

06
78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

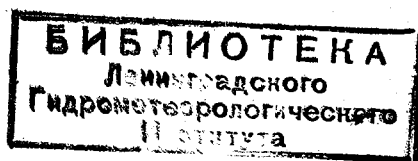
ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 109

ИССЛЕДОВАНИЕ РАДИАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук
К. С. ШИФРИНА
и канд. геогр. наук
В. Л. ГАЕВСКОГО



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1961

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит работы по актинометрии и атмосферной оптике, выполненные в ГГО за последние годы. Исследуются рассеяние света в атмосфере в связи с проблемой видимости, закономерности зрительных функций, радиационные свойства облаков, оптический метод определения спектра капель облаков и туманов, связь видимости с метеорологическими условиями, альбедо, а также рассмотрены методы измерения радиационной температуры и потоков с самолета, методы расчета микроструктуры облаков и туманов, вопросы методики актинометрических измерений и др.

Сборник рассчитан на научных работников и инженеров, работающих в области геофизики и в смежных областях.

О ТОЧНОСТИ ПРИБЛИЖЕННОЙ СХЕМЫ РАСЧЕТА НАКЛОННОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

Сравнена однослойная модель атмосферы, использованная в работе К. С. Шифрина и И. Н. Минина, с двухслойной. Выведена приближенная формула для оценки точности рассчитанной наклонной дальности видимости. Получено, что ошибки при расчете негоризонтальной дальности видимости в основном определяются ошибками расчета яркости воздушной дымки и порядок величины этих ошибок одинаков.

§ 1. Введение

При расчете наклонной дальности видимости важное значение имеет расчет яркости атмосферной дымки, т. е. интенсивности света, рассеянного ниже лежащими слоями атмосферы непосредственно в приемник. К. С. Шифрин и И. Н. Минин избрали для расчета яркости дымки приближенный метод, предложенный в 1943 г. В. В. Соболевым [1], и построили весьма простую схему расчета спектральной дальности видимости, применив ряд эмпирических закономерностей [2]. Институтами физики атмосферы (ИФА) АН СССР были опубликованы численные решения интегро-дифференциальных уравнений теории переноса излучения в анизотропно-рассеивающей среде для случая двухслойной модели атмосферы (с точностью до 4—5%) [3]. Настоящая работа ставит целью оценить путем сравнения точность приближенного метода расчета дальности видимости, предложенного Шифриным и Мининым [2], с таблицами ИФА [3].

В статье по возможности использованы обозначения, совпадающие с обозначениями в работе [2].

§ 2. Сравнение модели Шифрина и Минина с двухслойной моделью атмосферы

В работе [2] дана формула средней индикатрисы для всей атмосферы

$$\overline{x^{\text{III}}}(\gamma) = \frac{p}{\tau_0} x_p(\gamma) + \frac{q}{\tau_0} x_a(\gamma), \quad \frac{p}{\tau_0} + \frac{q}{\tau_0} = 1, \quad (1)$$

где $x_p(\gamma) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \gamma)$ — нормированная релеевская индикатриса (табл. 1), $x_a(\gamma)$ — нормированная аэрозольная индикатриса. «Веса», с которыми входят обе индикатрисы в формулу (1), определяются до-

лями релеевской $\frac{p}{\tau_0}$ и аэрозольной $\frac{q}{\tau_0}$ относительных оптических толщин. Эти веса получены при предположении, что в реальной атмосфере коэффициент рассеяния определяется формулой

$$\sigma(z, \lambda) = a(0, \lambda) e^{-\alpha z} + b(0, \lambda) e^{-\beta z}, \quad (2)$$

где $a(0, \lambda)$ — релеевский и $b(0, \lambda)$ — аэрозольный коэффициент рассеяния на земной поверхности, α и β — постоянные, характеризующие скорость убывания с высотой релеевского и аэрозольного рассеяния, λ — длина волны света. Оптические толщины p и q определяются формулами:

$$p = \frac{a(0, \lambda)}{\alpha}, \quad q = \frac{b(0, \lambda)}{\beta}. \quad (3)$$

Таким образом, модели атмосферы в работах [2] и [3] существенно различаются. Например, если при схеме Шифрина и Минина на земной поверхности взять индикатрису VI (отметим, что номера индикатрис совпадают с номерами, указанными Л. Фойдином и Х. Чаеком [14]), то при общей оптической толщине атмосферы $\tau_0 = 0,2$ и метеорологической дальности видимости $S_0 = 50$ км получим средневзвешенную индикатрису по схеме Шифрина и Минина $\overline{\kappa_{VI}^{III}}(\gamma)$ по формуле (1), менее вытянутую, чем средневзвешенная индикатриса при двухслойной модели атмосферы,

$$\overline{\kappa_{VI, I}}(\gamma) = \frac{\tau_0 - \tau_1}{\tau_0} \kappa_{VI}(\gamma) + \frac{\tau_1}{\tau_0} \kappa_I(\gamma), \quad \tau_1 = \frac{1}{4} \tau_0. \quad (4)$$

При $\tau_0 = 0,8$, $S_0 = 10$ км на земной поверхности, пользуясь индикатрисой VIII, получим, что средневзвешенная индикатриса $\overline{\kappa_{VI}^{III}}(\gamma)$, вычисленная по формуле (1), более вытянута, чем средневзвешенная индикатриса $\overline{\kappa_{VIII, I}}(\gamma)$, определенная по формуле (4) [табл. 1].

Если рассматривать отношения значений интенсивности, рассчитанных по методу В. В. Соболева при однослойной и двухслойной моделях атмосферы [при однослойной модели использована индикатриса $\overline{\kappa^{III}}(\gamma)$ (1)], получим, что при $\tau_0 = 0,2$ $\kappa(\gamma) = \kappa_{VI}(\gamma)$, $\kappa^{(R)}(\gamma) = \kappa_I(\gamma)$ расхождения не превышают 20%, но при $\tau_0 = 0,8$ $\kappa(\gamma) = \kappa_{VIII}(\gamma)$ получаются расхождения около 50%. Отметим, что при $\tau_0 = 0,2$ расхождения между значениями интенсивности, рассчитанными методом Соболева при однослойной модели атмосферы с индикатрисой $\overline{\kappa_{VI}^{III}}(\gamma)$ (1) и значениями интенсивности, рассчитанными методом последовательных приближений (3) (двухслойная атмосфера), не превышают 26%.

На рис. 1 нанесены восходящие и нисходящие величины интенсивности, рассчитанные методом Соболева и методом последовательных приближений при двухслойной модели атмосферы, а также методом Соболева при однослойной модели атмосферы. В расчете при однослойной модели атмосферы использовались индикатрисы $\overline{\kappa_{VI}^{III}}(\gamma)$ (1) и $\overline{\kappa_{VI, I}}(\gamma)$ (4). Абсолютные отклонения для восходящих значений интенсивности небольшие. Это подтверждает вывод, что для восходящих значений интенсивности влияние форм индикатрисы мало, т. е. «рассеяние назад» приближается к изотропному рассеянию. На рис. 1 видно, что значения интенсивности, рассчитанные при однослойной модели атмосферы со взвешенной индикатрисой $\overline{\kappa_{VI, I}}(\gamma)$ (4), очень мало отклоняются от значений интенсивности, рассчитанных методом Соболева при двухслойной

Таблица 1

γ	$x_p(\gamma)$	$x_I(\gamma)$	$x_{VI}(\gamma)$	$x_{VIII}(\gamma)$	$x_{VI}^{III}(\gamma)$	$x_{VI, I}(\gamma)$	$x_{VIII}^{III}(\gamma)$	$x_{VIII, I}(\gamma)$	$x_{VI}(\gamma)$
0	1,500	2,90	9,00	15,7	6,14	7,47	14,45	12,50	4,14
5	1,494	2,80	8,36	14,7	5,50	7,00	14,10	11,72	3,80
10	1,477	2,47	6,35	11,7	4,49	5,38	10,84	9,39	3,26
15	1,450	2,19	5,06	8,80	3,55	4,34	8,25	7,15	2,75
20	1,412	1,95	3,86	6,62	2,92	3,38	6,17	5,45	2,36
25	1,366	1,74	3,13	5,07	2,45	2,78	4,90	4,26	2,05
30	1,312	1,56	2,57	3,86	2,09	2,32	3,64	3,28	1,78
35	1,253	1,41	2,17	2,80	1,75	1,95	2,80	2,45	1,55
40	1,190	1,30	1,74	2,11	1,53	1,63	2,04	1,91	1,39
45	1,125	1,20	1,45	1,60	1,44	1,38	1,60	1,50	1,25
50	1,060	1,12	1,25	1,25	1,18	1,22	1,24	1,22	1,14
55	0,997	1,04	1,04	0,960	1,04	1,04	0,995	0,972	1,04
60	0,938	0,965	0,948	0,771	0,944	0,951	0,788	0,819	0,954
65	0,884	0,885	0,852	0,602	0,860	0,859	0,625	0,671	0,870
70	0,838	0,814	0,755	0,490	0,787	0,768	0,522	0,571	0,790
75	0,800	0,760	0,675	0,400	0,733	0,696	0,448	0,490	0,735
80	0,772	0,729	0,627	0,354	0,683	0,650	0,393	0,445	0,695
85	0,756	0,690	0,562	0,305	0,645	0,592	0,354	0,401	0,655
90	0,750	0,684	0,630	0,280	0,614	0,568	0,324	0,381	0,637
95	0,756	0,688	0,530	0,259	0,610	0,568	0,305	0,366	0,639
100	0,772	0,697	0,514	0,240	0,613	0,558	0,293	0,354	0,644
105	0,800	0,705	0,514	0,228	0,620	0,561	0,283	0,347	0,650
110	0,838	0,716	0,514	0,218	0,638	0,566	0,276	0,342	0,655
115	0,884	0,730	0,514	0,211	0,660	0,568	0,274	0,341	0,663
120	0,938	0,760	0,514	0,205	0,686	0,588	0,273	0,344	0,673
125	0,997	0,800	0,530	0,202	0,711	0,598	0,274	0,352	0,710
130	1,060	0,846	0,546	0,200	0,742	0,622	0,276	0,362	0,755
135	1,125	0,890	0,562	0,201	0,770	0,644	0,283	0,373	0,785
140	1,190	0,944	0,578	0,202	0,812	0,672	0,293	0,388	0,831
145	1,253	1,01	0,611	0,205	0,850	0,710	0,302	0,406	0,885
150	1,312	1,07	0,659	0,209	0,909	0,762	0,310	0,424	0,966
155	1,366	1,15	0,707	0,212	0,958	0,818	0,319	0,446	1,03
160	1,412	1,24	0,755	0,215	1,006	0,876	0,325	0,471	1,11
165	1,450	1,32	0,803	0,219	1,05	0,932	0,332	0,494	1,18
170	1,477	1,40	0,852	0,222	1,09	0,989	0,336	0,516	1,27
175	1,494	1,47	0,916	0,224	1,13	1,055	0,340	0,536	1,33
180	1,500	1,50	0,932	0,225	1,15	1,074	0,342	0,544	1,37

модели атмосферы (менее 5%). Этот факт подтверждает вывод С. Д. Гутшабаша, что в приближенном методе Соболева было законным предположение о постоянстве индикатрисы рассеяния для всей атмосферы, так как по формуле (4) ошибка при предположении о постоянстве индикатрисы не превосходит 5—8% (по работе [2] ошибка не превосходит 10%).

Основываясь на работе [5], можно сделать вывод, что применяемый при схеме Шифрина и Минина метод Соболева оправдывается, так как

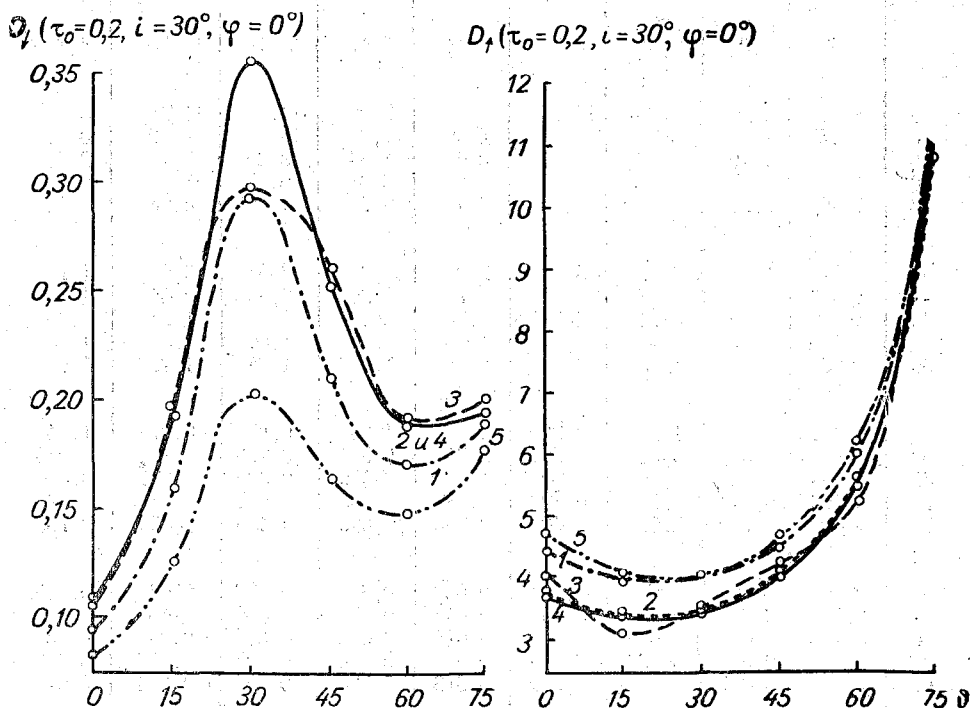


Рис. 1. Интенсивность восходящей и нисходящей радиации при альбедо $A=0$; $\tau_0 = 0,2$, $i = 30^\circ$, $\varphi = 0^\circ$ в зависимости от зенитного угла θ .

1—при индикатрисе $\overline{\chi_{VI}^{III}(\gamma)}$, по Соболеву; 2—при индикатрисе $\overline{\chi_{VI,I}(\gamma)}$, по Соболеву; 3—при индикатрисах χ_L , $\chi_{VI}(\gamma)$ и χ_L , $I(\gamma)$ по ИФА; 4—при индикатрисах $\chi_{VI}(\gamma)$ и $\chi_I(\gamma)$, по Соболеву; 5—при индикатрисе $\overline{\chi_{VI}(\gamma)}$, по Соболеву. 1, 2, 5—при однослойной модели атмосферы, 3 и 4—при двухслойной модели атмосферы.

ошибка метода Соболева не превышает ошибку моделирования реальной атмосферы [однослойная модель, взвешенная индикатриса $\overline{\chi^{III}(\gamma)}$ (1)], если оптическая толщина атмосферы $\tau_0 < 0,5$. Оценить применимость экспоненциальной модели атмосферы (в реальной атмосфере даже при нарушении общего экспоненциального хода аэрозольными слоями) можно, сравнив взвешенную индикатрису $\overline{\chi^{III}(\gamma)}$ (1) со средневзвешенной индикатрисой рассеяния, полученной по измерению в реальной атмосфере,

$$\chi_{cp}(\gamma) = \frac{1}{\tau_0} \int_0^{\tau_0} \chi(\tau, \gamma) d\tau. \quad (5)$$

Очевидно, что эти выводы справедливы только для расчета диффузно-пропущенной и диффузно-отраженной радиации всей атмосферой.

Для точного учета распределения значений интенсивности с высотой при наличии резко выраженной слоистой структуры реальной атмосферы, очевидно, надо применить многослойную модель атмосферы [6].

Вопрос об использовании той или другой модели должен решиться экспериментальным путем, т. е. измерениями в реальной атмосфере. Измерения В. Ф. Белова [7], А. Г. Лактионова [8], И. М. Уолдрема [15] и расчеты Г. Ш. Лившица [9] вертикального распределения функции рассеяния подтверждают, что для многих случаев характерна слоистая модель атмосферы. Но по расчетам А. Х. Хргиана [10], в которых он исходил из постоянства коэффициента перемешивания, концентрация частиц с высотой должна убывать по экспоненциальному закону. Это подтверждают исследования И. И. Гайворонского [11], показывающие, что число ядер конденсации убывает экспоненциально до высоты 4 км. Многочисленные измерения, проведенные различными авторами, суммированные в работе Р. Пендорфа [16], также показывают, что до высоты 4—5 км аэрозольный коэффициент ослабления в среднем экспоненциально убывает. Развита в работе [2] схема, как всякая теоретическая, может, естественно, относиться только к определенному среднему оптическому режиму атмосферы и не может претендовать на детальное описание бесконечного разнообразия различных оптических структур реальной атмосферы. Все имеющиеся сейчас экспериментальные данные подтверждают, что экспоненциальная схема, принятая в работе [2], безусловно, является самой подходящей простейшей схемой для описания среднего оптического режима. Введение в схему Шифрина и Минина аэрозольного слоя оправдывается только в том случае, если опыт подтвердит, что названная весьма простая схема явно недостаточна, так как введение даже одного слоя требует при схеме Шифрина и Минина увеличения исходных параметров [высота распределения слоя z_0 , оптическая толщина слоя τ_0 , индикатриса рассеяния в слое $\kappa_0 = (\gamma)$].

Некоторый интерес представляет введение в схему Шифрина и Минина аэрозольного слоя, который имеет постоянный коэффициент рассеяния во всей тропосфере. При этом аэрозоль делится на две части: 1) крупный аэрозоль, который имеет континентальное происхождение и экспоненциально убывает с высотой, 2) мелкий аэрозоль в небольшом количестве, который, по данным И. Подзимека [20], может иметь морское происхождение и распределение которого определяется общей синоптической ситуацией и крупномасштабной турбулентностью. Частично мелкий аэрозоль бывает космического происхождения. В первом приближении можем считать концентрацию мелкого аэрозоля в тропосфере постоянной. Некоторые экспериментальные данные указывают, что аэрозольные слои встречаются и в стратосфере [12], [17], [18], но все-таки основное количество частиц находится в тропосфере. Приведенная модель хорошо согласуется с экспериментальными данными работ Р. Пендорфа [16] и У. Круг-Пилстикера [19].

На основании вышеизложенного средневзвешенная индикатриса для всей атмосферы может быть получена по формуле

$$\kappa(\gamma) = \frac{p}{\tau_0} \kappa_p(\gamma) + \frac{q_1}{\tau_0} \kappa_{a,1}(\gamma) + \frac{q_2}{\tau_0} \kappa_{a,2}(\gamma), \quad (6)$$

где

$$\frac{p}{\tau_0} + \frac{q_1}{\tau_0} + \frac{q_2}{\tau_0} = 1,$$

$$p = \frac{a(0, \lambda_0)}{\alpha}, \quad q_1 = \frac{b_1(0, \lambda_0)}{\beta_1}, \quad q_2 = b_2(\lambda) z_a.$$

Коэффициент рассеяния при $\lambda = \lambda_0 = 0,550$ определяется

$$\sigma(z, \lambda_0) = a(0, \lambda_0) e^{-\alpha z} + b_1(0, \lambda_0) e^{-\beta_1 z} + b_2(\lambda_0), \quad (7)$$

где b_1 — коэффициент рассеяния на крупной аэрозоли, b_2 — коэффициент рассеяния на мелкой аэрозоли, z_a — высота тропосферы. Параметры, характеризующие крупную аэрозоль, определяются формулами:

$$\left. \begin{aligned} b_1(0, \lambda_0) &= \frac{3,91}{S_0} - a(0, \lambda_0) - b_2(\lambda_0) \\ \beta_1 &= \frac{b_1(0, \lambda_0)}{\tau_0 - \frac{a(0, \lambda_0)}{\alpha} - b_2(\lambda_0) z_a} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Если $\tau_0 = 0,2$, $S_0 = 50$, $b_2(\lambda_0) = 0,007 \frac{1}{\text{км}}$ (по данным работы [16]), то получим в тропосфере при $z > 5$ км, где практически нет крупной аэрозоли, метеорологическую дальность видимости $S = \frac{3,91}{a+b} = 207$ км и

$$\left. \begin{aligned} x_{a,1}(\gamma) &= \frac{4\pi}{b_1(0, \lambda_0)} [x_{VI}^*(\gamma) - x_I^*(\gamma)] \\ x_{a,2}(\gamma) &= \frac{4\pi}{b_2(\lambda_0)} [x_I^*(\gamma) - x_p^*(\gamma)] \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

где

$$\left. \begin{aligned} x_{VI}^*(\gamma) &= \frac{b_1(0, \lambda_0)}{4\pi} x_{VI}(\gamma) \\ x_I^*(\gamma) &= \frac{b_2(\lambda_0)}{4\pi} x_I(\gamma) \\ x_p^*(\gamma) &= \frac{a(0, \lambda_0)}{4\pi} x_p(\gamma) \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

— ненормированные индикатрисы рассеяния. Как видно из табл. 1, при указанных предположениях индикатриса рассеяния $x_{VI}(\gamma)$, рассчитанная по формуле (6), менее вытянута, чем индикатриса $x_{VI}^{III}(\gamma)$ (1), и нисходящие значения интенсивности уменьшены (см. рис. 1). Восходящие значения интенсивности, рассчитанные при индикатрисе $x_{VI}(\gamma)$ (6), незначительно отличаются от величин интенсивности, рассчитанных при индикатрисе $x_{VI}^{III}(\gamma)$ (1).

§ 3. О точности расчета наклонной дальности видимости

Видимость объекта, как известно, определяется контрастом K , который образует объект с фоном. Объект будет виден, если контраст больше порогового контраста ε . Контраст выражается формулой

$$K = \frac{F_1 - F_2}{F_1 + F_3}, \quad F_1 > F_2, \quad (11)$$

где F_1 , F_2 , F_3 — потоки энергии, воспринимаемые глазом, соответственно от объекта, фона и дымки:

$$\left. \begin{aligned} F_{1,2} &= \int B_{O, \Phi}^0(\lambda) e^{-\tau_0^z(\lambda) \sec \theta} \theta(\lambda) d\lambda \\ F_3 &= \int I(\lambda) \theta(\lambda) d\lambda \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

где $B_0^0(\lambda)$ и $B_\Phi^0(\lambda)$ — спектральная яркость объекта и фона, $I(\lambda)$ — интенсивность диффузного излучения, $\theta(\lambda)$ — спектральная чувствительность глаза, определяющаяся долей приходящего пучка, преобразуемого глазом в зрительное ощущение, λ — длина волны монохроматического излучения.

Величина K зависит от угла визирования или от дальности объекта L . Дальность видимости определяется из соотношения

$$K(L) = \varepsilon. \quad (13)$$

Обращая функцию $K(L)$, найдем

$$L = K^{-1}(\varepsilon). \quad (14)$$

Если предположить, что объект и фон — ортотропные поверхности, получим

$$B_{0, \Phi}(\lambda) = \frac{r_{0, \Phi}(\lambda)}{\pi} \bar{E}(\lambda), \quad (15)$$

где $r_{0, \Phi}(\lambda)$ — относительный коэффициент яркости, $\bar{E}(\lambda)$ — спектральная освещенность земной поверхности, вызванная как прямым излучением солнца, так и рассеянным атмосферой светом. Вводя относительную освещенность

$$E(\lambda) = \frac{\bar{E}(\lambda)}{\frac{1}{\pi} I_0(\lambda)} \quad (16)$$

и учитывая, что функция $I_0(\lambda) \theta(\lambda)$ изменяется много быстрее, чем остальные части в подынтегральной функции в формулах (12) [$I_0(\lambda) \theta(\lambda)$ имеет резко пикообразный характер с максимумом при $\lambda = \lambda_0 = 0,550$], получим приближенно из (12), (15), (16)

$$\left. \begin{aligned} F_{1, 2} &= \frac{r_{0, \Phi}(\lambda_0)}{\pi^2} E(\lambda_0) e^{-\tau_0^z(\lambda_0) \sec \vartheta} \int I_0(\lambda) \theta(\lambda) d\lambda \\ F_3 &= \frac{1}{\pi} D(\lambda_0) \int I_0(\lambda) \theta(\lambda) d\lambda \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

где
$$D(\lambda_0) = \frac{I(\lambda_0)}{\frac{1}{\pi} I_0(\lambda_0)}.$$

Тогда из (12) получим

$$K = \frac{K_0}{1 + f(\lambda_0)}, \quad (18)$$

где $K_0 = \frac{r_0(\lambda_0) - r_\Phi(\lambda_0)}{r_0(\lambda_0)}$ — начальный контраст.

Величина

$$f(\lambda_0) = \frac{\pi D(\lambda_0)}{r_0(\lambda_0) E(\lambda_0) e^{-\tau_0^z \sec \vartheta}} \quad (19)$$

есть коэффициент задымленности.

Получаем относительную ошибку контраста

$$\left| \frac{\Delta K}{K} \right| = \left| \frac{\Delta K_0}{K_0} \right| + \left| \frac{\Delta f}{1 + f} \right|. \quad (20)$$

Теперь предположим, что будем на некоторой высоте τ_0^H определять негоризонтальную дальность видимости. Тогда для относительной ошибки коэффициента задымленности получим из (19) следующее выражение:

$$\left| \frac{\Delta f}{f} \right| = \left| \frac{\Delta D}{D} \right| + \left| \frac{\Delta E}{E} \right| + \left| \frac{\Delta r_0}{r_0} \right| + \left| \tau_0^H \Delta(\sec \vartheta) \right| + \left| \Delta \tau(\sec \vartheta) \right|. \quad (21)$$

Так как

$$L = H \sec \vartheta, \quad \Delta L = H \Delta (\sec \vartheta),$$

то получим

$$\frac{\Delta L}{L} = \frac{\Delta (\sec \vartheta)}{\sec \vartheta}. \quad (22)$$

Учитывая, что $f = \frac{K_0}{K} - 1$ и $\frac{f}{1+f} = 1 - \frac{K_0}{K} \approx 1$, если $K \ll K_0$,

получим

$$\left| \frac{\Delta K}{K} \right| = \left| \frac{\Delta K_0}{K_0} \right| + \left| \frac{\Delta D}{D} \right| + \left| \frac{\Delta E}{E} \right| + \left| \frac{\Delta r_0}{r_0} \right| + \left| \tau_0^H \frac{\Delta L}{L} \sec \vartheta \right| + \left| \Delta \tau \sec \vartheta \right|. \quad (23)$$

Если учесть, что

$$E(\tau, i) = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\frac{\pi}{2}} D(\tau, \vartheta, \varphi) \cos \vartheta \sin \vartheta d\vartheta + I_0 \cos i e^{-\tau \sec i}, \quad (24)$$

то

$$\frac{\Delta E}{E} \ll \frac{\Delta D}{D}. \quad (25)$$

Как видно из работы [13], при сферической индикатрисе, при $\tau_0 = 0,6$, расчеты по методу Соболева дают $\frac{\Delta E}{E} \approx 1\%$, но из работы [5] видим, что $\frac{\Delta D}{D}$ достигает 13%.

Если при расчете дальности видимости предположить, что физические параметры K_0 , $K = \varepsilon$, τ_0^H , τ_0 — точные величины, то, учитывая (23) и (25), получим

$$\frac{\Delta L}{L} = \frac{1}{\tau_0^H \sec \vartheta} \frac{\Delta D}{D}. \quad (26)$$

Отметим, что формула (26) не может быть использована при $\vartheta \rightarrow 0$, так как тогда из (26) получим, что $\frac{\Delta L}{L} \rightarrow 0$.

Этот парадокс, по-видимому, происходит оттого, что формула (11) не имеет предельного перехода на случай горизонтальной видимости, т. е. из формулы (11) при $\vartheta = \frac{\pi}{2}$ получим неопределенность, так как $\sec \frac{\pi}{2} = \infty$, $\lim_{z \rightarrow 0} \tau_0^z = 0$. Но по физическому смыслу $\frac{\Delta L}{L} \geq \frac{\Delta L_r}{L_r}$, где L_r — горизонтальная дальность видимости.

Из общей теории горизонтальной дальности видимости при одинаковом удалении объекта и фона от наблюдателя l для контраста получим

$$K = \frac{(B_0^0 - B_\Phi^0) e^{-\sigma l}}{B_0^0 e^{-\sigma l} + D_B}, \quad B_0^0 > B_\Phi^0, \quad (27)$$

где D_B — яркость воздуха, находящегося между наблюдателем и объектом, σ — коэффициент ослабления.

Если $K \rightarrow \varepsilon$, $L \rightarrow L_r$, учитывая, что

$$D_B = B(1 - e^{-\sigma L_r}), \quad (28)$$

где

$$B = \sigma \left(\vartheta = \frac{\pi}{2}, i, \varphi \right) \cos i \quad (29)$$

— яркость бесконечно протяженного слоя воздуха в направлении на объект (световоздушный коэффициент), получим из формулы (27) для горизонтальной дальности видимости

$$L_r = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{B_0^0 - B_\phi^0 - \varepsilon (B_0^0 - B)}{\varepsilon B}. \quad (30)$$

Из уравнения (27) можно получить приближенную формулу для относительной ошибки горизонтальной дальности видимости

$$\frac{\Delta L_r}{L_r} = \frac{1}{\sigma L_r} \frac{\Delta B}{B}. \quad (31)$$

Если предположить, что $\frac{\Delta L}{L} \geq \frac{\Delta L_r}{L_r}$ и $\frac{\Delta B}{B} = \frac{\Delta D}{D}$, получим из (26) и (31) критический угол, до которого формула (26) применима

$$\vartheta_{кр} = \arccos \frac{\tau_0^H}{\sigma L_r}. \quad (32)$$

Так как при слабой дымке дальность видимости довольно большая (особенно негоризонтальная дальность видимости, так как $L > L_r$), то в формуле (26) величина $\sec \vartheta$ должна быть большая, т. е. $\sec \vartheta \tau_0^H \approx 1$, и величина ошибки расчета негоризонтальной дальности видимости должна быть такого же порядка, как и величина ошибки расчета яркости дымки.

Для примера мы рассчитали дальность видимости при следующих параметрах: $S_0 = 20$ км, $\tau_0 = 0,3$, $i = 40^\circ$, $\varphi = 0^\circ$, $\varepsilon = 0,02$, $r_0(\lambda_0 = 0,55 \mu) = 0,081$, $r_\phi(\lambda_0) = 0,049$, $\kappa_{VI}^{III}(\gamma) = 0,125 \frac{1}{\text{км}}$, $\beta = 0,898 \frac{1}{\text{км}}$, $a = 1,19 \cdot 10^{-2} \frac{1}{\text{км}}$, $b = 0,184 \frac{1}{\text{км}}$, $\sigma(0) = 0,196 \frac{1}{\text{км}}$ и получили $\frac{\Delta B}{B} = 10\%$, $K_0 = 0,4$, $L_r = 6,9$ км, $\frac{\Delta L_r}{L_r} = 7,5\%$, $\tau_0^{H=2 \text{ км}} = 0,181$, $L = 13,6$ км, $\vartheta = 82^\circ$, $\frac{\Delta L}{L} = 7,7\%$, $\vartheta_{кр} \approx 87^\circ$, $\vartheta < \vartheta_{кр}$.

Надо заметить, что проведенная оценка точности расчета негоризонтальной дальности видимости довольно грубая (сделано ряд упрощений: при данной схеме не учитывается рефракция, мерцание и т. д.), но должна все-таки дать правильный порядок величины ошибки.

Выводы

1. Применение при расчете наклонной дальности видимости по схеме Шифрина и Минина метода Соболева оправдывается, если оптическая толщина атмосферы $\tau_0 < 0,5$, так как ошибка метода Соболева при $\tau_0 < 0,5$ не превышает неточность учета физических свойств атмосферы (упрощение вертикального профиля реальной атмосферы, предположе-

ние, что индикатриса рассеяния постоянна для данного слоя атмосферы и не зависит от длины волны света и др.).

2. Ошибки при расчете негоризонтальной дальности видимости в основном определяются ошибками расчета яркости воздушной дымки, и порядок величины этих ошибок одинаков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев В. В. Приближенное решение задачи о рассеянии света в среде с произвольной индикатрисой рассеяния. Астр. журнал, 20, № 5—6. 1943.
2. Шифрин К. С. и Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости. Труды ГГО, вып. 68. 1957.
3. Фейгельсон Е. М., Малкевич М. С., Коган С. Я., Коронатова Д. Т., Глазова К. С., Кузнецова М. А. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии, часть I. Труды ИФА, № 1, 1958.
4. Гутшабаш С. Д. Рассеяние света в среде с меняющейся индикатрисой рассеяния. Ученые записки ЛГУ, сер. матем., вып. 25, № 153. 1952.
5. Авасте О. А. О точности приближенного метода расчета яркости атмосферной дымки. Труды совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Рукопись.
6. Авасте О. А. Яркость воздушной дымки в многослойной атмосфере (см. настоящий сборник).
7. Белов В. Ф. Исследование индикатрисы рассеяния в тропосфере и нижней стратосфере. Труды ЦАО, вып. 23. 1957.
8. Лактионов А. Г. Распределение частиц аэрозоля в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3. 1958.
9. Лившиц Г. Ш. Изменение с высотой индикатрисы рассеяния света в земной атмосфере и яркость дневного неба. Изв. Астрофиз. ин-та АН КазССР, V, вып. 7. 1957.
10. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. ГИТТЛ. 1958.
11. Гайворонский И. И. О ядрах конденсации в свободной атмосфере. Труды ЦАО, вып. 4. 1949.
12. Морозов В. М. Измерение яркости дневного неба фотоэлектрическими фотометрами, поднимаемыми на ракетах. УФН, 53, № 1. 1954.
13. Махоткин Л. Г. О способах вычисления рассеянной освещенности при ясном небе. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1953.
14. Foitzik L., Zschaek H. Messungen der Spektralen Zerstreuungsfunktion bodennaher Luft bei guter Sicht, Dunst und Nebel. Zeit. f. Meteor., 7, Nr. 1, 1953.
15. Waldram J. M. Measurements of the photometric properties of the upper atmosphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 71, Nr. 309/310. 1945.
16. Penndorf R. The vertical distribution of Mie—particles, in the troposphere. Journ. of Meteorol., 11, Nr. 3, 1954.
17. Morozov V. M. Nonmolecular light scattering in the high atmosphere layers. Mém. Société Roy. Sci. Liège, Ser. 4. XVIII, Fasc. 1. 1957.
18. Miley A. H., Cullington E. H., Bedinger J. F. Day—sky brightness measured by rocketborne photoelectric photometers. Transactions Am. Geophys. Union, 34, Nr. 5. 1953.
19. Fett W. Der atmosphärische Staub. VER DVW, Berlin, (s. 84). 1958.
20. Podzimek J. Measurement of the concentration of large and giant chloride condensation nuclei during flight. Studia Geophys. et Geod. (Českosl. Acad. VED) 3, Nr. 3. 1959.

ЯРКОСТЬ ВОЗДУШНОЙ ДЫМКИ В МНОГОСЛОЙНОЙ АТМОСФЕРЕ

Выводятся формулы яркости неба и атмосферной дымки приближенным методом В. В. Соболева для двухслойной и многослойной модели атмосферы, которые удобно использовать при ступенчатой аппроксимации оптических характеристик с высотой.

§ 1. Введение

Расчет яркости атмосферной дымки содержит, в сущности, полное решение задачи переноса излучения в земной атмосфере с учетом оптических свойств как самой атмосферы, так и подстилающей поверхности. Очень важной, но до сих пор недостаточно изученной характеристикой атмосферы является распределение атмосферного аэрозоля. Многочисленные измерения различных авторов, суммированные в работе Р. Пендорфа [1], показывают, что до высоты 4—5 км аэрозольный коэффициент ослабления в среднем экспоненциально убывает. Исходя из такого предположения, Шифриным и Мининым введена средневзвешенная индикатриса рассеяния для всей атмосферы и предложена весьма простая схема расчета спектральной дальности видимости [2]. Основываясь на экспоненциальной модели атмосферы, яркость неба и яркость воздушной дымки табулированы для многих значений параметров в работе [8]. Измерения И. М. Уолдрема [12], В. Ф. Белова [9] и расчеты Г. Ш. Лившица [10] подтверждают, что во многих случаях характерна резко выраженная слоистая модель атмосферы.

Строгое решение задачи переноса излучения для довольно общего случая (с изменяющейся индикатрисой рассеяния по высоте) без использования быстродействующих электронно-вычислительных машин весьма затруднительно. Поэтому в работе [3] учитывая, что еще нет достаточно надежного экспериментального материала об изменении индикатрисы рассеяния с высотой, ни разработанной методики точного решения уравнения переноса излучения при индикатрисе, зависящей от высоты, использована двухслойная модель атмосферы.

В настоящей статье выведены формулы яркости неба и атмосферной дымки приближенным методом Соболева [1] для двухслойной и многослойной моделей атмосферы, которые удобно использовать при ступенчатой аппроксимации оптических характеристик с высотой.

§ 2. Двухслойная модель атмосферы

Для оценки точности метода Соболева путем сопоставления с расчетами ИФА решим задачу рассеяния света при двухслойной модели атмосферы упомянутым методом. Выведем формулы для коэффициен-

тов яркости диффузно-отраженного $\bar{\rho}$ (ϑ , i , φ) и диффузно-пропущенного $\bar{\sigma}$ ($\pi - \vartheta$, i , φ) средой излучения. Рассмотрим рассеивающую среду, состоящую из двух слоев, ограниченных параллельными плоскостями (рис. 1). Предположим, что коэффициент рассеяния $\sigma(z)$ зависит только от глубины данного места, а индикатриса рассеяния для одного слоя

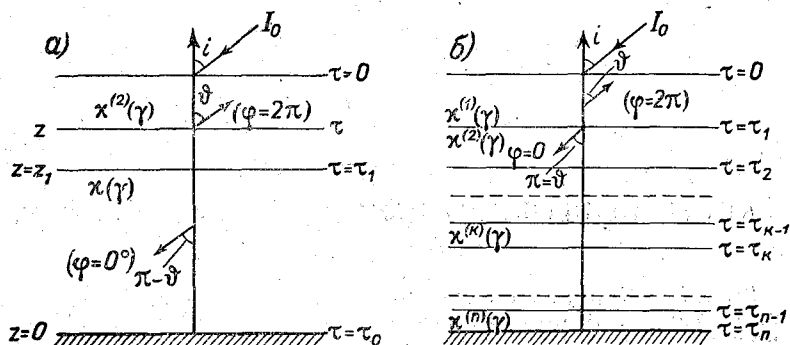


Рис. 1. Двухслойная модель атмосферы (а) и многослойная модель атмосферы (б).

постоянная [в верхнем слое $\kappa^{(R)}(\lambda)$, в нижнем $\kappa(\gamma)$], γ — угол рассеяния. Оптическую глубину отсчитывает от верхней границы атмосферы

$$\tau = \tau_z^\infty = \int_z^\infty \sigma(z) dz, \quad (1)$$

где z — расстояние данного места от нижней границы атмосферы.

Оптическая толщина всей атмосферы

$$\tau_0 = \tau_0^\infty = \int_0^\infty \sigma(z) dz. \quad (2)$$

Оптическую толщину верхнего слоя будем обозначать через τ_1 .

Обозначим через $I_0(\lambda)$ плотность потока солнечного излучения, падающего на верхнюю границу атмосферы, через i угол падения этого излучения. Обозначим через $I(\tau, \vartheta, \varphi)$ интенсивность диффузного излучения на глубине τ , идущего в направлении, характеризуемом углом ϑ с внешней нормалью и азимутом φ , который мы отсчитываем от плоскости, составляемой солнечным лучом и вертикалом (против солнца $\varphi = 0^\circ$, по солнцу $\varphi = 180^\circ$), через $\sigma(\tau) B(\tau, \vartheta, \varphi)$ — количество энергии, излучаемой единицей объема за 1 сек. в единичном угле на той же глубине и в том же направлении.

Мы имеем следующие уравнения для определения величин $I(\tau, \vartheta, \varphi)$ и $B(\tau, \vartheta, \varphi)$:

$$\left. \begin{aligned} -\cos \vartheta \frac{dI(\tau, \vartheta, \varphi)}{d\tau} &= B(\tau, \vartheta, \varphi) - I(\tau, \vartheta, \varphi) \\ B(\tau, \vartheta, \varphi) &= \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^\pi I(\tau, \vartheta', \varphi') \kappa(\gamma') \sin \vartheta' d\vartheta' + \frac{I_0}{4\pi} \kappa(\gamma) e^{-\tau \sec i} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

где

$$\left. \begin{aligned} \cos \gamma &= -\cos \vartheta \cos i + \sin \vartheta \sin i \cos \varphi \\ \cos \gamma' &= \cos \vartheta \cos \vartheta' + \sin \vartheta \sin \vartheta' \cos(\varphi - \varphi') \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Индикатриса рассеяния $\kappa(\gamma)$ в (3) предполагается нормированной, т. е.

$$\int \frac{\kappa(\gamma)}{4\pi} d\omega = 1, \quad (5)$$

или, так как

$$d\omega = \sin \gamma d\gamma d\varphi, \quad (5^*)$$

$$\frac{1}{2} \int_0^\pi \kappa(\gamma) \sin \gamma d\gamma = 1.$$

В приближении Соболева [4] решение уравнений (3) имеет вид

$$B(\tau, \vartheta, \varphi) = J_0(\tau) - x_1 H(\tau) \cos \vartheta + \frac{I_0}{4\pi} \kappa(\gamma) e^{-\tau \sec i}, \quad (6)$$

где

$$x_1 = \frac{3}{2} \int_0^\pi \kappa(\gamma) \sin \gamma \cos \gamma d\gamma, \quad (7)$$

$$J_0(\tau) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^\pi I(\tau, \vartheta, \varphi) \sin \vartheta d\vartheta, \quad (8)$$

$$H(\tau) = -\frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^\pi I(\tau, \vartheta, \varphi) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta. \quad (9)$$

Величина $J_0(\tau)$ есть средняя интенсивность диффузного излучения в данном месте, а величина $4\pi H(\tau)$ — поток диффузного излучения в направлении возрастающих значений τ . Переходя на безразмерные величины

$$D(\tau, \vartheta, \varphi) = \frac{I(\tau, \vartheta, \varphi)}{I_0/\pi}, \quad \bar{J}(\tau) = \frac{J_0(\tau)}{I_0/\pi}, \quad \bar{H}(\tau) = \frac{H(\tau)}{I_0/\pi},$$

$$\bar{B}(\tau, \vartheta, \varphi) = \frac{B(\tau, \vartheta, \varphi)}{I_0/\pi}, \quad (10)$$

в приближении Соболева можем написать:

$$\bar{J}_0(\tau) = C - (3 - x_1) F \tau - \frac{3}{4} e^{-\tau \sec i} \cos^2 i, \quad (11)$$

$$\bar{H}(\tau) = F - \frac{1}{4} e^{-\tau \sec i} \cos i, \quad (12)$$

где C и F — постоянные, определяемые из граничных условий.

При двухслойной модели атмосферы для относительных величин восходящей и нисходящей радиации получим выражения:

$$\left. \begin{aligned} D_{\uparrow}^{(R)}(\tau, \vartheta, \varphi) &= \int_{\tau}^{\tau_1} \bar{B}(\tau', \vartheta, \varphi) e^{-(\tau' - \tau) \sec \vartheta} \sec \vartheta d\tau' + \\ &+ D_{\uparrow}(\tau_1, \vartheta, \varphi) e^{-(\tau_1 - \tau) \sec \vartheta}, \quad \vartheta < \frac{\pi}{2} \\ D_{\downarrow}^{(R)}(\tau, \vartheta, \varphi) &= - \int_0^{\tau} \bar{B}(\tau', \vartheta, \varphi) e^{-(\tau' - \tau) \sec \vartheta} \sec \vartheta d\tau', \\ &\vartheta > \frac{\pi}{2}, \quad \text{где } 0 < \tau < \tau_1 \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

$$\left. \begin{aligned}
 D_{\uparrow}(\tau, \vartheta, \varphi) &= \int_{\tau}^{\tau_0} \bar{B}(\tau', \vartheta, \varphi) e^{-(\tau' - \tau) \sec \vartheta} \sec \vartheta d\tau' + \\
 &\quad + D_{\uparrow}(\tau_0, \vartheta, \varphi) e^{-(\tau_0 - \tau) \sec \vartheta}, \quad \vartheta < \frac{\pi}{2} \\
 D_{\downarrow}(\tau, \vartheta, \varphi) &= - \int_{\tau_1}^{\tau} \bar{B}(\tau', \vartheta, \varphi) e^{-(\tau' - \tau) \sec \vartheta} \sec \vartheta d\tau' + \\
 &\quad + D_{\downarrow}^{(R)}(\tau_1, \vartheta, \varphi) e^{-(\tau_1 - \tau) \sec \vartheta}, \quad \vartheta > \frac{\pi}{2}
 \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

где $\tau_1 < \tau < \tau_0$

Индексом (R) обозначены величины, относящиеся к верхнему слою, величины без индекса относятся к нижнему слою.

Учитывая формулы (6÷12), из формул (13) и (14) получим:

$$\begin{aligned}
 D_{\uparrow}^{(R)}(\tau, \vartheta, \varphi) &= (C^{(R)} - 3F^{(R)} \cos \vartheta) (1 - e^{-(\tau_1 - \tau) \sec \vartheta}) - \\
 &\quad - (3 - x_1^{(R)}) F^{(R)} (\tau - \tau_1 e^{-(\tau_1 - \tau) \sec \vartheta}) + \\
 &\quad + (x^{(R)}(\gamma) + x_1^{(R)} \cos \vartheta \cos i - \\
 &\quad - 3 \cos^2 i) \frac{\sec \vartheta}{4} e^{\tau \sec \vartheta} \frac{e^{-\tau(\sec \vartheta + \sec i)} - e^{-\tau_1(\sec \vartheta + \sec i)}}{\sec \vartheta + \sec i} + \\
 &\quad + D_{\uparrow}(\tau_1, \vartheta, \varphi) e^{-(\tau_1 - \tau) \sec \vartheta}, \quad \vartheta < \frac{\pi}{2},
 \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned}
 D_{\downarrow}^{(R)}(\tau, \pi - \vartheta, \varphi) &= (C^{(R)} + 3F^{(R)} \cos \vartheta) (1 - e^{-\tau \sec \vartheta}) - (3 - x_1^{(R)}) F^{(R)} \tau + \\
 &\quad + (x^{(R)}(\gamma) - x_1^{(R)} \cos \vartheta \cos i - 3 \cos^2 i) \frac{\sec \vartheta}{4} \frac{e^{-\tau \sec i} - e^{-\tau \sec \vartheta}}{\sec \vartheta - \sec i}, \\
 &\quad \vartheta < \frac{\pi}{2},
 \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned}
 D_{\uparrow}(\tau, \vartheta, \varphi) &= (C - 3F \cos \vartheta) (1 - e^{-(\tau_0 - \tau) \sec \vartheta}) - \\
 &\quad - (3 - x_1) F (\tau - \tau_0 e^{-(\tau_0 - \tau) \sec \vartheta}) + \\
 &\quad + (x(\gamma) + x_1 \cos \vartheta \cos i - 3 \cos^2 i) \frac{\sec \vartheta}{4} e^{\tau \sec \vartheta} \frac{e^{-\tau(\sec \vartheta + \sec i)} - e^{-\tau_0(\sec \vartheta + \sec i)}}{\sec \vartheta + \sec i} + \\
 &\quad + D_{\uparrow}(\tau_0, \vartheta, \varphi) e^{-(\tau_0 - \tau) \sec \vartheta}, \quad \vartheta < \frac{\pi}{2},
 \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned}
 D_{\downarrow}(\tau, \pi - \vartheta, \varphi) &= (C + 3F \cos \vartheta) (1 - e^{-(\tau - \tau_1) \sec \vartheta}) - \\
 &\quad - (3 - x_1) F (\tau - \tau_1 e^{-(\tau - \tau_1) \sec \vartheta}) + \\
 &\quad + (x(\gamma) - x_1 \cos \vartheta \cos i - 3 \cos^2 i) \frac{\sec \vartheta}{4} e^{-\tau \sec \vartheta} \frac{e^{-\tau(\sec i - \sec \vartheta)} - e^{-\tau_1(\sec i - \sec \vartheta)}}{\sec \vartheta - \sec i} + \\
 &\quad + D_{\downarrow}^{(R)}(\tau_1, \pi - \vartheta, \varphi) e^{-(\tau - \tau_1) \sec \vartheta}, \quad \vartheta < \frac{\pi}{2}.
 \end{aligned} \quad (18)$$

В формуле (17) $D_{\uparrow}(\tau_0, \vartheta, \varphi)$ — диффузная радиация, отраженная от подстилающей поверхности. Отметим, что в формулах (16) и (18) мы заменили ϑ на $\pi - \vartheta$, так что во всех формулах $\vartheta < \frac{\pi}{2}$. В формулах (15) и (17) $\cos \gamma$ определяется по первому из равенств (4), в формулах (16) и (18) по уравнению

$$\cos \gamma = \cos \vartheta \cos i + \sin \vartheta \sin i \cos \varphi. \quad (19)$$

Постоянные $C^{(R)}$, $F^{(R)}$, C и F находим из граничных условий:

$$I_{\downarrow}^{(R)}(0, \pi - \vartheta, \varphi) = 0, \quad (20)$$

$$I_{\downarrow}^{(R)}(\tau_1, \pi - \vartheta, \varphi) = I_{\downarrow}(\tau_1, \pi - \vartheta, \varphi), \quad (21)$$

$$I_{\uparrow}^{(R)}(\tau_1, \vartheta, \varphi) = I_{\uparrow}(\tau_1, \vartheta, \varphi) \quad (22)$$

и для потока, отраженного от земной поверхности,

$$F_{\uparrow}(\tau_0) = AF_{\downarrow}(\tau_0),$$

где A — альbedo подстилающей поверхности и

$$F_{\uparrow}(\tau_0) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} I_{\uparrow}(\tau_0, \vartheta, \varphi) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta d\varphi. \quad (23)$$

Тогда

$$F_{\uparrow}(\tau_0) = A \left[I_0 e^{-\tau_0 \sec i} \cos i + \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} I_{\downarrow}(\tau_0, \pi - \vartheta, \varphi) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta d\varphi \right], \quad \vartheta < \frac{\pi}{2}. \quad (24)$$

Предполагается, что отражение от подстилающей поверхности происходит по закону Ламберта. Тогда из формул (23), (24) получим

$$I_{\uparrow}(\tau_0, \vartheta, \varphi) = \frac{A}{\pi} \left[I_0 e^{-\tau_0 \sec i} \cos i + \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} I_{\downarrow}(\tau_0, \pi - \vartheta, \varphi) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta d\varphi \right], \quad \vartheta < \frac{\pi}{2}. \quad (25)$$

Граничные условия для функций $J_0(\tau)$ и $H(\tau)$ получим из работы [4]:

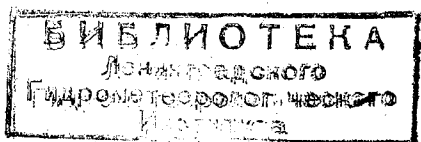
$$2H^{(R)}(0) = -J_0^{(R)}(0), \quad (26)$$

$$H^{(R)}(\tau_1) = H(\tau_1), \quad (27)$$

$$J_0^{(R)}(\tau_1) = J_0(\tau_1), \quad (28)$$

а из формулы (25) получим

$$J_0(\tau_0) - 2H(\tau_0) = A [J_0(\tau_0) + 2H(\tau_0) + e^{-\tau_0 \sec i} \cos i]. \quad (29)$$



Теперь, учитывая (11) и (12), из (27) получим, что

$$F^{(R)} = F, \quad (30)$$

из (28) получим

$$C = C^{(R)} - \frac{1}{4} (x_1 - x_1^{(R)}) F \tau_0, \quad (31)$$

из (26) и (29) определим:

$$C^{(R)} = \frac{\cos i}{2} \left(1 + \frac{3}{2} \cos i \right) - 2F, \quad (32)$$

$$2F = \frac{(1-A) R(\tau_0, i) \cos i}{4 + (1-A) [(3-x_1) \tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)}) \tau_1]}, \quad (33)$$

где

$$R(\tau_0, i) = 1 + \frac{3}{2} \cos i + \left(1 - \frac{3}{2} \cos i \right) e^{-\tau_0 \sec i}. \quad (34)$$

$R(\tau_0, i)$ затабулирована в работе [4] для i от 0 до 90° через 10° и τ_0 от 0,1 до 1 через 0,1, от 1 до 5 через 1 и $\tau_0 = \infty$.

Учитывая (29) для $D_{\uparrow}(\tau_0, \vartheta, \varphi)$ в формуле (17), получим

$$D_{\uparrow}(\tau_0, \vartheta, \varphi) = A \left[C + 2F - (3 - x_1) F \tau_0 + \right. \\ \left. + \frac{1}{2} \cos i \left(1 - \frac{3}{2} \cos i \right) e^{-\tau_0 \sec i} \right]. \quad (35)$$

Коэффициенты яркости $\bar{\rho}(\vartheta, \varphi)$ и $\bar{\sigma}(\pi - \vartheta, \varphi)$ определяются соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} I_{\uparrow}^{(R)}(0, \vartheta, \varphi, i) &= \frac{I_0}{\pi} \bar{\rho}(\vartheta, \varphi, i) \cos i \\ I_{\uparrow}^{(R)}(\tau_0, \pi - \vartheta, \varphi, i) &= \frac{I_0}{\pi} \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, \varphi, i) \cos i \end{aligned} \right\} \quad (36)$$

или

$$\left. \begin{aligned} \bar{\rho}(\vartheta, \varphi, i) &= D_{\uparrow}^{(R)}(0, \vartheta, \varphi, i) \sec i \\ \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, \varphi, i) &= D_{\uparrow}(\tau_0, \pi - \vartheta, \varphi, i) \sec i \end{aligned} \right\} \quad (37)$$

Формулы (37) могут быть представлены в виде:

$$\left. \begin{aligned} \bar{\rho}(\vartheta, \varphi, i) &= \rho_1(\vartheta, \varphi, i) + \Delta \bar{\rho}(\vartheta, i) \\ \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, \varphi, i) &= \sigma_1(\pi - \vartheta, \varphi, i) + \Delta \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, i) \end{aligned} \right\} \quad (38)$$

где члены ρ_1 и σ_1 учитывают рассеяние первого порядка, а члены $\Delta \bar{\rho}$ и $\Delta \bar{\sigma}$ — рассеяние высших порядков.

Отметим, что черта сверху в формулах для коэффициентов яркости обозначает, что учтено альбедо $A > 0$. Учитывая формулы (30-35), из

формулы (15÷18) после несложных, но довольно громоздких выкладок получим

$$\rho_1(\vartheta, i, \varphi) = \kappa(\gamma) \rho_0(\tau_0, \vartheta, i) - [\kappa(\gamma) - \kappa^{(R)}(\gamma)] \rho_0(\tau_1, \vartheta, i), \quad (39)$$

где

$$\rho_0(\tau, \vartheta, i) = \frac{\sec \vartheta \sec i}{4(\sec \vartheta + \sec i)} (1 - e^{-\tau(\sec i + \sec \vartheta)}) \quad (40)$$

— коэффициент яркости диффузно-отраженного излучения при изотропном (сферическая индикатриса) рассеянии,

$$\sigma_1(\pi - \vartheta, i, \varphi) = \kappa(\gamma) \sigma_0(\tau_0, \pi - \vartheta, i) - [\kappa(\gamma) - \kappa^{(R)}(\gamma)] e^{-(\tau_0 - \tau_1) \sec \vartheta} \sigma_0(\tau_1, \pi - \vartheta, i), \quad (41)$$

где

$$\sigma_0(\tau, \pi - \vartheta, i) = \frac{\sec \vartheta \sec i}{4(\sec \vartheta - \sec i)} (e^{-\tau \sec i} - e^{-\tau \sec \vartheta}) \quad (42)$$

— коэффициент яркости диффузно-пропущенного излучения при изотропном рассеянии.

Если $\pi - \vartheta = i$, то

$$\sigma_0(\tau, i, i) = \frac{\tau}{4} \sec^2 i e^{-\tau \sec i}. \quad (42^*)$$

Для членов в формулах (38), учитывающих рассеяние высших порядков, получим:

$$\begin{aligned} \Delta \bar{\rho}(\vartheta, i) = & 1 - \frac{(1-A) R(\tau_0, i) R(\tau_0, \vartheta)}{4 + (1-A) [(3-x_1) \tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)}) \tau_1]} + \\ & + [(3+x_1) \cos \vartheta \cos i - 2(\cos \vartheta + \cos i)] \rho_0(\tau_0, \vartheta, i) - \\ & - (x_1 - x_1^{(R)}) \cos \vartheta \cos i \rho_0(\tau_1, \vartheta, i), \end{aligned} \quad (43).$$

$$\begin{aligned} \Delta \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, i) = & \frac{R(\tau_0, i) [(1-A) R(\tau_0, \vartheta) + 2A]}{4 + (1-A) [(3-x_1) \tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)}) \tau_1]} - \\ & - \frac{1}{2} (e^{-\tau_0 \sec i} + e^{-\tau_0 \sec \vartheta}) - (3+x_1) \cos \vartheta \cos i \sigma_0(\tau_0, \pi - \vartheta, i) + \\ & + (x_1 - x_1^{(R)}) \cos \vartheta \cos i e^{-(\tau_0 - \tau_1) \sec \vartheta} \sigma_0(\tau_1, \pi - \vartheta, i). \end{aligned} \quad (44)$$

Отметим, что в работе [4] даны подробные таблицы величин ρ_0 и σ_0 для разных значений τ_0 , ϑ и i .

Из (39÷44) легко увидеть, что если $\kappa(\gamma) = \kappa^{(R)}(\gamma)$, то мы получим случай однослойной модели атмосферы, решение которой дано в [4]. Отметим, что наше решение для двухслойной модели атмосферы в частном случае, когда в верхнем слое рассеяние будет релеевским, т. е. $\kappa^{(R)}(\gamma) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \gamma)$ и $x_1^{(R)} = 0$, совпадает с решением этой же задачи, данным С. Д. Гутшабаем [5].

Если в формулах (43) и (44) $A = 0$, то получим:

$$\begin{aligned} \Delta \rho(\vartheta, i) = & 1 - \frac{R(\tau_0, i) R(\tau_0, \vartheta)}{4 + (3-x_1) \tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)}) \tau_1} + \\ & + [(3+x_1) \cos \vartheta \cos i - 2(\cos \vartheta + \cos i)] \rho_0(\tau_0, \vartheta, i) - \\ & - (x_1 - x_1^{(R)}) \cos \vartheta \cos i \rho_0(\tau_1, \vartheta, i), \end{aligned} \quad (45)$$

$$\Delta\sigma(\pi - \vartheta, i) = \frac{R(\tau_0, i) R(\tau_0, \vartheta)}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1} - \\ - \frac{1}{2} (e^{-\tau_0 \sec \vartheta} + e^{-\tau_0 \sec i}) - (3 + x_1) \cos \vartheta \cos i \sigma_0(\tau_0, \pi - \vartheta, i) + \\ + (x_1 - x_1^{(R)}) \cos \vartheta \cos i e^{-(\tau_0 - \tau_1) \sec \vartheta} \sigma_0(\tau_1, \pi - \vartheta, i). \quad (46)$$

Из сравнения формул (45) и (46) с формулами (43) и (44) видно, что формулы с учетом альбедо ($A \neq 0$) можно получить из (45) и (46) путем введения поправок:

$$\Delta\bar{\rho} - \Delta\rho = \frac{4A}{1 - A \frac{(3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1}} \times \\ \times \frac{R(\tau_0, i)}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1} \cdot \frac{R(\tau_0, \vartheta)}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1}, \quad (47)$$

$$\Delta\bar{\sigma} - \Delta\sigma = \frac{4A}{1 - A \frac{(3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1}} \times \\ \times \frac{R(\tau_0, i)}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1} \left[\frac{1}{2} - \frac{R(\tau_0, \vartheta)}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1} \right]. \quad (48)$$

По аналогии с однослойной моделью атмосферы [4] отметим, что величина $\frac{2R(\tau_0, i)}{4 + (3 - x_1)\tau_0 + (x_1 - x_1^{(R)})\tau_1}$ представляет собой отношение освещенности нижней границы среды к освещенности верхней границы сверху (при $A=0$).

§ 3. Многослойная модель атмосферы

В реальной атмосфере индикатриса рассеяния $\kappa(\tau, \gamma)$ изменяется с высотой. Гутшабашем [6] даны общие формулы, в которых произвольная индикатриса $\kappa(\tau, \gamma)$ содержится под знаком интеграла, и решена эта задача в случае определенного закона изменения индикатрисы рассеяния с высотой. Важно иметь решение для случая ступенчатой аппроксимации индикатрисы с высотой [7]. Этот случай является наиболее распространенным, так как индикатрисы рассеяния определяются на каждом уровне экспериментально. Используя эту идею, выведем формулы для $\rho(\vartheta, i, \varphi)$ и $\sigma(\pi - \vartheta, i, \varphi)$ при многослойной модели атмосферы. Обозначим

$$\Delta\tau_k = \tau_k - \tau_{k-1} \quad (k = 1, 2, \dots, n; \tau_{k=0} = 0) \quad (49)$$

оптическую толщину k -того слоя. Индикатрису рассеяния в таком слое $\kappa^{(k)}(\gamma)$ ($k=1, 2, \dots, n$) будем считать постоянной величиной. Для $D_{\uparrow}^{(k)}(\tau, \vartheta, \varphi)$ и $D_{\downarrow}^{(k)}(\tau, \pi - \vartheta, \varphi)$ получаем n выражений, аналогичных формулам (13), (14). Граничные условия будут также аналогичны формулам (26 ÷ 29).

Для коэффициентов яркости диффузно-отраженного $\bar{\rho}(\vartheta, i, \varphi)$ и диффузно-пропущенного $\bar{\sigma}(\pi - \vartheta, i, \varphi)$ средней излучения получим выражения:

$$\begin{aligned} \bar{\rho}(\vartheta, i, \varphi) = & 1 - \frac{(1-A) R(\tau_n, i) R(\tau_n, \vartheta)}{4 + (1-A) \left[3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta\tau_k \right]} + \\ & + [x^{(n)}(\gamma) + (3 + x_1^{(n)}) \cos \vartheta \cos i - 2(\cos \vartheta + \cos i)] \rho_0(\tau_n, \vartheta, i) - \\ & - \sum_{k=2}^n \{ [x^{(k)}(\gamma) - x^{(k-1)}(\gamma) + (x_1^{(k)} - x_1^{(k-1)}) \cos \vartheta \cos i] \rho_0(\tau_{k-1}, \vartheta, i) \}, \\ & \vartheta < \frac{\pi}{2}, \end{aligned} \quad (50)$$

$$\begin{aligned} \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, i, \varphi) = & \frac{R(\tau_n, i) [(1-A) R(\tau_n, \vartheta) + 2A]}{4 + (1-A) \left[3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta\tau_k \right]} - \\ & - \frac{1}{2} (e^{-\tau_n \sec \vartheta} + e^{-\tau_n \sec i}) + [x^{(n)}(\gamma) - (3 + x_1^{(n)}) \cos \vartheta \cos i] \sigma_0(\tau_n, \pi - \vartheta, i) - \\ & - \sum_{k=2}^n \{ [x^{(k)}(\gamma) - x^{(k-1)}(\gamma) - (x_1^{(k)} - x_1^{(k-1)}) \cos \vartheta \cos i] \sigma_0(\tau_{k-1}, \pi - \\ & - \vartheta, i) e^{-(\tau_n - \tau_{k-1}) \sec \vartheta} \}, \quad \vartheta < \frac{\pi}{2}, \end{aligned} \quad (51)$$

где $\rho_0(\tau_k, \vartheta, i)$ определяется по формуле (40), $\sigma_0(\tau_k, \pi - \vartheta, i)$ — по формуле (42), а

$$x_1^{(k)} = \frac{3}{2} \int_0^\pi x^{(k)}(\gamma) \sin \gamma \cos \gamma d\gamma. \quad (52)$$

При $\Delta\tau_k \rightarrow 0$

$$\begin{aligned} \lim_{\Delta\tau_k \rightarrow 0} \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta\tau_k &= \int_0^{\tau_n} x_1(\tau) d\tau, \\ x^{(n)}(\gamma) \sigma_0(\tau_n, \pi - \vartheta, i) - \lim_{\Delta\tau_k \rightarrow 0} \sum_{k=2}^n \{ [x^{(k)}(\gamma) - x^{(k-1)}(\gamma)] \sigma_0(\tau_{k-1}, \pi - \\ & - \vartheta, i) e^{-(\tau_n - \tau_{k-1}) \sec \vartheta} \} = \frac{1}{4} \sec \vartheta \sec i e^{-\tau_n \sec \vartheta} \int_0^{\tau_n} x(\tau, \gamma) e^{-\tau(\sec i - \sec \vartheta)} d\tau, \\ & x_1^{(n)} \cos \vartheta \cos i \sigma_0(\tau_n, \pi - \vartheta, i) - \\ & - \lim_{\Delta\tau_k \rightarrow 0} \sum_{k=2}^n \{ (x_1^{(k)} - x_1^{(k-1)}) \cos \vartheta \cos i \sigma_0(\tau_{k-1}, \pi - \vartheta, i) e^{-(\tau_n - \tau_{k-1}) \sec \vartheta} \} = \\ & = \frac{1}{4} e^{-\tau_n \sec \vartheta} \int_0^{\tau_n} x_1(\tau) e^{-\tau(\sec i - \sec \vartheta)} d\tau. \end{aligned}$$

Тогда для $\bar{\sigma}(\pi - \vartheta, i, \varphi)$ получим формулу, совпадающую с формулой Гутшабаша [6],

$$\begin{aligned} \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, i, \varphi) = & \frac{R(\tau_n, i) [(1-A) R(\tau_n, \vartheta) + 2A]}{4 + (1-A) \left[3\tau_n - \int_0^{\tau_n} x_1(\tau) d\tau \right]} - \frac{1}{2} (e^{-\tau_n \sec \vartheta} + e^{-\tau_n \sec i}) - \\ & - 3 \cos \vartheta \cos i \sigma_0(\tau_n, \pi - \vartheta, i) + \\ & + \frac{1}{4} \sec \vartheta \sec i e^{-\tau_n \sec \vartheta} \int_0^{\tau_n} x(\tau, \gamma) e^{-\tau(\sec i - \sec \vartheta)} d\tau - \\ & - \frac{1}{4} e^{-\tau_n \sec \vartheta} \int_0^{\tau_n} x_1(\tau) e^{-\tau(\sec i - \sec \vartheta)} d\tau. \end{aligned} \quad (53)$$

Аналогично вместо (50) получим при $\Delta\tau_k \rightarrow 0$

$$\begin{aligned} \bar{\rho}(\vartheta, i, \varphi) = & 1 - \frac{(1-A) R(\tau_n, i) R(\tau_n, \vartheta)}{4 + (1-A) \left[3\tau_n - \int_0^{\tau_n} x_1(\tau) d\tau \right]} + \\ & + [3 \cos \vartheta \cos i - 2(\cos \vartheta + \cos i)] \rho_0(\tau_n, \vartheta, i) + \\ & + \frac{1}{4} \sec \vartheta \sec i \int_0^{\tau_n} x(\tau, \gamma) e^{-\tau(\sec \vartheta + \sec i)} d\tau + \frac{1}{4} \int_0^{\tau_n} x_1(\tau) e^{-\tau(\sec \vartheta + \sec i)} d\tau. \end{aligned} \quad (54)$$

Выделяя в формулах (50) и (51) рассеяние первого порядка по формулам (38), получим:

$$\begin{aligned} \rho_1(\vartheta, i, \varphi) = & x^{(n)}(\gamma) \rho_0(\tau_n, \vartheta, i) - \sum_{k=2}^n \left\{ [x^{(k)}(\gamma) - \right. \\ & \left. - x^{(k-1)}(\gamma)] \rho_0(\tau_{k-1}, \vartheta, i) \right\}, \end{aligned} \quad (55)$$

$$\begin{aligned} \sigma_1(\pi - \vartheta, i, \varphi) = & x^{(n)}(\gamma) \sigma_0(\tau_n, \pi - \vartheta, i) - \\ & - \sum_{k=2}^n \left\{ [x^{(k)}(\gamma) - x^{(k-1)}(\gamma)] \sigma_0(\tau_{k-1}, \pi - \vartheta, i) e^{-(\tau_n - \tau_{k-1}) \sec \vartheta} \right\} \end{aligned} \quad (56)$$

и

$$\begin{aligned} \Delta \bar{\rho}(\vartheta, i) = & 1 - \frac{(1-A) R(\tau_n, i) \bar{R}(\tau_n, \vartheta)}{4 + (1-A) \left[3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k \right]} + \\ & + [(3 + x_1^{(n)}) \cos \vartheta \cos i - 2(\cos \vartheta + \cos i)] \rho_0(\tau_n, \vartheta, i) - \\ & - \sum_{k=2}^n \left\{ (x_1^{(k)} - x_1^{(k-1)}) \cos \vartheta \cos i \rho_0(\tau_{k-1}, \vartheta, i) \right\}, \end{aligned} \quad (57)$$

$$\Delta \bar{\sigma}(\pi - \vartheta, i) = \frac{R(\tau_n, i) [(1-A) R(\tau_n, \vartheta) + 2A]}{4 + (1-A) \left[3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k \right]} -$$

$$- \frac{1}{2} (e^{-\tau_n \sec \vartheta} + e^{-\tau_n \sec i}) - (3 + x_1^{(n)}) \cos \vartheta \cos i \sigma_0(\tau_n, \pi - \vartheta, i) +$$

$$+ \sum_{k=2}^n \left\{ (x_1^{(k)} - x_1^{(k-1)}) \cos \vartheta \cos i \sigma_0(\tau_{k-1}, \pi - \vartheta, i) e^{-(\tau_n - \tau_{k-1}) \sec \vartheta} \right\}. \quad (58)$$

Если $A=0$, то получим из (57) и (58) формулы, аналогичные формулам (45) и (46). От случая без учета альbedo подстилающей поверхности ($A=0$) при многослойной модели атмосферы можем перейти к случаю с учетом альbedo при помощи поправочных членов:

$$\Delta \bar{\rho} - \Delta \rho = \frac{4A}{1 - A \frac{3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k}{4 + 3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k}} \times$$

$$\times \frac{R(\tau_n, i)}{4 + 3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k} \frac{R(\tau_n, \vartheta)}{4 + 3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k}, \quad (59)$$

$$\Delta \bar{\sigma} - \Delta \sigma = \frac{4A}{1 - A \frac{3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k}{4 + 3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k}} \times$$

$$\times \frac{R(\tau_n, i)}{4 + 3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k} \left[\frac{1}{2} - \frac{R(\tau_n, \vartheta)}{4 + 3\tau_n - \sum_{k=1}^n x_1^{(k)} \Delta \tau_k} \right]. \quad (60)$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев В. В. Приближенное решение задачи о рассеянии света в среде с произвольной индикатрисой рассеяния. Астрон. журнал, 20, № 5—6. 1943.
2. Шифрин К. С. и Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости. Труды ГГО, вып. 68. 1957.
3. Фейгельсон Е. М., Малкевич М. С., Коган С. Я., Коронатова Т. Д., Глазова К. С., Кузнецова М. А. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии, ч. I. Труды ИФА, № 1. 1958.
4. Соболев В. В. О рассеянии света в атмосферах Земли и планет. Ученые записки ЛГУ, сер. матем., вып. 18, № 116. 1949.
5. Гутшабаш С. Д. Рассеяние света в двухслойной атмосфере. Труды ГГО, вып. 100. 1959.

6. Гутшабаш С. Д. Рассеяние света в среде с меняющейся индикатрисой рассеяния. Ученые записки ЛГУ, сер. матем., вып. 25, № 153. 1952.
7. Малкевич М. С. О решении интегральных уравнений теории рассеяния света в атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9. 1956.
8. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Таблицы наклонной дальности, видимости и яркости дневного неба. Гидрометеиздат. Л. 1959.
9. Белов В. Ф. Исследование индикатрис рассеяния в тропосфере и нижней стратосфере. Труды ЦАО, вып. 23. 1957.
10. Лившиц Г. Ш. Изменение с высотой индикатрисы рассеяния света в земной атмосфере и яркость дневного неба. Изв. Астрофиз. ин-та АН КазССР, вып. 7. 1957.
11. Penndorf R. The vertical distribution of Mie particles in the troposphere. Journ. of Meteorol. 11, N 3, 245—247. 1954.
12. Waldram J. M. Measurements of the photometric properties of the upper atmosphere, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 71, N 309/310, 319—336. 1945.

ДЛИННОВОЛНОВЫЙ БАЛАНС В НЕКОТОРЫХ ПУНКТАХ СССР

Для 5 пунктов СССР, расположенных в разных климатических зонах, приводится годовой и суточный ход длинноволнового баланса, полученный осреднением результатов актинометрических измерений за 1953—1956 гг.

Произведен анализ причин, вызывающих изменения радиационного баланса.

До последнего времени в климатологических работах [1, 2, 3] длинноволновый баланс (эффективное излучение) оценивался на основании расчетных методов или делались попытки распространить результаты наблюдений, проводившихся в ночное время, на дневную часть суток [4].

В настоящее время представляется возможным на основании балансовых и пиранометрических измерений, проводимых в разных пунктах СССР, получить длинноволновый баланс в дневное время как разность полного и коротковолнового балансов

$$B_d = B - B_k.$$

В предлагаемой работе рассматривается длинноволновый баланс в 5 пунктах, расположенных в разных климатических зонах: Карадаге, Деркуле, Куйбышеве, Воейкове, Якутске, полученный в результате актинометрических измерений в стандартные сроки: 0 час. 30 мин., 6 час. 30 мин., 9 час. 30 мин., 12 час. 30 мин., 15 час. 30 мин., 18 час. 30 мин.

Для измерения баланса в этих пунктах использовались как балансомеры, так и эффективные пиранометры (пиргеометры) Ю.Д. Янишевского [5]. По данным [6, 7], наблюдается удовлетворительное согласие величин B , определяемых тем и другим прибором. При наблюдениях и обработке результатов использовалась методика, рекомендованная в работе [8].

Вследствие низкой точности отдельных значений B_d целесообразнее рассматривать средние величины. В табл. 1 помещены осредненные за каждый срок и месяц величины длинноволнового баланса за период с 1953 по 1956 г. Исключение составляет станция Якутск, где использованы результаты наблюдений за 1954—1956 гг. При подсчете средних не включены случаи, когда выпадали осадки, так как при этом измерения балансомерами не производятся.

Длинноволновый баланс представляет разность длинноволновой радиации атмосферы (противоизлучение) и излучения подстилающей поверхности и, следовательно, зависит от температуры t_b и влажности воздуха e , облачности n и температуры подстилающей поверхности t_n . Поэтому в табл. 1 для анализа величин B_d приведены соответствующие средние t_b , e , t_n , n_o , n_n .

Приведенные в табл. 1 средние величины B_d меньше нуля для всех пунктов и меняются в следующих пределах (кал/см²мин.)

Карадаг	от -0,04 до -0,28
Деркул	" -0,03 " -0,21
Куйбышев	" -0,04 " -0,28
Воейково	" -0,02 " -0,15
Якутск	" -0,02 " -0,22

Во всех пунктах наибольшее значение $|B_d|$ наблюдается в летние месяцы днем, наименьшее — в зимние месяцы ночью. Обращает на себя внимание тот факт, что, несмотря на значительный годовой ход температуры, влажности воздуха и облачности, годовые изменения ночных значений B_d (0 час. 30 мин.) не превышают 0,04—0,05 кал/см²мин. Дневные значения испытывают в продолжение года более значительные колебания. Так, в Карадаге B_d (12 час. 30 мин.) изменяется на 0,22 кал/см²мин. Суточная амплитуда увеличивается от 0,01—0,02 кал/см²мин. зимой до 0,17 кал/см²мин. летом. Чтобы выяснить причины, вызывающие наблюдаемый суточный и годовой ход, рассмотрим влияние каждого из указанных выше метеорологических элементов отдельно.

Согласно [9], длинноволновый баланс в общем случае может быть записан в виде

$$B_d = B_d^0 f(n) + \Delta B_d,$$

где B_d^0 — длинноволновый баланс подстилающей поверхности при безоблачном небе и изотермической атмосфере, величина которого определяется температурой и влажностью воздуха; $f(n)$ — множитель, учитывающий влияние облачности, ΔB_d — поправка на разность температур почвы и воздуха

$$\Delta B_d = 4\sigma T^3(t_p - t_v).$$

Для оценки влияния влажности воздуха на величину B_d из наблюдений в Карадаге при безоблачном небе были выбраны значения B_d , соответствующие разности $|t_p - t_v| \leq 1$, и рассмотрена зависимость отношения $B_d: \sigma T_v^4$ от e . Ниже представлены средние значения этого отношения и их средние квадратические ошибки для различных пределов e .

e	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22
$\frac{B_d}{\sigma T_v^4}$	0,30	0,25	0,24	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15
σ	$\pm 0,02$	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006	0,006	0,006	0,006	0,01

Полученная для Карадага эмпирическая зависимость совпадает с аналогичной зависимостью, найденной теоретически М. Е. Берляндом и Т. Г. Берлянд [10]. Из приведенных цифр следует, что увеличение e приводит к уменьшению $|B_d|$, а увеличение t_v — к росту $|B_d|$. Так как между температурой и влажностью воздуха наблюдается корреляция, причем увеличение температуры приводит к увеличению влажности, сезонные изменения t_v и e не вызывают существенных изменений B_d . Так, например, значения $|B_d^0|$, рассчитанные по графику М. Е. Берлянда на основании приведенных в табл. 1 t_v и e , меняются в следующих пределах (кал/см²мин.):

Карадаг	0,11—0,13
Деркул	0,11—0,14
Куйбышев	0,11—0,14
Воейково	0,11—0,13
Якутск	0,07—0,14

Таким образом, только в Якутске годовые и суточные изменения e и t_b приводят к заметным изменениям B_d^0 .

Переход от ясного неба к облачному может привести только к уменьшению абсолютных величин B_d . Сопоставляя приведенные в табл. 1 значения B_d при $|t_n - t_b| \leq 1$ с соответствующими величинами общей облачности n_0 , мы получили следующий ход B_d с увеличением n_0 :

n_0	0	1	2	3	4	5	6	7	8	10
$-B_d$	0,120	0,118	0,112	0,104	0,094	0,082	0,079	0,061	0,048	0,018

Наиболее существенное изменение величин B_d вызывает изменение разности температур подстилающей поверхности и воздуха. Связь величин B_d с разностью $t_n - t_b$ при постоянной облачности представлена на графике (рис. 1), где отдельными точками нанесены взятые из табл. 1 пары значений $t_n - t_b$ и B_d , соответствующие общей облачности $5,5 \leq n_0 \leq 6,5$.

При одинаковых значениях n_0 , $t_n - t_b$ в различных пунктах наблюдаются близкие значения B_d . В первом приближении зависимость B_d от $t_n - t_b$ можно считать линейной. Угловой коэффициент прямой имеет порядок $0,01 \text{ кал/см}^2 \text{ мин. град.}$, что соответствует $4\sigma T^3$ при $T = 300^\circ \text{K}$.

При излучательной способности $\epsilon = 1$ средние изменения B_d за счет разности $t_n - t_b$ достигают в Карадаге $0,21$, в Деркуле $0,14$, в Куйбышеве $0,20$, в Воейкове $0,08$, а в Якутске $0,11 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Суточный и годовой ход разности $t_n - t_b$ в основном определяет поведение B_d . Максимальное увеличение $|B_d|$ за счет $t_n - t_b$ происходит в дневные часы летних месяцев. В ночные часы разность $t_n - t_b$ меньше нуля и приводит к незначительному понижению $|B_d|$.

Годовой ход облачности в Карадаге, Деркуле и Воейкове способствует увеличению значений $|B_d|$ в летние месяцы. В Якутске общая облачность увеличивается в летние месяцы, но вследствие большого влияния $t_n - t_b$ и увеличения в летние месяцы $|B_d^0|$ наблюдается тот же годовой ход B_d .

Во всех рассмотренных пунктах наблюдается возрастание облачности в дневные часы, но это обстоятельство не оказывает существенного влияния на суточный ход B_d , определяемый изменением $t_n - t_b$.

Таблицы средних срочных значений B_d были использованы для оценки средних суточных $\Sigma_d B_d$ и месячных $\Sigma_m B_d$ сумм.

Дневная сумма определялась «методом трапеций» из срочных наблюдений. Результаты подсчета даны в табл. 2. Для сравнения там же приведены суммы, полученные по методу Будыко [11] на основании метеорологических данных из табл. 1 и полученные ранее Н. Г. Ефимовым из ночных пиригеометрических измерений. Как правило, суммы, полученные Ефимовым, завышены зимой и занижены летом по сравнению с нашими. Суммы, полученные по методу [11], почти во всех случаях превосходят суммы, полученные из срочных наблюдений, что приводит к завышению годовых сумм на $11-30\%$.

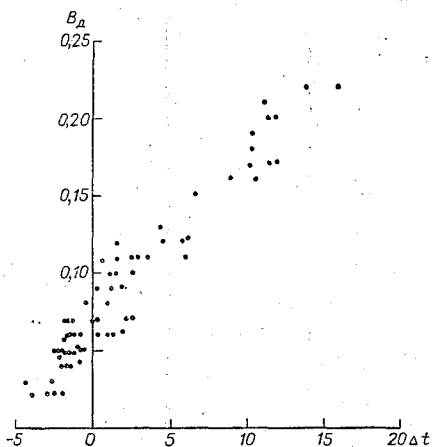


Рис. 1. Зависимость длинноволнового баланса от разности температуры подстилающей поверхности и воздуха по наблюдениям в разных пунктах (облачность 6 баллов).

Таблица 1

Средние значения длинноволнового баланса

Время (час., мин.)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
0 30	— B_d t_B t_n e n_0 n_n Число случаев	0,05 1,8 0,7 6,2 7,1 5,1 86	0,04 —0,9 —0,1 5,8 8,7 5,2 61	0,06 1,9 0,3 5,7 5,9 4,3 95	0,06 7,8 6,7 7,7 5,8 3,5 103	0,08 12,9 11,8 10,6 3,7 1,8 100	0,08 18,6 17,9 15,5 2,8 1,9 110	0,09 21,6 20,4 15,9 1,7 1,7 115	0,09 22,4 21,0 15,7 1,7 1,0 122	0,09 17,3 15,6 12,5 1,7 1,1 120	0,07 13,2 11,6 11,5 4,4 2,6 118	0,05 5,1 3,7 7,4 6,6 4,9 102	0,06 2,4 0,8 6,0 6,0 4,3 94
6 30	— B_d t_B t_n e n_0 n_n Число случаев	0,05 1,8 0,4 6,1 8,2 5,1 97	0,04 0,3 —1,2 5,6 8,4 5,1 70	0,06 1,5 0,1 5,4 7,7 5,6 81	0,08 7,5 7,9 7,8 7,0 4,2 82	0,11 14,1 17,7 11,3 6,1 3,1 97	0,14 20,1 24,0 16,0 4,3 1,7 85	0,14 22,8 25,4 16,9 2,2 0,8 103	0,12 22,6 23,7 16,7 2,4 0,9 100	0,11 17,4 16,6 13,0 2,8 1,4 102	0,07 12,6 11,3 11,8 6,4 3,6 109	0,05 4,5 3,3 7,4 5,9 99	0,05 2,0 0,3 5,9 7,1 5,4 102
9 30	— B_d t_B t_n e n_0 n_n Число случаев	0,07 2,7 2,6 6,1 8,1 5,2 85	0,08 0,7 2,4 5,7 8,3 4,8 61	0,10 3,6 8,2 6,0 7,6 5,7 75	0,15 9,8 19,0 8,4 6,9 3,8 77	0,22 15,8 31,0 12,6 6,0 2,8 78	0,22 22,8 39,5 17,4 3,9 2,0 88	0,24 25,7 39,3 18,5 3,2 1,8 98	0,23 26,3 38,5 18,0 2,6 1,1 90	0,20 20,8 30,6 14,4 2,4 1,1 100	0,12 15,7 21,0 13,2 6,2 3,6 97	0,08 6,3 8,4 8,1 7,7 5,2 95	0,06 3,5 3,7 6,5 8,3 5,5 95

Карадаг

Время (час., мин.)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
12 30	— B_d t_B t_n e n_0 n_n Число случаев	0,08 1,9 6,6 6,6 8,2 4,4 56	0,12 4,6 14,0 6,1 7,0 4,6 77	0,18 11,0 24,0 8,5 7,0 3,7 78	0,26 17,0 39,0 13,0 5,8 2,3 78	0,27 23,0 44,8 18,0 5,1 2,4 82	0,28 26,5 46,2 19,2 3,8 2,2 90	0,27 27,0 45,0 19,2 3,1 2,0 77	0,24 22,1 37,9 15,0 3,5 2,0 95	0,16 16,4 26,2 13,0 3,1 100	0,09 7,1 11,6 8,2 7,5 5,2 100	0,06 4,5 6,8 6,7 8,3 5,2 102	
15 30	— B_d t_B t_n e n_0 n_n Число случаев	0,06 3,5 4,3 6,6 8,8 5,0 91	0,11 4,2 10,4 6,3 7,2 4,8 76	0,14 10,9 20,4 8,6 7,2 3,3 83	0,22 16,6 33,2 13,1 5,5 2,1 80	0,22 22,6 40,3 18,4 4,7 2,1 82	0,22 25,6 40,2 19,5 3,6 2,1 98	0,23 26,4 40,5 19,5 3,0 1,4 82	0,18 21,3 31,3 14,0 4,2 2,2 97	0,12 15,8 20,9 13,4 5,8 3,1 100	0,07 6,8 8,0 8,4 7,6 4,8 103	0,07 4,0 4,1 6,7 7,8 5,0 95	
18 30	— B_d t_B t_n e n_0 n_n Число случаев	0,04 2,3 1,4 6,2 7,6 5,2 88	0,05 0,9 0,2 6,1 7,4 4,5 63	0,08 3,0 2,8 6,1 6,0 3,8 94	0,09 9,4 10,3 8,4 7,3 3,1 106	0,13 15,2 18,6 12,6 5,9 1,6 109	0,13 21,3 26,2 17,2 5,0 2,2 94	0,15 24,2 28,3 18,5 2,5 1,1 95	0,12 24,3 26,4 18,4 2,9 1,3 107	0,11 18,8 19,0 13,4 3,6 1,8 118	0,08 13,8 13,3 12,2 5,2 3,0 117	0,06 5,9 5,0 8,0 6,3 3,9 100	0,05 3,1 1,6 6,3 6,6 4,4 98
0 30	— B_d t_B t_n e n_0 n_n Число случаев	0,03 —6,1 —7,4 3,0 7,6 5,8 82	0,03 —13,8 —14,6 2,6 7,0 3,4 65	0,06 —5,7 —7,5 5,4 5,4 3,2 101	0,06 4,1 2,4 6,6 5,0 3,3 95	0,07 11,6 10,2 9,4 4,2 2,4 111	0,07 17,0 16,1 12,1 3,9 2,5 114	0,07 18,6 17,3 13,2 3,1 2,1 112	0,07 18,4 16,5 12,6 2,7 1,5 118	0,06 12,0 10,3 9,1 3,7 2,0 116	0,06 7,1 5,7 8,2 4,2 3,0 103	0,04 —3,1 —3,3 —4,7 6,8 5,4 93	0,04 5,6 5,4 4,2 6,6 5,6 93

Дерку л

Время (час., мин.)		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
6 30	— $t_{в}$ $t_{п}$ e n_0 n_n Число случаев	0,03 -8,3 -8,6 3,5 8,1 6,2 90	0,03 -12,6 -14,4 2,4 7,8 4,6 64	0,04 -6,5 -7,6 3,6 7,6 4,1 88	0,07 3,6 3,7 6,6 6,1 3,3 103	0,10 12,2 13,7 10,3 6,1 3,0 97	0,12 18,5 20,8 13,1 5,2 2,4 104	0,11 19,4 21,7 14,8 4,1 2,1 115	0,10 18,3 19,3 13,2 4,2 1,4 110	0,08 10,8 10,7 9,3 3,4 2,7 115	0,05 5,8 4,7 8,0 6,6 4,2 105	0,04 4,1 4,2 4,7 7,4 6,1 89	0,03 6,0 4,6 4,2 8,3 6,3 94
9 30	— $t_{в}$ $t_{п}$ e n_0 n_n Число случаев	0,04 -7,3 -6,5 4,0 8,4 6,4 78	0,03 -12,9 -11,6 3,5 7,7 3,8 53	0,05 3,4 -13,0 — 7,1 3,8 74	0,11 7,2 12,4 7,1 7,3 4,0 86	0,16 17,0 24,9 9,9 6,3 3,0 90	0,21 24,0 33,0 12,5 5,4 2,6 85	0,21 24,8 35,6 14,0 3,7 2,0 96	0,18 24,2 34,5 13,1 4,2 1,9 99	0,15 16,3 22,6 10,1 5,2 3,1 98	0,09 9,3 12,1 9,1 7,0 4,1 89	0,07 2,5 -1,0 5,0 7,8 5,6 85	0,04 4,9 -3,6 4,2 8,5 7,0 77
12 30	— $t_{в}$ $t_{п}$ e n_0 n_n Число случаев	0,04 -5,4 -3,4 3,8 8,2 5,8 72	0,03 -10,0 -7,6 2,7 6,5 3,8 45	0,03 -0,5 3,1 4,4 6,2 3,3 79	0,13 10,1 17,1 6,4 7,4 4,6 75	0,17 19,3 29,3 9,2 7,0 5,0 81	0,20 26,4 41,0 11,0 7,1 4,2 73	0,21 27,4 41,7 12,5 5,3 4,3 86	0,21 27,3 41,0 12,0 5,2 3,2 85	0,17 18,2 27,5 9,4 5,6 4,0 98	0,11 12,9 17,2 8,8 6,7 4,2 83	0,07 -0,3 1,6 5,3 8,0 5,7 88	0,04 -2,9 -2,0 4,7 8,2 6,8 77
15 30	— $t_{в}$ $t_{п}$ e n_0 n_n Число случаев	0,03 -6,0 -5,5 4,2 8,0 5,7 80	0,03 -10,0 -9,5 3,8 7,7 3,5 58	0,05 -0,5 1,1 — 6,3 3,5 87	0,10 11,3 14,5 6,9 4,5 4,6 74	0,16 19,9 26,8 9,3 7,0 4,5 88	0,18 26,4 38,7 11,0 7,4 4,3 89	0,18 28,2 37,8 12,1 6,0 4,3 77	0,18 27,8 35,2 11,9 5,3 3,2 86	0,14 20,0 23,4 8,8 5,5 3,7 93	0,08 12,7 13,7 8,4 6,3 4,3 99	0,05 0,0 -0,3 7,9 6,3 98	0,04 -3,6 -3,9 4,2 8,0 5,8 90

Время (час., мин.)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
18 30	0,04 -7,1 -7,2 -3,8 7,4 5,6 90	0,04 -12,2 -13,5 2,7 6,4 3,3 63	0,07 -2,8 -4,4 6,1 3,3 93	0,07 8,8 7,7 7,1 6,8 3,6 97	0,09 17,3 17,8 10,0 -6,8 3,9 110	0,10 23,6 26,6 12,3 6,6 3,4 104	0,11 25,8 27,3 13,1 5,4 3,1 107	0,10 24,7 24,4 12,1 4,6 2,0 116	0,08 15,9 14,8 9,4 4,7 2,5 115	0,06 9,3 7,9 8,1 5,6 3,8 108	0,05 -2,0 -2,7 4,9 6,5 4,6 88	0,04 -3,2 -4,6 4,3 7,1 5,7 95
Число случаев												

Куйбышев

0 30	-B _д t _в t _п e n ₀ n _н Число случаев	0,05 -15,1 -17,5 1,9 5,0 2,5 60	0,04 -20,4 -23,8 1,1 4,3 1,1 51	0,05 -10,2 -13,1 2,6 4,6 2,8 65	0,07 4,4 4,6 6,3 5,3 2,4 80	0,08 11,9 9,9 9,0 4,3 2,8 101	0,08 17,7 16,5 14,1 3,9 2,1 108	0,07 17,7 15,8 13,0 3,1 1,5 80	0,07 10,3 8,3 9,0 4,7 3,8 98	0,05 6,1 4,1 7,1 6,6 4,2 94	0,05 -4,7 -6,3 4,4 6,1 4,7 63	0,05 -11,6 -13,8 2,5 4,6 3,5 59
6 30	-B _д t _в t _п e n ₀ n _н Число случаев	0,04 -17,3 -18,7 1,6 5,5 3,6 52	0,4 -21,0 -23,6 1,2 4,5 1,8 58	0,06 -11,0 -12,9 2,6 7,1 3,3 69	0,10 2,3 2,9 5,8 7,0 3,0 93	0,12 12,0 13,5 9,4 5,8 2,2 105	0,15 17,7 22,0 12,6 4,1 1,6 105	0,11 16,8 18,2 13,5 4,5 1,9 82	0,07 8,8 9,2 9,3 5,7 4,1 101	0,05 3,9 3,0 6,8 8,1 4,4 97	0,05 -5,8 -6,6 4,1 7,0 4,9 74	0,05 -12,9 -14,4 2,3 5,4 3,8 53

Время (час., мин.)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Всейково												
0 30	— B_d — t_B t_n e n_0 n_H Число случаев 45	—0,05 12,9 14,2 2,2 6,3 5,1 55	0,05 —5,1 —7,2 3,8 5,8 4,0 90	0,05 —0,8 —2,6 4,8 5,5 4,0 101	0,06 5,5 4,4 5,3 3,6 107	0,06 11,7 10,8 11,4 7,4 4,0 106	0,06 11,8 12,6 13,6 6,2 3,5 79	0,05 12,4 12,1 13,2 5,0 3,1 107	0,05 8,3 7,8 10,1 6,0 4,2 99	0,04 4,6 4,0 8,0 8,1 6,1 85	0,04 —2,6 —3,6 4,9 7,8 6,7 59	0,03 —4,8 —3,6 4,3 8,9 7,9 56
6 30	— B_d — t_B t_n e n_0 n_H Число случаев 59	0,02 —9,7 —10,0 3,0 8,5 8,0 59	0,04 —13,9 —15,3 2,0 7,6 5,6 68	0,07 —0,9 —1,5 5,0 7,3 4,9 89	0,09 7,1 7,7 7,9 7,0 4,7 101	0,11 14,1 15,8 12,7 6,5 2,7 97	0,10 14,7 16,3 14,3 7,4 4,3 73	0,07 13,4 14,0 14,0 7,7 4,2 99	0,06 8,3 8,1 10,3 8,1 5,4 96	0,03 3,9 3,7 7,8 8,9 7,3 86	0,04 —3,0 —3,4 8,5 8,5 6,8 62	0,02 —6,6 —6,4 3,9 8,6 7,8 63
9 30	— B_d — t_B t_n e n_0 n_H Число случаев 63	0,03 —9,1 —9,7 3,1 8,9 7,9 63	0,05 —13,7 —13,5 2,3 8,0 5,0 68	0,10 2,1 3,3 4,9 7,7 5,0 78	0,12 10,1 14,4 7,7 7,0 4,8 82	0,15 17,0 23,4 12,5 7,4 3,6 83	0,11 17,6 24,4 14,1 7,7 4,8 72	0,10 16,9 20,9 14,2 7,6 5,5 91	0,08 11,5 12,8 10,7 8,6 6,1 86	0,04 5,1 5,6 8,1 9,1 7,7 88	0,04 —2,8 —3,0 5,2 8,7 8,1 67	0,02 —6,5 —6,0 4,6 9,8 8,4 67
12 30	— B_d — t_B t_n e n_0 n_H Число случаев 57	0,04 —8,5 —8,3 3,1 8,8 7,4 57	0,08 —11,0 —10,0 2,5 7,4 4,5 68	0,11 4,2 5,6 5,0 6,2 3,8 80	0,13 11,5 16,5 8,0 7,8 5,3 82	0,14 18,5 24,4 12,3 7,9 4,7 81	0,11 18,9 27,7 13,9 7,7 5,4 77	0,10 18,3 23,9 13,8 8,3 6,4 88	0,08 13,3 15,6 10,5 8,7 5,9 86	0,06 6,6 7,0 8,3 8,8 7,5 80	0,04 —2,1 —2,1 4,9 8,6 7,4 71	0,02 —6,0 —5,6 4,1 9,2 8,5 67

Время час., мин.)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
15 30	— B_d t_B t_P e n_0 n_H Число случаев	0,03 -8,8 -9,5 2,2 7,5 4,7 62 53	0,06 -10,7 -11,4 2,2 7,5 4,7 62 89	0,07 -1,4 -1,9 4,0 4,9 7,8 5,3 93	0,12 11,3 15,9 7,6 7,0 4,8 84	0,13 18,3 24,1 12,0 7,7 4,3 92	0,12 18,9 26,6 13,9 6,9 5,3 62	0,08 18,3 21,3 13,7 7,9 5,2 89	0,08 12,9 13,8 10,5 7,8 5,4 92	0,05 6,3 5,9 8,2 8,8 6,8 88	0,03 -1,9 -2,8 5,0 8,9 8,8 66	0,02 -5,4 -5,0 4,5 9,2 8,5 60
18 30	— B_d t_B t_P e n_0 n_H Число случаев	0,04 -9,7 -10,2 2,9 8,0 6,7 59	0,05 -12,2 -13,7 2,3 6,4 4,6 71	0,06 2,0 0,6 5,1 7,6 5,1 101	0,09 9,9 10,2 7,8 6,2 3,7 102	0,09 16,6 18,4 12,2 7,3 3,0 101	0,09 17,3 19,3 14,2 6,4 4,2 75	0,07 16,1 16,3 14,3 7,0 3,8 100	0,06 10,6 9,9 10,6 7,0 4,6 96	0,04 5,3 4,5 8,0 8,3 6,6 100	0,03 -2,3 -3,0 5,0 8,8 61	0,02 -5,3 -5,1 4,3 9,2 8,7 57
0 30	— B_d t_B t_P e n_0 n_H Число случаев	0,02 -44,8 -47,0 0,09 4,4 1,5 56	0,02 -38,8 -43,0 0,21 4,7 0,4 69	0,03 -30,0 -35,8 0,45 2,9 0,1 75	0,05 -12,1 -17,1 1,8 4,1 0,4 82	0,04 0,8 -0,2 4,7 6,7 2,4 84	0,05 13,9 12,3 13,2 6,5 1,7 89	0,06 11,0 9,8 11,0 5,1 2,1 86	0,05 2,8 1,3 6,5 4,6 1,6 77	0,03 -8,1 -12,7 2,6 6,7 3,1 66	0,02 -31,0 -34,0 0,46 4,2 0,5 58	0,01 -43,0 -47,0 0,14 5,0 2,5 68
6 30	— B_d t_B t_P e n_0 n_H Число случаев	0,02 -44,4 -47,0 0,10 6,2 1,6 57	0,02 -39,0 -43,0 0,19 4,9 0,6 69	0,03 -30,0 -34,8 0,53 6,2 0,6 79	0,06 -13,4 -16,8 1,8 6,2 0,8 83	0,10 3,4 5,0 4,7 7,2 2,7 82	0,11 15,4 18,0 10,6 5,8 1,7 72	0,09 17,0 18,3 12,7 5,9 1,1 93	0,08 13,1 13,2 11,2 6,7 1,7 84	0,03 -11,4 -12,8 2,6 8,2 3,8 71	0,03 -32,3 -35,6 0,43 5,5 0,8 57	0,02 -43,6 -45,5 0,12 4,9 2,6 69

Якутск

Время (час., мин.)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
9 30	0,02 -42,5 -44,2 0,13 8,1 2,7 74	0,03 -36,8 -40,0 0,24 7,6 1,6 73	0,05 -28,6 -26,4 0,63 6,6 0,5 85	0,08 -7,5 -8,1 - 6,7 0,7 82	0,16 - 14,5 - 7,5 3,2 81	0,17 18,6 29,1 10,5 6,3 2,4 73	0,17 20,4 30,0 13,8 5,4 1,2 78	0,15 18,2 24,0 11,7 6,0 2,2 67	0,10 6,8 8,6 8,9 6,6 2,4 71	0,06 - 9,1 - 8,0 3,4 77	0,04 -31,0 -32,0 0,49 7,4 0,7 57	0,02 -43,0 -44,5 0,15 7,5 3,4 79
	Число случаев											
12 30	0,04 -40,9 -41,7 0,14 7,9 2,0 82	0,05 -32,2 -34,0 0,32 6,8 1,0 79	0,06 -20,0 -18,0 0,85 6,4 0,7 86	0,08 -4,2 -2,2 2,3 6,4 1,4 74	0,16 8,6 18,5 4,4 7,6 4,7 70	0,20 20,6 34,1 9,6 7,0 3,6 71	0,22 23,3 36,2 12,0 6,1 2,0 74	0,14 20,0 27,6 11,1 7,3 3,1 78	0,12 10,0 13,2 6,5 6,6 4,2 71	0,06 -6,6 -6,5 2,9 7,8 3,7 69	0,05 -26,8 -28,8 0,67 6,4 0,9 65	0,03 -39,4 -42,0 0,20 7,8 2,9 73
	Число случаев											
15 30	0,02 40,9 -44,0 0,15 6,6 2,2 79	0,04 -32,0 -34,0 0,35 6,5 0,6 75	0,07 -21,3 -18,9 0,91 6,3 0,5 87	0,07 -2,9 -2,8 - 6,1 1,5 79	0,14 - 17,3 - 8,5 5,0 73	0,16 20,8 31,0 9,4 7,4 3,7 72	0,17 23,4 34,3 12,5 6,1 2,3 82	0,13 20,8 26,8 11,3 7,3 3,1 73	0,10 11,3 13,5 6,4 7,1 3,6 79	0,05 - -8,4 - 7,9 4,0 77	0,03 -30,0 -32,6 0,51 6,0 0,5 74	-0,02 -40,0 -44,0 0,16 6,1 2,3 73
	Число случаев											
18 30	0,02 -43,5 -46,0 0,11 5,8 2,0 61	0,02 -36,0 -40,0 0,24 4,6 0,3 67	0,04 -24,2 -29,4 0,69 5,4 0,4 78	0,07 -5,9 -8,7 2,2 5,8 1,3 88	0,11 7,3 10,2 4,9 7,3 3,7 81	0,12 19,8 23,3 10,2 6,8 3,0 77	0,11 22,4 26,1 12,7 6,6 1,7 86	0,09 18,2 16,5 12,2 7,3 2,7 87	0,07 6,5 5,2 6,7 6,7 3,5 89	0,04 -9,8 -11,9 2,7 7,1 3,8 67	0,03 -31,1 -34,8 0,47 4,8 0,4 63	0,02 -43,0 -45,0 0,12 5,2 2,8 73
	Число случаев											

Средние суточные и месячные суммы эффективного излучения

Месяц	Карадаг			Деркул		Куйбышев		Воейково			Якутск										
	$\Sigma_d B_d$	$\Sigma_m B_d$			$\Sigma_d B_d$	$\Sigma_m B_d$	$\Sigma_d B_d$	$\Sigma_m B_d$	$\Sigma_d B_d$	$\Sigma_m B_d$	$\Sigma_d B_d$	$\Sigma_m B_d$									
		A	Б	Е								A	Б	Е							
I	78	2,4	2,8	3,7	49	1,5	3,2	73	2,2	3,5	2,0	1,5	2,3	2,0	49	1,5	2,3	2,0	0,9	1,4	4,2
II	77	2,2	3,2	3,7	46	1,3	3,2	86	2,4	4,1	1,8	2,1	2,9	1,8	79	2,1	2,9	1,8	1,1	1,3	3,7
III	120	3,7	4,4	5,0	75	2,3	4,4	108	3,3	3,9	3,2	2,6	3,2	3,2	84	2,6	3,2	3,2	1,9	2,6	4,6
IV	151	4,5	5,3	4,6	121	3,6	4,8	152	4,5	4,2	3,8	3,1	3,3	3,8	103	3,1	3,3	3,8	2,8	4,7	3,9
V	215	6,7	7,2	4,9	164	5,1	5,5	197	6,1	6,2	4,0	4,2	4,3	4,0	135	4,2	4,3	4,0	4,7	5,2	3,8
VI	226	6,8	7,6	4,9	191	5,7	6,6	238	6,8	7,9	3,9	4,5	4,2	3,9	151	4,5	4,2	3,9	5,2	6,0	3,9
VII	223	6,9	7,1	6,0	193	6,0	6,7	190	5,9	6,1	4,2	4,2	4,6	4,2	134	4,2	4,6	4,2	5,6	5,8	3,5
VIII	230	7,1	7,3	5,3	182	5,6	6,4	190	5,9	6,4	3,5	3,3	3,6	3,5	107	3,3	3,6	3,5	4,4	4,5	3,3
IX	202	6,1	6,6	5,3	147	4,3	5,6	137	4,1	4,6	2,9	2,8	3,0	2,9	94	2,8	3,0	2,9	3,3	4,1	3,4
X	137	4,2	4,9	5,1	102	3,2	4,1	99	3,1	3,2	2,4	1,9	2,1	2,4	60	1,9	2,1	2,4	2,0	2,3	3,3
XI	89	2,7	3,6	4,2	73	2,2	2,7	79	2,4	3,1	2,0	1,6	2,0	2,0	53	1,6	2,0	2,0	1,3	1,8	2,7
XII	93	2,6	3,2	3,9	55	1,7	3,0	72	2,2	3,1	2,0	1,0	1,9	2,0	32	1,0	1,9	2,0	0,8	1,3	2,7
Год		55,9	63,2	56,9		42,5	56,2		48,9	56,3	35,7	32,8	37,4	35,7		34,0	41,0	43,0			

Примечание. А — суммы, полученные автором, Б — суммы, полученные по методу М. И. Будыко, Е — суммы, полученные Евфимовым;
 $\Sigma_d B_d$ — в кал/см² день, $\Sigma_m B_d$ — в ккал/см² месяц.

¹ Суммы для Павловска.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд Т. Г. Радиационный и тепловой балансы поверхности суши внетропических широт Северного полушария. Труды ГГО, вып. 18 (50). 1949.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат. Л. 1956.
3. Берлянд Т. Г. и Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50 (112). 1955.
4. Евфимов Н. Г. Величина сумм эффективного излучения для некоторых пунктов СССР. Метеорология и гидрология, № 5. 1939.
5. Логинава З. А. и Янишевский Ю. Д. Испытание балансомеров и пиргеометров. Труды ГГО, вып. 46 (108). 1955.
6. Пивоварова З. И. Радиационный баланс деятельной поверхности и методика его обработки. Труды ГГО, вып. 61. 1956.
7. Барашкова Е. П. Длинноволновый баланс в Карадаге. Труды ГГО, вып. 100. 1959.
8. Руководство по актинометрии. Гидрометеиздат. Л. 1956.
9. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гидрометеиздат. Л. 1956.
10. Берлянд Т. Г. и Берлянд М. Е. Определение эффективного излучения земли с учетом влияния облачности. Известия АН СССР, сер. геоф., № 1. 1952.
11. Будыко М. И., Берлянд Т. Г. и Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48 (110). 1954.

СВЯЗЬ ПОГОДНЫХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК С РАДИАЦИОННОЙ ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

В статье рассматривается зависимость погодных и климатических характеристик от радиационной температуры подстилающей поверхности по данным самолетных наблюдений.

Для измерения величины и условий распределения радиационной температуры над различными участками подстилающей поверхности в августе 1953 г. был проведен полет на самолете ЛИ-2 по маршруту Ленинград — Архангельск — Нарьян-Мар — Горький — Саратов — Сталинград — Уральск — Актюбинск — Ташкент и обратно. Общая протяженность пути полета составила 12 000 км. Измерения проводились с борта самолета на высоте около 500 м над уровнем земли прибором для измерения радиационной температуры [1].

Так как в прибор внесены некоторые усовершенствования, ниже дается краткое описание установки, с которой была выполнена данная работа. Приемником радиации являлся линейный термостолбик площадью 10 мм². Температура холодных слоев определялась с точностью до 0,1° с помощью термистора, установленного на расстоянии 1 мм от нижней поверхности приемника. Перед приемником радиации установлен фильтр из ТБИ (таллий — бром — иод). В дневное время для исключения коротковолновой радиации применялся фильтр из стекла. Фильтр ТБИ пропускает в участке спектра от 0,5 до 35 мк 70% поступающей на него радиации и около 30% отражает. Нейтральное стекло полностью поглощает радиацию начиная с 2,8 мк. Длинноволновый поток радиации в дневное время определялся по разности отсчетов показаний приемника с фильтром из ТБИ и показаниями приемника с фильтром из стекла, поставленного перед фильтром из ТБИ. Градуировка прибора производилась в камере, представляющей собой сосуд, дно которого выполнено в виде полусферы радиусом 25 см. Полусфера зачернена, и температура ее во время градуировки поддерживалась постоянной с точностью до 0,1°. Реперными температурными точками при градуировке являлась температура тающего льда и температура твердой углекислоты в спирту. Результаты многократных градуировок прибора при разных температурах наносились на график, по оси ординат которого откладывались показания выходного прибора, а по оси абсцисс — разность температуры полусферы и приемника. Разброс точек от прямой незначителен, и среднее арифметическое отклонение составляло около 1%.

Прибор устанавливался над отверстием в полу самолета. Апертурный угол приемника равнялся 15°, что обеспечивало при измерении с высоты 500 м получение приемником энергии от поверхности радиусом

130 м. Точность определения радиационной температуры поверхности данным методом составляла 2° . Измерительный канал усиления сигнала термостолбика и канал контроля температуры в данной установке разработаны инженером В. С. Александровым, которым составлено их описание для данной статьи.

Блок-схема прибора представлена на рис. 1. Прибор состоит из измерительного канала, предназначенного для усиления сигнала от термостолбика и канала контроля температуры холодного спая, причем питание переменным напряжением соответствующих узлов обоих каналов осуществляется от общего генератора.

Тепловая радиация, поступающая к термостолбику, преобразуется в напряжение постоянного тока, величина которого колеблется от нескольких микровольт до нескольких милливольт. Поскольку чувствительность

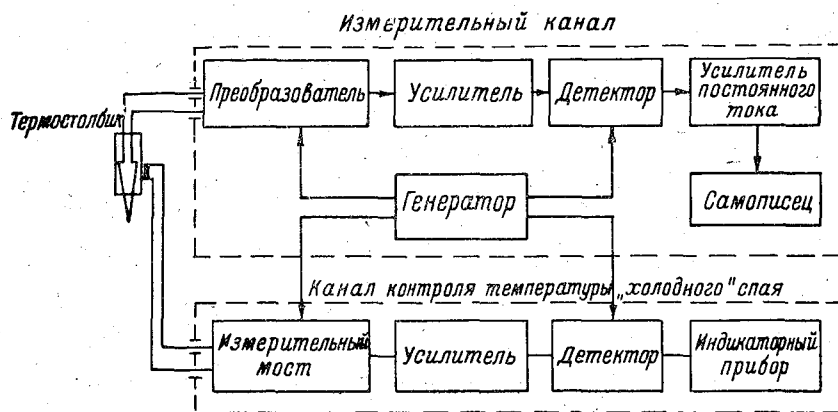


Рис. 1. Блок-схема прибора.

самолетных гальванопрографов недостаточна для надежной регистрации получаемого напряжения, было применено усиление. Так как непосредственное усиление столь малого постоянного напряжения затруднительно, в описываемом приборе применен метод преобразования постоянного напряжения в переменное при помощи контактного преобразователя, которое затем усиливается обычным усилителем.

В качестве преобразователя применено поляризованное реле типа РП-5, которое совместно с трансформатором позволяет получить на вторичной обмотке переменное напряжение, величина которого линейно зависит от постоянного напряжения, поданного на вход.

Для ликвидации контактной резкости потенциалов на вход подается напряжение обратного знака, снимаемое с потенциометра.

Калибровка коэффициента усиления всего усилителя в целом осуществляется включением на вход известного постоянного напряжения. В цепи вторичной обмотки выходного трансформатора поставлен конденсатор для улучшения преобразованного напряжения.

Усилитель выполнен на лампах L_1 — L_3 , причем первая лампа (пентод типа 6Ж8) поставлена в триодный режим для уменьшения собственного шума. В сеточной цепи второго каскада имеется калиброванный делитель напряжения, позволяющий менять общий коэффициент усиления от 5 до $5 \cdot 10^3$. Для возможной подстройки коэффициента усиления в цепи третьего каскада имеется потенциометр. Первые три каскада усиления охвачены отрицательной обратной связью по току, что повышает ста-

бильность работы усилителя. Переменное напряжение после усиления подается к сеткам синфазного детектора, выполненного на лампе Л₄ (6Ж8), аноды которого питаются переменным напряжением с того же трансформатора, который питает цепь возбуждения преобразователя.

Применение синфазного детектора позволило значительно увеличить отношение полезный сигнал — шум, а следовательно, повысило надежность измерения, кроме того, использование синфазного детектирования позволило отличать знак входного напряжения.

Так как для полного отклонения зайчика самописца требуется значение тока до 1 ма, то после детектора поставлен еще каскад усиления постоянного тока.

Генератор для питания преобразователя термисторного моста и цепей детекторов собран на двух лампах Л₆ и Л₇, из которых первая работает как задающий генератор, собранный по схеме на RC, а вторая — как усилитель мощности с трансформаторным выходом.

Для измерения температуры «холодных» спаев имеется специальная измерительная схема, состоящая из моста, составленного из сопротивлений и термосопротивлений, который питается переменным током от общего генератора, усилителя переменного тока на лампе Л₉ и синфазного детектора на лампе Л₈.

Для контроля напряжения как накальных, так и анодных цепей усилителя использовался вольтметр с переключением шкал, который измеряет как напряжение накала, так и напряжение анода.

Так как прибор предназначался для работы на самолете, то он имеет небольшие габариты (300×120×150 мм), а все элементы схемы, которые боялись тряски, тщательно амортизированы.

1. Краткая характеристика подстилающей поверхности полосы трассы

От Нарьян-Мара до Ташкента экспедиция имела возможность производить измерения радиационной температуры различных подстилающих поверхностей в условиях типичной кустарниковой тундры и лесотундры, зоны хвойных, смешанных и лиственных лесов, лесостепи, степи, полупустыни и пустыни. Исследование закономерностей радиационных свойств подстилающей поверхности на таком большом пространстве территории производилось впервые и имеет исключительное значение для теоретического и практического обоснования генезиса погоды и климата, для выявления причин пространственной изменчивости отдельных метеорологических элементов.

С целью выявления взаимосвязи между состоянием подстилающей поверхности и процессами в тропосфере, особенно в ее нижней части, в пунктах взлета и посадки на трассе, производилось вертикальное зондирование атмосферы до 5—6 км. Эти данные необходимы для определения роли радиационных процессов подстилающей поверхности в изменениях состояния атмосферы.

Характер подстилающей поверхности по трассе регистрировался с борта самолета.

Эти сведения обобщены по отдельным участкам трассы и по всему маршруту от Ленинграда до Ташкента (табл. 1).

Преобладающим видом подстилающей поверхности является степной ландшафт, имеющий естественный растительный покров, или степные поля со стерней (2066 км). Значительная часть пути полета проходила над лесами, в особенности над смешанными (1758 км). В таблице отдельно приведены данные для таких разновидностей подстилающей поверхности, как огороды, сады, водная поверхность (реки, озера),

Таблица 1

	Продолжительность полета													Общая протяженность (км)			
	3 ч. 00 м.	3 ч. 11 м.	5 ч. 40 м.	2 ч. 46 м.	1 ч. 38 м.	5 ч. 04 м.	6 ч. 33 м.	3 ч. 10 м.	5 ч. 35 м.	1 ч. 47 м.	2 ч. 40 м.	4 ч. 48 м.	5 ч. 10 м.		4 ч. 54 м.	суммарная продолжительность полета	
																час.	мин.
Полупустыня .								472,560	136,040	229,120					3	54	387,720
Полупустыня с солончаками								297,140	28,640	193,320					2	25	519,100
Пустыня								386,640	275,660	32,220					3	14	694,520
Тростниковые заросли									143,200		42,960	7,160			0	40	143,200
Балки															0	27	96,660
Вырубка															0	10	35,800
Тундра	35,800	272,080	14,320												1	26	307,880
Заболоченная тундра	75,180														0	21	75,180
Населенный пункт	21,480	25,060	35,800	21,480	10,740	7,160	21,480	14,320		14,320	32,220	17,900	32,220	10,740	1	14	264,920
Озера, море		10,740	10,740				3,580		46,540	3,580		14,320	153,940		1	08	243,440
Реки		10,740	21,480			17,900	157,520	3,580		53,700		32,220	25,060	7,160	1	32	329,360
Железная дорога												7,160	7,160		0	04	14,320
Возвышенность или горы							32,220			71,600					0	39	139,620
Пропуски в наблюдениях												282,820	214,800	110,980	2	50	608,600
Дождь													39,380		0	11	39,380
																	Всего
																	около
																	12 000

населенные пункты и др. Многообразные виды подстилающей поверхности обобщены в 32 разновидности. Более детального учета подстилающей поверхности по имеющимся наблюдениям не удалось произвести, но в дальнейшем при некотором усовершенствовании методики наблюдений с борта самолета это вполне возможно.

Нам представляется, что классификация подстилающей поверхности позволяет увязать данные измерения радиационной температуры с конкретными условиями местности. Этот способ в настоящее время является достаточно надежным, так как имеющиеся современные карты растительности не дают необходимой точности в определении характера подстилающей поверхности, над которой проходила трасса.

Реальное состояние подстилающей поверхности местности по всей трассе представлено на комплексных графиках, построенных по участкам трассы (для каждого дня полета отдельно). На графиках дана характеристика местности и время полета, что весьма важно для анализа полученных результатов.

2. Метеорологические характеристики по трассе

Радиационная температура подстилающей поверхности тесно связана с особенностями климата и погоды. Эти закономерности в количественном отношении мало еще известны. Поэтому для анализа и обобщения полученных результатов необходимо кратко осветить особенности климата и погоды по трассе.

Август, в течение которого производились наблюдения, является типичным летним месяцем по всему маршруту полета. С продвижением с севера на юг (до Сталинграда), а далее на восток и юго-восток (до Ташкента) средние месячные и суточные температуры воздуха постепенно повышаются, вероятность пасмурного состояния неба уменьшается, а ясного увеличивается.

Многолетняя средняя месячная температура августа составляет 10—15° в северной полосе трассы, около 20—22° на участке Саратов — Сталинград — Актюбинск и около 24—26° в пределах Средней Азии — между Аральском и Ташкентом. Многолетняя средняя температура в 13 часов, наиболее характерная для экспедиционных условий, изменяется от 12—16° на севере до 24—27° в районе Саратов — Сталинград. Восточнее Сталинграда температура в 13 часов понижается до 25—26°, а юго-восточнее Актюбинска она снова повышается, достигая 30—32° (Джусалы — Ташкент). Изменение температуры поверхности почвы происходит в строгой последовательности за ходом изменения температуры воздуха. В степных и полупустынных районах температура поверхности почвы выше средней месячной температуры воздуха на 8—12° и больше. В лесной, таежной зоне прогрев почвы меньше, а в связи с этим и различие между температурой воздуха и почвы тоже меньше, чем на юге.

Резкие различия по трассе встречаются и по другим метеорологическим элементам. Средняя месячная относительная влажность воздуха понижается от 75—80% на севере до 50% на юго-востоке Европейской территории СССР и до 35% в Средней Азии. Относительная влажность воздуха в 13 часов убывает от 65—75% в Архангельске — Нарьян-Маре до 25—30% в Ташкенте.

Между изменением относительной влажности воздуха и повторяемостью пасмурного состояния неба имеется прямая зависимость. Если на севере трассы вероятность пасмурного неба составляет 60—65%, то на юге она не превышает 10—25%. Тесная связь прослеживается и между распределением облачности и изменением суммарной продол-

жительности солнечного сияния. Продолжительность солнечного сияния на севере трассы составляет около 240—250 часов, а на юге она достигает 300—370 часов в год.

Средняя месячная температура воздуха в августе 1953 г. почти по всей трассе была выше нормы. В центральной полосе Европейской территории СССР средняя температура августа 1953 г. превышала многолетнюю величину на 2—3°. Такой характер распределения температур наблюдается и на севере Европейской территории СССР. Между тем в третьей декаде августа, во время обратного полета экспедиции, в районе северной части трассы удерживалась прохладная, облачная и дождливая погода, что мало способствовало проведению необходимых измерений (Горький — Архангельск — Ленинград). При полете на юг (в первой декаде августа) по всей трассе наблюдалась переменная облачность, в некоторые периоды местами удерживалась даже значительная облачность (7—9 баллов). Температура воздуха в это время была несколько выше средней месячной. О состоянии погоды в августе 1953 г. можно судить по следующим данным (табл. 2).

Таблица 2

Температура воздуха и облачность в августе 1953 г.

Декада	Температура воздуха (град.)				Общая облачность (баллы)			
	1	7	13	19	1	7	13	19

Вологда

I	14,3	15,2	18,5	17,7	5,6	8,8	9,5	7,0
II	13,6	15,0	20,2	17,7	5,2	9,0	9,4	7,1
III	11,9	12,4	17,5	15,9	6,5	7,9	8,6	6,5
Средняя месячная	13,2	14,2	18,7	17,1	5,8	8,5	9,2	6,8

Горький

I	17,4	17,9	24,1	21,0	2,3	6,5	6,8	7,5
II	16,0	15,2	21,2	18,7	5,5	7,5	8,8	8,8
III	16,0	15,8	19,8	17,8	6,5	8,5	7,8	7,9
Средняя месячная	16,4	16,3	21,6	19,1	4,8	7,5	7,8	8,1

Саратов

I	21,8	22,2	29,3	26,8	3,8	5,3	6,4	6,3
II	19,0	18,4	25,7	23,6	4,6	5,0	7,0	7,6
III	20,3	19,0	27,2	25,3	2,8	3,5	3,5	3,4
Средняя месячная	20,4	19,9	27,4	25,2	3,7	4,6	5,6	5,7

Саксаульская

I	22,2	23,4	31,8	30,3	0,0	0,2	4,4	3,0
II	23,1	22,9	30,9	29,9	0,4	1,5	3,0	3,9
III	19,5	18,8	29,3	26,8	1,5	1,0	2,5	2,7
Средняя месячная	21,5	21,6	30,6	28,9	0,7	0,9	3,3	3,2

Данные, приведенные в табл. 2, показывают, что август 1953 г. в северной половине Европейской территории СССР характеризовался значительной облачностью. В районе Горький — Вологда удерживалась устойчивая пасмурная погода, особенно в дневные часы; средняя месячная облачность в 13 часов здесь составляла 8—9 баллов. В средней полосе Европейской территории СССР (южнее Горького) и в Средней Азии облачность была значительно меньше, но тем не менее и здесь сравнительно часто отмечалась переменная облачность, преимущественно в дневные и вечерние часы.

Метеорологические условия по трассе, при которых исследовалась радиационная температура подстилающей поверхности, даны на графиках по отдельным участкам трассы (рис. 2—5). В южном направлении полет происходил с 5 по 10 августа, в северном — с 24 по 28 августа. На рис. 2—5 приведены следующие данные: схематизированная трасса полета с условными обозначениями характера подстилающей поверхности, время полета по отдельным участкам трассы, величины температуры и относительной влажности воздуха на высоте полета, радиационная температура по измерениям с борта самолета.

К систематическим наблюдениям экспедиция приступила, когда вылетели из Вологды в Архангельск. Самолет находился в воздухе 2 час. 30 мин. В это время на линии Вологда — Архангельск наблюдалась пасмурная погода и лишь местами встречались небольшие разрывы в облачности. На отдельных участках трассы высота нижней границы облаков составляла 250—300 м. На протяжении около 150 км (после вылета из Вологды) наблюдалась сплошная облачность слоисто-кучевых, кучевых и разорванно-дождевых форм. Далее на севере облачность уменьшилась до 8—9 баллов.

Температура воздуха в 13 час. в районе Вологда — Архангельск у земли изменялась в пределах 15—18°, а на высоте полета (500—660 м) — 13—15°; относительная влажность воздуха изменялась от 50 (660 м) до 75% (550 м).

Полет происходил над лесистой местностью, занятой хвойными и лиственными породами (смешанный лес), изредка встречались небольшие луга с кустарником и болота. Радиационная температура подстилающей поверхности составляла около 23°, изменяясь местами от 21 до 27°.

Во время полета 6 августа на трассе Архангельск — Нарьян-Мар (рис. 2) наблюдалась переменная облачность. На обратном пути произошло заметное уменьшение облачности, местами до 0—4 баллов; исключением являются последние 100 км, на протяжении которых (при подходе к Архангельску) встретились сплошные слоисто-кучевые и кучевые облака. Температура воздуха в середине дня была около 14—17°, солнце часто скрывалось за облака; облачные тени постоянно покрывали пролетаемую местность.

Характерной особенностью подстилающей поверхности полосы трассы Архангельск — Нарьян-Мар являются редколесья, обширные тундровые болота, в поймах рек луга. Типичные таежные леса (преимущественно еловые, местами небольшие сосновые боры) простираются к северо-востоку от Архангельска на протяжении около 100—120 км.

Температура воздуха на высоте полета (400—500 м) составляла 12—15°. Следует отметить, что над тундровыми болотами, частично покрытыми водой, отмечены более низкие значения температуры, чем над лесистой местностью. В середине дня над болотами на высоте 400—500 м температура воздуха опускалась до 12,4—12,6°, а над кустарниковой тундрой она повышалась до 14°.

Над лесистой местностью относительная влажность воздуха колебалась около 60%, а над болотами она составляла 50%.

Радиационная температура подстилающей поверхности при полете в середине дня на большей части трассы сохранялась в пределах 25—27°, но на отдельных участках трассы она изменялась от 17 (над болотами и озерами) до 28—29° (над сухими, хорошо пропетыми местами). Некоторые резкие перепады радиационной температуры удалось точно увязать с особенностью подстилающей поверхности. Например, вблизи Нарьян-Мара в 11 час. 36 мин. — 11 час. 38 мин. над зеркалом озера радиационная температура понизилась от 26 до 17° (рис. 2). Отметим,

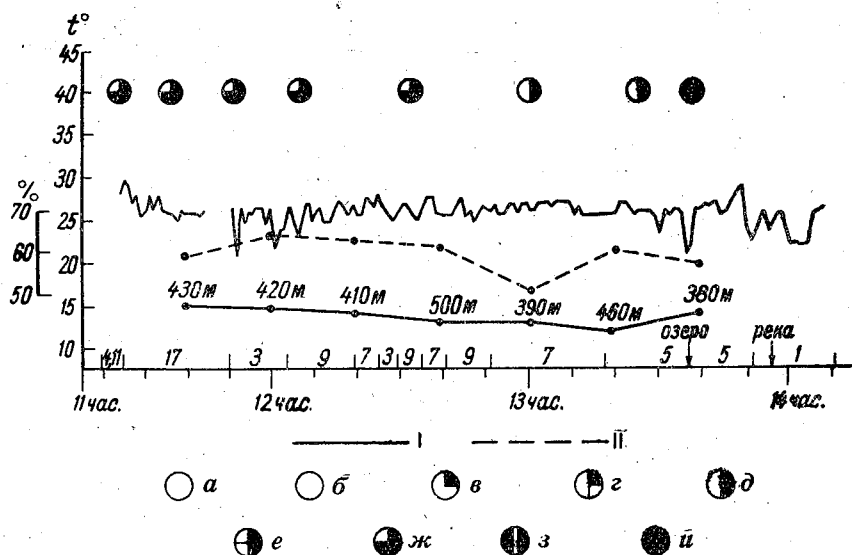


Рис. 2. Характеристика трассы по маршруту Архангельск — Нарьян-Мар. 6 августа 1953 г.

1 — температура воздуха, II — относительная влажность воздуха; а — облаков нет, б — облачность 1 балл или менее, в — облачность 2—3 балла, г — облачность 4 балла, д — облачность 5 баллов, е — облачность 6 баллов, ж — облачность 7—8 баллов, з — облачность 9 баллов, и — облачность 10 баллов.

Числа над осью абсцисс обозначают следующее: 1 — луга с кустарником, 2 — лиственный лес, 3 — смешанный лес, 4 — луг, 5 — тундра, 6 — степи, 7 — болото, 8 — поле, 9 — заболоченное редколесье, 10 — тростниковые заросли, 11 — редколесье, 12 — сады, 13 — овраги, балки, 14 — пустыня, 15 — полупустыня, 16 — полупустыня с солончаками, 17 — заболоченный хвойный лес.

что и при обратном полете из Нарьян-Мара над этим озером было отмечено понижение радиационной температуры от 25 до 20°.

Во вторую половину дня на обратном пути из Нарьян-Мара в распределении температуры воздуха на высоте полета (300—430 м) существенного изменения не произошло. Температура воздуха сохранялась в пределах 13—15°. Между тем в распределении влажности воздуха наблюдалось заметное изменение в сторону ее понижения. На первом участке пути от Нарьян-Мара к Архангельску относительная влажность почти всюду была ниже 50%. На втором участке трассы (после 17 час.) намечилось быстрое увеличение относительной влажности, особенно в зоне увеличения облачности до 10 баллов. В районе Архангельска относительная влажность повысилась до 70%.

Радиационная температура подстилающей поверхности по трассе при обратном полете была несколько ниже (в среднем на 2°). На первом участке пути от Нарьян-Мара в Архангельск радиационная темпе-

ратура большей частью сохранялась в пределах $23-25^{\circ}$, но местами наблюдались быстрые перепады (на $2-3^{\circ}$) из-за неоднородности тепловых свойств подстилающей поверхности. На втором участке трассы радиационная температура понизилась до $20-21^{\circ}$, где, очевидно, сказывалось уже ослабление солнечной радиации.

В характере подстилающей поверхности, над которой производился полет из Архангельска в Нарьян-Мар и обратно, имеются некоторые отличительные черты, которые объясняются незначительным изменением курса полета.

7 августа измерения производились на трассе Архангельск — Горький. Во время полета в районе трассы наблюдалась туманная, теплая, преимущественно пасмурная погода, с небольшими прояснениями на пути до Вологды. В многоярусной структуре облачных систем преобладали слоисто-кучевые, разорванно-дождевые и кучевые облака. Около Вологды и за Вологдой самолет прошел три зоны осадков. Видимость большей частью была ограниченная, местами она ухудшалась до 1—2 км.

Наземная температура воздуха на участке Архангельск — Вологда днем повышалась до $20-21^{\circ}$, а на участке Вологда — Горький — до $24-25^{\circ}$. Относительная влажность воздуха в течение дня колебалась в широких пределах, что объясняется значительным прогревом в дневные часы. В 13 час. относительная влажность воздуха в Архангельске понизилась до 70%, в Вологде — до 60% и в Горьком — до 50%. В районе Вологда — Горький влажность воздуха изменялась в пределах от 50—60% днем до 95% ночью. Вечером в районе Горького прошла сильная гроза, которая сопровождалась сильным ветром и ливневыми осадками.

На высоте полета (430—700 м) температура воздуха на протяжении большей части трассы удерживалась около $14,5-15,5^{\circ}$ и только на расстоянии 200 км от Горького она резко повысилась до $19-20^{\circ}$ (на высоте 600—700 м), что объясняется значительным дневным прогревом. 7 августа в Горьком с утра было ясно, днем наблюдалось развитие облачности, достигшей к вечеру грозовой стадии.

Относительная влажность воздуха на высоте полета изменялась более резко, чем температура воздуха. На участке от Архангельска до Вологды с повышением высоты полета (от 430 до 700 м) относительная влажность упала от 77 до 69% и только вблизи Вологды она снизилась до 60%, где температура воздуха повысилась от 15 до 16° . Далее от Вологды к Горькому относительная влажность постепенно возрастала до 75%, а затем скачкообразно на полпути между этими пунктами увеличилась до 100%, а температура воздуха понизилась от 15 до $12,5^{\circ}$ (в 15 час. 30 мин. на высоте 640—690 м). После этого относительная влажность на протяжении 70 км изменялась от 100 до 60%, а температура воздуха повысилась от $12,5$ до 18° (на высоте 690—710 м). На протяжении последних 180—200 км к Горькому относительная влажность медленно понижалась до 53%, а температура повышалась до $20,5^{\circ}$.

Радиационная температура по трассе измерялась только от Архангельска до Вологды. На этом участке она большей частью изменялась в пределах $22-27^{\circ}$, и лишь в отдельных местах отмечено ее повышение до $29-30^{\circ}$. Такими местами были лесные поляны, хорошо проплетные в день полета.

Особенностью подстилающей поверхности в полосе трассы являлось преобладание лесной растительности. Местность между Вологдой и Горьким представляет собой лесостепь. На рис. 2 дана характеристика подстилающей поверхности.

8 августа наблюдения производились по линии Горький — Сталинград с посадкой в Саратове (рис. 3). Во время полета на участке Горь-

кий — Саратов (11 час. 05 мин. — 13 час. 50 мин.) наблюдалась конвективная облачность 5—8 баллов, местами от 2—3 до 10 баллов. Температура воздуха в 13 час. составляла 22—24°, а относительная влажность — 38—48%. В конце дня в Горьком и Саратове прошли дожди.

На высоте полета (500—600 м) температура воздуха сохранялась в пределах 16,0—17,5°, и только в районе Саратова при уменьшении высоты полета до 370 м она повысилась до 21°. Относительная влажность с повышением температуры падала от 70 до 50%. Подстилающая поверхность по пути полета от Горького до Саратова носила преимущественно степной характер. На протяжении 200 км от Горького смешанные леса чередовались с обширными пространствами степного ландшафта. Южнее, до Пензы и далее до Саратова, местность представляла собой степь. Небольшие леса встречались обычно только по балкам. Подстилающая

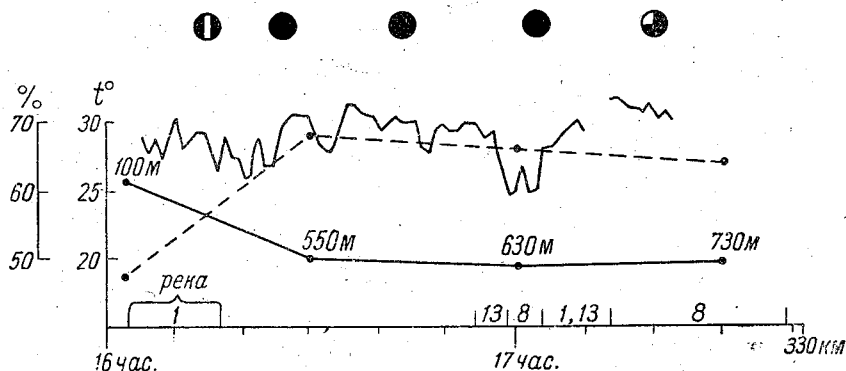


Рис. 3. Характеристики трассы по маршруту Саратов — Сталинград 8 августа 1953 г.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

поверхность степи неоднородная. Распаханные поля (пашня), полосы со стерней, яровые хлеба, пожелтевшие травы, зеленые луга, луга с кустарником в долинах рек создавали резкие контрасты радиационных свойств подстилающей поверхности. Эти особенности в характере подстилающей поверхности следует считать основной причиной неравномерного ее прогрева, следовательно, и неоднородного распределения конвективной облачности и измеряемой радиационной температуры.

На первом участке пути от Горького до Саратова радиационная температура большей частью изменялась в пределах 22,5—30,0°. Радиационная температура пашни составляла около 30°, крон деревьев (над лесом) — около 24—25°. Наиболее резкие контрасты отмечались между радиационными температурами пашни и водной поверхности.

На втором участке пути радиационная температура повысилась и изменялась в пределах 25—30°, а в отдельных местах — в пределах 25—35°. В районе Саратова радиационная температура над выжженными полями степей повышалась до 32—35°, а над Волгой (над зеркалом воды) она понижалась до 20°.

Радиационная температура весьма чувствительна к облачным тням. В 11 час. 37 мин. и в 12 час. 35 мин. нами были точно зафиксированы случаи прохождения самолета в зоне облачной тени. В этих случаях получили понижение радиационной температуры на 3—5°. Эффект облачных теней неоднократно отмечался и в ряде других случаев.

Полет из Саратова в Сталинград происходил в условиях облачной, преимущественно пасмурной погоды. Преобладающими формами были

кучево-дождевые, высоко-слоистые и высоко-кучевые облака. Вылетая из Саратова, на протяжении 70—80 км самолет постепенно набирал высоту от 100 до 550 м (16 час. 05 мин. — 16 час. 30 мин.). На этом участке (на высоте полета) температура воздуха понижалась от 26 до 20°, а относительная влажность повышалась от 48 до 68%. Далее до Сталинграда на высоте 550—730 м температура и относительная влажность мало изменялись: температура составляла около 20°, а относительная влажность — около 65—68%.

9 августа трассу Сталинград — Актюбинск протяжением более 1000 км самолет прошел в течение 5 час. 04 мин. (11 час. 15 мин. — 16 час. 19 мин.). Во время полета наблюдалась облачная, на значительном протяжении преимущественно пасмурная погода, местами были отмечены слабые осадки, дымка при видимости 3—5 км.

На протяжении 250 км температура воздуха составляла около 18°, а относительная влажность повышалась от 70 до 100% (в зоне дождя). После зоны дождя относительная влажность быстро упала до 50%. На втором участке пути температура колебалась в пределах 27—30°, а относительная влажность устойчиво держалась около 25%.

10 августа измерения производились на линии Актюбинск — Ташкент (8 час. 40 мин. — 15 час. 20 мин.).

Во время полета на трассе наблюдалась небольшая кучевой формы облачность. Температура воздуха в 13 час. в Актюбинске достигала 32°, а в Джусалах — 38°; относительная влажность в середине дня составляла ниже 30%.

Температура воздуха на высоте полета на участке Актюбинск — Аральск постепенно повышалась от 22—23 до 24—25°; от Аральска к Ташкенту температура воздуха сохранялась в пределах 27—28°. Относительная влажность до Аральска была сравнительно высокая; над Мугоджарами она составляла около 50%, а юго-восточнее Аральска снижалась до 20—10%.

Ввиду больших различий в свойствах сильно прогретой подстилающей поверхности пустынного ландшафта Средней Азии наблюдались большие изменения в ходе радиационной температуры. Исключительно неравномерное распределение радиационной температуры в условиях летней жаркой погоды являлось характерным для зоны полупустыни и пустыни.

На линии Ташкент — Джусалы (рис. 4) стояла жаркая со слабым ветром погода. Во время полета наблюдалась переменная облачность. Первый участок трассы протяжением около 150 км был пройден в условиях малооблачной погоды; в районе Ташкента в момент вылета наблюдалась облачность 2—3 балла перистых и кучевых форм, а далее на протяжении 250 км она постепенно увеличилась до 9 баллов. На втором участке пути облачность несколько уменьшилась, но до пункта Джусалы она сохранялась в пределах 7—8 баллов. Для условий этого района Средней Азии наблюдаемая облачность является мало характерной для августа.

В 13 час. в районе Ташкент — Джусалы температура воздуха повысилась до 33—34°, а относительная влажность понизилась до 20%.

Радиационная температура подстилающей поверхности по трассе испытывала резкие колебания. Даже над пустыней, имеющей внешне однородный характер, она изменялась на 8—10°, что указывает на весьма неоднородный прогрев верхних слоев почвы. Значительные перепады радиационной температуры в пустыне объясняются изменчивостью радиационных свойств подстилающей поверхности (цвет, физическая структура почвы, характер растительного покрова в долине реки и пр.).

На начальном участке трассы от Ташкента радиационная температура повышалась от 47—48° в черте города до 60—62° в пустыне. В пустыне резкие изменения в распределении температуры объясняются не только изменчивостью радиационных свойств подстилающей поверхности, но и влиянием облачности. Так, в 13 час. 42 мин. — 13 час. 45 мин. наблюдалось понижение радиационной температуры от 57—58° до 47—48° преимущественно из-за облачной тени, в которой проходил самолет.

Наибольшие перепады в радиационной температуре отмечались при полете над долиной Сыр-Дарьи, где самолет неоднократно пересекал русло реки. При переходе с пустынной местности на береговую полосу с тростником радиационная температура изменялась от 55 до 42°. Значительные понижения радиационной температуры отмечались и при

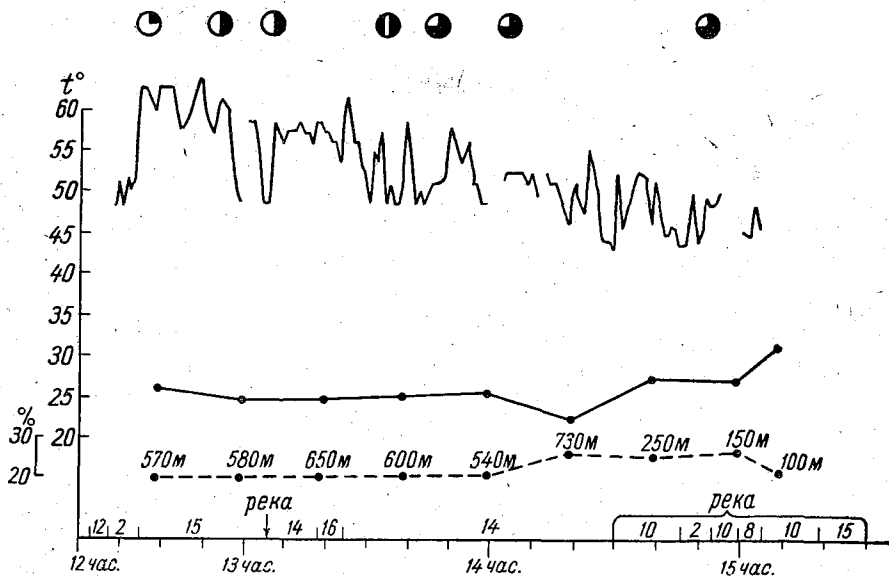


Рис. 4. Характеристика трассы по маршруту Ташкент — Джусалы.
24 августа 1953 г.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

смене цвета подстилающей поверхности. В 13 час. 30 мин., когда пролетали над голыми солончаками, имеющими белесоватый вид, она понизилась более чем на 10°.

Из приведенных данных видно, что основной причиной неравномерного прогрева подстилающей поверхности и изменчивого распределения радиационной температуры следует считать неоднородность радиационных свойств местности.

25 августа полет происходил по трассе Джусалы — Уральск.

На протяжении всей трассы измерения радиационной температуры подстилающей поверхности производились в условиях жаркой, ясной, солнечной погоды, местами отмечалась дымка.

На участке Джусалы — Аральское море (8 час. 23 мин. — 9 час. 30 мин.) радиационная температура менялась сравнительно мало. На этой части трассы она составляла 40—42°. Резкое понижение радиационной температуры было отмечено над Аральским морем, над северной частью которого пролетали в 9 час. 31 мин. — 9 час. 39 мин. При переходе с пустынной местности на море она понизилась от 43 до 23°, а на северо-западном берегу повысилась до 42°. Такие же изменения в радиа-

ционной температуре отмечались в районе соленых озер, покрытых белой коркой соли. Большие перепады в радиационной температуре отмечались при прохождении над отрогами Южного Урала (от 29 до 40—42°).

Над приуральскими степями, между Актюбинском и Уральском, в распределении радиационной температуры существенных колебаний не было (39—43°). Только при подходе к Уральску, когда встретились облака, она стала быстро изменяться. Отсюда видно, что при ясном небе относительно однородная поверхность прогревается достаточно равномерно. Поэтому облачные тени следует считать одной из причин неравномерного распределения температуры подстилающей поверхности.

26 августа экспедиция производила измерения на трассе Уральск — Горький с посадкой в Саратове.

В течение дня погода по трассе была изменчивая. От Уральска до Саратова стояла преимущественно ясная, теплая и сухая погода. Температура воздуха в 13 час. в Саратове составляла 27°, а относительная влажность — 35%. Температура поверхности почвы на аэродроме в Саратове в 10 час. 15 мин. достигала 30°. Относительно малый прогрев почвы объяснялся наличием дымки, сухой мглы, которая значительно ослабляла солнечную радиацию. На участке Саратов — Горький, наоборот, на всей трассе наблюдалась переменная облачность, которая увеличивалась местами до 8—9 баллов. Преобладающими формами были кучевые и высоко-кучевые облака, местами слоисто-кучевые.

Приведенные данные показывают, что при полете из Уральска в Горький до Саратова удерживалась сравнительно устойчивая, сухая и теплая погода, а к северу от Саратова наблюдалось резкое ухудшение погоды, которое выражалось в увеличении облачности и влажности воздуха, понижении температуры воздуха и значительном понижении температуры поверхности. В 15 час. 20 мин. температура поверхности почвы на аэродроме в Горьком составляла 23—24°.

Температура воздуха на уровне полета (400—500 м) вдоль трассы сравнительно мало менялась от Уральска и далее на север до Пензы; севернее Пензы произошло резкое понижение температуры воздуха.

На линии Уральск — Саратов температура воздуха на высоте 570 м составляла 18° (в начале пути), с приближением к Саратову, где высота полета уменьшилась до 400 м, температура воздуха увеличилась только на 1°. Иной ход имела относительная влажность. В районе Уральска на протяжении 60—70 км температура воздуха была 18° на высоте 570 м, а влажность составляла 48—50%; в дальнейшем, когда высота полета уменьшилась от 570 до 430 м, а температура изменилась, влажность возросла до 70%.

Радиационная температура подстилающей поверхности от Уральска до Саратова также сравнительно мало менялась (29—32°). Отдельные перепады около 26—30° отмечались в начале пути, когда самолет проходил над солончаковой местностью или летел в облачной тени, и в конце участка трассы при полете над долиной Волги. При переходе с прибрежной полосы на водную поверхность Волги радиационная температура изменялась от 32,5 до 22,5°.

К северу от Саратова (до Пензы) радиационная температура большей частью изменялась в пределах 32—37°. Отметим, что над степью она повышалась до 37—38°, а над лесными массивами снижалась до 28—29°. Такой перепад радиационной температуры был отмечен в 13 час. 05 мин., когда самолет пролетал над лесом (рис. 5).

Между Пензой и Горьким вследствие значительной облачности в день полета и дождливой погоды 25—26 августа произошло резкое снижение

радиационной температуры подстилающей поверхности от 37—38 до 24—25°. Это весьма хорошо согласуется не только с наблюдаемыми погодными процессами в день полета, но и с особенностями климата и погоды в многолетнем разрезе и с наблюдаемыми погодными явлениями в августе 1953 г. Достаточно указать, что в августе 1953 г. в Горьком наблюдалось 18 дней с осадками при месячной сумме около 80 мм, а в Саратове — 7 дней с осадками при месячной сумме около 7 мм. Столь резкие контрасты имели место и по другим метеорологическим элементам.

27 августа наблюдения производились на трассе Горький — Вологда — Архангельск. Из Горького самолет вылетел в 8 час. 34 мин., в Архангельске приземлился в 13 час. 22 мин.

В течение суток 27 августа на всей линии удерживалась преимущественно пасмурная, дождливая и относительно прохладная погода.

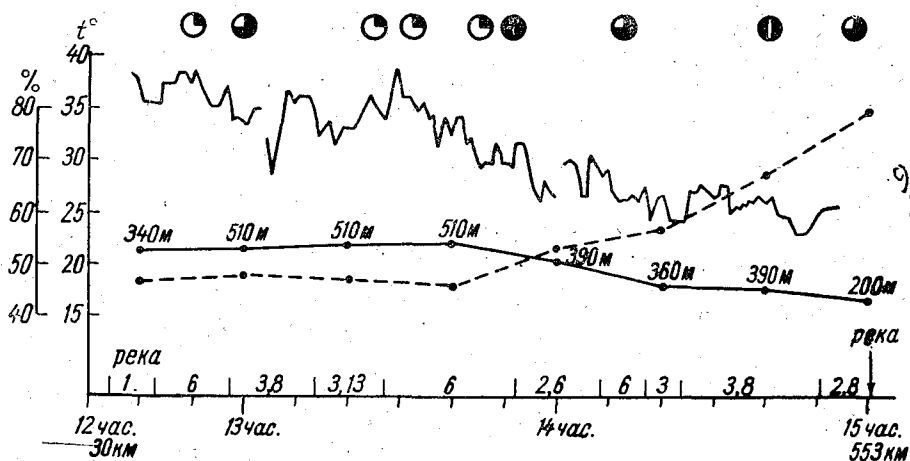


Рис. 5. Характеристика трассы по маршруту Саратов — Горький. 26 августа 1953 г.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

Наземная температура на трассе в 13 час. понижалась до 22° в Горьком, до 19° в Вологде и до 16° в Архангельске. Относительная влажность соответственно изменялась от 70 до 90—85%. Облачная погода (9—10 баллов) в Горьком была в первую половину дня, в Вологде — утром и днем, а в Архангельске — во вторую половину дня. Преобладали слоистые, слоисто-кучевые и высоко-слоистые облака.

Температура воздуха на высоте полета сначала составляла 15—18°, а далее в районе Вологды она снизилась до 12°. Относительная влажность на большей части трассы была высокая (80—95%) и лишь на отдельных участках она снижалась до 70—60%.

Радиационная температура понижалась параллельно температуре воздуха на высоте полета. До Вологды она колебалась в пределах 20—25°, а после Вологды, ближе к Архангельску, снизилась до 16—18°. Резкие скачки радиационной температуры наблюдались при смене полей лесами и наоборот. Над полями и лесными полянами радиационная температура была выше, чем над лесами на 3—5°.

28 августа были произведены измерения по маршруту Архангельск — Петрозаводск — Ленинград.

На протяжении всей трассы удерживалась преимущественно пасмурная, дождливая погода. Несколько раз самолет пересекал зоны дождя,

низкие слоистые и разорванно-дождевые облака. Даже в условиях облачной погоды радиационная температура заметно понижалась над водными бассейнами.

Заключение

Проведенные измерения дали возможность получить значения радиационной температуры для 32 разновидностей подстилающей поверхности.

Значительная часть трассы проходила над лесами, в особенности над смешанными. Установлено, что радиационная температура подстилающей поверхности существенно зависит от характера последней.

Как правило, радиационная температура подстилающей поверхности на $8-10^{\circ}$ выше температуры воздуха на уровне полета.

Резкие перепады радиационной температуры удалось точно увязать с особенностями подстилающей поверхности.

Особенно характерно значительное уменьшение величины радиационной температуры при переходе с суши на водную поверхность в среднем на 6° , а при переходе с пустынной местности на море уменьшение достигло 20° .

Следует отметить, что анализ данных указывает на крайнюю необходимость в увязке радиационных характеристик с погодными и климатическими условиями. Совершенно необходимо увязывать радиационную температуру с характером распределения облачности, температуры воздуха, почвы, с влажностью воздуха и другими метеорологическими элементами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаевский В. Л. Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО, вып. 26, 1951.

О СВЯЗИ ПОРОГА КОНТРАСТНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ С ОСТРОТОЙ ЗРЕНИЯ, ПОЛОЖЕННОЙ В ОСНОВУ РАСЧЕТА ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ ОБЪЕКТОВ

В статье излагаются результаты проверки аналитической зависимости порога контрастной чувствительности от угловых размеров наблюдаемого объекта. Показывается, что уравнение $(K - \varepsilon)\gamma^2 = (1 - \varepsilon)\delta^2$ не противоречит экспериментальным данным и может быть использовано при расчете дальности видимости удаленных объектов.

Долгое время считалось, что порог контрастной чувствительности ε при наблюдении объектов в полевых условиях равен 0,02, как это получается в лаборатории, например, при определении ошибки визуального фотометрирования. Однако при сравнении коэффициента ослабления света α в атмосфере с метеорологической дальностью видимости S , определенной визуально по наблюдению больших темных объектов на фоне неба, было обнаружено, что порог контрастной чувствительности значительно выше.

Ряд авторов [1, 2, 3] пришли к выводу, что при наблюдении объектов в дневное время порог контрастной чувствительности нужно принимать лежащим в пределах 0,04—0,06, т. е. в два-три раза выше, чем ранее принимавшееся число $\varepsilon = 0,02$. По-видимому, это аналогично выбору гидрографического порога для освещенности на зрачке при расчете дальности видимости огней. В лаборатории можно наблюдать пороговую освещенность на зрачке $E = 2 \cdot 10^{-9}$ лк. В полевых условиях наблюдается порог $E = 10^{-8}$ лк. Однако для расчета огней в гидрографии с полным основанием принимается число $E = 2 \cdot 10^{-7}$ лк.

Наблюдатель, обнаруживая слабо контрастирующий с фоном объект в полевых условиях, должен отличить его от возможной слабой неоднородности фона. Для этого наблюдатель должен иметь некоторый запас видимости. Как показывают прямые опыты, объекты больших размеров при $\varepsilon = 0,05$ могут быть обнаружены наблюдателем, причем обнаружение происходит в условиях порогового восприятия.

Состоявшееся в июле 1957 г. в Париже заседание Международной метеорологической комиссии приняло решение принять новую меру оптического состояния атмосферы с отличительным наименованием Meteorological Optical Range (MOR), соответствующую нашему понятию метеорологической дальности видимости [4, 5]. По решению комиссии, «метеорологическая дальность видимости есть длина пути в атмосфере, необходимая для ослабления светового потока параллельного пучка лучей от лампы накаливания при цветовой температуре 2700°K до 0,05 его первоначальной величины, при этом световой поток оценивается посредством дневной функции видности согласно Международной комиссии

по освещению». В примечании поясняется: «Метеорологическая дальность видимости для практических целей есть то же самое, что и метеорологическая видимость, определяемая на станциях, т. е. это практически то же самое, что расстояние, на котором черный объект соответствующих размеров может быть виден и обнаружен на фоне неба у горизонта».

Таким образом, вопрос о величине порога контрастной чувствительности, которую нужно принимать при расчете метеорологической дальности видимости, можно считать решенным. Выражение для метеорологической дальности видимости будет иметь вид

$$S = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\alpha} = \frac{3}{\alpha}.$$

При расчете дальности видимости удаленных объектов по известным условиям наблюдения следует иметь возможность учесть изменение порога контрастной чувствительности с угловыми размерами объекта.

Выражение для контраста K объекта, проектирующегося на любой фон и наблюдаемого на расстоянии l , имеет следующий вид [4]:

$$K = \frac{K_0}{1 + \frac{1}{b}(e^{\alpha l} - 1)}, \quad (1)$$

где K_0 — истинный контраст объекта с фоном, b — коэффициент светлоты, α — показатель ослабления света.

При $K = \varepsilon$ расстояние l делается равным дальности видимости реального объекта L . Выражение (1) имеет место только для объектов больших угловых размеров, для которых $\varepsilon = \text{const}$. Поэтому при расчете дальности видимости реальных объектов, которые, как правило, бывают малых угловых размеров, следует учесть зависимость порога контрастной чувствительности от угловых размеров наблюдаемого объекта.

Зависимость порогового контраста K от угловых размеров γ наблюдаемого объекта была исследована многими авторами. Дантлей [6] положил в основу расчета дальности видимости данные Блеквелла [9] и по ним построил известные номограммы.

Для расчета реальной дальности видимости весьма удобно иметь аналитическую зависимость между K и γ . Было предложено [7, 8] следующее уравнение:

$$(K - \varepsilon) \gamma^2 = (1 - \varepsilon) \delta^2, \quad (2)$$

где ε — порог контрастной чувствительности, соответствующий наблюдению объекта очень больших угловых размеров, δ — наименьший разрешаемый угол, характеризующий остроту зрения наблюдателя $V = \frac{1}{\delta}$.

Острота зрения определяется при наблюдении черного объекта на светлом фоне при $K=1$. Уравнение (2) дает связь между пороговым контрастом $K < 1$ и разрешаемым углом $\gamma > \delta$.

Формула (2) подтверждается при сравнении ее с опытными данными.

Если ввести обозначения

$$K = \varepsilon \cdot 10^x, \quad \gamma = \delta \frac{\sqrt{1-\varepsilon}}{\sqrt{\varepsilon}} 10^y,$$

то уравнение (2) примет следующий вид:

$$\frac{1}{10^x + 2y} + \frac{1}{10^x} = 1.$$

Таким образом, имеется универсальная кривая, на которую должны лечь экспериментальные точки, полученные всеми исследователями, занимавшимися изучением зависимости порогового контраста от угловых размеров объекта.

Если построить экспериментальные точки в логарифмическом масштабе

$$\lg K = \lg \varepsilon + x,$$

$$\lg \gamma = \lg \left(\delta \frac{\sqrt{1-\varepsilon}}{\sqrt{\varepsilon}} \right) + y,$$

то обе кривые (экспериментальная и теоретическая) будут отличаться друг от друга только положением начала координат. Если окажется, что при параллельном переносе теоретической кривой она может быть совмещена с экспериментальной, то уравнение (2) может считаться выдержавшим проверку опытом. В этом случае положение начала координат теоретической кривой, обеспечивающее наилучшее совпадение теоретических и опытных данных, определяет отрезок $\lg \varepsilon$ на оси x и

отрезок $\lg \left(\delta \frac{\sqrt{1-\varepsilon}}{\sqrt{\varepsilon}} \right)$ на оси y . Таким образом определяется среднее

значение порога контрастной чувствительности ε и наименьшего разрешаемого угла δ по результатам наблюдений.

Теоретическая кривая была построена на кальке, а экспериментальные данные различных исследователей нанесены на чертежной бумаге. Отрезок, изображающий число 10 и являющийся единицей длины, был одинаков. Добиваясь наилучшего совмещения экспериментальных точек с теоретической кривой при условии параллельности осей на обоих чертежах, мы определяли соответствие уравнения (2) опытным данным. В тех случаях, когда теоретическую и экспериментальную кривые не удавалось совместить, отмечалось расхождение теоретических и опытных данных.

Мы воспользовались данными Блеквелла [9], Кобба и Мосса [10], Гоннера и Геноунга [11], Бартеновой [4] и Сытинской [12]. На рис. 1—6 и в табл. 1 представлены результаты такой обработки. Сплошной линией показана кривая, соответствующая теоретической зависимости (2) и совмещенная с экспериментальными точками авторов. Экспериментальные точки достаточно хорошо легли на теоретическую кривую. Исключение составляют данные Гоннера и Геноунга, теоретическая формула (2) для которых может быть применима с большой ошибкой. Данные Гоннера и Геноунга для малых яркостей фона не подчиняются никакой закономерности, через полученные точки нельзя провести плавную кривую.

При наблюдении объектов светлее фона зависимость $K(\gamma)$, полученная Блеквеллом [9], соответствует теоретической формуле (2). При малых яркостях точки, соответствующие наблюдению объектов малых угловых размеров, отступили от теоретической кривой, что можно объяснить тем, что малые объекты светлее фона воспринимаются наблюдателем как светящиеся точки.

На рис. 5 приведены результаты опыта Сытинской [12] с объектами прямоугольной формы и разной степенью вытянутости (отношение короткой стороны прямоугольника к длинной менялось от $1/1$ до $1/16$). Точки, соответствующие наблюдению объектов различной формы, хорошо легли на теоретическую кривую. Любопытно отметить, что Сытинская считает теоретическую формулу (2) опровергнутой на основании

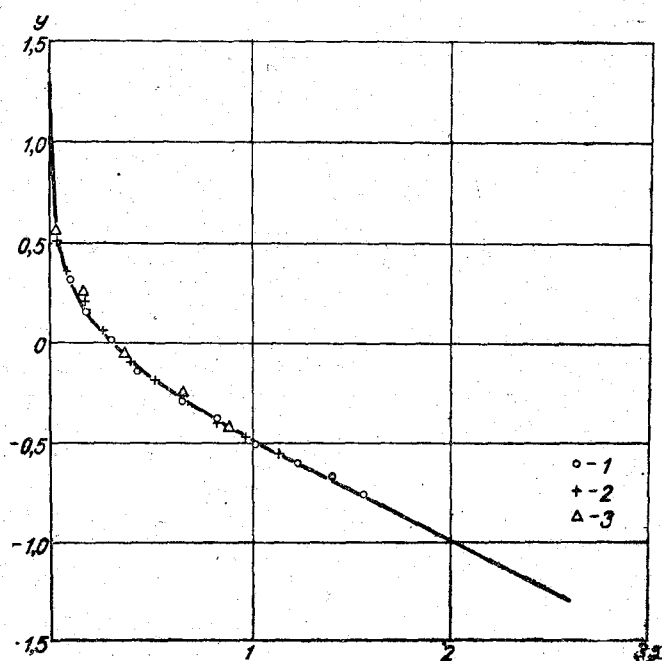


Рис. 1. Данные Кобба и Мосса (объект темнее фона).
 1 — $B = 9,3$ асб, 2 — $B = 186$ асб, 3 — $B = 929$ асб.

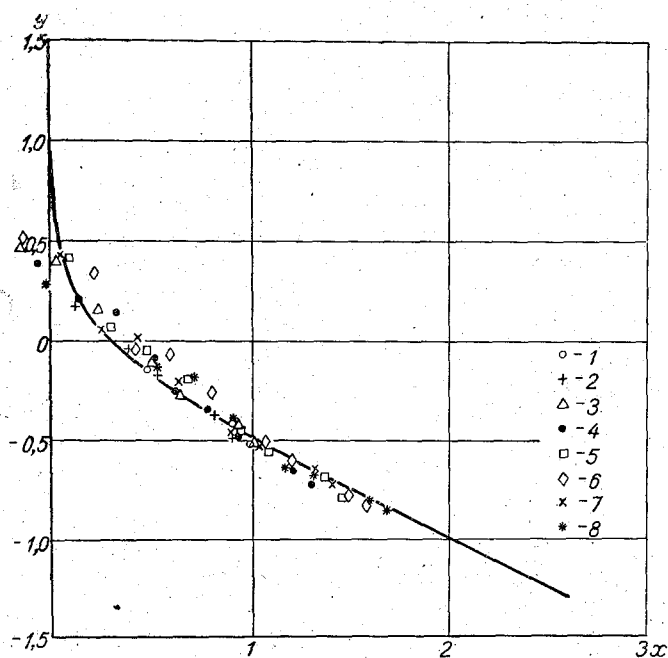


Рис. 2. Данные Гоннера и Геноунга (объект темнее фона).

1 — $B = 1,3 \cdot 10^{-3}$ асб, 2 — $B = 9,83 \cdot 10^{-3}$ асб, 3 — $B = 9,83 \cdot 10^{-2}$ асб,
 4 — $B = 0,20$ асб, 5 — $B = 0,44$ асб, 6 — $B = 1$ асб, 7 — $B = 3,12$ асб,
 8 — $B = 10$ асб.

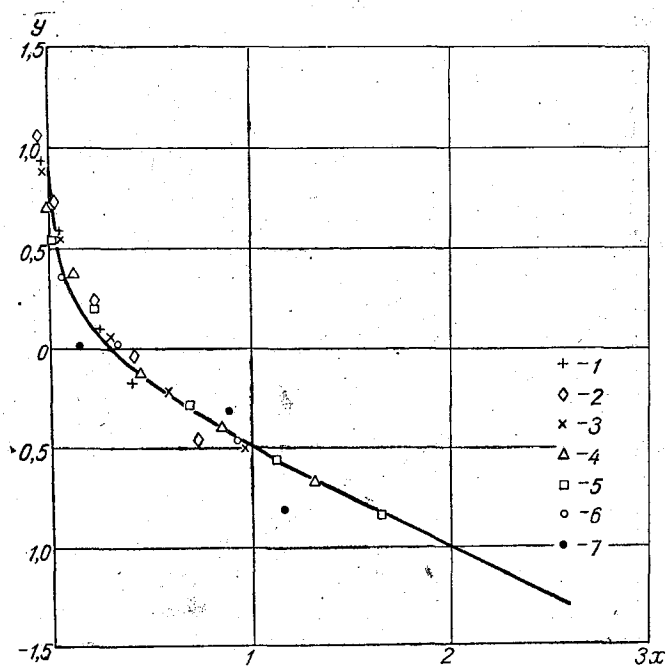


Рис. 3. Данные Блеквелла (объект темнее фона).
 1 — $B = 10^{-3}$ асб, 2 — $B = 1 \cdot 10^3$ асб, 3 — $B = 1 \cdot 10$ асб, 4 — $B = 1$ асб,
 5 — $B = 1 \cdot 10^{-1}$ асб, 6 — $B = 1 \cdot 10^{-2}$ асб, 7 — $B = 3,2 \cdot 10^{-3}$ асб.

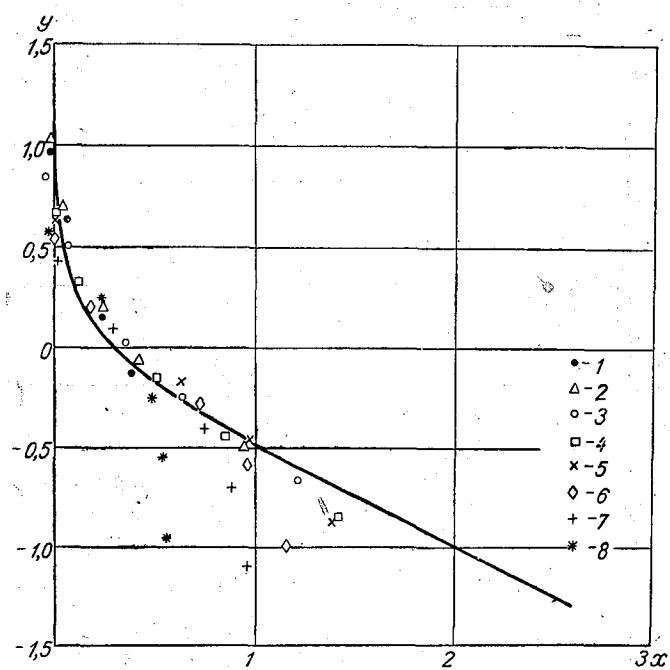


Рис. 4. Данные Блеквелла (объект светлее фона).
 1 — $B = 1 \cdot 10^3$ асб, 2 — $B = 1 \cdot 10^2$ асб, 3 — $B = 10$ асб, 4 — $B = 1$ асб,
 5 — $B = 1 \cdot 10^{-1}$ асб, 6 — $B = 1 \cdot 10^{-2}$ асб, 7 — $B = 1 \cdot 10^{-3}$ асб, 8 — $B = 1 \cdot 10^{-4}$ асб.

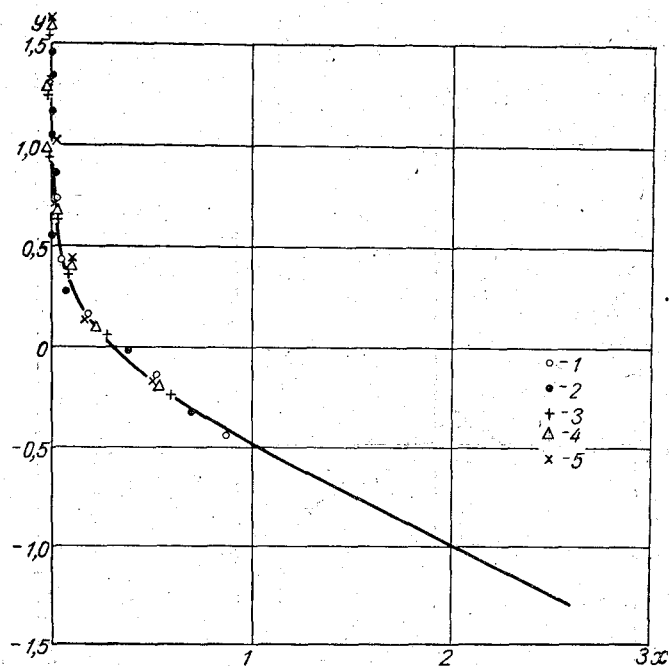


Рис. 5. Данные Н. Н. Сытинской для прямоугольных объектов с различным соотношением K — короткой стороны прямоугольника к длинной (объект темнее фона).

$$1-K = \frac{1}{1}, 2-K = \frac{1}{2}, 3-K = \frac{1}{4}, 4-K = \frac{1}{8}, 5-K = \frac{1}{16}.$$

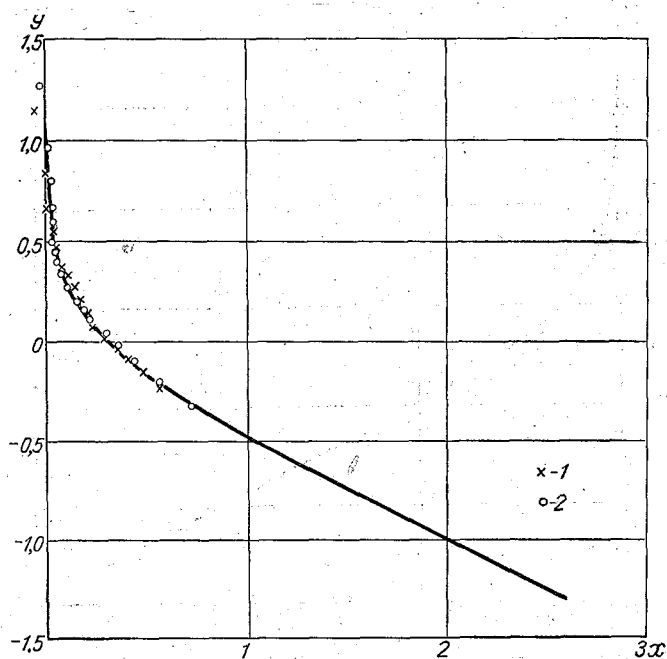


Рис. 6. Полевые наблюдения Бартеновой темных объектов на фоне дневного неба.

1 — порог контрастной чувствительности потери видимости,
2 — порог контрастной чувствительности обнаружения объекта.

полученных ею опытных данных [12]. Сытинскую ввело в заблуждение то обстоятельство, что она не приняла во внимание погрешность выражения $(K-\varepsilon)\gamma^2$, происходящую от ошибок наблюдения K и ε .

Таблица 1

Автор	Объект	Яркость фона (асб)	Пределы изменения угла γ (мин.)	Выводы
Кобб и Мосс	Темнее фона	10—930	120—2	Теоретическая формула применима
Гоннер и Геноунг	Темнее фона	10—3,1 $1-1,3 \cdot 10^{-3}$	15—1,2 30—1	Теоретическая формула применима Теоретическая формула не согласуется с опытом
Блеквелл	Темнее фона	10^3 10^2 10 1 10^{-1} 10^{-2} $3,2 \cdot 10^{-3}$	120—9 120—3 120—5 120—5 120—5 120—19 120—19	Теоретическая формула применима Всего три точки, теоретическая формула не применима
	Светлее фона	10^3 10^2 10 1 10^{-1} 10^{-2} 10^{-3} 10^{-4}	120—9 120—3,5 120—3,5 120—3,5 120—3,5 120—3,5 120—3,5 120—3,5	Теоретическая формула применима Теоретическая формула применима, точка $\gamma = 3',5$ отступает от кривой Теоретическая формула применима, точки $\gamma = 9',5$ и $\gamma = 3',5$ отступают от кривой
Сытинская	Темнее фона, прямоугольники с различным соотношением сторон	Дневные условия наблюдения	120—2	Теоретическая формула применима
Бартенева	Темнее фона	Дневные условия наблюдения	120—6,5	Теоретическая формула согласуется с опытом

Таким образом, наблюдаемые отклонения от теоретической зависимости (2) не столь значительны, чтобы их можно было принимать во внимание при расчете дальности видимости удаленных объектов. Результаты разных авторов часто противоречат друг другу в том смысле, что при одних и тех же условиях получаются кривые зависимости $K(\gamma)$ разной формы. Имея в виду весь известный экспериментальный материал, можно сделать вывод, что уравнение (2) не противоречит опытным данным. Лишь при расчете дальности видимости реальных объектов ночью формула (2) может дать заниженные значения дальности видимости для объектов светлее фона малых угловых размеров ($5'$ и ниже). Как ука-

зывалось раньше [8], при наблюдении объектов очень больших угловых размеров зависимость $K(\gamma)$, полученная на опыте, может не соответствовать формуле (2). Однако как первое, так и второе обстоятельство не имеет практического значения при расчете реальной дальности видимости удаленных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Houghton H. G. On the relation between visibility and the constitution of clouds and fog. J. Ber. Sci. 1. 1939.
2. Douglas C. A. und Jung L. L. Development of a transmissometer for determining visual range. U. S. Dept. Commerce. CAA Tech. Dev. Rep., 47, 1945.
3. Болдырев Н. Г., Бартенева О. Д. Определение метеорологической дальности видимости по контрастам удаленных объектов. Труды ГГО, вып. 42 (104). 1953.
4. Болдырев Н. Г. Дальность видимости реальных объектов. Труды ГГО, вып. 19 (81). 1950.
5. Методические указания управления гидрометслужбы № 20. Организация визуальных наблюдений за метеорологической дальностью видимости, критический просмотр материалов наблюдений (по данным одной станции). Теоретическое обоснование методов определения метеорологической дальности видимости и дальности видимости реальных объектов на местности. Гидрометеиздат. 1953.
6. Duntley S. Q. The visibility of distant objects. JOSA. 38. 1948.
7. Болдырев Н. Г. Энергетические соотношения, описывающие явления зрительного восприятия. Проблемы физиологической оптики, т. 6. 1948.
8. Болдырев Н. Г. Экспериментальное подтверждение энергетической теории зрения. Проблемы физиологической оптики, т. 8. 1953.
9. Blackwell H. R. Contrast thresholds of the human eye. JOSA, 36. 1946.
10. Cobb P. and Moss F. Four fundamental factors in vision. Journ. Frankl. Ins. 205. 1928.
11. Gonner P. and Ganoung R. An experimental determination of the visual thresholds at low values of illumination. JOSA, 25. 1935.
12. Сытинская Н. Н. О некоторых параметрах зрительных функций. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1. 1954.

АЛЬБЕДО БОЛЬШИХ ТЕРРИТОРИЙ

В статье рассмотрены результаты самолетных измерений альbedo и дано альbedo географических зон СССР.

Альbedo деятельной поверхности является одной из важных метеорологических характеристик, выражающей интенсивность нагревания поверхности солнечной радиацией. Однако до настоящего времени нет сколько-нибудь удовлетворительной сводки об альbedo естественных поверхностей, а литературные данные крайне разрознены и зачастую трудно сравнимы из-за различий в методике определения альbedo. Наблюдения над альbedo, проводимые на сети гидрометеостанций, не могут дать правильной оценки значений альbedo района действия станции, так как они ограничиваются регистрацией альbedo поверхности метеорологической площадки (травяной покров), которая в большинстве случаев не является характерной для данной местности. Использование расчетных методов по определению альbedo больших территорий, к чему вынуждены прибегать исследователи, позволяет крайне приближенно оценить альbedo изучаемых территорий.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в течение 5 лет проводилась работа по накоплению фактического материала об альbedo основных типов естественных поверхностей территории Советского Союза. Для выполнения этой работы были проведены специальные наземные и самолетные измерения в различных районах СССР.

Определение альbedo поверхности по данным самолетных измерений, по нашему мнению, дает наиболее правильную характеристику альbedo больших площадей, так как при этом мы получаем значение альbedo, которое полно отражает все особенности и свойства поверхности. Известно, что отражательная способность внешне однородной поверхности при одном и том же приходе на нее солнечной радиации может существенно различаться на тех или иных участках из-за различия в физических свойствах (различие цвета, неравномерное распределение растительности, различия в шероховатости и т. п.). Наземные измерения, которые проводятся на небольших площадках, не могут отразить эти различия.

Подробное описание методики определения альbedo поверхности по измерениям с самолета дано в статьях В. Г. Кастрова [1], Н. И. Чельцова [3], В. Л. Гаевского [2]. Здесь мы рассмотрим некоторые особенности методики, принятой при выполнении данной работы. Измерения суммарной и отраженной радиации производились с самолета ЛИ-2 с высоты 500 м над поверхностью земли. В качестве приемников радиации использовались термоэлектрические пирометры, один из которых устанавливался сверху самолета приемной поверхностью вверх, а второй укреплялся внизу самолета приемной поверхностью вниз. Горизон-

тальность установки верхнего пиранометра обеспечивалась специальной подставкой, на которой укреплялась головка пиранометра. Правильность установки пиранометра во время полета контролировалась по уровню, установленному на этой же подставке, согласованному с плоскостью приемника. Точность установки приборов по горизонту во время полета составляла около 2° . Усиление термотока, поступающего от пиранометров, осуществлялось при помощи усилителя постоянного тока. В качестве выходного прибора использовался оптический фоторегистратор К-4-51.

При производстве измерений выдерживался постоянный режим полета: высота 500 м над поверхностью земли и скорость 210—220 км/час. Масштаб записи трассы полета на ленте самописца при указанном режиме и скорости протяжения ленты (0,5 мм/сек.) составлял 1:12 000. Чувствительность приборов и использование усилителя для усиления термотока пиранометров обеспечивали надежный отсчет потоков радиации с точностью до 0,01 кал/см² мин. (изменение показания на 1 мм на ленте самописца соответствовало изменению потока радиации на 0,01 кал/см² мин.).

Описание поверхности по трассе производилось двумя наблюдателями с противоположных бортов самолета. В журнал наблюдений через каждые 2 мин. заносились основные характеристики поверхности (цвет, рельеф, растительный покров и его состояние).

Первичная обработка результатов наблюдений заключалась в снятии показаний с ленты самописца и во внесении в эти показания поправки на неравномерность шкалы.

Осреднение значений отраженного потока производилось по данным регистрации для участка трассы, равного 2 км. При учете инерции приборов, которая для применяемых нами пиранометров (специально изготовленных мастерскими ГГО) составляла 18 сек., принятое осреднение обеспечивало получение надежных данных об отраженной от поверхности земли радиации.

Полученные исправленные отсчеты умножались на переводный множитель. Погрешности в показаниях, вызванные влиянием зависимости чувствительности пиранометра от угла направления падающей радиации, отклонением положения приемной поверхности от горизонтального, ввиду их сравнительно небольших величин нами не учитывались. Так, по данным Кастрова, максимальная их погрешность составляет 0,004 кал/см² мин.

Влияние слоя воздуха, находящегося между прибором и поверхностью земли, специально рассматривалось [4, 18]. Для принятой нами высоты полета наибольшая ошибка, которая может быть допущена в значении альбедо из-за неучета влияния этого слоя, равна 0,5%. Так как точность определения альбедо, по данным измерения с самолета, составляет около 1%, этой ошибкой можно пренебречь [2]. Источниками случайных погрешностей являются сотрясения гальванометров, наклоны верхнего пиранометра, вызванные болтанкой самолета, возникновение горизонтальной неоднородности поля радиации из-за появления облаков. Эти погрешности проявляются непосредственно в записи гальванометров и легко обнаруживаются и устраняются при обработке.

В данной работе использован материал наблюдений, полученный при высотах солнца выше 30° . Исключение составляют данные наблюдений в северных широтах и наблюдения в зимнее время.

Дальнейшая обработка материала самолетных измерений заключалась в определении альбедо различных поверхностей и сравнении полученных значений с данными наземных наблюдений по трассе полета.

Наземные измерения альbedo проводились в соответствии с указаниями, изложенными в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам», вып. 5.

Влияние состояния и физических свойств поверхности

Величина альbedo поверхности зависит от состояния и физических свойств этой поверхности и угла падения и направления падающего потока радиации.

Наибольшее влияние на изменение величины альbedo данной поверхности оказывает влажность, цвет, степень шероховатости поверхности. Наблюдения показывают, что альbedo влажной почвы почти в два раза меньше сухой. Это различие в альbedo является следствием возникновения полного внутреннего отражения в пленке воды, которое усиливается поглощением водой красного конца спектра падающей радиации. В зависимости от степени увлажнения почвы альbedo поверхности изменяет свое значение в сравнительно больших пределах. На рис. 1, заимствованном из работы [5], представлено влияние степени увлажнения песка на его альbedo.

Как видим из рисунка, при увеличении влажности до 40% альbedo изменяется на 22%. Дальнейшее увлажнение почвы не оказывает заметного влияния на величину альbedo.

В табл. 1 помещены данные сравнения альbedo (в процентах) влажной и сухой поверхностей.

Неодинаковая интенсивность отражения поверхностью различных длин волн светового потока обуславливает цвет данной поверхности. Изменение влажности почвы, различный период вегетации растительного покрова, появление снежного покрова и т. п. приводят к существенному изменению спектральных отражательных свойств и, следовательно, альbedo поверхности.

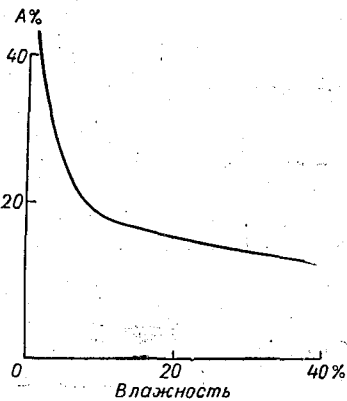


Рис. 1. Влияние изменения влажности песка на альbedo.

Таблица 1

Поверхность	Ровная поверхность		Вспаханная поверхность	
	сухая	влажная	сухая	влажная
Чернозем	12	7	9	5
Каштановая почва	14	9	11	6
Светлый серозем	32	18	20	13
Белый песок	40	18	—	—
Снег	85	43	—	—

В табл. 2 приведены средние значения альbedo поверхностей в зависимости от их цвета.

Влияние степени шероховатости поверхности и угла падения и направления падающего на эту поверхность потока радиации удобно рассматривать вместе, так как влияние этих факторов взаимосвязано.

Для идеально шероховатой поверхности (высота шероховатости мала по сравнению с длиной волны падающего потока радиации) количество отраженной энергии не зависит от направления приходящего потока, но для естественных поверхностей интенсивность отраженного луча есть функция направления и угла падения приходящего потока.

Зависимость отражательной способности поверхности от направления падающего потока связана с яркостью поверхности. По характеру распределения яркости поверхности делятся на зеркалящие, ортотропные, изрытые и пятнистые. Зеркалящие поверхности характеризуются разным увеличением яркости для направления зеркально отраженного луча. Из естественных поверхностей к этому типу можно отнести поверхность льда, снега, воды и т. п. Вообще говоря, подавляющее большинство естественных поверхностей в той или иной степени зеркалящие, причем тем больше, чем больше угол падения приходящего потока.

Т а б л и ц а 2

Характеристика поверхности	Альбедо (%)
Чернозем. Свежевспаханная влажная почва. Цвет поверхности черный	5
Чернозем. Ровная влажная поверхность. Цвет поверхности черный	7
Чернозем. Ровная сухая поверхность. Цвет почвы темно-серый	12
Песок. Ровная сухая поверхность коричневого цвета	19
Луговая трава. Сочный зеленый цвет поверхности	21
Синяя глина сухая	23
Рожь, пшеница в период полной спелости. Цвет поверхности темно-золотистый	25
Луговая трава в период увядания. Желтый цвет поверхности. Поверхность почвы светло-серая	28
Светлый серозем. Ровная сухая поверхность светло-серого цвета	31
Песок белый, сухой	40
Снег свежеснеженный, сухой	90

К ортотропным поверхностям относятся такие, яркость которых одинакова во всех направлениях. Интенсивность освещенности такой поверхности изменяется с изменением угла падения потока радиации. Ровная поверхность песка, свежеснеженного снега наиболее близко подходит к этому типу поверхностей.

Изрытые поверхности обладают увеличенной яркостью вдоль падающего луча. К таким поверхностям относятся поверхности с неровным рельефом, а также древесные насаждения и т. п.

Пятнистая поверхность имеет увеличение яркости в направлении зеркально отраженного луча и в направлении на источник. Такими свойствами обладают поверхности болот и тундр.

Необходимо отметить, что в настоящее время имеется очень малое количество работ по исследованию яркости поверхностей, несмотря на то что эта характеристика является наиболее важной при изучении альбедо.

Изменение отражательных свойств поверхности при изменении угла падения входящего потока связано с шероховатостью поверхности и спектральным составом падающей радиации.

При малых углах падения лучей шероховатость поверхности для них является наибольшей и отражение в этом случае является наименьшим. При больших углах падения лучей шероховатость поверхности для поступающего на нее потока радиации становится наименьшей, отраженная радиация направлена главным образом в полусферу и величина ее становится наибольшей.

В табл. 3 приведена зависимость значений альbedo некоторых поверхностей от угла падения радиации, составленная нами по данным работ [5, 7, 14].

Таблица 3

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
Хлопчатник	30	26	23	21	20		
Водная поверхность моря (вода мутная, штиль)	31	21 ¹	11	8	6	4	3
Снег плотный, чистый	—	95 ²	86				

При изменении высоты шероховатости, угла наклона и плотности расположения элементов поверхности изменяется и доля отраженной радиации вследствие рассеяния и поглощения ее элементами поверхности. Чем меньше высота шероховатости при одной и той же высоте солнца, тем большая доля отраженной радиации направляется в полусферу и тем больше значение альbedo. Влияние изменения шероховатости на значение альbedo представлено в табл. 4, заимствованной из работы [8].

Таблица 4

Характеристика поверхности глинистого подгорного светлосема	Альbedo (%)
Выверенная поверхность	30—31
Поверхность, покрытая пылью	28
Покрывается корочкой в результате высыхания после смачивания	27
Покрывается мелкими комками	25
Покрывается крупными комками	20
Свежевспаханное поле	17

При изменении высоты солнца изменяется и длина пути радиационного потока в атмосфере, что приводит к изменению его спектрального состава. А так как естественные поверхности обладают селективной спектральной отражательной способностью, то изменение спектрального состава падающей радиации должно оказывать влияние на величину альbedo поверхности. К. С. Шифрин [4] приводит пример (табл. 5),

¹ Относятся к измерениям при высоте солнца 15°.

² Относятся к измерениям при высоте солнца 25°.

показывающий, что изменение доли рассеянной радиации в суммарном потоке может привести к существенным изменениям величины альbedo.

Таблица 5

Дата	Радиация				А
	прямая	рассеянная	суммарная	отраженная	
8/VII 1955 г.	0,50	0,25	0,75	0,18	0,24
9/VII 1955 г.	0,56	0,18	0,74	0,13	0,18

Рассмотренные выше факторы, влияющие на значение альbedo поверхности, определяют также ее дневной и годовой ход.

Теория дневного хода альbedo подробно рассмотрена К. С. Шифриным [4], К. Я. Кондратьевым [6] и В. Г. Кастровым [9]. В данной работе мы остановимся на некоторых закономерностях дневного хода альbedo в климатологическом аспекте.

Типичный дневной ход альbedo большинства естественных поверхностей при безоблачном небе и при наличии сплошной облачности представлен на рис. 2 (по данным Кондратьева [5] и Плешковой [10]).

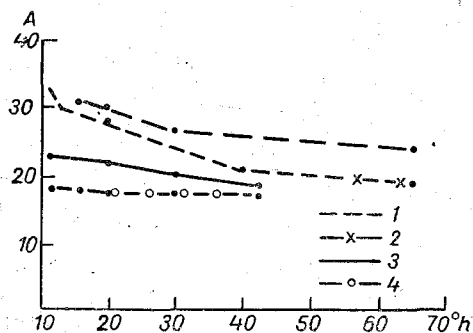


Рис. 2. Дневной ход альbedo.

1 — сухая почва, облачность 0/0, 2 — полусухая трава, облачность 0/0, 3 — луг, облачность 0/0, 4 — луг, облачность 10/10.

При безоблачном небе в дневном ходе альbedo отмечается минимум в полуденные часы; при облачном небе дневной ход альbedo выражен слабо.

Важным в методическом отношении является вопрос, насколько единичные измерения альbedo поверхности в полуденные часы характеризуют его среднее значение за день и за месяц. Сивков в работе [11] показал, что средняя величина альbedo водной поверхности может быть представлена с достаточной для практических

целей точностью как функция высоты солнца в истинный полдень. Для некоторых поверхностей нами были проведены сравнения величины альbedo, полученной по измерениям в истинный полдень, со средней за день (из трех сроков наблюдений) и средней за месяц (табл. 6).

Таблица 6

	Травяной покров	Подзолистая почва	Овес
	июнь		
Среднее альbedo из трех сроков	23	17	22
Среднее взвешенное за день	21	16	22
Среднее за месяц	22	16	21
По данным в истинный полдень на 15-е число месяца	21	16	20

Из таблицы видно, что величина альbedo, полученная по данным в околополуденные часы, близка к значениям среднего альbedo за день и за месяц. Надо отметить, что мы сравнивали поверхности, оптические свойства которых за указанный период не подвергались большим изменениям.

Анализ суточного хода альbedo показывает, что величина альbedo данной поверхности мало меняется при изменении высоты солнца от 30° и выше. Это позволяет использовать измерения альbedo в указанных пределах высот солнца для характеристики средних значений альbedo, что очень важно при измерениях, проводимых с самолета.

Таблица 7

ХП		V		VIII		X	
A	P %	A	P %	A	P %	A	P %
Трасса Ленинград — Минск							
15	2	9	28	9	22	9	15
20	14	11	25	12	15	12	10
25	10	14	32	15	51	15	22
30	13	18	10	20	10	18	34
35	25	21	5	22	2	20	14
40	30					22	16
50	10						
60	4						
70	2						
Среднее	38,1	12,7		13,9		15,9	
Данные метеостанций	Ленинград 60	17		18		19	
	Минск 58	17		18		19	

Примечание. A — альbedo, P % — повторяемость в процентах.

Альbedo больших территорий. Как уже было отмечено выше, для характеристики альbedo поверхности больших территорий нами использованы главным образом данные самолетных измерений.

Среднее альbedo больших территорий нами определялось по участкам трассы протяженностью около 600 км. Для получения более точной картины о «пестроты» альbedo по трассе введена характеристика повторяемости значений альbedo на данном участке трассы. В зимний период повторяемость определялась для интервала 5% до значений альbedo, равных 50%. Выше этой величины интервал альbedo составлял 10%. В остальные сезоны повторяемость определялась для интервалов альbedo, равных 2—3%. В группы максимальных и минимальных значений альbedo входили все значения выше (для максимальных) и ниже (для минимальных) значений альbedo, указанных в таблице.

Как видно из табл. 7—14 и на рис. 3, альbedo каждого участка трассы неоднородно и почти в каждой растительной зоне, за исключением степной и пустынь, встречаются все значения альbedo, однако повторяемость их для каждой зоны различна. Так, для зоны тундры наиболее частая

повторяемость значений альbedo в летние месяцы — 12 и 14%, для северной части зоны лесов Европейской территории СССР — 13%, для сибирской тайги — 15%. Если для зоны тундры, северной части лесной зоны Европейской территории СССР, для сибирских лесов и пустыни ясно выражено преобладающее значение альbedo определенной группы, то южная часть лесной зоны Европейской территории СССР, зона степей и лесостепей характеризуются сравнительно ровным вкладом альbedo нескольких поверхностей в среднее альbedo этих зон. Ограниченность материала самолетных измерений не позволяет рассмотреть сезонный ход альbedo всех растительных зон СССР. Такой материал

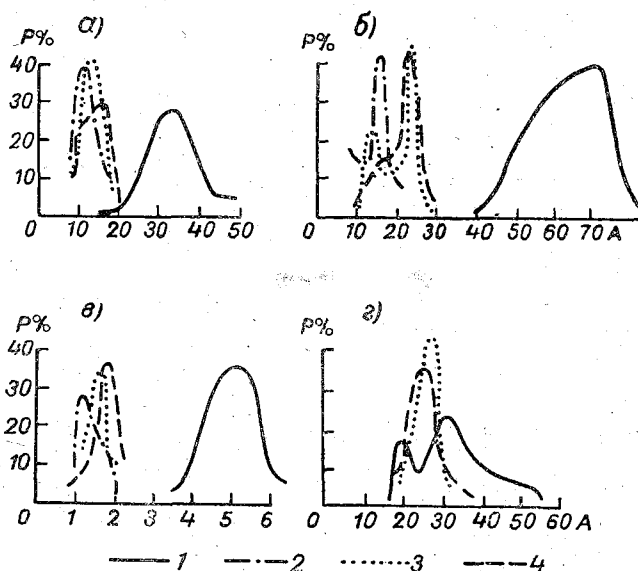


Рис. 3. Сезонный ход альbedo некоторых поверхностей.

1 — зима, 2 — весна, 3 — лето, 4 — осень.

а — хвойный лес, б — лесостепь и степь, в — лиственный лес, г — пустыня и полупустыня.

имеется только для лесной зоны Европейской территории СССР, для лесостепной и северной части степной зоны.

На участке трассы Ленинград — Петрозаводск — Минск в декабре альbedo составляет около 35%, в мае, августе и сентябре 15%. Причину ровного хода альbedo в эти месяцы можно объяснить сравнительно однородной поверхностью на этой территории (хвойные леса, болота), альbedo которой мало меняется от сезона к сезону. По трассе Минск — Киев — Херсон отмечается сравнительно резкий переход значений альbedo от зимы к весне; альbedo летнего и осеннего месяцев близки по средним значениям. Территория в районе Горький — Саратов отличается резким различием среднего альbedo для всех сезонов.

Сравнение значений альbedo, полученных по самолетным измерениям, со средними значениями альbedo по данным актинометрических станций представлено в табл. 7. Для зимних месяцев альbedo актинометрических станций отличается на 21%, для весенних и летних — на 4%, для осенних — на 3%.

В весенние, летние и осенние месяцы средние альbedo по данным

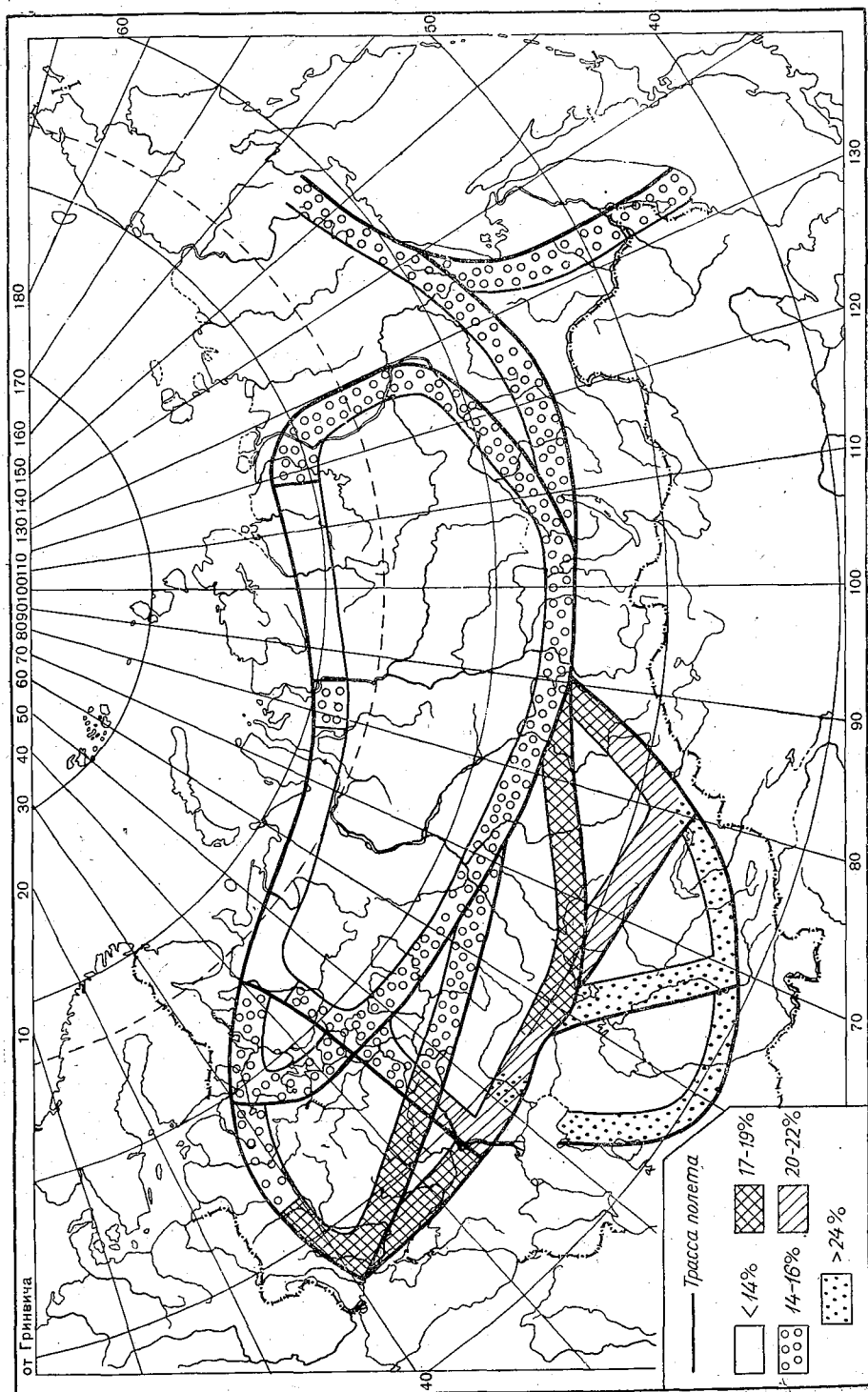


Рис. 4. Альbedo поверхности по данным самолетных измерений.

самолетных измерений сравнительно мало отличаются от величин, полученных на станциях, поэтому можно считать, что наблюдения актинометрических станций для этих сезонов дают сравнительно правильную характеристику среднего альбедо указанных районов. Альбедо поверхности по данным самолетных измерений для летнего сезона представлено на рис. 4.

Альбедо растительных зон СССР. Полученный материал позволяет оценить альбедо поверхностей растительных зон СССР главным образом для летнего сезона. При распространении данных об альбедо на ту или иную растительную зону мы согласовывали наши описания подстилающей поверхности с описанием растительных зон, составленным Лавренко [12].

Зона тундры занимает около 15% всей площади нашей страны. Значительную часть тундры составляют заболоченные поверхности, поверхности, покрытые мхами. Южная граница зоны покрыта лесными насаждениями (в западной части лиственными и хвойными, в восточной — хвойными и лиственными). Цвет поверхности в августе и сентябре преимущественно грязно-зеленый и бурый. Альбедо поверхностей тундры находится в пределах 8—26%; преобладающие значения альбедо — 11—13%. В табл. 8 приведены величины альбедо, наиболее часто встречающиеся в этой зоне.

Таблица 8

Район	VIII		IX	
	A	P %	A	P %
Тундра				
Нарьян-Мар — Амдерма	8	11	13	7
	11	25	15	11
	13	34	25	25
	15	15	30	27
	18	10	35	12
	22	5	40	10
			45	8
Среднее	13,2		28,7	

Зона лесов занимает более 40% всей площади СССР. Преобладают здесь горно-таежные леса, площадь которых составляет 47% площади лесной зоны. В широтном направлении зона делится на три подзоны: подзона европейских лесов — до Урала, подзона западносибирских лесов — от Урала до Енисея и далее подзона восточносибирских лесов с лесами Маньчжурской провинции.

Подзона европейских лесов нами делится на две части: северную, основную, поверхность которой составляют лесные сообщества, и южную, поверхность которой являются главным образом земли, занятые под сельскохозяйственные угодья. Северная граница этой части подзоны проходит примерно по 56° с. ш. В северной части подзоны европейских лесов произрастают на севере хвойные леса, а на юге — смешанные. Среднее альбедо этой части подзоны дано в табл. 9.

Поверхность южной части подзоны европейских лесов в вегетационный период характеризуется большой пестротой. Участки, занятые под

сельскохозяйственные культуры, хаотично чередуются с участками оголенной почвы (пар), леса и луга. Размеры участков разнообразные — от нескольких сотен метров до нескольких километров. Соотношение площадей, занятых этими поверхностями, по Горьковской области примерно следующее: сельскохозяйственными культурами занято 0,45 всей площади, под паром — 0,3 и под лугами и лесами — 0,25.

Таблица 9

Поверхность	XII		V		VII — VIII		IX — X	
	A	P %	A	P %	A	P %	A	P %
Район Ленинград — Петрозаводск								
Хвойный лес	15	2	8	15	8	13	8	11
	20	2	10	38	10	18	10	20
	25	15	12	28	12	40	12	25
	30	25	15	13	15	24	15	28
	35	28	18	7	18	5	18	13
	40	20					20	2
	45	5						
	50	3						
Среднее	32,0		11,5		12,2		12,7	
Вологодская область								
Смешанный лес	25	10	8	6	8	4	8	2
	30	13	10	23	10	17	10	11
	35	26	12	35	12	26	12	17
	40	26	15	26	15	31	15	26
	45	15	18	8	18	17	18	25
	50	5	20	2	20	5	20	10
	60	5			22	2	22	5
							23	4
Среднее	37,3		12,4		14,2		15,8	
Вологодская область								
Лиственный лес	30	3	10	10	12	13	10	5
	35	10	12	27	14	30	13	12
	40	26	14	33	16	35	15	16
	45	30	16	16	18	12	17	36
	50	20	18	12	20	19	20	31
	60	6	20	2	22	1	23	10
	65	5						
Среднее	40,2		13,5		15,6		18,2	

Близкое к этому соотношение площадей в Саратовской, Воронежской, Московской областях и на Украине. Альbedo поверхности этой части подзоны дано ниже.

В подзоне западносибирских лесов произрастают преимущественно

сибирские ели, сибирские пихты, сосны и лиственницы. Лиственные породы представлены березой и осиной. Около 80% площади зоны занято лесами. Подзона характеризуется устойчивой и большой повторяемостью значений альbedo в летние месяцы и в осенний период (13—15% в летние и 18—21% в осенние месяцы).

Подзона восточносибирских лесов представляет собой холмистую территорию, покрытую преимущественно даурской лиственницей, пихтой, кедровым стланником и местами елью. В районах Хабаровска и Владивостока широколиственные леса состоят из дуба, клена, ясеня и др. Площади, занятые лесами, составляют около 90% всей площади. Эта подзона также характеризуется повторяемостью значений альbedo (табл. 12) [13—15% в летние и 19—22% в осенние месяцы].

Зона лесостепей и степей в настоящее время почти сплошь распашана; леса в значительной степени вырублены, и освободившиеся площади превращены в пашни. Растительный покров степей сохранился сравнительно на небольшой площади в районах Уралья, Нижнего Дона, по северным берегам Азовского и Черного морей, в районе средней Кумы — Сталинграда, в Казахстане и на Алтае. Преобладающий ландшафт зоны — культурная растительность, главным образом пшеница, свекла, кукуруза, подсолнечник, люцерна. Зона в вегетационный период характеризуется большой пестротой поверхности, хаотичным чередованием обнаженных почв и занятых под посевами сельскохозяйственных культур. На изучаемой территории (Саратов — Ростов-на-Дону — Краснодар) нами определено примерное соотношение этих площадей:

Под сельскохозяйственными культурами	0,4—0,5
„ паром	0,3—0,4
Занятые лесами и лугами	0,1—0,2

Альbedo поверхностей этой территории находится в пределах от 8 до 30%.

Повторяемость значений альbedo представлена в табл. 13.

Зона полупустынь и пустынь занимает весьма большие пространства на равнинах Средней Азии и в низовьях рек Урала и Волги. Альbedo поверхности пустынь имеет широкий диапазон — от 15 до 60%. Среднее значение альbedo находится в пределах 25—30%. Повторяемость альbedo подстилающей поверхности для зоны полупустынь и пустынь дана в табл. 14.

На основании рассмотренного выше материала дана оценка сезонного хода альbedo на территории СССР. Зимние месяцы характерны высокими значениями альbedo на Крайнем Севере и в центральной части Европейской территории СССР (50—60%). Зона хвойных лесов имеет альbedo около 30—35%, зона лиственных лесов — 40—45%. Максимальные значения альbedo приходятся на лесостепную и степную зону. В весенние месяцы максимальные значения альbedo наблюдаются на Крайнем Севере (50%), минимальные — в зоне лесов, лесостепи и степи (11—15%). Южнее этих зон альbedo вновь повышается до 20—26%. Летним месяцам свойствен широтный ход альbedo — минимальные значения на севере СССР (13—14%) и максимальные в районе пустынь (25%).

В осенние месяцы максимальные значения альbedo вновь отмечаются на севере (40%), минимальные — в северной части подзоны европейских лесов (13—15%). В районах Западной и Восточной Сибири альbedo составляет около 18% и на юге — более 25%.

Сравнение полученных нами данных с данными, вычисленными Т. Г. Берлянд [13] для этих же зон, показывает, что расчетные данные дают завышенное значение альbedo в вегетационный период для зоны тундры и северной части зоны лесов. Причина этих расхождений, по нашему мнению, в том, что для расчета альbedo этих зон приняты завышенные значения альbedo поверхностей. Зона лесов взята без учета

Таблица 10

Район	XI, XII		V		VIII		X	
	A	P %	A	P %	A	P %	A	P %
Горький — Саратов (550 км)	35	8	9	10	8	2	8	5
	40	10						
	45	17	11	26	10	7	12	11
	50	24	13	33	12	23	15	18
	60	25	16	18	16	21	18	21
	70	14	19	9	20	33	20	26
	80	2	21	4	22	9	22	13
					25	5	25	5
Среднее	53,9		13,7		15,7		17,5	

существующих в настоящее время площадей, освобожденных от леса и занятых под сельскохозяйственные угодья. Северная часть зоны лесов занята главным образом хвойными лесами, альbedo которых в вегетационный период составляет 10—13%. Южная часть зоны лесов, состоящая преимущественно из смешанных и лиственных лесов, большей

Таблица 11

Район	VII	VIII	IX	X
	A	P %	A	P %
Красноярск — Новосибирск (750 км)	10	6	10	5
	13	23	13	11
	15	36	15	15
	18	15	18	38
	20	10	21	24
	22	8	23	7
Среднее	15		17,8	

Таблица 12

Район	VIII		IX	
	A	P %	A	P %
Магдагачи — Хабаровск (850 км)	8	3	10	8
	10	10	13	12
	13	37	16	15
	15	24	19	25
	17	18	22	34
	20	5	24	6
	22	2		
Среднее	14,3		18,4	

частью занята под сельскохозяйственные угодья, альbedo поверхности которых составляет от 10 до 25%.

Значения альbedo зоны лесостепи и степи, полученные по расчетным данным, находятся в хорошем согласии с данными наблюдений.

Таблица 13

Поверх- ность	XI, XII		V		VII		X	
	A	P %	A	P %	A	P %	A	P %
Лесостепь и степь	40	2	9	16	10	2	10	3
	45	6	12	13	13	21	13	7
	50	15	15	41	16	10	16	13
	60	29	18	12	20	12	19	14
	70	37	20	10	23	44	22	40
	80	14	22	8	25	7	25	18
	85	2			27	3	28	5
Среднее	53,7		14,3		18,8		20,6	

Таблица 14

Поверхность	XI		VII		X	
	A	P %	A	P %	A	P %
Пустыня и полупустыня (Аральское море — Ташкент)	17	2	17	2	18	6
	19	16	19	9	21	12
	22	10	23	25	23	30
	25	14	26	41	26	36
	30	24	29	19	29	15
	35	18	32	4	32	7
	40	13			36	2
	50	9				
	55	5				
Среднее	35,6		25,1		27,2	

ЛИТЕРАТУРА

1. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере до 3—5 км. Труды ЦАО, вып. 6. 1952.
2. Гаевский В. Л. К вопросу о роли альbedo в формировании радиационного режима поверхности. Труды ГГО, вып. 39 (101). 1953.
3. Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм. Труды ЦАО, вып. 6. 1952.
4. Шифрин К. С. К теории альbedo. Труды ГГО, вып. 39 (101). 1953.
5. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеониздат. Л. 1954.
6. Кондратьев К. Я., Тер-Маркарянц Н. Е. О дневном ходе альbedo. Метеорология и гидрология, № 6. 1953.
7. Грищенко Д. Л. О расчете альbedo водных поверхностей. Труды ГГО, вып. 80. 1959.
8. Скворцов А. А. К вопросу о климате оазиса и пустыни и некоторых особенностях их теплового баланса. Труды по с.-х. метеорологии, т. XX. 1928.
9. Кастров В. Г. К вопросу о дневном ходе альbedo земной поверхности. Труды ЦАО, вып. 14. 1955.
10. Плешкова Т. Т. Альbedo растительного покрова. Труды ГГО, вып. 46 (103). 1955.

11. Сивков С. И. Географическое распределение эффективных величин альbedo водной поверхности. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 84, вып. 2. 1952.
12. Лавренко Е. М. (ред.) Карта растительности СССР. Изд. АН СССР. 1940.
13. Берлянд Т. Г. Радиационный и тепловой баланс Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 10 (72). 1948.
14. Лопухин Е. А. К вопросу о роли радиации в жизнедеятельности хлопчатника. Труды ГГО, вып. 3 (4). 1949.
15. Лопухин Е. А. Приближенный расчет учетораспределения суммарной радиации хлопчатника. Труды ГГО, вып. 5 (6). 1951.
16. Зубенок Л. И. Измерение альbedo некоторых растительных покровов с самолета. Труды ГГО, вып. 18 (80). 1949.
17. Алексеева Н. А. Общее и длинноволновое альbedo некоторых типов подстилающей поверхности для солнечной радиации. Труды ЦАО, вып. 8. 1952.
18. Fritz S. The albedo of the ground and atmosphere. Bull. of the am. Met. Soc., v. 29, No 6. 1948.
19. Robinson G. D. Some observations from aircraft of surface albedo and the albedo and absorption of cloud. Arch. Met. Geophys. und Bioklimatologie. B. 9, No 1, 1958.

УСТАНОВКА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРА РАЗМЕРОВ СФЕРИЧЕСКИХ ЧАСТИЦ И КАПЕЛЬ ТУМАНОВ

В работе описывается лабораторная установка для измерения кривых распределения по размерам сферических частиц порошков (плоские модели золя), капель воды (капли в тонком слое масла, туман парения в камере туманов ГГО) и рассматриваются возможные источники ошибок и способы их уменьшения.

Введение

В 1950—1955 гг. К. С. Шифриным разработан простой и удобный метод измерения кривой распределения сферических частиц по размерам. Этот метод основывается на измерении углового распределения света, рассеянного внутри конуса малого угла около направления распространения основного пучка. Теория метода изложена в работах [1, 2, 3].

Интенсивность в направлении β дается выражением

$$I(\beta) = C \int_0^{\infty} J_1^2(\rho\beta) \rho^2 f(\rho) d\rho, \quad (1)$$

где $f(\rho)$ — функция распределения частиц по размерам, $J_1(\rho\beta)$ — функция Бесселя первого рода, $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}$ — безразмерный радиус, связанный с длиной волны λ и радиусом частицы a .

В работе [2] Шифрин путем операции свертки решил обратную задачу и вывел формулу для распределения частиц по размерам через распределение интенсивностей рассеянного света

$$f(\rho) = \frac{C^*}{\rho^2} \int_0^{\infty} \varphi(\beta) F(\rho\beta) d\beta, \quad (2)$$

где $\varphi(\beta) \sim \frac{d}{d\beta}(\beta^3 I)$ выражается через экспериментально определяемое $I(\beta)$,

$$F(\rho\beta) = \rho\beta J_1(\rho\beta) Y_1(\rho\beta) \quad (3)$$

— табличная функция. Таблицы функции $F(\rho\beta)$ приведены в работе [2]. Более подробные таблицы приводятся в настоящей работе для значений аргумента $x = \rho\beta$ от 0 до 10 с шагом 0,01 (см. приложение).

Формула (2) является основной рабочей формулой метода малых углов. Если вычислить константу C^* , то формула (2) дает абсолютное

содержание частиц в исследуемом объеме и спектральную кривую размеров одновременно.

Для фотометрирования индикатрисы рассеянного света в области малых углов схема полярного нефелометра неудобна. Так как угол рассеяния β определяется здесь формулой (рис. 1 а)

$$\beta = \frac{d + h}{2R}, \quad (4)$$

то для подхода к малым β необходимо либо уменьшать диаметр пучка d , либо увеличивать расстояние приемника R от исследуемого объема. Это приводит к повышению влияния дифракции, к снижению общей чувствительности устройства и даже к потере в точности измерений.

Поэтому мы применили на входе фотометра оптическую систему из коллиматора и приемной линзы, в фокальной плоскости которой уста-

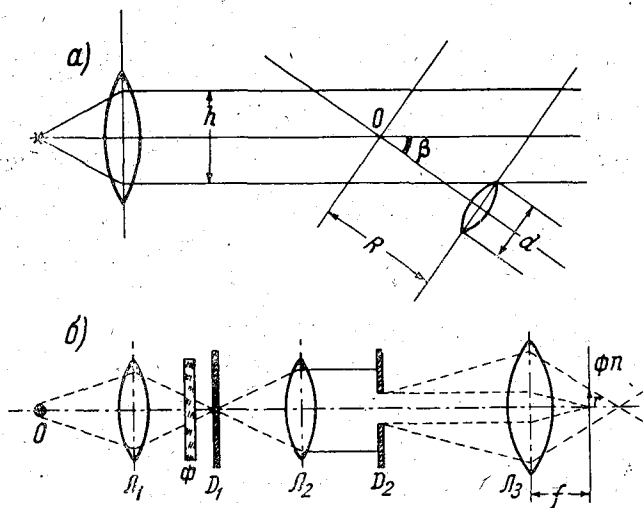


Рис. 1. Полярный нефелометр (а) и оптическая система с приемной линзой и подвижной диафрагмой (б).

новлена диафрагма-зонд с малым отверстием, перемещаемая вместе с чувствительным элементом (фотоумножителем) (рис. 1 б). Свойства такой оптической системы были описаны в работе [4]. Однако анализ погрешностей в той же работе базировался на рассмотрении идеальной оптической системы с приемной линзой. Не были при этом учтены возможные отклонения свойств реальной системы вследствие сферической aberrации, погрешностей в установке диафрагмы-зонда в фокальной плоскости приемного объектива, расцентровки оптических осей осветителя и приемника и т. п.

В настоящей работе мы подвергаем анализу возможные ошибки фотометрирования индикатрис в области малых углов с помощью лабораторной установки, созданной нами в ГГО, основываясь уже на свойствах реальной оптической системы.

§ 1. Погрешности реальной оптической системы, связанные с ее геометрическими параметрами

Влияние неточностей в определении геометрических параметров реальной системы можно оценить, используя выражение для общего све-

тового потока, рассеянного частицами некоторого радиуса ρ в конусе угла β_n ,

$$\Phi(\rho\beta_n) = \pi a^2 [1 - J_0^2(\rho\beta_n) - J_1^2(\rho\beta_n)], \quad (5)$$

где β_n — точное значение угла рассеяния β , определяемое геометрией системы [4],

$$\beta_n = \frac{\frac{1}{2} D_0}{f}, \quad (6)$$

где D_0 — диаметр приемной диафрагмы, f — фокусное расстояние приемной линзы.

Погрешности в установке приемной диафрагмы в фокусе линзы и сферическая aberrация приводят к иному значению угла β_l и, следо-

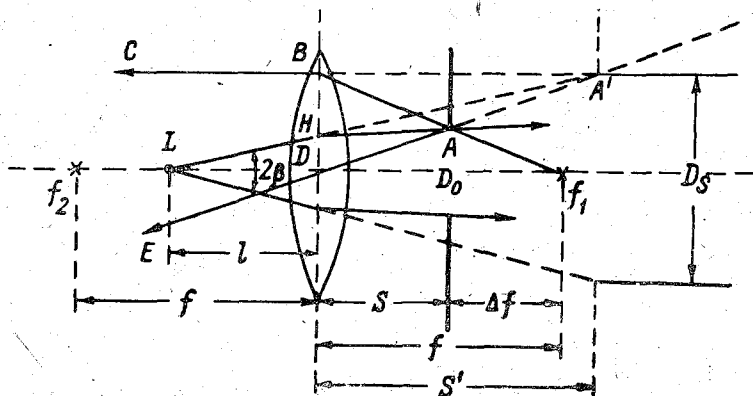


Рис. 2. Геометрические соотношения в оптической системе с диафрагмой, сдвинутой из фокуса приемной линзы.

вательно, потока $\Phi(\rho\beta_l)$. Поэтому оценим относительные погрешности в определении угла рассеяния и светового потока

$$\left| \frac{\beta_l - \beta_n}{\beta_n} \right| \% \text{ и } \left| \frac{\Phi_l - \Phi_n}{\Phi_n} \right| \%.$$

а. Неточность положения диафрагмы приемника. При диафрагме, сдвинутой из фокуса линзы, для некоторой рассеивающей частицы L конус угла приема определяется по рис. 2 как

$$\beta_l = \frac{\frac{1}{2} D_s}{l + S'}, \quad (7)$$

где D_s — диаметр изображения диафрагмы, l — расстояние точки L от линзы, S' — расстояние от изображения диафрагмы до линзы.

Используя формулу тонких линз, имеем

$$\beta_l = \frac{\frac{1}{2} D_0}{l\delta + f(1 - \delta)}, \quad \delta = \frac{\Delta f}{f}. \quad (8)$$

В табл. 1 для линз с $f = 5, 10$ и 100 см при $\Delta f = 0,01, 0,1, 0,5, 1,0$ см подсчитана относительная погрешность $\left| \frac{\beta_l - \beta_n}{\beta_n} \right| \%$. Угол $\beta_n = 1^\circ$, расстояние $l = 1, 10, 50$ см.

Расчеты показывают, что при средних значениях ρ 1-процентному изменению β приблизительно соответствует 0,5-процентное изменение $\Phi(\rho\beta)$. Поэтому табл. 1 дает возможность оценить также и погрешности, вносимые неточностью положения диафрагмы в фотометрируемые кривые распределения рассеянного света.

Таблица 1

l см	Δf см	$f = 5$ см		$f = 10$ см		$f = 100$ см	
		δ	$\left \frac{\beta_l - \beta_n}{\beta_n} \right \%$	δ	$\left \frac{\beta_l - \beta_n}{\beta_n} \right \%$	δ	$\left \frac{\beta_l - \beta_n}{\beta_n} \right \%$
1	0,01	0,002	0,16	0,001	0,1	0,0001	0,0
1	0,1	0,02	1,6	0,01	0,9	0,001	0,1
1	0,5	0,1	8,7	0,05	4,7	0,005	0,5
1	1,0	0,2	19,1	0,1	9,9	0,01	1,0
10	0,01	0,002	1,2	0,001	0,0	0,0001	0,01
10	0,1	0,02	1,6	0,01	0,0	0,001	0,1
10	0,5	0,1	9,1	0,05	0,0	0,005	0,4
10	1,0	0,2	16,7	0,1	0,0	0,01	0,9
50	0,01	0,002	1,8	0,001	0,3	0,0001	0,01
50	0,1	0,02	15,3	0,01	3,8	0,001	0,1
50	0,5	0,1	47,4	0,05	16,7	0,005	0,25
50	1,0	0,2	64,3	0,1	28,6	0,01	0,5

Согласно работе [4], наши модели плоского зольа имеют $l \rightarrow 0$, а длина освещенного объема тумана $l \leq 15$ см. Так как при этом угол β не превышал $3-5^\circ$, а f равно 30, 50 и 93 см, то соответствующие расчеты говорят о допустимой неточности положения диафрагмы Δf , равной $\pm 0,5-1$ см.

б. Сферическая аберрация. Влияние сферической аберрации проявляется в несовпадении фокусов для параксиальных и непараксиальных пучков света. Аберрационная теория третьего порядка дает для погрешности положения фокуса Δf выражение [5]

$$\Delta f = S'S_r' \frac{r^2}{f^3} Q(n, p, q), \quad (9)$$

где S' — расстояние до изображения в параксиальных лучах, S_r' — расстояние до изображения лучом, проходящим через линзу, на расстоянии r от оптической оси, f — параксиальный фокус, n — показатель преломления ($n=1,5$), $p = \frac{S' - S}{S' + S} = -1$ (S — расстояние до объекта, в нашем случае неопределенное).

Обычно Δf мало, поэтому $S' = f$ и $S_r' \simeq f$; тогда

$$\Delta f \simeq \frac{r^2}{f} Q(n, p, q). \quad (10)$$

Приняв фокус равным $f + \Delta f$ и используя (7), (8), имеем

$$\beta \simeq \frac{\frac{1}{2}d}{f - \frac{lr^2Q}{f^2 - r^2Q}}, \quad (11)$$

где d — диаметр светового пучка.

Так как $f^2 - r^2 Q \simeq f^2$, то для относительной погрешности в определении β вследствие сферической аберрации получим

$$\frac{\beta}{\beta_n} \simeq \frac{1}{1 - \frac{lr^2 Q}{f^3}}. \quad (12)$$

Для двояковыпуклой линзы [5] $Q=1,5$ при $n=1,5$, $q=0$. Окончательно

$$\left| \frac{\beta - \beta_n}{\beta_n} \right| = \frac{9375 \cdot 10^{-5}}{f^3} d^2 l_{\max}. \quad (13)$$

В табл. 2 представлены результаты подсчетов по формуле (13) для линз с $f=5, 10, 100$ см при диаметре основного пучка света $d=0,5, 1,0, 2,0, 2,5$ см и $l_{\max}=1, 10, 50$ см.

Таблица 2

l см	d см	$f=5$ см	$f=10$ см	$f=100$ см
		$\left \frac{\beta - \beta_n}{\beta_n} \right \%$		
1	0,5	0,0	0,0	0,0
1	1,0	0,1	0,0	0,0
1	2,0	0,3	0,0	0,0
1	2,5	0,5	0,1	0,0
10	0,5	0,2	0,0	0,0
10	1,0	0,8	0,1	0,0
10	2,0	3,0	0,4	0,0
10	2,5	4,7	0,6	0,0
50	0,5	0,9	0,1	0,0
50	1,0	3,8	0,5	0,0
50	2,0	15,0	1,9	0,0
50	2,5	32,8	2,9	0,0

Как видно из табл. 2, для полидисперсных систем с $l \leq 15$ см, описываемых в работе [4], сферической аберрацией можно пренебречь уже для линз с f около 10 см.

в. Расходимость основного пучка света. Расчеты показывают, что остаточная расходимость параллельного пучка может быть сделана пренебрежительно малой: до 1—3'.

г. Расцентровка оптических осей приемника и осветителя. Этот вид погрешностей сказывается на абсолютном значении интенсивности рассеянного света, но не на форме индикатрисы. (Конечно, при условии статистической однородности исследуемой полидисперсной среды.) По этой причине при относительных измерениях $f(\rho)$ и точностях фотометрирования $I(\beta)$, имевших место в работе [4], расцентровкой также можно пренебречь.

Последние два вида геометрических погрешностей оптической системы с линзой и точечной диафрагмой действуют совместно и для целей абсолютного анализа микроструктуры золя должны быть оценены более подробно.

Итак, из приведенной здесь оценки геометрических погрешностей следует, что для моделей золя, рассмотренных в работе [4], оптическая система с линзой является хорошим приближением к идеальной.

§ 2. Лабораторная установка

Принципиальная оптическая система (рис. 1) была осуществлена нами в ГГО в виде стационарной лабораторной установки для работы с плоскими моделями калиброванного золя (капли воды в тонком слое масла, порошки на плоском стекле) и переносной — для работы в тумане. На рис. 3 показана стационарная установка. Источник света 1 (ртутная лампа СВДШ-250-3), конденсорная линза 2 с $f=9$ см, точечная диафрагма 3 диаметром 0,1—0,5 мм, коллиматорная линза 4 с $f=20$ см и светофильтр на $\lambda=546$ мμ образуют источник монохроматического параллельного пучка света. Вслед за выходной диафрагмой 5 задающей диаметр пучка, установлен образец плоского золя 6 вместе с устройством для вращения его в плоскости, перпендикулярной направлению распространения света, для снижения возможной статистической неоднородности образца [4]. Линза 7 с $f=35, 50$ или 93 см, фотоумножитель 9 с точечной диафрагмой 8 являются приемником рассеянного света. Микрометрический винт и мотор СД-2 10 служат для линейного перемещения приемника света в фокальной плоскости линзы 7. На рисунке показан также пульт управления фотометра 11 и фоторегистратор К4-51 12 (вместо последнего мы пользуемся также потенциометром ПСР-01).

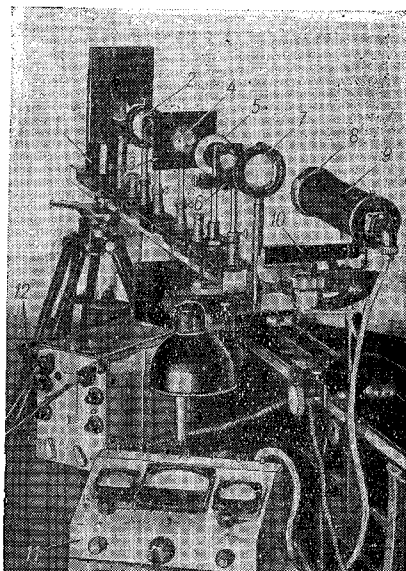


Рис. 3. Общий вид стационарной установки для анализа микроструктуры золя.

При указанных здесь параметрах оптических деталей установка дает разрешающую способность по углу β до $5-2,5'$, обеспечивает предельный угол подхода к нулевому направлению $\beta_{\text{пред}} \approx 13'$. Максимальный угол захвата рассеянного света составляет около $3-5^\circ$. Время записи полной кривой $I(\beta)$ занимает 10—15 мин. (с ПСР-01). Чувствительность фотометра с усилителем постоянного тока позволяет измерять световые потоки вплоть до 10^{-9} лм с точностью не менее 10—15%.

Установка располагается в специальной фотометрической комнате, и все измерения осуществляются в полной темноте.

Переносное устройство для работы в камере туманов состоит из осветителя и фотокамеры «Киев-3». Осветитель (автолампа с конденсором, точечной диафрагмой, интерференционным фильтром на $\lambda=546$ мμ и коллиматорной линзой) укреплен на теодолитном століке. В качестве приемника света используется обычная 35-миллиметровая фотопленка. Полученные негативы фотометрируются на микрофотометре МФ-4 с дополнительным увеличением [4].

§ 3. Возможные источники систематических погрешностей, способы снижения ошибок

Помимо указанных в § 1 погрешностей определения геометрических параметров, в экспериментальные кривые распределения рассеянного света могут быть внесены ошибки из-за нестабильности осветителя, немонохроматичности света, дефектов в оптике, паразитных отражений в оптике, влияния нестабильности питания и шумов ФЭУ и усилителя (при фотоэлектрическом методе фотометрирования), погрешностей фотографической методики измерения $I(\beta)$.

Снижение влияния этих источников систематических ошибок производится при юстировке оптической системы, градуировке фотометра, калибровке фотопленки и в самом процессе измерений.

Необходимая стабильность светового потока от СВДШ-250-3 достигается применением феррорезонансного стабилизатора и барретторов — стабилизаторов тока.

Использование узкополосного интерференционного фильтра на линии ртути $\lambda=546$ нм практически снимает вопрос о немонохроматичности основного пучка.

Отражения наиболее заметны при работе с кюветами, плоскими моделями в зоне между приемной линзой и образцом золя; их влияние устранялось легким наклоном плоскости образца к плоскости линзы либо увеличением расстояния линзы от образца.

Влияние дефектов в оптике обычно складывается с паразитным рассеянием света воздухом (взвешенной в нем пылью) и загрязнениями на стеклах линз. При этом образуется так называемое «нулевое распределение» — $I_0(\beta)$, соответствующее распределению света без изучаемого золя. Для исключения нулевого распределения $I_0(\beta)$ фотометрирование производят дважды — без золя и с золем — и вычитают ординаты получаемых кривых распределения света (конечно, с учетом ослабления). Разностная кривая дает $I(\beta)$, соответствующее изучаемым частицам.

Стабилизация питания фотометра двойная: применен феррорезонансный стабилизатор сетевого напряжения, электронный стабилизатор высокого напряжения ФЭУ и анодов ламп усилителя. Накал ламп питался от аккумуляторов большой емкости. В результате принятых мер уход нуля усилителя постоянного тока после часового прогрева не превышает 0,5 минимального деления шкалы выходного прибора (микроамперметра) за 10 мин.

Существенной трудностью при выполнении фотометра является большой перепад значений интенсивности ($I_0/I_{\min} = 10^3 - 10^6$) в исследуемой области углов $\beta = 3 - 5^\circ$ [4]. По этой причине точность фотометрирования вдоль β непостоянна. При $\beta_{\max}$ возрастает влияние электрических шумов и темнового тока ФЭУ.

Параметры фотометра были выбраны так, что они позволяют измерять световые потоки 10^{-9} лм с точностью не менее 10—15%. Последний результат может быть улучшен более тщательным выполнением электрической схемы фотометра.

Фотографический метод вносит общеизвестные трудности: погрешности от нелинейности характеристической кривой почернения фотопленки, ореол рассеяния в толще фотоэмульсии, погрешности микроденситометра, зависимость качества негативов от режима химической обработки и т. п. В наших условиях удалось добиться 20-процентной точности фотометрирования фотографическим способом.

Фотометрирование индикатрис под малыми углами с помощью нашей лабораторной установки дает общую точность измерения $I(\beta)$ не

менее 10—15% для фотоэлектрического и 20—25% для фотографического метода измерения освещенности.

При графическом интегрировании экспериментальных кривых по формуле (2) обеспечивается точность в 5—10% в зависимости от тщательности работы с табличным и графическим материалом и степени подготовленности техника-вычислителя [4].

Окончательная точность подсчета ординаты кривой спектра размеров $f(\rho)$ была получена нами как сумма погрешностей фотометрирования и графического интегрирования и составляла 20—25% для фотоэлектрического и 25—30% для фотографического метода.

§ 4. Сопоставление экспериментальных результатов с микрофотографическим подсчетом частиц

На рис. 4 приводится общий вид световых полей и соответствующие им распределения освещенности для плоских моделей золь и капель тумана.

Материалы графической обработки кривых $I(\beta)$ представлены нами в работе [4]. Поэтому приводим лишь окончательные спектры размеров $f(a)$ (рис. 5). Кривые распределения частиц по размерам $f(a)$, полученные методом малых углов, сопоставляются с гистограммами прямого подсчета частиц при микрофотографировании.

Погрешности сопоставления результатов обоих методов анализа микроструктуры золь (малых углов и микрофотографирования) носят в основном статистический характер. Для плоских моделей получено наибольшее число подсчитанных частиц (до 3000 на модель) и фотометрированных кривых $I(\beta)$, поэтому совпадение спектральных кривых размеров на рис. 5 $a-d$ (плоские модели) можно считать хорошим. Для капель тумана (рис. 5 e) совпадение хуже из-за большой погрешности фотографической методики фотометрирования индикатрис (для спектра размеров вблизи нижней границы метода малых углов) и из-за возможных искажений структуры тумана в пробах, взятых для микрофотографирования.

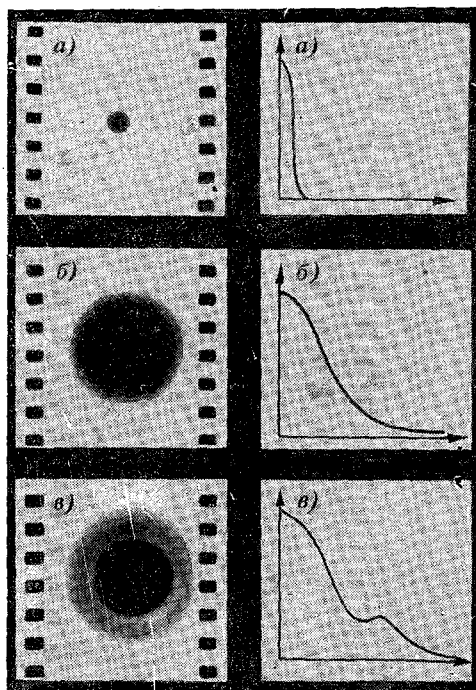


Рис. 4. Вид световых полей в фокальной плоскости приемной линзы и соответствующие им кривые распределения освещенности.

a — нулевое распределение, $б$ — капли тумана, $в$ — споры ликоподия.

Заключение

1. Результаты анализа в § 1 показали, что лабораторная установка для работы с плоскими моделями и туманом, описанная нами в работе [4] и в настоящей статье, является по своим свойствам хорошим приближением к идеальной оптической системе.

2. Для абсолютного фотометрирования и конструктивного расчета полевого прибора, основанного на методе малых углов, необходимо дополнить анализ погрешностей определения геометрических параметров реальной оптической системы с приемной линзой и точечной диафрагмой (§ 1). Этот вопрос предполагается осветить в специальной работе.

3. Основными экспериментальными погрешностями являются погрешности методики фотометрирования, поэтому для улучшения результатов необходимо повысить качество фотометра.

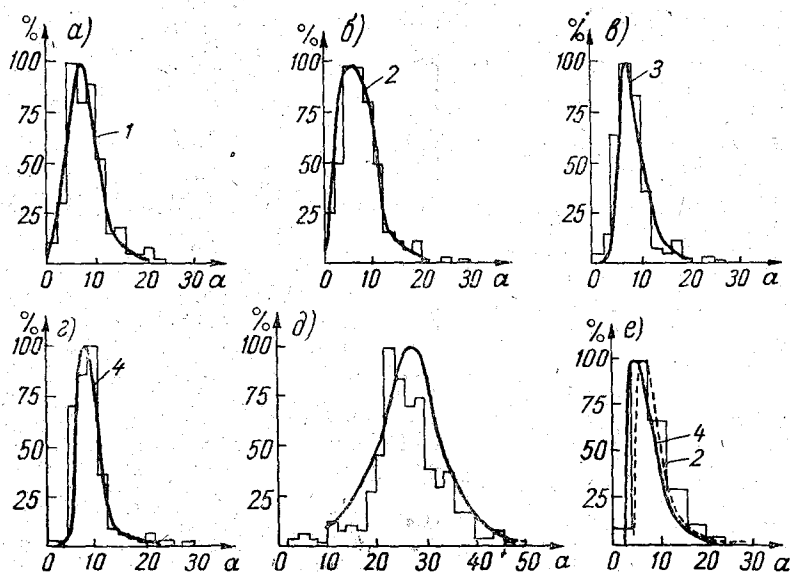


Рис. 5. Сопоставление спектров размеров, полученных методом малых углов и методом микрофотографий.

а — д — плоские модели золя, е — капли тумана.

4. Погрешности графической обработки экспериментальных кривых $I(\beta)$ неизбежны. Для ускорения расчетов предлагаются более полные таблицы функции $F(\rho\beta)$ (см. приложение), значения которой при вычислениях группируются для ряда фиксированных ρ .

5. Сопоставление метода малых углов с методом прямого подсчета дает хорошее совпадение для статистически однородных систем. В случае пространственной неоднородности золя при фотометрировании необходимо принять меры для получения индикатрисы, осредненной по всему освещенному объему.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. ГИТТЛ. 1951.
2. Шифрин К. С. Вычисление некоторого класса определенных интегралов, содержащих квадрат бесселевой функции первого порядка. Труды ВЗЛТИ, вып. 2. 1956.
3. Шифрин К. С. Оптические исследования облачных частиц. Сб. «Исследование облаков, осадков и грозового электричества». Гидрометеиздат. 1957.
4. Шифрин К. С., Голиков В. И. Определение спектра капель методом малых углов. Труды 6-й Межвед. облачной конференции. Изд. АН СССР. М. 1960.
5. Тудоровский А. И. Теория оптических приборов, т. 1. Изд. АН СССР. М. 1948.

ТАБЛИЦА ФУНКЦИИ $F(x)$

x	$F(x)$	x	$F(x)$	x	$F(x)$	x	$F(x)$
0,00	0,0000	0,51	-0,1821	1,01	-0,3459	1,51	-0,3427
0,01	-0,0032	0,52	1860	1,02	3479	1,52	3402
0,02	0,0064	0,53	1899	1,03	3499	1,53	3376
0,03	0096	0,54	1936	1,04	3518	1,54	3350
0,04	0127	0,55	-0,1976	1,05	-0,3536	1,55	-0,3322
0,05	-0,0160	0,56	-0,2015	1,06	-0,3554	1,56	-0,3293
0,06	-0,0192	0,57	2053	1,07	3571	1,57	3264
0,07	0225	0,58	2092	1,08	3587	1,58	3233
0,08	0257	0,59	2130	1,09	3602	1,59	3202
0,09	0290	0,60	-0,2168	1,10	-0,3616	1,60	-0,3169
0,10	-0,0322	0,61	-0,2206	1,11	-0,3630	1,61	-0,3136
0,11	-0,0356	0,62	2244	1,12	3643	1,62	3102
0,12	0389	0,63	2281	1,13	3654	1,63	3067
0,13	0422	0,64	2320	1,14	3666	1,64	3031
0,14	0456	0,65	-0,2357	1,15	-0,3676	1,65	-0,2994
0,15	-0,0490	0,66	-0,2394	1,16	-0,3684	1,66	-0,2956
0,16	-0,0524	0,67	2431	1,17	3694	1,67	2918
0,17	0558	0,68	2468	1,18	3701	1,68	2878
0,18	0592	0,69	2504	1,19	3708	1,69	2838
0,19	0630	0,70	-0,2541	1,20	-0,3714	1,70	-0,2797
0,20	-0,0661	0,71	-0,2577	1,21	-0,3719	1,71	-0,2755
0,21	-0,0696	0,72	2612	1,22	3723	1,72	2712
0,22	0732	0,73	2648	1,23	3726	1,73	2668
0,23	0767	0,74	2683	1,24	3728	1,74	2624
0,24	0803	0,75	-0,2715	1,25	-0,3730	1,75	2578
0,25	-0,0838	0,76	-0,2752	1,26	-0,3730	1,76	-0,2533
0,26	-0,0874	0,77	2786	1,27	3730	1,77	2486
0,27	0911	0,78	2820	1,28	3728	1,78	2438
0,28	0947	0,79	2853	1,29	3726	1,79	2390
0,29	0984	0,80	-0,2886	1,30	-0,3722	1,80	-0,2341
0,30	-0,1020	0,81	-0,2919	1,31	-0,3718	1,81	-0,2292
0,31	-0,1057	0,82	2951	1,32	3713	1,82	2241
0,32	1094	0,83	2983	1,33	3707	1,83	2190
0,33	1132	0,84	3014	1,34	3699	1,84	2138
0,34	1169	0,85	-0,3044	1,35	-0,3691	1,85	-0,2086
0,35	-0,1207	0,86	-0,3074	1,36	-0,3682	1,86	-0,2033
0,36	-0,1244	0,87	3104	1,37	3672	1,87	1980
0,37	1282	0,88	3133	1,38	3661	1,88	1926
0,38	1320	0,89	3162	1,39	3648	1,89	1871
0,39	1358	0,90	-0,3190	1,40	-0,3636	1,90	-0,1806
0,40	-0,1396	0,91	-0,3218	1,41	-0,3621	1,91	-0,1771
0,41	-0,1435	0,92	3244	1,42	3606	1,92	1703
0,42	1473	0,93	3271	1,43	3590	1,93	1646
0,43	1512	0,94	3296	1,44	3573	1,94	1589
0,44	1550	0,95	-0,3322	1,45	-0,3555	1,95	-0,1531
0,45	-0,1588	0,96	-0,3346	1,46	-0,3536	1,96	-0,1473
0,46	-0,1627	0,97	3370	1,47	3516	1,97	1414
0,47	1666	0,98	3393	1,48	3496	1,98	1354
0,48	1705	0,99	3416	1,49	3474	1,99	1295
0,49	1744	1,00	-0,3438	1,50	-0,3451	2,00	-0,1234
0,50	-0,1783						

x	$F(x)$	x	$F(x)$	x	$F(x)$	x	$F(x)$
2,01	-0,1174	2,53	0,1969	3,04	0,3301	3,56	0,1653
2,02	1113	2,54	2019	3,05	0,3297	3,57	1598
2,03	1052	2,55	0,2069			3,58	1542
2,04	0991			3,06	0,3293	3,59	1485
2,05	-0,0929	2,56	0,2118	3,07	3287	3,60	0,1428
		2,57	2166	3,08	3279		
2,06	-0,0867	2,58	2214	3,09	3271	3,61	0,1370
2,07	0805	2,59	2260	3,10	0,3262	3,62	1312
2,08	0742	2,60	0,2306			3,63	1253
2,09	0680			3,11	0,3251	3,64	1190
2,10	-0,0617	2,61	0,2360	3,12	3239	3,65	0,1134
		2,62	2395	3,13	3226		
2,11	-0,0554	2,63	2438	3,14	3211	3,66	0,1074
2,12	0490	2,64	2480	3,15	0,3196	3,67	1013
2,13	0427	2,65	0,2522			3,68	0953
2,14	0321			3,16	0,3179	3,69	0891
2,15	-0,0300	2,66	0,2572	3,17	3161	3,70	0,0830
		2,67	2601	3,18	3142		
2,16	-0,0236	2,68	2640	3,19	3122	3,71	0,0768
2,17	0173	2,69	2678	3,20	0,3100	3,72	0706
2,18	0109	2,70	0,2714			3,73	0644
2,19	0046			3,21	0,3078	3,74	0581
2,20	0,0018	2,71	0,2750	3,22	3054	3,75	0,0518
		2,72	2784	3,23	3029		
2,21	0,0082	2,73	2818	3,24	3003	3,76	0,0455
2,22	0145	2,74	2850	3,25	0,2976	3,77	0392
2,23	0209	2,75	0,2882			3,78	0329
2,24	0272			3,26	0,2948	3,79	0265
2,25	0,0336	2,76	0,2912	3,27	2919	3,80	0,0202
		2,77	2942	3,28	2888		
2,26	0,0399	2,78	2970	3,29	2857	3,81	0,0138
2,27	0462	2,79	2997	3,30	0,2824	3,82	0074
2,28	0524	2,80	0,3023			3,83	0,0042
2,29	0587			3,31	0,2791	3,84	-0,0053
2,30	0,0649	2,81	0,3048	3,32	2756	3,85	-0,0116
		2,82	3072	3,33	2721		
2,31	0,0711	2,83	3095	3,34	2684	3,86	-0,0180
2,32	0773	2,84	3117	3,35	0,2646	3,87	0243
2,33	0834	2,85	0,3137			3,88	0307
2,34	0896			3,36	0,2608	3,89	0370
2,35	0,0956	2,86	0,3156	3,37	2568	3,90	-0,0433
		2,87	3175	3,38	2528		
2,36	0,1017	2,88	3192	3,39	2486	3,91	-0,0496
2,37	1077	2,89	3196	3,40	0,2444	3,92	0559
2,38	1136	2,90	0,3222			3,93	0622
2,39	1196			3,41	0,2400	3,94	0684
2,40	0,1254	2,91	0,3238	3,42	2366	3,95	-0,0746
		2,92	3248	3,43	2311		
2,41	0,1313	2,93	3259	3,44	2265	3,96	-0,0808
2,42	1371	2,94	3267	3,45	0,2218	3,97	0869
2,43	1428	2,95	0,3277			3,98	0930
2,44	1485			3,46	0,2171	3,99	0991
2,45	0,1541	2,96	0,3285	3,47	2122	4,00	-0,1051
		2,97	3291	3,48	2073		
2,46	0,1597	2,98	3296	3,49	2023	4,01	-0,1111
2,47	1649	2,99	3300	3,50	0,1972	4,02	1168
2,48	1706	3,00	0,3302			4,03	1230
2,49	1760			3,51	0,1921	4,04	1288
2,50	0,1813	3,01	0,3304	3,52	1869	4,05	-0,1346
		3,02	3304	3,53	1816		
2,51	0,1866	3,03	3303	3,54	1762	4,06	-0,1404
2,52	1918			3,55	0,1708	4,07	1461

x	$F(x)$	x	$F(x)$	x	$F(x)$	x	$F(x)$
4,08	-0,1517	4,61	-0,3234	5,13	-0,1800	5,66	0,1416
4,09	1573	4,62	3236	5,14	1750	5,67	1472
4,10	-0,1628	4,63	3237	5,15	-0,1693	5,68	1528
		4,64	3236			5,69	1584
4,11	-0,1683	4,65	-0,3235	5,16	-0,1638	5,70	0,1639
4,12	1737			5,17	1583		
4,13	1790	4,66	-0,3232	5,18	1527	5,71	0,1694
4,14	1843	4,67	3227	5,19	1488	5,72	1748
4,15	-0,1895	4,68	3222	5,20	-0,1413	5,73	1800
		4,69	3215			5,74	1853
4,16	-0,1945	4,70	-0,3207	5,21	-0,1356	5,75	0,1904
4,17	1997			5,22	1300		
4,18	2046	4,71	-0,3198	5,23	1239	5,76	0,1956
4,19	2094	4,72	3188	5,24	1180	5,77	2005
4,20	-0,2152	4,73	3176	5,25	-0,1123	5,78	2055
		4,74	3163			5,79	2103
4,21	-0,2190	4,75	-0,3149	5,26	-0,1061	5,80	0,2151
4,22	2237			5,27	1000		
4,23	2282	4,76	-0,3133	5,28	0939	5,81	0,2198
4,24	2327	4,77	3117	5,29	0878	5,82	2244
4,25	-0,2371	4,78	3099	5,30	-0,0817	5,83	2289
		4,79	3080			5,84	2333
4,26	-0,2413	4,80	-0,3060	5,31	-0,0755	5,85	0,2376
4,27	2455			5,32	0693		
4,28	2496	4,81	-0,3039	5,33	0631	5,86	0,2419
4,29	2536	4,82	3016	5,34	0586	5,87	2460
4,30	-0,2575	4,83	2992	5,35	-0,0505	5,88	2501
		4,84	2968			5,89	2540
4,31	-0,2613	4,85	-0,2942	5,36	-0,0442	5,90	0,2579
4,32	2650			5,37	0379		
4,33	2686	4,86	-0,2930	5,38	0316	5,91	0,2618
4,34	2721	4,87	2886	5,39	0252	5,92	2652
4,35	-0,2755	4,88	2857	5,40	-0,0189	5,93	2688
		4,89	2826			5,94	2722
4,36	-0,2788	4,90	-0,2795	5,41	-0,0125	5,95	0,2756
4,37	2820			5,42	0062		
4,38	2850	4,91	-0,2762	5,43	0,00002	5,96	0,2788
4,39	2880	4,92	2728	5,44	0066	5,97	2819
4,40	-0,2908	4,93	2694	5,45	0,0129	5,98	2849
		4,94	2658			5,99	2878
4,41	-0,2936	4,95	-0,2621	5,46	0,0193	6,00	0,2905
4,42	2962			5,47	0256		
4,43	2987	4,96	-0,2582	5,48	0320	6,01	0,2932
4,44	3012	4,97	2544	5,49	0383	6,02	2957
4,45	-0,3034	4,98	2504	5,50	0,0446	6,03	2982
		4,99	2464			6,04	3005
4,46	-0,3055	5,00	-0,2422	5,51	0,0509	6,05	0,3027
4,47	3076			5,52	0572		
4,48	3095	5,01	-0,2379	5,53	0634	6,06	0,3048
4,49	3113	5,02	2336	5,54	0697	6,07	3067
4,50	-0,3130	5,03	2291	5,55	0,0759	6,08	3086
		5,04	2239			6,09	3103
4,51	-0,3145	5,05	-0,2199	5,56	0,0820	6,10	0,3119
4,52	3160			5,57	0882		
4,53	3173	5,06	-0,2152	5,58	0943	6,11	0,3133
4,54	3185	5,07	2104	5,59	1003	6,12	3147
4,55	-0,3196	5,08	2055	5,60	0,1064	6,13	3159
		5,09	2006			6,14	3170
4,56	-0,3205	5,10	-0,1955	5,61	0,1123	6,15	0,3180
4,57	3213			5,62	1183		
4,58	3220	5,11	-0,1904	5,63	1242	6,16	0,3189
4,59	3226	5,12	1852	5,64	1300	6,17	3196
4,60	-0,3231			5,65	0,1358		

СВЯЗЬ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ С МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

На основании экспериментального исследования показано наличие корреляционной связи метеорологической дальности видимости с температурой и влажностью в области положительных температур. Результаты представлены графически. Практический интерес представляет итоговая таблица, данные которой указывают на образование дымки при одновременном повышении температуры и относительной влажности.

В проблеме видимости до настоящего времени в основном принято считать наиболее актуальными вопросы, связанные с определением и прогнозом дальности видимости в тумане. Но туман и дымка — это всего лишь условные обозначения этапов развития одного и того же физического явления, и более правильно искать решение общей задачи.

Поскольку речь идет о видимой области спектра, где поглощение пренебрежимо мало, можно считать, что изменение видимости определяется рассеивающими свойствами воздуха.

Основными переменными компонентами атмосферы, обуславливающими изменение ее рассеивающих свойств, являются водяной пар, продукты конденсации и пыль. Все метеорологические характеристики, способствующие увеличению или уменьшению этих переменных составляющих, будут прямо или косвенно связаны с изменениями видимости.

В настоящее время с достаточной степенью точности дается прогноз ряда метеорологических элементов, таких, как давление, температура, влажность, ветер, облачность и т. д. По их совокупности довольно уверенно предсказываются метеорологические процессы, имеющие место в атмосфере. Интересно было бы выяснить возможность суждения о величине дальности видимости на основе знания метеорологических элементов. С этой целью в Лаборатории атмосферной оптики ГГО в 1955—1959 гг. была проведена настоящая работа.

Разнообразие физических состояний атмосферы делает практически невозможным точное решение задачи теоретическим путем и сильно осложняет проведение эксперимента. Приходится искусственно подбирать возможно более однородные условия.

Так, для прозрачности атмосферы существенным фактором является пыль. Однако измерить ее существующими приборами или учесть индивидуальное влияние пыли на видимость не представлялось возможным, поэтому все случаи явно запыленного воздуха были исключены. Кроме того, наблюдения проводились вдали от промышленных центров, в таких местах, где влияние пыли можно практически считать постоянным и лишь дающим определенный фон.

Влияние ветра на видимость связано с переносом пыли, дыма, имеет

чисто местный характер, и, по-видимому, в первом приближении этим влиянием можно пренебречь.

При таком отборе случаев можно считать, что изменения видимости обусловлены изменениями влажности.

Метеорологическая дальность видимости определялась прибором ИВ-ГГО по контрастам удаленных объектов. Точность определения видимости составляла $\pm 20\%$ при условии, что $\frac{S_m}{l} \leq 5$, где S_m — метеорологическая дальность видимости, l — расстояние до объекта, по которому определялась дальность видимости.

Все пункты, в которых производились наблюдения, выбирались таким образом, чтобы в поле зрения имелось большое количество разнотеленных темных объектов. Значения дальности видимости, полученные по прибору, контролировались визуальной оценкой.

Величины нулевых контрастов были взяты из таблицы, составленной В. А. Гавриловым, и уточнялись непосредственно на месте.

Метеорологические данные получены по стандартным метеорологическим приборам.

Наблюдения проводились в трех пунктах, различных по климату: в Воейково, на маяке Меганом и на метеорологической станции Чакви.

Оказалось, что на всех трех пунктах изменения дальности видимости подчиняются одним и тем же закономерностям и все наблюдения можно представить на одних и тех же графиках.

Производилось сопоставление дальности видимости с метеорологическими характеристиками влажности: абсолютной, относительной, дефицитом влажности. Однозначная зависимость между дальностью видимости и влажностью не получилась, однако некоторые выводы все же можно сделать.

Казалось естественным ожидать ухудшения видимости при повышении абсолютной влажности, тем более что такая связь найдена для всей толщи атмосферы в вертикальном направлении [1]. Однако при наблюдении прозрачности в горизонтальном направлении, по нашим данным, никакой закономерности не обнаруживается. Получается, что до значения абсолютной влажности, равной 15 мб, при одной и той же влажности возможны любые значения дальности видимости от 50 м до 200 км. При дальнейшем возрастании абсолютной влажности пределы изменения дальности видимости несколько сужаются. Для значения абсолютной влажности больше 20 мб, по нашим данным, дальность видимости не бывает меньше 10 км и больше 100 км.

Некоторая связь намечается между дальностью видимости и относительной влажностью. Наблюдается тенденция увеличения видимости при уменьшении относительной влажности. Так, при относительной влажности меньше 60% дальность видимости, за редким исключением, больше 10 км. По мере увеличения относительной влажности нижний предел дальности видимости снижается, т. е. появляется больше случаев плохой видимости. Верхний предел изменяется меньше, и разброс значений дальности видимости, соответствующих одной и той же влажности, очень велик. Например, при относительной влажности, равной 95%, возможен и туман и видимость порядка 40 км.

Что касается дефицита влажности, то можно сказать, что основное число случаев дальности видимости меньше 5 км приходится на интервал значений дефицита 0—1,0 мб. При дефиците более 5 мб дальность видимости заведомо больше 10 км. При дефиците более 15 мб не наблюдалось ни одного случая со значением видимости больше 100 км, т. е. верхняя граница снизилась.

Такие суждения о дальности видимости представляют некоторый интерес, но полученные выводы явно недостаточны для практического использования. Однозначной зависимости между дальностью видимости и влажностью не получается потому, что относительная влажность или дефицит влажности характеризует лишь состояние водяного пара, близость его к моменту, когда возможно образование продуктов конденсации, однако эти характеристики ничего не говорят о количестве влаги. И, наоборот, зная парциальное давление водяного пара, ничего нельзя сказать о состоянии самих молекул. Значит, нужно учитывать оба параметра: относительную и абсолютную влажность или дефицит.

Однако при постоянном парциальном давлении водяного пара близость его к состоянию насыщения можно характеризовать и температурой. Это удобнее в том отношении, что позволяет нанести все кривые

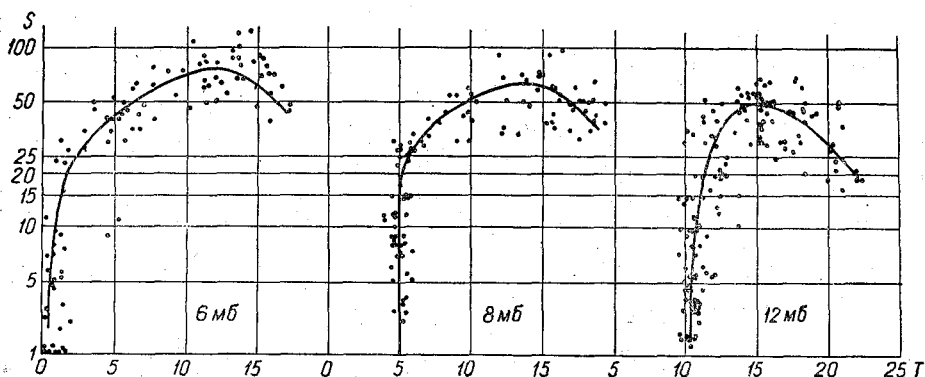


Рис. 1. Связь дальности видимости с температурой при постоянной абсолютной влажности, равной 6, 8 и 12 мб.

в одних и тех же координатах на один общий график. Таким образом, кривые не налагаются друг на друга и удобны для сопоставления.

Нами были построены графики, выражающие связь дальности видимости с температурой для различных значений влажности. По оси ординат отложена дальность видимости в километрах, по оси абсцисс — температура в градусах Цельсия.

На рис. 1 приведено несколько образцов этих кривых для значений абсолютной влажности, равных 6, 8 и 12 мб. На рис. 1 помещены все случаи с абсолютной влажностью, отличающейся от указанной на $\pm 0,5$ мб. Следует иметь в виду, что данные получены в различные сезоны в трех географических пунктах в различных воздушных массах при любых синоптических положениях. К тому же сделанное выше допущение о постоянстве пыли не является достаточно строгим. Не учитывается влияние ряда других факторов, например, динамического характера. Тем не менее разброс точек для каждой кривой не очень велик и почти укладывается в пределы ошибок метода. Это, по-видимому, свидетельствует о справедливости сделанных допущений.

Для удобства сопоставления все кривые приведены вместе на рис. 2. При рассмотрении рис. 2 видно, что все кривые имеют максимум, абсолютная величина которого уменьшается по мере увеличения абсолютной влажности. Если проследить за величиной относительной влажности, соответствующей максимальному значению дальности видимости при определенной постоянной абсолютной влажности, получаются следующие результаты:

Абсолютная влажность (мб)	4	6	8	12	15
Относительная влажность, соответствующая максимальному значению дальности видимости (0/0)	39	42	52	70	69

Следовательно, при увеличении абсолютной влажности максимум прозрачности смещается в сторону большей относительной влажности.

Можно проследить, как меняется дальность видимости при постоянной относительной влажности в зависимости от изменения температуры или абсолютной влажности.

По данным наблюдений на оптическом полигоне ГГО был построен график повторяемости значений дальности видимости для относительной влажности 90% в интервале температур от -25 до 25° . Оказалось, что кривая, так же как кривые на рис. 1, имеет максимум и для относительной влажности, равной 90%, наибольшая прозрачность приходится на интервал температур от 0 до 5° .

Неудивительно, что для Японии Курихара [2] получил довольно хорошую связь дальности видимости с относительной влажностью, выражаемую в наших обозначениях эмпирической формулой вида

$$S = S_0 + \frac{E - E_0}{\alpha},$$

где S — дальность видимости в баллах международной шкалы, E — относительная влажность, S_0 и E_0 — средние для данного пункта значения дальности видимости и влажности, α — переменный коэффициент, меняющийся в три раза в зависимости от пункта и сезона.

В данном случае результаты получены почти при постоянной температуре, так как наблюдения дневные, а изменения температуры для Японии в течение дня не превышают 7° . Неслучайно α больше для мест и сезонов с большим изменением температуры. Эта переменная величина вводит поправку на непостоянство температуры.

Можно найти при постоянной температуре связь дальности видимости с абсолютной влажностью. Совокупность кривых, выражающих эту зависимость, представлена на рис. 3. Дальность видимости нанесена в километрах на ось ординат, на оси абсцисс отложена абсолютная влажность в миллибарах. Кривые построены для температуры $-5, 0, 5, 10, 15, 20^{\circ}$. Постоянство температуры выдержано с точностью $\pm 0,5^{\circ}$. Наблюдения при более высоких температурах пока не производились.

При рассмотрении рис. 3 обращает на себя внимание общая тенденция к изменению угла наклона кривых в зависимости от температуры.

Все кривые, начиная от температуры 0° , можно разбить на два участка: на первом участке существует почти линейная зависимость между дальностью видимости и парообразной влагой, характеризуемой абсолютной влажностью; на втором участке такая связь практически отсутствует возможно потому, что мы имеем дело с другим фазовым состоянием воды. На этом участке интересно было бы проследить за водностью,

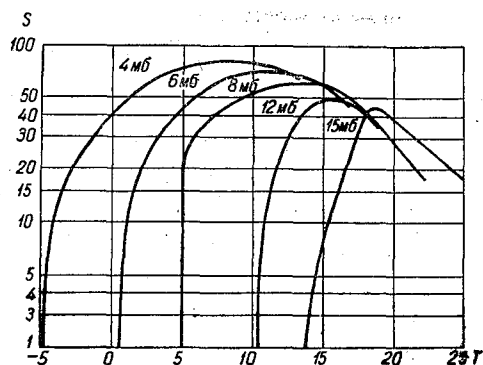


Рис. 2. Связь метеорологической дальности видимости с температурой при постоянной абсолютной влажности.

но по причине отсутствия приборов, измеряющих водность в дымке, это пока за пределом возможного.

При повышении температуры «участок с линейной зависимостью» увеличивается, а «участок без связи» уменьшается. Если найти для всех точек перегиба соответствующие значения относительной влажности и

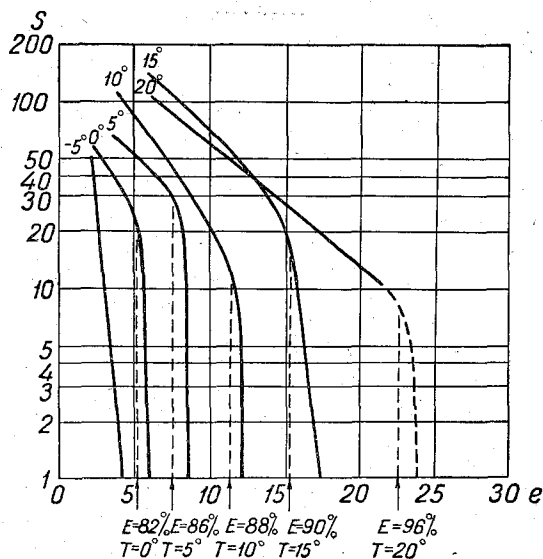


Рис. 3. Связь метеорологической дальности видимости с абсолютной влажностью при постоянной температуре.

предположить, что точка перегиба — это начало перехода воды из парового состояния в жидкое, оказывается, что при повышении температуры конденсация начинается при больших значениях относительной влажности.

На основании полученного материала можно составить ориентировочную таблицу для суждения о величине дальности видимости по температуре и влажности (табл. 1).

Таблица 1

T	E% ₀							
	30	40	50	60	70	80	90	100
20	9	8	7	7—6	6	6	6	—
17	9	9	8	8	7	7	6	—
15	9	9	8	8	8	7	6	—
13	9	9	9—8	8	8	7	7	—
10	9	9	9	8	8	8	—	—
5	9	9	9	9	8	8	—	—

Дальность видимости в табл. 1 дана в баллах международной шкалы. Строки таблицы дают изменение дальности видимости в зависимости от относительной влажности при постоянной температуре. В графах показана зависимость дальности видимости от температуры при данной

относительной влажности. Тире в правой части таблицы характеризуют область, где на основании данных по влажности и температуре ничего нельзя сказать о видимости. Иными словами, это область, где отсутствует связь дальности видимости с парообразной влагой.

Таким образом, можно сделать вывод, что при положительных температурах имеется корреляционная связь дальности видимости с температурой и влажностью. При низких температурах вода в парообразном состоянии существенного влияния на видимость не оказывает. Необходимы специальные исследования при отрицательных температурах, опирающиеся на точные измерения влажности и водности.

ЛИТЕРАТУРА

1. К а л и т и н Н. Н. Роль водяного пара в изменениях прозрачности атмосферы. Метеорологический вестник, № 2. 1925.
2. К у р и х а р а. Статистическое изучение видимости. J. Meteorol. Soc. Japan, Кисё Сюси, 31, № 2, 60—75. 1953.

СРАВНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

В рассматриваемой статье сравниваются данные непосредственных измерений длинноволнового баланса с соответствующими результатами, полученными как расчетными, так и экспериментальными методами.

До настоящего времени необходимые для расчета радиационного и теплового баланса величины длинноволновых потоков оценивались или расчетными методами [2, 4, 5, 6, 10], или на основании данных балансовых и пиранометрических наблюдений [11].

Метод балансовых измерений длинноволнового баланса недостаточно удовлетворителен прежде всего потому, что не дает возможности отдельно измерить величины излучения земли E_z и противоизлучения атмосферы E_a .

Что касается определения величины длинноволнового баланса B_L в дневные часы, то он получается как разность трех составляющих $B_L = (B - S') - D + R_k$, а это дает значительную погрешность метода.

Рядом авторов были сделаны попытки использовать пиргеометр (эффективный пиранометр), пользуясь общепринятой методикой [6], для определения E_a и E_z , а также длинноволнового баланса B_L в дневное время [1, 7]. Удовлетворительного совпадения с соответствующими величинами, определенными другими способами, авторами не обнаружено, что было вызвано перегревом прибора в дневное время и влиянием скорости ветра на прибор.

Расчетные методы пока не могут учесть всего разнообразия природных условий, непосредственно фиксируемых при проведении измерений. Кроме того, в основу расчетов кладутся определенные допущения, например, заранее задается стратификация атмосферы, поправка на облачность дается приближенно. Результаты расчетов обычно сравниваются с данными балансовых и пиранометрических измерений, которые, как известно, не могут считаться достаточно точными.

В последнее время появились приборы, которые позволяют непосредственно измерять длинноволновые потоки как в ночные, так и в дневные часы.

Целью нашей работы являлось сравнение данных измерений термостолбика с соответствующими результатами, полученными как расчетными методами, так и методами измерений (пиранометром и балансометром).

Подробное описание исследуемого прибора дано в статье [3].

Прибор представляет собой линейный термостолбик с фильтрами из ТБИ (таллий — бром — иод), пропускающими только красную часть спектра (0,5—2,8 μ), и сменным фильтром из стекла.

Нас интересовал инфракрасный участок спектра с длинами волн $> 2,0 \mu$. Поэтому сначала измерялся полный поток радиации в спек-

тре волн от 0,5 до 40,0 м, пропускаемых фильтром из ТБИ, после чего накладывался дополнительный фильтр (прозрачное стекло) и измерялась только коротковолновая часть радиации. Разность этих двух величин дает длинноволновые потоки радиации в участке спектра от 2,8 до 40,0 м.

При измерении длинноволновой радиации в Карадаге в течение сентября 1958 г. нами использовались следующие приборы: термостолбик с фильтром из ТБИ, пиранометр и термоэлектрический балансомер. Приборы были установлены на высоте 2 м от поверхности земли на актинометрических стойках и защищены специальными теневыми экранами от влияния прямой солнечной радиации.

Термостолбик между сроками наблюдений находился под чехлом, который снимался только перед самым отсчетом.

Одновременно с указанными наблюдениями проводились измерения величин рассеянной радиации D , отраженной радиации R_k , радиационного баланса (без прямой солнечной радиации) на горизонтальную поверхность ($B-S'$), скорости ветра W , температуры воздуха t_v , температуры поверхности почвы t_n и облачности.

Наблюдения и обработка результатов наблюдений по пиранометру и балансомеру производились по методике, принятой на сети метеостанций [11, 6].

Термостолбиком измеряли величину излучения земли (E_z) и противоизлучения атмосферы (E_a), а затем подсчитывали величину длинноволнового баланса по формуле

$$B_d = E_a - E_z.$$

При обработке показаний термостолбика нами использовались графики градуировки прибора (с фильтром из ТБИ) [3] и вводилась дополнительная поправка на зависимость радиации от угла падения солнечного луча на приемную поверхность.

Изменение чувствительности прибора в зависимости от угла падения радиации учитывалось введением поправочного множителя $F(h_\odot)$, соответствующего различным высотам солнца.

Поправочный множитель для разных углов падения радиации солнечных лучей определялся нами в лабораторных условиях на установке, описанной в Руководстве по поверке актинометрических приборов [8].

Эта зависимость представлена на рис. 1.

В результате произведенных наблюдений получен суточный ход радиации для условий безоблачного неба. Данные измерений были сравнены со значениями длинноволнового баланса, рассчитанными по теоретическим формулам М. Е. Берлянд [2] и методу Е. Д. Ковалевой [4, 5].

Все полученные данные длинноволнового баланса довольно хорошо согласуются между собой, и их суточный ход следует за суточным ходом разности температур $\Delta t = t_n - t_v$. На рис. 2 представлен суточный ход длинноволнового баланса и разности между температурой почвы и воздуха за двое суток (19 и 20/IX).

Рисунок 2 показывает, что максимум абсолютной величины длинноволнового баланса приходится на полдень и составляет 0,20—0,24 кал/см²мин. Ночью наблюдается довольно ровный ход длинноволнового баланса с минимумом (по абсолютной величине) в утренние часы, перед восходом солнца.

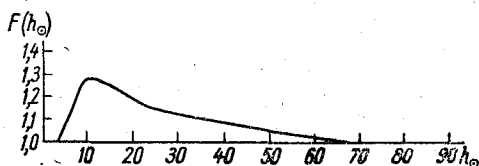


Рис. 1. Зависимость поправочного множителя от высоты солнца.

Из сравнения кривых B_d и B_L видно, что значения B_L в основном меньше B_d . Максимальная разница наблюдается в полдень и составляет в среднем величину около 15%.

Несколько завышенную величину длинноволнового баланса в дневные часы частично можно объяснить влиянием стекла, сообщающего не-

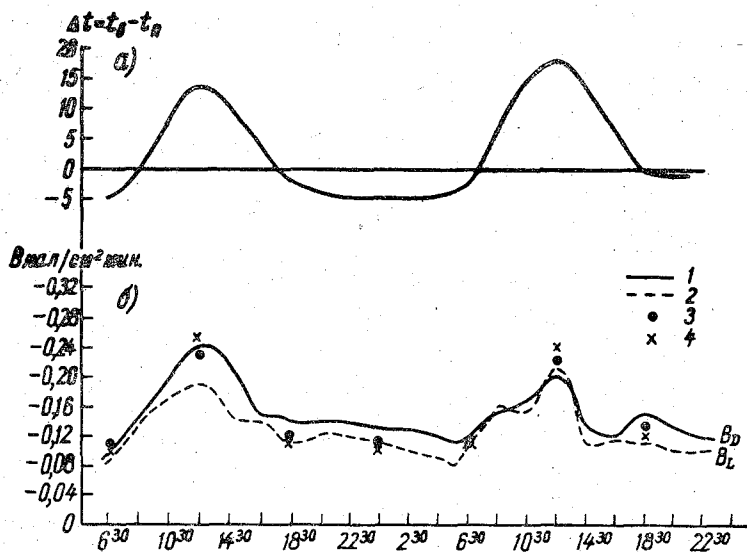


Рис. 2. Суточный ход разности температур воздуха и почвы (а); суточный ход длинноволнового баланса (б).

1 — по термостолбику, 2 — по балансомеру и пиранометру, 3 — по формулам М. Е. Берлянда, 4 — по графику Е. Д. Ковалевой.

которую дополнительную радиацию. В лабораторных условиях были проведены исследования влияния нагрева стекла на показания прибора, в результате чего можно заключить, что эта доля погрешности состав-

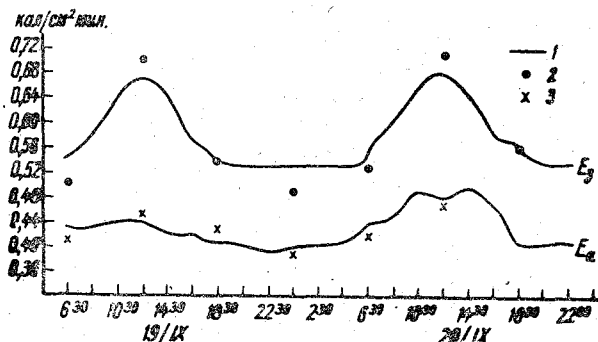


Рис. 3. Суточный ход излучения земли E_g и противоишлучения атмосферы E_a .

1 — по термостолбику, 2, 3 — по графику Е. Д. Ковалевой.

ляет величину порядка 0,01 кал/см²·мин, т. е. можно считать, что показания B_d в дневные часы вследствие наличия стекла завышены на 0,01 кал/см²·мин. При введении этой поправки уменьшается разница между B_L и B_d .

По данным непосредственных измерений были построены суточные ходы излучения земли E_z и противоизлучения атмосферы E_a за двое суток 19 и 20/IX 1958 г., показанные на рис. 3. На этом же рис. 3 нанесены соответствующие значения E_z и E_a , найденные с помощью графика Ковалевой.

Максимум суточного хода излучения земли E_z наблюдается в полдень (в 12 час. 30 мин.) и составляет около 0,67—0,68 кал/см²мин. Излучение земли ночью почти не меняется, и его значение равно 0,53 кал/см²мин.

Излучение атмосферы E_a имеет довольно хорошо выраженный суточный ход с максимумом в дневные часы и минимумом ночью. Величины E_z и E_a , рассчитанные по графику Ковалевой, дают удовлетворительное совпадение с кривыми, построенными на основании измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барашкова Е. П. Зависимость длинноволновой радиации от метеорологических элементов. Труды ГГО, вып. 100. 1960.
2. Берляид М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гидрометеиздат. Л. 1956.
3. Гаевский В. Л. Исследование длинноволнового излучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 100. 1960.
4. Ковалева Е. Д. О расчете эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 27 (89). 1951.
5. Кириллова Т. В. и Ковалева Е. Д. О введении поправок при определении эффективного излучения и противоизлучения по наземным данным. Труды ГГО, вып. 27 (89). 1951.
6. Методические указания гидрометеорологическим станциям, № 4. 1954.
7. Росс Ю. К. и Тооминг Х. Г. Об измерении радиационных потоков при помощи пиргеометра (эффективного пиранометра) Янишевского. Труды ГГО, вып. 61. 1956.
8. Руководство по проверке актинометрических приборов, ч. 1. Гидрометеиздат. Л. 1952.
9. Шехтер Ф. Н. Расчет лучистых потоков длинноволновой радиации из ограниченного телесного угла и полупространства. Труды ГГО, вып. 39. 1953.
10. Шехтер Ф. Н. К вычислению лучистых потоков тепла в атмосфере. Труды ГГО, вып. 22. 1950.
11. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Гидрометеиздат. Л. 1957.

ОПТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ НА ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛАХ

Описываются различные формы сложных гало и метеорологические условия, при которых они возникают.

Все описываемые формы гало наблюдались автором в течение ряда лет.

Оптические явления в атмосфере, возникающие на ледяных кристаллах, жидких и оледеневших капельных формах различаются между собой в зависимости от того, возникают ли они вследствие преломления (круги 22 и 46°, касательные дуги, ложные луны), отражения (горизонтальный круг, вертикальные столбы) или дифракции света (венцы).

Автор систематически наблюдал (в Верхоянске) оптические явления как естественные, т. е. возникавшие на ледяных кристаллах, оледеневших капельных формах и других видах атмосферного льда [1], так и искусственные, т. е. возникавшие при рассматривании источников света (луна, фонари) сквозь налет осевших на предметное стекло оледеневших капельных форм и мелких кристаллов.

Ниже приводятся описания и зарисовки оптических явлений (табл. 1, рис. 1 и 2), а также фотографии различных форм естественных и искусственных ледяных кристаллов и оледеневших капелек, вызвавших наблюдаемые явления (рис. 3—6).

Сводка наблюдений естественных оптических явлений

Явление I (табл. 1, п. I) наблюдалось в течение нескольких часов, при этом имело место интенсивное оседание пластинчатых форм ледяных кристаллов и плоскости пластинок располагались с небольшими отклонениями горизонтально. Дисперсия света при этом явлении не наблюдалась.

Явление II (рис. 1 а, табл. 1, п. II) наблюдалось в 00 час. 29 ноября 1952 г. при облачности 10/0 Cs, As.

Красное окаймление венцов первого и второго порядков в явлении II соответствует дифракционному распределению цветов видимого спектра. Красное окаймление внутри круга 22° в этом явлении соответствует дисперсионному распределению цветов видимого спектра.

Явление III (рис. 1 б, табл. 1, п. III) наблюдалось в 02 час. 30 мин. 29 ноября 1952 г. при облачности Cs, As.

При этом явлении в атмосфере наблюдались ледяные кристаллы, наиболее характерные из них представлены на рис. 3. Подробное описание явления III дано ранее [2].

Явление IV (рис. 1 в, табл. 1, п. IV) наблюдалось в ночь с 3 на 4 декабря 1952 г. при облачности As, Cs.

Распределение цветов круга от красного внутри к тускло-оранжевому и серо-синему снаружи соответствует дисперсионному распределению цветов спектра.

Ледяные кристаллы в атмосфере, на которых наблюдалось указанное явление, представлены наиболее характерными формами на рис. 4.

Явление V (рис. 1 г, табл. 1, п. V) наблюдалось в 19 час. 28 декабря 1952 г. при облачности С1, Сs. Темноватое кольцо слабо-фиолетовой окраски (слабо воспринимаемой зрением) соответствует дифракционному спектру.

Явление VI (рис. 1 б, табл. 1, п. VI) наблюдалось с 19 час. 30 мин. 29 декабря по 0 час. 30 мин. 30 декабря 1952 г. при облачности Сs, As.

Границы кольцевых полей и каемки фазмыты. Временами появлялось бледное гало, т. е. кристаллические частицы укреплялись, описан-

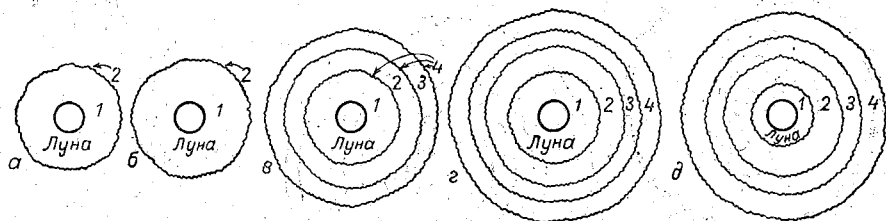


Рис. 2. Зарисовки различных видов венцов.

ная картина бледнела, и светло-серо-голубое дымчатое кольцо 2 затенялось диффузным свечением около луны, прикрывавшим также часть светло-зеленого кольца 3.

Подобная картина наблюдалась, когда запотевала стеклянная пластинка при дыхании на нее. Это свидетельствует о наличии в облаках переохлажденных капельных форм.

Явление VII (рис. 1 е, табл. 1, п. VII) наблюдалось с 00 час. до 08 час. 30 мин. 6 января 1953 г. при облачности As.

В этом явлении в течение всего времени, пока была видна луна, при разных облаках наблюдалась одна и та же картина, но разной интенсивности. Возможно, что венец возникал не на частицах облаков, а в приземном слое атмосферы, в котором имелись ледяные частицы и различные кристаллы.

Явление VIII (рис. 1 ж, табл. 1, п. VIII) наблюдалось 29 января 1952 г.

В этом явлении оба кольца (1 и 2-й ореолы) были светло-серого тона. Возникновение венца на стерженьках и стерженьковых ростках, наблюдавшихся при этом, сомнительно; вероятно, он был обусловлен кристаллами, находящимися на большой высоте. Спектральная структура венца была неразличима.

Явление IX (рис. 1 з, табл. 1, п. IX) наблюдалось с 19 час. 00 мин. по 23 час. 30 мин. 30 января 1953 г. при отсутствии заметной облачности. Венец в этом явлении возник, по-видимому, на оледеневших частицах в приземном слое.

Явление X (рис. 1 и, табл. 1, п. X) наблюдалось с 19 час. 00 мин. по 24 час. 00 мин. 19 февраля 1953 г. при облачности С1, Сs, As.

Ледяные кристаллы в атмосфере, на которых наблюдалось это явление, представлены наиболее характерными формами на рис. 4 и 5.

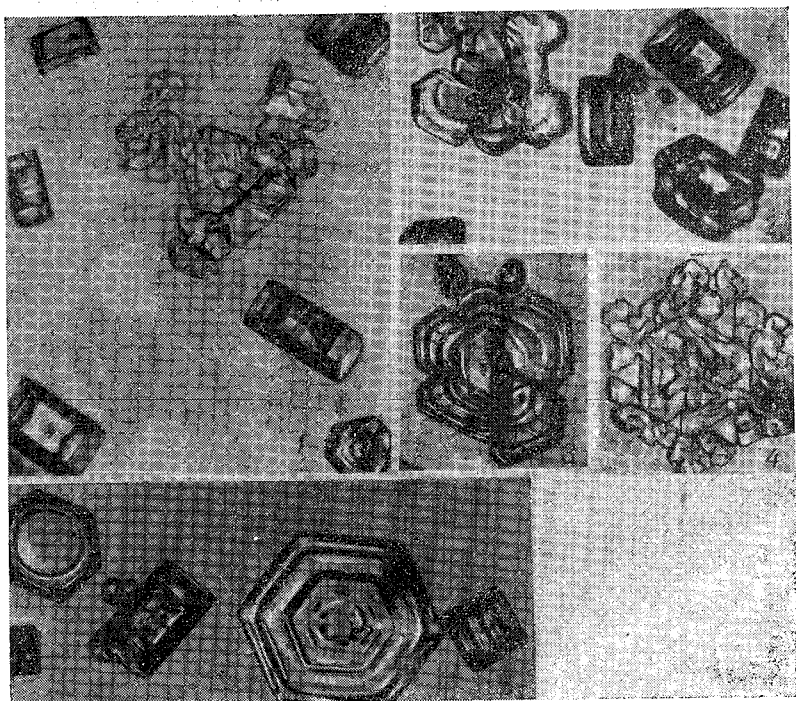


Рис. 3. Различные формы естественных ледяных кристаллов.

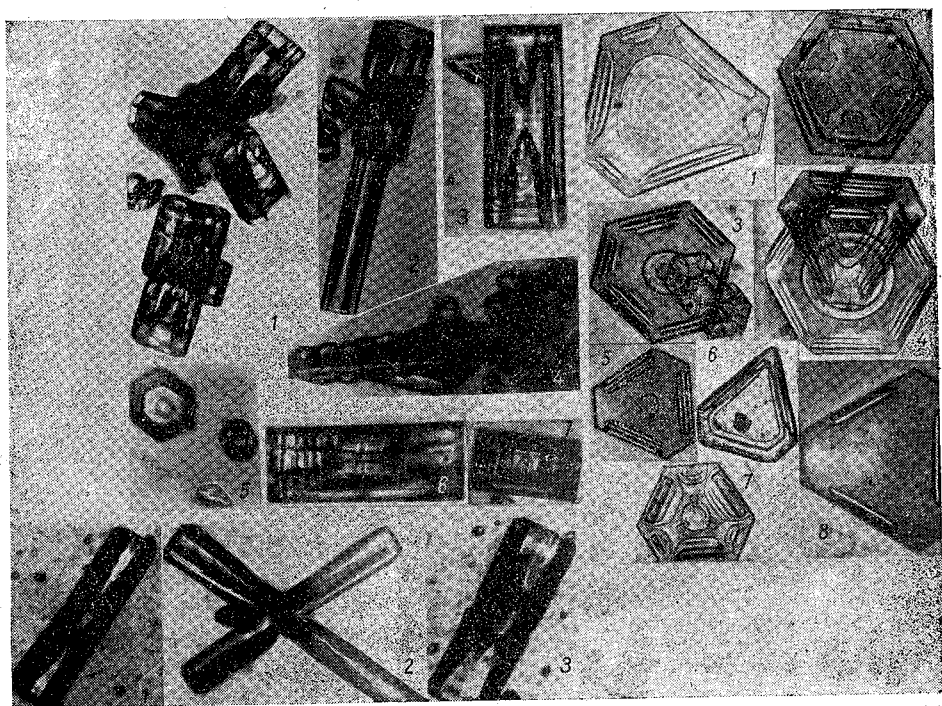


Рис. 4. Различные формы естественных ледяных кристаллов.

Явление XI (рис. 1 к, табл. 1, п. XI) наблюдалось при облачности Ci, Cs.

Явление XII (рис. 1 л, табл. 1, п. XII) наблюдалось с 17 час. 30 мин. 21 ноября 1953 г. при облачности 5/0 As.

Явления XI и XII подробно описаны автором ранее [2].

Явление XIII (рис. 1 м, табл. 1, п. XIII) наблюдалось 24 ноября 1953 г. при облачности 10/0 As.

В этом явлении кольца 3, 4, 5 были интенсивной окраски. Кольца 6, 7, 8 слабо окрашены.

Распределение цветных колец в венцах соответствует дифракционному спектру (от коротковолновых вблизи источника света к длинно-

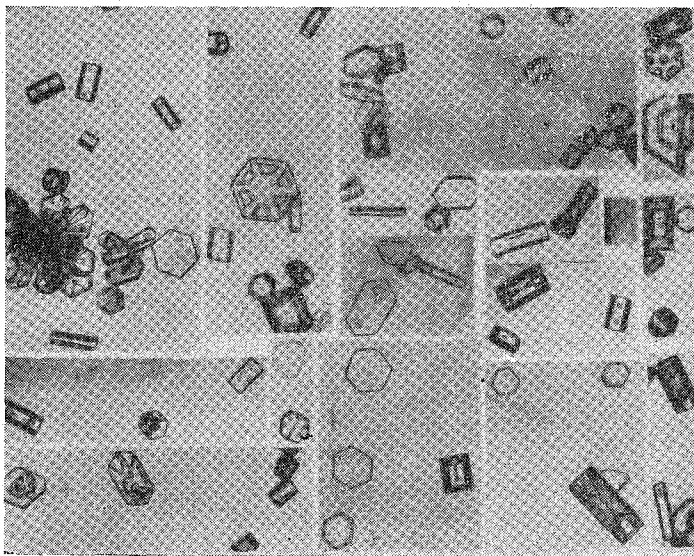


Рис. 5. Естественные ледяные кристаллы.

волновым в отдалении). Четкое различие цветных колец наблюдалось вследствие дифракции на однородных частицах.

Явление XIV (рис. 1 н, табл. 1, п. XIV) наблюдалось в 07 час. 24 ноября 1953 г. при облачности As, Cs.

Ледяные кристаллы в атмосфере, при которых наблюдалось явление XIV, представлены наиболее характерными формами на рис. 4.

Явление XV (рис. 1 о, табл. 1, п. XV) наблюдалось в 00 час. 22 декабря 1953 г. при тумане и облачности 2/0 Ci.

Круг 22° возник, по-видимому, на кристаллах перисто-слоистых облаков, а венец — на частицах приземного тумана.

Явление XVI (табл. 1, п. XVI) наблюдалось с 00 до 08 час. 24 декабря 1953 г.

Ореол с красноватой каемкой является венцом первого порядка. По формуле Экснера [3] для диаметра венца в $1^{\circ}05'$ величина кристалликов должна быть около 107μ , что соответствует размерам наблюдавшихся ледяных частиц, представленных на рис. 5.

Явление XVII (рис. 1 п, табл. 1, п. XVII) наблюдалось с 23 час. 11 января по 01 час. 12 января 1954 г. при слабом тумане и отсутствии облачности.

Выпадавшие на предметное стекло оледеневшие частицы размером 15—60 μ с характерными гранями не похожи по отблеску на частицы, наблюдавшиеся в приземном слое атмосферы. По-видимому, это частицы высотного происхождения и на них, как на капельках, возникло рассматриваемое явление.

Венец возник, несомненно, на оледеневших частицах. Образование вертикального столба вызвано пластинками и редкими мелкими кристаллическими формами в виде пластинчатых ежиков, в обилии наблюдавшихся в атмосфере.

Фотографии оледеневших частиц и кристаллических форм представлены на рис. 5.

Явление XVIII (табл. 1, п. XVIII) наблюдалось с 23 час. 00 мин. 16 января за полночь 17 января 1954 г. при облачности 10/0 Cs, As.

Явление XIX (рис. 1 p, табл. 1, п. XIX) наблюдалось с 18 час. 30 мин. до 20 час. 00 мин. 17 января 1954 г. при облачности As, As. Оно наблюдалось на частицах высоко-кучевых и высоко-слоистых облаков при отсутствии осадков и предшествовало другому более сложному оптическому явлению в атмосфере (см. явление XX).

Явление XX (рис. 1 c, табл. 1, п. XX) наблюдалось с 00 до 04 час. 18 января 1954 г.; при этом облачность менялась от 6/0 As, As до 10/0 As. Круг 22° имеет слабую интенсивность окраски без заметного внутреннего красного края.

По мере прохождения облаков диаметр ореола менялся в пределах около 2°40' — 5°52'. Размеры частиц в проходящих облаках, по-видимому, уменьшались со временем. Соответственно расширялась внутренняя окружность внешнего зелено-голубого кольца, ширина которого менялась от 48' до 2°18'.

С расширением венца в кольцевом промежутке между ореолом 1 и зелено-голубым кольцом 2 появлялся фиолетовый тон. Затем ореол и цветное окаймление еще больше расширились. Образовался четкий венец: ореол, красно-бурая расплывчатая кайма, расплывчатый фиолетовый тон, далее голубовато-зеленое кольцевое поле с буровато-желтоватой расплывчатой каемкой, далее опять фиолетовое и зелено-голубое поле и т. д., но значительно более слабой интенсивности.

Некоторое время круг 22° выглядел как бы сплюснутым сверху и снизу. Верхняя и нижняя части круга (особенно верхняя) выделялись более интенсивно и были резко очерчены. Боковые части круга были слабой интенсивности и расплывчаты. В верхней и нижней более интенсивных частях круга 22° изнутри наблюдалась красноватая окраска. В течение всего времени наблюдения из атмосферы оседали в большом количестве ледяные кристаллы, представленные на рис. 5. Перед постепенным ослаблением и исчезновением явления размеры ледяных кристаллов стали постепенно уменьшаться.

Явление XXI (табл. 1, п. XXI) наблюдалось с 00 час. до 02 час. 9 февраля 1954 г. в отсутствии облачности (предполагались следы Si).

Наблюдавшийся при этом вертикальный столб, проходивший через луну, имел слабую интенсивность, и в атмосфере преобладали пластинчатые формы ледяных кристаллов, представленные на рис. 4.

- Сводка наблюдений оптических явлений, воспроизведенных искусственно

Явление XXII (рис. 2 a, табл. 1, п. XXII) наблюдалось при безоблачном небе при рассматривании луны сквозь предметное стекло, на котором из атмосферы осели оледеневшие частицы, представленные на рис. 6. На 1 мм² приходится 6—9 частиц размером около 5 μ .

Явление XXIII (рис. 2б, табл. 1, п. XXIII) аналогично предыдущему.

Поле частиц, осевших на предметное стекло, было неоднородным; этим объясняется нечеткость венца, более походившего на диффузное свечение вокруг луны при рассматривании ее сквозь налет этих частиц на предметном стекле.

Явление XXIV (рис. 2в, табл. 1, п. XXIV) наблюдалось с 19 час. 30 мин. до 23 час. 18 декабря 1953 г. при облачности Si, Cs.

При этом явлении поля и кольца 1, 2, 4 имели более интенсивную окраску, кольцо и жаемка 3, 4 — менее интенсивную. Венец возникал вокруг луны при рассматривании ее сквозь предметное стекло, выдер-

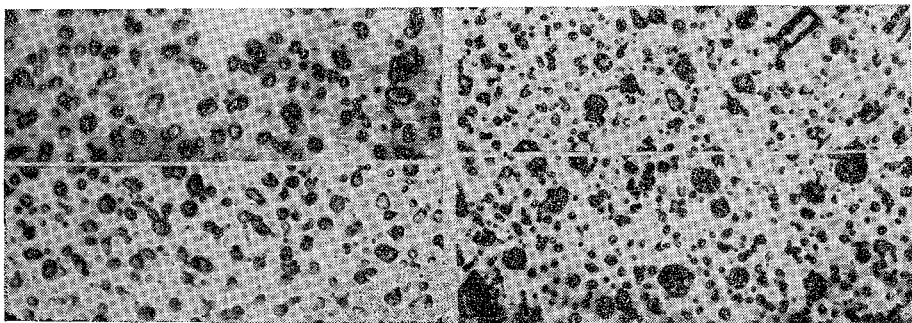


Рис. 6. Характерные формы искусственных ледяных кристаллов.

жанное на высоте около 200—300 м над поверхностью земли в течение 3 час. 30 мин.

На 1 мм² предметного стекла осело до 12—19 частиц размером 20—30 м, аналогичные представленным на рис. 6, но более мелкие.

Подобная картина (значительно более слабой интенсивности) в другом случае наблюдалась с земли при внимательном рассмотрении луны на безоблачном небе. Неразлично было только темное кольцо около луны. Возможно, что явление возникало на частицах, которые наблюдались на высоте 200—300 м над поверхностью земли.

Отмечаемые частицы своеобразны по своим структурным особенностям, условиям и месту возникновения и роста. Они отличаются от обледеневших частиц, наблюдавшихся на образцах, выдержанных у поверхности земли. Это частицы неприземного происхождения. Среди них можно наблюдать и каплеподобные, и многогранной формы, и кристаллические виды пластинок и призмочек.

Явление XXV (рис. 2г, табл. 1, п. XXV). Предметное стекло, охлажденное под открытым небом до -40° , вносились на мгновение в помещение. На нем конденсировались водяные пары воздуха в виде капелек размером 1—4 м и отдельных более крупных обледеневших частиц, состоящих из мелких. Предметное стекло с налетом этих частиц выносилось наружу. При наблюдении луны сквозь налет этих частиц на предметном стекле вокруг луны отмечалось явление явно дифракционного характера.

Явление XXVI (рис. 2д, табл. 1, п. XXVI) наблюдалось с 19 час. 30 мин. до 23 час. 30 мин. 10 февраля 1954 г. при отсутствии облачности.

Это явление наблюдалось на частицах, осевших на предметном

стекле, с высоты 250—300 м. Размер частиц 5—20 μ ; число частиц на 1 мм² предметного стекла 25—28. Преобладали частички размером около 10 μ .

Наиболее существенными выводами из наблюдений оптических явлений в атмосфере, выполненных автором в Верхоянске, являются следующие:

I. Вертикальные столбы и горизонтальные круги наблюдались при преобладании в атмосфере пластинок и пластинчатых форм. Дисперсии света при этих явлениях не наблюдалось.

Горизонтальный круг наблюдался как результат отражения световых лучей источника света — луны на горизонтальных и близких к этому положению плоскостях (гранях) пластинок. Это наблюдение нуждается в теоретическом обосновании, тем более, что существующая теория рассматривает указанное явление как результат отражения на вертикальных и горизонтальных гранях призм.

Возможность возникновения кругов 22, 46°, ложных лун и касательных к кругам дуг вследствие преломления световых лучей в призмах и стерженьках подтверждается преобладанием в атмосфере кристаллических форм при указанных оптических явлениях. Возникновение этих явлений вследствие преломления световых лучей подтверждается наблюдавшейся дисперсией света у кругов, дуг и ложных лун с распределением цветов, соответствующих дисперсионному спектру. У дуг, касательных к кругу 46°, наблюдались цветовые тона особенной яркости и густоты окраски.

Возникновение венцов в атмосфере возможно не только на частицах видимых облаков, но и на капельных формах (переохлажденных и замерзших каплях), образующих в свободной атмосфере непосредственно незаметное облако. Иногда венцы возникали при отсутствии видимых облаков. При этом наблюдались осевшие или образовавшиеся на предметном стекле капельные формы.

Воспроизведенные искусственно оптические явления возникали вокруг источника света (луна, подсвет микроскопа) при рассматривании его сквозь предметное стекло, покрытое выпавшими на него частицами оледенения. В большинстве случаев воспроизведенные оптические явления возникали в виде венцов вокруг источников света. Цветные пятна (синие, зеленые, красные) и спектры с темными полосами, наблюдавшиеся на налете мелкокапельных частиц (1—3 μ) на предметном стекле, внесенном на мгновение в помещение, по-видимому, дифракционного происхождения.

Воспроизведенные венцы имели больший диаметр на предметных стеклах с налетом более мелких частиц оледенения, т. е. наблюдалась обратная зависимость между размерами частиц и диаметром венца. Воспроизведенные венцы наблюдались более четкими при большей однородности частиц, на которых они возникали; при разнородности частиц картина венца ступеньвалась и наблюдалось диффузное серо-голубоватое свечение вокруг источника света.

Расчет размеров частиц, на которых возникали венцы, по формулам Экснера, по известному их угловому диаметру показывает близкое совпадение расчетных и наблюдавшихся размеров частиц.

Следовательно, воспроизведенные оптические явления — это явления дифракционного характера и возникают преимущественно в виде венцов на налете указанных частиц на предметном стекле.

На воспроизведенных явлениях можно изучать явления, сходные с естественными оптическими явлениями в атмосфере.

II. В туманах при температуре ниже -40° , состоящих в основном

Таблица 1

№ п/п	Оптические явления в атмосфере	Структура оптического явления	Ледяные кристаллы и частицы оледенения, в присутствии которых в атмосфере наблюдались оптические явления	Метеорологические условия				
				температура (град.)	давление p мб	относитель- ная влаж- ность f %	абсолютная влажность e мб	дефицит влажности d мб
Естественные оптические явления								
I	Вертикальные столбы у световых источников. Ноябрь, 1951 г., Якутск	—	Пластинчатые формы	—	—	—	—	—
II	Венец и круг 22° (рис. 1 а)	1. Бело-желтое кольцо с красной каемкой 2. Серо-белое кольцо с красной каемкой 3. Круг 22°	Оледеневшие капельные формы, призмы, стер- женьки	—39	1014	79	0,02	0,01
III	Система кругов, ложных лун, центральных дуг, касательных к вертикаль- ному кругу 46° (рис. 1 б)	1. Побочные луны с суженными световыми хвостами 2. Ложные луны 3. Вертикальный круг 120° малой яркости	Призмы, пластинки, пла- стинчатые формы; значи- тельно реже стерженьки и пластинчато-лепестко- вые формы	От —38 до —42	1014	78	0,01	0,01
IV	Четкий круг 22° с резко обозначенной красной каемкой внутри и убывающей интенсивностью окраски круга снаружи (рис. 1 в)	—	Стерженьковые и стерженько- во-пластинчатые ростки и пластинчато-лепестко- вые формы; значительно реже снарядики. Размер ледяных кристаллов 180— 350 м	От —38 до —36	1002—999	80	0,2	0,01
V	Венец и круг 22° (рис. 1 г)	1. Светлый ореол 2. Темноватое кольцо 3. Зеленоватоголубое свечение 4. Красноватая каемка 5. Круг 22°	Стерженьки, стерженьково- пластинчатые ростки и пластинчато-лепестковые формы. Размер ледяных кристаллов 250—350 м	—50	1017	77	0,05	0,02

VI	Венец (рис. 1 д)	1. Светло-желтовато-оранжевое кольцо 2. Светло-серо-голубое дымчатое кольцо 3. Светло-зеленое кольцо 4. Темно-красная (бурая) расплыв- чатая каемка	Переохлажденные капли размером 1—4 μ	—50	1019	75	0,04	0,02
VII	Венец (рис. 1 е)	1. Серовато-желтовато-зеленый ореол 2. Зеленое кольцо 3. Красная расплывчатая каемка	—	От —47 до —51	1023—1021	76	0,04—0,07	0,02
VIII	Венец (рис. 1 ж)	1 и 2-й ореолы	Стерженьки, стерженько- вые ростки	—46	1042	77	0,08	0,02
IX	Венец (рис. 1 з)	1. Светлое кольцо диаметром 1°30' 2. Бледно-зеленое кольцо диаметром около 6—8°	—	—33	1043	75	0,09	0,03
X	Система кругов, дуг и ложных лун (рис. 1 и)	1. Ложные луны (без окраски) 2. Ложные луны (без окраски), едва различимые 3, 4. Ложные луны 5. Слабое окололунное сияние	Пластинки, пластинчатые формы	От —41 до —44	1017	78	0,1	0,01
XI	Система кругов, дуг, ложных солнц (рис. 1 к)	1. Красная каемка 2. Светлый круг со спадающей к краю интенсивностью окраски с едва уловимым зеленым оттенком 3. Красная часть ложного солнца 4. Светлая часть ложного солнца	—	—27	1009	88	1,0	0,1
XII	Венец (рис. 1 л)	1. Синевато-серый ореол диаметром около 3°30' 2. Желтовато-зеленое кольцо диа- метром около 6°30' 3. Едва различимая красновато-ко- ричневая каемка	Мелкие ежики	От —43 до —45	1014	78	0,1	0,02

№ п/п	Оптические явления в атмосфере	Структура оптического явления	Ледяные кристаллы и частицы оледенения, в присутствии которых в атмосфере наблюдались оптические явления	Метеорологические условия				
				температура (град.)	давление p мм	относительная влажность, %	абсолютная влажность e мм	дефицит влажности d мм
XIII	Венец (рис. 1 м)	1. Синевато-серый ореол диаметром около 3° 2. Красновато-коричневая каемка 3. Фиолетовое кольцо 4. Зеленое кольцо 5. Красное кольцо 6. Фиолетовое кольцо 7. Зеленое кольцо 8. Красноватое кольцо	Призмы, стерженьки, стерженьковые и стержнево-пластинчатые ростки	-30	1015	83	0,14	0,09
XIV	Венец и круг 22° (рис. 1 н)	1. Четкий дымчатый ореол 2. Бледная красновато-коричневая каемка 3. Едва различимый круг 22°	Призмы, стерженьки, стерженьковые ростки, снежинки размером 80—600 м и оледеневшие частицы	-44	1011	79	0,1	0,02
XV	Венец и круг 22° (рис. 1 о)	1. Серо-голубой диффузный ореол 2. Грязно-зеленое кольцо слабой интенсивности 3. Красноватая каемка 4. Круг 22°	Преобладали оледеневшие частицы, встречались мелкие кристаллические формы	-47	985	78	0,07	0,02
XVI	Четкий ореол вокруг луны диаметром 1°05'	—	Призмы, стерженьки, стерженьковые ростки. Размер ледяных кристаллов от 10 до 250 м	-51	897—1000	78	0,05	0,01
XVII	Венец и вертикальный столб около луны (рис. 1 п)	1. Яркий светло-серый ореол диаметром около 1°20' 2. Грязно-зеленое тускловатое кольцо 3. Бурая каемка 4. Вертикальный светлый столб слабой интенсивности	Оледеневшие частицы размером 15—60 м с характерными гранями: мелкие иглы, пластиночки, призм	-57	1006	76	0,02	0,005

XVIII	Четко обозначенный круг 22° с внутренним красным краем в период наибольшей интенсивности	—	Призмы, снарядики, пластинчатые формы, стерженьковые ростки	От —43 до —41	1004	79	0,14	0,04
XIX	Венец (рис. 1 <i>p</i>)	1. Светлый ореол 2. Зелено-голубое кольцо 3. Распылчатая буроватая каемка	—	—43	—	78	0,11	0,03
XX	Венец и круг 22° (рис. 1 <i>c</i>)	1. Светло-серый ореол 2. Нежно-зелено-голубоватое кольцо 3. Буроватая распылчатая каемка 4. Круг 22°	—	—43	1008	78	0,12—0,13	0,03—0,04
XXI	Вертикальный столб слабой интенсивности, проходящий через луну	—	Пластинчатые формы	—54	1002	74	0,03	0,01

Искусственно воспроизведенные оптические явления

XXII	Венец (рис. 2 <i>a</i>)	1. Серо-зеленое кольцо 2. Едва видимая коричневая каемка	Частицы оледенения размером около 5 μ и около 25 μ	—43	1011	79	0,11	0,03
XXIII	Диффузное рассеяние света (рис. 2 <i>b</i>)	1. Диффузный венец 2. Грязно-коричневая нерезко очерченная каемка диаметром около 4°16'—5°03'	Частицы оледенения размером 5—80 μ	—43	1011	79	0,11	0,03

№ п/п	Оптические явления в атмосфере	Структура оптического явления	Ледяные кристаллы и частицы оледенения, в присутствии которых в атмосфере наблюдались оптические явления	Метеорологические условия				
				температура (град.)	давление p мм	относительная влажность $f_0/\%$	абсолютная влажность e мм	дефицит влажности d мм
XXIV	Венец (рис. 2 в)	1. Темное кольцо с наружным диаметром около $1^{\circ}04'$ 2. Серо-голубоватое кольцо с внешним диаметром около $3^{\circ}12'$ 3. Серо-зеленое кольцо с внешним диаметром около $5^{\circ}20'$ 4. Бурые каемки	Оледеневшие частицы выше уровня 200—300 м над поверхностью земли размером 20—30 μ	—43	1008	80	0,1	0,03
XXV	Венец (рис. 2 г)	1. Темно-серый ореол 2. Кольцо фиолетового отлива 3. Кольцо сине-зеленоватого отлива 4. Бледно-красное кольцо	Оледеневшие капельки искусственной конденсации размером 1—4 μ и более	—	—	—	—	—
XXVI	Венец (рис. 2 д)	1. Темное поле с наружным диаметром около $1^{\circ}20'$ 2. Зелено-голубое кольцо, более блеклое у внутреннего края, с более сочным зеленым тоном у наружного края 3. Красно-бурая каемка 4. Едва различимое зеленоватое кольцо	Оледеневшие частицы выше уровня 250—300 м над поверхностью земли размером 5—20 μ	—53	1020—1030	74	0,05—0,03	0,02—0,01

из частиц оледенения размером 3—45 μ , четких оптических явлений не возникало вследствие неоднородности частиц. В этих туманах наблюдалось диффузное свечение вокруг луны преимущественно серо-голубоватого тона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Клинов Ф. Я. Ледяные кристаллы и ледяные туманы в атмосфере. Природа, № VII. 1957.
2. Клинов Ф. Я. Гало и ледяные кристаллы. Природа, № IX. 1957.
3. Оболенский В. Н. Метеорология, ч. II (специальная). Гидрометеиздат. 1949.

ИЗМЕРЕНИЯ АЛЬБЕДО С САМОЛЕТА¹

Приводятся результаты измерений с самолета макроальbedo ряда поверхностей (хвойные, лиственные и смешанные леса, кустарники и др.). Изучен годовой ход макроальbedo. Исследован ход макроальbedo с высотой. Оказалось, что последний различен в зависимости от альbedo поверхности A_0 . При больших A_0 макроальbedo с высотой уменьшается, при малых увеличивается. При A_0 около 25% макроальbedo с высотой не изменяется.

§ 1. Введение, методика измерений

Следуя К. С. Шифрину [10], будем различать макроальbedo — альbedo больших территорий и микроальbedo — альbedo в точке наблюдения. Для задач синоптики и других проблем основное значение имеет знание микроальbedo. Для определения макроальbedo наиболее простым и удобным является метод измерений с самолета или аэростата.

Цель настоящей работы и состояла в самолетных определениях макроальbedo ряда конкретных поверхностей. Подчеркнем, что макроальbedo поверхностей, которые нами здесь изучались, нельзя измерить в обычных наземных условиях. Речь идет о хвойных, лиственных, смешанных лесах, кустарниках, полях, озерах — поверхностях, типичных для районов северо-запада Европейской территории СССР.

Измерения проводились на самолетах ПО-2 и ЯК-12 в Ленинградской области в течение двух лет (1953 и 1954 гг.). Полеты происходили все время по одной и той же трассе. Это дало возможность выявить ход макроальbedo различных поверхностей по сезонам года. Особенно важны зимний и переходный периоды, так как данных по макроальbedo в эти периоды почти нет. Все измерения производились на высоте $h = 200$ м, так как на этой высоте, как показали предварительные опытные полеты, не сказывается существенным образом влияние промежуточного слоя воздуха на величину отраженного потока. Падающая радиация также существенно не изменяется в этом слое.

При измерении с высоты $h = 200$ м на пиранометр с углом раскрытия 180° падает радиация от участков земной поверхности, находящихся на расстояниях до 50 км от вертикала самолета. Такая большая площадь осреднения была для нас неудобна, так как мы хотели получить данные об альbedo сравнительно небольших участков земной поверхности. Для этой цели на пиранометр повышенной чувствительности надевалась металлическая насадка в форме усеченного конуса, зачерненного изнутри, с углом в 74° . При таком угле насадки и высоте полета 200 м

¹ Настоящая работа была закончена в 1955 г. Она была частично доложена на 1-м Всесоюзном совещании по актинометрии в г. Тарту в июне 1957 г. Работа выполнена под руководством К. С. Шифрина.

мы охватываем на земле площадь радиусом всего в 150 м. В условиях Ленинградской области при выбранной трассе полета участки одинакового покрова такой площади встречаются повсюду.

Для контрольных измерений отраженного потока служил открытый пиранометр (радиальный). По второму радиальному пиранометру измерялась падающая радиация. Установка измерительных приборов

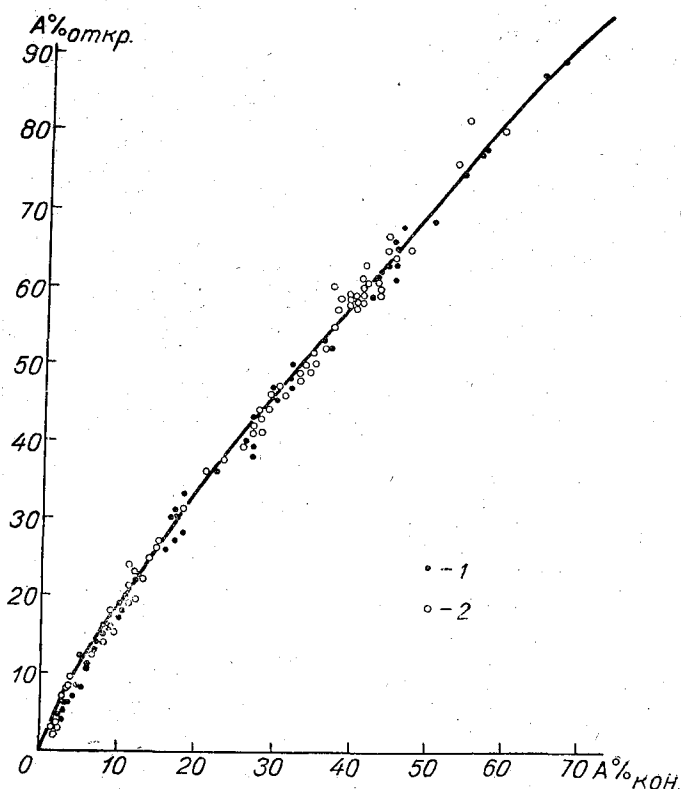


Рис. 1. Макроальbedo Ладожского озера (1) и однородного поля (2) по наблюдениям с открытым пиранометром и пиранометром с конусом.

на самолете и способы устранения источников погрешностей описаны в статье [6].

Для перехода от величин макроальbedo, полученных по пиранометру с конусом, к действительным величинам макроальbedo поверхностей мы поступали следующим образом. Каждый раз когда самолет пролетал над большими однородными участками земной поверхности (водой, ровным зеленым или желтым полем, ледяной поверхностью, снежным полем), производились одновременно два измерения отраженного потока: по пиранометру с конусом и открытому. После обработки результатов измерений (с введением всех поправок) были нанесены на один график значения макроальbedo, полученные по обоим пиранометрам (рис. 1). По оси абсцисс нанесены величины макроальbedo $A_{кон}$, полученные по пиранометру с конусом, по оси ординат — $A_{откр}$, полученные по открытому пиранометру.

На рис. 1 видно, что разброс точек получился незначительный, в пределах погрешностей измерений. Поэтому все значения макроальbedo,

полученные по пиранометру с конусом, переводили в действительные величины макроальbedo по градуировочной кривой рис. 1.

Необходимо заметить, что одновременно с самолетными измерениями (над большими однородными участками земной поверхности) производились и наземные измерения альbedo на этих же участках. Сопоставление результатов, полученных на земле и на высоте 200 м на самолете (по открытому пиранометру), показало, что они практически совпадают (расхождения в пределах точности измерений). Это обстоятельство и позволило нам производить все измерения макроальbedo на высоте 200 м.

Полученные таким образом величины макроальbedo различных поверхностей можно принимать за наземные значения альbedo этих поверхностей.

§ 2. Сезонные колебания макроальbedo

Так как полеты проходили на небольшой высоте, то с самолета можно было довольно хорошо различать вид поверхности. Измерения проводились на всем протяжении трассы, при полетах как «туда», так и «обратно», с подробным описанием вида поверхности. После обработки показаний приборов и получения различных величин макроальbedo по всей трассе мы сгруппировали поверхности по одинаковому виду и рассчитали для него среднее значение макроальbedo (для каждого полета отдельно). Полеты проводились, как правило, в полуденные часы.

Зависимость макроальbedo от высоты солнца получена нами только для снега [11]. Выяснить зависимость макроальbedo от высоты солнца для всех других рассмотренных поверхностей нам не представилось возможным. Для этого требуется проведение целого ряда полетов в течение одного дня.

На рис. 2—6 приведен годовой ход макроальbedo по данным всех полетов за два года для следующих поверхностей.

1. **Хвойные леса.** Они состоят преимущественно из сосновых и еловых пород. Этот вид подстилающей поверхности мы разделили на три категории: густой хвойный лес, когда почти не видно просветов, хвойный лес средней плотности, когда различимы отдельные деревья, между кронами просвечивает земля, и редкий хвойный лес — отдельные деревья, отстоящие друг от друга на значительном расстоянии.

На рис. 2 видно, что в течение всей зимы величины макроальbedo для всех хвойных лесов испытывают значительные колебания. Наиболее высокими значениями макроальbedo (до 60—65%) обладает редкий лес после обильных снегопадов, наименьшее значение макроальbedo (до 20%) обнаружено у густого леса. Летом макроальbedo для густого леса почти постоянно (около 7—10%), для леса средней плотности и редкого величина макроальbedo несколько увеличивается от весны к осени (от 10 до 14—16%). В октябре из-за раннего снегопада наблюдалось увеличение макроальbedo до 16% у густого леса и до 20% у редкого.

Из всех трех категорий хвойных лесов у густого леса наблюдаются наименьшие значения макроальbedo в течение всего года.

2. **Смешанные леса.** Это сосновые (с примесью дуба, ели), еловые (с примесью липы, клена, березы и др.) и лиственные леса. Этот вид подстилающей поверхности мы также разделили на несколько категорий: густой лес (сплошная крона деревьев, летом это светло- и темно-зеленый массив, осенью желтый и зеленый, весной и зимой темно-зеленый, иногда видны светлые стволы), лес средней плотности (видны просветы между деревьями) и редкий лес (отдельные деревья на фоне полей, лугов и пр.).

Как видно на рис. 3, зимой наблюдаются значительные колебания величин макроальбедо для смешанных лесов. Наибольшие значения макроальбедо (до 62—63%) обнаружены у редкого леса в ноябре и марте. У густого леса в это время года макроальбедо составляет около 40—44%. Минимальные значения макроальбедо (до 23—25%) для всех категорий смешанных лесов наблюдаются в период оттепелей (март). В течение всей зимы наибольшие значения макроальбедо наблюдаются у редкого леса, наименьшие — у густого.

Летом макроальбедо изменяется не так резко. Для всех категорий смешанных лесов макроальбедо почти одинаково (около 15—17%).



Рис. 2. Годовой ход макроальбедо хвойного леса по наблюдениям за 1953 (1) и 1954 гг. (2).

а — густой лес, б — лес средней плотности, в — редкий лес.



Рис. 3. Годовой ход макроальбедо смешанного леса по наблюдениям за 1953 (1) и 1954 гг. (2).

а — густой лес, б — лес средней плотности, в — редкий лес.

В период обильных дождей (конец июня — начало июля) макроальбедо уменьшается до 10—12%. От весны к осени макроальбедо в общем возрастает (от 8—9 до 18—20%).

3. Лиственные леса. Это леса мягких и твердых пород с преобладанием европейских видов. Их мы разделили на три вида: густой (сплошной массив), средней плотности (видны просветы между деревьями) и редкий (отдельные деревья на фоне полей, лугов и пр.).

На рис. 4 видно, что зимой для леса средней плотности и редкого макроальбедо колеблется в пределах 35—55%, для густого — 30—40%. Наибольшие значения макроальбедо наблюдаются у редкого леса, здесь после снегопадов макроальбедо достигает величины 65%. Весной и летом ход макроальбедо более плавный с едва заметной тенденцией к увеличению к осени (от 10—12% в апреле до 15—16% в сентябре — начале октября). В период дождей (конец июня — начало июля, конец

сентября — начало октября) макроальbedo уменьшается от 15—16 до 12—13%.

4. Кустарники (хвойного и лиственного типа, всякие мелкие лесные насаждения). На рис. 5 видно, что зимой значения макроальbedo колеблются в среднем от 45 до 52—53%. Максимальные значения макроальbedo (до 68%) наблюдались в конце марта и декабре, минимальные

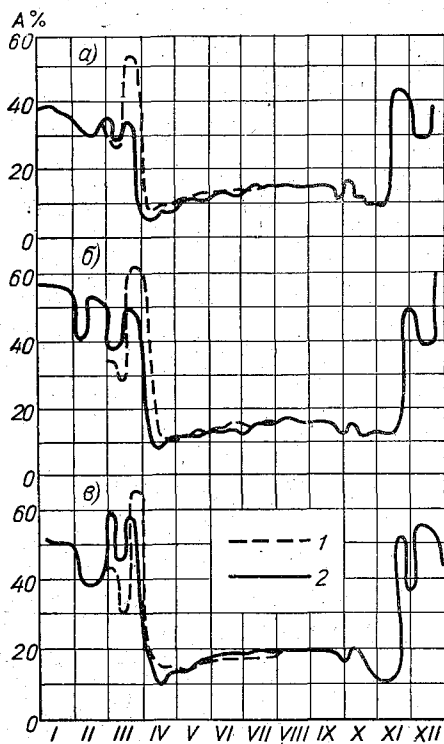


Рис. 4. Годовой ход макроальbedo лиственного леса по наблюдениям за 1953 (1) и 1954 гг. (2).

а — густой лес, б — лес средней плотности, в — редкий лес.

(до 31%) — в период оттепелей в марте. От весны к осени макроальbedo в общем увеличивается (от 11 до 18%), в период летних дождей несколько уменьшается (от 16 до 14—13%). В октябре во время снегопада наблюдали увеличение макроальbedo до 25%.

5. Ладожское озеро (рис. 6). Летом и осенью это водная поверхность, зимой — снежное поле, весной — ледяной покров. Здесь обнаружены наиболее резкие изменения в величинах макроальbedo от сезона к сезону. В течение лета макроальbedo мало меняется (от 4 до 8%), осенью достигает 12—14%, а зимой доходит до 80—85%. Из-за снегопадов и оттепелей зимой наблюдаются большие колебания макроальbedo (от 40 до 85%). Весной макроальbedo зависит от вида льда, в среднем оно колеблется около 30%.

Для всех рассмотренных поверхностей весной наблюдается резкий спад макроальbedo, поздней осенью — резкое возрастание. Это объясняется таянием и выпадением снега. Ход макроальbedo в 1953 и 1954 гг. несколько различен. Особенно большие расхожде-

ния наблюдались весной, так как весна 1954 г. была более ранней, чем в 1953 г., поэтому и снеготаяние началось раньше. Летом различия в величинах макроальbedo за два года незначительны.

В табл. 1 приложения приведены величины макроальbedo как для отдельных дней, когда проводились полеты, так и средние значения за декаду. Там же указана облачность и состояние солнечного диска. Из таблицы видно, что даже в течение декады для всех сезонов года, за исключением летнего, макроальbedo испытывает, как правило, значительные колебания, которые можно объяснить снегопадами, оттепелями и другими причинами. В летний период, когда изменения в отражательной способности поверхностей в основном объясняются выпадением дождей, колебания в величинах макроальbedo значительно меньше. Облачность также играет заметную роль в колебаниях макроальbedo для всех сезонов года.

Выше было отмечено, что здесь не рассматривается зависимость макроальbedo от высоты солнца.

§ 3. Измерение макроальбедо с высотой

Данные о макроальбедо на разных уровнях при условии неизменности в отражательных свойствах поверхности могут характеризовать свойства различных слоев воздуха. Имеется ряд работ, посвященных исследованиям хода макроальбедо с высотой [1, 2, 3, 4, 7, 8, 9, 12, 13].

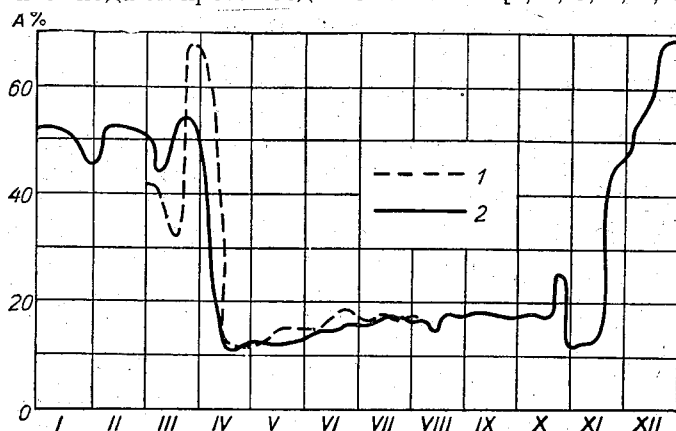


Рис. 5. Годовой ход макроальбедо кустарников по наблюдениям за 1953 (1) и 1954 гг. (2).

Однако зачастую при измерениях не соблюдалось условие постоянства в отражательных свойствах поверхности, т. е. измерения проводились не над однородными поверхностями. Кроме того, поскольку облака мо-

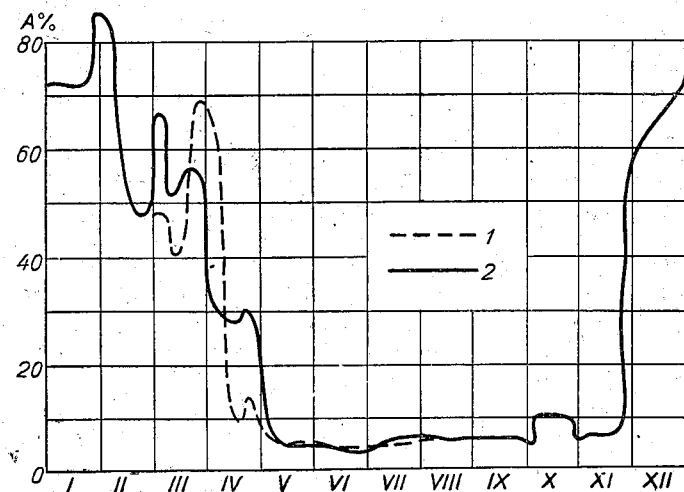


Рис. 6. Годовой ход макроальбедо Ладожского озера по наблюдениям за 1953 (1) и 1954 гг. (2).

гут существенно исказить результаты, то измерения должны проводиться либо при безоблачном небе, либо при незначительной облачности верхнего или среднего яруса, когда между самолетом и землей нет облаков.

Наши измерения проводились над однородными поверхностями (вода, снег, лёд) в районе Ладожского озера в безоблачные дни или

при облачности не больше 2/0, когда солнце не закрыто облаками. При облачности 2/0 мы следили за тем, чтобы облака не попадали между самолетом и поверхностью земли, при появлении облачности больше 2/0 измерения прекращались. Измерения производились на высотах 200, 500, 1000, 1500, 2000, 2500 и 3000 м над поверхностью как при подъеме, так и при спуске самолета.

При обработке результатов измерений мы осредняли данные по одной и той же высоте, полученные при подъеме и спуске самолета. Так как потоки падающей суммарной радиации очень сильно зависят от высоты солнца, то все данные одного полета, полученные на разных уровнях при различных высотах солнца, приводили к одной высоте солнца, наблюдаемой на «верхней площадке» для данного полета. Для этой же цели мы использовали график, построенный на рис. 2 в работе [6].

Измерения падающего и отраженного потоков на одной площадке на каждом уровне производились в течение 5—10 мин. при положении солнца «справа» и «слева» от самолета, когда он летел строго горизонтально. Перед началом и в конце полетов измерялось альbedo на поверхности земли.

Методика обработки результатов измерений описана в статье [6].

В табл. 2 приложения приводятся результаты измерений макроальbedo на различных высотах над поверхностью земли для нескольких, наиболее характерных полетов, проведенных в 1954 г. в различные сезоны года. Как правило, полеты проводились в полуденные часы, а при благоприятных условиях производились дополнительные утренние или вечерние полеты.

Из табл. 1 видно, что изменение макроальbedo с высотой $\Delta A_h = A_h - A_0$ (где A_h — альbedo на высоте h , A_0 — альbedo на поверхности земли) различное в зависимости от A_0 . Значение ΔA_h может быть больше или меньше нуля. Зимой над снежной поверхностью макроальbedo в слое 0—3 км уменьшается на 8—10%. Причем чем больше A_0 , тем больше отрицательные значения ΔA_h . Весной над однородной ледяной поверхностью ΔA_h значительно меньше (макроальbedo в слое 0—3 км уменьшается на 4—6%). Летом над водной поверхностью обнаружен обратный ход — макроальbedo с высотой увеличивается. Причем чем меньше A_0 , тем больше положительные значения ΔA_h . Так, при $A_0 = 4—5\%$ в слое 0—3 км $\Delta A_h = 4—5\%$, а при $A_0 = 12—13\%$ $\Delta A_h = 3\%$.

На рис. 7 дан ход макроальbedo с высотой для нескольких весенних и зимних дней над ледяной и снежной поверхностью Ладожского озера.

На рис. 8 приводится ход макроальbedo с высотой для различных летних и осенних дней над водной поверхностью Ладожского озера. На кривых рис. 7 и 8 указаны «приведенные» высоты солнца. Рис. 7 и 8 наглядно показывают, как изменяется макроальbedo с высотой. Наибольшие изменения обнаружены в нижнем слое 0—1000 м, выше этого слоя макроальbedo изменяется меньше. В некоторых случаях макроальbedo остается даже постоянным.

Представляет существенный интерес рассчитать теоретически изменение макроальbedo с высотой. Наиболее удобной является формула, полученная Шифриным в работе [10],

$$\Delta A_h = \left[1 - A_0 \left(2 \frac{\alpha}{\alpha_p} - A_0 \right) \right] M \alpha_p. \quad (1)$$

Здесь α и α_p — коэффициенты ослабления и рассеяния, рассчитанные на одну «массу» атмосферы, M — «масса» слоя воздуха толщиной h .

Из формулы (1) видно, что макроальbedo с высотой может как уменьшаться, так и увеличиваться. Если A_0 мало, то $\Delta A_h \geq 0$, т. е. слой

воздуха, находящийся между поверхностью земли и самолетом, увеличивает количество рассеянного света. Если A_0 велико, то $\Delta A_h < 0$, т. е. слой воздуха уменьшает макроальбедо, закрывая сильно отражающую поверхность.

Для вычисления ΔA_h нужно знать α и α_p , которые очень трудно определить экспериментально. Поэтому мы использовали теоретическую формулу (1) для составления эмпирической формулы, построенной так же, как и теоретическая для измене-

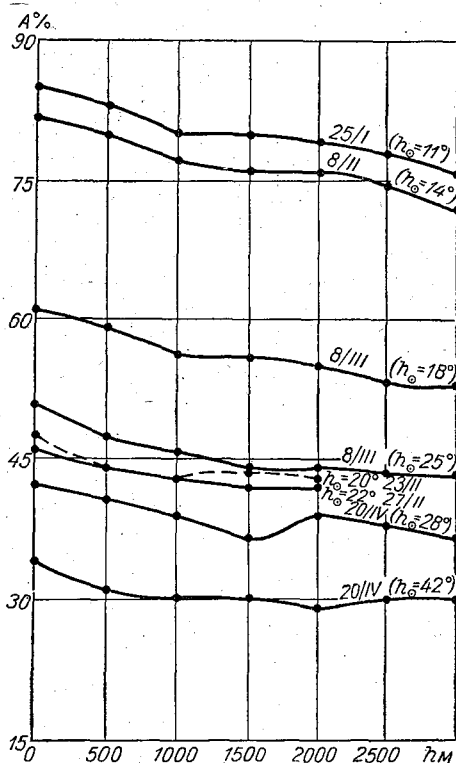


Рис. 7. Ход макроальбедо с высотой для зимних и весенних дней.

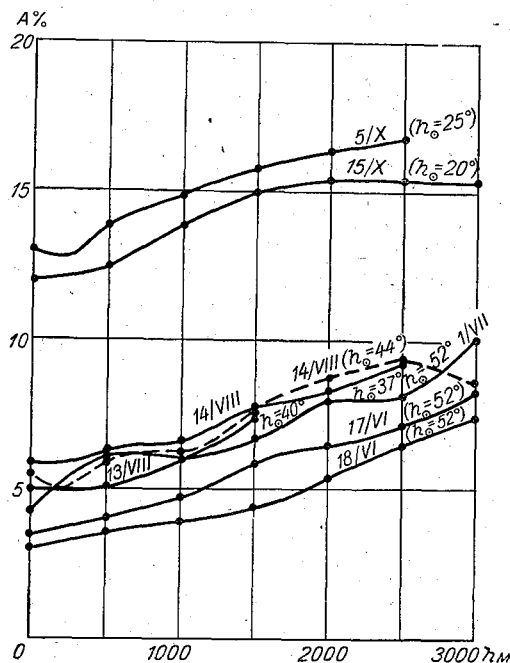


Рис. 8. Ход макроальбедо с высотой для летних и осенних дней.

ния макроальбедо с высотой. Коэффициенты определены нами из наблюдений. Мы получили формулу следующего вида:

$$\frac{\Delta A_h}{\Delta h} = 0,018 [1 - A_0 (4,3 - A_0)] \frac{1}{\text{км}}, \quad (2)$$

По формуле (2) мы рассчитали все случаи, которые дали хорошие результаты.

Из формул (1) и (2) видно, что при некотором соотношении между A_0 и оптическими свойствами слоя эффект последнего будет равен нулю, т. е. макроальбедо с высотой не будет изменяться. Это будет при каком-то значении A_0^* . Используя формулу (2), получим $A_0^* = 0,25$. Таким образом, в зависимости от того, будет ли $A_0 > A_0^*$ или $A_0 < A_0^*$, ход макроальбедо с высотой будет различным.

В табл. 2 приложения не помещены результаты нескольких полетов, проведенных в летний период над однородным засеянным полем, A_0 которого было около 20—25%. В этих случаях действительно наблюдался очень незначительный, почти постоянный ход макроальбедо с высотой.

Но для получения окончательного вывода требуется дополнительный материал наблюдений.

Интересно сопоставить полученные нами результаты с данными других авторов. Измерения, проведенные Фритцем [12], дали $\frac{\Delta A_h}{\Delta h} = 0,13\%$ на 100 м. Фритц проводил исследования над поверхностями, альbedo которых составляло около 7—10%. В этих случаях макроальbedo с высотой увеличивалось. Измерения, описанные в работах [1, 2, 4, 7, 13], также дали некоторое увеличение макроальbedo с высотой. Например, в работе [13] макроальbedo изменяется в среднем на 1% при изменении высоты на 1300 м. Это изменение несколько меньше, чем в исследованиях Фритца. По исследованиям, проведенным в ЦАО [8, 9], также видно, что макроальbedo увеличивается с высотой, правда, несколько меньше, чем у нас. В работе [3] получено некоторое уменьшение макроальbedo с высотой. Так, при $h = 200$ м макроальbedo составляет 18,5%, а при $h = 3000$ м — 17,5%.

Так как измерения другими авторами проводились в теплое время года, когда A_0 было меньше 20—25%, то не представилось возможным сравнить полученные нами зимние данные с аналогичными данными других авторов. Теоретические расчеты, проведенные М. С. Малкевичем [5], подтверждают полученные выводы о ходе макроальbedo с высотой при различных A_0 (больших и малых).

ЛИТЕРАТУРА

1. Березкина Л. С. Измерение поглощения солнечной радиации в районе Одессы. Труды УкрНИГМИ, вып. 8. 1957.
2. Гаевский В. Л. К вопросу о роли альbedo в формировании радиационного режима поверхности. Труды ГГО, вып. 39 (101). 1953.
3. Гойса Н. И. Поглощение солнечной радиации в свободной атмосфере в районе Киева. Труды УкрНИГМИ, вып. 3. 1955.
4. Львова Е. М. Измерения суммарной радиации солнца и альbedo земли до высоты 10—20 км. Труды ЦАО, вып. 16. 1956.
5. Малкевич М. С. Влияние горизонтальных изменений альbedo подстилающей поверхности на рассеяние света в атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофизич., № 8. 1958.
6. Пятовская Н. П. Потоки коротковолновой радиации в свободной атмосфере (см. настоящий сборник).
7. Савиковский И. А. Наблюдения над солнечной радиацией в свободной атмосфере в районе Минска. Труды ЦАО, вып. 23. 1957.
8. Фарапонова Г. П. Некоторые результаты актинометрических наблюдений на свободных аэростатах. Труды ЦАО, вып. 8. 1952.
9. Фарапонова Г. П., Кастров В. Г. Актинометрические наблюдения в нижней тропосфере над Кызыл-Кумами (апрель — май 1951 г.). Труды ЦАО, вып. 13. 1954.
10. Шифрин К. С. К теории альbedo. Труды ГГО, вып. 39 (101). 1953.
11. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Об индикатрисах яркости естественных поверхностей. Труды ГГО, вып. 68. 1957.
12. Fritz S. The albedo of the ground and atmosphere. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 29, No 6. 1948.
13. Kuhn P. M., Suomi V. E. Airborne observations of albedo with a beam reflector. J. Meteorol., 15, No 2. 1958.

Результаты сезонных измерений макроальбедо А % различных поверхностей

Месяц	Год	Число	Высота солнца h°	Облачность общая	Состояние сол- нечного диска ¹	Хвойный лес			Смешанный лес			Лиственный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий		
Январь	1954	4	6,9	6/6 Sc	☉	35	50	56	38	51	40	37	55	52	52	72
		5	7,0	10/10 Sc	☐	35	50	56	38	51	40	38	56	51	52	72
		7	7,2	10/10 Sc, Frnb	☐	34	51	57	38	51	40	38	56	51	52	71
		10	7,6	10/10 Frnb, Cb	☐	33	50	58	38	51	40	38	57	51	52	72
		Среднее			☐	34	50	57	38	51	40	38	56	51	52	72
		12	7,9	5/0 Cl	☉	35	50	56	38	51	40	38	56	51	52	72
		15	8,5	10/10 Sc	☐	34	48	55	37	50	40	38	56	50	51	71
		19	9,2	☐/☐ Cb, Sc	☐	33	48	56	38	50	39	37	57	51	50	71
		Среднее			☐	34	49	56	38	50		38	56	51	51	71
		21	9,6	☐/☐ Sc, Frnb	☐	34	48	55	37	46	38	37	56	51	49	70
Февраль	1954	25	8,0	0/0	☉	33	46	54	36	44	37	35	56	50	46	85
		30	11,2	10/0 Cs, Cl, Cc, Sc	☉	33	45	52	32	48	37	34	55	50	45	84
		Среднее			☉	33	46	53	35	46	37	35	56	50	47	80
		2	12,7	☐/☐ Sc	☐	33	45	45	32	45	37	34	41	50	42	84
		8	9,0	6/0 следы Cl	☉	33	45	44	32	48	53	—	55	—	52	82
		10	15,1	10/10 Cl	☐	34	45	44	35	41	38	32	53	38	—	60
		Среднее			☐	33	45	44	33	45	43	33	50	44	47	75
		13	16,1	5/5 Cs	☉	34	46	44	35	41	38	32	54	38	52	53
		15	16,9	0/0	☉	35	47	46	35	40	39	30	53	39	52	50
		20	18,7	0/0	☉	34	47	50	—	40	40	30	52	38	53	47
		Среднее			☉	34	47	47	35	40	39	31	53	38	52	50

Месяц	Год	Число	Высота солнца $h^\circ \odot$	Облачность общая	Состояние почвы нежного диска	Хвойный лес			Смешанный лес			Лиственный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий		
Февраль	1954	23	14,0	0/0 1/0 Ci 10/10 Sc	$\odot^2$ $\odot$ $\square$	34	48	50	35	40	40	31	52	40	52	48
		27	21,2			33	48	51	34	—	47	35	50	50	50	46
		28	21,4			33	46	50	32	40	48	—	—	—	50	44
		Среднее				33	47	50	34	40	45	33	51	45	51	46
Март	1953	2	22,3	10/0 As 1/0 Ci, Ac 9/0 Ac	$\square$ $\odot$ $\odot$	27	35	41	24	40	35	34	34	43	42	48
		4	23,3			26	30	40	23	38	22	29	32	42	41	47
		9	25,0			25	24	34	23	35	20	27	30	30	—	48
		Среднее				26	30	28	23	38	26	30	32	38	42	48
		12	26,2	$\square$ 8 Sc, Cu, Cb, Fmb 0/0 следы Ac 0/0 следы Cu	$\square$ $\odot^2$ $\odot^2$	20	22	26	23	25	23	27	30	30	41	44
		15	27,5			23	28	33	26	34	34	40	34	31	31	41
		19	29,0			25	35	41	29	40	55	51	58	37	31	39
		Среднее				23	28	33	26	33	37	39	41	33	34	41
		24	31,0	$\square$ 10 Ci, Cs 10/2 As, Fmb 10/10 Cs, Cb, Fmb	$\odot$ $\square$ $\square$	23	40	33	25	40	56	54	60	64	35	47
		26	31,5			40	55	65	29	57	63	54	62	65	68	65
		27	31,9			42	57	60	29	57	62	50	62	65	—	68
		Среднее				35	51	50	28	51	60	53	61	65	52	60
1954		4	23,1	10/10 Sc 0/0 10/10 Sc, Fmb	$\square$ $\odot^2$ $\square$	28	45	50	31	40	48	35	50	59	50	66
		8	24,6			21	36	44	25	34	42	34	36	45	38	51
		10	25,3			35	38	36	31	35	37	29	38	45	42	—
		Среднее				28	40	43	29	36	42	33	41	50	43	58
		12	26,2	10/10 St 10/10 Sc, Fmb 10/10 Sc, Fmb	$\square$ $\square$ $\square$	35	38	37	31	36	36	30	39	45	45	52
		15	27,4			35	40	40	40	45	37	32	40	56	50	56
		20	22,7			34	45	43	44	51	38	34	50	55	53	—
		Среднее				35	41	40	38	44	37	32	43	52	49	54

Месяц	Год	Число	Высота солнца $h_{\odot}$	Облачность общая	Состояние сол- нечного диска 1	Хвойный лес			Смешанный лес			Лиственный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						Густой	средней плотности	Редкий	Густой	средней плотности	Редкий	Густой	средней плотности	Редкий		
Март	1954	21	23,0	$\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Sc, Fmb $\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Ns, Fmb $\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Sc	$\square \square \square$	23	45	43	44	52	51	34	50	54	54	56
		23	30,3			19	34	45	28	35	40	26	46	40	50	40
		26	31,8			13	24	33	15	20	20	16	39	30	—	—
		Среднее				18	22	40	29	36	37	25	39	41	52	
Апрель	1953	2	34,0	$\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Sc, Fmb $\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Ns, Fmb $\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Sc	$\odot \odot \odot$	41	55	61	25	56	60	46	60	40	67	67
		6	35,6			26	46	46	15	50	30	20	33	20	47	55
		10	37,0			15	45	15	10	20	10	8	12	15	—	40
		Среднее				27	49	41	17	42	33	25	35	25	57	54
		12	37,8	$\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ As, Ac $\frac{3}{0}/\frac{0}{0}$ Ci $\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Sc, Cu, Cb	$\square \odot \square$	15	45	15	10	18	10	8	12	15	30	30
		14	38,5			10	30	10	10	12	10	9	12	14	20	20
		19	20,0			10	13	10	10	—	—	10	—	—	13	9
		Среднее				12	29	12	10	15	10	9	12	14	21	20
		23	20,9	$\frac{2}{0}/\frac{0}{0}$ Ci $\frac{10}{0}/\frac{0}{0}$ Ci, Sc $\frac{0}{0}/\frac{0}{0}$ следы Ci	$\odot^2 \odot^2 \odot^2$	10	11	12	11	12	13	10	12	14	12	10
		29	43,6			10	8	13	8	9	11	11	12	11	13	
		30	43,9			10	10	13	10	—	—	—	—	—	10	10
		Среднее				10	10	13	10	10	12	10	12	13	12	11
1954		5	35,2	$\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ Cu, Frcu $\frac{10}{10}/\frac{0}{0}$ Ci, следы Cu $\frac{9}{1}/\frac{1}{1}$ Ci, Cu	$\odot \odot \odot$	10	20	27	15	25	25	10	40	23	40	35
		9	36,7			6	10	15	10	15	10	7	30	20	20	30
		10	37,0			5	7	10	7	10	8	6	10	10	11	32
		Среднее				7	12	17	11	17	14	8	27	18	24	32
		12	31,7	$\frac{0}{0}/\frac{0}{0}$ следы Cu $\frac{10}{0}/\frac{0}{0}$ Ci $\frac{10}{0}/\frac{0}{0}$ Ci	$\odot \odot \odot$	5	7	8	6	9	7	6	8	9	11	28
		17	39,7			6	6	8	8	7	10	6	9	11	28	28
		20	34,4			4	5	8	6	9	—	7	—	—	—	34
		Среднее				5	6	8	7	8	—	6	—	10	11	30

Месяц	Год	Число	Высота солнца $h_{\odot}$	Облачность общая	Состояние со- д- ержания диска ¹	Хвойный лес			Смешанный лес			Листоенный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий		
Апрель	1954	23	28,2	5/0 Cl, следы Sc 8/5 следы, Ci 5/2 Ac, Ci, Cu	☉☉☉	5	7	8	6	10	8	8	10	12	12	28
		24	41,9			5	8	8	7	8	9	8	12	12	12	30
		29	29,8			5	9	8	7	8	10	—	11	—	13	20
		Среднее				5	8	8	7	9	9	8	11	12	12	26
Май	1953	6	45,6	$\overline{10}/\overline{10}$ Cb, Sc, Cu $\overline{10}/8$ Frnb, Ac $\overline{10}/0$ Ci	☐☐☉	10	10	13	10	9	11	10	12	14	11	8
		8	40,3			9	9	12	11	—	12	12	12	13	11	7
		10	46,6			—	10	11	12	—	14	—	—	13	12	6
		Среднее				10	10	12	11	9	12	11	12	13	11	7
		14	47,6	$\overline{10}/4$ Ac, Cu, Cb, Ci 0/0 следы Ci $\overline{10}/8$ Cu, Ci	☐☉☐	9	10	10	11	12	12	8	13	13	15	6
		19	48,7			9	11	10	13	12	12	13	14	15	16	4
		20	48,9			8	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Среднее				9	11	10	12	12	12	10	13	14	16	5
		26	50,0	9/8 Cs, Cu, Ci 10/10 Cb, Sc $\overline{10}/4$ Ac, Sc	☐☐☐	10	9	10	11	12	14	13	12	12	15	4
		28	50,4			11	8	10	15	13	16	13	15	17	15	4
		31	50,8			10	10	—	12	12	13	—	13	14	13	5
		Среднее				10	9	10	13	12	14	13	13	15	14	4
1954		6	31,7	$\overline{10}/0$ Cs, Ci 2/0 Ci 1/1 Cu	☉☉☉	6	8	8	7	9	10	8	11	12	12	15
		7	45,8			6	8	8	8	8	11	10	12	13	13	10
		8	46,1			6	8	8	10	9	12	12	12	12	12	6
		Среднее				6	8	8	8	9	11	10	12	12	12	10
		13	33,3	0/0 следы Cu 3/1 Ci, Cu $\overline{10}/\overline{10}$ Sc, Cu	☉☉☐	6	8	9	10	9	13	12	12	13	12	5
		16	33,7			6	7	8	10	9	13	12	12	14	12	4
		18	48,5			6	—	—	10	—	12	12	11	15	12	5
		Среднее				6	8	8	10	9	13	12	12	14	12	5

Месяц	Год	Число	Высота солнца $h_{\odot}$	Облачность общая	Состояние почвы вечного дика	Хвойный лес			Смешанный лес			Лиственный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий		
Май	1954	25	35,3	2/2 Cu, следы As	⊙ ⊙ ⊙	6	9	9	11	10	12	12	12	15	12	6
		27	50,3	4/4 Cu	⊙ ⊙ ⊙	7	8	9	12	12	12	12	12	16	13	4
		28	50,4	10/0 Cs	⊙ ⊙ ⊙	7	7	—	—	13	—	—	13	17	13	4
		Среднее				7	8	9	12	12	12	12	12	16	13	5
Июнь	1953	2	51,3	0/0 следы Ci	⊙ ²	10	8	11	14	13	14	13	12	16	15	4
		5	51,5	4/3 Cu, As	⊙ ²	10	10	12	15	13	14	14	13	15	15	4
		7	45,3	10/0 Cs	⊙	9	—	11	15	—	14	14	14	16	14	4
		Среднее				10	9	11	15	13	14	14	13	16	15	4
		11	37,1	10/10 Cb, Cu	□ □ ⊙	10	10	12	15	12	14	14	14	16	15	4
		15	52,4	10/10 Cb, Sc, As	□ □ ⊙	10	12	13	15	13	14	14	14	16	17	5
		20	52,4	9/1 Cs, Ci, Cu	□ □ ⊙	—	—	13	—	—	—	—	15	—	18	4
		Среднее				10	11	13	15	13	14	14	14	16	17	4
		24	52,3	1/0 Ci	⊙ ² □ □	10	11	13	20	13	17	13	18	18	19	4
		27	37,7	10/10 Sc, Cb	⊙ ² □ □	10	12	16	15	14	15	16	17	17	14	5
		30	52,1	10/1 Cs, Cu, Sc	⊙ ² □ □	11	13	12	13	14	12	15	13	15	—	5
		Среднее				10	12	14	16	14	15	15	16	17	16	5
1954		2	44,4	6/5 Cu, As	⊙ ²	7	10	9	13	13	12	12	12	16	13	4
		4	51,3	9/8 Cb, Cu, Cs	⊙ ⊙ ⊙	8	10	9	14	12	13	13	13	17	14	5
		10	52,0	10/6 Cu, As, Ci	⊙ ⊙ ⊙	7	11	10	—	—	13	13	14	17	15	5
		Среднее				7	10	9	14	12	13	13	13	17	14	5
		14	52,2	10/0 Ci	⊙ ⊙ ⊙	6	12	13	15	13	10	14	13	17	15	5
		17	38,0	1/1 Cu, следы Ci	⊙ ⊙ ⊙	7	11	10	13	12	13	14	13	19	13	4
		20	52,4	0/0 следы Cu	⊙ ⊙ ⊙	6	—	8	6	12	14	15	14	15	15	—
		Среднее				6	12	10	11	12	12	14	13	17	14	5

Месяц	Год	Число	Высота солнца $h_{\odot}$	Облачность общая	Состояние сол- нечного диска ¹	Хвойный лес			Смешанный лес			Листоветный лес			Кустарники	Ладокское озеро
						Густой	Средней плотности	Редкий	Густой	Средней плотности	Редкий	Густой	Средней плотности	Редкий		
Июнь	1954	24	52,5	9/9 Sc, Cb	$\square \odot \square$	7	12	11	13	13	14	14	14	17	15	4
		28	45,1	$\overline{10}/1$ Cl, Ac, Cu		7	10	11	13	12	14	13	13	19	16	5
		30	52,0	7/5 Cu, Cb, Ac		6	—	—	—	13	14	—	—	16	16	5
Июль	1953	Среднее				7	11	11	13	13	14	14	14	17	16	5
		1	52,4	1/0 Cl, следы Cu	$\odot^2$	8	8	13	12	14	15	15	15	17	19	4
		2	52,0	6/5 Cb, Cu	$\odot \odot$	9	9	11	18	15	12	16	16	—	18	5
		10	51,6	10/2 Cs, Cu	$\odot \odot$	—	10	10	13	14	13	13	13	17	16	6
		Среднее				8	9	11	14	15	13	15	15	17	18	5
		15	51,0	10/5 Cl, Ac, Cu	$\odot \square$	9	8	12	16	—	14	15	15	16	16	6
		19	50,4	10/0 As, Ac	$\odot \square$	10	10	12	17	14	15	—	18	17	18	6
		20	50,0	10/4 Ac, Cu, Sc	$\odot$	11	—	—	15	14	15	15	15	16	18	5
		Среднее				10	9	12	16	14	15	15	15	16	17	6
		21	50,0	10/10 Fmb, Ch	$\square \square$	11	10	14	17	14	15	—	16	16	17	4
		26	41,5	10/0 Ac, As	$\square \odot$	11	11	13	—	15	—	—	—	18	16	5
		31	48,0	10/1 Cs, Cl, Cb	$\odot$	10	11	12	17	13	—	15	15	15	17	4
1954		Среднее				11	11	13	17	15	15	15	16	16	17	4
		3	52,2	$\overline{10}/0$ Cl	$\odot \odot$	7	10	11	—	13	12	13	12	17	15	4
		7	50,0	10/2 Cl, Cu	$\odot \odot$	6	11	11	14	—	15	14	12	17	15	5
		10	51,0	10/0 Cl	$\odot \odot$	6	13	—	14	13	16	15	13	—	16	5
		Среднее				6	14	11	14	13	14	14	12	17	16	5
		12	38,0	4/4 Cu	$\odot \odot$	15	14	12	—	13	13	15	15	17	15	6
		13	37,0	4/4 Cu, Ac	$\odot \odot$	6	14	—	13	10	17	16	16	—	19	5
		19	50,0	$\overline{10}/10$ Cu, Ac	$\square$	—	—	12	15	13	13	—	—	20	17	6
		Среднее				10	14	12	14	12	14	16	16	18	—	6

Месяц	Год	Число	Высота солнца h°	Облачность общая	Состояние солнечного диска ¹	Хвойный лес			Смешанный лес			Лиственный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий		
Июль	1954	23	49,0	4/4 Cb, Cu 10/2 Cs, Cu 8/2 Cl, Cu	☉ ² ☉ ☉ ☉	7	14	12	—	14	15	16	15	18	17	5
		25	49,1			8	—	—	15	13	16	—	—	18	16	6
		29	48,2			15	14	—	15	13	—	16	—	19	16	6
		Среднее				10	14	12	15	13	16	16	15	18	—	6
Август	1954	1	47,0	10/1 Cs, Cl, Cu 3/2 Cu, Ac 10/2 Ac, Cl, Cu	☉ ☉ ☉ ☉	10	14	12	15	13	16	16	15	18	16	5
		3	33,6			7	14	13	16	13	16	—	16	18	16	6
		6	46,2			6	13	—	14	14	—	—	17	19	15	—
		Среднее				8	14	12	15	13	16	16	16	18	16	6
		11	44,8	10/0 Ac, Cl 1/0 Cl 8/8 Cu, Cb, Sc	☉ ☉ ² ☉ ☉	7	—	12	12	15	13	15	18	17	15	5
		13	37,2			8	14	—	16	16	18	—	15	19	19	6
		14	30,8			8	14	12	14	16	—	17	—	—	—	6
		Среднее				8	14	12	14	16	16	16	16	18	17	6
		23	40,9	9/0 Cs, Cl 10/3 Ac, Sc, Cu 3/3 Cu	☉ ☉ ☉ ☉	7	14	12	15	16	16	16	16	18	17	6
		24	40,0			7	—	—	15	—	15	15	—	17	17	—
		30	38,6			—	14	12	15	—	16	16	—	18	16	—
		Среднее				7	14	12	15	16	16	16	16	18	17	6
		4	36,6	1/0 Cl, следы Cu 10/0 Cl, Ac, следы Cu 1/1 Cu, следы Cl	☉ ² ☉ ☉ ☉	7	14	12	15	16	16	16	16	18	17	6
		7	36,0			6	—	13	15	16	17	16	17	18	18	7
		9	34,8			6	14	12	15	15	16	—	—	18	18	7
		Среднее				6	14	12	15	16	16	16	16	18	18	7
Сентябрь	1954	13	27,6	10/10 Sc, Frnb 9/9 Cu 8/8 Cu, Frsu	☐ ☉ ☉ ⁰ ☉	6	15	12	15	16	17	16	16	18	18	6
		19	30,9			6	16	12	—	—	17	17	15	17	—	6
		20	30,6			7	14	—	16	—	17	17	14	17	—	—
		Среднее				6	15	12	16	16	17	17	15	17	18	6

Месяц	Год	Число	Высота солнца h°	Облачность общая	Состояние солнечного диска	Хвойный лес			Смешанный лес			Лиственный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						Густой	Средней плотности	Редкий	Густой	Средней плотности	Редкий	Густой	Средней плотности	Редкий		
Сентябрь	1954	24	29,0	10/6 Cu, Ac, Ci	☉	7	15	12	—	16	17	16	16	17	17	6
		27	28,0	10/9 Sc, Ac	☉	7	16	—	15	15	16	16	15	16	17	7
		30	26,0	10/4 Ci, Cu	☉	—	16	12	16	14	—	—	15	15	—	6
		Среднее				7	16			15	17	16	15	16	17	6
		4	25,0	2/2 Cu, FrCu	☉	7	12	12	12	12	14	12	12	14	17	10
Октябрь	1954	5	20,3	3/0 Ci	☉	10	15	10	13	—	15	13	14	—	18	14
		8	23,5	10/10 Sc	☉	15	10	12	—	18	19	—	—	18	—	—
		Среднее				11	12	12	12	15	16	12	13	16	18	12
		15	17,0	1/1 Cu	☉	16	15	20	19	18	20	18	15	14	18	10
		19	19,0	1/1 Cu	☉	11	18	20	13	—	18	13	12	18	16	10
Ноябрь	1954	Среднее				14	16	20	16	18	19	16	14	16	17	10
		25	17,4	2/2 следы Ci	☉	12	18	10	10	18	16	13	12	12	17	8
		28	15,0	10/10 Frnb	☉	8	14	15	11	11	12	11	12	11	25	6
		Среднее				10	16	12	10	14	14	12	12	12	21	7
		2	14,0	10/10 Frnb, Cb, Sc	☐	8	10	10	11	11	13	10	12	11	11	6
		5	12,1	10/10 Sc, Frnb	☐	8	10	15	10	11	14	10	13	9	12	7
		Среднее				8	10	12	10	11	14	10	12	10	12	6
		14	10,5	9/9 Cb	☐	8	10	16	11	15	20	10	12	10	12	8
		17	9,0	10/10 Sc, Frnb	☐	10	9	26	11	—	25	15	12	11	17	6
		Среднее				9	10	21	11	15	22	12	12	10	14	7

Месяц	Год	Число	Высота солнца h [°] ☉	Облачность общая	Состояние солнечного диска ¹	Хвойный лес			Смешанный лес			Лиственный лес			Кустарники	Ладожское озеро
						густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий	густой	средней плотности	редкий		
Ноябрь	1954	24	8,8	0/0 Cs, Ci 10/0 0/0	☉ ² ☉ ² ☉ ²	12	46	43	38	44	62	44	35	52	46	12
		26	8,4			22	53	48	33	54	38	36	50	48	45	49
		30	7,7			40	58	50	40	—	—	44	—	36	46	59
		Среднее				25	52	47	37	49	50	41	42	45	46	34
Декабрь	1954	1	7,6	0/0 10/10 Sc 10/10 Sc, Cs	☉ ² ☐ ² ☐ ²	40	58	50	33	53	62	44	47	55	48	60
		9				35	52	50	30	42	55	40	39	54	55	62
		10				34	47	—	—	42	53	37	39	55	56	64
		Среднее				36	52	50	32	46	57	40	42	55	53	62
	1954	13		10/10 St 10/10 St 10/10 St	☐ ² ☐ ² ☐ ²	34	47	48	33	42	50	35	39	55	60	65
		17				32	47	42	34	42	46	30	39	50	65	67
		19				33	46	42	—	—	—	30	—	—	—	66
		Среднее				28	47	44	34	42	48	32	39	52	62	70
		22		10/10 Sc, Fmnb 10/10 Fmnb, Sc 10/10 Fmnb, Sc	☐ ² ☐ ² ☐ ²	36	46	42	35	57	48	31	40	49	67	75
		27				—	56	49	40	49	—	38	50	44	68	—
		28				32	51	46	38	53	48	34	50	46	68	72
		Среднее				34	51	46	38	53	48	34	50	46	68	74

¹ Основные обозначения: ☉² — на солнечном диске и в зоне 5° вокруг него нет следов облаков;

☉ — солнце просвечивает сквозь облака; тени от предметов отчетливые, если на солнце облака тонкие или менее отчетливые, но различимые, если на солнце облака более плотные;

☉⁰ — солнце слабо просвечивает сквозь слой плотных облаков; тени от предметов неразличимы;

☐ — солнечного диска не видно сквозь плотные облака.

Таблица 2

Макроальбедо (‰) на различных высотах

Дата	Высота солнца $h_{\odot}$ (приведенная)	Высота полета h км								Состояние поверхности
		0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	
25/I	10,6	85,0		83,0	79,9	80,0	79,2	—	75,9	Плотный слой свежеснежавшего снега. Поверхность ослепительно блестит
8/II	14,0	82,2		80,0	77,2	76,2	76,1	—	72,2	Чистый сухой снег. Поверхность сильно блестит
23/II	20,0	47,6	—	43,3	43,5	43,8	43,1	—	—	Снег чистый влажный, заметна легкая ледяная корка
27/II	22,0	45,9	—	44,4	43,4	42,3	41,6	—	—	Снег чистый влажный, мелкозернистый
8/III	18,0	61,1	—	59,1	56,0	56,1	55,1	52,9	53,0	Тонкий слой свежеснежавшего снега. Ровное снежное поле
8/III	25,0	51,1	—	47,2	46,0	44,1	44,0	43,0	43,1	Розный снежный покров. Снег плотный, сухой, чистый. Местами замечен наст
20/IV	41,6	34,0	—	31,1	30,0	30,0	29,0	29,9	30,0	Снег подтаявший, всюду виден лед сероватого цвета
20/IV	27,5	42,0	—	40,8	38,1	36,0	38,0	37,0	36,0	Тонкий слой снега на фоне серовато-белого льда
17/VI	45,0	4,0	—	4,2	5,0	6,3	7,0	—	8,4	Вода, поверхность темная, спокойная
17/VI	52,0	3,0	—	3,8	4,4	5,5	5,9	—	8,0	То же
18/VI	45,0	3,0	—	3,4	4,0	4,6	5,3	—	7,5	"
18/VI	52,0	3,0	—	3,6	3,8	4,2	5,4	—	7,4	"
1/VII	45,0	4,3	—	6,1	6,1	6,3	7,8	8,0	—	"
1/VII	52,0	—	—	—	5,9	7,1	8,2	—	10,0	"
14/VII	43,5	6,0	5,9	6,4	6,4	8,4	9,1	9,4	—	Вода, поверхность сероватого цвета, спокойная
14/VII	51,0	5,0	5,0	5,5	6,0	7,1	8,3	—	8,6	То же
13/VIII	40,0	5,0	4,9	5,0	6,0	7,5	—	—	—	Вода, поверхность спокойная, темная
14/VIII	37,0	5,5	5,5	6,6	7,5	8,1	8,6	9,3	—	То же
14/VIII	44,0	6,0	6,0	6,0	5,8	7,4	8,0	—	—	"
5/X	25,0	13,1	12,8	13,9	14,9	15,8	16,4	16,7	—	Вода, поверхность серая, заметны белые гребешки волн
15/X	20,0	12,0	—	12,4	13,8	15,0	15,4	—	15,3	Вода, поверхность сероватого цвета, видна рябь

ПОТОКИ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ¹

На основании анализа наблюдений, проводившихся с самолета в течение двух лет, получены данные о восходящих и нисходящих потоках и балансе коротковолновой радиации на различных высотах (от 0 до 3 км). Приводятся также результаты расчетов радиационного поглощения и нагревания.

Введение

Данные о потоках коротковолновой радиации на различных высотах в свободной атмосфере необходимы для решения различных задач аэрофотосъемки, негоризонтальной видимости сверху, расчетов теплового баланса атмосферы и многих других. За последнее время появился целый ряд работ, посвященных исследованиям радиационных свойств свободной атмосферы с самолета или аэростата [1—6, 8, 12—14]. Но полученные в них результаты относятся только к теплomu времени года. Кроме того, измерения проводились над неоднородными подстилающими поверхностями, альбедо которых постоянно или слабо менялось вдоль горизонтали.

Наши измерения проводились над различными однородными поверхностями в течение круглого года. В настоящей работе приводятся фактические данные о восходящих и нисходящих потоках и балансе коротковолновой радиации. Сообщаются некоторые результаты расчетов радиационного поглощения и нагревания, а также нагревания и поглощения, обусловленных водяным паром. Все данные приводятся для разных уровней (от 0 до 3 км) для всех сезонов года.

§ 1. Методика измерений

Измерения проводились на самолетах ПО-2 или ЯК-12 в Ленинградской области в течение двух лет (1953 и 1954 гг.) в безоблачные дни или при облачности не больше 2/0, когда солнце не закрыто облаками. На самолете укреплялись три пиранометра: два радиальных (один из которых служил для измерений падающей радиации) и один специально изготовленный квадратный (6×6 см²) повышенной чувствительности (25 мВ мин. см²/кал.) для измерений отраженной радиации. Второй радиальный пиранометр служил для контрольных измерений отраженной радиации.

¹ Настоящая работа была закончена в 1955 г. Она была частично доложена на 1-м Всесоюзном совещании по актинометрии в г. Тарту в июне 1957 г. Работа выполнена под руководством К. С. Шифрина.

Во избежание ошибок в определении радиации, связанных с негоризонтальным положением приемных поверхностей пиранометров во время полета, поступали следующим образом.

1. При установке пиранометров самолет на земле ставился в том же положении, что и при полете. Верхний пиранометр, измеряющий падающую радиацию, устанавливался по уровню на центроплане самолета на специальной подставке. Нижние пиранометры, измеряющие отраженную радиацию, укреплялись на левом и правом крыльях самолета с помощью двух подставок и четырех клинообразных дисков (по два на каждый пиранометр), угол которых был рассчитан так, чтобы во время полета приемная поверхность пиранометров была параллельной уровню земли.

Правильность установки пиранометров проверялась до и после каждого полета.

2. Все измерения производились только в тот момент, когда самолет летел строго горизонтально (что легко можно было проверить по авиагоризонту).

3. Как уже отмечалось в работе [16], измерения проводились при положении солнца «справа» и «слева» от самолета.

Измерения производились в строгой последовательности: 1) отсчет по верхнему пиранометру, 2) отсчет по нижнему, 3) снова отсчет по верхнему (для контроля). В течение всего времени наблюдений периодически производился контроль чувствительности приборов.

В качестве прибора, измеряющего ЭДС пиранометров, чаще всего использовался милливольтметр, показания которого были довольно устойчивы. Однако большим недостатком милливольтметра (как, впрочем, и обычных гальванометров ГСА, применяемых при наземных актинометрических наблюдениях) является зависимость его чувствительности от температуры. Поэтому при резких изменениях температуры окружающего воздуха мы пользовались потенциометром ПП, у которого практически отсутствует температурная зависимость. Но так как измерения по ПП занимают больше времени, чем по пирометровскому милливольтметру то при неустойчивых и быстро меняющихся потоках падающей и отраженной радиации отсчеты брали по милливольтметру.

Обработка показаний приборов производилась по обычной методике [9—11, 18]. Только при этом учитывались те особенности, которые возникают при измерениях в свободной атмосфере (вводились поправки по формулам, полученным В. Г. Кастровым в работах [6, 7]).

Заметим, что при определении поправки на зависимость чувствительности верхнего пиранометра от угла падения радиации мы пользовались наземными значениями прямой солнечной радиации, поскольку прямая радиация на самолете нами не определялась. Вообще наземные значения можно применять до небольшой высоты (около 200 м). Для больших высот мы использовали интерполированные величины. При определении поправок на спектральный состав радиации и на распределение ее по зонам мы также пользовались наземными данными. При этом мы не внесли больших погрешностей, так как абсолютная величина поправок очень незначительна (иногда в тысячных долях калории).

Прежде чем устанавливать аппаратуру на самолете, были тщательно исследованы пиранометры и отобраны те из них, которые давали минимальные погрешности.

При обработке результатов наблюдений полностью использовались данные 21 полета (за 1954 г.), результаты всех остальных полетов, для которых имелись данные не на всех высотах, использовались частично. Обычно полеты проводились в полуденные часы, однако если позволяла погода, производились дополнительные полеты (утренние или вечерние).

Один полет продолжался около 2,5 часа. Измерения проводились на высотах 200, 500, 1000, 1500, 2000, 2500 и 3000 м над поверхностью земли. Одновременно проводились наземные наблюдения.

Для исключения зависимости радиации от высоты солнца данные измерений на «нижних площадках» приводились к высоте солнца на «верхней площадке» («приведенная» высота солнца) — по методу Кастрова [6].

§ 2. Нисходящий поток (суммарная радиация)

Результаты измерений хода нисходящего потока радиации Q с высотой для 21 полета представлены в табл. 1. Во второй графе этой таблицы указана «приведенная» высота солнца $h_{\odot}$ для данного полета, в последней графе — значения τ_0 (полная оптическая толщина атмосферы в вертикальном направлении), вычисленные по формуле

$$\tau_0 = \frac{1}{\sec z} \ln \frac{I_0}{I},$$

где I_0 — солнечная постоянная, I — наземные значения прямой солнечной радиации, z — зенитное расстояние солнца.

Из табл. 1 видно, что в течение всего года нисходящий поток радиации почти во всех случаях увеличивается с высотой. Исключение составляют только полеты, во время которых солнце закрывалось незаметными для глаза Si , которые несколько снижали величину суммарной радиации (за счет уменьшения прямой).

Таблица 1

Нисходящий поток радиации Q (кал/см² мин.)

Дата	Высота солнца $h_{\odot}$ (приведенная)	Высота полета h км								Полная оптическая толщина атмосферы в вертикальном направлении τ_0
		0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	
25/I	10,6	0,200	—	0,206	0,224	0,246	0,255	—	0,262	0,14
8/II	14,0	0,270	—	0,270	0,280	0,294	0,305	—	0,322	0,15
23/II	20,0	0,465	—	0,512	0,550	0,570	0,600	—	—	0,23
27/II	22,0	0,540	—	0,590	0,610	0,650	0,660	—	—	0,22
8/III	18,0	0,480	—	0,510	0,520	0,560	0,590	0,620	0,630	0,27
8/III	25,0	0,610	—	0,620	0,650	0,690	0,700	0,700	0,720	0,27
20/IV	41,6	0,880	—	0,940	0,980	1,00	1,02	1,03	1,04	0,36
20/IV	27,5	0,600	—	0,670	0,730	0,770	0,790	0,800	0,800	0,36
17/VI	45,0	0,978	—	1,093	1,110	1,228	1,279	—	1,400	—
17/VI	52,0	1,090	—	1,170	1,211	1,266	1,279	—	1,350	0,38
18/VI	45,0	0,980	—	1,052	1,136	1,229	1,275	—	1,300	0,43
18/VI	52,0	1,131	—	1,215	1,258	1,278	1,300	—	1,350	0,38
1/VII	45,0	0,958	—	1,023	1,085	1,157	1,181	1,235	—	0,42
1/VII	52,0	—	—	—	1,198	1,178	1,250	—	1,300	0,43
14/VII	43,5	0,812	0,847	0,883	0,932	0,964	1,026	1,079	—	0,40
14/VII	51,0	1,061	1,100	1,039	1,076	1,055	1,077	—	1,10	—
13/VIII	40,0	0,880	0,896	0,946	0,978	0,988	—	—	—	0,29
14/VIII	37,0	0,780	0,786	0,820	0,898	0,938	0,986	1,025	—	0,42
14/VIII	44,0	1,000	1,037	1,047	0,991	0,996	1,012	—	—	—
5/X	25,0	0,590	0,570	0,550	0,590	0,610	0,620	0,630	—	0,24
15/X	20,0	0,480	—	0,452	0,452	0,494	0,494	—	0,530	0,20

Градиент нисходящего потока радиации

<i>h</i> км	25/I	8/II	23/II	27/II	8/III		20/IV		17/VI	
0—1,0	0,024	0,010	0,085	0,070	0,040	0,040	0,100	0,130	0,132	0,121
1,0—2,0	0,031	0,025	0,050	0,050	0,070	0,050	0,040	0,060	0,169	0,068
2,0—3,0	0,007	0,017	—	—	0,040	0,020	0,020	0,010	0,121	0,071

Ход нисходящего потока с высотой зависит от величины τ_0 . На рис. 1 приведен ход нисходящего потока с высотой для нескольких полетов, проведенных в дни с различной прозрачностью атмосферы. Из него видно, что наибольшее увеличение нисходящего потока с высотой происходит в нижнем километровом слое для дней с большими значениями τ_0 (0,3—0,4). При меньших τ_0 нисходящий поток увеличивается медленнее.

q кал/см² мин.

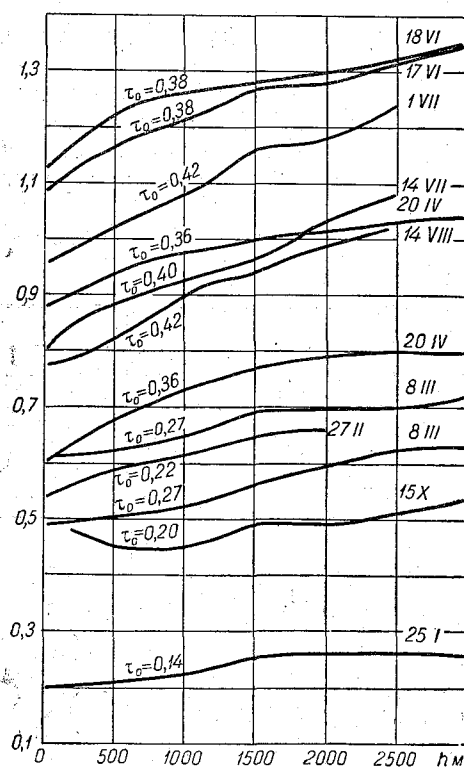


Рис. 1. Ход нисходящего потока радиации с высотой (по данным нескольких полетов).

Для большинства полетов начиная с высоты 2 км нисходящий поток увеличивается медленнее, а иногда и вообще остается постоянным.

Аналогичный ход нисходящего потока радиации с высотой обнаружен и другими авторами. Зауберер [19] отмечает некоторое уменьшение с высотой нисходящего потока начиная с 2 км (для сопоставления с нашими данными мы брали значения за 12 часов для всего года из табл. 3 в работе [19]).

Осреднив результаты наблюдений по слоям 0—1, 1—2, 2—3 км, мы рассчитали градиент нисходящего потока радиации для тех же полетов, что и в табл. 1. Он получился всюду положительным. В табл. 2 приводятся результаты таких расчетов. Кроме того, осреднение градиента нисходящего потока производилось и по отдельным сезонам года по данным всех полетов. Результаты приведены в табл. 3.

Из данных табл. 2 и 3 видно, что градиент нисходящего потока радиации уменьшается с высотой

как для всех сезонов года, так и в среднем за год. Следует заметить, что, как видно из табл. 2, колебания величин градиентов для отдельных полетов очень значительны, поэтому для избежания ошибок отдельных измерений имеет смысл рассчитывать средние значения, которые хорошо представляют характер хода нисходящего потока радиации с высотой (табл. 3).

Таблица 2

для отдельных полетов (кал/см² мин. км)

18/VI		1/VII		14/VII		13/VIII	14/VIII		5/X	15/X	Среднее
0,156	0,127	0,127	—	0,127	0,095	0,107	0,106	0,104	0,052	—	0,092
0,139	0,042	0,096	0,098	0,094	0,022	0,020	0,088	0,021	0,030	0,042	0,062
0,025	0,050	0,108	0,050	0,106	0,023	—	0,078	—	0,020	0,036	0,047

Таблица 3

Градиент нисходящего потока радиации для всех сезонов года по данным всех полетов (кал/см² мин. км)

Период года	Толщина слоя h км			
	0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	0—3,0
Зимний	0,045	0,046	0,021	0,037
Весенний	0,115	0,050	0,015	0,060
Летний	0,120	0,078	0,070	0,089
Осенний	0,052	0,036	0,028	0,039
Среднее	0,076	0,052	0,034	0,056

Для выяснения зависимости интенсивности нисходящего потока радиации от высоты солнца $h_{\odot}$ для различных высот над земной поверхностью мы нанесли результаты измерений нисходящего потока по данным всех полетов на один график, представленный на рис. 2. Из него видно, что для всех рассмотренных высот (200, 500, 1000, 1500, 2000, 3000 м) интенсивность нисходящего потока радиации изменяется с высотой солнца нелинейно. Это изменение происходит особенно быстро при малых высотах солнца ($<20^{\circ}$). При $h_{\odot} > 20^{\circ}$ Q изменяется с высотой медленнее.

Нелинейный ход нисходящего потока радиации с высотой солнца получается и по данным наземных наблюдений. На рис. 3 дана зависимость Q от $h_{\odot}$ по наблюдениям в безоблачные дни за 1954 г. в Воейково и на Ладожском озере. На рис. 3 видно, что зависимость Q от $h_{\odot}$ носит явно нелинейный характер.

В литературе этот вопрос является спорным. Так, в работе [15] Н. И. Чельцовым получен прямолинейный ход Q с $h_{\odot}$. Другие авторы указывают, что прямолинейного хода Q с $h_{\odot}$ не наблюдается. Результаты, аналогичные последним, получены и у нас.

Из рис. 2 также следует, что разница между величинами Q на различных уровнях при малых высотах солнца ($<20^{\circ}$) становится значительно меньшей, чем при больших высотах солнца.

В табл. 4 приводятся величины ослабления нисходящего потока радиации для различных слоев (0—500, 500—1000, 1000—1500, 1500—2000, 2000—3000 и 0—3000 м) и высот солнца.

Из табл. 4 видно, что ослабление нисходящего потока радиации в каждом слое в общем увеличивается при увеличении $h_{\odot}$. Для всего слоя 0—3000 м ослабление увеличивается от 0,06 кал/см²мин. при $h_{\odot} = 11^{\circ}$ до 0,24 кал/см²мин. при $h_{\odot} = 52^{\circ}$, а в среднем за год ослабление нисхо-

дящего потока радиации в слое 0—3000 м составляет 0,18 кал/см²мин. Такой вывод вполне объясним, так как необходимо иметь в виду, что

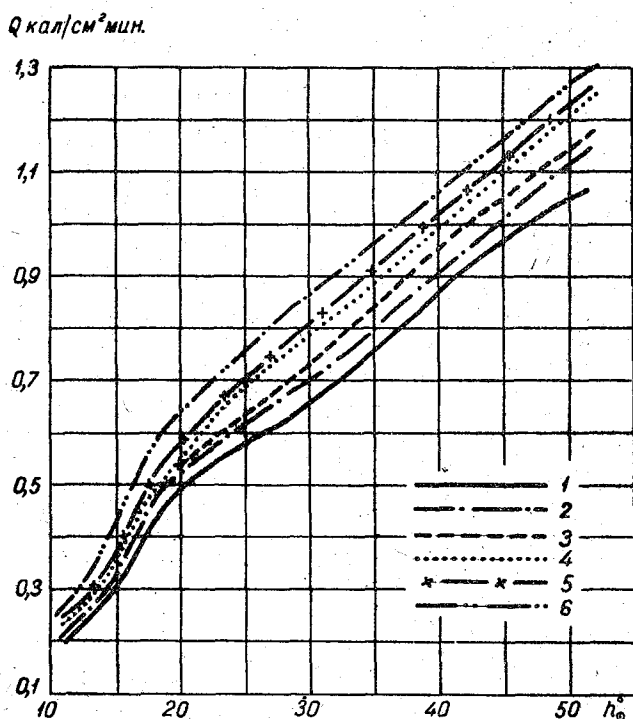


Рис. 2. Зависимость интенсивности нисходящего потока радиации от высоты солнца для следующих высот:

1 — 200 м, 2 — 500 м, 3 — 1000 м, 4 — 1500 м, 5 — 2000 м, 6 — 3000 м.

наблюдения при малой высоте солнца проводились, как правило, зимой, а при большой — в летний период.

Таблица 4

Ослабление нисходящего потока радиации для различных слоев по данным всех полетов (кал/см² мин.)

Толщина слоя h м	Высота солнца h°										Среднее для всех h°
	11	15	20	25	30	35	40	45	50	52	
0—500	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,07	0,07	0,04
500—1000	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03
1000—1500	0,01	0,01	0,01	0,06	0,04	0,05	0,03	0,05	0,07	0,07	0,04
1500—2000	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02
2000—3000	0,01	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,06	0,04	0,05
0—3000	0,06	0,11	0,15	0,18	0,21	0,22	0,19	0,19	0,24	0,24	0,18

§ 3. Восходящий поток (отраженная радиация)

При определении хода отраженного потока радиации с высотой обязательным условием является выбор однородных площадей. В противном случае трудно судить о том, что явилось причиной изменения ве-

личины отраженного потока: изменение оптических свойств атмосферы или изменение в отражающих свойствах самой подстилающей поверхности. Наши измерения проводились либо над Ладожским озером (летом и осенью над водной поверхностью, весной над однородным ледяным покровом, зимой над однородным снежным покровом), либо над большим однородным полем с посевами (зимой это ровное снежное поле).

Результаты измерений восходящего потока радиации R с высотой (для тех же полетов, что и в табл. 1) представлены в табл. 5, из которой видно, что в течение всего года R увеличивается с высотой почти во всех случаях. Причем ход с высотой несколько различается в зависимости от типа подстилающей поверхности.

На рис. 4 представлен ход R с высотой для ряда полетов, проведенных в зимние и весенние дни (над снежной и ледяной поверхностью Ладожского озера). Ход кривых на рис. 4 в основном обусловлен отражающими свойствами подстилающей поверхности: для зимних полетов ход более плавный, для весенних — более неровный. Для зимних условий начиная с высоты 1,5—2 км R с высотой увеличивается медленнее, в некоторых случаях даже остается постоянным; для весенних полетов никакой закономерности не обнаружено, хотя в общем R с высотой возрастает.

На рис. 5 дан ход R с высотой для ряда полетов, проведенных в летние и осенние дни (над водной поверхностью Ладожского озера). Здесь ход кривых плавный, наблюдается непрерывное увеличение восходящего потока с высотой почти во всех случаях, за исключением нескольких полетов, когда рост прекращается на высоте около 2 км.

Вертикальный градиент восходящего потока радиации рассчитан как для всего года в целом, так и отдельно по сезонам. Обнаружен довольно сложный ход градиента с высотой, встречаются как положительные, так и отрицательные значения.

В табл. 6 приведены значения градиента, осредненные по слоям 0—1, 1—2, 2—3 км, для отдельных полетов. В слоях 0—1 и 2—3 км встречаются отрицательные градиенты, в слое 1—2 км градиент всюду положительный. В среднем для полетов, рассмотренных в табл. 6, градиент в слое 1—2 км увеличивается от 0,010 до 0,023 кал/см²мин.км, а затем в слое 2—3 км уменьшается до 0,013 кал/см²мин.км.

Такой же сложный ход обнаружен и у градиентов, осредненных по отдельным сезонам года по данным всех полетов. Как видно из табл. 7, наибольший градиент для всех слоев наблюдается летом, наименьший — зимой.

Зимой наблюдаются наиболее резкие изменения градиента по слоям:

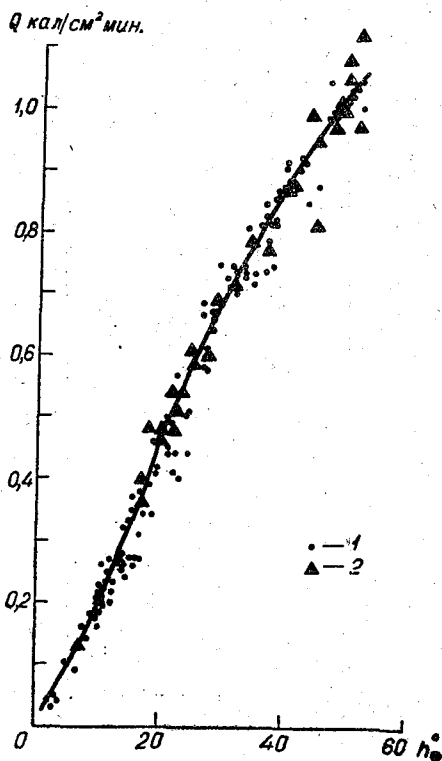


Рис. 3. Зависимость суммарной радиации от высоты солнца по наземным наблюдениям.

1 — Воейково, 2 — Ладожское озеро.

Таблица 5

Восходящий поток радиации R (кал/см² мин.)

Дата полета	Высота солнца h°	Высота полета h 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	0,252	—	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
I/VII	45,0	0,041	—	0,062	0,066	0,073	0,092	0,099	—
I/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	—	0,095
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

Градиент восходящего потока радиации

h км	25/I	8/II	23/II	27/II	8/III		20/IV		17/VI	
0—1,0	0,009	—0,006	0,018	0,017	—0,002	—0,012	—0,005	0,026	0,016	0,020
1,0—2,0	0,023	0,016	0,019	0,009	0,034	0,009	0,002	0,022	0,035	0,023
2,0—3,0	—0,003	0	—	—	0,009	0,002	0,016	—0,012	0,028	0,032

Таблица 7

Градиент восходящего потока радиации для всех сезонов года по данным всех полетов (кал/см² мин. км)

Период года	Толщина слоя h км			
	0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	0—3,0
Зимний	0,004	0,018	0,002	0,008
Весенний	0,010	0,012	0,002	0,008
Летний	0,015	0,026	0,023	0,021
Осенний	0,006	0,014	0,006	0,009
Среднее	0,009	0,018	0,008	0,012

он увеличивается от 0,004 (в слое 0—1 км) до 0,018 кал/см²мин. км (в слое 1—2 км), затем уменьшается до 0,002 кал/см²мин. км (в слое 2—3 км).

Летом ход градиента по слоям менее резкий: он увеличивается от 0,015 (в слое 0—1 км) до 0,026 (в слое 1—2 км), затем уменьшается до 0,023 кал/см²мин. км (в слое 2—3 км). В среднем за год для всего слоя 0—3 км градиент восходящего потока радиации равен 0,012 кал/см²мин. км.

§ 4. Баланс и поглощение солнечной радиации

Зная интенсивность восходящего и нисходящего потоков радиации на разных уровнях, можно рассчитать баланс и поглощение радиации.

Баланс радиации на каком-либо уровне рассчитывался по формуле

$$B = Q - R.$$

В табл. 8 представлены результаты расчетов баланса для тех же полетов, что и в табл. 1 и 5. Из 129 рассмотренных случаев только в 14 баланс незначительно уменьшался, во всех остальных случаях увеличивался. Следует заметить, что уменьшение баланса на какой-либо высоте чаще всего наблюдалось летом и осенью, когда отражательная способность поверхности мала (водная поверхность).

Поглощение солнечной радиации в различных слоях, равное приращению баланса при подъеме от высоты h_1 до высоты h_2 , рассчитывалось по формуле

$$\Delta B = B_{h_2} - B_{h_1},$$

Таблица 6

для отдельных полетов (кал/см² мин. км)

18/VI		1/VII		14/VII		13/VIII	14/VIII		5/X	15/X	Среднее
0,016	0,014	0,025	—	0,012	0,011	0,012	0,027	—0,001	0,009	0,004	0,10
0,023	0,022	0,026	0,032	0,033	0,024	0,030	0,018	0,024	0,014	0,014	0,23
0,029	0,030	0,014	0,028	0,016	0,006	—	0,020	—	0,006	0,005	0,13

где ΔB — поглощение радиации в каком-то слое, B_{h_2} — баланс радиации на верхней границе этого слоя, B_{h_1} — баланс радиации на нижней границе этого слоя.

Результаты расчетов показывают, что величина ΔB значительно колеблется не только от слоя к слою, но и в самом слое в течение одного дня.

В табл. 9 мы приводим результаты осреднения величин ΔB по различным слоям как для всех сезонов года, так и в среднем за год. Из табл. 9 видно, что ΔB уменьшается с высотой от слоя к слою.

В среднем за год для всего слоя 0—3 км величина ΔB составляет 0,135 кал/см²мин.

§ 5. Поглощение солнечной радиации, обусловленное водяным паром

Поглощение солнечной радиации в атмосфере обусловлено как водяным паром, так и пылью различного происхождения. Поглощение вызывает нагревание атмосферы. Для расчетов поглощения, обусловленного

$R \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$

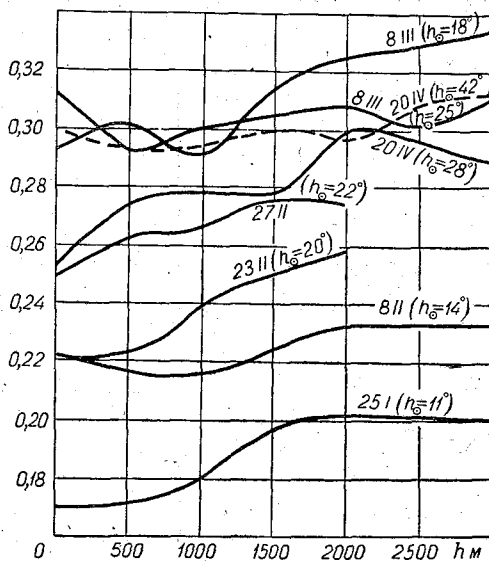


Рис. 4. Ход восходящего потока радиации с высотой для зимних и весенних дней (по данным нескольких полетов).

$R \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$

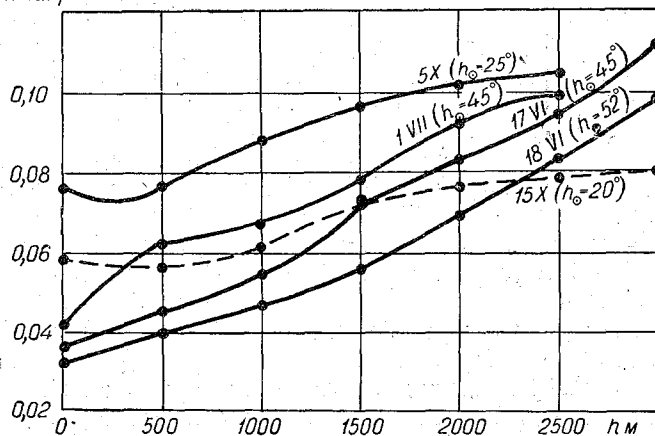


Рис. 5. Ход восходящего потока радиации с высотой для летних и осенних дней (по данным нескольких полетов).

водяным паром, необходимо знать содержание водяного пара во всей атмосфере в единичном столбе воздуха или, как говорят, количество «осажденной воды» W . Поскольку водяной пар сосредоточен в нижних слоях воздуха, то принято считать, что вся «поглощающая масса» находится в слое 0—8 км или приблизительно простирается до уровня, где давление $p=200$ мб. И в самом деле, результаты радиозондирования показывают, что уже на высоте $h>8$ км удельная влажность q г/кг практически равна нулю. Поэтому количество «осажденной воды» мы рассчитывали для слоя 0—8 км ($W_{8 \text{ км}}$ в г/см²).

Таблица 8

Баланс солнечной радиации B (кал/см² мин.).

Дата	Высота h км							
	0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
25/I	0,030	—	0,035	0,045	0,049	0,053	—	0,063
8/II	0,048	—	0,054	0,064	0,070	0,073	—	0,090
23/II	0,244	—	0,290	0,311	0,320	0,342	—	—
27/II	0,292	—	0,328	0,345	0,375	0,386	—	—
8/III	0,187	—	0,209	0,229	0,246	0,265	0,292	0,296
8/III	0,299	—	0,328	0,351	0,386	0,392	0,399	0,410
20/IV	0,581	—	0,648	0,686	0,700	0,724	0,722	0,728
20/IV	0,348	—	0,396	0,452	0,493	0,490	0,504	0,512
17/VI	0,939	—	1,047	1,055	1,151	1,189	—	1,282
17/VI	1,057	—	1,126	1,158	1,197	1,203	—	1,242
18/VI	0,951	—	1,016	1,091	1,172	1,207	—	1,203
18/VI	1,097	—	1,171	1,210	1,224	1,230	—	1,250
1/VII	0,917	—	0,961	1,019	1,084	1,089	1,136	—
1/VII	—	—	—	1,128	1,095	1,148	—	1,170
14/VII	0,763	0,797	0,827	0,872	0,883	0,933	0,978	—
14/VII	1,008	1,045	0,982	1,011	0,980	0,988	—	1,005
13/VIII	0,836	0,852	0,899	0,919	0,914	—	—	—
14/VIII	0,737	0,743	0,766	0,831	0,862	0,901	0,930	—
14/VIII	0,940	0,975	0,984	0,934	0,922	0,931	—	—
5/X	0,513	0,497	0,474	0,502	0,514	0,518	0,525	—
15/X	0,422	—	0,396	0,390	0,420	0,418	—	0,449

Таблица 9

Поглощение солнечной радиации ΔB (кал/см² мин.) для всех сезонов года по данным всех полетов

Период года	Толщина слоя h км			
	0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	0—3,0
Зимний	0,041	0,028	0,019	0,088
Весенний	0,105	0,040	0,014	0,159
Летний	0,105	0,072	0,044	0,221
Осенний	0,028	0,022	0,019	0,069
Среднее	0,070	0,041	0,024	0,135

Для расчетов $W_{8 \text{ км}}$ были использованы данные радиозондирований (проведенных в Воейково), самолетных зондирований (под Ленинградом) и наши данные по метеорографу, который укреплялся на самолете во время полетов. Все эти данные сопоставлялись между собой.

Расчеты производились по формуле

$$W_{8 \text{ км}} = \frac{1}{980} \sum_0^h q_{\text{ср}} \Delta p,$$

где Δp — разность давлений между двумя последовательными стандартными высотами, $q_{\text{ср}}$ — средняя удельная влажность в каждом последовательном слое.

Суммирование производилось по всем слоям атмосферы от поверхности земли до того уровня h , где кончались данные аэрологического зондирования по удельной влажности.

Если они кончались на высотах $h < 8$ км, то $W_{8 \text{ км}}$ рассчитывалось по методу Ф. Н. Шехтер [17]. Для этого был построен график, где по оси абсцисс наносились высоты h в километрах, а по оси ординат — отношение $\frac{W_{8 \text{ км}}}{W_h}$ из работы [17]. По графику находили это отношение $\frac{W_{8 \text{ км}}}{W_h}$ для той высоты h км, где кончаются данные зондирования по q , а затем определяли и $W_{8 \text{ км}}$.

Таблица 10

Число	Время		Вид зондирования атмосферы	Высота h (и соответствующее ей давление p), на которой кончаются данные по удельной влажности		$W_{8 \text{ км}}$	$W_{200 \text{ мб}}$	Расхождение (%)
	час.	мин.		h км	p мб			
8/II	3	48	Самолетное	3,510	650	0,499	0,489	2,0
	15	49	"	5,200	532	0,406	0,399	1,7
	3	9	Радио	5,430	500	0,658	0,652	1,0
27/II	15	8	"	5,430	500	0,707	0,712	0,8
	3	8	"	4,040	600	0,348	0,351	0,9
	3	45	Самолетное	5,740	483	0,428	0,435	1,7
8/III	15	51	"	6,000	465	0,731	0,723	1,1
	3	9	Радио	6,000	468	0,730	0,744	1,9
	15	8	"	6,000	466	0,792	0,814	2,8
17/VI	3	8	Самолетное	5,600	509	1,862	1,860	0,2
	3	8	Радио	8,000	368	2,253	2,273	0,9
	15	9	"	8,000	370	2,118	2,136	0,9
18/VI	15	8	Самолетное	7,110	416	1,370	1,378	0,6
	3	9	Радио	8,030	365	1,904	1,920	0,9
	15	9	"	8,000	368	1,494	1,505	0,8

Кастров рассчитывал количество «осажденной воды» другим способом, экстраполируя значения q до уровня $p=200$ мб (где $q=0$), а затем рассчитывая $W_{200 \text{ мб}}$ обычным способом. Этот метод расчета более громоздкий и трудоемкий. Для сравнения мы рассчитали несколько случаев тем и другим способом ($W_{8 \text{ км}}$ и $W_{200 \text{ мб}}$) по данным самолетного зондирования и радиозондирования. В табл. 10 приведены результаты таких расчетов. Расхождения между значениями $W_{8 \text{ км}}$ и $W_{200 \text{ мб}}$ не превышают 1—2%. Поэтому все расчеты W мы производили первым способом, т. е. находили $W_{8 \text{ км}}$.

После того как были определены значения W для всех полетов, рассчитали поглощение радиации, обусловленное водяным паром, по формуле Мёллера

$$\Delta_{H_2O}(\text{пад}) = 0,172 \left[\left(\frac{W}{\sin h_{\odot}} \right)^{0,303} - \left(\frac{W - w'}{\sin h_{\odot}} \right)^{0,303} \right] \sin h_{\odot},$$

где $\Delta_{H_2O}(\text{пад})$ — поглощение падающей радиации, w' — содержание водяного пара в атмосфере в слое от поверхности земли до рассматриваемого уровня.

Водяной пар поглощает также и радиацию, отраженную от земной поверхности. Поэтому общее поглощение, обусловленное водяным паром, будет составлять

$$\Delta_{H_2O} = \Delta_{H_2O}(\text{пад}) + \Delta_{H_2O}(\text{отр}).$$

Величина $\Delta_{H_2O}(\text{отр})$ (поглощение отраженной радиации) рассчитывалась по формуле, полученной Кастровым [5],

$$\Delta_{H_2O}(\text{отр}) = a 0,172 \left(\frac{W}{\sin h_{\odot}} \right)^{0,303} \sin h_{\odot} \times \\ \times \left[\left(1 + 1,84 \frac{w'}{W} \sin h_{\odot} \right)^{0,303} - 1 \right],$$

где a — альбеда земной поверхности в области полос водяного пара.

Для расчетов нами были приняты следующие значения альбеда в области полос водяного пара («длинноволновое» альбеда):

для блестящего и свежеснежного снега (при общем альбеда A около 0,80) $\alpha = 0,6$;

для старого снега (чистого, влажного, подтаявшего) и светлого льда при $A = 0,5 - 0,6$ $\alpha = 0,4$;

для водной поверхности при $A = 0,03$ $\alpha = 0,02$; при $A = 0,04$ $\alpha = 0,03$; при $A = 0,05$ $\alpha = 0,04$; при $A = 0,06$ $\alpha = 0,05$; при $A = 0,12 - 0,13$ $\alpha = 0,10$.

Расчеты Δ_{H_2O} производились для слоев 0—500, 500—1000, 1000—1500, 1500—2000, 2000—2500, 2500—3000 м для каждого полета отдельно. В данной работе мы приводим лишь результаты осреднения величины Δ_{H_2O} для слоев 0—1000, 1000—2000, 2000—3000 м для всех сезонов года (табл. 11).

Из табл. 11 видно, что с высотой Δ_{H_2O} уменьшается как для всех сезонов года, так и в среднем за год. Наибольшего значения величина Δ_{H_2O} достигает в летний период года, наименьшего — зимой. В среднем за год величина Δ_{H_2O} в слое 0—3 км составляет 0,042 кал/см²мин.

Представляет интерес сопоставить средние величины ΔB и Δ_{H_2O} . Мы рассчитали отношение $\frac{\Delta B}{\Delta_{H_2O}}$, которое представляет собой превышение наблюдаемых величин поглощения солнечной радиации над поглощением, вычисленным теоретически (табл. 12).

Из табл. 12 видно, что отношение $\frac{\Delta B}{\Delta_{H_2O}}$ уменьшается с высотой от слоя к слою как для всех сезонов года, так и в среднем за год. В слое 0—3 км это отношение практически одинаково для всех сезонов года и составляет в среднем 3,2.

§ 6. Радиационное нагревание атмосферы

Зная поглощение радиации атмосферой, можно рассчитать скорость радиационного нагревания. Мы рассчитали действительно наблюдаемое радиационное нагревание воздуха $\frac{dT}{dt}$ и нагревание его вследствие поглощения радиации водяным паром $\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}$. Для расчетов $\frac{dT}{dt}$ применялась формула, использованная Кастровым при исследованиях, проводимых в ЦАО [6],

$$\frac{dT}{dt} = \frac{245\Delta B}{p_1 - p_2} \text{ (в градусах за час),}$$

где p_1 и p_2 — давление в миллибарах на нижней и верхней границах рассматриваемого слоя.

Таблица 11

Поглощение солнечной радиации, обусловленное водяным паром, для всех сезонов года по данным всех полетов $\Delta_{\text{H}_2\text{O}}$ (кал/см²мин.)

Период года	Толщина слоя h км			
	0-1,0	1,0-2,0	2,0-3,0	0-3,0
Зимний . .	0,008	0,008	0,008	0,024
Весенний . .	0,019	0,017	0,010	0,046
Летний . .	0,026	0,024	0,017	0,062
Осенний . .	0,014	0,013	0,008	0,035
Среднее . .	0,017	0,015	0,010	0,042

Таблица 12

Превышение наблюдаемых величин поглощения солнечной радиации над поглощением, обусловленным водяным паром и вычисленным теоретически $\left(\frac{\Delta B}{\Delta_{\text{H}_2\text{O}}}\right)$

Период года	Толщина слоя h км			
	0-1,0	1,0-2,0	2,0-3,0	0-3,0
Зимний . .	5,1	3,6	2,5	3,7
Весенний . .	5,7	2,3	1,3	3,4
Летний . .	4,1	3,0	2,6	3,2
Осенний . .	2,0	1,7	2,4	2,3
Среднее . .	4,2	2,6	2,7	3,2

Величины $\frac{dT}{dt}$ колеблются в больших пределах — от сотых долей град/час до 0,2 и даже 0,3 град/час, правда, большие значения встречались довольно редко. Мы рассчитали $\frac{dT}{dt}$ для всех полетов для различных слоев, получив довольно пеструю картину, по которой трудно судить о ходе этой величины по высоте. Но средние значения $\frac{dT}{dt}$, приведенные в табл. 13, хорошо характеризуют изменение скорости радиационного нагревания воздуха с высотой. Как для всех сезонов года, так и в среднем за год $\frac{dT}{dt}$ уменьшается с высотой. Для всего года радиационное нагревание в слое 0—3 км составляет 0,1 град/час.

Нагревание воздуха на каком-либо уровне, происходящее благодаря поглощению водяным паром солнечной радиации, как падающей, так и отраженной от земной поверхности, определялось по формулам, вытекающим из работы Кастрова [5]:

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}} = \left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}} (\text{пад}) + \left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}} (\text{отр}) \text{ (град/час),}$$

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}} (\text{пад}) = \frac{13,03 \cdot 10^{-3} q}{\left[\frac{W - w'}{\sin h_{\odot}}\right]^{0,697}} (\text{град/час}),$$

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}} (\text{отр}) = 23,97 \cdot 10^{-3} a q \frac{\sin h_{\odot}}{\left(\frac{W}{\sin h_{\odot}} + 1,84 w'\right)^{0,697}} (\text{град/час}).$$

В табл. 14 приведены средние значения величины $\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}$. Она очень мало изменяется с высотой, хотя в общем заметно некоторое уменьшение (за исключением зимнего периода года). В среднем для всего года величина $\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}$ для слоя 0—3 км составляет 0,03 град/час.

Таблица 13

Действительно наблюдаемое среднее радиационное нагревание атмосферы для всех сезонов года по данным всех полетов

$\frac{dT}{dt}$ град/час

Период года	Толщина слоя h км			
	0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	0—3,0
Зимний . .	0,08	0,06	0,05	0,07
Весенний . .	0,22	0,09	0,04	0,12
Летний . .	0,22	0,16	0,10	0,16
Осенний . .	0,12	0,05	0,06	0,08
Среднее . .	0,16	0,09	0,06	0,10

Таблица 14

Среднее радиационное нагревание атмосферы, обусловленное водяным паром, для различных сезонов года по данным всех полетов (рассчитано теоретически)

$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}$ град/час

Период года	Толщина слоя h км			
	0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	0—3,0
Зимний . .	0,016	0,018	0,022	0,019
Весенний . .	0,040	0,039	0,027	0,035
Летний . .	0,056	0,054	0,049	0,053
Осенний . .	0,030	0,030	0,030	0,030
Среднее . .	0,036	0,035	0,032	0,034

Наши данные несколько отличаются от аналогичных расчетов других авторов [6, 13, 14]. У нас получилось завышенное «остаточное поглощение» (разность между действительно наблюдаемым поглощением и поглощением, обусловленным водяным паром) и вызванное им нагревание

атмосферы. В табл. 15 приводятся значения величины $\frac{\frac{dT}{dt}}{\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}}$

(превышения действительно наблюдаемого радиационного нагревания атмосферы над нагреванием, происходящим благодаря поглощению радиации только водяным паром). Из табл. 15 видно, что отношение

$\frac{\frac{dT}{dt}}{\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}}$ уменьшается с высотой от слоя к слою в течение всех сезонов года. В нижнем километровом слое это отношение особенно

велико и достигает в среднем за год величины 4,7. Для всего слоя 0—

3 км отношение $\frac{\frac{dT}{dt}}{\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}}$ в среднем за год составляет 3,2.

Полученные нами величины действительно наблюдаемого радиационного нагревания атмосферы, а следовательно, и отношения $\frac{\frac{dT}{dt}}{\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}}$

несколько превышают аналогичные величины, наблюдаемые Кастровым [6].

Радиационное нагревание атмосферы, обусловленное поглощением радиации пылью, рассчитывали по формуле

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{п}} = \frac{dT}{dt} - \left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}} \text{ (град/час).}$$

Результаты расчетов приведены в табл. 16.

Из табл. 13 и 16 видно, что средняя за год величина $\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{п}}$ лишь в два с лишним раза меньше величины $\frac{dT}{dt}$. Поэтому в расчетах радиационного нагревания атмосферы величиной $\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{п}}$ не следует пренебрегать.

Таблица 15

Превышение действительно наблюдаемого радиационного нагревания атмосферы над нагреванием, происходящим благодаря поглощению радиации только водяным паром

$$\frac{\frac{dT}{dt}}{\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{H}_2\text{O}}}$$

Период года	Толщина слоя h км			
	0-1,0	1,0-2,0	2,0-3,0	0-3,0
Зимний . .	5,3	3,4	2,8	3,8
Весенний . .	5,8	2,2	1,7	3,2
Летний . .	3,6	2,3	2,7	2,9
Осенний . .	4,0	1,5	2,4	2,6
Среднее . .	4,7	2,4	2,4	3,2

Таблица 16

Радиационное нагревание атмосферы, обусловленное поглощением радиации пылью, для различных сезонов года по данным всех полетов

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{п}} \text{ град/час}$$

Период года	Толщина слоя h км			
	0-1,0	1,0-2,0	2,0-3,0	0-3,0
Зимний . .	0,07	0,04	0,03	0,05
Весенний . .	0,18	0,05	0,01	0,08
Летний . .	0,17	0,10	0,05	0,11
Осенний . .	0,09	0,02	0,03	0,04
Среднее . .	0,13	0,05	0,03	0,07

Для сопоставления наших данных с данными других авторов мы рассчитали коэффициент пылевого поглощения K для различных слоев по формуле, приведенной в работе [6],

$$K = 0,004 \left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{п}} \frac{\sin h_{\odot}}{(Q+R)_{\text{ср}}} \text{ см}^2/\text{г},$$

где $(Q+R)_{\text{ср}}$ — среднее значение указанной суммы для нижней и верхней границ рассматриваемого слоя.

Коэффициенты поглощения пыли, рассчитанные на 1 г воздуха, приведены в табл. 17. Они несколько выше, чем, например, у Кастрова [6]. Особенно большие значения K получены для нижнего слоя, где K достигает величины $30 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{г}$. В среднем за год коэффициент пылевого поглощения равен $K = 16 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{г}$.

Таблица 17

Коэффициенты пылевого поглощения $K \cdot 10^5$ см²/г

Период года	Толщина слоя h км			
	0—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	0—3,0
Зимний	12	7	4	8
Весенний	37	9	2	16
Летний	46	24	10	27
Осенний	24	4	6	11
Среднее	30	11	6	16

ЛИТЕРАТУРА

1. Березина Л. С. Измерение поглощения солнечной радиации в районе Одессы. Труды УкрНИГМИ, вып. 8. 1957.
2. Гайгеров С. С., Кастров В. Г. Аэрологическое исследование холодного вторжения 27—29 сентября 1948 г. Труды ЦАО, вып. 6. 1952.
3. Гайгеров С. С., Кастров В. Г. Некоторые обобщения относительно термической трансформации воздуха на основании полетов свободных аэростатов ЦАО. Труды ЦАО, вып. 13. 1954.
4. Гойса Н. И. Поглощение солнечной радиации в свободной атмосфере в районе Киева. Труды УкрНИГМИ, вып. 3. 1955.
5. Кастров В. Г. О нагревании атмосферы благодаря поглощению солнечной радиации водяным паром. Труды ЦАО, вып. 6. 1952.
6. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере до 3—5 км. Труды ЦАО, вып. 8. 1952.
7. Кастров В. Г. Определение зависимости чувствительности пиранометров Янишевского от давления. Труды ЦАО, вып. 13. 1954.
8. Львова Е. М. Измерения суммарной радиации солнца и альbedo земли до высоты 10—20 км. Труды ЦАО, вып. 16. 1956.
9. Покровская И. А. Температурные коэффициенты сетевых актинометрических приборов. Труды ГГО, вып. 46. 1955.
10. Покровская И. А. О зависимости от температуры переводных множителей термоэлектрических актинометров и пиранометров. Труды ГГО, вып. 86. 1958.
11. Росс Ю. К. Об измерении радиации пиранометрами Янишевского. Изв. АН ЭстССР, т. VI, сер. техн. и физ.-мат. наук. № 1 и 2. 1957.
12. Савиковский И. А. Наблюдения над солнечной радиацией в свободной атмосфере. Труды ЦАО, вып. 23. 1957.
13. Фарапонова Г. П. Некоторые результаты актинометрических наблюдений на свободных аэростатах. Труды ЦАО, вып. 8. 1952.
14. Фарапонова Г. П., Кастров В. Г. Актинометрические наблюдения в нижней тропосфере над Кызыл-Кумами (апрель—май 1951 г.). Труды ЦАО, вып. 13. 1954.
15. Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм. Труды ЦАО, вып. 8. 1952.
16. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Об индикатрисах яркости естественных поверхностей. Труды ГГО, вып. 68. 1957.
17. Шехтер Ф. Н. Расчет лучистых потоков длинноволновой радиации из ограниченного телесного угла и полупространства. Труды ГГО, вып. 39 (101). 1953.
18. Янишевский Ю. Д. Вопросы методики измерений пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 26 (88). 1951.
19. Saubeger F. Zur Abschätzung der Globalstrahlung in verschiedenen Höhenstufen der Ostalpen. Wetter und Leben, H. 1—2. 1955.

ОБ ОШИБКАХ ИЗМЕРЕНИЙ АЛЬБЕДО ВОДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

В статье рассматривается вопрос об учете основных систематических и случайных ошибок измерений альбеда водных поверхностей с лодки, плота и эстакады.

Исследование закономерностей отражения радиации водной поверхностью, а также непосредственные измерения альбеда моря представляют большой интерес для определения радиационного баланса моря.

В связи с этим большое значение имеют вопросы методики измерений альбеда моря [1], обработки результатов наблюдений над альбедо [2] и вопрос об оценке ошибок, возникающих при измерении альбеда моря.

В настоящей работе нами будут рассмотрены следующие возможные ошибки измерений альбеда водной поверхности с лодки, плота и эстакады.

I. Систематические ошибки

1. Ошибка за счет затенения лодкой, плотом и эстакадой части рассеянной радиации.

2. Ошибка при измерении рассеянной и отраженной радиации за счет градуировки пиранометра по прямой солнечной радиации.

II. Случайные ошибки

1. Ошибка за счет возможного отклонения прибора от горизонтального положения.

2. Ошибка отсчета.

Остановимся подробнее на указанных возможных ошибках.

1. Ошибка за счет затенения лодкой, плотом и эстакадой части рассеянной радиации

а. При измерении альбеда водной поверхности с лодки необходимо учесть затенение лодкой части падающей радиации на водную поверхность.

Относительная ошибка в определении альбеда моря $\left(\frac{dA}{A}\right)$ выражается следующим образом:

$$\frac{dA}{A} = \frac{|dR_s|}{R_s + R_D} + \frac{|dS'|}{S' + D} + \frac{|dR_D|}{R_s + R_D} + \frac{|dD|}{S' + D}, \quad (1)$$

где S' — прямая радиация на горизонтальную поверхность, D — рассеянная радиация, R_D — отраженная рассеянная радиация, R_s — отраженная прямая радиация.

Тогда

$$\frac{dA}{A} = \frac{dR_D}{R_D + R_s} =$$

$$\int_0^{2 \operatorname{arctg} \frac{d}{2l}} d\varphi \int_{\frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{2H \cos \varphi}{l}}^{\frac{\pi}{2}} I(\vartheta, \varphi) A(\vartheta) \cos \vartheta \sin \vartheta d\vartheta$$

$$= \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\frac{\pi}{2}} I(\vartheta, \varphi) A(\vartheta) \cos \vartheta \sin \vartheta d\vartheta + S(\vartheta_0) \cos \vartheta_0 r(\vartheta_0) \quad (2)$$

где $I(\vartheta, \varphi)$ — интенсивность рассеянной радиации в направлении, определяемом координатами ϑ и φ , $r(\vartheta)$ — коэффициент отражения, $S(\vartheta_0)$ — прямая радиация, падающая на перпендикулярную поверхность, ϑ_0 — зенитный угол солнца, d — ширина лодки, H — высота лодки над водой, l — длина стрелы, на которой укрепляется пирометр.

Для нашей лодки $l=3$ м, $d=0,6$ м, $H=0,7$ мм. Пределы интегрирования в формуле (2) были определены из рассмотрения рис. 1.

Для упрощения вычислений были сделаны следующие допущения:

- 1) рассеянная радиация изотропна,
- 2) сечение лодки принято прямоугольным.

В результате численных интегрирований в выражении (1) получены следующие результаты:

при малых высотах солнца ($h_{\odot} < 10^\circ$) ошибка $\frac{\Delta A}{A}$ составляет 0,5%, при больших высотах солнца ошибка возрастает, но не превышает 1,5%.

б. При измерении альбедо с плота необходимо учесть, что плот, закрывая часть водной поверхности, вызывает некоторое уменьшение отраженной рассеянной радиации.

Так как наличие плота не влияет на точность падающей радиации, то

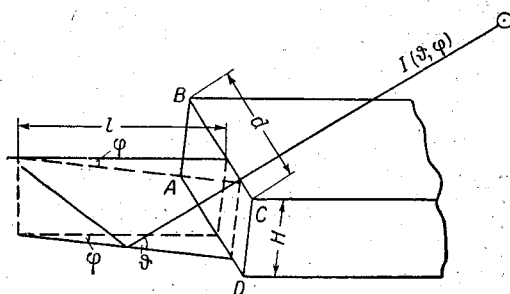


Рис. 1. $ABCD$ — передняя грань лодки.

$$\begin{aligned}
 & \frac{dA}{A} = \frac{dR_D}{R_D + R_s} = \\
 & 2 \operatorname{arctg} \frac{b}{2a} \cdot \operatorname{arctg} \frac{h \cos \varphi}{a} \int_0^{\frac{\pi}{2}} d\varphi \int_0^{\frac{\pi}{10} - \varphi} I(\vartheta, \varphi) A(\vartheta) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta \\
 & = \frac{2h \sin \left(\frac{\pi}{10} - \varphi \right)}{\operatorname{arctg} \frac{2h \sin \left(\frac{\pi}{10} - \varphi \right)}{l}} \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\frac{\pi}{2}} I(\vartheta, \varphi) A(\vartheta) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta + S(\vartheta_0) \cos \vartheta_0 r(\vartheta_0)
 \end{aligned} \quad (3)$$

где R — отраженная радиация, h — высота пиранометра над уровнем воды (0,5 м), b — длина стороны плота (17 м), L — высота треугольного плота (16,2 м), l — длина стрелы, на которой был вынесен пиранометр (3 м), $a=L+l$ (19,2 м).

Пределы интегрирования были определены из рассмотрения геометрии треугольного плота.

В результате численного интегрирования в выражении (3) относительная ошибка в определении альбедо озера за счет влияния плота не будет превышать 4 %.

в. Оценка ошибки за счет затенения эстакадой части рассеянной радиации производилась таким же способом, как и в случае наблюдений с лодки. Измерения альбедо производились с эстакады на Каспийском море, в районе Нефтяных камней. Высота эстакады над уровнем моря 8 м, ширина эстакады 3,5 м, длина стрелы, на которой был укреплен альбедометр, составляла 4 м.

Исходя из указанных размеров эстакады и длины стрелы пиранометра, были вычислены пределы интегрирования в формуле (2). При высотах солнца $h_{\odot} < 30^{\circ}$ ошибка $\frac{\Delta A}{A}$ не превышает 10 %, при $h_{\odot} > 30^{\circ}$ $\frac{\Delta A}{A} \leq 13\%$.

2. Ошибка при измерении рассеянной и отраженной радиации за счет градуировки пиранометра по прямой солнечной радиации

Так как пиранометр Янишевского градуируется по прямой солнечной радиации, а используется для измерения суммарной и отраженной радиации, то в связи с этим возникает необходимость введения поправок к показаниям прибора, учитывающих различия спектрального состава прямой солнечной, рассеянной и отраженной радиации, а также тот факт, что рассеянная и отраженная радиация падают на приемную поверхность прибора под всевозможными углами в пределах полусферы.

Вопрос введения названных поправок к показаниям пиранометра был подробно обсужден в ряде работ [2, 3, 4, 5].

Для вычисления угловой поправки к отраженной радиации необходимо располагать данными распределения по зонам отраженной от воды радиации.

Так как такого рода данные отсутствовали, то нами были сделаны на Черном море с лодки специальные измерения распределения по зонам отраженной от воды радиации. Измерения производились при безоблачном небе, при $30 < h_{\odot} < 60^{\circ}$ (волнение 1—2 балла). Пиранометр, укрепленный на кардановом подвесе, экранировался зачерненными внутри цилиндрами различной высоты. Методика обработки результатов наблюдений подробно описана в работе [3].

Осредненные результаты измерений представлены в табл. 1.

Данные табл. 1 могут быть использованы для вычисления поправки на распределение по зонам к отраженной от воды радиации.

Для вычисления спектральной поправки к отраженной радиации необходимо располагать данными о спектральном составе отраженной от воды радиации. В работе [6] представлены спектральные коэффициенты отражения воды в интервале длин волн 0,214—1,256 μ , которые могут быть использованы для вычисления указанной поправки, однако следует заметить, что спектральная поправка к отраженной от воды радиации не будет оставаться постоянной в течение дня, а будет зависеть от угла падения радиации.

Необходимо отметить, что для каждого экземпляра пиранометра указанные поправки (спектральная и угловая) будут совершенно различны, поэтому их оценка должна быть произведена в каждом конкретном случае.

Таблица 1

Зона, град. (пределы зенит- ных расстояний)	Среднее зенит- ное расстояние зоны	Зональная радиация, выраженная в относительных единицах (по отношению к полному потоку отраженной радиации)
0—15	7,5	0,05
15—30	22,5	0,07
30—45	37,5	0,13
45—60	52,2	0,27
60—75	67,5	0,30
75—90	82,5	0,18

Перейдем к рассмотрению случайных ошибок измерения.

1. Ошибка за счет возможного отклонения пиранометра от горизонтального положения

Как было указано выше, относительная ошибка в определении альбедо моря выражается формулой (1).

Численная оценка ошибок измерений прямой, рассеянной и отраженной радиации показывает, что влиянием негоризонтальности пиранометра на рассеянную и отраженную радиацию можно пренебречь.

Тогда

$$\frac{dA}{A} \approx \frac{|dR_s|}{R_s + R_D} + \frac{|dS'|}{S' + D}.$$

Так как

$$\begin{aligned} S' &= S \cos \vartheta, \\ R_s &= r(\vartheta) S \cos \vartheta, \end{aligned}$$

где ϑ — угол падения радиации на пиранометр, то

$$\frac{dA}{A} \approx \frac{r(\vartheta) S \sin \vartheta d\vartheta}{r(\vartheta) S \cos \vartheta + R_D} + \frac{S \sin \vartheta d\vartheta}{S \cos \vartheta + D}.$$

Отсюда

$$\frac{\Delta A}{A} < 2 \operatorname{tg} \vartheta \Delta \vartheta.$$

Из практики известно, что отклонения пиранометра от горизонтального положения при спокойном море и при незначительном волнении не превышают обычно 30'. Тогда ошибка $\frac{\Delta A}{A}$ не будет превышать при единичном измерении следующих величин в зависимости от высоты солнца:

$h_{\odot}$	2	5	10	15	30	50	60	70
$\frac{\Delta A}{A}$ %	50	20	9	6	3	1	1	1

2. Ошибки отсчета

Относительная ошибка отсчета выражается следующим образом:

$$\frac{dA}{A} = \frac{|dn_1| + |dn_0|}{n_1 - n_0} + \frac{|dn| + |dn_0|}{n - n_0},$$

где n_0 — место нуля по гальванометру, n_1 — отсчет по гальванометру при измерении отраженной радиации, n — отсчет по гальванометру при падающей радиации.

Суммарная относительная ошибка измерений величин альbedo при различных высотах солнца будет складываться из ошибки за счет отклонения прибора от горизонтального положения и ошибки отсчета.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грищенко Д. Л. К вопросу о методике актинометрических наблюдений на море. Метеорология и гидрология, № 5. 1954.
2. Кондратьев К. Я. и Тер-Маркарянц Н. Е. К методике обработки наблюдений над альbedo. Метеорология и гидрология, № 8. 1953.
3. Заводчикова В. Г. и Кондратьев К. Я. О пространственном распределении рассеянной и отраженной радиации. Вестник ЛГУ, сер. матем., физ. и химии, № 2. 1953.
4. Янишевский Ю. Д. Вопросы методики измерений пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 26 (88). 1951.
5. Росс Ю. К. Об измерении радиации пиранометрами Янишевского, ч. 1. Изв. АН Эстонской ССР, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 1. 1957.
6. Тер-Маркарянц Н. Е. Зависимость коэффициента отражения воды от длины волны падающего света. Труды ГГО, вып. 68. 1957.

АТМОСФЕРНАЯ ИНДИКАТРИСА, СООТВЕТСТВУЮЩАЯ ОБОБЩЕННОМУ РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ЮНГЕ

Используя теорию рассеяния света на «мягких» частицах, в работе получены выражения для индикатрисы и коэффициента рассеяния, соответствующие полидисперсному аэрозолю, со структурой, описываемой обобщенным распределением Юнге.

1. Х. Юнге в ряде работ показал, что микроструктура атмосферного аэрозоля в приземном слое удовлетворительно описывается формулой

$$\left. \begin{aligned} f(a) &= \frac{A}{a^4}, & a \geq a_{\min} \\ f(a) &= 0, & 0 < a < a_{\min} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Экспериментальные данные о спектре аэрозоля, полученные при прямых измерениях с самолета, показывают, что относительное число крупных частиц с высотой z убывает. Если примем, что микроструктура в средних и высоких слоях тропосферы может быть описана формулой

$$\left. \begin{aligned} f(a) &= \frac{A}{a^n}, & a \geq a_{\min} \\ f(a) &= 0, & 0 < a < a_{\min} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

которую будем называть обобщенным распределением Юнге, то показатель степени n должен расти с высотой. В настоящей работе рассмотрим случай, когда $n = 5$ и $n = 6$. Выведем формулы для расчета индикатрисы и коэффициента рассеяния в обоих случаях, имея в виду применение теории рассеяния света на частицах, свойства которых мало отличаются от свойств окружающей среды («мягкие частицы»), к описанию рассеивающих свойств индивидуальной частицы [1, гл. 7]. Мы можем использовать эту теорию, так как в атмосферной дымке почти не встречаемся с частицами, обладающими большими показателями преломления в видимой или близкой к ней области. Случай, когда $n = 4$, был рассмотрен нами ранее [2].

2. Рассмотрим индикатрису, соответствующую спектру аэрозоля, вида

$$\left. \begin{aligned} f(a) &= \frac{D}{a^5} & \infty > a \geq a_{\min} \\ f(a) &= 0 & a_{\min} > a \geq 0 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Формула (3) содержит два параметра: D и $a_{\min}$.

Нетрудно показать, что

$$\bar{a} = \frac{4}{3} a_{\min}, \quad N = \frac{D}{4a_{\min}^4}, \quad (4)$$

где $\bar{a}$ — средний радиус частиц, N — число частиц в единице объема.

Для индикатрисы рассеяния индивидуальной частицы имеем

$$\left. \begin{aligned} I(\beta) &= La^6 f^2(q) \\ L &= I_0 |\alpha|^2 \frac{128}{9} \frac{\pi^6}{\lambda^4} (1 + \cos^2 \beta) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Для атмосферной индикатрисы получим

$$\bar{I}(\beta) = \int_{a_{\min}}^{\infty} I(\beta, a) f(a) da = DL \int_{a_{\min}}^{\infty} a f^2(q) da, \quad (6)$$

$$q = ma, \quad m = \frac{4\pi}{\lambda} \sin \frac{\beta}{2}$$

или

$$\bar{I}(\beta) = \frac{9DL}{m^6} \int_{a_{\min}}^{\infty} \frac{\sin^2 ma - ma \sin 2ma + m^2 a^2 \cos^2 ma}{a^5} da, \quad (7)$$

$$\bar{I}(\beta) = \frac{9DL}{m^6} (I_1 + I_2 + I_3),$$

где

$$I_1 = \int_{a_{\min}}^{\infty} \frac{\sin^2 ma}{a^5} da,$$

$$I_2 = -m \int_{a_{\min}}^{\infty} \frac{\sin 2ma}{a^4} da,$$

$$I_3 = m^2 \int_{a_{\min}}^{\infty} \frac{\cos^2 ma}{a^3} da.$$

Эти интегралы легко вычисляются и после введения переменной

$$u = 2ma_{\min} = \frac{3}{2} m\bar{a}.$$

Получим

$$I_1 + I_2 + I_3 = 2m^4 \left[-\frac{\sin u}{u^3} - \frac{\cos u}{u^4} \right] + \frac{1}{8a_{\min}^4} + \frac{m^2}{4a_{\min}^2}. \quad (8)$$

После простых преобразований получаем окончательно

$$\bar{I}(\beta) = \frac{9LN}{m^6} \left\{ -\frac{u \sin u}{2} - \frac{\cos u}{2} + \frac{u^2}{4} + \frac{1}{2} \right\}. \quad (9)$$

Индикатриса $I(\beta)$, соответствующая аэрозолю с функцией распределения (3), может быть представлена в виде произведения релеевской

индикатрисы рассеяния для монодисперсного аэрозоля, содержащего частицы с радиусом $\bar{a}$ и концентрацией N , на некоторую функцию $\varphi_3(u)$:

$$\begin{aligned} \bar{I}(\beta) &= I_{\text{рел}}(\bar{a}) \varphi_3(u) \\ \varphi_3(u) &= \frac{3^8}{4^3} \frac{1}{u^6} \left\{ -\frac{u \sin u}{2} - \frac{\cos u}{2} + \frac{u^2}{4} + \frac{1}{2} \right\} \end{aligned} \quad (10)$$

При малых u ($u \ll 1$)

$$\varphi_3(u) = \frac{3^8}{4^3} \frac{1}{u^6} \left\{ 1 - \frac{u^2}{15} + \dots \right\}.$$

Рассмотрим теперь полидисперсный коэффициент рассеяния $\bar{\alpha}_p$

$$\bar{\alpha}_p = \int_{a_{\min}}^{\infty} K_p(a) f(a) da. \quad (11)$$

Здесь $K_p(a)$ — коэффициент рассеяния одной частицы:

$$\begin{aligned} K_p(a) = M \left\{ \frac{z^4}{4} + 5z^2 + (4z^2 - 16)(\text{ci } z - \ln z - c) - \right. \\ \left. - 2z \sin z + 14(\cos z - 1) \right\}, \end{aligned} \quad (12)$$

где $M = \frac{\pi |\alpha|^2 \lambda^2}{32}$, $c = 0,577\dots$

После несложных вычислений окончательно получим

$$\bar{\alpha} = \alpha_{\text{рел}}(\bar{a}) \psi_3(v), \quad (13)$$

где $\alpha_{\text{рел}}(\bar{a})$ — коэффициент рассеяния монодисперсного золя со средним радиусом $\bar{a}$ и концентрацией N ,

$$\begin{aligned} \psi_3(v) = \frac{3^9}{2^{11}} \frac{1}{v^2} \left\{ \frac{1}{4} \ln R + \frac{1}{v^2} \left[\frac{\cos v}{4} + 2 \text{ci } v + 0,34557 \dots \right] + \right. \\ \left. + \frac{1}{v^4} \left[\frac{5}{2} \cos v - 4 \text{ci } v + 4 \ln v - 0,19114 \dots \right] - \right. \\ \left. - \frac{\sin v}{v} \left(\frac{1}{4} + \frac{3}{2} \frac{1}{v^2} \right) + \frac{49}{12} \text{ci } v \right\}. \end{aligned}$$

Здесь

$$R = \frac{a_{\max}}{a_{\min}}, \quad v = \frac{8\pi a_{\min}}{\lambda} = \frac{6\pi \bar{a}}{\lambda}.$$

3. Рассмотрим теперь индикатрису, соответствующую спектру аэрозоля, вида

$$\begin{aligned} f(a) &= \frac{c}{a^5}, \quad \infty > a \geq a_{\min} \\ f(a) &= 0, \quad a_{\min} > a \geq 0 \end{aligned} \quad (14)$$

Формула (14) содержит, так же как формула (3), два параметра: c и $a_{\min}$.

Значит, $\bar{a}$ и N задаются здесь как

$$\bar{a} = \frac{5}{4} a_{\min}, \quad N = \frac{c}{5a_{\min}^5}. \quad (15)$$

Используя те же формулы, что и в предыдущем случае, без труда найдем

$$\bar{I}(\beta) = \frac{9cL}{m^6} \int_{a_{\min}}^{\infty} \frac{(\sin^2 ma - ma \sin 2ma + m^2 a^2 \cos^2 ma)}{a^6} da. \quad (16)$$

Вычисляя интегралы и вводя переменную $u = 2m a_{\min} = \frac{8}{5} m \bar{a}_{\min}$, получим

$$\bar{I}(\beta) = \frac{9cL}{m^6} \left\{ 4m^5 \left[-\frac{4}{5} \frac{\cos u}{u^5} + \frac{1}{15} \frac{\cos u}{u^3} - \frac{4}{5} \frac{\sin u}{u^4} - \frac{\sin u}{30u^2} - \frac{\cos u}{30u} - \frac{\text{si } u}{30} + \frac{\pi}{60} \right] + \frac{1}{10a_{\min}^5} + \frac{m^2}{6a_{\min}^3} \right\}.$$

Окончательно получим

$$\bar{I}(\beta) = \frac{9LN}{m^6} \left\{ \frac{1}{96} \left[-48 \cos u + 4u^2 \cos u - 48u \sin u - 2u^3 \sin u - 2u^4 \cos u - 2u^5 \text{si } u + \pi u^5 \right] + \frac{1}{2} + \frac{5}{24} u^2 \right\}. \quad (17)$$

Так же, как и для $f(a) = \frac{D}{a_5}$, представим $\bar{I}(\beta)$ в виде произведения релеевской индикатрисы рассеяния для монодисперсного аэрозоля с частицами радиуса $\bar{a}$ и концентрацией N на некоторую функцию $\varphi_4(u)$:

$$\bar{I}(\beta) = I_{\text{рел}(\bar{a})} \varphi_4(u),$$

$$\varphi_4(u) = \frac{3^2 \cdot 2^{18}}{5^6} \left\{ \frac{1}{96} [2(-24 + 2u^2 - u^4) \cos u - 2u(24 + u^2) \sin u - 2u^5 \text{si } u + \pi u^5] + \frac{1}{2} + \frac{5}{24} u^2 \right\},$$

$$\text{при } u \ll 1 \quad \varphi_4(u) = \frac{9 \cdot 2^{13}}{(25)^3} \frac{1}{u} \left[\frac{\pi}{3} - \frac{3}{10} u \right].$$

Аналогично предыдущему получим для полидисперсного коэффициента рассеяния

$$\bar{\alpha} = \alpha_{\text{рел}(\bar{a})} \psi_4(v), \quad v = \frac{8\pi a_{\min}}{\lambda} = \frac{32}{5} \frac{\pi \bar{a}}{\lambda}, \quad (18)$$

где

$$\begin{aligned} \psi_4(v) = \frac{2^{14} \cdot 3^3}{5^5} \frac{1}{v} \left\{ \frac{1}{v} \left[\frac{1}{4} - \frac{11}{225} \cos v \right] + \frac{1}{v^3} \left[\frac{11}{9} - \frac{4}{3} v + \frac{4}{3} \text{ci } v - \right. \right. \\ \left. - \frac{4}{3} \ln v + \frac{22}{225} \cos v \right] - \frac{11}{225} \frac{\sin v}{v^2} - \frac{26}{25} \frac{\sin v}{v^4} - \frac{11}{225} \text{si } v + \\ \left. + \frac{1}{v^5} \left[\frac{86}{25} + \frac{16}{5} v + \frac{54}{25} \cos v - \frac{16}{5} \text{ci } v + \frac{16}{5} \ln v \right] + \frac{11}{450} \pi \right\}. \quad (19) \end{aligned}$$

Таблицы функций φ_3 , φ_4 и ψ_4 приведены в приложении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. ГТТИ. 1951.
2. Шифрин К. С., Раскин В. Ф. К теории атмосферной индикатрисы рассеяния. Актин. и атмосферная оптика (Труды 2-го совещания) [рукопись].

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица $\varphi_3(u)$

u	φ_3	u	φ_3	u	φ_3	u	φ_3
0,00	∞	0,35	51,99	0,70	12,72	1,65	2,053
0,01	64 070	0,36	49,08	0,71	12,36	1,70	1,886
0,02	16 018	0,37	46,35	0,72	12,01	1,80	1,649
0,03	7118,2	0,38	44,02	0,73	11,67	1,90	1,449
0,04	4004,4	0,39	41,78	0,74	11,35	2,00	1,280
0,05	2562,8	0,40	39,69	0,75	11,04	2,20	1,008
0,06	1779,9	0,41	37,77	0,76	10,74	2,40	0,8037
0,07	1307,7	0,42	35,95	0,77	10,45	2,60	0,6465
0,08	1000,8	0,43	34,27	0,78	10,18	2,80	0,5238
0,09	791,3	0,44	32,75	0,79	9,915	3,00	0,4265
0,10	640,7	0,45	31,26	0,80	9,659	3,20	0,3487
0,11	530,9	0,46	29,92	0,82	9,179	3,40	0,2839
0,12	444,6	0,47	28,64	0,84	8,731	3,60	0,2348
0,13	378,5	0,48	27,48	0,86	8,314	3,90	0,1750
0,14	326,8	0,49	26,34	0,88	7,925	4,20	0,1305
0,15	284,3	0,50	25,27	0,90	7,562	4,50	$0,9712 \cdot 10^{-1}$
0,16	249,9	0,51	24,27	0,93	7,057	4,80	$0,7215 \cdot 10^{-1}$
0,17	221,3	0,52	23,34	0,96	6,605	5,10	$0,5345 \cdot 10^{-1}$
0,18	196,9	0,53	22,46	0,99	6,189	5,40	$0,3952 \cdot 10^{-1}$
0,19	177,2	0,54	21,61	1,02	5,812	5,70	$0,2922 \cdot 10^{-1}$
0,20	160,0	0,55	20,83	1,05	5,465	6,00	$0,2166 \cdot 10^{-1}$
0,21	145,0	0,56	20,08	1,08	5,196	6,30	$0,1619 \cdot 10^{-1}$
0,22	132,0	0,57	19,38	1,11	4,855	6,60	$0,1226 \cdot 10^{-1}$
0,23	120,8	0,58	18,70	1,14	4,586	6,90	$0,9498 \cdot 10^{-2}$
0,24	110,9	0,59	18,05	1,17	4,336	7,20	$0,7572 \cdot 10^{-2}$
0,25	102,2	0,60	17,45	1,20	4,107	7,50	$0,6269 \cdot 10^{-2}$
0,26	94,44	0,61	16,87	1,25	3,759	7,80	$0,5363 \cdot 10^{-2}$
0,27	87,54	0,62	16,32	1,30	3,450	8,10	$0,4580 \cdot 10^{-2}$
0,28	81,44	0,63	15,79	1,35	3,176	8,40	$0,4318 \cdot 10^{-2}$
0,29	75,83	0,64	15,28	1,40	2,930	8,70	$0,4010 \cdot 10^{-2}$
0,30	70,83	0,65	14,81	1,45	2,710	9,00	$0,3720 \cdot 10^{-2}$
0,31	66,31	0,66	14,36	1,50	2,511	9,30	$0,3495 \cdot 10^{-2}$
0,32	62,22	0,67	13,92	1,55	2,332	9,60	$0,3266 \cdot 10^{-2}$
0,33	58,49	0,68	13,51	1,60	2,170	10,00	$0,2657 \cdot 10^{-2}$
0,34	55,07	0,69	13,10				

Таблица $\varphi_4(u)$

u	φ_4	u	φ_4	u	φ_4	u	φ_4
0,00	∞	0,15	30,49	0,30	15,08	0,45	9,619
0,01	492,6	0,16	29,70	0,31	14,80	0,46	9,451
0,02	245,6	0,17	26,90	0,32	13,92	0,47	9,175
0,03	163,2	0,18	25,75	0,33	13,91	0,48	9,000
0,04	122,1	0,19	24,71	0,34	13,39	0,49	8,771
0,05	97,38	0,20	23,36	0,35	12,90	0,50	8,562
0,06	80,91	0,21	22,18	0,36	12,42	0,51	8,392
0,07	69,17	0,22	21,31	0,37	11,89	0,52	8,187
0,08	60,34	0,23	20,09	0,38	11,82	0,53	8,012
0,09	53,45	0,24	19,28	0,39	11,07	0,54	7,856
0,10	47,98	0,25	18,99	0,40	11,02	0,55	7,691
0,11	42,62	0,26	17,74	0,41	10,71	0,56	7,540
0,12	40,46	0,27	16,99	0,42	10,43	0,57	7,352
0,13	37,54	0,28	16,39	0,43	10,13	0,58	7,219
0,14	34,09	0,29	15,71	0,44	9,926	0,59	7,052

u	φ_4	u	φ_4	u	φ_4	u	φ_4
0,60	6,926	0,80	4,880	1,45	2,143	4,50	0,133
0,61	6,799	0,82	4,734	1,50	2,032	4,80	0,09925
0,62	6,659	0,84	4,590	1,55	1,929	5,10	0,06979
0,63	6,540	0,86	4,449	1,60	1,832	5,40	0,05027
0,64	6,409	0,88	4,321	1,65	1,742	5,70	0,03029
0,65	6,298	0,90	4,199	1,70	1,657	6,00	0,02848
0,66	6,184	0,93	4,016	1,75	1,578	6,30	0,01805
0,67	6,159	0,96	3,858	1,80	1,502	6,60	0,01330
0,68	5,968	0,99	3,689	1,90	1,365	6,90	$0,980 \cdot 10^{-2}$
0,69	5,853	1,02	3,499	2,00	1,242	7,20	$0,725 \cdot 10^{-2}$
0,70	5,759	1,05	3,390	2,20	1,035	7,50	$0,595 \cdot 10^{-2}$
0,71	5,704	1,08	3,254	2,40	0,866	7,80	$0,505 \cdot 10^{-2}$
0,72	5,571	1,11	3,140	2,60	0,725	8,10	$0,465 \cdot 10^{-2}$
0,73	5,483	1,14	3,020	2,80	0,609	8,40	$0,435 \cdot 10^{-2}$
0,74	5,385	1,17	2,920	3,00	0,494	8,70	$0,410 \cdot 10^{-2}$
0,75	5,285	1,20	2,837	3,20	0,430	9,00	$0,390 \cdot 10^{-2}$
0,76	5,200	1,25	2,652	3,40	0,361	9,30	$0,380 \cdot 10^{-2}$
0,77	5,122	1,30	2,528	3,60	0,303	9,60	$0,375 \cdot 10^{-2}$
0,78	5,041	1,35	2,390	3,90	0,232	10,00	$0,370 \cdot 10^{-2}$
0,79	4,957	1,40	2,260	4,20	0,176		

СРЕДНЯЯ ИНДИКАТРИСА ПРИ ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИИ

На основе выводов теории так называемых «мягких» частиц, т. е. частиц, свойства которых мало отличаются от свойств окружающей среды, получены выражения для индикатрисы и коэффициента рассеяния, соответствующих полидисперсному аэрозолю с гамма-распределением частиц по размерам.

1. В работах [1], [2] нами были рассчитаны полидисперсные индикатрисы атмосферного золя из «мягких» частиц для случая распределения Рокара и Юнге. Цель настоящей работы — указать формулы для расчета индикатрисы и коэффициента рассеяния в случае, когда микроструктура аэрозоля описывается гамма-распределением

$$f(a) = Aa^\mu e^{-\gamma a}. \quad (1)$$

Заметим, что распределение (1), вообще говоря, является частным случаем общего распределения

$$f(a) = Aa^\mu e^{-\gamma a^\Delta}, \quad (2)$$

целесообразность использования которого была отмечена нами в работе [3].

Как показывает рассмотрение фактических данных о микроструктуре аэрозоля, облаков, осадков, все известные случаи одновершинных распределений описываются формулой (2). Формула (1) менее универсальна, но и она оказывается для ряда случаев достаточно общей.

Средний радиус частиц, соответствующий формуле (1),

$$\bar{a} = \frac{\mu + 1}{\gamma}. \quad (3)$$

Если число частиц в 1 см³ есть N , то параметр нормировки A будет

$$A = \frac{N\gamma^{\mu+1}}{\mu!}, \quad (4)$$

а нормированное гамма-распределение есть

$$f(a) = N \frac{\gamma^{\mu+1}}{\mu!} a^\mu e^{-\gamma a}. \quad (5)$$

2. Полидисперсная индикатриса определяется соотношениями

$$\bar{I} = LA \int_0^\infty a^{\mu+6} e^{-\gamma a} f^2(q) da, \quad (6)$$

$$L = I_0 |\alpha|^2 \frac{128}{9} \frac{\pi^6}{\lambda^4} (1 + \cos^2 \beta). \quad (7)$$

Раскрывая функцию $f(q)$, имеем

$$\bar{I} = \frac{9LA}{m^6} \sum_{j=1}^3 I_j, \quad (8)$$

где

$$m = \frac{q}{a} = \frac{4\pi}{\lambda} \sin \frac{\beta}{2}, \quad u = \frac{2m}{\gamma} = \frac{2\bar{q}}{\mu+1}, \quad (9)$$

$$\left. \begin{aligned} I_1 &= \int_0^\infty a^\mu e^{-\gamma a} \sin^2 mada = \frac{1}{2} \frac{\mu!}{\gamma^{\mu+1}} \left\{ 1 - \frac{\cos [(\mu+1) \operatorname{arctg} u]}{(1+u^2)^{\frac{\mu+1}{2}}} \right\} \\ I_2 &= -m \int_0^\infty a^{\mu+1} e^{-\gamma a} \sin 2mada = -m \frac{(\mu+1)!}{\gamma^{\mu+2}} \frac{\sin [(\mu+2) \operatorname{arctg} u]}{(1+u^2)^{\frac{\mu+2}{2}}} \\ I_3 &= m^2 \int_0^\infty a^{\mu+2} e^{-\gamma a} \cos^2 mada = \frac{m^2 (\mu+2)!}{2\gamma^{\mu+3}} \left\{ 1 + \frac{\cos [(\mu+3) \operatorname{arctg} u]}{(1+u^2)^{\frac{\mu+3}{2}}} \right\} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Подставляя интегралы (10) в формулу (8) и учитывая выражение (4), получим

$$\begin{aligned} \bar{I} = \frac{9LN}{2m^6} \left\{ 1 + \frac{(\mu+1)(\mu+2)u^2}{4} - \frac{1}{(1+u^2)^{\frac{\mu+1}{2}}} \left[\cos(\mu+1) \operatorname{arctg} u + \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{u(\mu+1)}{(1+u^2)^{\frac{1}{2}}} \sin(\mu+2) \operatorname{arctg} u - \right. \right. \\ \left. \left. - \frac{u^2(\mu+1)(\mu+2)}{4(1+u^2)} \cos(\mu+3) \operatorname{arctg} u \right] \right\}. \end{aligned} \quad (11)$$

Окончательно имеем

$$\bar{I} = I_{\text{рел}(\bar{a})} \varphi_\mu(u), \quad (12)$$

$$\varphi_\mu(u) = \frac{288}{(\mu+1)^6 u^6} \left\{ 1 - S^{(\mu+1)} F + \frac{u^2}{4} (\mu+1)(\mu+2) \right\}. \quad (13)$$

Здесь

$$\left. \begin{aligned} S &= (1+u^2)^{-\frac{1}{2}}, \quad r = \operatorname{arctg} u, \\ F &= \cos(\mu+1)r + uS(\mu+1)\sin(\mu+2)r - \\ &- \frac{(\mu+1)}{4} u^2 S^2(\mu+2)\cos(\mu+3)r \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

При $\mu=2$ распределение (1) переходит в формулу Рокара и формула (13) переходит в формулу (17) в работе [1]. Для вычисления $\bar{I}$ по формуле (12) следует иметь в виду, что при малых u ($u \ll 1$)

$$\varphi_\mu(u) = \frac{\Gamma(\mu+7)}{\Gamma(\mu+1)(\mu+1)^6}, \quad (15)$$

а при больших u ($u \gg 1$)

$$\varphi_\mu(u) = \frac{72(\mu+2)}{(\mu+1)^5} \frac{1}{u^4}. \quad (16)$$

Для определения значений $\varphi_\mu(u)$ при промежуточных значениях u

нами составлены подробные таблицы этой функции. Они приведены в приложении.

3. Обратимся теперь к расчету полидисперсного коэффициента рассеяния для гамма-распределения (1)

$$\alpha_p = \int_0^{\infty} K_p(a) f(a) da. \quad (17)$$

Коэффициент рассеяния на отдельной частице $K_p(a)$ определяется по формуле

$$K_p(a) = M \left\{ \frac{z^4}{4} + 5z^2 + (4z^2 - 16)(\operatorname{ci} z - \ln z - c) - 2z \sin z + 14(\cos z - 1) \right\}, \quad (18)$$

где

$$M = \frac{\pi |a|^2 \lambda^2}{32}, \quad z = \frac{8\pi a}{\lambda}, \quad \operatorname{ci} z = - \int_z^{\infty} \frac{\cos t}{t} dt,$$

$c = 0,577 \dots$ — постоянная Эйлера.

Переходя к переменной z и вводя временное обозначение $p = \frac{\lambda \gamma}{8\pi}$, получим

$$\alpha_p = \frac{\pi |a|^2 \lambda^2 N}{32 \Gamma(\mu + 1)} p^{\mu+1} \sum_{j=1}^{j=7} I_j, \quad (19)$$

$$I_1 = \frac{1}{4} \int_0^{\infty} z^{\mu+4} e^{-pz} dz = \frac{1}{4} \frac{\Gamma(\mu+5)}{p^{\mu+5}}$$

$$I_2 = 5 \int_0^{\infty} z^{\mu+2} e^{-pz} dz = 5 \frac{\Gamma(\mu+3)}{p^{\mu+3}}$$

$$I_3 = 4 \int_0^{\infty} z^{\mu+2} e^{-pz} dz \int_0^z \frac{\cos t - 1}{t} dt =$$

$$= 4 \int_0^{\infty} dt \int_t^{\infty} \frac{\cos t - 1}{t} z^{\mu+2} e^{-pz} dz = 4\epsilon(p, \mu+2)$$

$$I_4 = -16 \int_0^{\infty} z^{\mu} e^{-pz} dz \int_0^z \frac{\cos t - 1}{t} dt =$$

$$= -16 \int_0^{\infty} dt \int_t^{\infty} \frac{\cos t - 1}{t} z^{\mu} e^{-pz} dz = -16\epsilon(p, \mu)$$

$$I_5 = -2 \int_0^{\infty} z^{\mu+1} e^{-pz} \sin z dz = -2 \frac{\Gamma(\mu+2)}{V(p^2+1)^{\mu+2}} \times$$

$$\times \sin \left[(\mu+2) \operatorname{arctg} \frac{1}{p} \right]$$

$$I_6 = 14 \int_0^{\infty} z^{\mu} e^{-pz} \cos z dz = \frac{14 \Gamma(\mu+1)}{V(p^2+1)^{\mu+1}} \cos \left[(\mu+1) \operatorname{arctg} \frac{1}{p} \right]$$

$$I_7 = -14 \int_0^{\infty} z^{\mu} e^{-pz} dz = -14 \frac{\Gamma(\mu+1)}{p^{(\mu+1)}}$$

u	$\mu = 0$	$\mu = 2$	$\mu = 4$	$\mu = 6$	$\mu = 8$	$\mu = 10$
0,58	322,0	7,757	1,537	0,4602	0,1560	0,05694
0,59	314,4	7,475	1,458	0,4295	0,1434	0,05205
0,60	306,8	7,202	1,384	0,4008	0,1320	0,04768
0,61	299,5	6,937	1,312	0,3741	0,1215	0,04378
0,62	292,3	6,680	1,245	0,3492	0,1120	0,04029
0,63	285,1	6,432	1,180	0,3260	0,1033	0,03717
0,64	278,1	6,192	1,119	0,3044	0,09543	0,03438
0,65	271,3	5,960	1,061	0,2842	0,08822	0,3187 · 10 ⁻¹
0,66	264,6	5,736	1,006	0,2655	0,08165	0,2962 · 10 ⁻¹
0,67	258,0	5,519	0,9537	0,2481	0,07566	0,2759 · 10 ⁻¹
0,68	251,5	5,310	0,9040	0,2319	0,07020	0,2576 · 10 ⁻¹
0,69	245,2	5,108	0,8570	0,2168	0,06522	0,2414 · 10 ⁻¹
0,70	239,0	4,914	0,8124	0,2029	0,06068	0,2260 · 10 ⁻¹
0,71	232,9	4,726	0,7701	0,1899	0,5653 · 10 ⁻¹	0,2124 · 10 ⁻¹
0,72	227,0	4,545	0,7301	0,1778	0,5274 · 10 ⁻¹	0,1999 · 10 ⁻¹
0,73	221,2	4,371	0,6923	0,1666	0,4928 · 10 ⁻¹	0,1885 · 10 ⁻¹
0,74	215,5	4,203	0,6564	0,1561	0,4611 · 10 ⁻¹	0,1780 · 10 ⁻¹
0,75	210,0	4,042	0,6225	0,1465	0,4320 · 10 ⁻¹	0,1684 · 10 ⁻¹
0,76	204,6	3,886	0,5904	0,1375	0,4054 · 10 ⁻¹	0,1596 · 10 ⁻¹
0,77	199,3	3,737	0,5600	0,1291	0,3810 · 10 ⁻¹	0,1514 · 10 ⁻¹
0,78	194,1	3,593	0,5313	0,1213	0,3585 · 10 ⁻¹	0,1438 · 10 ⁻¹
0,79	189,0	3,454	0,5042	0,1141	0,3378 · 10 ⁻¹	0,1367 · 10 ⁻¹
0,80	184,1	3,321	0,4785	0,1074	0,3188 · 10 ⁻¹	0,1301 · 10 ⁻¹
0,82	174,6	3,070	0,4314	0,9537 · 10 ⁻¹	0,2849 · 10 ⁻¹	0,1182 · 10 ⁻¹
0,84	165,6	2,839	0,3892	0,8494 · 10 ⁻¹	0,2559 · 10 ⁻¹	0,1077 · 10 ⁻¹
0,86	157,0	2,625	0,3516	0,7588 · 10 ⁻¹	0,2309 · 10 ⁻¹	0,9838 · 10 ⁻²
0,88	148,8	2,428	0,3180	0,6801 · 10 ⁻¹	0,2092 · 10 ⁻¹	0,9007 · 10 ⁻²
0,90	141,1	2,246	0,2879	0,6115 · 10 ⁻¹	0,1902 · 10 ⁻¹	0,8262 · 10 ⁻²
0,93	130,2	2,000	0,2487	0,5245 · 10 ⁻¹	0,1660 · 10 ⁻¹	0,7282 · 10 ⁻²
0,96	120,2	1,782	0,2156	0,4530 · 10 ⁻¹	0,1458 · 10 ⁻¹	0,6438 · 10 ⁻²
0,99	110,9	1,590	0,1875	0,3938 · 10 ⁻¹	0,1288 · 10 ⁻¹	0,5709 · 10 ⁻²
1,02	102,4	1,420	0,1637	0,3445 · 10 ⁻¹	0,1144 · 10 ⁻¹	0,5076 · 10 ⁻²
1,05	94,55	1,270	0,1434	0,3031 · 10 ⁻¹	0,1019 · 10 ⁻¹	0,4525 · 10 ⁻²
1,08	87,33	1,137	0,1261	0,2681 · 10 ⁻¹	0,9116 · 10 ⁻²	0,4045 · 10 ⁻²
1,11	80,70	1,020	0,1113	0,2384 · 10 ⁻¹	0,8179 · 10 ⁻²	0,3625 · 10 ⁻²
1,14	74,57	0,9159	0,9856 · 10 ⁻¹	0,2128 · 10 ⁻¹	0,7360 · 10 ⁻²	0,3257 · 10 ⁻²
1,17	68,99	0,8240	0,8760 · 10 ⁻¹	0,1908 · 10 ⁻¹	0,6640 · 10 ⁻²	0,2933 · 10 ⁻²
1,20	63,84	0,7424	0,7814 · 10 ⁻¹	0,1717 · 10 ⁻¹	0,6005 · 10 ⁻²	0,2648 · 10 ⁻²
1,25	56,16	0,6264	0,6508 · 10 ⁻¹	0,1451 · 10 ⁻¹	0,5105 · 10 ⁻²	0,2245 · 10 ⁻²
1,30	49,49	0,5310	0,5468 · 10 ⁻¹	0,1236 · 10 ⁻¹	0,4365 · 10 ⁻²	0,1916 · 10 ⁻²
1,35	43,69	0,4523	0,4632 · 10 ⁻¹	0,1061 · 10 ⁻¹	0,3752 · 10 ⁻²	0,1645 · 10 ⁻²
1,40	38,64	0,3871	0,3954 · 10 ⁻¹	0,9156 · 10 ⁻²	0,3242 · 10 ⁻²	0,1420 · 10 ⁻²
1,45	34,25	0,3329	0,3399 · 10 ⁻¹	0,7947 · 10 ⁻²	0,2816 · 10 ⁻²	0,1232 · 10 ⁻²
1,50	30,41	0,2876	0,2941 · 10 ⁻¹	0,6933 · 10 ⁻²	0,2456 · 10 ⁻²	0,1075 · 10 ⁻²
1,55	27,06	0,2495	0,2559 · 10 ⁻¹	0,6076 · 10 ⁻²	0,2152 · 10 ⁻²	0,9415 · 10 ⁻³
1,60	24,13	0,2175	0,2239 · 10 ⁻¹	0,5348 · 10 ⁻²	0,1894 · 10 ⁻²	0,8285 · 10 ⁻³
1,65	21,56	0,1904	0,1969 · 10 ⁻¹	0,4725 · 10 ⁻²	0,1673 · 10 ⁻²	0,7320 · 10 ⁻³
1,70	19,30	0,1673	0,1739 · 10 ⁻¹	0,4190 · 10 ⁻²	0,1483 · 10 ⁻²	0,6491 · 10 ⁻³
1,80	15,57	0,1307	0,1373 · 10 ⁻¹	0,3329 · 10 ⁻²	0,1178 · 10 ⁻²	0,5158 · 10 ⁻³
1,90	12,66	0,1036	0,1061 · 10 ⁻¹	0,2678 · 10 ⁻²	0,9474 · 10 ⁻³	0,4151 · 10 ⁻³
2,0	10,37	0,8318 · 10 ⁻¹	0,8919 · 10 ⁻²	0,2178 · 10 ⁻²	0,7707 · 10 ⁻³	0,3378 · 10 ⁻³
2,2	7,114	0,5550 · 10 ⁻¹	0,6055 · 10 ⁻²	0,1484 · 10 ⁻²	0,5253 · 10 ⁻³	0,2304 · 10 ⁻³
2,4	5,016	0,3850 · 10 ⁻¹	0,4258 · 10 ⁻²	0,1046 · 10 ⁻²	0,3704 · 10 ⁻³	0,1626 · 10 ⁻³
2,6	3,624	0,2758 · 10 ⁻¹	0,3082 · 10 ⁻²	0,7533 · 10 ⁻³	0,2686 · 10 ⁻³	0,1179 · 10 ⁻³
2,8	2,676	0,2030 · 10 ⁻¹	0,2286 · 10 ⁻²	0,5627 · 10 ⁻³	0,1995 · 10 ⁻³	0,8762 · 10 ⁻⁴
3,0	2,016	0,1528 · 10 ⁻¹	0,1731 · 10 ⁻²	0,4265 · 10 ⁻³	0,1513 · 10 ⁻³	0,6645 · 10 ⁻⁴
3,2	1,5454	0,1173 · 10 ⁻¹	0,1335 · 10 ⁻²	0,3291 · 10 ⁻³	0,1168 · 10 ⁻³	0,5131 · 10 ⁻⁴
3,4	1,204	0,9160 · 10 ⁻²	0,1046 · 10 ⁻²	0,2580 · 10 ⁻³	0,9160 · 10 ⁻⁴	0,4025 · 10 ⁻⁴
3,6	0,9506	0,7259 · 10 ⁻²	0,8314 · 10 ⁻³	0,2052 · 10 ⁻³	0,7284 · 10 ⁻⁴	0,3202 · 10 ⁻⁴
3,8	0,7605	0,5828 · 10 ⁻²	0,6690 · 10 ⁻³	0,1652 · 10 ⁻³	0,5866 · 10 ⁻⁴	0,2578 · 10 ⁻⁴
4,0	0,6155	0,4734 · 10 ⁻²	0,5448 · 10 ⁻³	0,1345 · 10 ⁻³	0,4776 · 10 ⁻⁴	0,2100 · 10 ⁻⁴

μ	$\mu = 0$	$\mu = 2$	$\mu = 4$	$\mu = 6$	$\mu = 8$	$\mu = 10$
4,2	0,5034	$0,3886 \cdot 10^{-2}$	$0,4476 \cdot 10^{-3}$	$0,1106 \cdot 10^{-3}$	$0,3928 \cdot 10^{-4}$	$0,1728 \cdot 10^{-4}$
4,4	0,4156	$0,3220 \cdot 10^{-2}$	$0,3713 \cdot 10^{-3}$	$0,9177 \cdot 10^{-4}$	$0,3261 \cdot 10^{-4}$	$0,1434 \cdot 10^{-4}$
4,6	0,3462	$0,2691 \cdot 10^{-2}$	$0,3107 \cdot 10^{-3}$	$0,7680 \cdot 10^{-4}$	$0,2729 \cdot 10^{-4}$	$0,1200 \cdot 10^{-4}$
4,8	0,2906	$0,2266 \cdot 10^{-2}$	$0,2619 \cdot 10^{-3}$	$0,6476 \cdot 10^{-4}$	$0,2301 \cdot 10^{-4}$	$0,1012 \cdot 10^{-4}$
5,1	0,2266	$0,1775 \cdot 10^{-2}$	$0,2054 \cdot 10^{-3}$	$0,5080 \cdot 10^{-4}$	$0,1805 \cdot 10^{-4}$	$0,7939 \cdot 10^{-5}$
5,4	0,1793	$0,1410 \cdot 10^{-2}$	$0,1633 \cdot 10^{-3}$	$0,4040 \cdot 10^{-4}$	$0,1436 \cdot 10^{-4}$	$0,6316 \cdot 10^{-5}$
5,7	0,1437	$0,1135 \cdot 10^{-2}$	$0,1315 \cdot 10^{-3}$	$0,3254 \cdot 10^{-4}$	$0,1157 \cdot 10^{-4}$	$0,5087 \cdot 10^{-5}$
6,0	0,1166	$0,9231 \cdot 10^{-3}$	$0,1071 \cdot 10^{-3}$	$0,2650 \cdot 10^{-4}$	$0,9420 \cdot 10^{-5}$	$0,4143 \cdot 10^{-5}$
6,3	0,09552	$0,7588 \cdot 10^{-3}$	$0,8805 \cdot 10^{-4}$	$0,2179 \cdot 10^{-4}$	$0,7749 \cdot 10^{-5}$	$0,3408 \cdot 10^{-5}$
6,6	0,07903	$0,6295 \cdot 10^{-3}$	$0,7308 \cdot 10^{-4}$	$0,1809 \cdot 10^{-4}$	$0,6433 \cdot 10^{-5}$	$0,2829 \cdot 10^{-5}$
6,9	0,06596	$0,5266 \cdot 10^{-3}$	$0,6116 \cdot 10^{-4}$	$0,1514 \cdot 10^{-4}$	$0,5384 \cdot 10^{-5}$	$0,2368 \cdot 10^{-5}$
7,2	0,05548	$0,4439 \cdot 10^{-3}$	$0,5157 \cdot 10^{-4}$	$0,1277 \cdot 10^{-4}$	$0,4541 \cdot 10^{-5}$	$0,1997 \cdot 10^{-5}$
7,5	0,04700	$0,3768 \cdot 10^{-3}$	$0,4379 \cdot 10^{-4}$	$0,1084 \cdot 10^{-4}$	$0,3857 \cdot 10^{-5}$	$0,1696 \cdot 10^{-5}$
7,8	0,04009	$0,3220 \cdot 10^{-3}$	$0,3743 \cdot 10^{-4}$	$0,9270 \cdot 10^{-5}$	$0,3296 \cdot 10^{-5}$	$0,1450 \cdot 10^{-5}$
8,1	0,03440	$0,2767 \cdot 10^{-3}$	$0,3218 \cdot 10^{-4}$	$0,7970 \cdot 10^{-5}$	$0,2834 \cdot 10^{-5}$	$0,1247 \cdot 10^{-5}$
8,4	0,02969	$0,2392 \cdot 10^{-3}$	$0,2782 \cdot 10^{-4}$	$0,6891 \cdot 10^{-5}$	$0,2451 \cdot 10^{-5}$	$0,1078 \cdot 10^{-5}$
8,7	0,02576	$0,2078 \cdot 10^{-3}$	$0,2417 \cdot 10^{-4}$	$0,5988 \cdot 10^{-5}$	$0,2130 \cdot 10^{-5}$	$0,9368 \cdot 10^{-6}$
9,0	0,02246	$0,1814 \cdot 10^{-3}$	$0,2110 \cdot 10^{-4}$	$0,5228 \cdot 10^{-5}$	$0,1859 \cdot 10^{-5}$	$0,8180 \cdot 10^{-6}$
9,3	0,01967	$0,1590 \cdot 10^{-3}$	$0,1851 \cdot 10^{-4}$	$0,4585 \cdot 10^{-5}$	$0,1631 \cdot 10^{-5}$	$0,7174 \cdot 10^{-6}$
9,6	0,01730	$0,1400 \cdot 10^{-3}$	$0,1630 \cdot 10^{-4}$	$0,4038 \cdot 10^{-5}$	$0,1436 \cdot 10^{-5}$	$0,6318 \cdot 10^{-6}$
10,0	0,01468	$0,1189 \cdot 10^{-3}$	$0,1384 \cdot 10^{-4}$	$0,3430 \cdot 10^{-5}$	$0,1220 \cdot 10^{-5}$	$0,5366 \cdot 10^{-6}$

О РАСЧЕТЕ МИКРОСТРУКТУРЫ

§ 1. Микроструктура и ее четырехпараметрическое представление

Рассматриваются методы определения параметров в четырехпараметрической формуле микроструктуры, а также связь параметров с формой кривой микроструктуры.

Для описания кривой распределения частиц по размерам, или, как мы будем короче называть, микроструктуры, нами в 1951 г. было предложено использовать четырехпараметрическое семейство кривых следующего вида (обобщенное гамма-распределение) [1]:

$$\frac{dn}{dr} = f(r) = Ar^{\mu} e^{-\beta r^{\gamma}} \quad (1)$$

Использование четырех параметров придает семейству (1) большую общность и позволяет описать с необходимой точностью практически любую одновершинную кривую распределения, а если рассматривать суммы выражений типа (1), то и многовершинную кривую. Наряду с большой гибкостью формула (1) обладает и вторым очень важным свойством — простотой. С помощью ее весьма несложно могут быть вычислены по формуле

$$\int_0^{\infty} Ar^{\nu} e^{-\beta r^{\gamma}} dr = A \frac{\Gamma\left(\frac{\nu+1}{\gamma}\right)}{\beta^{\frac{\nu+1}{\gamma}} \gamma} \quad (2)$$

любые моменты распределения, а также целый ряд других характеристик аэрозоля.

При подборе параметров A , μ , β и γ с целью отображения с максимальной точностью экспериментальных данных результат, как мы уже отмечали раньше [1], будет существенно зависеть от того, какую именно характеристику мы хотели бы отразить точнее: просто ли распределение частиц по размерам, распределение оптических характеристик, водности или какой-либо другой величины.

Параметр A является параметром нормировки. Если нормировать распределение (1) к N (N — число частиц в 1 см^3), то

$$A = N \frac{\beta^{\frac{\mu+1}{\gamma}} \gamma}{\Gamma\left(\frac{\mu+1}{\gamma}\right)}, \quad (3)$$

$$f(r) = N \frac{\beta^{\frac{\mu+1}{\gamma}} \gamma}{\Gamma\left(\frac{\mu+1}{\gamma}\right)} r^{\mu} e^{-\beta r^{\gamma}}. \quad (4)$$

Если под $f(r)$ понимать плотность вероятности, то в формулах (3) и (4) надо считать N равным единице. Изменение параметра A эквивалентно изменению масштаба оси [если мы строим кривую в прямоугольных осях (r, f)]. Параметрами формы являются величины μ , β и γ .

Важно установить, не существует ли в тех или иных образованиях (облаках, осадках и т. д.) определенных соотношений между параметрами формы μ , β и γ . Разумеется, эти соотношения могут иметь место только с большей или меньшей вероятностью. Но если бы для ряда систем дело обстояло именно так, то для определения микроструктуры в этих случаях нам нужно было бы находить два, один или ноль параметров формы. Решить этот вопрос может только непосредственный анализ экспериментальных данных по фактическим кривым распределения.

По отношению к дождям малой и средней интенсивности такое исследование было выполнено в 1952 г. в нашей работе с Е. А. Поляковой [2]. Оказалось, что в ряде случаев $\gamma=1$, $\mu=2$, т. е. кривую распределения можно брать в виде

$$f(r) = Ar^2 e^{-\beta r}. \quad (5)$$

Анализ кривых распределения в дождях средней и большой интенсивности привел Маршалла и Пальмера [3] к заключению, что

$$f(r) = Ae^{-\beta r}, \quad (6)$$

т. е. это опять кривые типа (1) с $\gamma=1$, $\mu=0$.

В 1952 г. вместе с Н. П. Богдановой [4] мы рассмотрели данные Хагемана по приземным туманам. При этом оказалось, что $\gamma=\frac{1}{2}$, $\mu=8$, т. е.

$$f(r) = Ar^8 e^{-\beta \sqrt{r}}. \quad (7)$$

В работе А. Х. Хргиана и И. П. Мазина [5], появившейся в 1952 г., было предложено использовать распределение (5) для облаков, а еще ранее Н. С. Шишкин употреблял для этой же цели распределение Шумана [6]

$$f(r) = Ar^2 e^{-\beta r^3}, \quad (8)$$

которое представляет собой частный случай (1) с $\gamma=3$ и $\mu=2$.

В 1954 г. Л. М. Левин предложил использовать для аналитического представления кривых распределения облачных и дождевых капель логарифмически нормальный закон [7]. Однако недавно [8] он пришел к заключению, что этот закон сложен и неудобен в расчетах и что практически он в весьма широком интервале совпадает с гамма-распределениями, т. е. с кривыми вида

$$f(r) = Ar^\mu e^{-\beta r}. \quad (9)$$

Таким образом, он вернулся к распределению типа (1) с $\gamma=1$. Заметим, что не только для осадков, туманов, облаков, но и для атмосферного аэрозоля формула (1) является подходящей. В 1930 г. И. Рокар предложил для аэрозоля распределение (1) с $\gamma=1$, $\mu=2$, в 1952 г. Х. Юнге нашел, что в приземном слое

$$f(r) = \frac{A}{r^4}, \quad (10)$$

т. е. $\beta=0$, $\mu=-4$.

Итак, мы видим, что распределение (1) может быть применимо к описанию микроструктуры в самых различных задачах.

§ 2. Определение параметров распределения

Метод совмещения. Предложенный нами в работе [1] метод определения параметров распределения по совмещению теоретической и экспериментальной кривых в некоторых характерных точках является

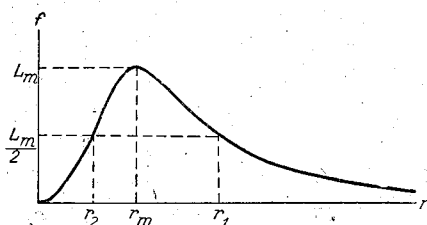


Рис. 1. Характерные точки.

весьма простым. Эти точки изображены на рис. 1. Если мы перейдем к безразмерным обозначениям $\varepsilon = r/r_m$, то для параметра γ имеем соотношения (5), (14) из работы [1]

$$f(\varepsilon_1, \gamma) = f(\varepsilon_2, \gamma), \quad (11)$$

где

$$f(\varepsilon, \gamma) = \varepsilon e^{\frac{1}{\gamma}(1-\varepsilon\gamma)}. \quad (12)$$

Мы заготовили таблицу решений трансцендентного уравнения (11) для широкого круга значений ε_1 и ε_2 .

Введем обозначения

$$\ln \varepsilon_1 = r, \quad \ln \frac{1}{\varepsilon_2} = s. \quad (13)$$

Из уравнений (11) и (12) имеем

$$e^{r\gamma} - r\gamma = e^{-s\gamma} + s\gamma.$$

Обозначим далее

$$r\gamma = m, \quad s\gamma = n.$$

Теперь имеем

$$e^m - m = e^{-n} + n.$$

Если мы решим это уравнение относительно n , то найдем

$$n = \varphi(m)$$

или

$$\frac{n}{m} = \frac{\varphi(m)}{m} = \psi(m).$$

Оборачивая функцию $\psi(x)$, имеем

$$m = \psi^{-1}\left(\frac{n}{m}\right)$$

или

$$\gamma = \frac{1}{r} \psi^{-1}\left(\frac{s}{r}\right). \quad (14)$$

Для применения формулы (14) нужно иметь таблицу функции $\psi^{-1}(x)$. Эта таблица нами вычислена. Она приводится ниже (табл. 1).

Заметим, что при x , близких к единице, $\psi^{-1}(x) = 3(x-1)$, при $x \rightarrow 0$ $\psi^{-1}(x) \rightarrow -\infty$, при $x \rightarrow \infty$ $\psi^{-1}(x) \rightarrow \ln x$. Впрочем, более точно можно отметить, что при больших x функция $\psi^{-1}(x)$ есть бесконечное выражение вида

$$\psi^{-1}(x) = \ln x \ln x \ln x \ln x \dots \quad (15)$$

Если остановиться на формуле

$$\psi^{-1}(x) = \ln x \ln x \ln x, \quad (15')$$

то при $x = 50$ она дает ошибку 1,8%.

Из вышеуказанного следует, что график функции $\psi^{-1}(x)$ близок к графику $\ln x$. При $x < 1$ $\psi^{-1}(x)$ вычисляется по формуле

$$\psi^{-1}(x) = -\frac{1}{x} \psi^{-1}\left(\frac{1}{x}\right).$$

Определив по формуле (14) параметр γ , мы далее по формуле (5, 15) из работы [1] можем найти μ

$$\mu = -\frac{\ln 2}{\ln f(\varepsilon_1, \gamma)}. \quad (16)$$

Таблица 1

x	ψ^{-1}	x	ψ^{-1}	x	ψ^{-1}	x	ψ^{-1}	x	ψ^{-1}
0,00	$-\infty$	0,70	-1,30	1,40	0,87	2,25	1,74	5,00	2,84
0,02	-284	0,72	-1,18	1,42	0,90	2,30	1,77	5,10	2,87
0,04	-121,0	0,74	-1,05	1,44	0,93	2,35	1,80	5,20	2,89
0,06	-72,6	0,76	-0,96	1,46	0,96	2,40	1,83	5,30	2,91
0,08	-49,9	0,78	-0,83	1,48	0,99	2,45	1,86	5,40	2,93
0,10	-37,2	0,80	-0,74	1,50	1,02	2,50	1,89	5,50	2,95
0,12	-29,0	0,82	-0,67	1,52	1,05	2,55	1,92	5,60	2,97
0,14	-23,6	0,84	-0,55	1,54	1,07	2,60	1,95	5,70	3,00
0,16	-19,4	0,86	-0,48	1,56	1,09	2,65	1,98	5,80	3,02
0,18	-16,5	0,88	-0,42	1,58	1,11	2,70	2,01	5,90	3,04
0,20	-14,2	0,90	-0,33	1,60	1,13	2,75	2,04	6,00	3,06
0,22	-12,3	0,92	-0,27	1,62	1,16	2,80	2,06	6,50	3,17
0,24	-10,8	0,94	-0,19	1,64	1,19	2,85	2,08	7,00	3,27
0,26	-9,62	0,96	-0,12	1,66	1,21	2,90	2,10	7,50	3,36
0,28	-8,53	0,98	-0,06	1,68	1,23	2,95	2,12	8,00	3,44
0,30	-7,63	1,00	0,000	1,70	1,25	3,00	2,14	8,50	3,52
0,32	-6,93	1,02	0,061	1,72	1,27	3,10	2,19	9,00	3,59
0,34	-6,23	1,04	0,12	1,74	1,29	3,20	2,24	9,50	3,66
0,36	-5,70	1,06	0,18	1,76	1,31	3,30	2,28	10,0	3,72
0,38	-5,16	1,08	0,23	1,78	1,33	3,40	2,32	11,0	3,84
0,40	-4,73	1,10	0,28	1,80	1,35	3,50	2,36	12,0	3,94
0,42	-4,33	1,12	0,33	1,82	1,37	3,60	2,40	13,0	4,04
0,44	-3,97	1,14	0,37	1,84	1,39	3,70	2,44	14,0	4,13
0,46	-3,65	1,16	0,41	1,86	1,41	3,80	2,48	15,0	4,21
0,48	-3,31	1,18	0,45	1,88	1,43	3,90	2,52	16,0	4,29
0,50	-3,08	1,20	0,49	1,90	1,45	4,00	2,55	17,0	4,37
0,52	-2,82	1,22	0,55	1,92	1,47	4,10	2,58	18,0	4,44
0,54	-2,57	1,24	0,57	1,94	1,49	4,20	2,61	19,0	4,51
0,56	-2,40	1,26	0,61	1,96	1,51	4,30	2,64	20,0	4,57
0,58	-2,18	1,28	0,65	1,98	1,53	4,40	2,67	25,0	4,84
0,60	-2,04	1,30	0,69	2,00	1,54	4,50	2,70	30,0	5,06
0,62	-1,84	1,32	0,73	2,05	1,58	4,60	2,73	35,0	5,25
0,64	-1,70	1,34	0,77	2,10	1,62	4,70	2,76	40,0	5,41
0,66	-1,49	1,36	0,81	2,15	1,66	4,80	2,78	45,0	5,55
0,68	-1,43	1,38	0,84	2,20	1,70	4,90	2,81	50,0	5,67

Используя таблицу для функции $f(\varepsilon, \gamma)$ из работы [1], мы составили таблицу значений μ по формуле (16) (табл. 2).

Параметры формы γ и μ могут быть теперь непосредственно определены по табл. 1 и 2 по известным ε_1 и ε_2 .

Оптимальный метод. Определение параметров распределения способом совмещения является весьма простым. Однако этот метод не является оптимальным с точки зрения минимума квадратичного отклонения теоретической кривой $f(r)$ от экспериментальной $F(r)$. Речь идет о том, чтобы определять параметры распределения из требования минимума интеграла I

$$I = \int_0^{\infty} [F(r) - f(r)]^2 dr, \quad (17)$$

где кривые $f(r)$ принадлежат семейству (1).

Таблица 2

γ	ε													
	0,3	0,5	0,6	0,8	1,0	1,3	1,5	1,6	1,8	2,0	2,2	2,5	3,0	4,0
0,0	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
0,2	5,17	15,0	26,9	136,8	∞	91,2	41,8	27,9	18,6	13,9	10,4	7,80	5,34	3,29
0,4	2,80	7,90	14,1	75,2	∞	44,3	20,1	14,4	9,32	6,61	4,96	3,64	2,47	1,49
0,5	2,31	6,51	11,6	56,8	∞	39,1	15,8	11,6	7,20	5,14	3,90	2,82	1,90	1,49
0,6	2,01	5,55	9,93	48,5	∞	29,2	12,7	9,35	5,86	4,13	3,13	2,25	1,51	0,889
0,8	1,61	4,30	7,54	36,3	∞	23,5	9,41	6,87	4,28	2,98	2,23	1,59	1,05	0,601
1,0	1,38	3,59	6,26	29,8	∞	18,4	7,32	5,33	3,26	2,26	1,68	1,19	0,769	0,429
1,5	1,08	2,67	4,57	21,7	∞	11,4	4,46	3,21	1,92	1,30	0,953	0,652	0,405	0,209
2,0	0,926	2,18	3,87	16,1	∞	8,38	3,15	2,24	1,30	0,859	0,612	0,406	0,239	0,112
2,5	0,841	1,90	3,11	13,3	∞	6,38	2,34	1,63	0,924	0,593	0,412	0,268	0,146	0
3,0	0,785	1,71	2,75	11,2	∞	5,22	1,83	1,26	0,688	0,428	0,289	0,177	0,133	0
3,5	0,755	1,62	2,58	10,5	∞	3,99	1,38	0,934	0,498	0,302	0,198	0,116	0	0
4,0	0,725	1,51	2,36	9,23	∞	3,44	1,14	0,755	0,388	0,227	0,144	0,084	0	0
∞	0,576	0,999	1,36	3,11	∞	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Дифференцируя по параметрам распределения x_i , найдем

$$2 \int_0^{\infty} F \frac{\partial f}{\partial x_i} dr = \frac{\partial}{\partial x_i} \int_0^{\infty} f^2 dr.$$

Если учесть нормировку (4), то получим

$$\left. \begin{aligned} \frac{2}{N} \int_0^{\infty} W \frac{\partial f}{\partial x_i} dr &= \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{\gamma \beta^{\frac{1}{\gamma}} \Gamma\left(\frac{2\mu+1}{\gamma}\right)}{\Gamma^2\left(\frac{\mu+1}{\gamma}\right) 2^{\frac{2\mu+1}{\gamma}}} \\ W &= \frac{1}{N} F(r) \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

Здесь W — кривая распределения вероятности по экспериментальным данным. Правая часть формулы (18) есть известная аналитическая функция от β , μ , γ . Равенства (18) образуют систему трех трансцендентных уравнений для определения тех значений параметров β_0 , μ_0 , γ_0 , которые дают минимум интегралу (17).

Для иллюстрации этих соотношений обратимся к простейшему случаю нормированного распределения с $\gamma = 1$, $\mu = 2$

$$f(r) = \frac{N\beta^3}{2} r^2 e^{-\beta r}. \quad (19)$$

После несложных преобразований приходим к трансцендентному уравнению

$$\beta = \frac{32}{3N} \beta \int_0^{\infty} f(r) \left(\frac{3}{\beta} - r \right) W(r) dr, \quad (20)$$

которое удобно решать методом итерации. Нулевое значение может быть определено методом, указанным в работе [1], — совмещение максимумов. Если процесс итерации окажется медленно сходящимся, можно, разумеется, применить любой другой прием [9].

Для двухпараметрического распределения с $\gamma = 1$

$$f(r) = \frac{N\beta^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} r^{\mu} e^{-\beta r} \quad (21)$$

без труда найдем

$$\left. \begin{aligned} \mu &= \frac{8\mu^2 B\left(\mu, \frac{1}{2}\right)}{N} \int_0^{\infty} f(r) W(r) \left\{ \frac{\mu+1}{\beta} - r \right\} dr \\ \beta &= \frac{8}{N \frac{\partial}{\partial \mu} \left[\frac{1}{\mu B\left(\mu, \frac{1}{2}\right)} \right]} \int_0^{\infty} f(r) W(r) \left\{ \ln \beta r - \frac{d}{d\mu} \ln \Gamma(\mu+1) \right\} dr \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

Нулевое значение корней здесь также может быть определено обычным методом совмещения [1]; уточнение сделано с помощью итерации.

§ 3. Связь параметров формулы с формой кривой микроструктуры

Кривая распределения (1) имеет максимум при

$$r_m = \left(\frac{\mu}{\beta \gamma} \right)^{\frac{1}{\gamma}}, \quad (23)$$

причем значение $\bar{f}(r)$ в максимуме (L_m) будет

$$L_m = A r_m^\mu e^{-\frac{\mu}{\gamma}} \quad (24)$$

(см. формулы (5, 8) — (5, 13) из работы [1]).

Наряду с положением и величиной максимума важной характеристикой формы кривой распределения является ее ширина Δr . Мы определим ее так:

$$\Delta r = r_1 - r_2. \quad (25)$$

Здесь r_1 и r_2 — значения абсцисс, где f равно $\frac{1}{2} L_m$ (рис. 1). Если введем безразмерный радиус $\varepsilon = r/r_m$, то ε_1 и ε_2 определяются как корни трансцендентного уравнения (5, 13) из работы [1] (соответственно больший и меньший корень)

$$\frac{1}{2} = \varepsilon_{1,2}^\mu e^{\frac{\mu}{\gamma}(1-\varepsilon_{1,2})} \quad (26)$$

и ширина Δr будет составлять

$$\Delta r = r_m (\varepsilon_1 - \varepsilon_2) = r_m \Delta \varepsilon. \quad (27)$$

Непосредственно видно, что корни уравнения (26) зависят только от μ и γ . Если закрепим μ и γ , т. е. ограничимся двухпараметрическим распределением типа (5), то получим совершенно определенное значение для $\Delta \varepsilon$. Это значит, что у двухпараметрического распределения существует единственный параметр формы r_m и что ширина его Δr однозначно связана с r_m . При заданном r_m двухпараметрическое распределение может быть только определенной ширины Δr . Полагая, например, $\gamma = 1$, $\mu = 2$, найдем, что уравнение

$$\frac{1}{2} = \varepsilon_{1,2}^2 e^{2(1-\varepsilon_{1,2})} \quad (28)$$

имеет корни

$$\varepsilon_1 = 2,08, \quad \varepsilon_2 = 0,38, \quad \Delta \varepsilon = 1,70, \quad \Delta r = 1,70 r_m. \quad (29)$$

Это означает, что если r_m будет возрастать, то и распределение $f(r)$ будет расширяться.

Если мы хотим иметь возможность произвольно варьировать Δr при закреплённом r_m , мы должны рассмотреть как минимум трехпараметрическое распределение.

Обратимся к этому случаю. Положим в уравнении (26) $\gamma = 1$. Имеем

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{2} &= \varepsilon_{1,2}^\mu e^{\mu(1-\varepsilon_{1,2})} \\ \frac{1}{e} \left(\frac{1}{2} \right)^{\frac{1}{\mu}} &= \varepsilon_{1,2} e^{-\varepsilon_{1,2}} \end{aligned} \right\} \quad (30)$$

Таким образом, нам нужно вычислить два корня трансцендентного уравнения

$$xe^{-x} = c = e^{-\left(1 + \frac{1}{\mu} \ln 2\right)}. \quad (31)$$

В табл. 3 приводим значения ε_1 , ε_2 и $\Delta \varepsilon$ для разных μ . Данные табл. 3 удобно представить в виде аналитической формулы. Если воспользоваться методом выравнивания, то оказывается, что в логарифмическом масштабе имеется линейная связь между $\Delta \varepsilon$ и μ :

$$\left. \begin{aligned} \ln \Delta \varepsilon &= a' - n \ln \mu \\ \Delta \varepsilon &= \frac{a}{\mu^n} \end{aligned} \right\} \quad (32)$$

Сопоставляя данные, полученные по формуле (32), с данными табл. 3, находим, что

$$a \simeq 2,48, \quad n \simeq 0,50. \quad (33)$$

Таким образом, получаем

$$\Delta \varepsilon = \frac{2,48}{\sqrt{\mu}}. \quad (34)$$

Сопоставление точных значений $\Delta \varepsilon$ (из табл. 3) и приближенно определенных по формуле (34) показывает, что формула (34) дает во всем интервале ошибку не более 2%.

При заданном r_m с ростом μ кривая сужается и переходит при $\mu \rightarrow \infty$ в предельно узкую кривую — монодисперсное распределение. Приблизительно ширина распределения выражается формулой

$$\Delta r = r_m \frac{2,48}{\sqrt{\mu}}, \quad (35)$$

а

$$r_m = \frac{\mu}{\beta}. \quad (36)$$

Из формул (35) и (36) имеем

$$\mu = \left(\frac{2,48 r_m}{\Delta r} \right)^2, \quad \beta = \left(\frac{2,48}{\Delta r} \right)^2 r_m. \quad (37)$$

С помощью этих соотношений мы можем в формуле для распределения вообще исключить μ и β и ввести имеющие явный геометрический смысл параметры r_m и Δr .

Заметим, что для рассматриваемого здесь случая, когда $y=1$, легко установить связь между шириной распределения $\Delta \varepsilon$ и значением в максимуме L_m^* . Удобно использовать нормированное к единице распределение, выраженное через безразмерную переменную ε . Учитывая, что

$$f(\varepsilon) d(\varepsilon) = f(r) dr,$$

имеем

$$f(\varepsilon) = \frac{\mu^\mu + 1}{\Gamma(\mu + 1)} \varepsilon^\mu e^{-\mu \varepsilon}. \quad (38)$$

Максимум будет при $\varepsilon = 1$:

$$f(1) = L_m^* = \frac{\mu^\mu + 1}{\Gamma(\mu + 1)} e^{-\mu}. \quad (39)$$

Таблица 3

μ	ε_1	ε_2	$\Delta\varepsilon$	μ	ε_1	ε_2	$\Delta\varepsilon$	μ	ε_1	ε_2	$\Delta\varepsilon$
0	∞	0,00	∞	2,2	2,01	0,39	1,62	4,8	1,63	0,55	1,08
0,1	>10	0,00	>10	2,3	1,99	0,40	1,59	5,0	1,62	0,56	1,06
0,2	6,30	0,01	6,29	2,4	1,96	0,41	1,55	5,2	1,61	0,57	1,04
0,3	4,85	0,04	4,84	2,5	1,94	0,42	1,52	5,4	1,59	0,57	1,02
0,4	4,15	0,07	4,08	2,6	1,91	0,43	1,48	5,6	1,58	0,58	1,00
0,5	3,70	0,10	3,60	2,7	1,89	0,44	1,45	5,8	1,57	0,59	0,98
0,6	3,40	0,13	3,27	2,8	1,87	0,45	1,42	6,0	1,56	0,60	0,96
0,7	3,18	0,16	3,02	2,9	1,85	0,46	1,39	6,2	1,55	0,60	0,95
0,8	2,99	0,19	2,80	3,0	1,84	0,47	1,37	6,4	1,54	0,61	0,93
0,9	2,84	0,21	2,63	3,1	1,82	0,47	1,35	6,6	1,53	0,61	0,92
1,0	2,71	0,23	2,48	3,2	1,80	0,47	1,33	6,8	1,52	0,62	0,90
1,1	2,59	0,25	2,34	3,3	1,79	0,48	1,31	7,0	1,51	0,62	0,89
1,2	2,49	0,27	2,22	3,4	1,77	0,48	1,29	7,2	1,50	0,62	0,88
1,3	2,41	0,29	2,12	3,5	1,76	0,49	1,27	7,4	1,50	0,63	0,87
1,4	2,34	0,31	2,03	3,6	1,75	0,50	1,25	7,6	1,49	0,63	0,86
1,5	2,28	0,36	1,95	3,7	1,73	0,50	1,23	7,8	1,48	0,63	0,85
1,6	2,22	0,34	1,88	3,8	1,72	0,51	1,21	8,0	1,47	0,63	0,84
1,7	2,18	0,35	1,83	3,9	1,71	0,52	1,19	8,2	1,47	0,64	0,83
1,8	2,15	0,36	1,79	4,0	1,71	0,53	1,18	8,4	1,46	0,64	0,82
1,9	2,11	0,37	1,74	4,2	1,69	0,53	1,16	8,6	1,45	0,64	0,81
2,0	2,07	0,37	1,70	4,4	1,67	0,54	1,13	8,8	1,45	0,65	0,80
2,1	2,04	0,38	1,66	4,6	1,65	0,55	1,10	9,0	1,44	0,65	0,79
								∞	1,0	1,0	0,00

Заменяя гамма-функцию ее значением по формуле Стирлинга, найдем

$$L_m^* = \sqrt{\frac{\mu}{2\pi}} \approx \frac{1}{\Delta\epsilon}. \quad (40)$$

В табл. 4 приводим значения L_m^* при четырех величинах μ по формулам (39) и (40).

Таблица 4

Формула	μ			
	2	4	6	8
(39)	0,542	0,782	0,966	1,12
(40)	0,563	0,796	0,975	1,13

Таким образом, простая формула (40) дает при $\mu \geq 2$ ошибку, меньшую 2%.

Кроме того, приведем кривые распределения (38) для $\mu = 2, 4, 6, 8$ (табл. 5, рис. 2).

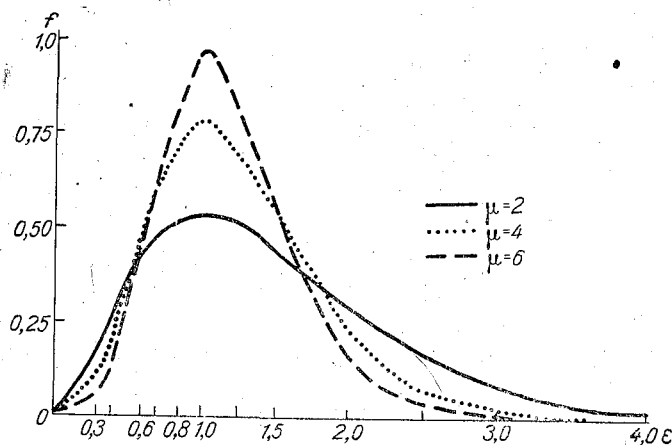


Рис. 2. Нормированные гамма-распределения.

Таблица 5

ϵ	$\mu = 2$	$\mu = 4$	$\mu = 6$	$\mu = 8$
0	0	0	0	0
0,3	0,198	0,104	0,0466	0,0198
0,4	0,287	0,220	0,144	0,0884
0,6	0,434	0,501	0,494	0,460
0,7	0,484	0,624	0,684	0,714
0,8	0,517	0,712	0,839	0,931
1,0	0,542	0,782	0,966	1,12
1,25	0,514	0,696	0,808	0,885
1,5	0,448	0,535	0,544	0,522
2,0	0,293	0,229	0,152	0,0955
2,5	0,168	0,0756	0,0290	0,0104
3,0	0,0893	0,0212	0,00431	0,00825
4,0	0,0215	0,00123	$0,603 \cdot 10^{-4}$	$0,277 \cdot 10^{-5}$

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С. О вычислении радиационных свойств облаков. Труды ГГО, вып. 46 (108). 1955.
2. Полякова Е. А., Шифрин К. С. Микроструктура и прозрачность дождей. Труды ГГО, вып. 42 (104). 1953.
3. Marshall T. S., Palmer W. The distribution of raindrops with size. J. of Meteor. 5, No 4. 165. 1948.
4. Шифрин К. С., Богданова Н. П. К теории влияния тумана на радиационный баланс. Труды ГГО, вып. 46 (108). 1955.
5. Хргиан А. Х., Мазин И. П. О распределении капель по размерам в облаках. Труды ЦАО, вып. 7. 1952.
6. Schumann T. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 66, 195. 1940.
7. Левин Л. М. О функции распределения облачных и дождевых капель по размерам. ДАН СССР, 94, № 6. 1954.
8. Левин Л. М. О функции распределения облачных капель по размерам. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10. 1958.
9. Скарборо Д. Численные методы математического анализа. ГТТИ. М. — Л. 1934.

РАСЧЕТЫ РАДИАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАКОВ

Приводятся результаты расчетов радиационных характеристик облаков по точным формулам и приближенным методам. Изучается связь между радиационными и микрофизическими характеристиками.

§ 1. Введение

В 1952 г. нами была построена теория радиационных свойств монодисперсного облака с радиусом частиц $a = 6,265 \mu$. Эти расчеты опубликованы в работе [1]. Для обобщения на реальное полидисперсное облако нужно знать радиационные характеристики капель во всем существенном диапазоне размеров. С этой целью в 1953 г. нами по точным формулам были выполнены расчеты радиационных характеристик капли с радиусом вдвое большим, чем ранее, т. е. $a = 12,530 \mu$, а также, пользуясь правилом подобия ([2], стр. 218—220) и приближенной формулой для коэффициента поглощения, указанной в работе [3], произведены оценки радиационных характеристик капель в широком диапазоне размеров.

На основании этих данных была рассмотрена зависимость радиационных свойств облаков от влажности и температуры. Все эти материалы, приведенные в работе [4], публикуются в настоящей статье.

§ 2. Расчет по точным формулам

Строгий расчет радиационных характеристик капель, т. е. вычисление коэффициентов ослабления, рассеяния, поглощения, индикатрисы рассеяния и состояния поляризации рассеянной радиации может быть выполнен по формулам, указанным в работах [1], [2], [3]. Расчет выполняется для капли определенного радиуса a и для монохроматического потока радиации с длиной волны λ . Исходными параметрами являются величины $\rho = 2\pi a/\lambda$ и $m = n - ik$ (n — показатель преломления, k — показатель поглощения).

При обычных температурах тепловое излучение сосредоточено в области $\lambda = 3 - 100 \mu$. В столь большой спектральной области оптические константы воды даже приблизительно не могут рассматриваться как постоянные. Поэтому при точном расчете мы должны принять во внимание как ход ρ с λ , так и изменение m с λ .

Вычисления по общим формулам являются весьма сложными и длительными. Ряды, представляющие общее решение задачи, сходятся медленно; все вычисления надо проводить в комплексной плоскости. Определяемые величины представляются в виде разности больших величин, так что для обеспечения необходимой точности окончательного резуль-

тата промежуточные вычисления должны проводиться со значительной точностью. Далее, отсутствие таблиц для бесселевых функций и их производных для комплексных значений аргумента делает необходимым вычисление этих функций и производных. Указанные вычисления выполняются по рекуррентным формулам. Они должны выполняться очень осторожно, так как при небольшой точности бракуется вся последующая работа.

Расчет выполнялся для капли радиусом $a = 12,53 \mu$. Был рассмотрен ряд длин волн λ , примыкающих к интервалу прозрачности водяного пара, в котором главным образом осуществляется перенос радиации в атмосфере. Получены следующие результаты.

$$\lambda = 9 \mu$$

а) Основные параметры:

$$\rho = 8,747,$$

$$m = 1,268 - 0,0501i,$$

$$m\rho = 11,091 - 0,4382i,$$

$$\psi_0(\rho) = 0,6271,$$

$$\chi_0(\rho) = 0,7790,$$

$$\psi_0(m\rho) = -1,0924 - 0,04317i,$$

$$\frac{1}{\rho} = 0,1143$$

$$|m\rho|^2 = 123,2$$

$$\frac{1}{m\rho} = 0,09002 + 0,003557i$$

$$\psi_1(\rho) = 0,8507$$

$$\chi_1(\rho) = 0,5381$$

$$\psi_1(m\rho) = -0,2030 + 0,4423i$$

б) Специальные функции

l	$\psi_l(\rho)$	$\psi_l'(\rho)$	$\chi_l(\rho)$	$\chi_l'(\rho)$
1	0,8507	0,5299	0,5381	0,06150
2	-0,3854	0,9274	0,9635	0,2203
3	-1,0424	0,0219	0,0125	0,004286
4	-0,4983	-0,8142	-0,9535	-0,4359
5	0,5290	-0,8006	-0,9937	-0,5679
6	1,163	-0,2686	-0,2950	-0,2023
7	1,199	0,2037	0,5553	0,4443
8	0,8920	0,3834	1,247	1,140
9	0,5340	0,3425	1,868	1,922
10	0,2680	0,2277	2,810	3,212
11	0,1092	0,1307	4,876	6,129
12	0,0191	0,08299	10,01	13,73
13	-0,0546	0,1002	23,73	35,26
14	-0,1876	0,2456	63,22	101,2

l	$\psi_l(m\rho)$	$\psi_l'(m\rho)$
1	-0,2030 + 0,4423i	-1,0725 - 0,08227i
2	1,0328 + 0,1216i	-0,3880 + 0,4131i
3	0,6657 - 0,3692i	0,8491 + 0,2142i
4	-0,6041 - 0,3376i	0,4530 - 0,2390i
5	-1,1443 + 0,0764i	-0,0877 - 0,3516i
6	-0,5320 + 0,3685i	-0,7784 - 0,0091i
7	0,5047 + 0,3303i	-0,8418 + 0,1478i
8	1,1959 + 0,1044i	-0,3537 + 0,2211i
9	1,3191 - 0,0982i	0,1241 + 0,4778i
10	1,0669 - 0,1833i	0,3522 + 0,0288i
11	0,7115 - 0,1686i	0,3558 - 0,0442i
12	0,4201 - 0,1076i	0,2531 - 0,0703i
13	0,2435 + 0,0362i	0,1334 - 0,0765i
14	0,1752 + 0,0430i	0,0248 - 0,05034i

в) Амплитуды

l	$c_l = c_l' + c_l''i$	$b_l = b_l' + b_l''i$
1	$-0,2390 - 0,7418i$	$0,3837 + 0,8056i$
2	$0,2012 + 0,4781i$	$-0,1409 - 0,3975i$
3	$-0,1210 - 0,2933i$	$0,1413 + 0,3570i$
4	$-0,1346 + 0,2757i$	$-0,04127 - 0,2689i$
5	$-0,06846 - 0,2510i$	$0,03518 + 0,2365i$
6	$0,05076 + 0,2212i$	$-0,02552 - 0,2538i$
7	$-0,001205 - 0,2022i$	$0,03282 + 0,2107i$
8	$-0,05971 + 0,1441i$	$0,004337 - 0,1551i$
9	$-0,1881 - 0,009651i$	$-0,003038 + 0,04978i$
10	$-0,01423 + 0,004387i$	$0,008635 - 0,003039i$
11	$0,002956 - 0,0004203i$	$-0,001717 + 0,0002036i$
12	$-0,0008688 + 0,1276 \cdot 10^{-4}i$	$0,0006596 + 0,00002404i$
13	$0,0005118 + 0,1622 \cdot 10^{-4}i$	$-0,0004278 - 0,2131 \cdot 10^{-4}i$
14	$-0,0004356 - 0,3365 \cdot 10^{-5}i$	$0,0004338 + 0,6861 \cdot 10^{-5}i$

г) Коэффициенты ослабления, рассеяния, поглощения и рассеяния назад: $K = 2,962$, $K_p = 2,052$, $K_{\Pi} = 0,9098$, $K_p' = 0,5476$.
 $\lambda = 10\mu$

а) Основные параметры:

$$\rho = 7,8728$$

$$m = 1,208 - 0,056i$$

$$m\rho = 9,5104 - 0,44088i$$

$$\psi_0(\rho) = 0,9998$$

$$\chi_0(\rho) = -0,1887$$

$$\psi_0(m\rho) = -0,09397 + 0,45355i$$

$$\frac{1}{\rho} = 0,12701$$

$$|m\rho|^2 = 90,642$$

$$\frac{1}{m\rho} = 0,10492 + 0,004864i$$

$$\psi_1(\rho) = 0,14586$$

$$\chi_1(\rho) = 0,99742$$

$$\psi_1(m\rho) = 1,0827 + 0,08606i$$

б) Специальные функции задачи

l	$\psi_l(\rho)$	$\psi_l'(\rho)$	$\chi_l(\rho)$	$\chi_l'(\rho)$
1	0,14586	0,98129	0,99742	-0,14555
2	-0,94424	0,38572	0,39892	0,89609
3	-0,74550	-0,66018	-0,74409	0,68244
4	0,28144	-0,88848	-1,06047	-0,20533
5	1,06721	-0,39629	-0,46812	-0,76319
6	1,20957	0,14545	0,40645	-0,77786
7	0,92995	0,38278	1,13922	-0,60640
8	0,56212	0,35879	1,76393	-0,65307
9	0,28376	0,23776	2,66940	-1,28743
10	0,12265	0,12798	4,67784	-3,27192
11	0,04337	0,06206	9,80738	-9,02405

l	$\psi_l(m\rho)$	$\psi_l'(m\rho)$
1	$1,08268 + 0,08606i$	$-0,20714 + 0,43925i$
2	$0,43349 - 0,41066i$	$0,98772 + 0,16801i$
3	$-0,84528 - 0,29095i$	$0,69531 - 0,30675i$
4	$-1,04439 + 0,16819i$	$-0,40370 - 0,34122i$
5	$-0,14828 + 0,40405i$	$-0,95677 - 0,04016i$
6	$0,85164 + 0,29020i$	$0,37937 + 0,19651i$
7	$1,29153 + 0,04562i$	$-0,09536 + 0,21271i$
8	$1,17764 - 0,12417i$	$0,29824 + 0,10402i$
9	$0,81924 - 0,16971i$	$0,39662 + 0,00021i$
10	$0,47118 - 0,13843i$	$0,31815 + 0,04739i$
11	$0,23308 - 0,08717i$	$0,19754 - 0,05030i$

в) Амплитуды

l	$c_l = c_l' + c_l''i$	$b_l = b_l' + b_l''i$
1	$-0,01452 - 1,12187i$	$0,03901 + 0,99480i$
2	$0,02541 + 0,56524i$	$0,03074 - 0,62567i$
3	$0,04633 - 0,42202i$	$0,02042 + 0,40896i$
4	$-0,02468 + 0,33146i$	$0,06057 - 0,30283i$
5	$0,04454 - 0,25372i$	$-0,06347 - 0,27302i$
6	$0,08220 + 0,05102i$	$-0,11864 - 0,07767i$
7	$0,07331 - 0,11703i$	$-0,05223 + 0,12170i$
8	$-0,04324 + 0,03055i$	$0,02877 - 0,02263i$
9	$0,01106 - 0,004357i$	$-0,005478 + 0,002587i$
10	$-0,00204 + 0,001511i$	$0,0008182 - 0,001215i$
11	$0,0003637 - 0,00007532i$	$-0,0001880 + 0,00006461i$

г) Коэффициенты ослабления, рассеяния, поглощения и рассеяния назад:

$$K = 2,3675, \quad K_p = 1,5902, \quad K_{\Pi} = 0,7773, \quad K_p' = 0,2228.$$

$$\lambda = 13 \mu$$

а) Основные параметры:

$$\rho = 6,05602,$$

$$m = 1,270 - 0,298i$$

$$m\rho = 7,6912 - 1,8047i$$

$$\psi_0(\rho) = 0,2252,$$

$$\chi_0(\rho) = 0,9743,$$

$$\psi_0(m\rho) = 3,0800 - 0,47931i,$$

$$\frac{1}{\rho} = 0,16512$$

$$|m\rho|^2 = 62,411$$

$$\frac{1}{m\rho} = 0,12323 + 0,02892i$$

$$\psi_1(\rho) = -0,9391$$

$$\chi_1(\rho) = 0,38610$$

$$\psi_1(m\rho) = -0,11258 - 2,8876i$$

б) Специальные функции

l	$\psi_l(\rho)$	$\psi_l'(\rho)$	$\chi_l(\rho)$	$\chi_l'(\rho)$
1	$-0,9371$	$0,3799$	$0,38610$	$0,9105$
2	$-0,6893$	$-0,7095$	$-0,7831$	$0,6447$
3	$0,3681$	$-0,8716$	$-1,0325$	$-0,2717$
4	$1,1147$	$-0,3680$	$-0,4102$	$-0,7616$
5	$1,2882$	$0,0513$	$0,4230$	$-0,7594$
6	$1,2248$	$0,0749$	$1,1784$	$-0,7443$
7	$1,3406$	$-0,3245$	$2,1062$	$-1,2557$
8	$2,0952$	$-1,4267$	$4,0376$	$-3,2267$

l	$\psi_l(m\rho)$	$\psi_l'(m\rho)$
1	$-0,11258 - 2,88757i$	$3,0104 - 0,1202i$
2	$-2,8711 - 0,5978i$	$0,5602 - 2,7542i$
3	$-1,5696 + 2,1042i$	$-2,1084 - 1,2393i$
4	$1,0916 + 2,0948i$	$-1,8651 + 0,9456i$
5	$2,2347 + 0,5026i$	$-0,2129 + 1,4621i$
6	$1,7770 - 0,7028i$	$0,7992 + 0,7138i$
7	$0,8756 - 0,9600i$	$0,8276 - 0,0521i$
8	$0,2575 - 0,6915i$	$0,4618 - 0,3381i$

в) Амплитуды

l	$c_l = c_l' + c_l''i$	$b_l = b_l' + b_l''i$
1	0,006468 — 0,6378i	—0,02794 + 0,9000i
2	—0,05519 + 0,4690i	—0,04520 — 0,3624i
3	—0,02285 — 0,3027i	—0,07670 + 0,2798i
4	—0,007407 + 0,2093i	0,01415 — 0,2870i
5	—0,004103 — 0,1690i	0,05992 + 0,1974i
6	0,04352 + 0,1012i	—0,08607 — 0,1002i
7	—0,08139 — 0,05604i	0,09652 + 0,05709i
8	0,08903 + 0,04526i	—0,09172 — 0,04578i

г) Коэффициенты ослабления, рассеяния, поглощения и рассеяния назад:

$$K = 3,125, \quad K_p = 1,864, \quad K_n = 1,261, \quad K_p' = 0,0826.$$

$$\lambda = 15\mu$$

а) Основные параметры:

$$\rho = 5,2485,$$

$$m = 1,346 - 0,426i,$$

$$m\rho = 7,0645 - 2,2359i,$$

$$\psi_0(\rho) = -0,85971,$$

$$\chi_0(\rho) = 0,51080,$$

$$\psi_0(m\rho) = 3,3314 - 3,2829i,$$

$$\frac{1}{\rho} = 0,19053$$

$$|m\rho|^2 = 54,906$$

$$\frac{1}{m\rho} = 0,12866 + 0,04071i$$

$$\psi_1(\rho) = -0,6746$$

$$\chi_1(\rho) = -0,76239$$

$$\psi_1(m\rho) = -2,7965 - 3,5428i$$

б) Специальные функции

l	$\psi_l(\rho)$	$\psi_l'(\rho)$	$\chi_l(\rho)$	$\chi_l'(\rho)$
1	—0,67460	—0,73118	—0,76239	0,65606
2	0,47412	—0,85527	—0,94657	—0,40169
3	1,12627	—0,16954	—0,13936	—0,86691
4	1,02800	0,34281	0,76070	—0,71910
5	0,63651	0,42163	1,44379	—0,61473
6	0,30602	0,28667	2,26524	—1,14579
7	0,12147	0,14401	4,16696	—3,29228
8	0,04114	0,05876	9,64372	—10,53238

l	$\psi_l(m\rho)$	$\psi_l'(m\rho)$
1	—2,79654 — 3,54284i	3,54693 — 2,71323i
2	—3,54693 + 2,71323i	—1,66293 — 3,95222i
3	—0,03748 + 4,56528i	—2,97478 + 0,95532i
4	2,21192 + 1,38857i	—0,94971 + 3,49148i
5	2,08999 — 2,14797i	0,43021 + 2,34494i
6	1,70784 — 3,49259i	—0,08149 + 0,13101i
7	2,61489 — 2,78983i	—1,44220 — 1,72518i
8	5,04225 — 0,29472i	—2,67098 — 4,12864i

в) Амплитуды

l	$c_l = c_l' + c_l''i$	$b_l = b_l' + b_l''i$
1	$0,10800 - 0,87920i$	$0,12640 + 0,62574i$
2	$0,11793 + 0,36602i$	$0,07719 - 0,37601i$
3	$-0,03294 - 0,23122i$	$0,08675 + 0,35569i$
4	$0,05412 + 0,22940i$	$-0,13972 - 0,21303i$
5	$-0,03256 - 0,22157i$	$0,06607 + 0,13167i$
6	$-0,01241 + 0,01876i$	$0,08275 - 0,02764i$
7	$0,006317 + 0,005428i$	$-0,001489 - 0,01227i$
8	$-0,0007784 - 0,001268i$	$-0,0007801 + 0,900272i$

г) Коэффициенты ослабления, рассеяния, поглощения и рассеяния назад:

$$K = 2,5135, \quad K_p = 1,4505, \quad K_n = 1,0630, \quad K_p' = 0,128.$$

$$\lambda = 18\mu$$

а) Основные параметры:

$$\rho = 4,3738,$$

$$m = 1,497 - 0,427i,$$

$$m\rho = 6,5476 - 1,8676i,$$

$$\psi_0(\rho) = -0,9432,$$

$$\chi_0(\rho) = -0,3322,$$

$$\psi_0(m\rho) = 0,8660 - 3,0493i,$$

$$\frac{1}{\rho} = 0,2286$$

$$|m\rho|^2 = 46,359$$

$$\frac{1}{m\rho} = 0,1412 + 0,04029i$$

$$\psi_1(\rho) = -0,1165$$

$$\chi_1(\rho) = -1,0191$$

$$\psi_1(m\rho) = -2,9532 - 1,2214i$$

б) Специальные функции

l	$\psi_l(\rho)$	$\psi_l'(\rho)$	$\chi_l(\rho)$	$\chi_l'(\rho)$
1	0,1165	-0,9698	-1,0191	-0,1092
2	1,0231	-0,3514	-0,3668	-0,8514
3	1,0531	0,3008	0,6098	-0,7851
4	0,6623	0,4274	1,3427	-0,6181
5	0,3097	0,3083	2,1531	-1,1187
6	0,1160	0,1498	4,0721	-3,4330
7	0,0249	0,0768	8,0310	-8,7807

l	$\psi_l(m\rho)$	$\psi_l'(m\rho)$
1	$-2,9532 - 1,2214i$	$1,2338 - 2,7578i$
2	$-1,9693 + 2,1749i$	$-2,2218 - 1,6769i$
3	$1,1249 + 2,3603i$	$-2,1604 + 1,0391i$
4	$2,4156 + 0,4752i$	$-0,1628 + 1,7025i$
5	$1,7725 - 0,8805i$	$0,9869 + 0,7398i$
6	$0,7276 - 1,0572i$	$0,9006 - 0,1607i$
7	$0,1169 - 0,679i$	$0,4206 - 0,4191i$

в) Амплитуды

l	$c_l = c_l' + c_l''i$	$b_l = b_l' + b_l''i$
1	$-0,1446 - 0,8907i$	$-0,1245 + 0,6108i$
2	$0,02530 - 0,3468i$	$0,01685 - 0,5571i$
3	$0,02928 - 0,2899i$	$0,1169 + 0,3069i$
4	$-0,01863 + 0,1879i$	$-0,05710 - 0,1173i$
5	$0,02950 - 0,05566i$	$0,002688 + 0,02779i$
6	$-0,006413 + 0,005887i$	$0,0006790 - 0,002853i$
7	$0,001374 - 0,0006684i$	$-0,0005888 + 0,0002692i$

е) Коэффициенты ослабления рассеяния, поглощения и рассеяния назад:

$$K = 2,572, \quad K_p = 1,193, \quad K_{\Pi} = 1,379, \quad K_p' = 0,0403.$$

Сводные данные по всем рассмотренным λ приведены в табл. 1

Таблица 1

$\lambda \mu$	ρ	K	K_p	K_{Π}	K_p'
9	8,747	2,962	2,052	0,9098	0,5476
10	7,8728	2,368	1,590	0,7773	0,2228
13	6,0560	3,125	1,864	1,261	0,0826
15	5,2485	2,514	1,450	1,063	0,1280
18	4,3738	2,572	1,193	1,379	0,0403

§ 3. Приближенный расчет радиационных характеристик капель

Приближенный метод расчета коэффициента ослабления был развит в работе [2] (стр. 218—220). В основе его лежит использование соображений о подобии кривых для коэффициента ослабления на частицах. Приближенная формула для коэффициента поглощения была указана в работе [3]. Она построена как интерполяционная формула, дающая правильные значения для малых и больших частиц. Используя эти данные, мы можем построить кривые коэффициентов ослабления, поглощения и рассеяния для разных λ в функции от ρ .

Этот способ был уже применен нами ранее для $\lambda = 10 \mu$ (см. [2], рис. 48). Таким образом, были построены графики для всех λ из табл. 2 в работе [1].

Уточнению был подвергнут метод расчета коэффициента поглощения. Непосредственное применение интерполяционной формулы для этого коэффициента [3]

$$K_{\Pi} = \pi a^2 (1 - e^{-4\rho x}) (1 - R') \quad (1)$$

затруднено тем, что в нее входит R' — поток радиации, отраженный каплей. Эта величина связана с комплексным показателем преломления m соотношением (см. [2], стр. 117)

$$R' = \int_0^{\frac{\pi}{2}} r(\varphi) \sin 2\varphi d\varphi, \quad (2)$$

где

$$r(\varphi) = \frac{1}{2} \left\{ \left| \frac{\cos \varphi - \sqrt{m^2 - \sin^2 \varphi}}{\cos \varphi + \sqrt{m^2 - \sin^2 \varphi}} \right|^2 + \left| \frac{m^2 \cos \varphi - \sqrt{m^2 - \sin^2 \varphi}}{m^2 \cos \varphi + \sqrt{m^2 - \sin^2 \varphi}} \right|^2 \right\}.$$

Для приближенной оценки R' можно не вычислять по этой промозд-кой формуле, а составить интерполяционное соотношение, учитывая, что R' должна зависеть от m через величину $\Delta = |m| - 1$:

$$R' = f(\Delta).$$

Общий ход этой функции изображен на рис. 1а. При $\Delta = 0$ $R' = 0$, при $\Delta = \infty$ $R' = 1$. В интересующей нас спектральной области величина Δ лежит в пределах (0,1). Обращаясь к интегралу (2), рассмотрим теперь точное значение его для некоторых конкретных значений Δ . Такие вычисления были проведены для $\lambda = 3 \mu$, $\lambda = 5 \mu$ и $\lambda = 10 \mu$. Полученные значения указаны в табл. 2.

Эти же значения показаны на рис. 1 б. Мы видим, что с удовлетворительной точностью имеет место линейная связь между R' и Δ . Эта связь может быть представлена формулой

$$R' = 0,2\Delta. \quad (3)$$

Таблица 2

$\lambda\mu$	Δ	R'
	0	0
10	0,21	0,041
0,5	0,33	0,066
3	0,48	0,092
	∞	1,000

Интерполяционную формулу для R' при любых Δ можно предложить в виде

$$R' = 1 - e^{-0,2\Delta}. \quad (4)$$

Применяя формулу (3), получаем табл. 3 для R' .

Таблица 3

λ	R'	λ	R'	λ	R'	λ	R'
1,5	0,0646	3,4	0,0876	8,0	0,0584	15,0	0,0820
2,0	0,0608	4,5	0,0684	9,0	0,0540	18,0	0,1100
3,0	0,0830	5,47	0,0594	10,0	0,0420	52,0	0,1240
3,2	0,0960	6,0	0,0624	11,0	0,0314	63,0	0,1680
		7,0	0,0654	12,0	0,0420	83,0	0,1880
				13,0	0,0600	100,0	0,2040

Далее для вычисления доли энергии, рассеянной назад K'_p , необходимо знать величину показателя асимметрии η . Значения η , вычислен-

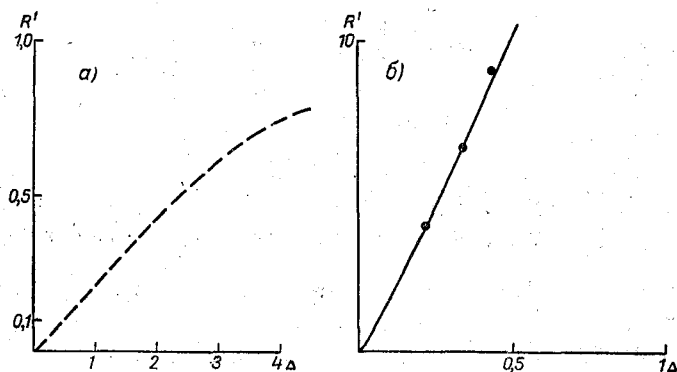


Рис. 1. Зависимость R' от Δ .

ные в работе [1], приведены на рис. 2 (кривая 2). Сопоставляя эти значения с предельной величиной $\eta = 34,7$, соответствующей $\rho = \infty$, полученной в работе [2] (стр. 321), мы определили кривую для $\eta(\rho)$, изображенную на рис. 2 (линия 1). Эту кривую используем далее в расчетах кривых для K'_p .

Результаты расчетов кривых $K(\rho)$ приведены на рис. 3 для различных λ . Используя эти кривые и данные для K_n , по формуле (1) мы определили $K_p(\rho)$. Далее по кривой $\eta(\rho)$ нами рассчитаны кривые для $K'_p(\rho)$,

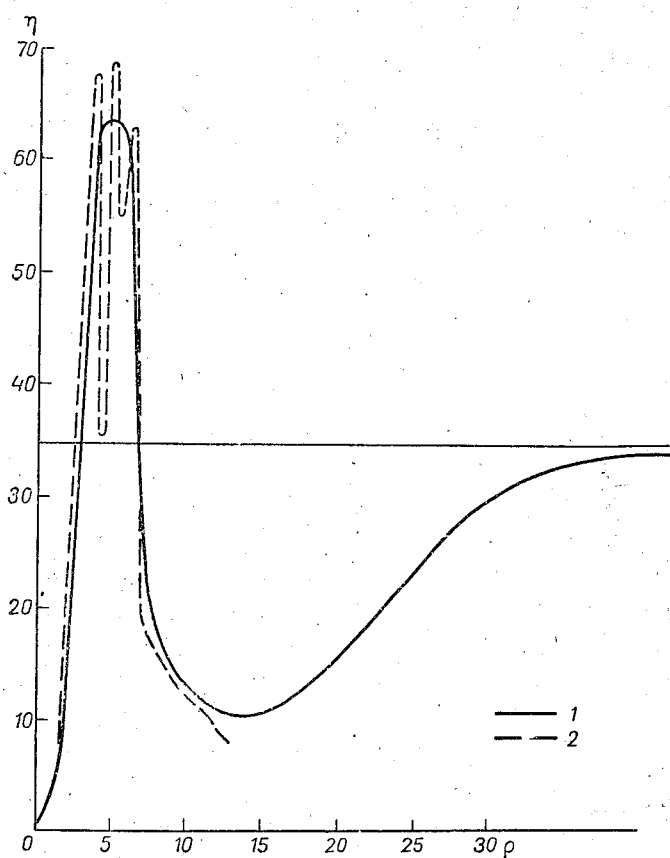


Рис. 2. Показатель асимметрии для тепловой радиации.

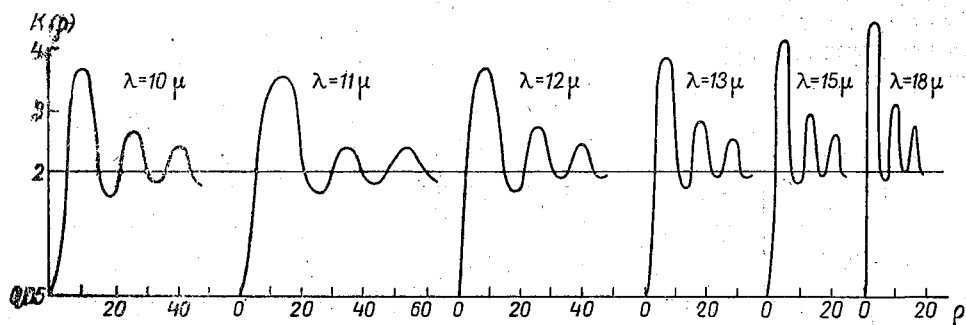


Рис. 3. Коэффициент ослабления для тепловой радиации.

которые изображены на рис. 4. Используя эти данные, мы рассчитали подробные таблицы радиационных характеристик облачных капель. С помощью этих таблиц можно рассчитать радиационные характеристики любого облака, если температура, спектр капель и другие микрофизические характеристики будут заданы.

§ 4. Зависимость радиационных характеристик от микрофизических

В качестве простейшего примера использования полученных выше результатов рассмотрим монодисперсное облако с $a = 6,265 \mu$.

Исследуем зависимость коэффициентов ослабления α и рассеяния назад α' от температуры T и водности q . Полный коэффициент ослабления α есть сумма капельного α_k и парового α_n

$$\alpha = \alpha_k + \alpha_n. \quad (5)$$

Если при неизменной водности и размерах частиц изменять температуру, то α_k меняться не будет (слабыми изменениями n и k , конечно, можно пренебречь). Что касается α_n , то он изменяется очень сильно, так как изменяется как плотность пара δ^* , так и коэффициент поглощения $K(\lambda)$

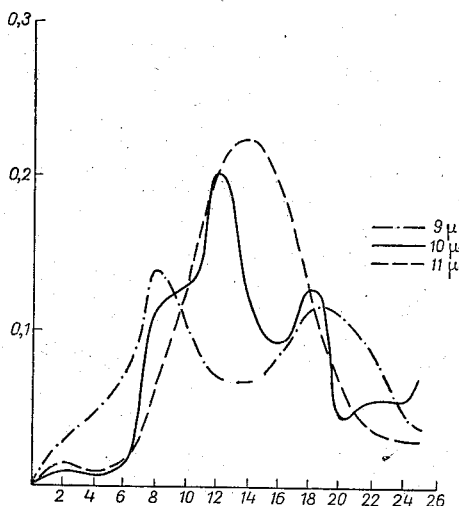
$$\alpha_n = K(\lambda) \sigma^*. \quad (6)$$

Изменение $K(\lambda)$ с T сравнительно невелико, так как $K(\lambda) \propto \frac{1}{\sqrt{T}}$, тогда как изменение

σ^* с T происходит по экспоненциальному закону и очень значительно. Поэтому главная зависимость α_n от T связана с ростом σ^* .

Принимая во внимание рост σ^* с T , как указано в табл. 4 (δ^* в г/см³), и схематизируя коэффициент поглощения водяного пара $K(\lambda)$ значениями, указанными во второй графе табл. 4 (K в см²/г), получим следующую таблицу для зависимости α_n от T (α в 1/км).

Рис. 4. Коэффициент рассеяния назад для тепловой радиации.



Для всех λ α_n быстро возрастает с температурой. При низких температурах, особенно в интервале прозрачности, значение α_n невелико. Это обстоятельство является одной из причин заметного отклонения облаков верхнего яруса от модели черного тела, т. е. их относительной прозрачности.

Таблица 4

t°		-20	-10	-5	0	5	10	20
$\sigma^* \cdot 10^6$		1,076	2,365	3,414	4,856	6,810	9,413	17,319
4-8	80,0	8,61	18,9	27,3	38,8	54,5	75,3	139
8-12	0,1	0,0108	0,0236	0,0341	0,0486	0,0681	0,0941	0,173
12-16	1,0	0,108	0,236	0,341	0,486	0,681	0,941	1,73
16-20	20	2,15	4,73	6,83	9,71	13,6	18,8	34,6
20-24	55	5,92	13,0	18,8	26,7	37,5	51,8	95,3
24-28	85	9,15	20,1	29,0	41,3	57,9	80,0	147
28-32	162	17,43	38,3	55,3	78,7	110	152	281
32-36	184	19,8	43,5	62,8	89,4	125	173	319

Обратимся теперь к зависимости α от водности. Зависимость эта вызвана изменением сводностью капельного коэффициента поглощения α_k

$$\alpha_k = \frac{3q}{4a\sigma} K(\rho). \quad (7)$$

Результаты расчетов α_k приводим в табл. 5 (принятые при расчете значения $K(\rho)$ указаны во второй графе).

Таблица 5

$\lambda \mu$	$K(\rho)$	$q \Gamma / \text{м}^3$					
		0,50	0,1	0,2	0,5	0,8	1,0
4—8	2,87	17,2	34,4	68,9	172	275	344
8—12	1,50	9,0	18,0	36,0	90,0	144	180
12—16	2,15	12,9	25,8	51,6	129	206	258
16—20	2,25	13,5	27,0	54,0	135	216	270
20—24	2,10	12,6	25,2	50,4	126	202	252
24—28	1,85	11,1	22,2	44,4	111	178	222
28—32	1,70	10,2	20,4	40,8	102	163	204
32—36	1,65	9,90	19,8	39,6	99,0	185	198

С помощью данных табл. 4 и 5 мы составили табл. 6, которая характеризует зависимость коэффициента ослабления от водности и температуры для различных спектральных интервалов.

Сравнивая значения, относящиеся к различным величинам водности для данного значения спектрального интервала, мы видим, что зависимость от температуры более важна для облаков с малой водностью. Для облаков с большой водностью зависимость от температуры оказывается более слабой. Сравнивая кривые, относящиеся к различным спектральным интервалам, видим, что слабая зависимость от температуры наблюдается в прозрачном интервале для пара и сильная там, где поглощение в паре велико.

Для коэффициента рассеяния назад все эти зависимости значительно проще. Так как рассеяние назад возникает только из-за присутствия капель, то этот коэффициент от температуры вообще практически не зависит. Что касается зависимости его от водности, то она очень простая: для заданного спектра капель коэффициент пропорционален водности.

Для иллюстрации полученных данных обратимся к рис. 5, где рассмотрена деформация потока при прохождении слоя облака толщиной 10 м (кривая 1 — интенсивность излучения черного тела при $t = 0^\circ$, кривые 2, 3 — спектральные значения интенсивности потока, прошедшего облачный слой с водностью $q = 0,05 \text{ г/м}^3$ и $t = -20, 20^\circ$, кривые 4, 5 — те же спектральные значения интенсивности при водности облака $q = 1 \text{ г/м}^3$).

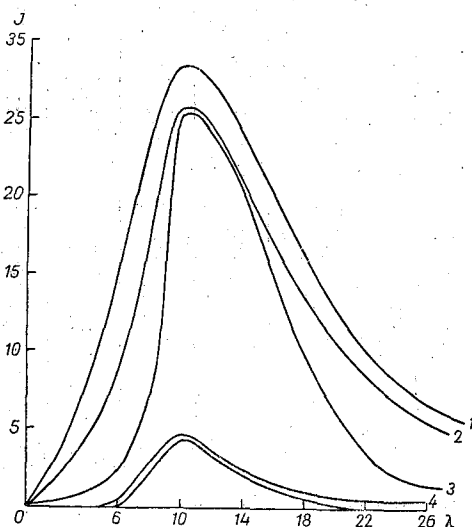


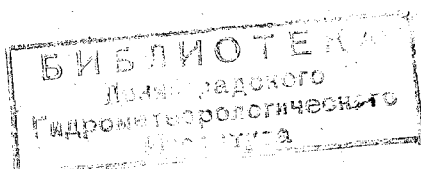
Рис. 5. Спектр радиации, прошедшей через слой облака толщиной 10 м (для разных температур, водностей q).

Таблица 6

4—8 μ							8—12 μ					
t	q											
	0,05	0,1	0,2	0,5	0,8	1,0	0,05	0,1	0,2	0,5	0,8	1,0
—20	25,8	43,0	77,5	181	284	353	9,01	18,0	36,0	90,0	144	180
—10	36,1	53,8	87,8	191	294	363	9,02	18,0	36,0	90,0	144	180
—5	44,5	61,7	96,2	199	303	372	9,03	18,0	36,0	90,0	144	180
0	55,0	73,2	108	211	314	384	9,05	18,0	36,0	90,0	144	180
5	71,7	88,9	123	227	330	399	9,07	18,1	36,1	90,1	144	180
10	92,5	110	144	247	351	420	9,09	18,1	36,1	90,1	144	180
20	156	173	208	311	414	583	9,2	18,2	36,2	90,2	144	180
12—16 μ							16—20 μ					
—20	13,0	25,9	51,7	129	206	258	15,7	29,1	56,2	137	218	272
—10	13,1	26,0	51,8	129	207	258	18,2	31,7	58,7	140	221	275
—5	13,2	26,1	51,9	129	207	258	20,3	33,8	60,1	142	223	277
0	13,4	26,2	52,1	129	207	258	24,2	36,7	63,7	145	226	280
5	13,6	26,5	52,3	130	207	259	27,1	40,6	67,6	149	230	284
10	13,8	26,7	52,5	130	207	259	32,3	45,8	72,8	154	232	289
20	14,6	27,5	53,3	131	208	260	48,1	61,6	88,6	170	251	305
20—24 μ							24—28 μ					
—20	18,5	31,1	56,3	132	207	258	20,2	31,3	53,5	120	187	231
—10	26,6	38,2	63,4	129	215	265	31,2	42,3	64,5	131	198	242
—5	31,4	44,0	69,2	145	220	271	40,1	51,2	73,4	140	207	251
0	39,3	51,9	77,1	153	228	279	52,4	63,5	85,7	153	219	263
5	50,1	62,7	87,9	164	239	289	69,0	80,1	102	169	235	280
10	64,4	77,0	102	178	253	304	91,9	102	124	191	258	302
20	108	120	146	221	197	347	158	169	192	258	325	369
28—32 μ							32—36 μ					
—20	27,6	37,8	58,2	119	181	221	29,7	39,6	59,4	119	178	218
—10	48,5	58,7	79,1	140	201	242	53,4	63,3	83,1	144	202	242
—5	65,5	75,7	96,1	157	218	259	62,7	82,6	102	162	221	261
0	88,9	99,1	129	181	242	283	99,3	108	129	188	248	287
5	120	131	151	212	273	314	135	145	165	224	284	323
10	163	173	193	254	316	356	183	193	213	272	332	371
20	291	301	321	383	444	485	329	338	358	418	477	517

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С. Перенос тепловой радиации в облаках. Труды ГГО, вып. 46. 1955.
2. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. ГИТТЛ. 1951.
3. Шифрин К. С. О вычислении радиационных свойств облаков. Труды ГГО, вып. 46. 1955.
4. Радиационные свойства облаков. Отчет по теме № 16. Отв. исп. К. С. Шифрин. ГГО. 1953.



ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
О. А. Авасте. О точности приближенной схемы расчета наклонной дальности видимости	3
О. А. Авасте. Яркость воздушной дымки в многослойной атмосфере.	13
Е. П. Барашкова. Длинноволновый баланс в некоторых пунктах СССР	25
Н. П. Богданова, А. Н. Лебедев. Связь погодных и климатических характеристик с радиационной температурой подстилающей поверхности	38
Н. Г. Болдырев, О. Д. Бартенева. О связи порога контрастной чувствительности с остротой зрения, положенной в основу расчета дальности видимости объектов	53
В. Л. Гаевский. Альbedo больших территорий	61
В. И. Голиков. Установка для измерения спектра размеров сферических частиц и капель туманов	76
Е. Н. Довгялло. Связь дальности видимости с метеорологическими условиями	90
Л. Н. Дьяченко. Сравнение некоторых методов определения длинноволновой радиации	96
Ф. Я. Клинов. Оптические явления на ледяных кристаллах	100
Н. П. Пятовская. Измерения альbedo с самолета	114
Н. П. Пятовская. Потоки коротковолновой радиации в свободной атмосфере	133
Н. Е. Тер-Маркарянц. Об ошибках измерений альbedo водных поверхностей	150
К. С. Шифрин, В. Ф. Раскин. Атмосферная индикатриса, соответствующая обобщенному распределению Юнге	155
К. С. Шифрин, В. Ф. Раскин. Средняя индикатриса при гамма-распределении	161
К. С. Шифрин. О расчете микроструктуры	168
К. С. Шифрин. Расчеты радиационных характеристик облаков.	179

Редакторы: *Т. В. Ушакова* и *Г. Я. Русакова*
Техн. редакторы: *М. Я. Флаум* и *М. И. Брайнина*
Корректоры: *З. А. Белкина* и *К. И. Розина*

Сдано в набор 26/VII 1960 г.

Подписано к печати 4/I 1961 г.

Бумага 70×108¹/₁₆ Бум. л. 6 Печ. л. 16,44 Уч.-изд. л. 16,6

Тираж 1000 экз. М-05003 Индекс-МЛ-296

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Зак. № 395.

Цена 1 руб. 16 коп.

Тип. № 8 УПП Ленсовнархоза.

Ленинград, Прачечный пер., д. 6.