и тропических (15—20° зимой и 25° летом) широт представлены профилями *7, 8* [19].

Профиль *6* характеризует средние величины длинноволнового баланса летом в ночное время над территорией США [29].

Приземные значения $B_{дв}$ ночью и днем при сплошной облачности невелики: от —0,03 до —0,08 кал/см^2·мин; днем при ясной погоде $B_{дв}$ в приземном слое достигает —0,13, —0,17 кал/см^2·мин.

Длинноволновый баланс формируется, как это видно из рис. 9.14, в основном в тропосфере до высот 7—10 км, выше $B_{дв}$ медленно возрастает (по абсолютному значению во всех случаях). Максимальное значение (—0,36 кал/см^2·мин.) получено на высоте 28 км (профиль *2*) при сплошной облачности на высоте 1—2 км и аномальной мутности в надоблачном слое. Минимальные (абсолютные) значения $B_{дв}$ получены в середине облачного слоя (профили *2, 4*), где длинноволновый баланс достигает нуля. Рост $B_{дв}$ в слое 2—7 км (профиль *2*) связан с необычно высокой температурой, влагосодержанием и концентрацией аэрозоля на этих высотах 23 октября 1964 по сравнению с условиями 21 октября 1965 г. (профиль *3*), когда на высоте 5 км температура воздуха была на 18° ниже, а влагосодержание в 7 раз меньше, чем 23 октября 1964 г. Приземные значения $B_{дв}$ невелики и колеблются в пределах от —0,05 до —0,08 кал/см^2·мин. ночью и до —0,15 кал/см^2·мин. — днем.

Различие дневных (профили *1, 2, 3, 9*) и ночных (профили *4—8*) величин $B_{дв}$ проявляется как в тропосфере, так и в стратосфере. Наиболее близок к средним ночным осенний дневной профиль (*3*); в стратосфере он практически совпадает со средним летним (*6*), построенным по данным Суоми (США). Различие летних профилей *1* и *6* максимально в тропосфере (15—20%) и уменьшается в стратосфере до 10%. Несколько большие различия дневных и ночных летних профилей замечены при сравнении среднего летнего профиля (*1*) с данными ночного актинометрического радиозондирования ЦАО. В этом случае различия достигают 30%.

Сравнение данных дневного и ночного зондирования показывает, что формирование профилей происходит днем на меньших высотах, это наглядно демонстрирует профиль *9*, который получен при высоком Солнце. Значительные изменения в профиле могут обусловливаться повышенной концентрацией аэрозоля, примером тому служит ход профилей *2* и *9* на высотах 2—4 км.

Влияние облачности на величины $B_{дв}$ можно оценить по профилю *5*. Почти на всех высотах абсолютные величины $B_{дв}$ в этом случае меньше, чем по другим профилям. Исключение составляют высоты 11,5—17 км, где минимальные (по абсолютной величине) значения $B_{дв}$ получены в экваториальных широтах (профиль *7*).

Наибольшие (по абсолютным значениям) средние величины $B_{дв}$ по данным ЦАО получены в тропических районах (профиль *8*).

Таким образом, дневные летние величины длинноволнового баланса в тропосфере могут быть выше средних ночных (профиль 6) на 15—20%; в стратосфере различие уменьшается до 10%. Средние значения осенью $B_{дл}$ профиль (*3*) отличаются от средних летних значений в темное время суток (*6*) лишь в тропосфере. Средние значения $B_{дв}$, по данным ночного актинометрического радиозондирования в СССР и США, для одного и того же сезона расходятся на 15—25% в нижней тропосфере и до 30% — в стратосфере.

Вертикальное распределение величин длинноволнового баланса в дневное время зависит, главным образом, от высоты верхней границы облачного покрова и от количества поглощенной солнечной радиации в том или ином слое атмосферы, т. е. в конечном счете от стратификации активных компонент в атмосфере.

3.4. Лучистый приток тепла

Рассмотрим результирующий приток тепла в атмосфере до высот 55 км, получаемый за счет всех (коротковолновых и длинноволновых) составляющих радиационного баланса.

Экспериментальные и теоретические работы, целью которых является исследование радиационных изменений температуры по данным о вертикальном распределении полного баланса, немногочисленны. Это объясняется тем, что экспериментальные исследования радиационного баланса в дневное время имеют ряд трудностей методического характера, преодолеть которые возможно путем усложнения измерительной аппаратуры (как это сделано в аэростатном комплексе ЛГУ [23]) или идти по пути создания прибора, непосредственно измеряющего лучистый приток тепла. В этом направлении достигнуты определенные успехи [10].

В теоретических работах в большинстве случаев рассчитывается радиационное охлаждение атмосферы за счет длинноволнового излучения (глава 8, § 3), и в меньшей степени радиационное нагревание атмосферы за счет поглощения коротковолнового излучения (глава 8, § 3) и в меньшей степени радиационных изменений температуры для полного радиационного баланса не так обширны, наиболее интересные результаты рассмотрены в работе [13]. Так из работы Д. Оринга [31] следует, что во всем слое стратосферы лучистое равновесие отсутствует на всех широтах, за исключением узкой переходной зоны в области 35—45° с. ш. Южнее этого пояса радиационный баланс стратосферы положителен, а севернее — отрицателен, следовательно, возникают условия для межширотной адвекции тепла.

Расчеты Д. Оринга и Д. Пресмана убедительно свидетельствуют о том, что тепловой режим стратосферы контролируется в первую очередь радиацией. Однако недостаточная надежность исходных данных для расчетов, а также различие в методах расчетов приводит к тому, что результаты расчетов различных авторов значительно расходятся даже в отношении основных особенностей профиля радиационных изменений температуры. Величины радиационных изменений температуры в исследуемом посредством эксперимента слое атмосферы получаются как разность значений радиационного баланса на верхней и нижней границе этого слоя, отнесенная к разности давлений на границах слоя:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial B}{\partial z} = -245 \frac{\Delta B}{\Delta p} \text{ град/час}, \qquad (9.13)$$

где $\Delta B = B(z_2) - B(z_1)$ — прирост радиационного баланса, выраженный в кал/см^2 · мин.; Δp — разность давлений на тех же уровнях в миллибарах; z_2 и z_1 — высоты верхней и нижней границы исследуемого слоя. Точность получаемых таким образом данных невелика (малая разность больших величин), так как дневные вертикальные профили B зависят от ряда параметров[1], влияние которых на показание прибора необходимо определить, а затем и исключить. Но приведение к одной высоте Солнца и учет неоднородности подстилающей поверхности для данных полного радиационного баланса, полученных в верхней тропосфере и стратосфере, пока еще не могут быть выполнены с высокой точностью.

Кроме того, переход к формуле (9.13) от производной к конечным разностям оправдан лишь для малых Δp, но на практике при обработке аэростатных данных дневного зондирования использование шага по высоте меньше 0,5 км не имеет смысла из-за неточностей в самом профиле.

[1] Изменение $h_\odot$, влияние температуры и давления на прибор, негоризонтальность прибора, неоднородность подстилающей поверхности.

Экспериментальные данные по радиационным изменениям температуры получены только до высот 28 км. Более подробные данные можно найти в работах [14, 17]. На рис. 9.15 приведен ряд профилей радиационных изменений температуры, отобранных с учетом сделанных выше замечаний о возможных источниках ошибок (профили, для которых изменения высоты Солнца незначительны, а подстилающая поверхность сравнительно однородна, например, отсутствует облачность). По ходу профилей видно, что в нижнем 2-километровом слое в период май — ноябрь доминирует радиационное нагревание, причем величины нагревания иногда достигают 0,4 град/час.

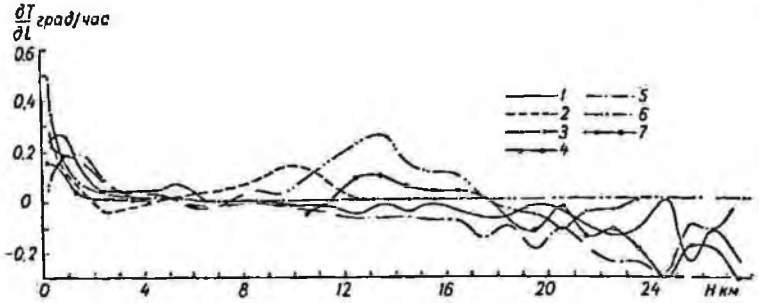


Рис. 9.15. Радиационные изменения температуры в тропосфере и нижней стратосфере по данным полного радиационного баланса. 1962 г. *1* — 25 мая, *2* — 12 июля, *3* — 3 июня, *4* — 4 июля, *5* — 30 мая, *6* — 7 июля, *7* — 22 ноября.

В слое 2—10 км радиационные изменения сравнительно невелики и колеблются около нуля.

Результаты, полученные В. Г. Кастровым [12] на высотах 3—5 км, показывают, что летом величины радиационного нагревания и охлаждения близки и достигают 0,06—0,08 град/час. Поэтому в дневное время радиационный эффект изменения температуры близок к нулю.

Результаты зондирования в мае (профили *1*, *5*) показывают, что выхолаживание начинается уже с высот 9—10 км.

По трем июльским зондированиям (*2*, *4*, *6*) в слое 9—14 км получены локальные максимумы радиационного нагревания. По ходу профилей (*3*, *4*) можно видеть, что летом переход к радиационному охлаждению происходит на высотах 17—18 км, величина которого на высотах 24—27 км достигает —0,3 град/час. Другая группа профилей показывает, что в нижней стратосфере возможны случаи лучистого равновесия. Ход профилей радиационного баланса в стратосфере для других дней, приведенных на рис. 9.13 (*1—5*), подтверждает отмеченные закономерности в распределении радиационных изменений температуры.

ЛИТЕРАТУРА

К главе 1

1. Бадинов И. Я., Андреев С. Д., Липатов В. Б. Некоторые результаты наземных спектроскопических исследований влагосодержания толщи атмосферы. Проблемы физики атмосферы, № 4. Изд. ЛГУ, 1966.

2. Гущин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Гидрометеоиздат, 1964.

3. Джонсон Ф. С., Перселл Дж. Д., Тауси Р. Изучение озонного слоя над Нью-Мексико. Ракетные исследования верхней атмосферы. ИЛ, 1957

4. Ивлев Л. С. Аэрозольная модель атмосферы. Проблемы физики атмосферы, № 6. Изд. ЛГУ, 1968.

5. Конашенок В. Н. Модель кислородно-водородной мезосферы. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана 3, № 3, 1967.

6. Климатические карты облачности северного полушария, январь и июль (период МГГи МГСС). ГУГМС, НИИАК, М., 1967.

7. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Гидрометеоиздат, 1965.

8. Николе М. Аэрономия. Изд-во «Мир», 1965.

9. Озон в земной атмосфере. Сб. пер. под ред. Гущина Г. П. Гидрометеоиздат, Л., 1966.

10. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. Гидрометеоиздат, Л., 1966.

11. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. Изд-во «Мир», 1965.

12 Bainbridge A. E., Heidt L. E. Measurement of methane in the troposphere and lower stratosphere. Tellus, vol. 18, No. 2—3, 1966.

13. Bannon J. K., Steel L. P. Average water vapour content of the air. Geophys. Memoirs. No. 102, MO AM, London, 1960.

14. Bates D. R., Hays P. B. Atmospheric nitrous oxide. Planet. Space Sci., vol. 15, No. 1, 1967.

15. Bates D. R., Witherspoon A. E. The photochemistry of some minor constituents of the earth's atmosphere. Monthly Notices Roy. Astron. Soc., vol. 112, 101, 1952.

16. Bannon J. K., Frith R., Shellard H. C. Humidity of the upper troposphere and lower stratosphere over Southern England. Geophys. Memoirs, No. 88, MO AM, London, 1952.

17. Bichof W., Bolin B. Space and time variations of the CO_2 content of the troposphere and lower stratosphere. Tellus vol. 18, No. 2—3, 1966.

18. Bowman R. L., Shaw J. H. The abundance of nitrous oxide, methane and carbon monoxide in ground level air. Applied Optics, vol. 2, 176, 1963.

19. Brown J. A., Pybus E. S. Stratospheric water vapor soundings at McMurdo sound Antarctica: December 1960 — February 1961. J. Atmos. Sci., vol. 21, No. 6, 1964.
20. Calfee R. F., Gates D. M. Calculated slant-path absorption and distribution of atmospheric water vapor. Applied Optics, vol. 5, No. 2, 1966.
21. Craig R. A. The observation and photochemistry of atmospheric ozone and their meteorological significance. Met. Monogr. Amer. Met. Soc., vol. 1, No. 2, 1950.
22. Dobson M. B. Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. Proc. Roy. Soc., vol. 236, No. 1205, 1956.
23. Elterman L. Atmospheric attenuation model 1964. Environment Res. Papers, 46, 1964.
24. Fink V., Rank D. H., Wiggins T. A. Abundance of methane in the earth's atmosphere. J. Optical Soc. Am., vol. 54, No. 4, 1964.
25. Goldberg L., Muller E. A. The vertical distribution of nitrous oxide and methane in the earth's atmosphere. J. Optical Soc. Am., vol. 43, No. 11, 1953.
26. Gutnick M. Mean atmospheric moisture profiles to 31 km for middle latitudes. Applied Optics, vol. 1, No. 5, 1962.
27. Handbook of Geophysics and Space Environments. McGraw-Hill Book Company. New York—San Francisco—Toronto—London—Sydney, 1966.
28. Helliwell N. C., MacKenzie J. K., Kerley M. J. Some further observation from aircraft of frost point and temperature up to 50 000 ft. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 83, No. 356, 1957.
29. Houghton J. T., Seeley J. S. Spectroscopic observation of the water vapour content of the stratosphere. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 86, No. 358, 1960.
30. Hunt B. G. Photochemistry of ozone in a moist atmosphere. J. Geophys. Res., vol. 71, No. 5, 1966.
31. Kondratyev K. Y. et al. Stratospheric water vapour distribution and the problem of noctilucent clouds. Сб. «Серебристые облака». Международный симпозиум. Таллин. 1966.
32. Mustenbrook H. I. Frost-point hydrometer measurements in the stratosphere and the problem of moisture contamination. Humidity and Moisture, vol. II, p. 480. Reynold Publishing Corporation, New York, 1965.
33. Palmer T. J., Rohrbough S. F., Steinberg S. A stratosphere humidity experiment. Humidity and Moisture, vol. 11, p. 473. Reynold Publishing Corporation, New York, 1965.
34. Prabkahara C. Effect of non-photochemical processes on the meridional distribution and total amount of ozone in the atmosphere. Monthly Weather Rev., vol. 91, 411, 1963.
35. Randhawa J. S. Ozone measurement with rocket-borne ozone zondes. J. Geophys. Res., vol. 71, No. 5, 1966.
36. Tucker G. B. An analysis of humidity in the upper troposphere and lower stratosphere over Southern England. Meteorol. Res. Paper, No. 1052, MO AM, London, 1957.

К главе 2

1. Атрошенко В. С. и др. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии. Труды ИФА, ч. II, № 3, 1962.
2. Бартенева О. Д, Довгялло Е. Н., Полякова Е. А. Экспериментальные исследования оптических свойств приземного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 220, 1967.
3. Гальцев А. П. Исследование полосы поглощения озона 9,6 мкм в искусственной атмосфере. Проблемы физики атмосферы, вып. 5. Изд. ЛГУ, 1967
4. Гальцев А. П. Функции поглощения с учетом изменения интенсивности и полуширины спектральных линий в полосе. Оптика и спектроскопия, т. II, вып. 2, 1966.

5. Голубицкий Б. М., Москаленко Н. И. Функции спектрального пропускания в полосах паров H_2O и CO_2. Измерения и расчет спектрального пропускания в полосах N_2O в ближней инфракрасной области. Изв. АН СССР, ФАО, 4, № 3, 1958.
6. Гуди Р. Атмосферная радиация. Изд-во «Мир», М., 1966.
7. Зуев В. Е. Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей. Изд-во «Сов. Радио», М., 1966.
8. Ивлев Л. С. Аэрозольная модель атмосферы. Проблемы физики атмосферы, вып. 7. Изд. ЛГУ, 1969.
9. Ивлев Л. С., Янченко Е. Л. Оптические характеристики водного аэрозоля. Проблемы физики атмосферы, № 8. ЛГУ, 1969.
10. Исследование верхней атмосферы с помощью ракет и спутников. Под ред. Д. Ратклиффа. ИЛ, М., 1961.
11. Кисловский Л. Д. Оптические характеристики воды и льда в инфракрасном и микроволновом диапазоне спектра. Оптика и спектроскопия, т. 7, 201, 1959.
12. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
13. Кондратьев К. Я. и др. Инфракрасный спектр поглощения воды. Сб. «Проблемы физики атмосферы», вып. 2. Изд. ЛГУ, 1963.
14. Лифшиц Г. Ш. Рассеяние света в атмосфере. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1965.
15. Павлов В. Е. Атмосферная индикатриса рассеяния в видимой и ультрафиолетовой областях. Астр. журн., т. XVI, вып. 3, 546, 1966.
16. Пясковская-Фесенкова Е. В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1957.
17. Фейгельсон Е. М. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии. Труды ИФА, ч. I, № 1, 1958.
18. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. ИЛ, М., 1961.
19. Шифрин К. С., Раскин В. Ф. К теории индикатрисы Рокара. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
20. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, М.-Л., 1951.
21. Шифрин К. С., Чаянова Э. А. Индикатрисы для распределений Юнге и типа Юнге. Труды ГГО, вып. 170, 1965.
22. Шифрин К. С., Зельманович И. Л. Таблицы по светорассеянию. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
23. de Bary E., Braun B., Bullrich K. Tables Related to Light Scattering in a Turbid Atmosphere. AFCRL, Sp. Rept., 33, 1965.
24. Burch D. a. o. Infrared Absorption by Carbon Dioxide, Water Vapor, and Minor Atmospheric Constituents. Res. Rept, AFCRL, AF19 (604)—2633, 1962.
25. Cook J., Metzger P. Photoionization and Absorption Cross Sections of O_2 and N_2 in the 600 to 1000 A Region. Journ. Chem. Phys., 41, 2, 1964.
26. Deirmendjian D., Clasen R., Viezee W. Mie Scattering with Complex Index of Refraction. JOSA., 51, 6, 1961.
27. Deirmendjian D. Scattering and Polarization Properties of Water Clouds in Visible and Infrared. Appl. Opt., 3, 2, 1964.
28. Fenn R. Aerosolverteilungen und atmospherisches Streulicht. Beitr. Phys. Atmosph., 37, 2, 1964.
29. Ferriso C., Ludwig C., Thomson A. Empirically Determinated Infrared Absorption Coefficients of H_2O from 300 to 3000° K. J.Q.S.R. T, 6, 3, 1966.
30. Foltzik L. und Zshaeck H. Messungen der spektralen Zerstreuungsfunktion bodennaher Luft bei guter Sicht, Dunst und Nebel. Zeitschrift für Meteorologie, Band 7, 1, 1953.
31. Giese R. a. o. Tabellen der streufunktionen $i_1(\gamma)$, $i_2(\gamma)$ und des streuquerschnittes $k(\alpha, m)$ Homogener Kugelchen nach der Mie-schen Theorie. Ak. Verb., Berlin, 1962.

32. Goldstein R., Mastrap F. Absorption Coefficients of the O_2 Shuman—Runge Continuum from 1270—1745 A using a New-Continuum Source. JOSA, 56, 6, 1966.
33. Gumprecht R. a. o. Angular Distribution of Intensity of Light Scattered by Large Droplets of Water. JOSA, 42, 2, 1952.
34. Harrison A., Cedernolen B., Coffin E. Technical Report, Mount Holyoka College, Holyoke, Mass., 1951.
35. Hearn A. The Absorption of Ozone in the Ultraviolet and Visible Regions of the Spectrum. Proc. Phys. Soc., A78, 1961.
36. Herman B. Infra-red Absorption, Scattering and Total Attenuation Cross-Sections for Water Spheres. Q.J.R.M.S., 88, 376, 1962.
37. Houghton H., Chalker W. The Scattering Cross-Section of Water Drops in sir for Visible Light. JOSA, 39, 2, 1949.
38. Huffman R., Tanaka Y., Larabee J. Absorption Coefficients of Nitrogen in the 1000—580 A wavelengths region. Journ. Phem. Phys., 39, 4, 1963
39. Huffman R., Larabee J., Tanaka Y. Nitrogen and Oxygen Absorption Cross-Section in the Vacuum Ultraviolet. Disc. Farad. Soc. No. 37, 1964.
40. Hudson R. a. o. An Investigation of the Effect of Temperature on the Shuman—Runge Absorption Continuum of Oxygen 1580—1950 A. Journ. Geoph. Res., 71, 9, 1966.
41. Jin E., Tanaka Y. Absorption Coefficient of Ozone in the Ultraviolet and Visible Regions. JOSA, 43, 6, 1953.
42. Lowan A. Tables of Scattering Function for Spherical Particles. Nat. Bur. Stand. Appl. Math., Ser. 4. Wash., 1948.
43. McCaa D., Shaw J. The Infrared Absorption Bands of Ozone. Contr. AF 19 (628) — 3806, 1967.
44. McGee R. Transmission Tables for H_2O, CO_2 and O_3. Proc. IRIS, 7, 2, 1962.
45. Mie G. Beitrag zur Optic trüber Medien. Ann. Phys., 25, 4, 1908.
46. Penndorf R. Tables of the Refractive Index for Standard Air and the Rayleigh Scattering Coefficient for the Spectral Region between 0.2 and 20.0 mc and Their Application to Atmosphere Optics. JOSA, 47, 2, 1957.
47. Samson J., Cairns R. Absorption and Photoionization Cross-Sections of O_2 and N_2 at Intense Solar Emission. Journ. Geoph. Res., 69, 21, 1964.
48. Thompson B., Hartek P., Reeves R. Ultraviolet Absorption Coefficients of CO_2, CO, O_2, H_2O, N_2O, NH_3, NO, SO_2 and CH_4 between 1850 and 4000 A. Journ. Geoph. Res., 68, 24, 1963.
49. Vigroux E. Détermination des coefficients moyens d'absorption de l'ozone en vue des observations concernant l'ozone atmosphérique à l'aide du spectromètre Dobson. Ann. Phys, t. 2, 1967.
50. Walshaw C. Integrated Absorption by the 9.6 mc Band of Ozone. Q.J.R.M.S., 83, 315, 1957.
51. Watanabe K., Matsunage F., Sakai H. Absorption Coefficients and Photoionization Yield of NO in the Region 580—1350 A. Appl. Opt., 6, 3, 1967.
52. Weissler G., Lee P. Absolute Absorption Coefficients of Oxygen in the Vacuum Ultraviolet. JOSA, 42, 2, 1952.

К главе 3

1. Ананасевич П. А., Айзеншдадт В. С. Таблицы распределения энергии и фотонов в спектре равновесного излучения. Изд-во АН БССР, Минск, 1961.
2 Бартенева О. Д., Довгялло Е. Н., Полякова Е. А. Экспериментальные исследования оптических свойств приземного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 220, 1967.

3. Бадинов И. Я., Андреев С. Д. Прозрачность земной атмосферы и разделение оптической толщины на компоненты в инфракрасной области спектра 8—13 мкм. Проблемы физики атмосферы, вып. 3. Изд. ЛГУ, 1965.
4. Бадинов И. Я., Андреев С. Д., Липатов В. Б. Некоторые результаты наземных спектрометрических исследований влагосодержания толщи атмосферы. Проблемы физики атмосферы, вып. 4, Изд. ЛГУ, 1966.
5. Бадинов И. Я., Попова Л. В. О некоторых результатах измерений спектральной прозрачности атмосферы в условиях облачности верхнего яруса. Проблемы физики атмосферы, вып. 5. Изд. ЛГУ, 1967.
6. Барашкова Е. П. Мутность атмосферы в Карадаге. Труды ГГО, вып. 80, 1959.
7. Бериташвили Б. А., Броунштейн А. М., Казакова К. В. О зависимости интегральной функции пропускания атмосферы от температуры черного излучения. Труды ГГО, вып. 114, 1966.
8. Бадинов И. Я., Попова Л. В. О связи спектральной оптической толщи атмосферы (0,36—1,03 мкм) с некоторыми метеорологическими характеристиками. Проблемы физики атмосферы, вып. 7. Изд. ЛГУ, 1969.
9. Брамсон М. А. Справочные таблицы по инфракрасному излучению нагретых тел. Изд-во «Наука», М., 1964.
10. Броунштейн А. М., Казакова К. В. Об ограничении слоев воздуха для исследования их собственного излучения. Труды ГГО, вып. 213, 1968.
11. Броунштейн А. М., Казакова К. В. Исследование интегральной функции пропускания длинноволновой радиации с использованием радиационного экрана. Труды ГГО, вып. 223, 1968.
12. Броунштейн А. М., Казакова К. В. Экспериментальное исследование интегралькой функции пропускания III Результаты измерений для средних влажностей воздуха. Актинометрия и атмосферная оптика. Труды V межведомственного совещания, июнь 1963 г. Изд-во «Наука», М., 1964.
13. Блох А. Г. Основы теплообмена излучением. Госэнергоиздат. 1962.
14. Вавилов С. И. Собрание сочинений, т. 2. Изд. АН СССР, 1952,
15. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. ИЛ, 1961.
16. Горчаков Г. И. Экспериментальное исследование матрицы рассеяния света приземным воздухом и некоторые свойства атмосферной дымки. Автореферат диссертации, М., 1967.
17. Гуди Р. М. Атмосферная радиация М. 1966
18. Гущин Г. П. Исследование атмосферного озона. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
19. Георгиевский Ю. С. и др. Прожекторный луч в атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1960.
20. Даева Л. В. К вопросу об определении спектральных коэффициентов прозрачности реальной замутненной атмосферы в области спектра 0,4—1 мкм. Сб. «Актинометрия и оптика атмосферы». Изд-во «Наука», М., 1964.
21. Довгялло Е. П. Прозрачность атмосферы в горизонтальном и вертикальном направлениях. Труды ГГО, вып. 169, 1965
22. Жевакин С. А., Наумов А. П. О коэффициенте поглощения электромагнитных волн водяными парами в диапазоне 10 мкм — 2 см. Изд. ВУЗов, сер. радиофизика, т. VI, 4, 1963.
23. Зверева С. В. Прозрачность атмосферы в полярных районах. Автореферат диссертации, ЛГМИ, Л., 1967.
24. Зуев В. Е. Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей. Изд-во «Советское радио», М., 1966.
25. Зуев В. Е., Соколов В. В., Творогов С. Д. Спектральная прозрачность и микроструктура искусственных туманов. Изв. ВУЗов, сер. физика, № 3, 1966.

25а. Ивлев Л. С., Янченко Е. Л. Объемные коэффициенты рассеяния для различных моделей атмосферного аэрозоля. Изв. ВУЗов, сер. физика, 1969.

26. Ковалева Е. Д., Шехтер Ф. Н. Влияние стратификации атмосферы на радиационный приток тепла. Труды ГГО, вып. 187, 1967.

27. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, Л., 1954.

28. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Гидрометеоиздат, Л., 1956.

29. Кондратьев К. Я., Бургова М. П., Тотунова Г. А. Поглощение воды в инфракрасной области спектра. Проблемы физики атмосферы, вып. 2. Изд. ЛГУ, 1963.

30. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.

31. Кондратьев К. Я. и др. Некоторые результаты наземных исследований инфракрасного спектра поглощения и теплового излучения атмосферы. Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана, т. 1, 4, 1965.

32. Козырев Б. П., Бузников А. А. Аппаратура и методика исследования поглощения атмосферной радиации слабо нагретого абсолютно черного излучателя. Изв. ЛЭТИ им. В. И. Ульянова (Ленина), в. 55, Л., 1966.

33. Ливщиц Г. Ш. Рассеяние света в атмосфере. ч. I. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1965.

34. Лифшиц Г. Ш., Павлов В. Е., Милютин С. Н. О поглощении света атмосферными аэрозолями. Тр. Астрофизического ин-та АН Казах. ССР, т. VII, 1966.

35. Махонько К. П. Суточные изменения запыленности приземного слоя атмосферы. Сб. «Вопросы ядерной метеорологии», Госатомиздат, М., 1962.

36. Мюрк Х. Ю. О новой формуле интенсивности излучения и о новых характеристиках прозрачности атмосферы. Исследования по физике атмосферы, вып. 1. Изд. АН ЭССР, 1959.

37. Махоткин Л. Г. Прямая радиация и прозрачность атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 5, 1957.

38. Методические указания по определению характеристик прозрачности атмосферы для актинометрических отделов (групп) гидрометеообсерваторий УГМС. Изд. ГГО., Л., 1965.

39. Мюрк Х. Ю. О рациональности индекса Махоткина. Исследования по физике атмосферы ИФА АН ЭССР, 1, 1959.

40. Микиров А. Е. О малых углах индикатрисы рассеяния. Изв. АН СССР, сер геофиз., 2, 1959.

41. Мирзоян Л. В. Об атмосферной экстинкции. Изв. АН Арм. ССР., № 2, 1953.

42. Мюхкюря В. И. К вопросу о вертикальном распределении аэрозольной составляющей показателя ослабления солнечного света в атмосфере. Труды ГГО, вып. 105, 1960.

43. Никитинская Н. И. Особенности оптических характеристик арктических масс воздуха Труды ГГО, вып. 118, 1961.

44. Нийлиск Х. Ю. Об определении интенсивности длинноволновой радиации в атмосфере. Исследования по физике атмосферы, вып. 3. Изд. АН ЭССР, 1962.

45. Нийлиск Х. Ю. Новая радиационная номограмма. Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 4, 1961.

46. Полякова Е. А. Дальность видимости в зоне дождя. Метеорология и гидрология, № 8, 1956.

47. Пясковская-Фесенкова Е. В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1957.

48. Родионов С. Ф. Прозрачность атмосферы в ультрафиолетовой области спектра. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4, 1950.

49. Розенберг Г. В. О границах применимости закона Бугера и об эффектах обращения аномальной и селективной прозрачности атмосферы. ДАН СССР, 145, № 6, 1962.

50. Розенберг Г. В., Любовцева Ю. С. Экспериментальный метод учета влияния ореола при измерениях коэффициентов экстинкции и рассеяния. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. III, № 2, 1967.

51. Розенберг Г. В., Терешкова В. В. Стратосферный аэрозоль по измерениям с космического корабля. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. I, № 4, 1965.

52. Розенберг Г. В., Сандомирский А. Б. Определение высотного хода коэффициента рассеяния по фотографиям дневного горизонта Земли, полученным с космического корабля «Восход». Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. III, № 2, 1967.

53. Розенберг Г. В. Оптические исследования атмосферного аэрозоля. УФН, т. 95, № 5, 1968.

54. Розенберг Г. В. Сумерки. Физматгиз, М., 1963.

55. Рабинович Ю. И. Вертикальное распределение аэрозольного ослабления в тропосфере. Труды ГГО, вып. 118, 1961

56. Рабинович Ю. И., Гусева Л. Н. Экспериментальные исследования спектральной прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 118, 1961.

57. Торопова Т. П. К вопросу о роли различных факторов в ослаблении света земной атмосферой. Изв. Астрофизического ин-та Казах. ССР, т. VI, 1958.

58. Фабрикант В. А. О законе Бугера. Изв. АН СССР, сер. физическая, т. 26, № 1, 1962.

59. Фарапонова Г. П. Измерение ослабления солнечного света в свободной атмосфере. Труды ЦАО, вып. 32, 1959.

60. Чаянова Э. А. Определение спектра частиц по индикатрисе рассеяния. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 2, № 2, 1966.

61. Шехтер Ф. Н. Спектральные и интегральные функции пропускания длинноволновой радиации. Труды ГГО, вып. 184, 1966.

62. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, 1951.

63. Шифрин К. С., Минин И. Н. Теория негоризонтальной видимости. Труды ГГО, вып. 68, 1957.

64. Angström A. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. Tellus, 13, No. 2, 1961.

65. Adel A. Lampland atmospheric absorption of infrared solar radiation of the Lowell observatory. Astroph. J., v. 91, No. 1, 5, 1940.

65a. Babcock H. D., Moore C. E. The solar spectrum λ 6600 to λ 13495 Å. Carnegie Institution of Washington, Publication No. 579, 1947.

66. Bemporad A. Mitteilungen der Grossh. Sternwartezy Heidelberg. (Astrometrisches Institut). V 1. 1904. Karlsruhe. Zur Theorie der Extinktion des Lichtes.

67. Burch D. E., Gryvnak D. Infrared absorption by dioxide, water vapor and minor atmospheric constituents. Res. Rep., July 1962.

68. Bignel K., Saiedy F., Sheppard P. A. On the atmospheric infrared continuum. J. Opt. Soc. America, 53, No. 4, 1963.

69. Bolle H. J., Quenzel H., Zdunkowski W. Geofisicia e Meteorologia, v. 11, 1963.

69a. Brückner G. Photometrischer Atlas des nahen ultravioletten Sonnenspectrums 2988—3629 A. Göttingen, Vandenhoeck & Rupecht, 1960.

70. Chaco O., Desikan V. Atmospheric turbidity measurements over India. Indian J. Meteorol. and Geophys., 16, No. 4, 1965.

71. Deirmendjian D. and Sekera Z. Quantitive evaluation of multiply scattered and diffusely reflected light in the direction of a stellar source in a Rayleigh atmosphere. J. Opt. Soc. of America., v. 43, No. 12, 1953.

72. Deirmendjian D. and Sekera Z. Global radiation resulting from multiply scattering in a Rayleigh atmosphere. Tellus, vol. 6, 1954.

73. Dave J. V. Multiply scattering in a non-homogeneous Rayleigh atmosphere. J. Atm. Sci., v. 22, No. 3, May 1965.
74. Danzer K. H. and Bullrich K. The influence of absorption on the extinction of solar and sky radiation. Applied Optics, v. 4, No. 11, 1965.
75. Deirmendjian D. and Sekera Z. Atmospheric turbidity and the transmission of ultraviolet sunlight. J. Optic. Soc. Am., v. 46, No. 8, 1956.
76. Deirmendjian D. The optical thickness of the molecular atmosphere. Archives Meteor., Geophys. and Bioklim., Serie B, v. 6, 1955.
77. Deirmendjian D. Note on lazer detection of atmospheric dust layers. Journ. of Geoph. Res., 70, p. 743, 1965.
77a. Delbouille L., Roland G. Atlas photométrique du spectre solaire de λ 7498 à λ 2016 A. Liège, 1963.
77б. Delbouille L., a. o. The solar spectrum in the 5577 and 6300 A regions. Oxford, 1967.
78. Dessens H. Sur l'équilibre radiatif des particules atmosphériques. J. Rech. Atmosph., 2, n° 2—3, 1966, 159—163.
79. Elterman L. Ultraviolet, Visible and Infrared Attenuation for altitudes to 50 km, 1968. Environmental Research Papers, No. 285, April, 1968.
80. Elterman L. Aerosol measurements in the troposphere and stratosphere. Appl. Opt., v. 5, No. 11, 1966.
81. Elterman L. An atlas of aerosol attenuation and extinction profiles for the troposphere and stratosphere. Environmental Research Papers, No. 241. AFCRL-66-828, Dec. 1966.
82. de Bary E. and Bullrich K. Effects of higher-order scattering in a molecular atmosphere. J. Opt. Soc. Am., v. 54, No. 12, 1964.
83. Elsasser W. M. Note on atmospheric absorption caused by rotational water band. Phys. Rev., v. 53, No. 9, 1938.
84. Edwards D. K. Absorption by infrared bands of carbon dioxide at elevated pressures and temperatures. J. Opt. Soc. Am., v. 50, No. 6, 1960.
85. Farmer C. B., Key P. J. A study of the solar spectrum from 7 to 400 microns. Report No. DMP 2160, 1965.
86. Fiocco G. Observations of the aerosol layer at the 20 km by optical radar. J. Atm. Sci., 21, 1964, p. 323.
87. Fowle. Water-vapor transparency to low-temperature radiation. Smiths. Misc. Collections, v. 68, No. 8, 1917.
88. Falckenberg G. Expêrimentelles zur Absorption dünner Luftschichten für infrarote Strahlung. Met. Z., B. 53, Heft 5, 1936.
89. Galindo I. Turbidometric estimations in Mexico City using the Volz Sun photometer. Pure and Applied Geophysics, 60, No. 1, 1965, 189—196.
90. Gates D. M. and Shaw C. Infrared transmission of clouds. J. Opt. Soc. Am., v. 50, No. 9, 1960.
90a. Cates D. M. and Harrop W. J. Infrared transmission of the atmosphere to solar radiation. Appl. Opt., v. 2, No. 9, 1963.
91. Gebbie H. A. Atmospheric transmission in the 1 to 14 mkm region. Proc. Roy. Soc., A, v. 206, 1951.
92. Houghton J. T. a. o. An atlas of the infrared solar spectrum from 1 to 6,5 mkm. Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 1961, v. 254, No. 1037.
93. Hughes H. K. Beer's law and the optimum transmittance in absorption measurements. Appl. Opt. Spectroscopic Instrumentations, v. 2, No. 9, 1963.
94. Howard J. N., Burch D. E., Williams D. Near-infrared transmission through synthetic atmosphere. Geoph. Res. Pap. No. 40, 1955.
95. Hottel, Mangelsdorf. Heat transmission by radiation. Experimental study of CO_2. Trans. Am. Inst. Chem. Eng., v. 31, 3, 1935.
96. Herman B. M. and Jarger D. N. The effect of absorption on a Rayleigh atmosphere. J. Atm. Sci., v. 22, No. 6, 1965.
97. Yamomoto G., Onishi G. Absorption coefficient of water vapour in the far infrared region. The Sc. Rep. Tohoku Univ., 5th ser., Geophysics., v. 1, No. 1, 1949.

98. Kondratyev K. Y. a. o. Atmospheric optics investigations on Mt. Elbrus. Applied Optics, v. 4, No. 9, 1965, 1069—1076.
99. Kondratyev K. Y. a. o. Aerosol structure of the troposphere and stratosphere. Thesis of the Symposium on Radiation, including Satellite Techniques at Bergen (Aug. 22—28, 1968).
100. Leupolt A. Determination of aerosol absorption from spectral sky radiation measurements. Symposium on radiation processes in the atmosphere, Leningrad, 1964. Paris, Monographie No. 28, 1965.
100a. Mac Alister. A preliminary photometric Atlas of the solar u. v. spectrum. Colorado, 1960.
100b. Mehltreter J. P. Absolute spectral photometric Atlas im Ultraviolett zwishen 2000 und 3000 A. Heidelberg, 1962.
101. Migeotte M., Neven L. and Swenson I. The solar spectrum from 2.8 to 23.7 microns. Univers. of Liege. Final Report., pt. 1, 1956; pt., 2, 1957.
101a. Minnaert M., Mulders G. F. W., and Hovgast J. Photometric atlas of the solar spectrum, from λ 3612 to λ 8771 A, with an appendix from λ 3332 to λ 3637 A. Amsterdam, 1940.
101b. Mohler O. C., Pierce A. K., McMath R. R. and Goldberg L. Photometric atlas of the near infrared solar spectrum λ 8465 to λ 25242 A. University of Michigan Press, 1950.
102. Puchalsky S. Okreslenie parametrow jungowskiego roskladu aerosolu za pomoca pomiarow dwóch monochomatycnych współczynników ekstynkcji. Mater i prace. Zakl. geofiz. RAN, No. 13, 1966, 61—69.
103. Penndorf R. B. Tables of the refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficients for the spectral region between 0.2 and 20.0 μ and their application to atmospheric optics. J. Opt. Soc. Am., 47, No. 2, 1957.
104. Palmer C. H. Experimental transmission functions for the pure rotation band of water vapor. J. Opt. Soc. Am., 50, No. 12, 1960.
105. Robinson. Solar radiation. 1966.
106. Ruzickova B. Photoelektrische Messungen der atmosphärischen Extinktion in Ondrejov., 11, No. 6, 242—247, 1960.
107. Roach W. T., Goody R. M. Absorption and emission in the atmosphere window from 770 to 1250 cm^{-1}. Q.J.R.M.S., v. 84, No. 362, 1958.
108. Stull V. R., Wyatt P. Y. and Plass G. N. The infrared absorption of water vapor. Report SSD—TDR—62—127, v. 11, 1962.
109. Sekera Z. and Blanch G. Tables relating to Rayleigh scattering of light in the atmosphere. Sci. Rept. No. 3, Contract AF 19(122)—239. Air Force Cambridge Res. Center, 1952.
110. Sekera Z. and Ashburn E. V. Tables relating to Rayleigh scattering of light in the atmosphere. NAVORD Rept. 2061 U. S. Naval Ordnance Test Station, Inyokern, Calif., 1953.
111. Schulman E. Filter measurement of solar radiation at Blue Hill Obs. Harv. Meteor. Stud., No. 7, 1943.
112. Simon G. W. A practical solution of the atmospheric dispersion problem. The Astronomical J., v. 71, No. 3, 1966.
113. Sekinara K. and Murai Keizo. On the absorption properties of atmospheric dust particles as considered from various kinds of ground level observations. Symposium on Radiation Processes in the Atmosphere. Leningrad, 1964. Paris, Mon. 28, 1965.
114. Street Y. L., Taylor Y. H. and Ball S. L. Near infrared atmospheric absorption over a 25 km sea level. Appl. Opt. March 1967.
115. Stull V. R., Wyatt P. J. and Plass G. N. The infrared absorption of carbon dioxide. Report SSD-TDR-62-127, v. 111, 1962.
116. Valko P. Vereinfachtes Answerteverfahren für die Schüppsche Methode zur Bestimmung der atmosphärischen Trübung. Arch. Meteor. Geophys. und Biokl., Bd 11, No. 1, 1961.
117. Valko P. Trübungsbestimmung im Alpengebiet auf aktinometrischen und photometrischen Wege. Geofis. e. meteorol., 11, 1963.

118. Williams P. Jr. Air pollution potential over the Salt Lake valley of Utah as related to stability and wind speed. J. Appl. Meteorol., v. 3, No. 1, 1964.

119. Weber L. R., Randall H. M. The absorption spectra of H_2O beyond 10 mkm. Phys. Rev., v. 40, 1932.

120. Walshaw C. D. Integrated absorption by the 9.6 mkm band of ozone. Q. J. Roy. Met Soc., v. 83, No. 357, 1957.

121. Zempleinyi S. Some characteristics of urban turbidity as determined by actinometric measurements. Symposium on Radiation Processes. Leningrad, 1964. Paris, Monogr. No. 28, 1965.

К главе 4

1. Бабарыкин В. К. и др. Альбедо поверхности антарктических льдов. Информ. бюлл. Советской Антарктической экспедиции № 48. Гидрометеоиздат, Л., 1964.

2. Барашкова Е. П. и др. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1961.

3. Белецкий Ф. А. Альбедо подстилающей поверхности территории Поволжья. Труды Саратовского ин-та механизации с/х., вып. 38, 1965.

4. Белов В. Ф. Альбедо подстилающей поверхности и некоторых форм облаков в районе Антарктического склона и моря Девиса. Труды ЦАО, вып. 37, 1960.

5. Березина Л. С. Альбедо некоторых сельскохозяйственных культур. Труды УкрНИГМИ, вып. 8, 1957.

6. Брязгин Н. М. К вопросу об альбедо поверхностей дрейфующих льдов. Проблемы Арктики и Антарктики, № 1, 1959.

7. Винников К. Я. Альбедо системы земля—атмосфера и поле уходящей коротковолновой радиации. Труды ГГО, вып. 170, 1965.

8. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. Изд-во «Наука». М., 1966.

9. Гаевский В. Л. К вопросу о роли альбедо в формировании радиационного режима поверхности. Труды ГГО, вып. 39(101), 1953.

10. Гаевский В. Л., Рабинович Ю. И., Решетников А. И. Некоторые результаты измерений альбедо слоистых облаков в области спектра 8—12 мкм. Труды ГГО, вып. 196, 1966.

11. Гирдюк Г. В. Некоторые результаты наблюдений за эффективным излучением и альбедо в Норвежском море. Актинометрия и атмосферная оптика, Гидрометеоиздат, Л., 1961.

12. Гойса Н. И. О влиянии мощности и водности слоистообразных облаков на отражение, пропускание и поглощение коротковолновой радиации. Труды УкрНИГМИ, вып. 70, 1968.

13. Гойса Н. И. Некоторые закономерности суточного и годового хода радиационного баланса подстилающей поверхности и его составляющих. Труды УкрНИГМИ, вып. 31, 1962.

14. Грищенко Д. Л. Зависимость альбедо моря от высоты Солнца и волнения морской поверхности. Труды ГГО, вып. 80, 1959.

15. Кастрон В. Г. К вопросу о дневном ходе альбедо земной поверхности. Труды ЦАО, вып. 14, 1955.

16. Кириллова Т. В., Малевский-Малевич С. П. Об измерении альбедо моря с вертолета. Труды ГГО, вып. 150, 1964.

17. Кириллова Т. В., Мыльникова А. Я. Радиационный баланс Волгоградского водохранилища. Метеорология и гидрология, № 9, 1965.

18. Кириллова Т. В., Огнева Т. А. Особенности теплового баланса водной поверхности. Метеорология и гидрология, № 4, 1956.

19. Козырев Б. П., Бунчиков В. А. Измерения спектральной чувствительности пиранометров и балансомеров. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 2, № 5, 1966.

20. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.

21. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, Л., 1954.

22. Кондратьев К. Я., Миронова З. Ф., Отто А. Н. Спектральное альбедо естественных подстилающих поверхностей. Проблемы физики атмосферы, 3, 1965.

23. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А., Есипова Е. Н. Аэростатные исследования радиационных потоков в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, № 4, 1966.

24. Коптев А. П. Альбедо облаков, воды и снежно-ледяной поверхности. Радиационный и тепловой баланс Арктики. Труды ААНИИ, т. 229, 1961.

25. Коптев А. П. Методика актинометрических наблюдений с самолета в Арктике. Труды ААНИИ, т. 239. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1962.

26. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Некоторые результаты измерений спектральных коэффициентов яркости в области 0,7—2,5 мкм. Труды ГГО, вып. 183, 1966.

27. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. М.-Л., 1947.

28. Кропоткин М. А., Козырев Б. П. Исследование спектров отражения природных и искусственных материалов в области длин волн 0,7—100 мкм. Оптика и спектроскопия, т. XVII, в. 2, 1964.

29. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Гидрометеоиздат, Л., 1957.

30. Лопухин Е. А. Исследования распределений составляющих радиационного баланса над Средней Азией. Труды САНИГМИ, вып. 16, 1963.

31. Малкевич М. С. Влияние горизонтальных изменений альбедо подстилающей поверхности на рассеяние света в однородной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1958.

32. Мулламаа Ю. А. Р. Атлас оптических характеристик взволнованной поверхности моря. Тарту, 1964.

33. Мухенберг В. В. Альбедо поверхности суши северного полушария. Научные сообщения ин-та геологии и географии АН ЛитССР, т. XIII, 1962.

34. Мухенберг В. В. Альбедо поверхности суши земного шара. Труды ГГО, вып. 193, 1967.

35. Новосельцев Е. П. Спектральная отражательная способность облаков. Труды ГГО, вып. 152, 1964.

36. Новосельцев Е. П., Тер-Маркарянц Н. Е. Об отражении длинноволновой радиации водной поверхности. Труды ГГО, вып. 125, 1962.

37. Плешкова Т. Т. Альбедо растительного покрова. Труды ГГО, вып. 49, 1955.

38. Пятовская Н. П. Измерения альбедо с самолета. Труды ГГО, вып. 109, 1961.

39. Росс Ю. К. Об измерении радиации пиранометром Янишевского. Изв. АН ЭССР, № 1, 1957.

40. Росс Ю. К. К теории альбедо растительного покрова. Научное сообщение ин-та геологии и географии АН ЛитССР., т. XIII, вып. 1, 1962.

41. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктики. Гидрометеоиздат, 1964.

42. Рутковская В. А. Характеристика некоторых радиационных свойств озер, водохранилищ и морей. Труды ин-та океанографии АН СССР, т. LVII, 1962.

43. Сакали Л. И., Зорина Г. П. Сравнительная характеристика радиационного баланса подстилающей поверхности суши и моря в прибрежной полосе. Актинометрия и атмосферная оптика. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
44. Сивков С. И. О вычислении сумм радиации, отраженной от водной поверхности. Метеорология и гидрология, № 3, 1951.
45. Сивков С. И. Географическое распределение эффективных величин альбедо водной поверхности. Изв. ВГО, т. 84, вып. 2, 1952.
46 Ситникова М. В. Альбедо некоторых подстилающих поверхностей. Труды САНИГМИ, вып. 16, 1963.
47. Скворцов А. А. К вопросу о климате оазиса и пустыни и некоторых особенностях их теплового баланса. Труды по с.-х. метеор., т. XX, 1928.
48. Тер-Маркарянц Н. Е. Альбедо моря. Автореферат диссертации ГГО, Л., 1958.
49. Тер-Маркарянц Н. Е. О средних дневных величинах альбедо моря. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
50. Тер-Маркарянц Н. Е. Зависимость коэффициента отражения воды от длины волны падающего света. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
51. Тер-Маркарянц Н. Е. Отражение радиации морем. Актинометрия и атмосферная оптика. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
52. Тимерев А. А. Суммарная радиация и альбедо по наблюдениям с самолета в Арктике в 1963 г. Труды ААНИИ, т. 273 Гидрометеоиздат, Л., 1965.
53. Тоомипг Х. Дневные и сезонные изменения альбедо некоторых естественных поверхностей Эстонской ССР. Исследования по физике атмосферы, 2. Тарту, 1960.
54. Фейгельсон Е. М. Радиационные процессы в слоистообразных облаках Изд-во «Наука», М., 1964.
55. Цуцкиридзе Я. А. Альбедо некоторых культурных растений и других естественных поверхностей. Труды Тбил.НИГМИ, вып. 8, 1963
56. Чапурский Л. И. Экспериментальные исследования спектральных яркостных характеристик облаков, атмосферы и подстилающей поверхности в интервале длин волн 0,3—2,5 мкм. Труды ГГО, вып. 196, 1966.
57. Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм. Труды ЦАО, вып. 6, 1952.
58. Черниговский Н. Т. О радиационных свойствах снежного покрова и льда арктических морей. Проблемы Арктики, № 6, 1939.
59. Черниговский Н. Т., Маршунова М. С. Климат Советской Арктики (радиационный режим). Гидрометеоиздат, Л., 1965.
60 Шифрин К. С. К теории альбедо. Труды ГГО, вып. 39 (101) 1953.
61. Ashburn E. V. and Weldon R. G. Spectral diffuse reflectance of desert surfaces. JOSA, 46, No. 8, 1956.
62. Bandeen W. R., Halev M., and Strange I. A radiation climatology in the visible and infrared from the TIROS meteorological satellites, NASA TND-2534, National Aeronautics and Space Admin., Washington, D. C., 1965.
63. Bartman F. L. The reflectance and scattering of solar radiation by the Earth. Technical Report. NASA Contract No. NASr- 54(03), Washington, D. C., 1967.
64. Bauer K. G., Dutton J. A. Albedo variations measured from an airplane over several types of surfaces. J. Geophys. Res., 67, No. 6, 1962.
65. Bowers S. A. and Haks R. J. Reflection of radiant energy from soils Son. Science, v. 100, No. 2, 1965.
66 Conover J. H. Cloud and terrestrial albedo determinations from TIROS satellite pictures. J. Appl. Meteor., v. 4, No. 3, 1965.
67. Davis J. A. Albedo investigations in Labrador—Ungava. Archiv für Meteor. Geophys. und Bioklim., Ser. B 13, No. 1, 1963.

68. Dirmhirn J. Zur spektralen Verteilung der Reflexion natürlicher Medien. Wetter und Leben. Bd 9 H-3-5, 1957.

69. Dirmhirn J. Ergebnisse von Albedountersuchungen in Sonnblickgebiet. Wetter und Leben Sondernheft, IX, 1961.

70. Dirmhirn J., Trojer E. Albedoundersuchungen auf dem Hintereisferner. Archiv Meteorol., Geophys. u. Bioklimatol., Ser. B, Bd. 6, H. 4, 1955.

71. Dirmhirn J. On the applicability of silicon cells in atmospheric radiation studies. Atmospheric Science Paper, No. 113, 1967. Department of Atmospheric Science Colorado State University fort Collins, Colorado.

72. Dunckle R. V., Bewans J. T. An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow-cover. J. of Meteorol., v. 13, No. 2, 1956.

73. Gates D. M., a. o. Spectral properties of plants. Applied Optics, v. 4, No. 1, 1965.

74. Fritz S. Absorption and scattering of solar energy in clouds of "large water drops". J. Meteorol., v. 15, No. 1. 1958.

75. Fritz S. The albedo of the planet Earth and of clouds. J. Meteorol., v. 6, No. 4, 1949.

76. Hovis W. A. et al. Infrared reflectance spectra of igneous rocks, tuffs and red sandstone from 0,5 to 22 mkm. JOSA, 56, No. 5, 1966.

77. Katayama A. On the radiation budget of the troposphere over the Northern Hemisphere. II: Hemispheric distribution. III: Zonal cross-section and energy consideration. J. Met. Soc. of Japan, ser. II, v. 45, No. 1, Febr. 1967.

78. Kondratyev K. Ya., Mironova Z. F., Otto A. N. Spectral albedo of natural surfaces. Pure and Applied Geophysics, v. 59, 1964.

79. Kung E. C., Bryson R. S. and Lenschow D. H. Study of a continental surface albedo on the basis of flight measurements and structure of the Earth's surface cover over North America. Monthly Weather Review, v. 92, No. 12, 1964.

80. London J. A study of atmospheric heat balance. Einal report, Contract No. AF 19(122) — 165, 1957.

81. Pohtier L., Dechambenoy C. Détermination des constants optiques de l'eau liquide entre 1 et 40 mk. Application en calcul. de son pouvoir reflecture et de son émission. Analles de géophys., 22, n° 4, 1966.

82. Posey J. W., Clapp F. F. Distribution global de l'albedo normal de superficie. Geophys. internat., n° 4, 1964.

83. Raschke E., Pasternak M. The global radiation balance of the Earth-atmosphere system obtained from radiation data of the meteorological satellite Nimbus II. The University of Munich, 1967.

84. Raschke E., Möller F., Bandeen W. R. The radiation balance of the Earth — atmosphere system over both polar regions obtained from radiation measurements of the Nimbus II. Meteorological Satellite X-622-67-460 Goddord Space. Flight Center, Greenbelt. Maryland, September 1967.

85. Rasool S. I., Prabhakara C. Radiation studies from meteorological satellites. New York Univ., Geophys. Scl. Lab. Rep., No. 65—1, Jan. 1965.

86. Robinson G. D. Some observations from aircraft of surface albedo and the albedo and absorption of cloud. Archiv für Meteorol. Geoph. and Bioklimat., Ser. B, Bd 9, No. 1, 1958.

87. Spano A. F. Results of an airborne albedo program in Antarctica, 1963. Monthly Weather Rev., v. 93, No. 11, 1965.

88. Winston J. S. Planetary-scale characteristics of monthly mean longwave radiation and albedo and year-to-year variations. Monthly Weather Review., v. 95, No. 5, May 1967 (235—256).

89. Zander R. Spectral scattering properties of ice clouds and hoarfrost. J. of Geophys. Res., v. 71, No. 2, 1966.

К главе 5

1. Авасте О., Молдау Х., Шифрин К. С. Спектральное распределение прямой и рассеянной радиации. Исследования по физике атмосферы, вып. 3, ИФА АН ЭССР, 1962.

2. Авасте О. А. Приток тепла солнечной радиации в атмосфере и поток суммарной радиации на поверхности моря. Исследования радиационного режима атмосферы. ИФА АН ЭССР, 1967.

3. Аверкиев М. С. Об одной особенности освещения Солнцем восточных и западных стен зданий. Метеорология и гидрология, № 5, 1961.

4. Барашкова Е. П. и др. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1961.

5. Белинский В. А., Семенченко Б. А. Ультрафиолетовая радиация на различных высотах при безоблачной аэрозольной атмосфере. Труды ГГО, вып. 184, 1966.

6. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеоиздат, 1961.

7. Гараджа М. П. Прямая ультрафиолетовая радиация при различных условиях прозрачности атмосферы. Гелиотехника, № 4, 1966.

8. Гольберг М. А. Особенности возможного и действительного прихода прямой радиации к склонам и стенам в Белоруссии. Научные сообщения ин-та Геологии и географии АН Лит. ССР, т. XIII, 1962.

9. Давитая Ф. Ф. О возможном влиянии запыления атмосферы на уменьшение ледников и потепление климата. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 2, 1965

10. Захарова А. Ф. Радиационный режим северных и южных склонов в зависимости от географической широты. Уч. зап. ЛГУ, № 269, сер. геогр. наук, вып. 13, 1959.

11. Калитин Н. Н. О длинноволновой солнечной радиации. АН СССР, т. 58, № 7, 1947.

12. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере до 3—5 км. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.

13. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.

14. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, Л., 1954.

15. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. Н., Никольский Г. А. Аэростатные исследования радиационного баланса системы земная поверхность — атмосфера. Космические исследования, т. I, вып. 3, 1963.

16. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Прямая солнечная радиация до высот 30 км и солнечная постоянная. Труды Всесоюзной конференции по научным итогам МГСС, январь 1967, Москва.

17. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А., Есипова Е. Н. Аэростатные исследования радиационных потоков в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 2, № 4, 1966.

18. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А., Есипова Е. Н. Радиационные потоки и компоненты ослабления прямой солнечной радиации в тропосфере и стратосфере. Труды Шестого междуведомственного совещания по актинометрии и оптике атмосферы, июнь 1966, Тарту.

19. Лопухин Е. А. Спектральный состав прямой солнечной радиации. Гелиотехника, № 1, 1965.

20. Пивоварова З. И. Прямая солнечная радиация на территории СССР. Труды ГГО, вып. 139, 1963.

21. Пивоварова З. И. Распределение коэффициента прозрачности атмосферы на территории СССР. Труды ГГО, вып. 213, 1968.

22. Пивоварова З. И., Шеффер В. А. Исследование режима прозрачности атмосферы. VII Всесоюзное совещание по актинометрии и атмосферной оптике. Май, 1968.

23. Пивоварова З. И. Характеристика радиационного режима при ясной погоде. Труды ГГО, вып. 96, 1959.

24 Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
25. Сивков С. И. Ослабление солнечной радиации в идеальной атмосфере. Труды ГГО, вып. 169, 1965.
26. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Гидрометеоиздат, Л., 1968.
27. Ситник Г. Ф. Новое определение солнечной постоянной. Астрономический циркуляр, № 444, 1967.
28. Фарапонова Г. П. Некоторые результаты актинометрических наблюдений на свободных аэростатах. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.
29. Aldrich L. B., Hoover W. H. Annals of Astrophysical Observatory, Smithsonian Institution 7, 1954.
30. Bernhardt F. und Philipps H. Die räumliche und zeitliche Verteilung der Einstrahlung, der Ausstrahlung und der Strahlungsbilanz im Meeresniveau. Teil 1. Die Einstrahlung. Abhandl. Meteorol. u. Hydrograph. Dienstes Deutsch. Demok. Rep. Nr 45, 1958.
31. Bögel A. Die directe Sonnenstrahlung auf westhänge. Zeitschr. für Meteor., Bd 11, H. 3, 1957.
32. Gates D. M. Radiant energy, its receipt and disposal. Meteorolog. Monographs, v. 6, No. 28, 1965.
33. Drummond A. J. The extraterrestrial solar spectrum. Proc. IES and ASTM International Symposium on Solar Radiation, Los Angeles, January 1965.
34. Drummond A. J., a. o. New value for the Solar Constant of Radiation. Nature, v. 218, No. 5138, 1968.
35. Dunkelman L., Scolnik R. Solar Spectral Irradiance and Vertical Atmospheric Attenuation in the Visible and Ultraviolet. J. Opt. Soc. Amer., 49, 1959.
36. Elterman L. Atmospheric Attenuation. 1964, in the Ultraviolet, Visible, and Infrared Regions for Altitudes to 50 km. Environ. Res. Papers No. 46, Air Force Cambridge Res. Lab. 1964.
37. Flowers E. C., Viebrock H. J. Solar radiation: an anomalous decrease of direct solar radiation. Science, v. 148, No. 3669, 1965.
38. Gates D. M. Spectral Distribution of Solar Radiation at the Earth's Surface. Science, v. 151, No. 3710, 1966.
39. Hand I. Insolation on cloudless days at the time of solstices and equinoxes. Heating and Ventillating, v. 51, No. 2, 1954.
40. Hardy J. D., Giclas H. L. A search for solar variation. Astronom. J. Chic., 122(3), Nov. 1955.
41. Hutchinson F., Cotter M. Solar irradiation of east and west inclined surface. Heating, Piping and Air Condit., v. 27, No. 9, 1955.
42. Johnson F. S. The Solar Constant. J. Meteorology, 11, No. 6, 1954.
43. Johnson H. L., Irlarte B. Lowell Observatory. IV, No. 8, Bull 96(1959), pp. 99—104.
44. Jonson F. S., et al. Rocket Exploration of the Upper Atmosphere. London, Pergamon Press, 1954.
45. Kondratyev K. Ya., Nikolsky G. A. Direct Solar Radiation and Aerosol Structure of the Atmosphere from Balloon Measurements in the Period IQSY. Communications Sveriges Meteor. Hydrol. Institute, Ser. B, No. 28, 1968.
46. Ny-Tsi-Ze et Choong-Shin-Piaw. L'absorption de la lumière par l'ozone. Comptes rend. acad. sc., t. 195, n° 4, 1932; t. 196, n° 13, 1933.
47. Nicolet M. Sur la détermination du flux énergetique du rayonnement extraterrestre du Soleil. Archiv f. Met., Geoph. and Biokl., Ser. B, 3, 209, 1951.
48. Nicolet M. Sur la problème de la constante solarie. Annales d'Astrophys., 14, 249, 1951.

49. Ohring G. The radiation budget of stratosphere. J. Met., v. 15, No. 5, 1958.
50. Robinson N. Solar radiation. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, 1966.
51. Sato T. On the problem of mathematical insolation. Journ. Met. Soc. Japan, v. 31, No. 1, 1953.

К главе 6

1 Авасте О. А. Метод расчета интенсивностей и потоков уходящего излучения при сферической Земле в близкой инфракрасной области спектра. Труды ГГО, вып. 166, 1964.
2 Авасте О. А. Результаты расчетов интенсивностей и потоков уходящего излучения при сферической Земле в близкой инфракрасной области спектра. Труды ГГО, вып. 166, 1964.
3. Авасте О. А., Атрошенко В. С. О точности метода В. В. Соболева. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1960.
4 Авасте О А., Мулламаа Ю. А. Р., Шифрин К. С. Поле уходящей коротковолновой радиации в видимой и близкой инфракрасной областях спектра при неортотропной подстилающей поверхности. Исследования по физике атмосферы ИФА АН ЭССР, № 6, 1964.
5. Аверкиев М. С. Географическое изображение закрытости горизонта. Метеорология и гидрология, № 5, 1960.
6. Айзенштат Б. А., Зуев М. Е. Некоторые черты теплового баланса песчаной пустыни. Труды Таш. ГО, 5, 1952.
7. Атрошенко В. С. и др. Труды ИФА АН СССР, №3, 1962.
8. Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. Н., Пивоварова З. И., Лугина К. М. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
9. Беляева И. П. Потоки отраженной и рассеянной радиации на склоны. Труды ГГО, вып. 107, 1961.
10 Берлянд Т. Г. Тепловой баланс Северного полушария. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеоиздат, 1956.
11. Бойко П. Н. Некоторые данные о распределении энергии в спектре дневного неба. Труды ВНМС, т. VI, 1963.
12. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Рассеянная и суммарная солнечная радиация при различных условиях. Труды ГГО, вып. 152, 1964.
13. Герман А. И. Измерение углового распределения интенсивности радиации с автостратостатов. Труды ЦАО, вып 70, 1966.
14. Герман А. И. и др. Угловое распределение отраженной радиации по данным полетов на самолете ИЛ-18. Труды ЦАО, вып. 70, 1966.
15 Гермогенова Т. А. О влиянии поляризации на распределение интенсивности рассеянного излучения. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1962.
16. Гермогенова Т. А О характере решения уравнения переноса для плоского слоя. Журнал вычисл. техники, т. 1, № 6, 1961.
17. Гермогенова Т. А., Малкевич М. С. Поле отраженной радиации Земли в полосе поглощения озона 0.20—0.34. I. Спектральное распределение. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т I, № 9, 1965.
18 Гермогенова Т. А., Краснокутская Л. Д. Угловое и вертикальное распределение отраженной радиации Земли в полосе поглощения озона 0,20—0,34 мкм. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 2, № 11, 1966.
19. Гришечкин В. С., Михайлов В. В. Спектральная яркость безоблачного неба. Проблемы физики атмосферы, вып. 7, Изд. ЛГУ, 1967.
20. Громова Н. В., Фейгельсон Е. М. Уходящая радиация в облачной атмосфере Изв. АН СССР, физика атм. и океана, т. 1, № 9, 1965.

21. Козлов В. П., Федорова Е. О. К вопросу о пространственном распределении яркости облаков нижнего яруса. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1962.
22. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, Л., 1954.
23. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
24. Кондратьев К. Я., Кудрявцева Л. А., Манолова М. П. Распределение энергетической и световой интенсивности рассеянной радиации атмосферы по небесному своду. Вестник ЛГУ, № 5, 1965.
25. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Радиационный баланс склонов. Вестник ЛГУ, № 10, 1958.
26. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Угловое распределение интенсивности радиации, отраженной естественными подстилающими поверхностями. Вестник ЛГУ, № 10, 1957.
27. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Дневной ход и дневные суммы рассеянной и суммарной радиации на различно ориентированных склонах. Вестник ЛГУ, № 4, 1958.
28. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Приход коротковолновой радиации на различно ориентированные поверхности при наличии снежного покрова. Научные сообщения ин-та геологии и географии АН Лит.ССР, т. XIII, 1962.
29. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. Н., Никольский Г. А. Аэростатные исследования радиационного баланса системы земная поверхность — атмосфера. Космические исследования, т. I, вып. 3, 1963.
30. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А., Есипова Е. Н. Аэростатные исследования радиационного потока в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. II, № 4, 1966.
31. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные измерения индикатрис яркости подстилающей поверхности. Труды ГГО, вып. 203, 1967.
32. Костяной Г. Н., Пахомова Л. А. Измерения коэффициента яркости подстилающей поверхности и облаков с самолета. Труды ЦАО, вып. 66, 1965.
33. Красильщиков Л. Б., Пятовская Н. П. Спектральные индикатрисы отражения некоторых поверхностей при естественном освещении в облачный день. Труды ГГО, вып. 86, 1957.
34. Криков Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. М.-Л., 1947.
35. Лопухин Е. А. Вертикальные профили составляющих радиационного баланса в Узбекистане. Труды САНИГМИ, вып. 11 (26), 1963.
36. Лопухин Е. А. К вопросу об изменении коротковолновой радиации с высотой Солнца и с высотой места наблюдения. Труды САНИГМИ, вып. 16 (31), 1963.
37. Львова Е. М. Измерения суммарной радиации Солнца и альбедо Земли до высот 10—20 км. Труды ЦАО, вып. 16, 1956.
38. Малкевич М. С. Угловое и спектральное распределение радиации, отраженной Землей в мировое пространство. Искусственные спутники Земли, вып. 14, 1962.
39. Марчук Г. И. Результаты решения некоторых задач атмосферной оптики методом Монте-Карло. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 3, № 4, 1967.
40. Марчук Г. И., Михайлов Г. А. О решении задач атмосферной оптики методом Монте-Карло. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 3, № 3, 1967.
41. Минин И. Н., Соболев В. В. Рассеяние света в сферической атмосфере. Космические исследования, 2, вып. 4, 1964.
42. Минин И. Н., Соболев В. В. К теории рассеяния света в планетных атмосферах. Астрономический журнал, 40, № 3, 1963.
43. Никольский Г. А. Компоненты радиационного баланса в атмосфере до высот 30 км. Проблемы физики атмосферы, сб. № 6, 1969.

44 Пылдмаа В. О О распределении рассеянной радиации по небосводу. Исследования по физике атмосферы. Ин-т физики и астрономии АН ЭССР, № 4, 1963.
45. Пятовская Н. П. Потоки коротковолновой радиации в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 109, 1961.
46 Пятовская Н. П. Экспериментальная проверка расчета потоков коротковолновой радиации в реальной атмосфере. Труды ГГО, вып. 183, 1966.
47. Пятовская Н. П. Угловая структура поля отраженной радиации. Труды ГГО, вып. 183, 1966.
48. Росс Ю., Аваете О. А. Рассеянная радиация в Тарту. Исследования по физике атмосферы. ИФА, АН ЭССР, № 1, 1959.
49. Русин Н. П. Метеорологический режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1961
50. Сивков С. И. К методике вычисления возможных сумм радиации. Труды ГГО, вып. 160, 1964.
51. Смоктий О. И. Многократное рассеяние света в однородной сферически-симметричной планетной атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 3, № 3, 1967.
52. Смоктий О. И. Об определении яркости неоднородной сферически-симметричной планетной атмосферы. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 3, № 4, 1967.
53. Смоктий О. И. Многократное рассеяние света в неоднородной сферически-симметричной планетной атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 3, № 5, 1967.
54. Смоктий О. И. Многократное рассеяние света в сферической планетной атмосфере. Изв. комиссии по физике планет Астросовета АН СССР, вып. 6, 1969.
55. Смоктий О. И. Многократное рассеяние света в молекулярной сферической атмосфере. Вестник ЛГУ, сер. физики, вып. 6, 1969.
56. Смоктий О. И. Рассеяние света в аэрозольной сферической атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 5, № 15, 1969.
57. Смоктий О. И. О приближенном определении яркости сумеречного ореола реальной земной атмосферы в области 0,40—1,06 мкм. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 5, № 8, 1969.
58. Соболев В. В. Приближенное решение задачи о рассеянии света в среде с произвольной индикатрисой рассеяния. Астроном. ж., 20, № 5—6, 1943.
59. Соболев В. В. О рассеянии света в атмосферах Земли и планет. Уч. зап. ЛГУ, сер. математич., вып. 18, 1949.
60. Соболев В. В., Минин И. Н. Рассеяние света в сферической атмосфере. 1. Искусственные спутники Земли, вып. 14, 1962
61. Соболев В. В., Минин И. Н. Рассеяние света в сферической атмосфере. 2. Космические исследования, 1, вып. 2, 1963.
62. Фарапонова Г. П., Кастров В. Г. Актинометрические наблюдения в нижней тропосфере над Кызыл-Кумами. Труды ЦАО, вып. 13, 1954.
63. Федорова М. П. Потоки рассеянной радиации от отдельных участков неба на наклонные поверхности. Проблемы физики атмосферы, 3, 1965.
64. Фейгельсон Е. М. и др. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии. Труды ИФА АН СССР, № 1, 1958.
65. Чандрасекар С. Перенос лучистой энергии. ИЛ., 1953.
66 Чапурский Л. И. Экспериментальные исследования спектральных яркостных характеристик облаков, атмосферы и подстилающей поверхности в интервале длин волн 0,3—2,5 мкм. Труды ГГО, вып. 196, 1966.
67. Черниговский Н Т. Некоторые характеристики радиационного климата Центральной Арктики. Радиационный и тепловой баланс Арктики. Труды ААНИИ, т. 229, 1961.
68. Черниговский Н. Т., Маршунова М. С. Климат Советской Арктики, Гидрометеоиздат, Л. 1965.

69. Чижевская М. П. Рассеянная радиация по наблюдениям в Воейкове Труды ГГО, вып. 129, 1962.
70. Шаронов В. В. Современное состояние оптики природного ландшафта. Труды ВНМС, т. V, 1963.
71. Шифрин К. С., Авасте О. А. Потоки коротковолновой радиации в безоблачной атмосфере. Исследования по физике атмосферы, ИФА АН ЭССР, № 2, 1960.
72. Шифрин К. С. и др. Теория спектральных потоков коротковолновой радиации в реальной атмосфере. Труды ВНМС, т. 6, 1963.
73. Шифрин К. С., Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
74. Шифрин К. С., Коломийцев В. Ю., Пятовская И. П Определение потока уходящей коротковолновой радиации с помощью искусственного спутника Земли. Труды ГГО, вып. 166, 1964.
75. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Таблицы наклонной дальности видимости и яркости дневного неба. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
76. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Поле коротковолновой радиации над типичными подстилающими поверхностями. Труды ГГО, вып. 166, 1964.
77. Шляхов В. И. Некоторые особенности радиационных процессов в нижней тропосфере Антарктиды. Труды ЦАО, вып. 32, 1959.
78. Шубова Г. Л. Интенсивность околосолнечной радиации в стандартных условиях. Труды ГГО, вып. 170, 1965.
79. Ярославцев И. Н. Распределение яркости по небу. Изв АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1953.
80. de Bary E., Bullrich K. Effects of higher-order scattering in molecular atmosphere. J. Opt. Soc. Am., v. 54, No. 12, 1964.
81. deBary E., Brann B., Bullrich K. Tables related to light scattering in turbid atmosphere, v. I—III, AFCRL 65—71 (I—III) Special reports, No. 33, U.S. Air Force Office of Aerospace Research, 1965.
82. Bernghardt F. and Phylipps H. Die räumliche und zeitliche Verteilung der Einstrahlung, der Ausstrahlung und der Strahlungsbilanz im Meeresniveau. Abhandl. Meteorol. Hydrol. Dienst DDR, H. 45, 1958.
83. Boileau A. R. and Gordon J. I. Atmospheric properties and reflectances of ocean water and other surfaces for a low Sun. Appl. Opt., 5, No. 5, 1966.
84. Bullrich K. Scattered radiation in the atmosphere and the natural aerosol. Adv. in Geophys., vol. 10, 1964.
85. Bullrich K., et al. Research on atmospheric optical radiation transmission. Met. Geoph. Inst., Johannes Guttenberg Univ., Mainz Germany Sci. Rep. No. 3, 1965, Contract AF 68 (052)—595.
86. Chandrasekhar S., Elbert D. D. The illumination and polarization of the sunlight sky on the Rayleigh scattering. Trans. Am. Phil. Soc., New Series, vol. 44, 6, 1954.
87. Chu C. M., a. o. Numerical solution for multiple anisotropic scattering. IGES Electromagnetic Scattering, 567—582, Pergamon Press, N. Y., 1963.
88. Coulson K. L. Characteristics of the radiation emerging from the top of Rayleigh atmosphere. I: Intensity and polarization; 2: Total upward flux and albedo. Planet. Space Sci., v. 1, No. 4, 1959.
89. Coulson K. L., Dave J., Sekera Z. Tables related to radiation emerging from a planetary atmosphere with Rayleigh scattering. Univ. of California Press, Berkeley, Berkeley—Los Angeles 1960.
90. Coulson K. L., Gray E. L., Bouricius G. M. B. Effect of surface reflection on planetary albedo. Icarus, vol. 5, No. 2, 1966.
91. Coulson K. L. Effects of relation properties of natural surface in aerial reconnaissance Appl. Opt., v, 5. No. 6, 1966.

92. Das S. R. and Sastri V. D. P. Spectral distribution and color of tropical daylight. JOSA, v. 55, No. 3, 1965.
93. Duntley S. G. et al. Visibility. Appl. Optics, 3, No. 5, 1964.
94. Foitzik L., Zchaeck H. Messungen der spektralen Zerstreuungsfunktion bodennaher dust bei guter Sicht, Dunst und Nebel. Zs. f. Meteorol., v. 7, No. 1, 1953.
95. Fraser R. S. Apparent contrasts of objects on the Earth's surface as seen from above the Earth's atmosphere. JOSA, v. 54, No. 3, 1964.
96. Friedman R. M., Rawcliffe R. D., Meloy C. E. Radiance of the upper atmosphere in the middle ultraviolet. J. G. Soc., v. 68, No. 21, 1963.
97. Green A. E. S. Attenuation by ozone and Earth's albedo in the middle ultraviolet. Appl. Opt., v. 3, No. 2, 1964.
98. Gordon J. I., Church P. V. Overcast sky luminance and directional luminous reflectances of objects and backgrounds under overcast skies. Appl. Opt., 5, No. 6, 1966.
99. Jonson E. S., Pursell L. D. Direct measurement of the vertical distribution of atmospheric ozone to 70 km altitude. J. Geoph. Res., v. 57, No. 2, 1952.
100. Lenoble J., Sekera Z. Equation of radiative transfer in a planetary spherical atmosphere. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 47, No. 3, 1961.
101. Middleton W. E. and Mungall A. G. The luminous directional reflectance of snow. JOSA, 42, No. 8, 1952.
102. Penndorf R. The vertical distribution of Mie particles in the troposphere. J. Met., v. 11, No. 3, 1954.
103. Robley R. La diffusion multiple dans l'atmosphère déduite des observations crepusculaires. Ann. Geophys., 8, n° 1, 1952.
104. Sato T. The intensity of scattered light for each wavelength in Rayleigh atmosphere composed of spherical shells. J. Met. Soc. Japan, 40, No. 3, 1962.
105. Sekera Z., Dave J. V. Determination of ozone from the measurement of diffusely reflected ultraviolet solar radiation. Planet. Space Sci., vol. 5, No. 2, 1961.
106. Sekera Z., Viezee W. Distribution of the intensity and polarization of the diffusely reflected light over a planetary disk. R-389-RR, a report prepared for U.S. AIR Force project RAND Contract No. AF 49 (638)-700, Nov. 1961.
107. Schmolinsky F. Die Wellenlängenabhängigkeit der Sichtweit und der Koeffizienten der Dustextinktion. Meteorol. Z., v. 61, No. 6, 1944.
108. Viezee W., Davis P. A. Evidence of the dependence of reflected solar radiation on viewing geometry in TIROS IV radiation data sample. J. Appl. Met., vol. 4, No. 5, 1965.

К главе 7

1. Аверкиев М. С. Суммарная радиация и ее компоненты при безоблачном небе и зависимость от прозрачности атмосферы для широт 40—70°. Вестн. МГУ № 4, 1958
2. Айзенштат Б. А. Метод определения радиационного баланса склонов Метеорология и гидрология, № 2, 1952.
3. Барашкова Е. П. Некоторые закономерности в режиме суммарной радиации. Труды ГГО, вып. 80, 1959.
4. Барашкова Е. П. и др. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, 1961.
5. Белов В. Ф Поглощение солнечной радиации в свободной атмосфере над морем Дейвиса и Антарктическим склоном. Труды ЦАО, вып. 45, 1962.
6. Березина Л. С. Измерение поглощения солнечной радиации в районе Одессы. Труды УкрНИГМИ, вып. 8, 1957.

7. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
8. Берлянд М. Е., Новосельцев Е. П. К теории зависимости суммарной радиации от облачности. Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, т. XIII, 1962.
9. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
10. Берлянд Т. Г. Изменчивость солнечной радиации, поступающей к поверхности земли. Труды ГГО, вып. 179, 1965.
11. Борзенкова И. И. К методике расчета суммарной радиации для условий горного плато. Труды ГГО, вып. 179, 1965.
12. Гаевский В. Л. Измерение радиационных потоков в облаках. Труды ГГО, вып. 46, 1955.
13. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Рассеянная и суммарная солнечная радиация при различных условиях. Труды ГГО, вып 152, 1964.
14. Гальперин Б. М. О суммарной радиации в Арктике. Труды ААНИИ, т. 229, 1961.
15. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Основные закономерности коротковолновой радиации и дневного радиационного баланса при различной облачности. Труды ЛГМИ, вып. 22, 1964.
16. Гальперин Б. М. Суточный приход суммарной солнечной радиации при различных облаках. Труды ГГО, вып. 125, 1962.
17. Гойса Н. И. Поглощение солнечной радиации в свободной атмосфере в районе Киева. Труды УкрНИГМИ, вып. 3, 1955.
18. Гойса Н. И. Методика актинометрических измерений с самолета ИЛ-14. Труды УкрНИГМИ, вып. 55, 1966.
19. Кастров В. Г. О нагревании атмосферы благодаря поглощению солнечной радиации водяным паром. Труды ЦАО, вып. 6, 1952.
20. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере до 3—5 км. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.
21. Кастров В. Г. Определение зависимости чувствительности пиранометров Янишевского от давления. Труды ЦАО, вып. 13, 1954.
22. Кастров В. Г. Поглощение солнечной радиации в нижней тропосфере. Труды ЦАО, вып. 32, 1952.
23. Кастров В. Г. О результатах изучения ослабления солнечной радиации в свободной атмосфере и суточном ходе температуры. Труды ВНМС, т. VI, 1963.
24. Катулин В. А. и др. Самолетный прибор для измерения радиационного зондирования атмосферы. Труды ГГО, вып. 166, 1964.
25. Кондратьев К. Я. и др. Исследование спектрального состава коротковолновой солнечной радиации. Изд. АН СССР, физика атмосферы и океана, вып. 9, 1965.
26. Кондратьев К. Я., Волкова Г. П. Суточный ход и возможные суммы суммарной радиации. Метеорология и гидрология, № 7, 1958.
27. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. Н., Никольский Г. А. Вертикальный профиль радиационного баланса и его составляющих в свободной атмосфере в дневное время. ИСЗ, вып. 14, 1962.
28. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. Н., Никольский Г. А. Аэростатные исследования радиационного баланса системы земная поверхность—атмосфера. Космические исследования, т. 1, вып. 3, 1963.
29. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А., Евдокимова Н. М. Вертикальные профили радиационного баланса и его составляющих по данным измерений 1963—1964 гг. Проблемы физики атмосферы, вып. 4, ЛГУ, 1966.
30. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. Н. Радиационные изменения температуры в свободной атмосфере. Проблемы физики атмосферы, вып. 3. ЛГУ, 1965.

31. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. И. Основные факторы, определяющие радиационное нагревание атмосферы за счет поглощения коротковолновой радиации. Проблемы физики атмосферы, вып. 4. ЛГУ, 1966.

32. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Радиационный баланс склонов. Вести ЛГУ, № 10, вып. 2, 1958.

33. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Приход коротковолновой радиации на различно ориентированные наклонные поверхности при наличии снежного покрова. Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, т. XIII, 1962.

34. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.

35. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Дневной ход и дневные суммы рассеянной и суммарной радиации на различно ориентированных склонах. Вести. ЛГУ, № 4, 1958.

36. Колтев А. П. Актинометрические исследования с самолета в Арктике. Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, т. XIII, 1962.

37. Кринов Е. Л., Шаронов В. В. Спектрофотометрические исследования суммарной и рассеянной дневной освещенности. Ж. геофизики, т. 6, вып. 2—3, 1936.

38. Кринов Е. Л. Спектральная дневная освещенность горизонтальной поверхности в пределах инфракрасной области спектра. Иссл. по фотометрии и сенситометрии, сб. ЦНИИГАИК, № 1, 1939.

39. Кузьмин П. П. Метод определения максимальной интенсивности снеготаяния. Труды ГГИ, вып 24 (78), 1950.

40. Кузьмин П. П. Исследование параметров формул снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 32 (86), 1951.

41. Львова Е. М. Измерение суммарной радиации солнца и альбедо земли до высоты 10—20 км. Труды ЦАО, вып. 16, 1956.

42. Маршунова М. С. Основные закономерности радиационного баланса подстилающей поверхности и атмосферы в Арктике. Труды ААНИИ, т. 229, 1961.

43. Махоткин Л. Г. Итоги работ по изучению вариаций прямой солнечной радиации. Труды ГГО, вып. 80, 1959

44. Мухенберг В. В Некоторые особенности прихода солнечной радиации на наклонные поверхности. Труды ГГО, вып. 179, 1965.

45. Пятенков Б. А. Влияние альбедо на приход суммарной радиации в Арктике. Труды ААНИИ, т 217, 1959.

46. Пятовская Н. П. Потоки коротковолновой радиации в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 109, 1961.

47. Пивоварова З. И Колебания солнечной радиации по наземным измерениям. Труды ГГО, вып. 193, 1967.

48. Руководство по контролю актинометрических наблюдений. Гидрометеоиздат, Л., 1962.

49 Руководство гидрометеорологическим станциям по регистрации радиации. Гидрометеоиздат. 1961.

50. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды Гидрометеоиздат, Л., 1961.

51. Савиковский А. И. Наблюдения над солнечной радиацией в свободной атмосфере. Труды ЦАО, вып. 23, 1957.

52. Савинов С. И. Соотношение между облачностью, продолжительностью солнечного сияния и суммами прямой и рассеянной радиации. Метеорол вестн., № 1, 1931.

53. Савинов С. И. О формулах, выражающих прямую и рассеянную радиацию в зависимости от степени облачности. Метеорол. вестн., № 5—6, 1933.

54. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. Гидрометеоиздат, Л., 1959.

55. Тимерев А. А. Суммарная радиация и альбедо по наблюдениям с самолета в Арктике в 1963 г. Труды ААНИИ, т. 273, 1965.

56. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной радиации. Метеорология и гидрология № 6, 1939.

57. Фарапонова Г. П. Некоторые результаты актинометрических наблюдений на свободных аэростатах. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.

58. Фарапонова Г. П., Кастров В. Г. Актинометрические наблюдения в нижней тропосфере над Кызыл-Кумами (апрель—май) 1951 г. Труды ЦАО, вып. 13, 1954.

59. Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.

60. Шляхов В. И. Некоторые особенности радиационных процессов в Антарктиде. Труды ЦАО, вып. 32, 1959.

61. Albrecht F. Methods of computing global radiation. Geofisica pura e applicata, vol. 32, III, 1955.

62. Black J. N. The distribution of solar radiation over the Earth's surface. Archiv für Meteor., Geoph. und Biokl., ser. B, Bd 6, 1956.

63. Clapp P., Winninghoff F., Fisher G. Vertical distribution of atmospheric heating and cooling at Washington, D. C. June—July 1961. Technical Memorandum No. 21, 1962.

64. Condit H. R., Grum F. Spectral energy distribution of daylight. JOSA, vol. 54, No. 7, 1964.

65. Dirmhirn J. Untersuchungen über die Himmelstrahlung in die Ostalpen. Arhiv für Met., Geoph. und Biokl., Ser. B, Bd 2, H. 4, 1951.

66. Elhers M. K., Khalil A. M. Total radiation on vertical and inclined surfaces during cloudless days in the UAR. Pure and Applied Geophysics, vol. 60, 1965/1.

67. Fritz S. The albedo of the ground and atmosphere. Bull. Amer. Met Soc., vol. 29, No. 6, 1948.

68. Fritz S., MacDonald T. H. Measurements of absorption of solar radiation by clouds. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 32, No. 6, 1951.

69. Haurwitz B. Insolation in relation to cloudness and cloud density. J. Met., vol. 5, No. 2, 1945.

70. Hendorson S. T., Hodgkiss D. The spectral energy distribution of daylight. Brit. J. Appl. Phys., vol. 14, No. 125, 1963.

71. London J. The distribution of radiational temperature change in the northern hemisphere during March. J. Met., vol. 9, No. 2, 1952.

72. Lunelund H. Über die Helligkeit in Finnland. Soc. Scient. Fennica Comment. Ph. Math., vol. 8, No. 17, 1935.

73. Mügge R., Möller F. Zur Berechnung von Strahlungsströmen und Temperaturänderungen in Atmosphären von beliebigen Aufbau. Zeitschr. für Geophys. Bd. 8, H. 1—2, 1932.

74. Neiburger M. Reflection, absorption and transmission of insolation by stratus clouds. J. Meteor., vol. 6, No. 2, 1959.

75. Roach W. T. Some aircraft observations of fluxes of solar radiation in the atmosphere. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 87, No. 373, 1961.

76. Robinson G. D. Some observations from aircraft of surface albedo and absorption of cloud. Arch. Meteor., Geophys. und Biokl., Bd 9, No. 1, 1958.

77. Sapsford C. M. An estimation of solar energy radiation for Australian. Austral. J. Sci., vol. 20, No. 4, 1957.

78. Sekihara K. The amount of solar radiation falling on a tilted surface in Tokyo. Papers in Meteor. and Geophys., vol. XVI, No. 1, 1965.

79. Teylor A. H., Kerr G. P. The distribution of energy in the visible spectrum of daylight. JOSA, vol. 31, No. 1, 1941.

80. Thams C. Sonnen und Himmelstrahlung in Locarni-Monti. Geofisica pura et appl., vol. XIV, B. 3—4, 1949.

К главе 8

1. Ашеулов С. В., Кондратьев К. Я., Стыро Д. Б. Анализ спектров противоизлучения атмосферы. Проблемы физики атмосферы, вып. 5, ЛГУ, 1967.

2. Барышев В. А. Мезоструктура поля интегрального излучения Земли как планеты. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 1, № 8, 1965.

3. Барышев В. А. О влиянии случайных неоднородностей атмосферы на интенсивность уходящего теплового излучения Земли. Проблемы физики атмосферы, вып. 3, ЛГУ, 1965.

4. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеоиздат, Л., 1961.

5. Борисенков Е. П., Доронин Ю. П., Кондратьев К. Я. Структурные характеристики поля излучения Земли как планеты. Космические исследования, т. 1, вып. 1, 1963.

6 Борисенков Е. П., Доронин Ю. П., Кондратьев К. Я. Структурные характеристики полей уходящей радиации по данным ИСЗ «Тайрос-III» Космические исследования, т. III, вып. 3, 1965.

7. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1956

8 Винников К. Я. Уходящее излучение системы Земля—атмосфера. Труды ГГО, вып. 168, 1965.

9 Винников К. Я. Новый расчет теплового баланса системы Земля—атмосфера. Метеорология и гидрология, № 8, 1965.

10. Герцберг Г. Колебательные и вращательные спектры многоатомных молекул., ИЛ., 1949.

11. Городецкий А. К., Филиппов Г. Ф. Наземные измерения излучения атмосферы и подстилающей поверхности в области спектра 8—12 мкм. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. IV, № 2, 1968.

12. Градус Л. М., Фейгельсон Е. М. Влияние облачности на радиационный приток тепла в атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 1, № 7, 1965.

13. Джемисон Дж. Э. и др Физика и техника инфракрасного излучения. Перевод с англ. Изд-во «Советское радио», 1965.

14. Дьяченко Л. Н. Распределение эффективного излучения по территории СССР. Труды ГГО, вып. 152, 1964.

15. Дьяченко Л. Н., Кондратьев К. Я. Распределение длинноволнового баланса атмосферы по земному шару. Труды ГГО, вып. 170, 1965.

16. Еловских М. П., Кондратьев К. Я. Угловое распределение интенсивности теплового излучения атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1957.

17. Ефимова Н. А. К методике расчета месячных величин эффективного излучения Метеорология и гидрология, № 10, 1961.

18. Ефимова Н. А., Строкина Л. А. Распределение эффективного излучения на поверхности земного шара. Труды ГГО, вып. 139, 1963.

19. Зайцева Н. А., Костяной Г. Н. Меридиональное изменение поля длинноволновой радиации в атмосфере над Тихим океаном (по данным кораблей погоды). Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. II, № 12, 1966.

20 Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.

21. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, Л., 1954

22. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Гидрометеоиздат, Л., 1956.

23. Кондратьев К. Я. и др. Поле излучения Земли как планеты. Гидрометеоиздат, Л., 1967.

24. Кондратьев К. Я., Ащеулов С. В., Стыро Д. Б. Спектр собственного излучения атмосферы в диапазоне длин волн от 25 до 35 мкм. Проблемы физики атмосферы, сб. 4, ЛГУ, 1966.
25. Кондратьев К. Я., Ащеулов С. В., Стыро Д. Б. Сравнение измеренных и рассчитанных спектров собственного излучения атмосферы. Вестник ЛГУ, сер. физики и химии, № 22, 1965.
26. Кондратьев К. Я., Еловских М. П. Распределение интенсивности эффективного излучения и противоизлучения по небосводу. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1955.
27. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Радиационный баланс склонов. Вестник ЛГУ, сер. физики и химии, № 10, 1958.
28. Кондратьев К. Я., Подольская Э. Л. Эффективное излучение склонов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1953.
29. Кондратьев К. Я., Якушевская К. Е. Угловое распределение уходящего теплового излучения в различных областях спектра. ИСЗ, в. 14, 1962.
30. Кондратьев К. Я., Якушевская К. Е. Угловое распределение тепловой радиации системы Земля—атмосфера в различных областях спектра. Труды ГГО, вып. 166, 1964.
31. Костяной Г. Н. Предварительные результаты актинометрического зондирования атмосферы в 1961 г. в антициклонических условиях. Труды ЦАО, вып. 49, 1963.
32. Костяной Г. Н. Об изменении поля длинноволновой радиации в свободной атмосфере в зимний период. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 1, № 8, 1965.
33. Кузнечик О. П., Долинин В. В., Кобак И. А. Энергетическая яркость неба в области 4,5—5,2 мкм. ДАН БССР, т. XI, № 11, 1967.
34. Курилова Ю. В. О возможностях метеорологической интерпретации длинноволновой радиации. Труды ММЦ, вып. 8, 1965, 76—86
35. Лебединский А. И. и др. Корреляционные зависимости спектральной интенсивности инфракрасного излучения Земли в космос. Геомагнетизм и аэрономия, т. VIII, № 1, 1968.
36. Лебединский А. И., Полякова Т. Г., Тулупов В. И. Угловое и спектральное распределение инфракрасного излучения Земли в космос вблизи горизонта по наблюдениям со спутников. Геомагнетизм и аэрономия., т. VIII, вып. 2, 1968.
37. Лебединский А. И. и др. Статистические характеристики излучения Земли в космос в диапазоне длин волн 7—26 мкм. Геомагнетизм и аэрономия, т. VII, № 3, 1967.
38. Малкевич М. С. О связи между характеристиками вертикальной структуры поля длинноволновой радиации и полей температуры и влажности. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 1, № 10, 1965.
39. Малкевич М. С. О пространственной структуре поля длинноволнового излучения Земли. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. II, № 4, 1966.
40. Марков М. Н., Мерсон Я. И., Шамилев М. Р. Слои верхней атмосферы, излучающие в инфракрасной области спектра. Сб. «Исследования космического пространства». Изд-во «Наука», 1965.
41. Миддлтон Д. Введение в статистическую теорию связи. Изд-во «Советское радио», 1961.
42. Нийлиск Х. Ю., Ноорма Р. О спектральном распределении интенсивности и потоков теплового излучения в свободной атмосфере. Сб. «Исследования радиационного режима атмосферы», Тарту, 1967.
43. Никольский Г. А., Есипова Е. Н. Измерения радиационного баланса в свободной атмосфере с помощью балансомеров с полиэтиленовой защитой. Проблемы физики атмосферы, сб. 4, Изд. ЛГУ, 1966.
44. Попов С. М. Некоторые статистические характеристики вертикальной структуры полей температуры и влажности. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. 1, № 1, 1965.

45. Astling E. G., Horn L. H. Some geographical variations of terrestrial radiation measured by TIROS II. J. Atm. Sci., v. 21, No. 1, 1964.
46. Bell E. E., a. o. Spectral radiance of sky and terrain at wave lengths between 1 and 20 microns. II: Sky measurements. J. Opt. Soc. Am., v. 50, No. 12, 1960.
47. Bennet H. E., Bennet J. M., Nagel M. R. Distribution of infrared radiance over a clear sky. J. Opt. Soc. Am., v. 50, No. 2, 1960.
48. Bolle H. J. The influence of atmospheric absorption and emission on infrared detection range. Infrared Physics, v. 5, No. 3, 1965.
49. Businger J. A., Kuhn P. M. On the observation of total and net atmospheric radiation. J. Meteorol., v. 17, No. 4, 1960.
50. Chaney L. W., Lon L. T., Surh M. T. A Fourier transform spectrometer for the measurement of atmospheric thermal radiation. Technical Report 05863-12-T, May 1967, The University of Michigan.
51. Davis D. A. The application of infrared flux models to atmospheric data. J. Appl. Meteor., v. 4, No. 2, 1965.
52. Eisner L., a. o. Spectral radiance of sky and terrain at wave length between 1 and 20 microns. III: Terrain measurements. J. Opt. Soc Am., v. 52, No. 2, 1962.
53. Eldering H. G. Method for the complete description of infrared sky backgrounds. J. Opt. Soc. Am., v. 51, No. 12, 1961.
54. Ginsburg N., Fredrikcson W. R., Paulson R. Measurements with spectral radiometer. J. Opt. Soc. Am., v. 50, No. 12, 1960.
55. Godbole R. V. A preliminary investigation of radiative heat exchange between the ocean and the atmosphere. J. Appl. Met., v. 2, No. 5, 1963.
56. Goody R. M. Atmospheric radiation. I: Theoretical basis. Oxford, 1964. Перевод: Гуди Р. М. Атмосферная радиация, ч. I, Изд-во «Мир», 1967.
57. Hovis W. A. Jr., Tobin M. Spectral measurements from 1,6μ to 5,4μ of natural surfaces and clouds. Appl. Opt., v. 6, No. 8, 1967.
58. Kennedy S. J. Energy generation through radiative processes in the lower stratosphere. Massachusetts Institute of Technology Department of Meteorology, Planetary Circulations Project, Report No. 11, 1964.
59. Kuhn P. M., Suomi V. E., Darkow G. L. Soundings of terrestrial radiation flux over Wisconsin. Month. Weath. Rev., v. 87, No. 4, 1959.
60. Manabe S., Möller F. On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. Month. Weath, Rev., v. 87, No. 12, 1961.
61. Mani A., Sreedharan C. R., Srinivasan V. Measurements of infrared radiative fluxes over India. J. Geoph. Res., v. 70, No. 18, 1965.
62. Möller F. The pattern of radiative heating and cooling in the troposphere and lower stratosphere. Proc. Roy. Soc., Ser. A, v. 236, No. 1205, 1956.
63. Raschke E., Möller F., Bandeen W. The radiation balance of the earth-atmosphere system over both polar regions obtained from radiation measurements of the Nimbus II meteorological satellite. Coddard Space Flight Center. Greenbelt, Maryland X-622-67-460, September 1967.
64. Raschke E., Pasternak M. The global radiation balance of the earth-atmosphere system obtained from radiation data of the meteorological Satellite Nimbus II. Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland, X-622-67-383, Aug. 1967.
65. Riehl H. Radiation measurements over the Carribean sea during the autumn of 1960. J. Geophys. Res., v. 67, No. 10, 1962.
66. Robinson D. Z. Method of background description and their utility. Proc. IRE, v. 47, No. 9, 1959.
67. Saunders P. M. Radiance of sea and sky in the infrared 800—1200 cm^{-1}. J. Opt. Soc. Am., v. 58, No. 5, 1968.
68. Staley D. O., Kuhn P. M. Measurements of radiative cooling through two intense baroclinic zones in the middle troposphere. J. Meteorol., v. 18, No. 2, 1961.

69. Tiros II Radiation Data Catalogue. Goddard Space Flight Center, 1961.
70. Tiros III Radiation Data Catalogue. Goddard Space Flight Center, 1962.
71. Zdunkowski W. G., Jonson F. G. Infrared flux divergence calculations with newly constructed radiation tables. J. Appl. Meteor., v. 4, No. 3, 1965.
72. Zdunkowski W., Henderson D., Hales V. J. The effect of atmospheric haze on infrared radiative cooling rates. J. Atm. Sci., v. 23, No. 3, 1966.

К главе 9

1 Айзенштат Б. А. Метод определения радиационного баланса склонов. Метеорология и гидрология, № 2, 1952.
2 Айзенштат Б. А. Тепловой баланс и микроклимат влажных горных долин. Труды САНИГМИ, вып. 35 (50), 1967.
3. Айзенштат Б. А., Зуев М. В. Некоторые черты теплового баланса песчаной пустыни. Труды ГГО, вып. 6 (7), 1952.
4. Айзенштат Б. А., Зуев М. В. Радиационный режим, тепловой баланс и микроклимат горной долины. Труды САНИГМИ, вып. 6 (21), 1961.
5 Атлас теплового баланса земного шара. Под редакцией М. И. Будыко Межведомственный Геофизический комитет и ГГО. М., 1968.
6. Барашкова Е. П. и др. Радиационный режим территории СССР, Гидрометеоиздат, Л., 1961.
7. Берлянд Т. Г. Тепловой баланс атмосферы северного полушария. А. И. Воейков и современные проблемы климатологии. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
8. деБришамбо Ш. П. Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. Изд-во «Мир», 1966.
9. Будыко М. И. и др. Тепловой баланс поверхности Земли. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 1, 1964.
10. Елисеев А. А. Приемник для измерения радиационных изменений температуры. Труды ГГО, вып. 205, 1967.
11. Ефимова Н. А. Радиационный баланс поверхности суши земного шара. Тр. Всесоюзного научного метеор. совещания, т. IV, 1962.
12. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере до 3—5 км. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.
13. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
14. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. Н. Радиационные изменения температуры в свободной атмосфере. Проблемы физики атмосферы, сб. № 3, ЛГУ, 1965.
15. Кондратьев К. Я., Гаевская Г. Н., Никольский Г. А. О радиационном балансе атмосферы. Проблемы физики атмосферы, № 3, ЛГУ, 1965.
16. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Радиационный баланс склонов. Вестник ЛГУ, № 10, 1958.
17. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А., Есипова Е. Н. Аэростатные исследования радиационных потоков в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. II, № 4, 1966.
18. Костяной Г. Н., Зайцева Н. А., Шляхов В. И. Организация сети актинометрического зондирования в СССР и некоторые предварительные результаты исследования поля радиации с помощью АРЗ. Труды совещания по аэрологическому зондированию. Тбилиси, 1967.
19. Кошельков Ю. П., Ковальков В. П., Петинова А. Я. Среднее распределение потоков длинноволновой радиации в атмосфере низких широт Тихого океана. Геофиз. бюлл., № 18, 1968.
20. Лопухин Е. А. Исследования распределения составляющих радиационного баланса над Средней Азией. Труды САНИГМИ, вып. 16 (31), 1963.

21. Мухенберг В. В. Радиационный и тепловой баланс района Ленинграда. Метеорология и гидрология, № 4, 1953.
22. Мухенберг В. В. Радиационный баланс склонов. Метеорология и гидрология, № 7, 1963.
23. Никольский Г. А., Еспова Е. Н. Измерения радиационного баланса в свободной атмосфере с помощью балансомеров с полиэтиленовой защитой. Проблемы физики атмосферы, № 4, ЛГУ, 1966.
24. Пивоварова З. И., Плешкова Т. Г. О радиационном режиме СССР по материалам наблюдений сети станций. Труды ВНМС, т. IV, 1962.
25. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
26. Черниговский Н. Т., Маршунова М. С. Климат Северной Арктики (радиационный режим). Гидрометеоиздат, 1965.
27. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
28. Kasten F., a. o. On the heat balance of the troposphere. Final Reports on Contract AF 61(052)—18, Mainz, 1959.
29. Kuhn P. M., Suomi V. E., Darkow G. L. Soundings of terrestrial radiation flux over wisconsin. Mon. Wea. Rev., v. 87, No. 4, 1959.
30. Möller F. Der Strahlungshaushalt der Troposphäre. Meteor. Rund., Bd 13, H. 3, 1960.
31. Ohring G. The radiation budget of the stratosphere. Journ. Meteorol., v. 15, No 5, 1958.
32. Raschke E., Bandeen W. R. The radiation balance of the Earth—atmosphere system obtained from measurements of the Nimbus II meteorological satellite. 48th Meeting AMS, J.—Febr. 1968. San Francisco.
33. Schulze R. Das Strahlungsklima der Erde. Strahlentherapie, 130, 1965.

SUMMARY

The problem of the radiation transfer in the atmosphere has recently attracted the attention of not only atmospheric physicists but also of specialists in various branches of science and technology. The interest towards this problem in atmospheric physics has been considerably intensified by the appearance and development of satellite meteorology, particularly in connexion with the solution of the inverse problems of satellite meteorology — those of the reconstruction of the vertical profiles of meteorological elements (temperature, air density, humidity, etc.) from the measurement data of the quantitative characteristics of the outgoing radiation field. Great attention is being presently paid to taking account of the diabatic factors (radiative ones included) of weather and climate in the works devoted to the theory of climate and the numerical modelling of general atmospheric circulation. The information about the radiation field in the atmosphere has become most necessary for such branches of science as agrobiology, light physiology, health resort study, et al. The characteristics of the radiation field of the Earth as a planet have appeared to be of great importance for the solution of complicated technical problems connected with the flights of space vehicles, as well as for many other technical applications.

The main content of the monograph, which should be considered as a reference book, presents a summary of the measurement and calculation results of various radiation characteristics of the atmosphere and the underlying surface. The text of the book is devoted to a brief explanation of the substance of the matter and refers the reader to the literary sources of the given data, a considerable part of which has been obtained by the authors of this monograph (chiefly, research physicists of the University of Leningrad); some of the results have never been published before.

Practical applications require the development of a radiation model of the atmosphere similar to the well-known models of the structure and composition of the atmosphere. Therefore, Chapter 1 contains a brief description of the model of the structure and composition of the atmosphere (the significance of these data is also determined by their role as the factors causing the transfer of radiation in the atmosphere). At present, however,

it is premature to speak about the possibility of the construction of the radiation model of the atmosphere; the only practical attempt at the moment consists in the analysis of the situation from the point of view of the availability of initial data required for the construction of such a model. The present monograph may appear to be the basis for such analysis.

Chapter 2 considers the main optical characteristics of radiation absorption and scattering by the atmosphere, the majority of which refer to the elementary acts of molecular absorption or scattering on single particles. In the end of the chapter a brief summary is given of the data characterizing the scattering functions in the real atmosphere.

Chapter 3 presents a survey of data on the spectral and integral transparency of the total atmospheric thickness. Chapter 4 gives a detailed characteristic of the regularities of the spectral and spatial—temporal variability of the albedo of natural underlying surfaces, clouds and the earth's surface—atmosphere system.

Chapters 5—7 consider the regularities of the variability of the direct solar, scattered, reflected and global radiation. These chapters give the analysis of the data on the spectral and angular radiation distributions and offer information on the spatial-temporal variability of shortwave radiation fluxes and sums. Considerable attention is paid to the data on the radiation income upon inclined surfaces. The data on the radiative flux divergence due to shortwave radiation are briefly discussed.

Chapter 8 gives the data on various characteristics of the thermal radiation of the atmosphere. Here the data can be found on the spectral and angular distributions of thermal radiation, the vertical profiles and geographical distribution of not only thermal radiation fluxes but also longwave net radiation. Just like in the chapters dealing with shortwave radiation, the problem of the regularities of the variability of thermal radiation fluxes upon the inclined surfaces in considered here. The last section of the considered chapter offers a description of the characteristics of the mesostructure of the thermal radiation field of the Earth as a planet.

Chapter 9 contains the data on the net radiation of the underlying surface, the atmosphere and the earth's surface—atmosphere system, and characterizes both the three-dimensional spatial structure of the net radiation field and its temporal variations. The information about the total radiative flux divergence is given here as well.

Every chapter of the monograph is followed by a reference list containing the most important works in accordance with separate sections.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абсорбционный спектр 430
Автокорреляционная функция излучения 481
Азимутальная анизотропия теплового излучения 339, 438, 445
Активные компоненты в ИК области 429
Альбедо интегральное 176
— — вертикальный градиент 197
— вертикальный профиль 190
— водных поверхностей 186, 193
— годовой ход 183, 198, 199
— дневной ход 181
— измеренное со спутника 196
— измеренное с самолета 193
— льда 181
— облаков 202
— планеты Земли 205
— почвенных покровов 178
— растительных покровов 179
— снега 179
— среднемесячное 193, 194
Альбедо спектральное 209
— водных поверхностей 210, 213, 219
— измеренное с самолета 221
— облаков 222
— почвенных покровов 210, 213
— растительных покровов 210, 213
— системы Земля — релеевская атмосфера 361
— снега 214
Атмосферное окно прозрачности 429
Аэрозоль 36
— вертикальное распределение 36
— модели 47
— распределение по размерам 45
Аэрозольное ослабление 134, 138, 143
Большие частицы 87
— мягкие 87
— поглощающие 89
— прозрачные 88
Вертикальное распределение
— восходящего ИК потока 446
— лучистого притока тепла 425
— нисходящего ИК потока 446
— спектральных ИК потоков 432, 433
— эффективного излучения 466
Водяной пар 21, 61, 68
— вертикальное распределение 22
— в толще атмосферы 25
— у поверхности Земли 22
— широтный ход 23
Восходящее излучение атмосферы 433, 439
Гамма-распределение 98
Географическое распределение
— альбедо 199, 206
— длинноволнового баланса атмосферы 456, 465
— ослабления прямой солнечной радиации 283
— радиационного баланса 495

— радиационного баланса атмосферы 513
— радиационного баланса системы Земля—атмосфера 513
— рассеянной радиации 349
— суммарной радиации 420
— уходящего излучения 457
— эффективного излучения земной поверхности 461
Двухпараметрическое приближение 127
Длинноволновый баланс атмосферы 465
Доля рассеянной радиации в суммарной 323
Единицы измерения 18
—— содержания газов 18
Закон
— Бугера 51
— Бугера—Ламберта 249
— Кирхгофа 430
Закись азота 429
Зональная радиация 309
Излучение Солнца 225
Изотропное приближение 473
Индикатриса
— отражения, интегральная 334
—— спектральная 327
— рассеяния 51, 83
—— локальная 104
—— полидисперсная 98
Интенсивность 50
— отраженного излучения 324
——— угловое распределение 324
— рассеянного излучения 304
— уходящего излучения 356
Инфракрасное посветление 441
Инфракрасное потемнение 439
Инфракрасный спектр 429
Континуальное излучение 434
Континуум Герцберга 51
Коэффициент
— отражения спектральный 218
— поглощения (ослабления) 50, 51, 128, 130
— рассеяния 82
— яркости 313
— спектральный 216, 327
Лучистый приток тепла 289, 411, 452, 524
Максимум рассеянной радиации 300
Малые частицы 83
Мезоструктура поля теплового излучения 481
Метан 34, 429
— распределение в атмосфере 35
Метод приведенной массы 126
Модели атмосферы 11
Модель Эльзассера 66
Мутность атмосферы 161
Обмен длинноволновый 508
Озон 28, 59, 429
— распределение в атмосфере 29
— фотохимическая теория 31
Окислы азота 35
— распределение в атмосфере 35
Околосолнечная радиация 313
Оптическая масса 117, 120
Оптическая толщина 117
Освещенность 50
Отраженная радиация 299
—— вертикальный профиль 340
—— на склоны 343
Пиргелиометрическая шкала 264
—— европейская 264
—— международная 264
Поглощение
— радиации 126, 150
—— континуум 150
—— на трассах 403
—— коротковолновой
——— водяным паром 407
——— пылью 407
——— на трассах 154
———— результаты измерений 154
Показатель преломления 82
—— воды 94
— комплексный 82, 89
Полосы
— Лаймана—Берджа—Хопфильда 56

— теллурические 300
— фраунгоферовы 300
— Хартли 60
— Хюггинса 60
— Шаппюи 59
— Шумана—Рунге 52
Поперечное сечение 51
Поток 50
— излучения 50
— отраженной радиации 340
— рассеянной радиации 309, 318
Продолжительность солнечного сияния 271
Прозрачность
— интегральная 115, 160
— — годовой ход 164
— — дневной ход 164
— спектральная 129, 134
— — за счет аэрозольного ослабления 139
— — — — молекулярного ослабления 128
— — облаков 137
— — осадков 137
— — туманов 136
Противоизлучение атмосферы 435
Прямая солнечная радиация 225
— — — вертикальное распределение 266
— — — глобальное распределение 269
— — — дневной ход 286
— — — интегральные потоки 259
— — — компоненты ослабления 228
— — — на наклонные поверхности 284, 414
— — — — перпендикулярные поверхности 276
— — — распределение энергии 227, 229, 230
— — — суммы 288
Радиационное нагревание 403
— — стратосферы 403, 408
— — тропосферы 403, 408
Радиационные изменения температуры 404, 451
Распределение Юнга 104
Рассеянная радиация 299
— — вертикальный профиль 314
— — годовой ход 321
— — дневной ход 318
— — дневные суммы 318
— — месячные суммы 321
— — на наклонные поверхности 343
— — спектральный состав 299
Релеевские частицы 84
Рефракция
— индекс 117
— уравнение 117
Серии Ридберга 52
Солнечная постоянная 259
— — метеорологическая 266
Солнечный ореол 313
Состав приземного воздуха 18
Спектр Винера—Хинчина 482
— эмиссионный 429
Спектральный состав
— — солнечной радиации 229
— — — — в идеальной атмосфере 260
— — — — на верхней границе атмосферы 252
— — — — на различных уровнях атмосферы 230
— — — на уровне моря 236
— — теплового излучения атмосферы 428
Статистическая модель 67
Структура атмосферы 11
Структурная функция излучения 482
Суммарная радиация 374
— — вертикальный профиль 399
— — зависимость от альбедо 397
— — — — высоты Солнца 378
— — — — облачности 383, 400
— — — — продолжительности солнечного сияния 393
— — — — прозрачности атмосферы 395
— — — — состояния диска Солнца 385

—— на горизонтальную поверхность 378
—— на наклонные поверхности 413
—— спектральный состав 374
Телесный угол актинометра 313
Тепловое излучение атмосферы 428
Углекислый газ 33, 68
—— распределение в атмосфере 33
Угловое распределение
—— восходящего излучения атмосферы 439
—— интенсивности отраженной радиации 324
—— противоизлучения атмосферы 435
—— уходящего излучения 357
—— эффективного излучения 445
Угол фазы планеты Земля 368
Уходящее излучение 457
—— на различно ориентированные поверхности 475
Фактор мутности 160
—— эффективности ослабления 82
Формула
— Ангстрема 385
— Савинова 385
— Савинова—Ангстрема 385
— Украинцева 393
Функция
— пропускания 167
— распределения излучения по уровню 481
Энтропия распределения вероятностей излучения 483
Эффективное
— излучение атмосферы 445
—— земной поверхности 461
—— наклонных поверхностей 472
Яркость 50
— атмосферы вблизи терминатора 369
—— молекулярной сферической 368
— спектральная 371

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Условные обозначения 4

Глава 1. Строение и состав атмосферы 10

§ 1. Общая терминология (*В. Н. Конашенок*) 10
§ 2. Структура атмосферы (*В. Н. Конашенок*) 11
§ 3. Газовый состав атмосферы (*В. Н. Конашенок*) 14
3.1. Единицы измерения содержания газов (18). 3.2. Общие сведения о составе приземного воздуха (18). 3.3. Водяной пар (*С. Д. Андреев*) (21). 3.4. Озон (28). 3.5. Углекислый газ (33). 3.6. Метан (34). 3.7. Окислы азота (35).
§ 4. Атмосферный аэрозоль (*Л. С. Ивлев*) 36
4.1. Экспериментальные исследования вертикального распределения атмосферного аэрозоля (36). 4.2. Распределения частиц атмосферного аэрозоля по размерам (45). 4.3. Источники аэрозоля и механизмы его распределения в атмосфере (47). 4.4. Аэрозольные модели (47).

Глава 2. Оптические характеристики атмосферы 50

§ 1. Коэффициенты поглощения атмосферных газов в видимой и ультрафиолетовой областях спектра (*А. П. Гальцев*) 51
1.1. Кислород O_2 (51). 1.2. Молекулярный азот N_2 (56). 1.3. Окись азота NO (58). 1.4. Озон O_3 (59). 1.5. Водяной пар H_2O (61). 1.6. Остальные газы (64)
§ 2. Оптические характеристики атмосферных газов в инфракрасной области спектра (*А. П. Гальцев*) 66
2.1. Водяной пар (68). 2.2. Углекислый газ (68). 2.3. Озон O_3 (77). 2.4. Малые компоненты атмосферы CH_4, N_2O, CO (77)
§ 3. Характеристики рассеяния видимой и инфракрасной радиации аэрозольными частицами и молекулами воздуха (*Л. С. Ивлев*) 82
3.1 Малые частицы и молекулы воздуха (83). 3.2. Большие частицы (87). 3.3. Прозрачные частицы любых размеров (88). 3.4. Частицы с комплексным показателем преломления (89). 3.5 Полидисперсный аэрозоль (98)
§ 4. Локальные индикатрисы рассеяния в реальной атмосфере (*Г. М. Петелин*) 114

Глава 3. Спектральная прозрачность реальной атмосферы . . . 123

§ 1. Ослабление монохроматической радиации на наклонных трассах в атмосфере. Оптическая масса (*И. Я. Бадинов*) . . . 127
§ 2. Селективное поглощение в условиях неоднородной атмосферы (*И. Я. Бадинов*) 126
2.1. Метод приведенной поглощающей массы (126). 2.2. Двухпараметрическое приближение (127)
§ 3. Прозрачность, обусловленная молекулярным рассеянием (*И. Я. Бадинов*) 128
§ 4. Аэрозольное ослабление в реальной атмосфере (*И. Я. Бадинов*) 134
4.1. Спектральная прозрачность однородных трасс, обусловленная рассеянием и поглощением аэрозоля (134). 4.2. Прозрачность вертикального столба атмосферы, обусловленная аэрозольной компонентой (139), 4.3. Вертикальный профиль аэрозольного ослабления (143) 150
§ 5. Поглощение радиации в реальной атмосфере (*И. Я. Бадинов*) 151

§ 6. Интегральная функция пропускания длинноволновой радиации (*Л. В. Попова*) 160
§ 7. Колебания прозрачности толщи атмосферы (*Л. В. Попова*) 163
7.1. Синоптическая ситуация и прозрачность (163). 7.2. Годовой и дневной ход прозрачности атмосферы (164)
§ 8. Интегральная функция пропускания длинноволновой радиации (*А. М. Броунштейн, Ф. Н. Шехтер*) 167
8.1. Расчетные соотношения (167). 8.2. Экспериментальные данные и сопоставление с расчетом (173)

Глава 4. Альбедо земной поверхности и облаков (*З. Ф. Миронова*) 176

Часть I. Интегральное альбедо 176
§ 1. Расчет средних величин альбедо 176
§ 2. Альбедо различных подстилающих поверхностей 177
2.1. Альбедо поверхности почвы (178). 2.2. Альбедо растительных покровов (179). 2.3. Альбедо снежного покрова (179). 2.4. Альбедо льда (181). 2.5. Дневной ход альбедо (183)
§ 3. Альбедо водных бассейнов 186
3.1. Альбедо водных бассейнов для прямой солнечной радиации (186). 3.2. Альбедо водных бассейнов для суммарной радиации при безоблачном небе (187). 3.3. Экспериментальные данные альбедо водной поверхности (189). 3.4. Зависимость альбедо моря от облачности для суммарной радиации (191). 3.5. Средние величины альбедо водных поверхностей (192) . . . . . .
§ 4. Альбедо больших территорий 193
4.1. Измерения альбедо с больших высот (193). 4.2. Изменение альбедо с высотой (197). 4.3. Сезонные изменения альбедо больших территорий (198)
§ 5. Географическое распределение альбедо 199
§ 6. Альбедо облаков 202
§ 7. Альбедо системы земная поверхность—атмосфера (планетарное альбедо) 205
7.1. Планетарное альбедо Земли (205). 7.2. Географическое распределение альбедо системы земная поверхность—атмосфера (206)
Часть II. Спектральное альбедо 209
§ 8. Измерение спектрального альбедо в естественных условиях 209
§ 9. Лабораторные измерения спектральных характеристик отражения различных поверхностей 216
§ 10. Альбедо водных бассейнов 219
10.1. Альбедо водных бассейнов для прямой солнечной радиации (219). 10.2. Зависимость альбедо водных бассейнов от облачности (221)
§ 11. Альбедо, измеренное с самолета 221
§ 12. Альбедо облаков 222

Глава 5. Прямая солнечная радиация 225

§ 1. Спектральный состав солнечной радиации (*Г. А. Никольский*) 225
1.1. Спектральное распределение энергии солнечного излучения на уровне моря (225). 1.2. Распределение энергии в спектре солнечного излучения за пределами атмосферы (249). 1.3. Ослабление солнечной радиации в идеальной атмосфере (257)
§ 2. Интегральные потоки прямой солнечной радиации (*Г. А. Никольский*) 259
2.1. Солнечная постоянная (259). 2.2. Вертикальное распределение прямой солнечной радиации (266). 2.3. Географическое рас-

пределение (*Л. Н. Дьяченко*) (269). 2.4. Приход прямой солнечной радиации на наклонные поверхности *М. П. Федорова* (284). 2.5. Лучистый приток тепла за счет солнечной радиации (289)

Глава 6. Рассеянная и отраженная радиация *(М. П. Федорова)* 299

Часть I. Рассеянная радиация атмосферы 299
§ 1. Спектральный состав рассеянной радиации *(В. С. Гришечкин)* 299
§ 2. Угловое распределение интенсивности рассеянной радиации 307
§ 3. Потоки рассеянной радиации от отдельных участков небосвода 309
3.1. Зональная радиация (309). 3.2. Околосолнечная радиация (313)
§ 4. Вертикальный профиль потока рассеянной радиации 314
§ 5. Потоки рассеянной радиации на горизонтальную поверхность 315
5.1. Безоблачная атмосфера (315). 5.2. Рассеянная радиация при облачной атмосфере (317). 5.3. Дневной ход и дневные суммы рассеянной радиации (318). 5.4. Месячные суммы и годовой ход рассеянной радиации (321). 5.5. Доля рассеянной радиации в суммарной (323).

Часть II. Отраженная радиация атмосферы 324
§ 6. Угловое распределение интенсивности отраженной радиации . 324
6.1. Угловое распределение интегральной интенсивности отраженной радиации (325). 6.2. Спектральные индикатрисы отражения (327). 6.3. Самолетные измерения индикатрис отражения (334)
§ 7. Вертикальный профиль потока отраженной радиации 340
§ 8. Потоки рассеянной и отраженной радиации на наклонные поверхности 343
§ 9. Географическое распределение рассеянной радиации *(Л. Н. Дьяченко)* 349
§ 10. Уходящее коротковолновое излучение системы Земля—атмосфера *(О. И. Смоктий)* 356
10.1. Плоскопараллельная модель релеевской атмосферы (357)
10.2. Плоскопараллельная модель реальной атмосферы (363).
10.3. Сферическая модель атмосферы (368)

Глава 7. Суммарная радиация *(Г. Н. Гаевская)* 374

§ 1. Спектральный состав суммарной радиации *(В. С. Гришечкин)* 374
§ 2. Приход суммарной радиации на горизонтальную поверхность 378
2.1. Зависимость суммарной радиации от высоты солнца (378).
2.2. Влияние облачности на приход суммарной радиации (383).
2.3. Зависимость суммарной радиации от продолжительности солнечного сияния (393). 2.4. Влияние мутности атмосферы на приход суммарной радиации (395). 2.5. Изменение суммарной радиации в зависимости от величины альбедо подстилающей поверхности (397)
§ 3. Изменение суммарной радиации с высотой 399
3.1. Вертикальное распределение суммарной радиации, при безоблачном небе (399). 3.2. Влияние облачности на суммарную радиацию в свободной атмосфере (402)
§ 4. Радиационное нагревание тропосферы и стратосферы 403
4.1. Поглощение коротковолновой радиации в свободной атмосфере (403). 4.2. Радиационное нагревание тропосферы и стратосферы (408). 4.3. Влияние облачности на лучистый приток тепла (411)
§ 5. Приход суммарной радиации на наклонные поверхности *(М. П. Федорова)* 413 420
§ 6. Географическое распределение суммарной радиации 563

Глава 8. **Тепловое излучение атмосферы** 428

§ 1. Спектральный состав теплового излучения атмосферы (*С. В. Ащеулов*) 428

§ 2. Угловое распределение теплового излучения земной поверхности и атмосферы (*К. Е. Якушевская*) 435

2.1. Противоизлучение атмосферы (435). 2.2. Восходящее излучение (439). 2.3. Уходящее излучение (441). 2.4. Эффективное излучение (445)

§ 3. Вертикальный профиль излучения (*Х. Ю. Нийлиск*) 446

§ 4. Географическое распределение длинноволнового баланса атмосферы и его составляющих (*Л. Н. Дьяченко*) 456

4.1. Уходящее излучение (457). 4.2. Эффективное излучение подстилающей поверхности (461). 4.3. Длинноволновый баланс атмосферы (465)

§ 5. Потоки теплового излучения атмосферы на различно ориентированные поверхности (*М. П. Федорова*) 472

5.1. Потоки на уровне земной поверхности (472). 5.2. Потоки уходящего длинноволнового излучения (475)

§ 6. Характеристики мезоструктуры поля теплового излучения Земли как планеты (*В. А. Барышев*) 481

6.1. Статистические методы описания поля излучения (481). 6.2. Особенности статического описания поля излучения (483). 6.3. Способы определения и некоторые результаты расчетов структурных характеристик поля уходящего излучения (484)

Глава 9. **Радиационный баланс** (*Г. А. Никольский*) 490

§ 1. Радиационный баланс и его измерение 490

1.1. Составляющие радиационного баланса (490). 1.2. Измерение радиационного баланса (491)

§ 2. Радиационный баланс подстилающей поверхности 493

2.1. Временные вариации радиационного баланса (493). 2.2. Географическое распределение радиационного баланса подстилающей поверхности (*Л. Н. Дьяченко*) (495). 2.3. Радиационный баланс наклонных поверхностей (*М. П. Федорова*) (508) . . . . . .

§ 3. Радиационный баланс атмосферы и системы Земля—атмосфера 511

3.1. Приходная и расходная части радиационного баланса атмосферы и системы Земля—атмосфера (511). 3.2. Географическое распределение радиационного баланса атмосферы и системы Земля—атмосфера (*Л. Н. Дьяченко*) (513). 3.3. Вертикальные профили радиационного баланса (519). 3.4. Лучистый приток тепла (524) . . . . . .

Литература 527

Предметный указатель 557

РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Под редакцией Кондратьева Кирилла Яковлевича

Редактор *Е. И. Ильиных* Художник *В. Леонов* Худож. редактор *Ю. Н. Васильев*

Технический редактор *И. К. Пелипенко* Корректоры: *В. С. Игнатова* и *З. Т. Тимченко*

Сдано в набор 24/I 1969 г. Подписано к печати 14/X 1969 г. Бумага 60×90¹/₁₆. Бум. л. 17,625. Печ. л. 35,25. Уч.-изд. л. 39,81. Тираж 1250 экз. М-15882. Индекс МЛ-3/68. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 92. Цена 2 руб. 71 коп.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Ленинград, Прачечный пер., д. № 6