ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

# ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 80

## ИССЛЕДОВАНИЕ РАДИАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Под редакцией канд. географ. наук В. Л. ГАЕВСКОГО



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1959

### АННОТАЦИЯ

Сборник содержит главным образом работы, выполненные в ГГО за 1955—1956 гг. по вопросам оптики атмосферы и актинометрии и являющиеся результатом как теоретических, так и экспериментальных исследований дальности видимости и прозрачности атмосферы, радиационного режима деятельной поверхности и атмосферы. Представлен ряд работ по методике актинометрических наблюдений. Сборник рассписан на наущных работников и инже-

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

### Н. Г. БОЛДЫРЕВ, О. Д. БАРТЕНЕВА

### ВИЗУАЛЬНАЯ МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ И ЕЕ ИСПЫТАНИЕ НА СЕТИ ГИДРОМЕТЕОСТАНЦИЙ

Действующая в настоящий момент методика визуального определения метеорологической дальности видимости не отвечает требованиям "Наставления гидрометеостанциям и постам", вып. 3, ч. I, 1954 г. Дело в том, что на метеорологических станциях весьма редко удается выбрать девять ориентиров видимости на расстояниях 50, 20, 10 км и т. д. от пункта наблюдений. Кроме того, даже в тех редких случаях, когда удается иметь все девять объектов на всех требуемых расстояниях (до 50 км включительно), наблюдаемые объекты зачастую оказываются не такими, как это требуется Наставлением, т. е. не абсолютно черными и с недостаточными угловыми размерами. Поэтому наблюдатели часто дают не метеорологическую дальность видимости, или прозрачность атмосферы, а видимость тех или иных конкретных объектов, случайно находящихся в районе станции. При отсутствии удаленных объектов наблюдатели произвольно оценивают на глаз степень видимости близких объектов и субъективно определяют балл видимости. При таких условиях сеть не может давать однородных, надежных определений дальности видимости.

Любая методика, предназначенная для применения на сети, должна обеспечить сравнимость данных о видимости, полученных на всей территории СССР. Для этого она должна учитывать фотометрические свойства наблюдаемых реальных объектов, их размеры и расстояния до наблюдателя. На всей сети должна действовать единообразная методика оценки степени помутнения атмосферы, исключающая возможность произвольных действий наблюдателя. Необходимо также, чтобы местные управления гидрометеослужбы имели возможность производить контроль результатов работы каждой отдельной станции.

В отличие от действующей методики, визуальная методика ГГО [1, 2, 3, 4] дает возможность использовать в качестве ориентиров видимости любые объекты на любых фактически имеющихся расстояниях от пункта наблюдений. Так как достаточно удаленных объектов на станциях, как правило, нет, то методика предусматривает возможность определения дальности видимости по степени интенсивности воздушной дымки, покрывающей отдельные объекты. Это позволяет иметь гораздо меньшее количество объектов для определения метеорологической дальности видимости по сравнению с методикой Наставления 1954 г.

Например, для определения метеорологической дальности видимости в баллах международной шкалы в интервале от видимости меньше 50 жм до видимости больше 50 км на станции достаточно иметь 5 объектов на расстоянии 12, 4, 1, 0,25 и 0,05 км. Визуальная методика ГГО предусматривает также возможность контроля и проверки работы метеостанций [3].

В настоящей работе изложены результаты испытания этой методики на сети гидрометеостанций.

1\*

Определение метеорологической дальности видимости должно [1, 5] производиться по формуле

$$S = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\ln K_0 - \ln K} l, \tag{1}$$

где  $K_0$  — истинный контраст объекта с фоном неба у горизонта; K — контраст, измененный воздушной дымкой; l — расстояние между наблюдателем и объектом;  $\varepsilon$  — порог контрастной чувствительности глаза, который следует положить равным 5%, так как это соответствует условиям наблюдения за дальностью видимости на метеостанциях по реальным объектам больших угловых размеров [5].

Возможность практического определения метеорологической дальности видимости по формуле (1) всецело зависит от наличия достоверных табличных данных величин  $K_0$ . Эти данные были собраны путем многолетних наблюдений и представлены в виде средних значения  $K_0$  [3]. Погрешность метода табличного учета величины  $K_0$  следует считать равной  $\pm 15^{\circ}/_0$  для времени бесснежного периода и  $\pm 30^{\circ}/_0$  зимой, когда объекты покрыты снегом [5]. Это определяет и ту точность, с которой должен определяться контраст K объекта, покрытого дымкой. Высокая точность измерения контраста K не может заметным образом увеличить точность определения метеорологической дальности видимости  $K_0$  по формуле (1), так как величина  $K_0$  не может быть известна с большой точностью.

В связи с этим для определения контраста K объекта можно использовать визуальный способ оценки контраста, предложенный Д. Н. Лазаревым [6]. Точность определения контраста этим способом  $\pm 30^{\circ}/_{\circ}$  оказалась сравнимой с точностью инструментальных методов [7] и соответствующей точностью определения  $K_{\circ}$  с помощью таблиц.

Визуальная методика ГГО предполагает определение метеорологической дальности видимости по всем объектам, имеющимся в поле зрения наблюдателя и покрытым воздушной дымкой. Определение метеорологической дальности видимости по одному объекту не позволяет контролировать результаты наблюдений и определять погрешность измерений.

Точность измерения метеорологической дальности видимости зависит от величины отношения — [3, 5]. Поэтому при измерении по нескольким объектам,

находящимся на разных расстояниях, результаты определения S по формуле (1) исполните Это следует иметь в виду при выведении среднего значения из ряда

неравноточны. Это следует иметь в виду при выведении среднего значения из ряда наблюдений. Отдельным наблюдениям нужно приписывать вес, характеризующий их точность. За вес каждого отдельного измерения следует принять величину [5, 3]

$$P = \frac{\ln K_0 - \ln K}{\ln \frac{1}{\varepsilon}}.$$
 (2)

В этом случае среднее значение метеорологической дальности видимости, определенное из ряда наблюдений по нескольким объектам, будет вычисляться по простой, удобной для практики формуле

$$\overline{S} = \frac{\Sigma l}{\Sigma P}, \qquad (3)$$

где  $\Sigma l$  — сумма расстояний до всех объектов, по которым определялась метеорологическая дальность видимости;  $\Sigma P$  — сумма всех соответствующих значений P [3].

Визуальная методика определения метеорологической дальности видимости в 1949 г. была проверена на полевой базе Главной геофизической обсерватории в Воейкове. Оказалось, что если вес наблюдения P = 1, то метеорологическую дальность видимости можно определить с точностью  $\pm 20^{9}/_{0}$  без использования оптического инструмента. На основании полученных результатов были составлены

4

inan derekener soo s

> новински годино Таблица I мак ако 1913 г

		Число с обнаруже	танций, в ены ошибі	работе ко ки, по при	оторых ичинам	Число станций,
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Общее число станций	наличия местных помутнений, не отмечен- ных наблю- дателями	небреж- ности ведения наблю- дений	отсут- ствия доста- точно удален- ного объекта	неясно- сти изло- жения методики	наблюдения на которых обработаны для опреде- ления точ- ности метода
Северо-Западное УГМС Верхне-Волжское " Латвийское УГМС УГМС ЦО Украинское УГМС Уральское " Воейково	$     \begin{array}{r}       20 \\       20 \\       11 \\       26 \\       28 \\       20 \\       1     \end{array} $	$\begin{array}{c c} 2\\ \hline 2\\ 4\\ 1\\ 14\\ \hline -\end{array}$	$2 \\ 2 \\ - \\ - \\ 3 \\ - \\ -$			16 15 8 19 15 15 1
Всего	126	23	7	7	15	74

Для определения погрешности метода были использованы результаты наблюдений на 74 станциях. Результаты наблюдений 23 станций не могли быть использованы вследствие того, что прозрачность атмосферы в различных направлениях была неодинаковой, а наблюдатели не отмечали этого при производстве наблюдений. Наличие местных помутнений атмосферы (дым промышленных предприятий, дымка и туманы над водоемами, болотами и т. п.) установлено по материалам наблюдений. На 7 станциях было обнаружено небрежное ведение наблюдений, а на 15 станциях недоброкачественность наблюдений является виной авторов методики вследствие нечеткости некоторых формулировок Руководства 1950 г. [8, 9]. Например, в то время не была еще издана таблица видимости И. Н. Нечаева, вследствие чего наблюдатели 8 станций Украинского управления гидрометеослужбы неправильно понимали баллы интенсивности воздушной дымки.

При обработке материалов наблюдений была исследована точность определения метеорологической дальности видимости по новой методике. Для оценки новой методики нужно было иметь достоверные сведения о метеорологической дальности видимости. Такие данные были получены по методу вилок [3]. Метод вилок основан на том, что истинная метеорологическая дальность видимости S больше, чем расстояние  $l_1$  до наиболее удаленного видимого объекта, но меньше, чем расстояние  $l_2$  до наиболее близкого невидимого объекта, т. е.

$$l_1 < S < l_2. \tag{4}$$

При этом предполагается, что местные неоднородности помутнения атмосферы отсутствуют, а невидимый объект имеет достаточно большие размеры и контраст. Неравенство (4) определяет метеорологическую дальность видимости приближенно, но достаточно достоверно.

Работа 74 станций в течение года дала достаточное для обработки число случаев, когда метеорологическая дальность видимости могла быть заключена в вилку (неравенство 4). Для проверки дальность видимости *S*, вычисленная по формуле (**3**), сопоставлялась с вилкой (4) и определялся процент числа случаев недоброкачественных измерений, когда вычисленная *S* выпадала из вилки. Очевидно, что чем больше отношение  $\frac{l_2}{l_1}$ , тем меньше процент числа случаев выпадения из вилки. Результаты определения погрешности измерения метеорологической дальности видимости по способу вилок приведены в табл. 2. Из данных табл. 2 следует, что общее число неукладывающихся в вилку наблюдений невелико. Например, число ошибок, вызывающих неправильную оценку метеорологической дальности видимости, на один балл международной шкалы составляет  $14^0/_0$  для наблюдений без снежного покрова и  $8^0/_0$  для зимних условий. Этому случаю соответствуют величины отношений  $\frac{l_2}{l_1}$ , лежащих между значениями 1,75 и 2,5.

Полученные результаты испытания (табл. 2) позволяют считать, что метеорологическая дальность видимости определяется по новой методике правильно. Это дало основание для обработки материалов испытания методики на сети по способу наименьших квадратов.

Таблица 2

Величина вилки l <sub>2</sub>	Число случ ших в об	аев, вошед- бработку	Число случаев (%), когда метеорологи- ческая дальность видимости, определенная по новой методике, выпадает из вилки				
$\overline{l_1}$	без снежно- го покрова	при снежном покрове	без снежного покрова	зимние условия наблюдения			
$1 < \frac{l_2}{l_1} \leqslant 1$ ,50	394	123	33	29			
$1 < -\frac{l_2}{l_1} \leq 1,75$	766	274	27	22			
$1,75 < -\frac{l_2}{l_1} \leq 2,5$	932	357	14	8			
$\frac{l_2}{l_1} > 2,5$	1 252	354	12	8			

Обозначим через  $\Delta S$  отклонение отдельного определения метеорологической дальности видимости по одному из объектов (формула 1) от среднего значения, определенного по нескольким объектам (формула 3).

Рассмотрим величину погрешности отдельного измерения

$$\delta = \frac{\Delta S}{S} \sqrt{P}, \tag{5}$$

где Р — вес наблюдения, определенный по формуле (2).

Представляет интерес среднее значение величины  $\delta$ , так как если оно близко к нулю, то это свидетельствует об отсутствии систематических погрешностей. Корень квадратный из среднего значения  $\delta^2$ , согласно формуле (5), дает среднее квадратичное значение относительной погрешности  $\frac{\Delta S}{S}$  при весе P = 1. При этом, если формула (2), определяющая вес наблюдения, правильна, то среднее значение  $\frac{\Delta S}{S}$  при весе, равном единице, не будет зависеть от способа, по которому сделана выборка для статического определения погрешности.

Наблюдения на сети дали 5358 случаев, когда могла быть определена величина  $\frac{\Delta S}{S}$  и был известен соответствующий вес *P*. Все случаи наблюдений были разбиты на четыре группы соответственно четырем баллам шкалы интенсивности воздушной дымки (табл. 3).

Из табл. З видно, что средняя квадратичная погрешность  $\frac{\Delta S}{S}$ , равная 0,19 при P = 1, не зависит от способа разбивки наблюдений на группы, что свидетель-

ствует о правильности формулы (2), определяющей вес наблюдения. Следовательно, метеорологическую дальность видимости S нужно определять по формуле (3).

Т	а	б	л	И	Ц	а	-3

Интенсивность воздушной дымки на объекте (баллы)	Контраст К	Число случаев наблюдений	Среднее арифметическое значение $\delta = \frac{\Delta S}{S} \sqrt{P}$	Среднее квадратичное значение $\frac{\Delta S}{S}$ при весе $P = 1$		
1 2 3 4	0,06 0,15 0,30 0,50	823 1 177 1 523 1 835	$\begin{array}{r} -0,012 \\ -0,016 \\ -0,012 \\ +0,050 \end{array}$	0,179 0,179 0,181 0,209		
Bcero	5 	5 358	+0,008	0,190		

Среднее арифметическое значение погрешности  $\delta$ , характеризующее систематическую ошибку, оказалось близким к нулю. Оно колеблется от 1 до 5% и мало по сравнению со случайной погрешностью, составляющей 19%. Это показывает, что статистический контроль сетевых наблюдений не обнаружил систематических погрешностей в испытываемой методике. Существенно, например, отсутствие расхождения между наблюдениями при интенсивности воздушной дымки, оцениваемой баллом 1, и наблюдениями при облее слабой дымке, оцениваемой баллами 2, 3 и 4, что подтверждает правильность выбора числового значения порога контрастной чувствительности  $\varepsilon = 0,05$ . Если принять другое значение для порога контрастной чувствительности, например число  $\varepsilon = 0,02$ , то обнаружится расхождение средних арифметических значений погрешности в 30%, которое больше среднего квадратичного значения погрешности.

Отсутствие систематической ошибки подтвердило также правильность применяемых поправок на контраст.

Полученное значение случайной ошибки  $\frac{\Delta S}{S}$  было проверено по результатам обработки наблюдений по методу вилок. Очевидная достоверность неравенства (4) позволяет проверять любой метод определения метеорологической дальности видимости.

Вследствие случайных ошибок измерения может оказаться, что метеорологическая дальность видимости, полученная с помощью проверяемой методики, будет выпадать из вилки. Это значит, что вычисленная метеорологическая дальность видимости будет либо меньше  $l_1$ , либо больше  $l_2$ . Имея большой материал наблюдений, можно определить отношение числа случаев, когда вычисленная метеорологическая дальность видимости попадает внутрь вилки (неравенство 4), к общему числу случаев наблюдений. Это отношение при большом общем числе наблюдений приближенно равно вероятности неравенства (4)

$$Bep(l_1 < S < l_2) = W_{12}.$$

Таким образом, вероятность  $W_{12}$  определяется экспериментально из неравенства (4).

С другой стороны, эта же вероятность может быть определена иным способом. Проверяемая методика дает возможность определять значения вычисленной метеорологической дальности  $S_1, S_2, \ldots, S_n$ , из которых можно получить  $\overline{S}$  и построить эмпирический закон распределения вероятности случайной ошибки. Знание эмпирического закона распределения вероятности позволяет вычислить вероятность  $W_{12}$  ддя данного значения ошибки. Если метод имеет систематическую ошибку, то вычисленная из закона распределения вероятность  $W_{12}$  разойдется с экспериментально найденной вероятностью по методу вилок. Расхождение двух способов определения вероятности  $W_{12}$  имеет место и в случае, когда средняя квадратичная ошибка метода будет отличаться от среднего квадратичного отклонения величин  $S_1$ ,  $S_2$  и  $S_n$  от их среднего.

Таким образом, совпадение обоих способов определения вероятности  $W_{12}$  при всевозможных численных значениях  $l_1$  и  $l_2$  гарантирует отсутствие систематических погрешностей проверяемой методики, подтверждая одновременно получившуюся численную характеристику ее погрешности.

Применение метода вилок обуславливалось тем обстоятельством, что истинное значение метеорологической дальности видимости было неизвестно. Вместо истинного значения использовался интервал  $(l_1 - l_2)$ , в котором лежит истинная метеорологическая дальность видимости. Это несколько усложняло обработку, но тем не менее, как показано выше, позволяло оценить проверяемую методику. Исследование визуальной методики ГГО с этой точки зрения изложено в [5]. Оно подтвердило полученное значение случайной ошибки измерения метеорологической дальности видимости  $\pm 0,20$  при весе P = 1.

Отметим, что сравнение новой методики со старым, ныне применяемым методом определения дальности видимости в баллах, нецелесообразно. Опыт проверки методики на сети подтвердил общее мнение о неблагополучном положении с определением видимости по существующей методике. Примененная методика записи результатов наблюдения [4] позволила обнаружить, что имеют место случаи, когда по испытываемой методике наблюдатель фиксировал, что объект, находящийся, например, на расстоянии 12 км, виден, и тем не менее определял по старой методике из-за недостатка объектов балл видимости 6. Очевидно, что такая ошибка наблюдателя не может быть обнаружена при пользовании Наставлением 1954 г.

Случайная ошибка измерения метеорологической дальности видимости по визуальной методике зависит от веса наблюдения [5]. Согласно теории метода наименьших квадратов, средняя квадратичная ошибка результата измерения метеорологической дальности видимости по нескольким объектам при весе *P* имеет вид

$$\frac{\Delta S}{S} = \frac{\sigma}{\sqrt{P}},$$

где  $\sigma$  — средняя квадратичная погрешность при P = 1, в нашем случае равная 0,20 (табл. 3). При измерениях на сети вес наблюдения мог меняться в широких пределах в зависимости от условий наблюдений. В табл. 4 приведены ошибки измерения метеорологической дальности видимости при разных весах наблюдения P. В последней графе таблицы в качестве примера для каждого значения P дана одна из возможных комбинаций объектов, которая может иметь место при данном весе P. Для простоты за объект наблюдения принят хвойный лес при рассеянном освещении.

Таблица 4

Р	$\frac{\Delta S}{S} = \frac{0,20}{\sqrt{P}}$	Случаи наблюдения
0,18	0,48	Один объект, оцененный баллом 4
0,50	0,28	Два объекта, оцененные баллами 3 и 4
0,70	0,24	Два объекта, оцененные баллом 3
1,00	0,20	Три объекта, оцененные баллами 2, 3 и 4
1,50	0,16	Два объекта, оцененные баллами 1 и 2

Особый интерес представляли наблюдения в зимних условиях, которые являются наименее благоприятными для измерения метеорологической дальности видимости по контрастам удаленных объектов [3, 5]. Истинные контрасты  $K_0$  удаленных, покрытых снегом объектов при одних и тех же условиях освещения непостоянны.

Они зависят от количества снега, покрывающего объекты, и не поддаются никакому контролю со стороны наблюдателя. Поэтому наблюдения по таким объектам вносят большую ошибку в измерение метеорологической дальности видимости. Для того чтобы избежать этого, следует наблюдать объекты только под очень большой дымкой [3, 5].

Наблюдения метеорологической дальности видимости по объектам, покрытым очень малой дымкой, требуют не только большой точности определения K, но и постоянства  $K_0$ , но чем большая дымка наложена на объект (чем больше отношение  $\frac{l}{S}$ ), тем меньшие требования можно предъявить к постоянству  $K_0$ . Поэтому для зимних условий наблюдения визуальная методика разрешает использовать только объекты, воздушная дымка на которых оценена баллом 1 или 2 шкалы интенсивности воздушной дымки, т. е., когда контраст  $K_0$  объекта с фоном уменьшен до K = 0,06 и K = 0,15 [3]. Согласно табл. 2, число не укладывающихся в вилку зимних наблюдений невелико, что говорит о доброкачественности методики измерений метеорологической дальности видимости по естественным объектам, покрытым снегом.

Таким образом, опыт испытаний методики ГГО на сети гидрометеостанций показал, что она применима в любых условиях (при наличии снежного покрова и без него), и может быть использована в сетевых наблюдениях.

Одновременно эти испытания выяснили необходимость иметь таблицу эталонных контрастов для того, чтобы обеспечить однообразное понимание баллов шкалы интенсивности воздушной дымки на всех метеостанциях. Такая таблица была разработана И. Н. Нечаевым; она состоит из пяти изображений одного и того же ландшафта, иллюстрирующих различную степень интенсивности воздушной дымки. Силуэты объектов имеют контраст с фоном неба K = 0.06; 0.15; 0.30и 0,50, положенные в основу шкалы видимости объектов визуальной методики [3, 4]. Визуальное различие между баллами очень велико, их трудно спутать друг с другом и легко заучить. Качество таблицы эталонных контрастов тщательно проверялось. Путем большого числа выборочных измерений на фотометре типа Пульфриха было установлено, что точность воспроизведения контрастов на таблице вполне достаточна и удовлетворяет требованиям теории. Таблицы также были проверены на выцветание. Для этого они подвергались воздействию прямых солнечных лучей и кварцевой лампы ПРК-2 в течение длительного времени. За год хранения таблиц изменений контрастов, доступных для регистрации с помощью фотометра Пульфриха, не было обнаружено. Поэтому примечание "на прямом солнечном свете не держать; хранить в сложенном виде", данное автором таблиц И. Н. Нечаевым, можно считать достаточным для обеспечения сохранения качества таблиц.

В основу таблиц эталонных контрастов положено следующее. Согласно данным [7], точность измерения контрастов по визуальной методике составляет  $\frac{\Delta K}{K} = 0,3$ . Число ступеней шкалы оценки интенсивности воздушной дымки должно отвечать этой точности. Как во всяком инструменте, ошибка на половину деления (в случае таблиц И. Н. Нечаева на половину балла) должна соответствовать погрешности прибора. Таблицы рассчитаны по формуле K = 0,03  $(1 + N^2)$ , где N — номер балла. Дифференцированием получаем

$$\frac{\Delta K}{K} = \frac{2N\Delta N}{1+N^2}.$$

Для среднего балла N = 3 и ошибки  $\Delta N = 0,5$  (на половину деления шкалы) получаем  $\frac{\Delta K}{K} = 0,3$ , что в точности соответствует опытным данным [7]. Опыт использования этой таблицы показал, что она вполне удовлетворяет запросам практики, обеспечивает единообразие наблюдений и облегчает работу наблюдателя.

<u>9</u>,

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Болдырев Н. Г. Дальность видимости реальных объектов. Труды ГГО, вып. 19 (81) 1950.
- 2. Пинегин Н. И., Болдырев Н. Г., Бартенева О. Д. Расчет дальности види-мости. ДАН СССР, т. I, XXXIV, 3, 1952.
- 3. Методические указания управлениям гидрометслужбы № 20. Гидрометеоиздат, 1955. Организация визуальных наблюдений за метеорологической дальностью видимости. Критический просмотр материалов наблюдений (по данным одной станции) и теоретическое обоснование методов определения метеорологической дальности видимости и дальности видимости реальных объектов на местности.
- 4. Методические указания гидрометеорологическим станциям № 7. Гидрометеоиздат, 1955. Визуальное определение метеорологической дальности видимости на сети гидрометео-
- рологических станций в светлое время суток. 5. Болдырев Н. Г. и Бартенева О. Д. Определение метеорологической даль-ности видимости по контрастам удаленных объектов. Труды ГГО, вып. 42 (104), 1953.
- 6. Лазарев Д. Н. Без ынструментальный метод оценки видимости. Проблемы физио-
- логической оптики, 8, 1953. 7. Бартенева О. Д. Установка и методика исследования точности измерителей види-мости. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
- 8. Болдырев Н. Г. и Бартенева О. Д. Руководство по определению дальности видимости реальных объектов. Гидрометеоиздат, 1950.
- 9. Наставление по производству визуальных наблюдений за метеорологической дальностью видимости в светлое время суток. Гидрометеоиздат, 1950.
- 10. Указания инспекторам по организации наблюдений за метеорологической дальностью видимости на сети гидрометеостанций в светлое время суток. Гидрометеоиздат, 1950.

### Л. Г. МАХОТКИН

### ИТОГИ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ВАРИАЦИЙ ПРЯМОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

Необходимость сравнения данных многочисленных измерений полного потока прямой солнечной радиации (1), а также обобщения и анализа полученных материалов уже давно потребовали выборо определенной нормальной зависимости, так как выяснилась непригодность для этой цели простой показательной формулы Буге. Не останавливаясь на истории вопроса, заметим лишь, что в специальных работах абстрактный подход к решению поставленной задачи (путем привязки к "идеальной" атмосфере) сменился в последние годы узко эмпирическим подходом (представлением обобщенных фактических данных в виде таблицы, без попытки увязать какой-нибудь определенной закономерностью содержащиеся в ней ряды). Однако на общей литературе это не отразилось; там до сих пор почти всегда ограничиваются определением фактора мутности Линке Т. Большая популярность фактора мутности объясняется в первую очередь тем, что всюду — от солидного "Хандбух" [1] до учебника для техникумов [2] — ошибочно давалось очень наглядное определение: "... фактор мутности показывает, сколько идеальных атмосфер нужно взять, чтобы получить наблюдаемое ослабление солнечной радиации". Эта ошибка появилась и оставалась незамеченной из-за слишком свободного обращения с понятиями "коэффициент прозрачности", "коэффициент экстинкции" (в случаях, когда формула Буге неприменима, они имеют очень ограниченное значение). Если берется несколько идеальных атмосфер, нельзя приписывать каждой из них постоянное (при данной массе *m*) значение коэффициента прозрачности. Поэтому, например (для m = 2), при двух идеальных атмосферах фактор мутности будет не 2, а 1,73; при трех идеальных атмосферах T равен не 3, а 2,28; при четырех — T не 4, а 2,68 и т. д. Вообще идеальная атмосфера не подходит в качестве основы для сравнения фактических данных.

Эмпирический подход начал развиваться благодаря очень удачному методу систематизации результатов измерений *I*, примененному впервые Н. Н. Калитиным; выяснившаяся при этом однотипность хода *I* в различных пунктах позволила составить обобщенные таблицы и снова указывала на существование каких-то общих закономерностей, смысл и форма которых оставались еще совершенно неясными (таблица С. И. Сивкова приведена в книге К. Я. Кондратьева [3], более подробная таблица дана М. С. Аверкиевым [4]).

Математическая обработка результатов в отрыве от их конкретного содержания путем обычного подбора приближенных формул, достаточно хорошо воспроизводящих данные ряды чисел, означала бы замену формального физического подхода (типа сравнения с идеальной атмосферой) формальным математическим подходом. Специфическая особенность задачи состоит в том, что для увязки вполне определенных фактических данных можно использовать только достаточно общие оценки зависимости *I* от *m* (в силу сложности спектральных характеристик). При этом естественно ограничиться тем средним интервалом значений *I*, в котором лежат данные подавляющего большинства измерений (в обычных наземных условиях), не пользуясь не входящим в этот интервал значением  $I_0$  (солнечной постоянной) и опираясь только на постоянство  $I_0$  (что оправдывается с достаточной степенью точности).

Вследствие перегиба кривых  $I = \psi(\lg m)$  примерно в середине интервала  $(0 - I_0)$  приближенное выражение  $I \approx c - b \lg m$  (c, b - некоторые коэффициенты) оказывается подходящим в довольно большом интервале значений I (порядка  ${}^{3}\!/_{4}I_{0} - {}^{1}\!/_{4}I_{0}$ ) для достаточно широкого класса исходных зависимостей  $I_{0\mu} = F(\mu)$  (объединяющих спектральные характеристики радиации  $I_{0\lambda}$  и среды  $\mu_{\lambda} = -\ln p_{\lambda}$ ).

Определение коэффициентов c и b по данным наблюдений показало, что c меняется в зависимости от прозрачности атмосферы, а b остается почти неизменным [5]. Отсюда можно подойти к выводу, что изменение прозрачности атмосферы эквивалентно замене m на некоторое кратное число масс (скажем, km). Действительно, фиксируем определенное значение  $c = \overline{c}$ ; тогда в общем случае  $I \approx \overline{c} + b \lg (km)$ , где величина k легко определяется по данному c и фиксированным  $\overline{c}$  и b. Для получения более точных результатов необходимо учитывать отклонения от линейности (относительно  $\lg m$ ) на краях интервала обычно встречающихся значений I. Это удобно сделать с помощью графика, используя логарифмическую шкалу для m и линейную для I.

Проведенное таким методом более детальное сопоставление данных полностью подтвердило сделанный вывод для достаточно широкого интервала значений I: при изменении прозрачности атмосферы кривые, изображающие зависимость I от 1g m, просто сдвигаются вдоль оси 1g m. Ясно, что сдвиг по оси 1g m эквивалентен замене m на km. Между прочим, это показывает, что таблицы M. C. Аверкиева и C. И. Сивкова сводятся, по существу, к одной строчке (которую требуется только продолжить в стороны больших и меньших значений I, m); остальные строчки получаются выборкой значений I для m, кратных стандартным массам 8, 5, 4, 3, 2,  $1^{1}/_{2}$  [например, для m = 12; 7,5; 6; 4,5; 3;  $2^{1}/_{4}$  (множитель k = -1,5) и т. п.]. Сколько-нибудь существенные расхождения встречаются только при тех значения I (относящихся к m > 1,5), которые были получены С. И. Сивковым и М. С. Аверкиевым с помощью экстраполяции и, конечно, менее надежны, чем все остальные значения, полученые по данным непосредственных измерений.

Таким образом, исследование общих закономерностей в ходе *I*, не связанное сначала с задачей получения рациональной характеристики прозрачности для полного потока прямой солнечной радиации, само привело к получению такой характеристики. Определим нормальную атмосферу следующей зависимостью *I* от 1g *m*, в которой численные коэффициенты взяты по результатам фактических измерений:

$$I + 0.5 (I - 0.8)^3 = 1.41 - 1.11 \lg m (1.6 \ge I \ge 0.1).$$
(1)

Здесь *I* выражено в кал/см<sup>2</sup> мин. по европейской шкале с привязкой к эталонным пиргелиометрам Онгстрема № 212 и 250 и приведено к среднему расстоянию до Солнца (по сравнению с международной шкалой *I* понижено на 1%).

Индекс N, величина которого показывает, сколько нормальных атмосфер нужно взять, чтобы получить в данных условиях (при данной высоте Солнца) наблюдаемое значение I, был впервые введен в работе [6]. Такой физически наглядный индекс был получен без отрыва от реальных характеристик благодаря выбору за норму реальной атмосферы. Остановимся теперь на практических вопросах, связанных с вычислением индекса N (которые были изложены в [6] очень сжато), и на некоторых дополнительных результатах.

### Таблица для вычисления индекса N

Индекс N вычисляется очень легко с помощью табл. 1, которая позволяет по данному значению I, приведенному к среднему расстоянию до Солнца, сразу же определить соответствующую массу нормальной атмосферы  $m^*$ .

Таблица 1

Массы нормальной атмосферы *m*<sup>\*</sup> в зависиМости от величины *I*, выраженной в кал/см<sup>2</sup> мин. по международной пиргелиометрической шкале 1956 г.

. 1	0	1	2	3	4	5	6	. 7	8 ·	9
$\begin{array}{c} 0,1\\ 0,2\\ 0,3\\ 0,4\\ 0,5\\ 0,6\\ 0,7\\ 0,8\\ 0,9\\ 1,0\\ 1,1\\ 1,2\\ 1,3\\ 1,4\\ 1,5\\ 1,6 \end{array}$	$\begin{array}{c} 21,7\\ 15,5\\ 11,5\\ 8,77\\ 6,87\\ 5,48\\ 4,43\\ 3,60\\ 2,93\\ 2,37\\ 1,89\\ 1,49\\ 1,14\\ 0,853\\ 0,613\\ 0,423\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 20,9\\ 15,0\\ 11,2\\ 8,55\\ 6,71\\ 5,36\\ 4,34\\ 3,53\\ 2,87\\ 2,32\\ 1,85\\ 1,45\\ 1,11\\ 0,826\\ 0,592\\ 0,407 \end{array}$	$\begin{array}{c} 20,2\\ 14,5\\ 10,9\\ 8,33\\ 6,56\\ 5,25\\ 4,25\\ 3,46\\ 2,81\\ 2,27\\ 1,80\\ 1,41\\ 1,08\\ 0,801\\ 0,571\\ 0,391 \end{array}$	$19,5 \\ 14,1 \\ 10,6 \\ 8,12 \\ 6,41 \\ 5,14 \\ 4,16 \\ 3,39 \\ 2,75 \\ 2,22 \\ 1,76 \\ 1,38 \\ 1,05 \\ 0,775 \\ 0,551 \\ \end{array}$	18,913,710,37,926,275,034,073,322,692,171,721,341,020,7510,532	$18,3 \\13,3 \\10,0 \\7,72 \\6,13 \\4,92 \\3,99 \\3,25 \\2,64 \\2,12 \\1,68 \\1,31 \\0,992 \\0,726 \\0,512 \\$	17,7 $12,9$ $9,75$ $7,54$ $5,99$ $4,80$ $3,91$ $3,18$ $2,58$ $2,08$ $1,64$ $1,27$ $0,964$ $0,703$ $0,493$	17,112,59,497,365,864,703,833,112,532,031,601,240,9350,6790,475	$16,5 \\ 12,1 \\ 9,25 \\ 7,19 \\ 5,73 \\ 4,61 \\ 3,75 \\ 3,05 \\ 2,47 \\ 1,98 \\ 1,56 \\ 1,21 \\ 0,907 \\ 0,657 \\ 0,457 \\ \end{array}$	$16,0 \\ 11,8 \\ 8,99 \\ 7,03 \\ 5,60 \\ 4,52 \\ 3,67 \\ 2,99 \\ 2,42 \\ 1,93 \\ 1,52 \\ 1,18 \\ 0,879 \\ 0,634 \\ 0,440 \\ 0,440 \\ 0,440 \\ 0,440 \\ 0,440 \\ 0,440 \\ 0,40 \\$

Таблица 1 вычислена по формуле (1), так как коэффициенты этой формулы отнесены к европейской шкале, применявшейся раньше в СССР. При составлении таблицы учтена поправка к значениям *I*, связанная с переходом на международную пиргелиометрическую шкалу 1956 г.

Индекс N равен отношению полученного значения  $m^*$  к массе атмосферы m в момент наблюдения

$$N = \frac{m^*}{m}.$$
 (2)

Предположим, например, что было получено значение I = 1,26 кал/см<sup>2</sup> мин. (приведенное к среднему расстоянию по международной шкале) при высоте Солнца 35°. По табл. 1 для I = 1,26 находим, что  $m^* = 1,27$ . Для высоты Солнца 35° масса m = 1,74. Следовательно, в данном случае  $N = \frac{1,27}{1,74} = 0,73$ .

В случае надобности значения N можно приводить к уровню моря, пользуясь соотношением  $N_{np} = N(\frac{p_0}{p})$ , где  $p_0$  и p — давление на уровне моря и на уровне станции.

### О методе Аурена и "стандартной летней атм сфере" Муна

Остановимся теперь на результатах двух работ, которые оставались у нас малоизвестными и не были использованы при введении индекса N. Аурен [7] предложил для общей характеристики прозрачности атмосферы в данном пункте использовать осредненные максимальные значения I по данным наблюдений; это предложение было поддержано Георги [8]. В своей работе Аурен приводит таблицу максимальных значений I при разных высотах Солнца для Стокзунда, Орегрунда и Абиско (Швеция). Чтобы прознализировать эти данные, мы вычислили соответствующие значения индекса N (табл. 2).

Значения N для разных высот Солнца оказались достаточно устойчивыми; интересно, что даже для  $h_{\odot} = 4^{\circ} N$  близко к средней величине. Указанные в табл. 2 наибольшие отклонения от среднего значения N соответствуют отклонениям от исходных значений I в пределах до 0,03 кал., а в большинстве случаев еще меньше; такой разброс следует признать вполне естественным.

Таблица 2.

Индекс N для максимальных значений I

h°⊙	4	12	20	30	40	40 46		54	Среднее <i>N</i>	
Стокзунд Орегрунд Абиско	0,58 0,54	0,54 0,58 0,55	0,47 0,60 0,52	0,48 0,50	0,51 0,57 0,52	0,52 0,57 0,52	0,53 0,57	0,53 	$\begin{array}{c} 0,51{\pm}0,04\\ 0,58{\pm}0,02\\ 0,52{\pm}0,03 \end{array}$	

Следовательно, предложенный Ауреном метод сводится, по существу, к одному из вариантов общей характеристики прозрачности атмосферы с помощью индекса N. Применение индекса N чрезвычайно упрощает результат (для описания зависимости от  $h_{\odot}$  осредненных максимальных значений I достаточно указать среднее N) и дает основу для увязки различных данных. В своей работе Аурен был вынужден ограничиться не увязкой, а чисто внешним сопоставлением данных, приводя для сравнения зависимость средних значений I от  $h_{\odot}$  по наблюдениям американских горных обсерваторий. Можно показать, например, что максимальные значения N для шведских станций приближаются к средним значения N для горных обсерваторий (Уитнея, Монтезума, Вильсона), приведенным к уровню моря. Интересная таблица максимальных значений I в полдень и в полночь для нескольких полярных станций имеется в книге H. H. Калитина [9]; соответствующие значения N даны в табл. 3.

Таблица З

И	ндекс	Ν	для	максимальных	значений	Ι	

N. AND	Пол	день	Полночь			
	<sup>h</sup> ⊙	Ν	h <sub>☉</sub>	N		
Бухта Тихая	33° 35 37 28	0,53 0,46 0,59 0,45	13°,8 11,5 6,8 2,9	0,52 0,51 0,53 0,51		
Среднее		0,51		0,52		

Несмотря на короткие ряды наблюдений, в среднем полуденные и полуночные значения N для максимальных значений I практически совпадают, как и для взятых выше станций; при наибольшей прозрачности атмосфера эквивалентна примерно половине нормальной.

Среди других попыток заполнить пробел в части обобщения накопленных данных выделяется работа Муна [10], в которой он предлагает для практических целей пользоваться стандартной кривой солнечной радиации. На основании экстраполированной кривой распределения энергии в спектре Солнца за пределами атмосферы и зависимости коэффициента экстинкции от длины волны (с учетом селективного поглощения) Мун вычислил спектры солнечной радиации на уровне моря для m = 1, 2, 3, 4, 5 и соответствующие значения I при следующих условиях: давление 760 мм, абсолютная влажность 20 мм, запыленность 300 частиц/см<sup>3</sup>, озон 2,8 мм. Принятая Муном величина солнечной постоянной  $I_0 = 1,90$  кал. немного меньше обычно указываемых теперь величин  $I_0$ , но это не может заметно сказаться на вычисленных им значениях I, так как разница связана главным образом с поправками на краях спектра, где поглощение велико (укажем, например, ито в одной из последних работ [11] получается  $I_c = 2,00 \pm 0,04$  кал. при сохранении для длин волн больше 0,58  $\mu$  исходного внеземного спектра Муна). Поэтому им не вводили каких-либо поправок к вычисленным Муном значениям I, переведя их только из вт/м<sup>2</sup> в кал/см<sup>2</sup> мин. Соответствующие значения N (табл. 4) оказались близкими к единице и практически постоянными.

Таблица 4.

### Индекс N для "стандартной летней атмосферы"

		, <b>(</b> 1	по рабо	оте Мун	ia)	
n V	$1 \\ 1.05$	$2 \\ 1.04$	3 1.04	41.04	$5 \\ 1.06$	Среднее N 1.05+0.01

Следовательно, и для "стандартной летней атмосферы" ход l вполне характеризуется индексом N; такой широкий охват различных результатов показывает, что введение индекса N диктуется самим существом вопроса. Действительно, не зная, как перейти к другим возможным случаям прозрачности, нужно было бы определить ход l для целого набора (по крайней мере для двух) "стандартных атмосфер". Расчет для второй "стандартной зимней атмосферы" был сделан Хутчинсоном и Чепменом [12], но подсчитать дополнительно соответствующее значение N нам не удалось из-за отсутствия журнала [12] за этот год.

### Сезонные колебания прозрачности

Для приблизительной оценки сезонных колебаний величины индекса N можно воспользоваться средними полуденными значениями I по месяцам, приводимыми обычно в курсах климатологии (например, [13]). Результаты соответствующих подсчетов для нескольких станций даны в табл. 5.

Таблица 5

	φ	Н(м)	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII	Среднее N
Эксдалемюир Модена Хелуан Джакарта Ароза Ароза (приве- дено к ур. моря)	55°,3 44,6 29,9 -6,2 46,8 46,8	244 51 116 8 1 860 1 860	0,69 0,83 0,95 1,25 0,32 0,40	0,79 1,27 0,70 1,40 0,32 0,40	0,88 0,94 0,69 1,10 0,34 0,43	1,09 1,21 0,77 1,00 0,39 0,49	0,94 1,08 0,77 1,06 0,45 0,56	1,02 1,34 0,76 1,00 0,45 0,56	0,87 1,24 0,76 1,05 0,46 0,58	0,98 1,06 0,76 1,26 0,42 0,53	0,87 1,26 0,78 1,62 0,42 0,53	0,73 0,85 0,84 1,85 0,37 0,47	0,77 0,80 0,82 1,38 0,31 0,40	0,69 0,84 0,78 1,24 0,30 0,39	0,86 1,07 0,78 1,30 0,38 0,48

Примерный ход индекса N по месяцам

В средних широтах от теплого к холодному полугодию индекс N уменьшается примерно в 1,5 раза, в том числе и на станциях, расположенных значительно выше уровня моря, где средние величины N сильно понижены; для низких широт годовой ход в основном зависит от местных условий (характерно, что для Джакарты в среднем за год получилось почти в два раза большее значение N, чем для Хелуана). В дальнейшем указанные общие оценки могут быть уточнены при использовании более полных данных наблюдений для каждого интересующего нас пункта.

### Дополнительные замечания

После решения основной задачи о количественной характеристике колебаний прозрачности, сопоставлении и увязке результатов, полученных в разных пунктах для полного потока прямой солнечной радиации, представляет интерес проработка

отдельных частных вопросов (например, об изменении N в зависимости от абсолютной влажности). Для предварительной ориентировки можно воспользоваться довольно отрывочными данными Н. Н. Калитина [9] о зависимости I (при  $h_{\odot} = 30^{\circ}$ ) от абсолютной влажности q (мм); изменение соответствующих значений N представлено графически на рис. 1.

В качестве следующего примера сопоставления N с другими элементами укажем на зависимость интенсивности рассеянной радиации і (при безоблачном небе, по сводке М. С. Аверкиева [14]) от величины N (рис. 2). На этом рисунке i выражено в относительных единицах. Следует заметить, что сопоставление отдельных одно-





Рис. 1. Примерная зависимость величины индекса N от абсолютной влажности q.



временных измерений і и I (соответственно N) дает значительный разброс точек и только в среднем зависимость выявляется достаточно четко. Наконец, заканчивая частные замечания и примеры, остается упомянуть еще об одной детали.

Практически наибольшее значение имеет определенный выше индекс N для полного потока прямой солнечной радиации, но для отдельных специальных исследований можно аналогичным путем построить характеристики прозрачности подобного типа для коротковолновой и длинноволновой частей спектра ( $N_{\kappa}$ и  $N_{\pi}$ ), найдя по наблюдениям соответствующие нормали. В предельном случае монохроматической радиации индекс N сводится к коэффициенту экстинкции, выраженному в относительных единицах.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Handbuch d. Experimentalphysik von W. Wien und F. Harms, Band 25, 1 Teil, Leipzig, 1928.

- 1928.
   Дубинский, Гуральник, Мамиконова. Метеорология. Гидрометеоиздат, 1956.
   Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеоиздат. 1954.
   Аверкиев М. С. О возможности определения переводного множителя актинометра без сравнения с эталонным прибором. Вестник МГУ, № 10, 1955.
   Махоткин Л. Г. Об изменении интенсивности немонохроматической радиации в ограниченном интервале. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
- 6. Махоткин Л. Г. Прямая радиация и прозрачность атмосферы. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1957. 7. Auren T. E. Studies of solar radiation. Arkiv för Geofysik, band 1, № 14, 1951.
- 8. Georgi J. Bemerkungen zu T. E. Auren "Studies of solar radiation". Geofisica pura e
- applicata, v. 28, 1954. 9. Калитин Н. Н. Актинометрия. Гидрометеоиздат, Л.—М., 1938.♥ 10. Мооп Р. Proposed standard solar—radiation curves for engineering use. Journal of the
- 11. Johnson F. S. The solar constant. Journal of Meteorology, v. 11, № 6, 1954.
  12. Hutchinson F. W., Chapman W. D. Transaction Amer. Soc. Heat and Ventil. Engs., v. 52, p. 105, 1946.
  13. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии,
- ч. 1 и 2. Гидрометеоиздат, 1952.
- 14. Аверкиев М. С. Рассеянная радиация безоблачного неба. Метеорология и гидрология, № 5, 1956.

### Л. Г. МАХОТКИН

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ ПРИ БЕЗОБЛАЧНОМ НЕБЕ

О рассеянной радиации безоблачного неба и вообще по рассеянию света атмосфере написано много чисто теоретических работ. Гораздо меньше внимания делялось систематизации и анализу результатов наблюдений, поэтому нужно не олько подчеркнуть важность и своевременность недавно опубликованной работы А. С. Аверкиева [1], но и подробнее разобраться в представленном материале. Стоит задуматься уже над вводной частью [1], где сказано, что: 1) довольно ложные и громоздкие теоретические формулы не дают вполне точных значений задиации; 2) для многих практических вопросов требуется быстро найти соответтвующие величины в первом приближении; 3) эта задача в известной мере нешается с помощью эмпирических формул. Эти правильные (к тому же не новые) амечания непосредственно приводят нас к вопросу, оказывает ли сейчас теория акую-нибудь практическую помощь в данном случае. Посмотрим прежде всего, гочему вообще может возникнуть такой вопрос. М. С. Аверкиев, проверяя ряд гриближенных формул, предложенных разными авторами для рассеянной радиаии *i*:

$$i = B\left(I_0 - I\right) \sin h,\tag{1}$$

$$i = c \, V \sin h \,, \tag{2}$$

$$i = A'm^{-b'} \approx A(\sin h) b \tag{3}$$

где  $I_0$  — солнечная постоянная; I — интенсивность прямой радиации на перпендисулярную поверхность; h — высота Солнца;  $m \approx \frac{1}{\sin h}$  — масса атмосферы; B, c, A, b — некоторые коэффициенты), сразу же отмечает однотипность формул (2) и (3); цальнейший расчет окончательно сближает их — коэффициент b оказывается близсим к 0,5 (порядка 0,53). Связь формул (1) и (2) не была замечена; она следует із приближенного выражения для I, данного в работе [2],

$$I \approx p - q \sqrt{m} \tag{4}$$

где p, q — некоторые коэффициенты; p близко к $I_0$ ) и применявщегося с неплохими результатами для реальной [3] и идеальной [4] атмосферы. Действительно, подтавляя (4) в (1), получаем формулу, отличающуюся от (2) только добавочным иленом

$$i \approx Bq \sqrt{\sin h} + (I_0 - p) B \sin h$$
,

причем добавочный член мал по сравнению с главным (вследствие малости  $I_0 - p \ll q$ ); опускание его можно практически компенсировать корректировкой соэффициента Bq. Это дает основание рассматривать эмпирические формулы (2), (3)

2 Труды ГГО, вып. 80

«Сенгредскала) Сторологиссокого Сститута

как варианты приближенной формулы (1); характерно, что средние величины ошибок оказались примерно одинаковыми для всех трех формул [1]. Легко получить еще один вариант формулы (1), подставляя в нее приближенное выражение для *I*, даваемое формулой Кастрова:

$$I \approx \frac{I_0}{1+cm}, \quad i \approx Bc \frac{I_0}{1+cm}. \tag{5}$$

Формула (5) приводит к важному соотношению  $i \approx (Bc)I$ , на котором мы остановимся позднее; сейчас же напомним, что Рейц [8] эмпирически получил аналогичные формулы ( $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  — некоторые коэффициенты)

$$i \approx \frac{k_1}{k_2 + m} + k_3 = \frac{\binom{n_1}{k_2}}{1 + \binom{1}{k_2}m} + k_3, \tag{6}$$

отличающиеся от (5) только небольшой поправкой  $k_3$  и независимостью  $\left(\frac{1}{k_2}\right)$  от прозрачности атмосферы.

Значение теории, определяющей в общих чертах необходимую основную закономерность, теперь достаточно выясняется: эмпирические формулы оказываются вариантами теоретической формулы (1), полученной при расчете *i* в первом приближении, пренебрегая вторичным рассеянием [9]. В теоретических работах, включая [9], формула (1) сначала давалась как второстепенная, а потом стала и совсем пропускаться, потому что все внимание обращалось на приближения более высоких порядков и преодоление встающих на этом пути математических трудностей. При таком положении неудивительна ошибка (или описка) Аверкиева, причислившего формулу (1) к эмпирическим. Но, может быть, результаты точных теоретических расчетов, потребовавших большого труда, применения специальных трансцендентных функций и т. д., резко отличаются от первого приближения (1)? Наглядным ответом служит рис. 1, на котором изображены спектры рассеянной радиации для идеальной (рэлеевской) атмосферы, вычисленные по методу Чандрасекара, учитывающему не только рассеяние высших порядков, но и поляризацию

рассеянного света [10], и по формуле (1)  $\left(B=\frac{1}{2}\right)$ 

$$i_{\lambda} = \frac{1}{2} \left( I_{0\lambda} - I_{\lambda} \right) \sin h$$

(при нулевом альбедо; λ — длина волны).

Суммирование по  $\lambda$  дает следующие значения *i* в кал/см<sup>2</sup> мин.

	$h = 90^{\circ}$	$h = 36^{\circ}, 9$	$h = 5^{\circ}, 7$
По Чандрасекару	0,082	0,073	0,034
По формуле (1)	0,084	0,076	0,038

Мы видим, что говорить о резком отличии результатов не приходится: уже первое приближение практически довольно удовлетворительно; аналогичный вывод по данным других теоретических расчетов был получен раньше [5]. Теоретическая корректировка коэффициента B формулы (1), равного  $\frac{1}{2}$  в первом приближении (при нулевом альбедо и отсутствии поглощения), представляет некоторый интерес и может быть сделана с разумной точностью даже без особенно громоздких расчетов; однако получаемые реально пониженные значения B (порядка 0,3) и зависимость их от прозрачности атмосферы объясняются в первую очередь поглощением.

В области полос поглощения соответствующие значения  $B_{\lambda}$  должны быть сильно снижены, а в остальной части спектра, вероятно, приближаются к теоретическим значениям для случая чистого рассеяния. Чтобы детально разобраться в этих вопросах, необходимы вполне надежные и полные данные по спектру рассеян-

ной радиации (с одновременными измерениями прямой радиации зальбедо); получение таких данных является вообще первоочередной задачей.

Сложность реальной обстановки (наличие поглощения, влияние альбедо, зависимость всех характеристик от длины волны) подчеркивает необходимость выявления и учета особенностей, являющихся следствием наложения ряда факторов и не вытекающих поэтому из более или менее схематизированных теоретических построений. Просматривая сводную таблицу значений i [1], можно заметить, что относительные изменения i при изменении прозрачности атмосферы не зависят от высоты Солнца. Для подтверждения этого указанная таблица Аверкиева была пересчитана в относительных единицах, в качестве которых были выбраны значения i при каждой данной высоте Солнца и фиксированном  $p_2 = 0,75$  (табл. 1;  $p_2$  — коэффициент прозрачности при массе 2).



Рис. 1. Спектр рассеянной радиации в идеальной атмосфере.  $a - для h = 90^{\circ}, \delta - для h = 5^{\circ}, 7$ 1 - по расчетам Дейрменджана и Секера, 2 - по формуле (1).

Таблица в

Относительные значения і в зависимости от  $p_2$  при разных высотах Солнца

				<b>p</b> <sub>2</sub>	• .		
h	0,650	0,675	0,700	0,725	0,750	0,775	0,800
5° 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75	1,55 $1,49$ $1,49$ $1,49$ $1,49$ $1,48$ $1,47$ $1,46$ $1,46$ $1,45$ $1,45$ $1,45$ $1,45$ $1,45$ $1,45$ $1,45$ $1,45$ $1,45$ $1,47$	$1,42 \\1,35 \\1,34 \\1,34 \\1,36 \\1,35 \\1,35 \\1,35 \\1,34 \\1,34 \\1,33 \\1,32 \\1,33 \\1,33 \\1,33 \\1,34$	$1,28 \\ 1,22 \\ 1,21 \\ 1,21 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,21 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ 1,23 \\ 1,22 \\ 1,23 \\ $	1,12 1,10 1,09 1,10 1,11 1,11 1,11 1,10 1,10		0,92 0,90 0,89 0,89 0,89 0,89 0,89 0,89 0,89	0,82 0,79 0,80 0,78 0,79 0,79 0,79 0,79 0,79 0,79 0,79 0,79
Среднее	1,41	1,04	1,22		•		0,-0

2\*

Согласно табл. 1, относительные значения *i* почти постоянны при любой определенной величине  $p_2$  из интервала  $0,8 \ge p_2 \ge 0,65$ , особенно если выпустить значения *i* для  $h = 5^{\circ}$  (при такой малой высоте Солнца точность исходных данных меньше и даже может быть заметна погрешность за счет их округления). Другими словами, непосредственно по фактическим данным, не пользуясь никакими наперед заданными формулами, мы приходим к выводу, что для обычных условий *i* представляется произведением двух множителей

$$i = l_1(x) l_2(m),$$

один из которых  $l_1(x)$  зависит от прозрачности атмосферы, но не зависит от массы, а второй  $l_2(m)$  зависит от массы, но не зависит от прозрачности атмосферы. Для второго множителя  $l_2(m)$  удобно использовать следующее эмпирическое выражение  $(m \ge 1)$ :

$$l_2(m) = \frac{1}{1+0.6 m}$$

тогда  $l_1(x) = 1,6$   $i_1$  и

$$i = \frac{1.6i_1}{1 + 0.6 m}, \tag{7}$$

где  $i_1$  (величина рассеянной радиации при массе m = 1) зависит от прозрачности атмосферы. Как было правильно замечено в [1], результаты обобщения данных по i могут быть применены для расчета сумм рассеянной радиации ( $q_0$ ); теперь можно реализовать это замечание, воспользовавшись выражением (7).

Полагая в (7)  $m = \frac{1}{\sin h}$ , мы приходим к табличному интегралу, из которого в данном случае вытекают следующие формулы для  $q_0$ :

$$q_{0} = 733i_{1} \left[ \omega_{0} - \frac{0.6}{\sqrt{\sigma - 0.6}\sqrt{\Delta + 0.6}} \ln \left| \frac{\sqrt{\sigma - 0.6}\sqrt{\frac{\Delta}{\sigma}} + \sqrt{\Delta + 0.6}}{\sqrt{\sigma - 0.6}\sqrt{\frac{\Delta}{\sigma}} - \sqrt{\Delta + 0.6}} \right| \right] (\sigma > 0.6), \quad (8a)$$

$$q_0 = 733i_1 \left[ \omega_0 - \frac{1,2}{\sqrt{0,6-\sigma}\sqrt{0,6+\Delta}} \operatorname{arctg}\left(\sqrt{\frac{\Delta}{\sigma}} \frac{\sqrt{0,6-\sigma}}{\sqrt{0,6+\Delta}}\right) \right] (\sigma < 0,6), \quad (86)$$

$$q_{0} = \frac{7}{33}i_{1} \left[ \omega_{0} - \frac{1,2}{\Delta + \sigma} \sqrt{\frac{\Delta}{\sigma}} \right] \quad (\sigma = 0,6),$$
(8B)

$$q_0 = 733 i_1 \left[ \pi - \frac{0,6\pi}{\sqrt{0,6-\sigma} \sqrt{0,6+\Delta}} \right]$$
 (полярный день), (8г)

в которых  $\omega_0$  — часовой угол захода Солнца;  $\sigma = \cos{(\varphi + \delta)}; \Delta = \cos{(\varphi - \delta)}; \phi$  — географическая широта,  $\delta$  — склонение Солнца.

Вычисленные по формулам (8) значения  $q_0$  для средней прозрачности атмосферы ( $i_1 = 0.183$ ,  $p_2 = 0.75$ ) даны в табл. 2.

При другой прозрачности атмосферы полученное по табл. 2 значение  $q_0$  нужно умножить на коэффициент, даваемый последней строчкой табл. 1 (относительную интенсивность *i*). Для получения поправок на изменение альбедо нужна дополнительная обработка фактических данных, которые в этом отношении пока не были систематизированы.

В связи с подсчетом q интересно проверить также полученное выше приближенное соотношение  $i \approx (Bc) I$ , согласно которому интенсивность рассеянной радиации при данной прозрачности пропорциональна интенсивности прямой радиации на перпендикулярную к лучам поверхность.

### Таблица 2

Суточные суммы рассеянной радиации при ясном небе и средней прозрачности атмосферы (кал/см<sup>2</sup>)

		φ												
ð .	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°				
$\begin{array}{c} -25^{\circ} \\ -20 \\ -15 \\ -10 \\ -5 \\ 0 \\ 5 \\ 10 \\ 15 \\ 20 \\ 25 \end{array}$	96 97 98 99 100 100 100 99 98 97 96	86 89 93 95 97 99 101 102 102 103 103	75 81 85 89 94 97 100 103 106 108 110	62 69 76 82 88 93 98 103 107 112 115	46 56 64 72 81 88 95 102 108 114 121	$27 \\ 39 \\ 50 \\ 60 \\ 70 \\ 80 \\ 89 \\ 98 \\ 108 \\ 117 \\ 126$	7 19 31 43 56 69 81 94 106 120 132	$\begin{array}{c} - \\ 0 \\ 9 \\ 23 \\ 37 \\ 54 \\ 70 \\ 88 \\ 106 \\ 129 \\ 154 \end{array}$		$ \begin{array}{c} - \\ - \\ - \\ 0 \\ 53 \\ 95 \\ 127 \\ 153 \\ 174 \\ \end{array} $				

В табл. З приведены значения  $\frac{i}{I}$ , вычисленные по соответствующим данным из таблиц Аверкиева для рассеянной радиации *i* [1] и прямой радиации *I* [6].

Таблица З

Величины отношения —

	<b>p</b> <sub>2</sub>										
n	0,65	0,675	0,70	0,725	0,75	0,775	0,8				
10° 20 30 40 50 60 70	0,30 0,26 0,25 0,24 0,24 0,24 0,24 0,24 0,24	0,23 0,21 0,21 0,21 0,21 0,21 0,21 0,21 0,21	0,18 0,17 0,18 0,18 0,18 0,18 0,18 0,18	0,14 0,14 0,15 0,15 0,16 0,16 0,16 0,16	0,12 0,12 0,12 0,13 0,13 0,14 0,14 0,13	0,09 0,10 0,10 0,11 0,12 0,12 0,12 0,11	0,07 0,08 0,09 0,09 0,10 0,10 0,10 0,09				

Значения  $\frac{i}{I}$  действительно не очень сильно меняются при фиксированной прозрачности, поэтому в первом приближении можно считать, что суточные суммы рассеянной радиации  $q_0$  пропорциональны суточным суммам прямой радиации на перпендикулярную поверхность  $Q_B$ . Между тем практически часто пользуются введенным Савиновым коэффициентом  $\alpha = \frac{q_0}{Q_B'}$  ( $Q_B'$  – суточная сумма прямой ра-

диации на горизонтальную поверхность), изменения которого объяснены в [7] ошибочно: "...возрастание а в зимнее время года обусловлено в основном убыванием  $Q_B$ , а также влиянием высокой отражательной способности снегового покрова". На самом деле изменения а связаны в первую очередь с изменени-

ями  $\frac{Q_B}{Q_2} = \frac{1}{k}$ ; так, по данным, имеющимся в [7] для Павловска, получаются следующие значения  $\alpha$ ,  $\frac{1}{k}$  и  $\frac{\alpha}{k} = \frac{q_0}{Q_B}$  в процентах:

	1	П	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	XI	<b>ХН</b>
$\alpha$ 1/k $\alpha/k$	33 11 3,6	24 20 4,8	18 32 5,8	13 43 5,6	11 50 5,5	10 54 5,4	$     \begin{array}{c}       11 \\       52 \\       5,5     \end{array}   $	(14) 47 (6,6)	13 38 5,0	19 25 4,8	$39\\13\\5,1$	47 8 3,8

Как и должно быть,  $\frac{\alpha}{b}$  оказываются значительно устойчивее  $\alpha$  (абсолютные  $\frac{a}{b}$  в данном примере пониженные, так как  $q_0$  взяты по измерениям величины с помощью пиранометра Калитина). Указанные соотношения полезно учитывать поэтому при соответствующих оценках.

### Выводы

Общий характер изменения рассеянной радиации при ясном небе в реальных условиях в значительной мере отображается простейшими теоретическими оценками; дальнейшее уточнение соответствующих расчетов может быть проведено в первую очередь на основе анализа фактических данных.

### ЛИТЕРАТУРА

- Аверкиев М. С. Рассеянная радиация безоблачного неба. Метеорология и гидро-логия, № 5, 1956.
   Махоткин Л. Г. Об изменении интенсивности немонохроматической радиации в огра-ниченном интервале. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.

- ниченном интервале. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
  3. Сивков С. И. Общие закономерности дневного хода облучения горизонтальной поверхности солнечной радиация. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
  4. Кастров В, Г. Солнечная радиация в тропосфере в случае абсолютно чистого сухого воздуха. Труды ЦАО, вып. 16, 1956.
  5. Махоткин Л. Г. О способах вычисления рассеянной освещенности при ясном небе. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1953.
  6. Аверкиев М. С. О возможности определения переводного множителя актинометра без сравнения с эталонным прибором. Вестник МГУ, № 10, 171, 1955.
  7. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, 1954.
  8. Reitz G. Pyranometrische Untersuchungen. Gerl. Beitr. zur Geophysik, bd. 65, H. 2, 253, 1939.
  9. Вестьа се Н. Р. Zur Theorie der Beleuchtung einer horizontalen. Eläche durch Таде-

- 9. Berlage H. P. Zur Theorie der Beleuchtung einer horizontalen Fläche durch Tageslicht. Meteor. Zeitschr., 45, № 5, 1928.
   10. Deirmendjan D., Sekera Z. Global radiation from multiple scattering in a Rayleigh atmosphere. Tellus, v. 6, № 4, 382, 1954.

Л. Г. МАХОТКИН

### О ВЫЧИСЛЕНИИ ВОЗМОЖНЫХ СУТОЧНЫХ СУММ ПРЯМОЙ РАДИАЦИИ

Методы вычисления возможных суточных сумм прямой солнечной радиации  $Q'_B$ с помощью рядов оказываются практически неудобными даже при сравнительно простых начальных условиях. Невольно (но тем более убедительно) подтвердил это M. C. Малкевич в недавно опубликованной работе [1], результаты которой мы рассмотрим в первом разделе. Дополнительные трудности приносит обычно учет спектральных характеристик, поэтому необходимость простой формулировки общей закономерности изменения  $Q'_B$  [2] была вполне очевидной. Использование этой закономерности для приближенного расчета  $Q'_B$  опирается на устойчивость некоторого коэффициента  $\alpha$ , связывающего возможные суточные суммы прямой радиации на горизонтальную  $(Q'_B)$  и перпендикулярную  $(Q_B)$  поверхности; результаты ряда подсчетов  $\alpha$  даны во втором разделе. В третьем разделе остановимся непосредственно на практических вопросах применения указанного в работе [2] метода.

### 1. Ряды Малкевича

Подсчет сумм солнечной радиации, поглощаемой атмосферой непосредственно или после отражения от подстилающей поверхности, приводит к интегралам, однотипным с интегралами для возможных сумм монохроматической радиации на перпендикулярную  $(Q_{\lambda})$  и горизонтальную  $(Q'_{\lambda})$  поверхности.

М. С. Малкевич [1], полагая, как обычно,  $m = \frac{1}{\sin h_{\odot}}$  (m — масса,  $h_{\odot}$  — высота Солнца), решает обобщенную задачу вычисления  $Q_{\lambda}$  ( $p_{\lambda}, \omega$ ) и  $Q'_{\lambda}$  ( $p_{\lambda}, \omega$ ) для любого промежутка времени, от  $\omega$  до  $\omega_0$  ( $\omega$  — данный часовой угол,  $\omega_0$  — часовой угол захода Солнца;  $p_{\lambda}$  — коэффициент прозрачности).

Для величины  $I_{\gamma}^{(2)}(\xi, \omega)$ , пропорциональной  $Q'_{\lambda}(p_{\lambda}, \omega)$ , М. С. Малкевич получает следующие разложения по функциям Гольда  $E_n$  (параметр  $\xi$  пропорционален оптической толщине атмосферы ниже данного уровня):

$$I_{v}^{(2)}(\xi, \omega) = e^{-\frac{u}{2}\operatorname{ctg}\omega_{0}}\sum_{n=1}^{\infty}B_{n}(u)(\omega_{0}-\omega)^{n+1}E_{n+2}\left(\frac{u}{\omega_{0}-\omega}\right), \qquad (1)$$

 $I_{\nu}^{(2)}(\xi, \omega) = \left(\sin \omega_0 - \omega_0 \cos \omega_0 - \frac{\sin \omega + \omega \cos \omega}{\cos \omega - \cos \omega_0}\right) e^{-\frac{\omega}{\cos \omega - \cos \omega_0}} - \frac{1}{\cos \omega - \cos \omega_0} = \frac{1}{\cos \omega - \cos \omega_0} - \frac{1}{\cos \omega - \cos \omega_0} + \frac{1}{\cos$ 

$$- v \frac{(\cos \omega - \cos \omega_0)^2}{2 \sin^3 \omega_0} \sum_{k=2}^{\infty} D_k E_k \left( \frac{v}{\cos \omega - \cos \omega_0} \right), \tag{2}$$
$$\frac{\alpha_v \xi^* (1-\xi)}{\cos \varphi \cos \delta \sin \omega_0}; \quad v = \frac{\alpha_v \xi^* (1-\xi)}{\cos \varphi \cos \delta};$$

α, — коэффициент поглощения; ξ\* — количество поглощающей субстанции; φ — географическая широта, δ — склонение Солнца.

гле

Для коэффициентов  $B_n$  ряда (1) получаются сложные выражения; достаточно сказать, что сам автор не выписывает их в развернутом виде, определяя сначала с помощью рекуррентных формул коэффициента  $a_n$ , по которым с помощью других формул вычисляются коэффициенты  $A_n$  и, наконец, по  $A_n$  вычисляются  $B_n$ .

Коэффициенты  $B_n$  зависят не только от широты и склонения Солнца, но и от прозрачности атмосферы, так что в каждом отдельном случае их нужно вычислять заново. Проще (и к тому же не зависящими от прозрачности) оказываются коэффициенты  $D_k$  ряда (2), но после длинных предыдущих выкладок здесь начинает ошибаться сам автор, пропуская в формулах (20), (22), (25) из [1] подчеркнутые нами в формуле (2) члены и неточно выписывая коэффициенты  $D_2$ ,  $D_3$ ,  $D_4$ .



Рис. 1. Зависимость  $k'Q'_{\lambda}$  от  $p_{\lambda}$ . Кривые 1, 16 (22) — по вычислениям М. С. Малкевича.

Посмотрим теперь, что дают ряды (1) и (2), воспользовавшись приведенными Малкевичем конкретными примерами, который подсчитал величины

$$\left[\frac{\cos\varphi\cos\delta}{\pi}\right]I_{\nu}^{(2)}(\xi,0) = k'Q_{\lambda}'$$

пропорциональные суточным суммам радиации, для  $\xi^* = 24 \text{ г/см}^2$ ,  $\alpha_s = 0,032$ . и 2,67 см<sup>2</sup>/г,  $\varphi = 56^\circ$ ,  $\delta = 21^\circ$  ([1], табл. 4). Для наглядности мы возьмем в качестве аргумента не параметр  $\xi_s$ , а коэффициент прозрачности  $p_s$ .

$$p_{\lambda} = e^{-\alpha_{\gamma}\xi^{*}(1-\xi)}.$$

Заметим, что пример, в котором  $\alpha_v = 0,032$ , не представляет существенного интереса, так как соответствует  $p_{\lambda} > 0,92$  (для таких высоких значений коэффициента прозрачности простая

элементарная оценка дает точность того же порядка, что и ряды Малкевича). Правда, сопоставление данных при  $\alpha_s = 2,67$  с данными при  $\alpha_s = 0,032$  для одинаковых значений  $p_{\lambda}$  уже обнаруживает погрешность в вычислении рядов, однако в соответствующем интервале  $p_{\lambda}$  она еще не особенно велика.

На рис. 1 данные указанной таблицы для  $\alpha_v = 2,67$  представлены графически: кривая 1 построена по числам, полученным с помощью численного интегрирования, и может рассматриваться как точная; кривая 16 относится к ряду (1), кривая (22) к ряду (2). С первого взгляда видно, что говорить вообще об удовлетворительном совпадении результатов и целесообразности применения формул (1) и (2), как это делает Малкевич, довольно трудно. Более того, контрольные расчеты по формуле (2), сделанные в связи с обнаруженными погрешностями, показали, что кривая (22) соответствует фактически только первому показательному члену формулы (2), а идущий дальше ряд по функциям  $E_n$  принимался Малкевичем за очень малую величину.

В действительности расчет по формуле (2) (беря 5 членов ряда) приводит не к кривой (22), а к кривой 22 (рис. 1); заметим, что это расхождение нельзя объяснить указанными выше ощибками в отдельных членах формулы (22) работы [1], соответствующей здесь формуле (2).

В заключение Малкевич рекомендует при практических расчетах пользоваться приближенной формулой, получающейся из формулы (2) при отбрасывании ряда по функциям  $E_n$ ; легко видеть, что такая формула соответствует почти тривиальной приближенной оценке исходного интеграла (когда интенсивность солнечной радиации приравнивается к ее максимальному при данных условиях значению и выносится за знак интеграла). Утверждение Малкевича, что отброшенный ряд дает

поправку к основному показательному слагаемому, не превышающую 6<sup>0</sup>/<sub>0</sub> [1], как показывает рис. 1, ошибочно.

В качестве дополнительного примера на рис. 2 вычерчены кривые

$$I_1 = p_{\lambda}^{\sec z} \cos z$$
 и  $I_2 = p_{\lambda}^{\sec z} \cos Z$ ,

где z — зенитный угол Солнца в данный момент; Z — зенитный угол в полдень для  $p_{\lambda} = 0,75$ ,  $\varphi = 56^{\circ}$ ,  $\delta = 21^{\circ}$ .

Площади, ограниченные этими кривыми, отличаются на 13%, причем это расхождение, конечно, еще не является максимальным (пример выбран произвольно).

Ряды, выведенные Малкевичем, практически годятся только для отдельных. частных случаев; рекомендовать их вообще нельзя, даже комбинируя выбором (1) или (2) в зависимости от ξ.

После данного здесь разбора результатов работы Малкевича, естественно, может появиться вопрос, почему теоретический расчет внешне простой кривой 1 (рис. 1) приводит до сих пор к большим трудностям и неувязкам. Практически не имеет никакого значения, что кривая 1 обрывается в точке  $p_{\lambda} = 1$  (при  $p_{\lambda} > 1$  обращается в бесконечность  $Q'_{\lambda}$ ), но при формальном использовании общего математического аппарата подобные особенности

могут приводить к неожиданным неприятностям. Если не гнаться за излишними тонкостями, кривую / легко представить с помощью простого полинома

$$Q' = Q'_0 - c_1 (1-p) + c_2 (1-p)^2,$$
 (3)

$$Q' = \int_{0}^{\omega_{o}} p^{\sec z} \cos z d\omega, \qquad (4)$$

$$Q'_0 = \int_0^{\infty} \cos z d\omega = \omega_0 \sin \varphi \sin \delta + \\ + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_0.$$



Рис. 2. Примерное изменение  $I_1$  и  $I_2$ со временем ( $\varphi = 56^\circ$ ,  $\delta = 21^\circ$ , p = 0.75). Заштрихованная площадь соответствует ошибке при отбрасывании ряда (2).

индекс λ для краткости опускается.

Для определения коэффициентов  $c_1$  и  $c_2$  поставим следующие естественные условия:

(5)

$$Q'_0 - c_1(1-p) + c_2(1-p)^2 = 0$$
 npu  $p = 0$ , (a)

откуда

$$Q_0' - c_1 + c_2 = 0, (6)$$

$$\int_{0}^{p} Q' dp = \int_{0}^{p} \left[ Q'_{0} - c_{1} (1-p) + c_{2} (1-p)^{2} \right] dp.$$
 (6)

Условие (а) не требует пояснений; условие (б) требует равенства площадей, ограничиваемых точной и приближенной кривой. (Применение метода наименьших квадратов в данном случае лишь несколько усложнило бы выкладки без существенного изменения результатов).

Разворачивая левую часть равенства (б) и непосредственно вычисляя правую часть, можно написать

$$\int_{0}^{p} dp \int_{0}^{\omega_{0}} p^{\sec z} \cos z d\omega = Q'_{0} - \frac{c_{1}}{2} + \frac{c_{2}}{3}.$$
 (7)

 $25 \cdot$ 

Меняя порядок интегрирования в правой части (7), легко получаем

$$\int_{0}^{\omega_{0}} \frac{d\omega}{1+\cos z} + Q'_{0} - \omega_{0} = Q'_{0} - \frac{c_{1}}{2} + \frac{c_{2}}{3}.$$
 (8)

B (8) остался только табличный интеграл (обозначим его J), который равен

$$J = \frac{2}{\sqrt{(1-\sigma)(1+\Delta)}} \operatorname{arctgl}\left(\sqrt{\frac{(1-\sigma)\Delta}{(1+\Delta)\sigma}}\right), \tag{9}$$

The  $\sigma = \cos{(\varphi + \delta)}; \ \Delta = \cos{(\varphi - \delta)}.$ 

Таким образом, второе уравнение для определения коэффициентов  $c_1$ ,  $c_2$  имеет вид

 $J - \omega_0 = -\frac{c_1}{2} + \frac{c_2}{3}.$  (10)

Решая систему линейных уравнений (6) и (10), получаем

$$c_{1} = -2Q'_{0} + 6(\omega_{0} - J),$$
  

$$c_{2} = -3Q'_{0} + 6(\omega_{0} - J).$$
(11)

В качестве примера мы вычислили коэффициенты для  $\varphi = 56^{\circ}$ ,  $\delta = 21^{\circ}$ ,6 (у Малкевича в тексте дано  $\delta = 21^{\circ}$ , но имеется небольшая ошибка в расчете  $\omega_0$ , приводящая фактически к  $\delta = 21^{\circ}$ ,6; это незначительно изменяет результаты), тогда

$$Q'_{\lambda} = 1,094 - 1,862 (1 - p) + 0,768 (1 - p)^2$$

или, приводя к одинаковым единицам с данными рис. 1,

$$k'Q_{\lambda} = \left[\frac{\cos\varphi\cos\delta}{\pi}Q_{\lambda}'\right] = 0,348 - 0,592(1-p) + 0,244(1-p)^2.$$
(12)

Значения  $k'Q_{k}$ , вычисленные по формуле (12), обозначены на рис. 1 кружками; они достаточно близки к основной кривой I, так что применение простой формулы даст хорошие результаты.

### 2. Коэффициенты а

В работе [2] было показано, что среднее значение массы m, которое можно брать для расчета  $Q'_B$ , близко к  $\frac{Q_B}{Q'_B}$ , и был введен коэффициент  $\alpha = \left(\frac{Q_B}{Q'_B}\right) : \left(\frac{Q_0}{Q'_0}\right)$ , практически изменяющийся достаточно медленно. Помимо этого важного применения, коэффициент  $\alpha$  имеет самостоятельное значение, связывая возможные суточные суммы на перпендикулярную и горизонтальную поверхность, так как величина  $\frac{Q_0}{Q'_0}$  вычисляется легко. (Обычно суммы  $Q'_B$  и  $Q_B$  вычисляются отдельно; например, Малкевич [1] выводил для соответствующих величин разные ряды.) В табл. 1 даны вычисленные по данным актинометрических наблюдений за все (не только ясные) дни значения  $\alpha_H = \left(\frac{Q}{Q'}\right) : \left(\frac{Q_0}{Q'_0}\right)$  для нескольких пунктов.

На основании выборочных данных для возможных суточных сумм, определяемых для ясных дней, получаются немного большие значения  $\alpha_H$ , приведенные дв табл. 2.

·			Месяцы											
Пункты наблюдений	1	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	х	XI	XII	Среднее	
Павловск (q = 59°,7)	0,73	0,81	0,82	0,87	0,85	0,84	0,85	0,86	0,85	0,82	0,82	0,85	0,83	
Иркутск (	0,78	0,81	0,85	0,84	0,85	0,83	0,82	0,84	0,85	0,87	0,83	0,81	0,83	
Евпатория ( $\phi = 45^{\circ}2$ )	0,82	0,82	0,84	0,85	0,84	0,85	0,87	0,88	0,87	0,85	0,85	0,85	0,85 ·	
Тбилиси (φ == 41°,7)	0,80	0,84	0,83	0,83	0,81	0,83	0,82	0,84	0,84	0,84	0,82	0,82	0,83	
	ł	l	1	Į.		I	1 .	L	1		۱	) i	l	

Таблица 2

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	[			-		Meo	зцы						}
Пункты	I	II	III		v	VI	VII	VIII	IX	X	XI-	XII	Среднее
Павловск (q = 59°,7)	0,82	0,85	0,87	0,89	0,88	0,87	0,86	0,88	0,90	0,90	0,87		0,87
Владивосток (	0,81	0,80	0,80	0,84	0,87	0,88	0,88	0,90	0,91	0,95	0,94	0,88	0,87
Ташкент ( $\varphi = 41^\circ, 3$ )	0,83	0,86	0,89	0,86	0,88	0,89	0,89	0,88	0,87	0,85	0,84	0,88	0,87

Используя данные Миланковичем [3] таблицы Q', мы вычислили также коэффициенты  $\alpha'$ , определяемые формулой [2]:

$$Q' = Q_0' p^{\alpha' R_0}$$

В табл. З даны осредненные за несколько дней (с разными б) значения а' в зависимости от коэффициента прозрачности и географической широты; для широт, не превышающих 70°, значения а' не зависят существенно от склонения Солнца δ.

Таблица З

	φ											
p	70°	60°.	50°	40° ·	. 30°	20°	10°	0°				
0,6 0,7 0,8 0,9	0,78 0,81 0,85 0,91	0,82 0,84 0,87 0,91	0,84 0,86 0,89 0,92	0,85 0,87 0,89 0,93	0,86 0,88 0,90 0,94	0,86 0,88 0,91 0,94	0,87 0,88 0,90 0,94	0,86 0,88 0,91 0,93				

Наконец, для широты  $\varphi = 60^{\circ}$  были сделаны подробные расчеты а при допущении, что интенсивность солнечной радиации определяется формулой Кастрова [4]. (В этом случае интегралы для Q, Q' выражаются через элементарные функции.) В табл. 4 помещены значения  $\alpha_k$  для разных  $\delta$  и c (коэффициент c зависит от прозрачности атмосферы; значениям c = 0,1, 0,2, 0,4, 0,7 соответствуют грубо коэффициенты прозрачности 0,9, 0,8, 0,7, 0,6).

Таблица 4

		-				δ				
C	20°	15°	10°	5°	00	5°	—10°	—15°	20°	Среднее
0,1 0,2 0,4 0,7	0,89 0,87 0,84 0,82	0,90 0,87 0,85 0,83	0,90 0,87 0,85 0,84	0,90 0,87 0,85 0,84	0,90 0,88 0,85 0,84	0,89 0,88 0,85 0,84	0,89 0,87 0,85 0,84	0,89 0,86 0,84 0,82	0,87 0,86 0,84 0,82	0,89 0,87 0,84 0,83

Приведенные в табл. 1-4 значения  $\alpha$ , полученные на основании самых разнообразных исходных данных, говорят о достаточной их устойчивости для ряда практических приложений. Среди факторов, влияющих на величину  $\alpha$ , наиболее существенным является прозрачность атмосферы; с увеличением прозрачности значения  $\alpha$  несколько возрастают.

### 3. Графики для вычисления

При реальной атмосфере, прозрачность которой характеризуется индексом N, значение  $Q'_{R}$  можно вычислить по формуле, выведенной в работе [2]:

$$Q'_{B} = 458 \left[ I \left( NAR_{0} \right) \right] I^{*}_{0} \frac{1}{\rho^{2}}.$$
 (13)

Для определения  $I_0^*$  и  $\frac{1}{R_0}$  удобно воспользоваться известным графиком Набокова [5], сделав на кальке дополнительный шаблон (рис. 3). Этот шаблон строится очень просто: на основной горизонтальной линии, длина которой равна удвоенному интервалу от 6 до 12 часов на графике Набокова, размечается шкала для часовых углов в радианах.

В правой половине шаблона, на расстояниях, равных величине  $\frac{\sin \omega_0}{\omega_0}$  от середины

для ряда данных значений  $\omega_0$ , прочерчиваются вертикальные линии. (За единицу принимается отрезок на графике Набокова от 6 до 12 часов.) Наложив шаблон на график так, чтобы основная горизонтальная линия совпала с линией 0° для высоты Солнца на графике, обычным способом определяется время захода Солнца (без поправки на рефракцию), но считываются и записываются не часы, а значение  $\omega_0$ по нижней шкале шаблона. Далее с помощью имеющихся на шаблоне линий находится вертикаль, соответствующая полученному значению  $\omega_0$ . Пересечение этой вертикали с линией графика, соответствующей данному значению  $\delta$ , определяет точку, дающую значение  $\sin h_{\odot}$ , которое считывается по шкале синусов высот Солнца. Легко подтвердить, что:

$$\omega_0 \sin h_{\odot} = \omega_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_0 = Q_0^{\prime}$$
,

$$\overline{\sin h_{\odot}} = \frac{Q_0}{Q_0} = \frac{1}{R_0} \,.$$

Для определения величины 458  $I(NAR_0)$  нужен уже специальный график (рис. 4), который был построен следующим образом. Выбрав определенную начальную точку, отмечались вправо от нее на оси абсцисс концы отрезков, равных (в выбранном масштабе) логарифмам масс для  $h_{\odot}$ , соответствующих определенным значениям  $\sin h_{\odot}$  (например,  $\sin h_{\odot} = 0.1$  соответствует  $h_{\odot} = 5^{\circ},74$ , откуда  $\overline{m} = 9,39$  и абсцисса в данном случае равна 1g 9,39 = 0,973). Значения масс определялись по таблице Бемпорада; это явилось дополнительным уточнением формулы (13), в которой массы приравнивались  $\left(\frac{1}{\sin h_{\odot}}\right) = R_0$ . Через полученные на оси абсцисс отметки проводились вертикальные прямые.

Значения  $\sin h_{\odot} > 0.7$  в реальных условиях не встречаются, поэтому сетка на рис. 4 доведена только до значения  $\sin h_{\odot} = 0.7$ . Разметка оси ординат делалась в несколько этапов, начиная с построения вспомогательной линейной шкалы для *I*, выраженных в кал/см<sup>3</sup>мин. по международной пиргелиометрической шкале 1956 г. Введением поправок, равных в принятом масштабе 0,49 (*I*-0,81)<sup>3</sup>, линейная шкала преобразовалась в специальную нелинейную шкалу для *I*; через точки оси ординат, соответствующие по специальной нелинейной шкале ряду выбранных зна-



Рис. 3. Схема дополнительного шаблона к графику Набокова.

чений  $I^* = 458$  *I*, проводились горизонтальные прямые. Благодаря выбору логарифмической шкалы для *m* (ось абсцисс) и специальной шкалы для *I* (ось ординат) основная закономерность, связывающая *I* и *m* при нормальной атмосфере [2],

$$I + [0,49 (I - 0,81)^3 = 1,425 - 1,12 \lg m \quad (1,6 \ge I \ge 0,1)$$
 (14)

изображается на графике прямой линией. Для определения  $I^*$  аргумент m в (14) нужно заменить mNA, что равносильно на графике сдвигу прямой, определяемой формулой (14), параллельно исходному положению на отрезок по оси абсцисс, равный  $\lg N + \lg A$ . С помощью таких сдвигов для ряда значений N был вычерчен ряд соответствующих прямых (наклонные линии на рис. 4). Значения  $\lg A$ , данные раньше в работе [2] ( $\lg A$  равен -0,06; -0,07; -0,075 для N, равных соответственно 0,5; 1; 2), были теперь несколько уточнены с помощью результатов подсчетов  $Q'_B$ , опубликованных недавно M. С. Аверкиевым ( $\lg A = -0,04; -0,06;$ -0,075).

При построении графика использован следующий ряд значений lgA равен —0,04; -0,05; -0,06; -0,075; -0,09 для N, равных соответственно 0,3; 0,5; 1; 2; 4 (с интерполяцией для промежуточных N).



Рис. 4. Основной график для определения I\* при реальной атмосфере (в кал/см<sup>2</sup> по международной пиргелиометрической шкале 1956 г.).

При наличии готового основного графика (рис. 4) и графика Набокова с шаблоном вычисление Q' для данных  $\varphi$ ,  $\delta$ , N сводится к очень простым операциям: по  $\varphi$  и  $\delta$  с помощью графика Набокова находится  $\omega_0$  и  $\overline{\sin h_{\odot}}$ ; по  $\overline{\sin h_{\odot}}$  и Nс помощью основного графика находится І\*; перемножая три числа, получаем искомое  $Q'_B = \omega_0 \overline{\sin h_{\odot}} I^*$ , выраженное в кал/см<sup>2</sup> за сутки по международной пиргелиометрической шкале 1956 г., после чего остается только ввести обычную поправку к  $Q'_B$  для перехода от среднего к действительному расстоянию до Солнца. Ряд контрольных сравнений, определенных по графикам значений Q' с соответствующими значениями Q'<sub>в</sub>, вычисленными М. С. Аверкиевым [6] с помощью численного интегрирования, показал, что в подавляющем большинстве случаев. разница между ними не превышает нескольких калорий за сутки, т. е. практически лежит близко к пределам реальной точности исходных данных. При сравнении приведенные у М. С. Аверкиева значения Q' исправлялись для перехода к международной шкале 1956 г. Наибольшей величины (14 кал/сутки, что составляет 3%) от соответствующего  $Q'_B$ ) разница достигает для случая низкой прозрачности атмосферы при  $\delta = 23^{\circ},5$  и  $\varphi = 70^{\circ},$  т.е. уже в полярной области, где начинает сказываться зависимость коэффициента A от широты и склонения Солнца. Для полярных областей (преимущественно при  $\varphi$  больше 70°) окончательное уточнение определенных с помощью графиков значений  $Q_B'$  потребует введения поправки, зависящей от N,  $\varphi$ ,  $\delta$ . Заметим, что для полюса вообще не требуются специаль-ные методы расчета  $Q'_B$ , так как высота Солнца постоянна.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Малкевич М. С. Теоретический расчет солнечной радиации, поглощаемой атмосферой за разные промежутки времени. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 37 (164), 120, 1956.
- 2. Махоткин Л. Г. Прямая радиация и прозрачность атмосферы. Изв. АН СССР, № 5, 644, 1957.
- 3. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. Гостехиздат, 1939. 4. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, 1954.
- 5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 5, 1947.
- 6. Аверкиев М. С. Возможные месячные и годовые суммы прямой солнечной радиа-ции на горизонтальную поверхность при различной прозрачности атмосферы для-широт 40-70°. Вестник МГУ, № 2 (географ.), 175, 1956.

### Д. Л. ГРИЩЕНКО

### ЗАВИСИМОСТЬ АЛЬБЕДО МОРЯ ОТ ВЫСОТЫ СОЛНЦА И ВОЛНЕНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для исследования радиационного и теплового баланса моря важно знать количество отраженной солнечной радиации от поверхности воды.

Практический интерес представляют главным. образом величины радиации, поглощенной морем, но они могут быть определены в том случае, если исследованы закономерности отражения радиации. Теоретически для гладкой водной поверхности и неполяризованной радиации отражение может быть вычислено по формуле Френеля [1].

Результаты непосредственных измерений альбедо водной поверхности [2], [3] дают величины, близкие к вычисленным по формуле Френеля, но для некоторых высот Солнца существенно от них отличаются. Так, например, по теоретическим расчетам при высоте Солнца, близкой к нулю, альбедо поверхности воды приближается к 100%. В действительности же в реальных условиях водоемов и морей таких величин не наблюдается. Максимальные величины альбедо водной поверхности, полученные Онгстремом, Кузьминым [2] при малых высотах Солнца, колеблются в пределах от 60 до 70%.

колеблются в пределах от 60 до 70%. По наблюдениям Л. Ф. Форш [3], при низких высотах Солнца альбедо далеко не достигает значений, вычисленных по формуле Френеля. Так, при высоте Солнца 2° альбедо озера № 3 равно 53%, в то время как по расчетам оно должно быть равным 80,6%. Это обстоятельство следует объяснить тем, что альбедо водной поверхности в реальных природных условиях зависит не только •от отражения прямой солнечной, но и от других потоков радиации.

Альбедо при этом может быть представлено в виде

$$A = \frac{R_{\rm n} + R_{\rm p} + R_{\rm r}}{S' + D},\tag{1}$$

тде  $R_n$  — интенсивность отраженной от водной поверхности прямой солнечной радиации;  $R_p$  — интенсивность отраженной от водной поверхности рассеянной радиации;  $R_r$  — интенсивность выходящей радиации из глубин моря; S' — интенсивность прямой солнечной радиации; D — интенсивность рассеянной радиации.

При высоте Солнца, близкой к нулю,  $R_n$ ,  $R_r$  и S' очень малы по сравнению «с  $R_p$  и D, поэтому можно написать, что  $A = \frac{R_p}{D}$ , т. е., что в момент восхода «Солнца мы измеряем фактически только альбедо морской поверхности для рассеянной радиации. С восходом Солнца начинает быстро нарастать интенсивность S' и  $R_n$ , отношение которых связано формулой Френеля. Растет также в некоторой

-32

степени и R<sub>r</sub>. В силу этого А также начинает быстро расти с увеличением высоты Солнца, затем, достигнув некоторого максимума, начинает быстро падать.

В Карадагской актинометрической обсерватории в течение 1952—56 гг. на Черном море по описанной раньше методике [4] произведено со специально оборудованной лодки свыше 600 серий наблюдений альбедо морской поверхности при различных высотах Солнца.

Данные альбедо при низких высотах Солнца нами получены из наблюдений радиальным альбедометром Янишевского повышенной чувствительности, установленным на двойном кардановом подвесе. Наблюдения эти начинались до восхода Солнца и производились через каждые 10 мин. до достижения высоты Солнца 10—15°.



Рис. 1. Зависимость альбедо морской поверхности от высоты Солнца.

Применение чувствительного прибора, повышенная точность его установки в горизонтальном положении и большое число отдельных наблюдений позволили более точно, чем имелась возможность раньше [5], получить зависимость альбедо морской поверхности от высоты Солнца.

Из имеющегося в нашем распоряжении материала наблюдений были выбраны все случаи наблюдений при безоблачном и малооблачном небе (1—2 балла). Затем этот материал был разбит на случаи наблюдений альбедо при штилевой, зеркальногладкой поверхности моря и при наличии волнения (от самых малых ветровых волн до волн с длиной 2—2,5 м и высотой 0,5—0,7 м). Большая часть наблюдений производилась при наличии волнения с длиной волны 1—1,5 м и высотой 0,1—0,2 м.

Результаты этих наблюдений представлены на рис. 1, где нанесены отдельно кривые по наблюдениям при штилевой погоде (кривая 2) и при волнении (кривая 1). Результаты отдельных наблюдений нанесены в виде точек. Для сравнения экспериментальных данных с расчетными проведена также кривая, построенная по формуле Френеля для гладкой поверхности (кривая 3).

Разброс точек отдельных наблюдений, особенно при малых высотах Солнца, зависит в основном от состояния поверхности моря, от колебания действительного значения альбедо в зависимости от изменения прозрачности атмосферы, т. е. от соотношения прямой и рассеянной радиации, от ошибок измерений, вызываемых нарушением горизонтальности альбедометра, от затенения лодки и от возрастания

З Труды ГГО, вып. 80

ошибок отсчета в связи с уменьшением абсолютных величин измеряемых потоков радиации при малых высотах Солнца.

Теоретические расчеты [6, 9, 10] показали, что при малых высотах Солнца альбедо волнистой водной поверхности должно уменьшаться по сравнению с зеркально-гладкой поверхностью и, наоборот, увеличиваться при высоте Солнца, близкой к зениту.

Альбедо водной поверхности для одной и той же высоты Солнца может меняться от различного соотношения составляющих, входящих в альбедо, которое, как уже было раньше сказано, является составным.

Если при всех высотах Солнца производить измерения прибором с одной и той же чувствительностью, то увеличение ошибок за счет уменьшения измеряемых величин потоков радиации может быть значительным. Так, например, при измерении обычным пиранометром интенсивности отраженной радиации при восходе

Таблица 1

and the second s				<u> </u>			
	4.	6	10	20	30	40	50
S (кал.) S' D S' + D $A^{0/0}$ R $N_{S' + D}$ $N_R$	0,3 0,021 0,028 0,049 59 0,029 8,6 5,0	0,4 0,042 0,042 0,084 66 0,055 14,8 9,6	0,6 0,104 0,061 0,165 47 0,078 28,8 13,8	0,9 0,308 0,098 0,406 20 0,081 71,2 14,2	1,1 0,550 0,109 0,659 10 0,066 35,4 11,6	1,1 0,707 0,149 0,856 6,5 0,056 46,0 9,8	1,2 0,919 0,173 1,092 5,5 0,060 58,8 10,6
$\frac{\Delta N}{N_{S'+D}}$	2,3	1,4	0,7	0,3	0,6	0,4	0,3
N <sub>R</sub>	4,0	2,0	1,4	1,4	1,7	2,0	1,8
Погрешности пиранометра и гальванометра	5	5	5	5	5	5	5
Ошибка за наклон прибора лля S'	12,4	8,3	4,9	2,4	1,5	1,0	0,7
$\frac{S'}{S'+D} \circ/o$	43	50	63	76	84	80	84
Ошибка за наклон для $S' + D$	5,4	4,2	3,1	1,8	1,3	0,8	0,6
Затенение корпусом лодки 0,16 × 0,75	4	4	4	4	4	4	4
А (по Френелю) <i>R</i> <sub>S</sub> ,	65 0,0136	52,9 0,0222	35 0,0364	13,6 0,0419	6,2 0,0341	3,5 0,0247	2,5 0,0230
$\frac{R_{S'}}{R}$	46	40	46	52	52	44	38
Относительная погрешность измерения <i>R</i> от затенения лодкой	1,8	1,6	1,8	2,1	2,1	1,8	1,5
$ \begin{array}{c} \frac{\Delta A}{A} \\ \Delta A \\ A + \Delta A \\ A - \Delta A \end{array} $	23,5 13,9 72,9 45,1	19,2 12,7 78,7 53,3	17,0 8,0 55,0 39,0	15,6 3,1 23,1 16,9	15,7 1,6 11,6 8,4	15,0 1,0 7,5 5,5	14,2 0,8 6,3 4,7

## Вычисления суммарных наибольших относительных погрешностей отдельных измерений альбедо для различных высот Солнца

Солнца относительная ошибка измерения за счет уменьшения измеряемого потока радиации может составлять около 20% о. Для уменьшения вышеуказанной ошибки наш альбедометр был так смонтирован, что у него было несколько различных чувствительностей, которые включались в зависимости от величины измеряемого потока радиации.

Для вычисления суммарных наибольших относительных погрешностей отдельных измерений альбедо для различных высот Солнца составлена табл. 1.

В этой таблице соотношения между S и D для различных высот Солнца взяты из табл. 125 [1], соответственно этому вычислены S' и S' + D; альбедо A взято из рис. 1 по осредненной кривой наблюдений альбедо моря при зеркально-гладкой поверхности; R подсчитано по величине суммарной радиации в соответствии с полученными альбедо для различных высот Солнца;  $N'_{S'+D}$  получены из величин суммарной радиации для различной высоты Солнца с учетом переводных множителей альбедометра ( $a_1 = 0,0057, a_2 = 0,0186$ );  $N_R$  вычислены по интенсивностям отраженной радиации и переводным множителям ( $a_1 = 0,0057$ ).

Ошибки, возникающие от возможного наклона прибора, вычислены по формуле (2)

$$\frac{\Delta S'}{S'} = \pm \frac{\sin \Delta}{\operatorname{tg} \gamma}$$
 (2)

Причем в последующих строках таблицы учтена эта ошибка по отношению к суммарной радиации, фактически измеряемой при наблюдениях альбедо. При расчете относительной ошибки, возникающей от затенения лодкой отраженной рассеянной радиации, взят ее коэффициент отражения K = 0,75 (лодка выкрашена в белый цвет). При этом подсчете учтено долевое значение отраженной прямой солнечной радиации в общем потоке отраженной радиации, так как прямая сол-нечная радиация не затенялась. Альбедо для S, учитывая зеркально-гладкую поверхность моря, принималось по Френелю. В результате нами получены суммарные максимальные относительные погрешности отдельных измерений альбедо для разных высот Солнца.

Наибольшая возможная погрешность каждого отдельного определения альбедо моря равна сумме относительных погрешностей, перечисленных выше. Эти относительные погрешности принимаются все одного знака, что соответствует максимальной суммарной погрешности. УС этой же целью знак погрешностей при определении отраженной радиации принят противоположным знаку погрешностей для суммарной, поскольку первая величина находится в числителе расчетной формулы альбедо, а вторая — в знаменателе. При этих допущениях расчетная формула погрешностей будет следующей:

$$\frac{\Delta A}{A} = \frac{\Delta A}{N_{S'+D}} + \frac{\Delta N}{N_R} + 2\frac{\Delta n}{n} + \frac{\Delta S'}{S'} + \frac{\Delta R}{R}, \qquad (3)$$

где  $\frac{\Delta N}{N_{S'+D}}$  — относительная ошибка отсчета по шкале прибора при измерении суммарной радиации;  $\frac{\Delta N}{N_R}$  — то же при измерении отраженной радиации;  $\frac{\Delta n}{n}$  — суммарная относительная погрешность пиранометра и гальванометра;  $\frac{\Delta S'}{S'}$  — относительная погрешность за счет негоризонтальности прибора;  $\frac{\Delta R}{R}$  — относительная погрешность за счет затенения отраженной рассеянной радиации корпусом лодки. Из формулы (3) видно, что  $\frac{\Delta A}{A}$  не является постоянной величиной, а зависит от высоты Солнца и состояния атмосферы (от соотношения S' и D), поэтому нами был произведен расчет максимально возможных относительных ошибок

отдельного измерения для различных высот Солнца, ясного неба и зеркальногладкой поверхности моря.

При расчетах была принята точность отсчета по шкале ± 0,2 деления и сум-3\*

марная относительная погрешность пиранометра и гальванометра  $\frac{\Delta n}{n} = \pm 5^{\circ}/_{\circ}$ , ко-

торая обычно не бывает больше с введением необходимых поправок при пиранометрических измерениях [8]. Значение остальных погрешностей было принято



в соответствии со значениями, приводимыми ранее.

В результате расчета получены данные, приводимые в табл. 2.

Оценивая данные табл. 2, следует учитывать, что средние вероятные погрешности значительно ниже приведенных в этой таблице максимальных погрешностей, ибо в действительности все ошибки не могут быть одного знака и поэтому частично компенсируют друг друга. Так, например, относительная ошибка пиранометра и гальванометра  $\frac{\Delta n}{\Delta m}$  может полностью компенсироваться,

*n* если она останется неизменной при измерении суммарной и отраженной радиации. Эту ошибку в табл. 3 мы учитывали в двойном размере.

На рис. 2 проведена кривая альбедо и точки, на основании которых она проведена. Выше и ниже кривой альбедо проведены пределы максимально возможных отклонений за счет всех учтенных в табл. 2 погрешностей измерений.

Как можно видеть из рис. 2, характер установленного суточного хода альбедо не может быть существенно искажен вследствие погрешностей измерений, так как их анализ убедительно показывает, что благодаря принятым предосторожностям точность измерений оказалась достаточно высокой.

Таблица 2

$h_0$	4	6	10	20	30	40	50
$\frac{\Delta A}{A}$ 100	23,5	19,2	17,0	15,6	15,7	15,0	14,2

Из рис. 1 видно, что максимальные величины альбедо морской поверхности как для спокойного моря, так и для случаев при наличии волнения наблюдаются при высоте Солнца около 6—8°. При этом максимальная величина альбедо для спокойной зеркально-гладкой поверхности моря в среднем равна  $66^{\circ}/_{o}$ , а для волнистой поверхности моря — около  $39^{\circ}/_{o}$ . При высоте Солнца меньше и больше  $6-8^{\circ}$  величины альбедо уменьшаются и разности между альбедо гладкой и взволнованной водной поверхности тоже уменьшаются. При высоте Солнца около  $60^{\circ}$ кривые альбедо для гладкой и волнистой поверхности сливаются и дальше с увеличением высоты Солнца намечается их обратный ход, т. е. увеличение альбедо при волнении и уменьшение его при гладкой поверхности воды.

Из рис. 1 видно также, что наблюденные величины альбедо морской поверхности при высоте Солнца больше 15° всегда в среднем больше, чем альбедо, рассчитанное по формуле Френеля.
При пасмурном небе мы имеем в наличии только рассеянную радиацию. Рассеянная радиация падает на водную поверхность под всевозможными углами от различных участков небосвода, поэтому альбедо морской поверхности для рассеянной радиации должно отличаться от альбедо для прямой радиации. Альбедо водной поверхности для рассеянной радиации будет определяться закономерностью распределения интенсивности рассеянной радиации по небесному своду.

Теоретические расчеты [8, 9, 11] альбедо водной поверхности для рассеянной радиации в предположении ее изотропности дали величины в пределах 6,6 — 5,6%.



Рис. 3. Влияние облачности верхнего и среднего ярусов на альбедо морской поверхности.

В реальных условиях рассеянная радиация анизотропна и особенно в тех случаях, когда облачность имеет различную плотность в разных местах или когда облачность закрывает только какую-то часть небосвода.

Расчеты [1] альбедо моря для рассеянной радиации с учетом данных наблюдений над зональной радиацией дали несколько ббльшие величины, чем получились у авторов работ [8, 9, 11]. Это объясняется тем обстоятельством, что интенсивность рассеянной радиации больше для зон, находящихся у горизонта.

По данным наблюдений П. П. Кузьмина [2], альбедо морской поверхности для рассеянной радиации колеблется в пределах от 4,8 до 8,1%. Однако были и более значительные отклонения, наибольшие — 18% и наименьшие — 4%.

Наблюдения Л. Ф. Форш [3] дают альбедо морской поверхности для рассеянной радиации для озер в пределах 5—15%.

По нашим наблюдениям для пасмурного неба (при нижней облачности) альбедо морской поверхности колеблется в пределах 6—11%, в отдельных случаях наблюдались наименьшие величины — 5%, наибольшие — 15%. Среднее значение альбедо морской поверхности для рассеянного света близко к 9%. При сплошных плотных низких облаках зависимости альбедо морской поверхности от высоты Солнца не обнаружено.

Для выяснения влияния облачности верхнего и среднего ярусов на альбедо морской поверхности были отобраны соответствующие случаи наблюдений (рис. 3, кривая 2) при условии, что сквозь облака видно Солнце. Примерно столько же наблюдений было взято при безоблачном небе и построена соответствующая кривая (рис. 3, кривая 1).

Сравнивая полученные кривые, видно, что наличие облаков верхних и средних ярусов увеличивает альбедо спокойной морской поверхности по сравнению с безоблачным небом на  $1 - 2^{0}/_{0}$  при  $h > 34^{\circ}$  и, наоборот, уменьшает его при  $h < 34^{\circ}$ .

Уменьшение это, например, при  $h_0 = 15^{\circ}$  достигает 17%, т. е. альбедо при одном и том же значении  $h_0$  для облаков верхних ярусов ниже, чем для безоблачного неба, на 17<sup>0</sup>/о.

Кривая адьбедо морской поверхности при облаках верхнего и среднего ярусов становится все более пологой при увеличении плотности облачности и, наоборот, при уменьшении плотности становится все круче. Это обусловлено изменением доли рассеянной радиации в общем потоке суммарной радиации.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, 1954.
 Кузьмин П. П. Радиация, отраженная от поверхности моря и поглощенная слоями воды различной глубины. Метеорология и гидрология, № 7-8, 1939.
 Форш Л. Ф. Отражение солнечной радиации от водной поверхности озер. Труды лаборатории озероведения, т. III, 1954.
 Грищенко Д. Л. К вопросу о методике актинометрических наблюдений в море. Метеорология и гидрология, № 5, 1954.
 Грищенко Д. Л. Альбедо и радиационный баланс моря. Труды ГГО, вып. 46 (118), 1955

1955.

6. Кондратьев К. Я., Тер-Маркарянц Н. Е. Альбедо моря при наличии вол-нения. Метеорология и гидрология, № 8, 1953.

Янищевский Ю. Д. Вопросы методики измерения пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
 Гершун А. А. К вопросу о пронускании диффузного света. Труды ГОИ, т. IV, вып. 38, 1928.

Bbill. 36, 1920.
9. Lauscher F. Sonnen-und Himmelstrahlung im Meer und in gewässern. Arch für Meteorol. Geophysik und Bioklimatologie, ser. B. Bd IV, № 2, 1952.
10. Burt W. Albedo over wind roughened Water. Journ. of Meteorol. VII, № 4, 1954.
11. Griesseier H. Über die Reflexion der diffusen Himmelestrahlung an einer unbewegten Wasser oberfleche. Acta hydrophys., B. II, № 3, 1954.

## О. Д. БАРТЕНЕВА, А. А. БУТЫЛЕВ

## ВИДИМОСТЬ ЦВЕТНЫХ ОГНЕЙ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Дальность видимости удаленного огня определяется величиной освещенности E, которую он создает на зрачке наблюдателя. Для уверенного обнаружения огня необходимо, чтобы освещенность E в несколько раз превосходила некото-



Рис. 1. Установка для определения пороговой освещенности на зрачке.

рую величину  $E_0$ , называемую пороговой освещенностью. Величина  $E_0$  зависит от многих условий, в которых происходит наблюдение, однако существенно важной является яркость фона, на который проектируется огонь.

При определении дальности видимости цветных огней наблюдатель при приближении сначала различает свет и только тогда, когда освещенность на зрачке достигает некоторой определенной величины, начинает различать и цвет огня. Освещенность, соответствующая моменту обнаружения огня в виде белой бесцветной точки, называется ахроматическим порогом  $E_0$ . Освещенность, соответствующая моменту распознавания цвета огня, называется цветовым порогом  $E_{\rm цв}$ . Величина бесцветного, или ахроматического, интервала обычно определяется как отношение  $\frac{E_{\rm цв}}{E_0}$ . Она зависит от цвета огня и яркости фона, на котором огонь наблюдается.

Многочисленные исследования этого вопроса для белых огней в лабораторных условиях привели к достаточно точным зависимостям [2—7]. Этого, однако, нельзя сказать относительно цветных огней. Имеется лишь несколько работ, посвященных зависимости пороговой освещенности от яркости фона для цветных источников света, создаваемых с помощью сигнальных светофильтров с широкой полосой пропускания [6, 8]. Как и для белых огней, эти исследования проводились в лабораторных условиях.

Ниже излагаются результаты исследования чувствительности глаза к белому, зеленому и красному огню в полевых условиях при естественно изменяющейся яркости неба у горизонта в период сумерек и ночью.

На рис. 1 схематически показана использованная нами установка. Изображение источника света О в плоско-параллельном стекле N рассматривается наблюдателем из точки А. Положение стекла выбрано таким образом, чтобы изображение огня проектировалось на фоне неба. Источник света О состоял из лампы накаливания S, молочного стекла M, диафрагмы D и фотометрического нейтрального клина F. Лампа накаливания имела цветовую температуру 2700°К.

При исследовании цветных огней перед диафрагмой вводился светофильтр. Расстояние от наблюдателя до изображения источника света составляло 12 м. Размер максимальной диафрагмы обеспечивал угловой размер огня не более 1 минуты. Угол, под которым было видно стекло, составлял в горизонтальной





плоскости 14°, в вертикальной плоскости 12°. На рис. 2 представлены спектральные коэффициенты пропускания сигнальных светофильтров. Освещенность  $E_0$  и  $E_{\rm uB}$  на зрачке наблюдателя рассчитывалась по формуле

$$E = \frac{I}{(l_1 + l_2)^2} \rho_{\rm c} \tau_{\rm \kappa} \tau_{\rm \phi} ,$$

где I — сила света осветителя;  $l_1$  и  $l_2$  — расстояние от стекла до источника света и наблюдателя; р<sub>с</sub> — коэффициент отражения стекла; т<sub>к</sub> — коэффициент пропускания фотометрического клина;  $\tau_{\phi}$  — общий коэффициент пропускания цветного фильтра. Величины I,  $\rho_c$ ,  $\tau_{\kappa}$  и  $\tau_{\phi}$  заранее определялись в лабораторных условиях. Опыты проводились следующим образом: после двадцатиминутной адаптации в условиях открытой местности наблюдатели должны были определять момент обнаружения огня, сила света которого плавно увеличивалась клином F. Затем решалась обратная задача и определялся момент исчезновения огня. Для цветного

огня определялась освещенность, соответствующая моменту распознавания цвета огня. Поскольку наблюдения производили одновременно пять человек, важно было сделать их показания независимыми. Для этого каждый наблюдатель имел свою сигнальную кнопку.

देवस १८४

Исследование включает 12 серий наблюдений, в которых участвовали 12 человек, имеющих нормальное цветовое зрение. Из них 10 человек были профессиональными моряками с большим опытом использования сигнальных огней в условиях плавания.

Во время опыта фотометром Феофилова [9] измерялась яркость участка небосвода, на котором проектировалось изображение источника света. Полученные значения яркости сумеречного и ночного неба приведены на рис. 3. На график нанесены крайние значения яркостей, которые имели место в течение 12 ночей

наблюдения. Следует отметить, что для одного и того же места небосвода при одной и той же глубине погружения Солнца величина яркости изменяется примерно в 10 раз, что определяется исключительно состоянием облачности.

На рис. 4 показаны полученные нами результаты измерения пороговой освещенности. Кривые 1 и 2 относятся соответственно к обнаружению и потере видимости белого огня, кривые 3 и 4 характеризуют ахроматическую освещенность на зрачке для обнаружения и потери видимости зеленого огня, кривые 5 и 6 относятся к красному огню. Каждая кривая построена на основании 500 наблюдений, распределенных достаточно равномерно по всему диапазону яркостей фона. По оси абсцисс наряду с общей шкалой яркости фона стрелками отмечены яркости некоторых природных фонов при характерных естественных условиях освещения.

Согласно рис. 4, в полевых условиях пороговая освещенность для белого огня никогда не достигает значения  $2 \cdot 10^{-9}$  лк, как это было получено в лабораторных условиях [2—7]. Начиная приблизительно с яркости фона 0,01 асб, ее значение остается практически постоянным и равным  $4 \cdot 10^{-8}$  лк для обнаружения огня и  $2 \cdot 10^{-8}$  лк для потери видимости. Настоящие результаты хорошо согласуются с аналогичной зависимостью, полученной нами ранее [10] для трех наблюдателей.

Согласно кривым 1—4, ахроматический порог обнаружения и потери видимости зеленого огня совпадает с соответствующими порогами для бе-





лого огня. Что касается распознавания цвета зеленого огня, то необходимая для этого величина освещенности на зрачке намного выше освещенности, необходимой для обнаружения огня в виде бесцветной точки. Характер зависимости и уровни освещенности для этого случая видны из кривой 7 на рис. 4.

Как указывалось выше, величина ахроматического интервала для различных яркостей фона характеризуется коэффициентом  $P = \frac{E_{nB}}{E_0}$ . Для зеленого огня и исследованных уровней яркости коэффициент P изменяется от 1,5 для яркости фона в 30 асб до 3,2 для яркости фона 7 · 10<sup>-4</sup> асб. Изменение коэффициента P в зависимости от яркости фона показано на рис. 5 (кривая 1).

Качественные опыты, проведенные нами, показали, что при яркости фона, примерно равной 100 асб, ахроматический и цветовой пороги совпадают. Наблюдатель одновременно с обнаружением огня распознает и его цвет. Это и следовало ожидать, так как при этой яркости полностью вступает в работу колбочжовый аппарат глаза. Яркость небосвода, равная 100 асб, будет наблюдаться при погружении Солнца под горизонт на -2, -3° (рис. 3).

Для красного огня мы не обнаружили ахроматического интервала. В момент появления огня наблюдателями одновременно опознавался и его цвет (P=1).

По данным Хилла [8], в лабораторных условиях ахроматический интервал для зеленого огня (рис. 5, кривая 2) приблизительно в 2 раза меньше (P=1,7-



Рис. 4. Пороговая освещенность на зрачке в зависимости от яркости фона для белого, красного и зеленого сигнальных огней.

а) - снег при свете звезд, б) - трава при свете луны,
 в) - снег при свете луны, г) - яркость неба в начале гражданских сумерек, облачность 10.

ным нами значениям порога обнаружения для белого огня. Тогда величина порога для зеленого огня будет  $6 \cdot 10^{-7}$  лк, для красного —  $3 \cdot 10^{-7}$  лк, что соответствует обнаружению огня на светлом фоне неба в сумерки, когда яркость фона будет иметь значение 2—7 асб. Для таких же условий наблюдений было выбрано значение пороговой освещенности для белого огня  $2 \cdot 10^{-7}$  лк, вполне удовлетворяющее требованиям гидрографии. Приведенные выше пороги цветных огней рекомендуются нами для практики ограждения морских опасностей.

В некоторых случаях представляет интерес пороговая освещенность, соответствующая полной потере видимости огня. Кривые 2, 4 и 6 на рис. 4 дают возможность получить необходимые данные для белого и цветных огней при разных уровнях яркости фона.

тельно в 2 раза меньше (P=1,7-1,05), чем полученный у нас в полевых условиях. Для красного огня им получено необыкновенно высокое значение P (1,9-1,4), превышающее значения P, полученные им для зеленого огня, что едва ли может иметь место в действительности. На это указывают также лабораторные опыты Ленгмюира и Вестендорпта [6] и Демкиной [1], которые для красного огня получили значение P=1.

Прошедшие международные конференции по вопросам ограждения морей не вынесли никаких рекомендаций отпрактического носительно значения пороговой освещенности для цветных огней. В Советском Союзе часто используются рекомендации Демкиной [1]. предложившей для практики следующие значения цветовых порогов: для зеленого огня 15.10-7 лк. для красного огня 5.10<sup>-7</sup> лк. Эти цифры во много раз превосходят значения, полученные нами в полевых условиях. Они заключают в себе весьма большой коэффициент запаса и существующими средствами сигнализации не всегда могут быть обеспечены, особенно при больших требованиях к дальности действия огня. Однако было бы неправильным использовать непосредственно для практики и результаты, полученные нами в спокойных полевых условиях.

Представляется целесообразным ввести для цветовых порогов, полученных в полевых условиях, такой же коэффициент запаса, какой заложен в величине принятого в практике гидрографии порога  $2 \cdot 10^{-7}$  лк по отношению к получен-

-42

Зная величины пороговой освещенности на зрачке для белого, зеленого и красного огней, не представляет труда рассчитать дальность действия огня. Если порог отличается от 2.10<sup>-7</sup> лк и нельзя воспользоваться обычными номограммами, то рекомендуется пользоваться методами, изложенными в [11, 12].



Е<sub>цв</sub> для зеленого сигнального огня. Рис. 5. Ахроматический интервал

#### Выводы

1. Для белого огня пороговая освещенность на зрачке наблюдателя в полевых условиях не опускается ниже 10<sup>-8</sup> лк. При изменении яркости фона в 100 раз (от 0,1 до 0,001 асб) пороговая освещенность меняется только в 2 раза, достигая в пределе значений 4.10<sup>-8</sup> лк при обнаружении и 2.10<sup>-8</sup> лк при потере видимости огня.

2. Для красного огня пороговая освещенность остается постоянной для всех яркостей фона, начиная с 0,1 асб и ниже. При наблюдении красного огня в момент обнаружения одновременно распознается его цвет. Для зеленого огня ахроматический порог совпадает с белым. Отношение  $\frac{\mathcal{L}_{HB}}{E_0}$ Е<sub>цв</sub> колеблется в пределах

от 1,5 до 3,2 для яркости фона от 30 до 7.10<sup>-4</sup> асб.

3. При расчете дальности видимости цветных сигнальных огней в морских условиях за величину пороговой освещенности следует принимать: для красного огня  $3 \cdot 10^{-7}$  лк и для зеленого —  $6 \cdot 10^{-7}$  лк.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Демкина Л. И. О световых и цветовых порогах для точечных источников монохроматического света. Труды І конференции по физиологической оптике. Изд. АН СССР, 1936.
- 1930.
   Вишневский Н. А. и Цирлин Б. А. Видимость постоянных и проблесковых огней на различных фонах. Светотехника, № 12, 1935.
   Green H. N. Recent developments in airway and aerodrome lighting. Ilium. Engineer. XXVIII, May, 1935.
   Schönwald B. Die Beobachtung von Lichtreizen kleiner Schwinkelgröse auf einem Umfeld höher Leuchtdichte. Das Licht, 9, 1939,
   Weigel R. G. u. Knoll O. H. Neue Untersuchungen über Schwellenwerte. Das Licht, 9, 1940.

- 6. Langmuir I. a. Westendorpt W. A study of signals in aviation and navigation. Physics, 1, 1931.

- Агп dt W. Über die Grenzen Sichtbarkeit von Lichtern. Das Licht, 10, 1935.
   Hill N. E. G. The measurement of the chromatic and achromatic thresholds of coloured point sources against a white background Proc. Phys. Soc. London, 1947, 59.
   Феофилов П. П. Естественная ночная освещенность и ее значения для светомаски-ровочных расчетов. Труды ГОИ, XVII, вып. 125-129, 1944.
   Бартенева О. Д. Видимость огней в полевых условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1954.
   Бартенева О. Д., Болдырев Н. Г., Бутылев А. А. Определение прозрачности атмосферы и силы света удаленных огней звездным фотометром. Труды ГГО, вып. 42 (104), 1953.
   Бутылев А. А. Расчет линейных навигационных створов. Речной транспорт, № 4.
- 12. Бутылев А. А. Расчет линейных навигационных створов. Речной транспорт, № 4, 1952.

Н. Е. ТЕР-МАРКАРЯНЦ

# О РАСЧЕТЕ АЛЬБЕДО ВОДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

HARAD HE HARAD

Для определения радиационного и теплового баланса моря необходимо знать радиацию, отраженную от его поверхности. До сих пор в ряде климатологических расчетов количество отраженной от воды радиации рассчитывается по формуле





Френеля. Это означает, что в данном случае учитывается лишь отражение прямой солнечной радиации, но не принимается во внимание отражение рассеянной радиации. Наличие последней приводит к тому, что альбедо воды для суммарной радиации отличается от альбедо, вычисленного по формуле Френеля.

Используя формулу Френеля для расчета альбедо моря по заданной высоте Солнца, мы пренебрегаем также обратным рассеянием радиации морем, величина которого может быть значительной, особенно в случае замутненных водоемов [3, 5].

Наконец, при расчетах альбедо по формуле Френеля обычно предполагается, что поверхность воды является гладкой, в то время как в реальных условиях на морях, как правило, наблюдается волнение. Отмеченные выше обстоятельства свидетельствовали о необходимости более полного изучения вопросов, касающихся альбедо моря. В работах [1, 2, 3] были изложены результаты проведенных нами исследований ряда тех факторов, от которых зависит величина альбедо моря.

В данной статье предлагается схема для расчета альбедо водных поверхностей в случае безоблачного или малооблачного неба, а также при наличии сплошной облачности.

Как указывалось ранее [1], альбедо гладкой водной поверхности для суммарной радиации выражается следующим образом:

$$A_{\rm cymm} = A_s \frac{S'}{Q} + A_D \frac{D}{Q} , \qquad (1)$$

где Q — суммарная радиация; S' — прямая солнечная радиация на горизонтальную



Рис. 2. Альбедо водной поверхности для рассеянной радиации в случае сплошной облачности. *I* — измеренное, 2 — рассчитанное.

поверхность; *D* — рассеянная радиация; *A*<sub>S</sub> и *A*<sub>D</sub> — альбедо для прямой солнечной и рассеянной радиации соответственно.

Для расчета  $A_{\rm сумм}$  необходимо знать соотношение между прямой и рассеянной радиацией при данной высоте Солнца, а также определить альбедо для рассеянной радиации (альбедо воды для прямой радиации определяется по заданной высоте Солнца по формуле Френеля). Для определенной широты места и для определенного момента времени соотношение между прямой и рассеянной радиацией может быть легко получено из данных актинометрических наблюдений сети станций. Альбедо воды [1] для рассеянной радиации безоблачного или малооблачного неба по заданной высоте Солнца находится по рис. 1.

В случае пасмурного неба для определения альбедо для рассеянной радиации следует пользоваться рис. 2. В результате расчета по формуле (1) мы получим альбедо гладкой водной поверхности для суммарной радиации. Для введения к величинам  $A_{\rm сумм}$  поправок на волнение в случае безоблачного и малооблачного неба следует пользоваться данными табл. 1, полученными в среднем для волнения 2-3 балла, для высот Солнца  $5-60^{\circ}$  [2].

Таблица 1

h <sub>O</sub>	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
$\Delta A = A_{\rm mt.} - A_{\rm bonh.}$	+15	+10	+1,5	-1,0	-1,8	-2,5	-2,9

Поправки на вс	олнение ( $\Delta A = A_{\rm max}$	$-A_{\rm poly}$ ) П	ри $5 < h_{\sim}$	$< 60^{\circ}$
		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		\ <b>\</b> ~ ~ ~ ~

Зная величины альбедо спокойной водной поверхности для суммарной радиации, можно легко получить с помощью данной таблицы приближенные величины альбедо моря при наличии волнения по формуле

$$\boldsymbol{A}_{\text{волн}} = \boldsymbol{A}_{\text{int}} - \Delta \boldsymbol{A}. \tag{2}$$

Следует заметить, что поправки на волнение для безоблачного или малооблачного неба были получены из сравнения измеренных величин альбедо Каспийскогоморя при волнении с величинами альбедо спокойной водной поверхности, рассчитанными на основании измеренного углового распределения рассеянной радиации по небосводу и известного соотношения между прямой и рассеянной радиацией.

Таким образом, автоматически оказалась введенной и поправка на обратное рассеяние радиации морем, соответствующая прозрачности Каспийского моря 7—



Рис. З. Альбедо водной поверхности для рассеянной радиации пасмурного неба. 1 — при штиле, 2 — при волнении.



9 м. При расчете альбедо пасмурного неба поправку на волнение можно определять по рис. 3, из которого видно, что наличие волнения уменьшает величину альбедо пасмурного неба на 1,0—1,5%. Поправку на обратное рассеяние радиации морем следует вводить при расчетах альбедо только в тех случаях, когда прозрачность воды, измеренная по диску Секки, меньше 8—10 м [3].

Следует заметить, что величина  $\frac{R'}{S'+D}$  — доля обратного рассеяния водной радиации от падающей — не зависит от высоты Солнца над горизонтом, что облегчает введение поправки на обратное рассеяние при расчете величины альбедо.

На рис. 4 дана зависимость  $\frac{R'}{S'+D}$  от прозрачности воды, полученная по нашим измерениям на Черном море [3].

При оценке поправки на обратное рассеяние к данным, полученным из рис. 4, следует ввести поправочный множитель 0,52. Необходимость его введения объясняется тем, что при измерениях пиранометр погружался в море до уровня приемника; следовательно, им измерялся поток радиации, рассеянной морем и доходящей до границы раздела вода — воздух. Но при выходе в воздух часть радиации отражается обратно от поверхности раздела вода — воздух, поэтому истинное обратное рассеяние должно быть несколько меньше измеренного. Величина



разных величин альбедо.

поправочного множителя (0,52) была рассчитана нами с помощью индикатрисы рассеяния света в морской воде, полученной А. А. Гершуном [4].

Таким образом, для расчета величины альбедо моря при определенной высоте Солнца необходимо знать соотнощение между прямой и рассеянной радиацией, прозрачность воды и волнение.

В случае сплошной облачности достаточно найти альбедо для рассеянной радиации и тоже ввести поправки на волнение и обратное рассеяние.

На основании вышеизложенной схемы автором был произведен расчет дневного хода альбедо оз. Севан. Результаты рассчитанных величин альбедо сравнивались с величинами альбедо, измеренными с плота на озере.

Данные актинометрических наблюдений, прозрачности воды и волнения были получены из результатов экспедиции отдела физики приземного слоя ГГО на оз. Севан. Результаты расчета представлены на рис. 5.

Из рисунка видно, что рассчитанные нами величины альбедо довольно близко совпадают с измеренными. Так, в дневные часы при  $20 < h_{\odot} < 70^{\circ} \Delta A$  меньше  $0.5-1.0^{\circ}/_{0}$ , в утренние и вечерние часы  $\Delta A$  составляет около  $2.0^{\circ}/_{0}$ . Относительная ошибка расчета  $\frac{\Delta A}{A}$  и в утренние, и в вечерние часы составляет около  $10^{\circ}/_{0}$ . Расчет произведен для 11-13/VII и 30/VII-2/VIII 1956 г. В эти дни на озере была зыбь и ветровая волна в 1-2 балла.

На основании данных актинометрических наблюдений нами был рассчитан радиационный баланс *B* оз. Севан при различных высотах Солнца, причем в одном случае использовались величины альбедо, рассчитанные нами, а в другом — величины альбедо, рассчитанные по формуле Френеля.

Разница в величинах радиационного баланса  $\Delta B$ , полученная за счет использования разных величин альбедо, в процентах от величины измеренного с плота радиационного баланса, представлена на рис. 6 в зависимости от высоты Солнца.

Как видно из рисунка, в дневные часы при  $h_{\odot} > 20^{\circ} \frac{\Delta B}{B}$  составляет  $3-5^{\circ}/_{\circ}$ ,

при  $h_{\odot} < 20^{\circ} \frac{\Delta B}{B}$  заметно растет с уменьшением высоты Солнца над горизонтом, при  $h_{\odot} = 5^{\circ} \frac{\Delta B}{B}$  составляет 25%, при  $h_{\odot} = 3^{\circ} \frac{\Delta B}{B}$  достигает 50%.

Таким образом, рассчитывая альбедо по формуле Френеля, мы тем самым в дневные часы увеличиваем радиационный баланс на  $3-5^0/_0$ , а в утренние и вечерние часы уменьшаем баланс на значительно бо́льшие величины.

Мы рассчитали также величину  $\frac{\Delta B}{B}$  в целом за день (по дневным суммам суммарной радиации и радиационного баланса). Результаты расчета представлены в табл. 2!

Таблица 2

	Дата	$\frac{\Delta A \Sigma Q}{\Sigma B} (0/0)$	$\frac{\Delta A' \Sigma Q}{\Sigma B} (0/0)$
•	11 VII 12 VII 13 VII 30 VII 31 VII 1 VIII 2 VIII	4,8 5,0 4,8 5,8 5,6 5,1 5,3	3,2 3,3 3,2 3,8 3,7 3,4 3,6
	Среднее	5,2	3,5

Относительные ошибки в расчете радиационного баланса в зависимости от метода определения величины альбедо

4 Труды ГГО, вып. 80

 $\Delta A$  — разность между среднедневными величинами альбедо, рассчитанными нами с учетом волнения, и величинами альбедо, рассчитанными по формуле Френеля;  $\Delta A'$  — разность между среднедневными величинами с учетом волнения и величинами альбедо, рассчитанными нами для гладкой водной поверхности.

Из табл. 2 видно, что если при расчете радиационного баланса моря используются величины альбедо, рассчитанные по формуле Френеля, то это приводит к завышению среднедневного баланса на 5% а. Если же мы используем величины альбедо для суммарной радиации, но не учитываем волнение, то получим завышение баланса на 3,5%. Нами рассчитаны также среднедневные величины для широт 40-60° для различных месяцев года. Использование величин альбедо, рассчитанных по формуле Френеля, приводит в летние месяцы к завышению радиационного баланса на всех широтах на 3-6<sup>0</sup>/0, а в зимние месяцы — к занижению баланса в южных широтах на  $18 - 20^{\circ}/_{\circ}$ , а на широте  $60^{\circ}$  — на  $30 - 40^{\circ}/_{\circ}$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кондратьев К. Я., Тер-Маркарянц Н. Е. Об отражении радиации морем. Ученые записки ЛГУ, сер. физ. наук, вып. 9, № 210, 1956.
   Тер-Маркарянц Н. Е. Об отражении радиации морем при наличии волнения. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
   Тер-Маркарянц Н. Е. Обратное рассеяние радиации морем. Труды ГГО, вып. 68, 1957.

4. Гершун А. А. Успехи гидрооптики. Морской сборник, т. 22 (92), № 13—14, 1939. 5. Sauberer F. und Ruttner F. Die Strahlungsverhältnisse der Binnengewässer. Leipzig, 1941.

#### Е. П. БАРАШКОВА

# НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РЕЖИМЕ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Суммарная радиация является основной приходной частью радиационного баланса. В настоящей работе автор попытался выявить некоторые закономерности в режиме суммарной радиации на основании актинометрических наблюдений в различных пунктах СССР.

В работе были использованы следующие обозначения:

Q — интенсивность суммарной радиации (кал/см<sup>2</sup> мин.);

S' — интенсивность прямой радиации на горизонтальную поверхность (кал/см<sup>2</sup> мин.);

S<sub>0</sub> — солнечная постоянная принята равной 1,88 кал/см<sup>2</sup> мин.;

*D* — интенсивность рассеянной радиации (кал/см<sup>2</sup> мин.);

*h*<sub>⊙</sub> — высота Солнца;

h<sub>пд</sub> — полуденная высота Солнца;

δ—склонение Солнца;

φ — широта места;

Σ<sub>h</sub>Q — часовая сумма суммарной радиации;

Σ<sub>d</sub>Q — дневная сумма суммарной радиации;

Σ<sub>m</sub>Q — месячная сумма суммарной радиации;

 $\Delta$  — относительная ошибка среднего;

у — изменчивость месячных сумм;

*n* — среднемесячная облачность (баллы);

*s* — продолжительность солнечного сияния.

#### § 1. Зависимость суммарной радиации от высоты Солнца

На основании наблюдений в 39 пунктах была исследована зависимость интенсивности суммарной радиации Q от высоты Солнца  $h_{\odot}$  при безоблачном небе.

Наибольшие и наименьшие значения среднегодовых величин Q по данным 39 пунктов при различных высотах Солнца следующие:

h <sub>O</sub>	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
Q <sub>наиб</sub>	0,14	0,24	0,40	0,54	0,65	0,79	0,91	1,03	1,15	1,27
Q <sub>наим</sub>	0,02	0,12	0,24	0,35	0,48	0,60	0,73	0,83	0,93	1,02

Разность между этими величинами не превышает отклонения отдельных значений Q от средних значений в определенном пункте. Почти во всех пунктах зимние величины Q выше летних. Это является следствием влияния на величины Qмутности атмосферы и значительного зимой альбедо подстилающей поверхности. Несмотря на то что S' уменьшается, а D растет с увеличением помутнения атмосферы, полной компенсации в сумме S' + D = Q не наступает и суммарная радиация имеет заметный ход с изменением фактора мутности T.

На рис. 1 дана зависимость Q(T) для нескольких высот Солнца, по данным Карадага.

По данным С. И. Сивкова [1], средний фактор мутности меняется от 2,16 в январе до 3,28 в июле. Такое изменение фактора мутности при m = 2 ( $h_{\odot} = 30^{\circ}$ ) вызывает уменьшение интенсивности с 0,72 до 0,64 кал/см<sup>2</sup> мин., т. е. на  $13^{0}/_{0}$ .

Изменение рассеянной радиации, вызванное изменением альбедо подстилающей поверхности, рассмотрено в [2].

Облачность может в значительной степени исказить указанную зависимость  $Q(h_{\bigcirc})$ .



Рис. 1. Зависимость суммарной радиации от фактора мутности по данным ст. Карадаг.

На рис. 2 представлена зависимость суммарной радиации от высоты Солнца при различной облачности по данным Карадага за 1952 г. Различными значками нанесены значения Q, соответствующие различным количествам облачности (в баллах). Из приведенного рисунка видно, что изменения в зависимости  $Q(h_{\odot})$ 

наблюдаются только при облачности в 9-10 баллов среднего и нижнего яруса. Исключение составляют случаи, когда при небольшой облачности диск Солнца закрыт, но обычно такие явления бывают кратковременными. Особенно низкие величины Q наблюдаются при облаках Cb, Ns. Такой же характер зависимости Q от облачности мы получили и на основании наблюдений в Воейкове, Высокой Дубраве и Якутске. В марте и апреле в этих пунктах наблюдаются несколько более высокие значения Q, чем в другие месяцы, при тех же высотах Солнца. Это объясняется влиянием многократного отражения от снежного покрова и тонких облаков. Таким образом, в реальных условиях дневной ход Q определяется в основном высотой Солнца и облачностью.

При осреднении за месяц наблюдается вполне определенный дневной ход Q: монотонное возрастание от восхода до истинного полудня и монотонное убывание от истинного полудня до захода. Иногда наблюдается незначительная асимметрия — дополуденные величины больше послеполуденных.

### § 2. Дневные и часовые суммы суммарной радиации

Для определения количества приходящей радиации за день на некоторых станциях производится раздельная регистрация рассеянной радиации на горизонтальную поверхность и прямой радиации на перпендикулярную поверхность. Суммарная радиация получается сложением рассеянной радиации и прямой, пересчитанной на горизонтальную поверхность. Приемниками радиации служат термоэлектрический пиранометр Янишевского и термоэлектрический актинометр Савинова — Янишевского.

Регистрация производится с помощью точечных гальванографов Крова — Савинова или стенных гальванографов СГ-3.



В табл. 1, 2, 3, 4 представлен на основании многолетних наблюдений средний дневной ход часовых сумм Q в 5 пунктах: Карадаге, Владивостоке, Высокой Дубраве, Воейкове и Якутске. В этих же таблицах приведены средние, максимальные и минимальные дневные суммы. Из сравнения максимальных и минимальных











блица З	-	Min $\Sigma_a Q$		12 12 33 62 52 54 7 28 29 29 29 13 15 15 28 69 29 29 29 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20	лица 4		Min $\Sigma_d Q$		401 101 101 101 101 101 101 101 101 101		
Ta (		Max $\Sigma_d Q$		126 519 519 519 745 745 745 736 839 803 803 803 803 79 79	Tać		$\operatorname{Max} \Sigma_d Q$		74 191 598 593 593 593 593 577 770 523 113 35		
•		cp. $\Sigma_d Q$		258 349 505 505 505 505 505 505 505 505 505 50			cp. $\Sigma_d Q$		26 99 283 283 283 26 212 212 212 212 212 212 212 212 212		
цэ		12-02			-		21-22				
 M		02-61		Q 10 4 Q	иии		12-02		∽∞∽		
диаци		61—81		1-7028%	радиа		61-81		40.001		
рной ра		81-71	1.1.1	20420244	марной		81-71		411806113 4118206		
cymmal		11-91	-1951	00000000000000000000000000000000000000	ы сум		<i>L</i> I—91	Ŀ.	5000000000000000000000000000000000000		
ymmbi		91–91	1941	2 4 1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	cymm		91–91	-1948	16000000000000000000000000000000000000		
Bble C		9I—12	рава	36 12 23 40 27 40	acobble		9I-#I	<ol> <li>1941</li> </ol>	10 10 10 10 10 10 10 10 10 10		
е часс		13-14	ЛVС	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	н эин.		13—14	K Y T C F	2235555446653555 2235555555		
ле тни	Часы	61–21 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20	12-13	0 I2-13	соказ	812285504750 81288550475072 81288550757575757575 81288555555555555555555555555555555555	оголет	Часы	12-13	91	445 445 46 46 46 46 46 46 46 46 46 46 46 46 46
много		21-11	Bы	8 8 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	ине ми		21-11		445 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10		
редниє		11-01		01 10 10 10 10 10 10 10 10 10	Сред		11-01		4 1 2 3 4 4 8 3 2 2 4 4 8 3 2 2 4 9 0 0 4 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0		
Ū		01-6		36013223322266633300155	`		01-6				
		6-8		228335 2886 2886 2886 2887 2887 2887 2887 2887			6-8		17 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17 1		
							8-1		2000000000000000000000000000000000000		
		8-7					<i>L</i> —9		4 12 22 12 22 12 22 12 33		
		<u> </u>	,				9-9		10245101		
		9—g		00414			₫—₽				
		\$-1/		∽vo4-			4-6		~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		
		\$-6		<b></b>			2 - 3				
		Месяц					Месяц				

сумм видно, что реальные дневные суммы подвержены значительным колебаниям. Ниже приведены отношения максимальных сумм (max  $\Sigma_d Q$ ) к минимальным (min  $\Sigma_d Q$ ).

	I	Η	III -	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Якутск	. 14,8	4,8	5,5	5,5.	5,20	11,0	18,1	11,4	37,6	10,2 1	10,3	8,8	193,0
Высокая Дубрава	9,7	6,0	8,0	10,8	11,1	8,8	13,2	9,2	14,1	20,6 1	15,0	6,6	76,9
Владивосток	. 10,3	8,0	10,9	30,0	21,0	16,0	18,5	45,5	18,2	33,2 2	22,0	3,4	50,0
Карадаг	, 22,13	36,1	22,8	10,3	12,2	6,5	4,4	5,8	9,6	20,03	37,2	40,6	119,0

Повторяемость величин  $\Sigma_d Q$  в отдельные месяцы для перечисленных пунктов дана в табл. 5, 6, 7, 8.

Что касается средних многолетних часовых сумм, то вследствие весьма осредненных при этом условий облачности их величины определяются главным образом высотой Солнца.

На рис. 3 средние величины ср.  $\Sigma_h Q$  для Карадага нанесены в зависимости от  $h_{\bigcirc}$  середины часовых промежутков. Из приведенного рисунка видно, что

Таблица 5

					-							
$\Sigma_d Q$	I	ΙI	III	١V	V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
0-20 20-40 40-60 60-80 80-100 100-120 120-140 140-160 160-180 180-200 200-220 240-260 260-280 280-300 300-320 320-340 340-360 360-380 380-400 440-460 460-420 420-440 440-460 460-480 480-500 500-520 520-540 540-560 560-580 580-600 600-620 620-640 640-660 660-680 680-700 700-720 720-740 740-760 760-780	1,0 1,6 2,3 2,3 1,0 4,52 6,6 20,00 19,03 12,38 3,6 12,36 20,00 12,38 3,6	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0,4 \\ 0,7 \\ 2,5 \\ 1,8 \\ 1,8 \\ 3,1 \\ 2,2 \\ 3,2 \\ 4,3 \\ 7,4 \\ 13,8 \\ 11,4 \\ 4,4 \\ 2,5 \\ 1,0 \\ 4 \\ 13,8 \\ 11,4 \\ 4,4 \\ 2,5 \\ 1,0 \\ 4 \\ 13,8 \\ 11,4 \\ 4 \\ 2,5 \\ 1,0 \\ 4 \\ 10,$	$\begin{array}{c} -\\ 0,33,360,066,029,365,92,522,88,47,4,48,55,33,2,\\ 1,2,3,60,06,02,9,36,59,25,22,88,47,4,48,55,3,32,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2$	$\begin{array}{c} 0,3\\ 1,3\\ 1,7\\ 3,3\\ 1,2\\ 2,2\\ 2,3\\ 7\\ 2,3\\ 2,3\\ 2,3\\ 3,7\\ 0,0\\ 4,3\\ 3,3\\ 3,3\\ 3,7\\ 3,3\\ 3,7\\ 3,3\\ 3,3\\ 3$	1,0,69,39,3,69,69,9,39,3,0,69,9,69,2,3,2,2,2,1,9,1,3,6,6,1,2,2,2,2,2,1,9,1,3,6,6,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2,2	2,3,0,3,7,3,7,7,3,7,0,7,7,7,7,7,0,0,7,1,3,3,0,7,3,2,0,7,7,7,7,7,7,7,0,0,7,1,3,3,0,7,3,2,0,7,7,3,7,0,0,7,1,3,3,0,7,3,0,0,7,3,0,0,7,3,0,0,7,3,0,0,0,0	0,3,0,6,5,6,6,2,4,3,9,3,2,5,3,3,6,9,9,3,6,9,2,3,9,3,5,6,3,6,2,2,3,4,6,2,2,2,4,5,2,2,3,1,2,2,2,3,9,3,5,6,3,6,2,2,3,6,6,3,3,1,2,2,4,1,2,1,3,3,2,1,0,0,3,1,2,2,3,3,1,2,2,4,1,2,1,3,3,2,1,0,0,3,1,2,2,3,3,1,2,2,4,1,2,1,3,3,2,1,0,0,3,1,2,2,3,3,1,2,2,4,1,2,1,3,3,2,1,0,0,3,1,2,2,3,3,1,2,2,4,1,2,1,3,3,2,1,0,0,3,1,2,2,3,3,1,2,2,4,1,2,1,3,3,2,1,0,0,3,1,2,2,3,3,1,2,2,4,1,2,1,3,3,2,1,0,0,3,1,2,2,3,3,1,2,2,1,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0	0,3 2,99,5,1,8,5,2,5,6,5,9,9,3,2,9,8,2,3,9,9,9,8,2,4,5,2,9,9,6,6,3,3,2,4,3,2,2,2,1,4,3,6,3,3,1,3,0,6,6,3,3,1,3,0,1,0,0,0,1,0,0,0,1,0	0,302,30,702,30,733,733,330,330,72,77,733,337,53,37,53,37,77,7,7,7,33,33,75,33,30,7,20,7,7,7,7,3,3,3,7,5,3,3,7,5,3,3,1,0,3,3,3,1,0,3,3,3,1,0,3,3,3,1,0,3,3,3,1,0,3,3,3,1,0,3,3,1,0,3,3,1,0,3,3,1,0,3,3,1,0,3,3,1,0,3,3,1,0,3,3,1,0,3,3,1,0,1,0	0,4722,368666225,0810,5917,778,776,777,741,0,7	$\begin{array}{c} 1,0\\ 2,0\\ 3,0\\ 4,4\\ 3,7\\ 5,0\\ 0,2,3\\ 7,7\\ 7,7\\ 15,0\\ 16,7\\ 12,4\\ 8,3\\ 0,7\\ 0,7\\ \end{array}$	1,3 3,9 4,8 3,9 4,5 5,2 6,8 14,8 30,6 21,0 2,6 0,3 0,3

Повторяемость дневных сумм Q (0/0). Владивосток 1941—1950 гг.

Таблица б

Повторяемость дневных сумм Q (%). Карадаг

$\Sigma_{d}Q$	T	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0-20 20-40 40-60 60-80 80-100 120-140 120-140 140-160 160-180 180-200 200-220 240-240 240-260 260-280 280-300 300-320 320-340 340-360 360-380 380-400 400-420 420-440 440-460 460-480 480-500 500-520 520-540 50-520 520-540 50-600 600-620 600-620 600-620 600-620 600-720 720-740 740-760 760-780	2,0 10,6 10,2 13,4 11,2 11,0 9,3 7,2 6,3 5,6 2,4 2,0 0,6	0,5 3,16 8,87,77,14 5,55,77,14,5,55,23,5,23,5,23,5,23,5,23,5,4,10,1	1,844,2544,2144,45,333,22,22,24,10,88,88,55,88,55,22,24,41,0,88,88,55,88,55,11,0,0,2,23,11,0,0,2,0,2,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,	0,7 0,7 1,2 1,42 1,42 1,42 2,99 3,32,65 6,72 1,25,25 4,55 5,77 7,42 5,53,77 7,42 3,16 5,53 1,75 5,53 1,75 5,53 1,42 0,22 0	0,2 0,25,32,20,55,1,22,05,0,1,0,0,1,1,1,2,0,5,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0	0,55 0,5,5 0,5,5 0,5,5,1,5,5,5,5,5,1,5,5,5,5,1,5,5,5,1,5,5,5,1,5,5,5,1,5,5,5,1,5,5,5,1,5,5,5,1,5,5,5,1,5,5,5,1,5,1,1,5,1	$\begin{array}{c} 0,8\\ 1,0\\ 0,5\\ 1,7\\ 0,5\\ 1,7\\ 2,0\\ 0,5\\ 1,5\\ 0,5\\ 1,5\\ 3,5\\ 3,8\\ 2,8\\ 3,7\\ 2,0\\ 9,5\\ 5,3\\ 1,5\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2$	0,2 0,2 1,0 0,88 0,85 1,83 1,35 2,03 3,30 6 7,38 8,88 3,35 10,33	$\begin{array}{c} 0,8\\ 0,6\\ 1,1\\ 0,6\\ 1,7\\ 0,6\\ 1,4\\ 1,8\\ 1,7\\ 3,1\\ 1,3\\ 3,1\\ 4,0\\ 7,3\\ 3,1\\ 1,9\\ 9,8\\ 8,7\\ 5,2\\ 8,3\\ 0,6\\ 0,3\\ 0,3\\ \end{array}$	0,9113,130,047,30,0,05,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0	3,2 6,0 11,0 6,8 10,0 7,1 9,4 10,0 6,8 9,1 4,6 3,7 2,8 0,1	1,8 13,7 17,2 12,7 15,0 9,5 9,5 8,4 2,1 0,5 0,3 0,3 0,3 0,3

ср.  $\Sigma_h Q$  линейно растут с высотой и могут быть представлены в виде:

$$\sum_{h_i} Q = a h_i$$

где  $\Sigma_{h_i}Q$  — в калориях;  $h_i$  — высота Солнца в градусах.

Такая же зависимость средних многолетних  $\Sigma_h Q$  от  $h_{\odot}$  наблюдается и в других пунктах (Владивостоке, Высокой Дубраве, Павловске и Якутске). Среднее значение коэффициента a по данным всех станций равно 0,98.

Это обстоятельство можно использовать для ориентировочной оценки средних месячных и годовых сумм по формуле

ср. 
$$\sum_{m} Q = \overline{m} \sum_{i=1}^{k} h_i$$
 (при  $a = 1$ ),

где k — число часов от восхода до захода Солнца; m — число дней в месяце;  $h_i$  — высота Солнца для середин часовых промежутков на 15-е число; ср.  $\sum_m Q$  — средняя многолетняя месячная сумма (ккал/см<sup>2</sup>).

В табл. 9 приведены отношения  $\Sigma_m Q$ , рассчитанные по этой формуле, к суммам, полученным регистрацией. В летние месяцы полученные суммы достаточно близки к действительным, в зимние они выше. Годовые суммы в 6 из 12 рассмотренных пунктов отклоняются от фактических не более чем на 5%, в 4 пунктах на 6-10%, только в Воейкове отклонение составляет 13% и во Владивостоке — 17°/0.

Часовые суммы, наблюдаемые в действительности, в значительной степени отличаются от средних многолетних, их величина определяется продолжительностью солнечного сияния и высотой Солнца.

На основании материалов Карадага на рис. 4 представлена средняя зависимость действительных часовых сумм от продолжительности солнечного сияния и высоты Солнца. Для продолжительности солнечного сияния, равной нулю, проведены две кривые: верхняя соответствует среднему ярусу облачности, нижняя — нижнему ярусу.

Таблица 7

$\Sigma_d Q$	I	, П	III	IV	·V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
0-20 20-40 40-60 60-80 80-100 100-120 120-140 140-160 160-180 180-200 200-220 220-240 240-260 280-300 300-320 320-340 340-360 360-380 360-380 360-400 400-420 420-440 440-460 460-480 480-500 520-540 540-560 560-580 580-600 600-620 640-660 660-680 680-700 700-720 720-740 740-760 760-780	2,2 73.0 6,7 4,0 0,1	0,3 1,5 10,0 12,0 17,0 16,0 12,0 16,0 2,7 0,5	0,3 1,0 2,7 5,5 5,7 8,6 6,5 9,9 4,9 5,5 4,8 7,5 9,5 4,9 5,5 8,8 5,7 8,6 6,5 9,9 4,9 5,5 4,8 7,3,8 5,0 0,2 0,2	0,54 1,79 1,70 1,70 1,70 1,70 1,70 1,70 1,70 1,70 1,70 1,70 1,97 $1,971$	0,85,87,65,20,82,7,1,65,20,22,7,4,40,33,87,26,60,7,66,20,65,76,23,33,27,26,65,76,00,66,28,63,4,32,7,1,32,23,23,27,1,32,23,23,27,1,32,23,23,23,27,1,32,23,23,23,23,23,23,23,23,23,23,23,23,	$\begin{array}{c} 0,353\\ 0,3\\ 2,824472952152337444336808442258881\\ 1,23235374444336555444258881\\ 2,3354442588881\\ 2,3354442588881\\ 2,3354442588881\\ 2,33655444258888\\ 2,33655444258888\\ 2,33655444258888\\ 2,3365556882\\ 2,3356655884425888\\ 2,33655588888\\ 2,33655588888\\ 2,33655588888\\ 2,336555888888\\ 2,33655588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,3365588888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,3368888\\ 2,3368888\\ 2,3368888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,3368888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,3368888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,336888888\\ 2,33688888\\ 2,3368888\\ 2,336888888\\ 2,33688888\\ 2,33688888\\ 2,336888888\\ 2,336888888\\ 2,336888888\\ 2,336888888\\ 2,336888888\\ 2,336888888\\ 2,3368888888\\ 2,33688888888\\ 2,33688888888\\ 2,3368888888\\ 2,336888888\\ 2,3368888888\\ 2,3368888888\\ 2$	0,3 1,3 1,1 1,69 1,2,78 2,79 1,2,78 3,50 2,7,96 4,78 3,50 2,55 3,66 4,50 4,66 5,788 4,78 3,50 4,55 3,50 4,66 5,788 4,788 3,50 4,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55 3,50 1,55	0,33,860,07,1,22,7,8,7,4,2,66,7,3,8,4,3,9,2,8,9,3,3,2,8,4,8,5,3,2,2,4,8,5,3,2,2,4,8,5,3,2,2,4,8,5,3,2,2,4,8,5,3,2,2,4,8,5,3,2,2,4,8,5,5,4,6,2,3,2,2,4,8,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5	0,9221 5,18313288985516822826866 1,52355555555555555555555555555555555555	0,3 5,3 10,0 12,6 13,8 12,9 10,3 5,9 5,3 2,1 2,6 0,3 0,3	3,3 17,9 27,9 19,4 17,9 7,9 3,9 1,8	5,0 54,0 34,2 6,8

Повторяемость дневных сумм Q (0/0). Высокая Дубрава, 1941—1952 гг.

lat of the solution			e <sup>n</sup> a A			 				: • 0.777				
											•			
			Пов	торяем	ю <b>с</b> ть д	невны	іх сум	IM Q	(%).	Якут	ск	Т	аблі	ица 8
	$\Sigma_d Q$	I	п	ш	IV	v	VI	VII	t vi	II	IX	х	XI	XII
	0-20 20-40 40-60 60-80 80 100 100-120 120-140 140-160 160-180 180-200 200-220 220-240 240-260 260-280 280-300 300-320 320-340 340-360 360-380 360-380 360-380 360-380 360-380 360-380 360-360 360-380 360-360 360-520 520-540 540-560 560-580 500-520 520-540 540-560 560-580 600-620 600-620 600-620 600-720 720-740 740-760 760-780	41,2 43,0 14,0 1,8	0,8 16,1 20,1 19,3 15,8 11,0 10,2 5,5 1,2	0,4 1,0 0,7 1,8 3,6 12,5 9,3 13,6 7,5 6,1 7,5 6,1 7,5 6,1 7,5 6,1 7,2 4,3 1,8 0,4	0,4 1,5 1,1 1,5 1,9 3,3 3,4,5 7,1 5,8 8,3 10,4 8,6 8,8 2,2 1,1 1,0 0,4	0,44,21,22,5,60,55,54,3,7,0,44,5,54,3,2,8,0,6,22,2,7,2,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,5,	0,7 0,7 1,14 1,51 1,0,46 2,58 1,3,04 2,58 1,41 1,51 1,0,46 2,58 1,41 1,51 1,0,46 2,58 1,41 1,51 1,10 1,20 2,58 1,41 1,51 1,10 1,20 2,58 1,44 1,52 3,77 1,44 1,56 4,52 3,77 4,52 3,77 4,52 3,77 4,52 3,77 1,51 1,52 3,57 1,52 3,57 1,55 1	$\left \begin{array}{c}0,4\\0,7\\1,81\\1,1\\1,449923,282909\\1,298364,3643,375,433644,3377,536622\\1,2983644,33644,3377,536622\\1,4877,536622,448,337,536622\\1,8870,46622,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,8870,46222,148622\\1,88722,148622,148622\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822\\1,88722,14822,14822,14822\\1,88722,14822,14822,14822,14822\\1,88722,14822,14822,14822,14822,14822,14822,14822,14822,14822,14822,14822,14822,14822,1482,148$	0, 1, 2, 2, 1, 2, 2, 1, 7, 5, 5, 5, 2, 5, 6, 3, 5, 5, 7, 4, 6, 3, 5, 5, 7, 4, 6, 3, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	45378923442196877890898446	7,2 19,0 16,5 17,6 14,3 9,0 7,5 4,3 3,9 0,7	11,0 46,3 31,1 8,2 3,0 0,4	89,6 10,4
× .	Отношени	е мес	ячных	сумм	О. пас	считан	ных	πo đ	• 000MV	ле ст	<b>V</b>	0-	$m \sum_{k}^{k}$	аца э
					к суми	ам по	само	по ч писца	м	ne er	<u> </u>	m <sup>Q</sup> —	i = 1	
1	Станции	1	11	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	IX	XII	Год
	Ташкент Тбилиси . Владивосток Карадаг . Евпатория . Одесса Саратов . Иркутск Куйбышев . Свердловск . Воейково . Якутск	. 1, . 1, . 0, . 1, . 1, . 1, . 1, . 1, . 1, . 1, . 1	$ \begin{array}{c ccccc} 15 & 1 & , \\ 12 & 1 & , \\ 74 & 0 & , \\ 22 & 1 & , \\ 37 & 1 & , \\ 40 & 1 & , \\ 12 & 1 & , \\ 00 & 0 & , \\ 00 & 0 & , \\ 59 & 0 & , \\ 38 & 1 & , \\ 88 & 0 & , \\ \end{array} $	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{matrix} 0,98\\ 1,11\\ 1,22\\ 1,01\\ 1,02\\ 1,00\\ 0,93\\ 1,08\\ 0,91\\ 1,08\\ 0,95\\ 1,09 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0,94\\ 1,09\\ 1,51\\ 0,96\\ 1,02\\ 1,03\\ 1,02\\ 1,14\\ 1,07\\ 1,07\\ 1,09\\ 1,09\\ 1,09\\ \end{matrix}$	0,87 1,04 1,67 0,94 0,92 0,90 0,96 1,18 1,08 1,13 1,11 1,14	0,87 1,03 1,47 0,91 0,93 0,91 1,01 1,12 1,06 1,11 1,05 1,17	$\begin{matrix} 0,83\\ 1,06\\ 1,11\\ 0,93\\ 0,93\\ 0,94\\ 1,04\\ 1,07\\ 1,12\\ 1,25\\ 1,23\\ 1,23\\ 1,23\\ \end{matrix}$	0,97 1,11 1,01 1,02 1,03 1,07 1,09 1,03 1,25 1,39 1,79 1,27	1,10 1,27 0,93 1,19 1,16 1,67 1,12 1,03 1,35 1,33 1,89 1,08	1,07 1,25 0,82 1,38 1,67 1,70 1,22 1,11 1,11 1,18 3,00 1,33	0,99 1,10 1,17 1,02 1,03 1,04 0,98 1,06 1,04 1,07 1,13 1,06
	60		· ·	•	•	•		• • • •	• .			•	ι ·1	
a N A						•					i		· · ·	

	Год	$\begin{array}{c} 132\\ 118,9\\ 118,9\\ 110,7\\ 110,2\\ 110,2\\ 110,2\\ 110,2\\ 102,6\\ 102,$
$(0/_{0})$	IIX	44∞∞∞−9ñ999991-2−2408-1−19080080000 -8ñ∞−00442006825982212120000466064
ичин ∆	IX	ਲ਼ਲ਼4 <i>੶</i> ₩ਲ਼ਜ਼ੑੑਖ਼ਲ਼ਖ਼ਲ਼ਖ਼ਲ਼ਖ਼ਲ਼ੑੑੑੑੑੑਲ਼ਗ਼ਗ਼ਖ਼ਲ਼ਜ਼ਖ਼ਜ਼ਖ਼ਜ਼ਲ਼ਜ਼੦ <i>®</i> ੦ਲ਼ਜ਼ਖ਼ ਜ਼ੑੑੑਸ਼ੑਸ਼ੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑੑ
них вел	X	<pre>&amp; 0/2 4 &amp; 0/2 2 2 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0</pre>
ти сред	IX	
решнос	IIIA	ビー4400とる4004040010001100と1000000 であた940では0で00000001100と10000000 であた940では0000000000000001000400004004000
Hise noi	NII	0-00008-8-000004446000000446000000000000
оситель	IA	<u>ૹઌઌઌ</u> ૱ઌઌઌ ૡ૾ઌ૾ઌ૾ૡ૾ઌ૾ઌઌઌ૽ૡૡઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌૡૡૡૡૡ ઌઌઌઌઌઌઌઌઌઌ
<sup>2</sup> ) и отн		Ӛѵ҄҄҄ <u>҄</u> ӑ҄҂ѽѵѽ҂ѽѵѽѻѽҲѡӥ҄ѴҲѿӹѡӹѵҲҬ҄Ӏѡӹѵӹ - <sup>,</sup> , , , , , , , , , , , , , , , , , ,
ккал/см	IV	<u></u>
ы 2 <i>m</i> Q (	Ш	ఴౣఴౢఴౢ౿ఀ౸ౢఴఴౢౢౢఴ౿౸ఴౚౚఴౢఴఴఴఴఴఴఴఴఴఴౚౚౚౚౚ ౚఀఴఴఀౣఀఴఀ౿ఴఀౚఀఴఀ౼ౚఴఀఴఴఀౚఀ౼ౚఴఴఀౚఀౚఀఴఴఀఴఴఴఴఴఴఀఴఀ
ie cymmi	П	ਲ਼ਲ਼ਲ਼ਲ਼ਲ਼ਗ਼ੑੑਖ਼ੑੑੑਖ਼ੑਖ਼ਜ਼ਖ਼ੑਖ਼ੑੑੑਸ਼ਲ਼ਲ਼ਲ਼ਖ਼੦ਖ਼ਲ਼ਲ਼ਖ਼ਫ਼ਲ਼ਗ਼ਲ਼ਗ਼ਖ਼ਗ਼ਗ਼ ਲ਼ਜ਼ਲ਼ੑੑੑੑੑੑਗ਼ਗ਼ਲ਼ਲ਼ਲ਼ਲ਼ਗ਼ਲ਼ਜ਼ੑੑਗ਼ਲ਼ਲ਼ਗ਼ੑੑੑਖ਼ੑਗ਼ਲ਼ਗ਼ਗ਼ੑਗ਼ਗ਼ਗ਼ਗ਼ਗ਼ਗ਼ਗ਼ਗ਼ਗ਼
месячны	н	4,0,4,6,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,
голетние і		$ \begin{array}{c} & & & & \\ & & & & \\ & & & & \\ & & & & $
едние мно	9-	41°20' 41 *20' 43 07 44 54 45 12 45 12 46 27 55 16 55 15 55 04 55 04 55 04 55 04 55 04 55 04 56 04 56 04 56 27 56 04 56 27 56 04 57 15 56 04 57 21 56 21 57 21 56 21 57 21 56 21 57 21 56 21 57 21 56 21 57 21 56 21 56 21 57 21 56 21 57 21 56 21 57 21 56 21 57 21 57 21 56 21 57
Cp	Отанции	Ташкент

61

Габлица 10

# § 3. Месячные суммы суммарной радиации

Месячные суммы  $\Sigma_m Q$  получают суммированием дневных. По данным [3, 4] погрешность в определении месячных сумм достигает  $5-10^{9}/_{0}$ .

В табл. 10 помещены средние многолетние  $\Sigma_m Q$  по самописцам и относительная погрешность средних величин

$$\Delta = \frac{100}{\operatorname{cp.} \sum_{m} Q} \sqrt{\frac{\sum \Delta_i^2}{l(l-1)}},$$

где  $\Delta_l$  — отклонение действительных месячных сумм от средней многолетней; l — число лет наблюдений.

Месячные суммы претерпевают значительные изменения из года в год. В ряде пунктов (Ташкент, Карадаг) наименьшая изменчивость месячных сумм наблюдается в летние месяцы, когда отклонения от многолетней средней не превышают  $10^{0}/_{c}$ , наибольшая — зимой, достигая  $30-35^{0}/_{0}$ . В других пунктах (Владивосток) наибольшие отклонения от средней наблюдаются летом.

Относительная изменчивость отдельных месячных сумм, рассчитанная по формуле.

$$Q = \frac{100}{\text{ср.}\sum_{m}Q} \sqrt{\frac{\sum \Delta_i^2}{l-1}}$$
, представлена в табл. 11

Таблица 11

тносительные	изменения	месячных	сумм	γ	

Станции	I	П	ш	IV	,V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
Ташкент Тбилиси Владивосток Карадаг Евпатория Одесса Саратов Иркутск Куйбышев Свердловск Павловск Якутск	16,0 13,1 7,9 20,0 13,5 19,0 20,0 11,6 24,2 13,6 20,6 33,0	15,0 13,0 8,1 19,1 32,4 23,8 3,6 16,6 14,5 19,6 8,5	17,3 23,6 10,0 50,0 6,4 21,8 20,9 9,0 25,0 13,2 18,4 9,5	9,1 18,0 8,9 10,2 6,8 10,0 16,0 11,1 30,2 15,2 10,8 7,0	8,4 19,2 14,1 11,2 9,6 6,9 15,3 12,0 22,2 12,9 13,0 7,5	6,9 10,3 15,7 6,2 2,3 5,8 9,6 10,0 8,5 8,1 12,1 10,6	3,0 8,7 36,2 4,7 3,2 7,4 17,2 10,9 8,0 13,7 15,6 9,2	4,8 12,8 26,2 8,8 5,1 10,6 11,3 10,4 3,5 10,8 22,2 15,5	2,3 13,8 10,8 10,4 9,2 14,9 17,3 9,6 10,6 11,2 2,4 14,3	7,0 19,0 8,7 43,0 2,3 14,3 20,4 11,1 21,8 13,0 39,0 18,5	16,1 14,2 6,4 10,7 10,5 24,3 21,6 14,5 21,4 29,0 19,2	14,3 16,8 7,1 60,1 5,4 31,0 24,4 10,4 25,0 12,7 29,0 43,0

Изменчивость месячных сумм обусловлена изменением облачности.

**Месячные суммы**  $\Sigma_m Q$  и облачность. Взяв в качестве характеристики: облачности среднемесячные значения общей облачности в баллах, мы графически сопоставили для 9 пунктов значения  $\Sigma_m Q$  и  $\overline{n}$  отдельно для каждого месяца.

При этом по оси абсцисс откладывались значения n, а по оси ординат  $\Sigma_m Q$ . В качестве примера даны такие графики для Карадага (рис. 5). Точки каждогомесяца группируются вдоль различных кривых, которые располагаются одна над другой в порядке возрастания высот Солнца.

Величины  $\Sigma_m Q$  монотонно возрастают с уменьшением n, достигая наибольших значений при  $\overline{n} = 0$ . Для величин  $\Sigma_m Q$  при  $\overline{n} = 0$  мы использовали возможные суммы, полученные нами по срочным наблюдениям [5].

По мере увеличения высот Солнца в течение года наклон кривых  $\Sigma_m Q(n)$  возрастает.

Порядок следования кривых, определяемый высотой Солнца, в некоторых пунктах нарушается при больших значениях  $\overline{n}$ . Так, например, в Свердловске и Якутске в сентябре, несмотря на большую высоту Солнца, наблюдаются меньшие величины  $\Sigma_m Q$ , чем в марте, в августе — меньшие, чем в апреле. Повышение



Σ<sub>m</sub>Q в марте и апреле происходит за счет многократного отражения радиации от снежного покрова и нижней границы облаков.

Дополнительный приход радиации при этом можно приблизительно оценить по формуле, предложенной К. Я. Кондратьевым [6]:

$$\Delta Q = \frac{QA_1A_2}{1-A_1A_2},$$

где  $A_1$  — альбедо подстилающей поверхности;  $A_2$  — альбедо облаков.

Альбедо снежного покрова порядка 0,7—0,6. Альбедо облаков зависит от мощности облачного слоя. Тонкие облака, которые наблюдаются в этот период, по данным Н. И. Чельцова [5], имеют альбедо порядка  $30-40^{9}/_{0}$ .

При таких условиях получаем

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \frac{0,35 \times 0,7}{1 - 0,35 \times 0,7} = \frac{0,25}{0,75} = 0,33,$$

т. е. величину, близкую к наблюдаемой в Якутске:

$$\frac{\Sigma_m Q_{\rm IV} - \Sigma_m Q_{\rm VIII}}{\Sigma_m Q_{\rm VIII}} = \frac{12 - 9}{9} = 0,33.$$

В тех пунктах, где альбедо подстилающей поверхности остается практически неизменным в течение года, такого нарушения следования кривых нет.

В этом случае полученную зависимость  $\Sigma_m Q = f(n, h_{\odot})$  можно представить несколько иначе, взяв за переменную высоту Солнца в истинный полдень на

Таблица 12

Зависимость	$\frac{\Sigma_m Q}{t}$ от высоты Солнца и	облачности
	а) снежный покров	

			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	h <sub>O</sub> a	1		
n	5	10	15	20	25	30	35
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	$\begin{array}{c} 0,09\\ 0,09\\ 0,09\\ 0,09\\ 0,09\\ 0,08\\$	$\begin{array}{c} 0,23\\ 0,23\\ 0,22\\ 0,22\\ 0,21\\ 0,21\\ 0,20\\ 0,19\\ 0,16\\ 0,14\\ 0,12\\ \end{array}$	0,35 0,35 0,34 0,33 0,32 0,31 0,29 0,26 0,23 0,20 0,18	$\begin{array}{c} 0,50\\ 0,49\\ 0,48\\ 0,47\\ 0,45\\ 0,43\\ 0,30\\ 0,36\\ 0,32\\ 0,28\\ 0,24\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 0,74\\ 0,72\\ 0,67\\ 0,65\\ 0,62\\ 0,56\\ 0,52\\ 0,45\\ 0,40\\ 0,34\\ 0,28\\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 0, 80 \\ 0, 79 \\ 0, 77 \\ 0, 74 \\ 0, 71 \\ 0, 68 \\ 0, 65 \\ 0, 65 \\ 0, 58 \\ 0, 56 \\ 0, 54 \end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$

б١	без	снежного	покрова
υ,	, 000	Chemioro	nonpobu

			h <sub>O</sub>		
n	30	40	50	60	70
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9	0.68 0,66 0,63 0.60 0,57 0.53 0,50 0,46 0,43 0,38	0,96 0,93 0,89 0,79 0,74 0,68 0,60 0,53 0,44 0,44	1,17 1,14 1,09 1,04 0,98 0,90 0,83 0,73 0,60 0,50 0,40	1,321,291,251,181,121,040,960,850,730,580,45	1,48 1,42 1,36 1,30 1,23 1,14 1,04 0,92 0,77 0,63 0,48

15-е число, а n в качестве параметра. При изменении  $\overline{n}$  от 0 до 10 получается семейство парабол вида

$$\sum_{m} Q = c h_{\pi \pi 15}^{b}$$

(см. рис. 5 a), причем величина c будет уменьшаться с ростом n. Справедливость такой зависимости месячных сумм от облачности проверялась для нескольких пунктов.

Во всех рассмотренных пунктах наблюдается при n = const параболическая зависимость  $\Sigma_m Q$  от высоты Солнца, но параметры кривых, полученных для различных пунктов, различны. Это различие может быть вызвано неодинаковой продолжительностью дня в рассматриваемых пунктах. В дальнейшем, чтобы исключить влияние продолжительности дня, были рассмотрены величины  $\frac{\Sigma_m Q}{t}$ , где t — средняя за месяц продолжительность дня в часах, и исследована зависимость  $\frac{\Sigma_m Q}{t}$  от среднемесячной облачности при постоянной высоте Солнца. В табл. 12 помещены средние значения  $\frac{\Sigma_m Q}{t}$  при различных  $\overline{n}$  и  $h_{\odot}$  по наблюдениям в Тбилиси, Карадаге, Владивостоке, Иркутске, Свердловске и Якутске. Относительная ошибка приведенных средних при  $h_{\odot} > 30^{\circ}$  — порядка  $2-3^{\circ}/_{0}$ . Данные этой таблицы аналитически можно представить также в виде формулы

$$\frac{\Sigma_m Q}{t} = a h_{\pi\pi}^d ,$$

где  $h_{n_{n_n}}$  — полуденная высота Солнца на 15-е число. Показатель степени d имеет постоянную величину и приблизительно равен 0,94, а коэффициент a зависит от облачности и имеет приблизительно следующие значения:

$$\overline{n}$$
 0 2 4 6 8 10  
 $a$  0,028 0,026 0,024 0,020 0,015 0,010  
 $a_c$  0,030 0,029 0,028 0,025 0,020 0,015

Для снежного покрова коэффициенты а, несколько выше а.

Таким образом, месячные суммы суммарной радиации можно представить в виде

$$\sum_{m} Q = a h_{\pi \pi}^{d} t.$$

Действительные месячные суммы можно представить в виде произведения некоторой функции облачности f(n) на возможные при n = 0 суммы.

Таким образом, мы получим формулу, соответствующую формуле С. И. Савинова [8], которая была использована рядом авторов при климатологических расчетах. Савинов функцию f(n) считал линейной функцией n

$$f(\overline{n}) = \left[1 - (1 - k)\overline{n}\right],$$

где коэффициент k принимался равным отношению действительных при облачности  $\overline{n} = 10$  месячных сумм Q к возможным.

В действительности, в общем случае, как мы видели выше, f(n) не будет линейной функцией  $\overline{n}$ , и коэффициент k, завися от  $\overline{n}$ , будет меняться в течение года. Используя фактические месячные суммы и возможные суммы, рассчитанные по срочным наблюдениям [5], мы получили k по формуле

$$k = 1 - \frac{1}{\overline{n}} \left( 1 - \frac{\Sigma_m Q}{\Sigma_m Q_0} \right).$$

5 Труды ГГО, вып. 80

# Таблица 13

Средине коэффициенты к формулы Савинова

A Contraction of the second		Среди	IHE KO3	тнфф	центы	dod <i>a</i>	мулы	Савино	OBA						
Станции	9-			11	III	IV	ν	VI	VII	VIII	IX	, X	XI	IIX	Год
Тбилиси	41°43′	min k max k co. k	0,29 0,83 0,58	0,35 0,72 0,56	0,30 0,91 0,60	0,41 0,93 0,63	0,32 0,54 0,54	0,20 0, <b>64</b> 0,51	0,17 0,78 0,53	0,38 0,76 0,54	$\begin{array}{c} 0,24\\ 0,70\\ 0,52\end{array}$	0,24 0,88 0,52	$\begin{array}{c} 0,31\\ 0,74\\ 0,49\end{array}$	0,30 0,88 0,58	0,49 0,55 0,55
Владивосток	43 07		0,33 0,93 0,75	0,60 1,00 0,77	0,35 0,91 0,63	0,34 0,54 0,48	0,28 0,55 0,44	0,32 0,61 0,42	$0,30 \\ 0,48 \\ 0,41 \\ 0,41$	0,30 0,52 0,41	0,36 0,62 0,46	0,28 0,54 0,46	0,28 0,71 0,50	0,46 0,97 0,70	0,41 0,77 0,53
Карадаг	44 54	mfin <i>k</i> max <i>k</i> cp. <i>k</i>	$\begin{array}{c} 0,35\\ 0,77\\ 0,54 \end{array}$	0,30 0,81 0,60	0,22 0,75 0,56	0,54 0,82 0,62	0,49 0,86 0,64	$0,34 \\ 0,78 \\ 0,62$	$\begin{array}{c} 0,18\\ 0,71\\ 0,52 \end{array}$	0,30 0,76 0,51	0,26 0,78 0,52	0,23 0,86 0,55	0,40 0,86 0,53	$\begin{array}{c} 0,31\\ 0,74\\ 0,49\\ 0,49 \end{array}$	0,49 0,64 0,56
Caparob	51 34	$ \begin{array}{c} \min \ k \\ \max \ k \\ \operatorname{cp.} \ k \\ \operatorname{cp.} \ k \end{array} $	0,31 0,97 0,70	0,44 0,83 0,69	0,33 0,88 0,62	0,43 0,87 0,59	$0,24 \\ 0,75 \\ 0,57 \\ 0,57 \\ 0$	$0,31 \\ 0,72 \\ 0,55$	0,52 0,92 0,65	0,31 0,45 0,45	$ \begin{array}{c} 0,37\\ 0,74\\ 0,55\\ \end{array} $	$0,36 \\ 0,71 \\ 0,50 \\ $	0, <b>39</b> 0,51 0,51	0,30 1,02 0,61	$0,45 \\ 0,70 \\ 0,58$
Иркутск	52 16	$ \begin{array}{c} \min \ k \\ \max \ k \\ \exp \ k \\ \mathrm{cp.} \ k \end{array} $	0,12 0,88 0,64	0,0 0,88 0,60	0,0 0,88 0,68	0,29 0,85 0,76	$\begin{array}{c} 0,45\\ 0,75\\ 0,58\\ 0,58 \end{array}$	0,33 0,67 0,53	0,35 0,68 0,51	$\begin{array}{c} 0,37\\ 0,72\\ 0,53\\ 0,53\end{array}$	$0,40\\0,80\\0,59$	0,51 0,85 0,69	0,14 0,90 0,71	0,0 0,85 0,70	0,51 0,71 0,62
Куйбышев	53 15	$\max_{\substack{\text{max } k\\ \text{cp. } k}} k$	0,46 0,87 0,66	0,38 0,77 0,62	0,40 0,81 0,60	0,40 0,89 0,60	0,34 0,96 0,58	$\begin{array}{c} 0,15\\ 0,57\\ 0,42 \end{array}$	$0,34 \\ 0,53 \\ 0,45 \\ 0,45 \\ 0,45 \\ 0,45 \\ 0,45 \\ 0,10 \\ $	0,27 0,46 0,35	$0,33 \\ 0,46 \\ 0,39 \\ 0,39$	0,57 0,80 0,56	$0,37 \\ 0,54 \\ 0,44 \\ 0,44$	0,33 0,97 0,60	0,42 0, <b>66</b> 0,52
Свердловск	56 44	$ \begin{array}{c} \min \ k \\ \max \ k \\ \exp \ k \\ \operatorname{cp.} k \end{array} $	$0,49 \\ 1,00 \\ 0,76$	0,50 0,92 0,74	$0,46 \\ 0,91 \\ 0,69$	0,36 0,81 0,59	0,39 0,53 0,53	$     \begin{array}{c}       0,43 \\       0,72 \\       0,57 \\       0,57   \end{array} $	0,42 0,83 0,52	0,38 0, <b>6</b> 8 0,47	0,35 0,54 0,45	0,34 0,60 0,44	$\begin{array}{c} 0,26\\ 0,77\\ 0,52 \end{array}$	0,33 0,91 0,66	0,44 0,76 0,58
Воейково	59 57	$ \begin{array}{c} \min \ k \\ \max \ k \\ \operatorname{cp.} \ k \\ \operatorname{cp.} \ k \end{array} $	$0,29 \\ 0,50 \\ 0,42$	0,42 0,6 <b>6</b> 0,59	0,49 0,91 0,68	0,44 0,59 0,52	$0,39 \\ 0,75 \\ 0,54$	$0,51 \\ 0,64 \\ 0,58 \\ $	0,48 0,56 0,56	0,39 0,50 0,50	0,38 0,65 0,47	0,25 0,40 0,31	0,18 0,36 0,29	0,22 0,47 0,34	0,29 0,68 0,48
Якутск	62 01	min k max k cp. k	0,60 0,88 0,77	0,54 0,96 0,82	$0,49 \\ 1,00 \\ 0,83 \\ 0,83$	0,57 0,83 0,74	$0,43 \\ 0,64 \\ 0,52 \\ 0,52 \\$	$0,37 \\ 0,61 \\ 0,48 \\ $	0,44 0,53 0,43	0,24 0,55 0,38	0,24 1,00 0,45	0,08 0,68 0,44	$\begin{array}{c} 0,20\\ 0,97\\ 0,73\\ 0,73 \end{array}$	0,0 0,91 0,74	0,38 0,83 0,61
	-			,	-					-	-		-	-	

В табл. 13 даны средние и крайние значения k в 9 пунктах для каждого месяца. Из этой таблицы отчетливо виден годовой ход k. Представление о том, как изменится величина  $\frac{\Sigma_m Q}{\Sigma_m Q_0}$  в зависимости от величины k, дает табл. 14. По данным этой таблицы  $\Sigma_m Q$ , рассчитанные со среднегодовым значением k, могут отклоняться от фактических сумм на 15—20%.

Таблица 14

			n		÷ *	·····
k	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8 /
0,30 0,35 0,40 0,55 0,55 0,60 0,65 0,70 0,75 0,80	0,79 0,80 0,82 0,84 0,85 0,87 0,88 0,89 0,90 0,92 0,94	0,72 0,74 0,76 0,78 0,80 0,82 0,84 0,86 0,88 0,88 0,90 0,92	0,65 0,68 0,70 0,72 0,75 0,78 0,80 0,83 0,85 0,88 0,85 0,88	0,58 0,61 0,64 0,67 0,70 0,73 0,74 0,79 0,82 0,85 0,88	0,51 0,55 0,58 0,62 0,65 0,68 0,72 0,76 0,79 0,82 0,86	0,44 0,48 0,52 0,56 0,60 0,64 0,68 0,72 0,76 0,80 0,84

Величины  $\frac{\Sigma_m Q}{\Sigma_m Q_0}$  при различных значениях k и  $\overline{n}$ 

Месячные суммы Q и продолжительность солнечного сияния. В. Н. Украинцев [9] установил линейную связь между средними суточными суммами Q и продолжительностью солнечного сияния *s* 

cp. 
$$\sum_{d} Q = ms + n$$
,

где *s* — продолжительность солнечного сияния в часа́х; *m*, *n* — коэффициенты, меняющиеся с широтой и в течение года. Величины этих коэффициентов для каждого месяца и через 5° широты приведены в соответствующих таблицах. Справедливость этой формулы проверялась Т. Г. Берлянд [10] для ряда пунк-

Справедливость этой формулы проверялась Т. Г. Берлянд [10] для ряда пунктов, при этом было установлено, что отклонения сумм, рассчитанных по формуле, от измерений не превышает 5—10<sup>0</sup>/<sub>6</sub> в летние месяцы. В зимние месяцы отклонения значительно больше.

Характер зависимости  $\Sigma_m Q$  от *s* не должен меняться при умножении формулы на постоянное число, т. е. формула Украинцева должна быть справедливой для месячных сумм  $\Sigma_m^{cp}Q$ , при этом коэффициент *m* сохраняет прежнее значение, *s*—продолжительность солнечного сияния за месяц, а коэффициент *n* должен быть умножен на число дней в месяце.

Графическое сопоставление  $\Sigma_m Q$  и *s* показывает, что для ряда пунктов действительно выполняется линейная зависимость, а для некоторых пунктов линейность нарушается. Это нарушение особенно заметно в зимние месяцы в южных пунктах (Карадаг, Тбилиси, Владивосток).

Коэффициенты *m* и *n* формулы Украинцева отражают влияние высоты Солнца на величину суммарной радиации. В качестве характеристики высот Солнца за каждый месяц можно взять полуденную высоту Солнца на 15-е число. Сопоставляя коэффициенты *m* и *n* с высотой Солнца, мы пришли к заключению, что зависимость  $m(h_{\odot})$  и  $n(h_{\odot})$  близка к линейной. Исключение составляют коэффициенты для  $\varphi = 35$  и 70°.

ł

Таким образом,  $\Sigma_m Q$  можно представить как функцию двух переменных: продолжительности солнечного сияния и высоты Солнца. На рис. 6 представлена эта зависимость в виде номограммы, которая построена по материалам наблюдений в Тбилиси. Номограмма может быть использована для определения  $\Sigma_m Q$  по высоте Солнца на продолжительности солнечного сияния за месяц и в других пунктах.



Рис. 6. Зависимость  $\sum_{m} Q$  от продолжительности солнечного сияния и высоты Солнца.

Номограмма для ряда пунктов дает более точные величины, чем расчет с коэффициентами Украинцева.

Число случаев, когда отношения рассчитанных сумм к фактическим находятся в пределах 0,9—1,1 следующее:

#### По номограмме По Украинцеву

Якутск ?	•			•	•	•	$56^{0}/_{0}$	$40^{0}/_{0}$
Свердловск	·	•	·	٠	٠	·	01	31 71
парадаг Влаливосток	٠.	•	•	•.	•	•	49	76
onugabotion	•	•	•	•	•	•	10	

Систематически заниженными рассчитанные суммы получаются в марте для Свердловска и в апреле для Якутска. Объясняется это возрастающим влиянием альбедо поверхности, покрытой снегом, при достаточной высоте Солнца, которая в номограмме не учитывается.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Сивков С. И. Некоторые выводы из актинометрических наблюдений в Феодосии и Карадаге. Метеорология и гидрология, № 10, 1940.

Барашко ва Е. П. Рассеянная радиация в Карадаге. (См. настоящий сборник).
 Писарчик Л. И. Метод и результаты исследования радиационного баланса и его составляющих частей в районе Минска. Труды ГГО, вып., 1957.

составляющих частей в районе Минска. груды 11 О, вып., 1957.
 Росс Ю. К. Об измерении радиации пиранометрами Янишевского. Изв. АН Эстонской ССР, т. VI, сер. технич. и физ.-мат. наук, № 2, 1957.
 Барашкова Е. П. Опыт расчета дневных сумм суммарной радиации по срочным наблюдениям. (См. настоящий сборник).
 Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, 1954.
 Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.
 Савино С. И. О. формулах выражающих промуко и рассенных радиацию в зави-

радиаций облаками некоторых форм. груды ЦАО, вып. о, 1932.
8. Савинов С. И. О формулах, выражающих прямую и рассеянную радиацию в зависимости от степени облачности. Метеорологический вестник, № 5--6, 1933.
9. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной радиации. Метеорология и гидрология, № 6, 1939.
10. Берлянд Т. Г. Радиационный и тепловой баланс Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 10 (72), 1948.

#### Е. П. БАРАШКОВА

## РАССЕЯННАЯ РАДИАЦИЯ В КАРАДАГЕ

Как известно, рассеянная радиация D составляет значительную часть суммарной радиации. Приход ее зависит от целого ряда факторов, меняющихся во времени и пространстве. Теоретические оценки величин D ограничиваются только случаем безоблачного неба и приводят к сложным и громоздким расчетам, поэтому в настоящее время для оценки режима рассеянной радиации используют главным образом актинометрические измерения. В Карадаге (восточное побережье Крымского полуострова,  $\varphi = 44^{\circ}54'$ ,  $\lambda = 35^{\circ}12'$ ) регистрация рассеянной радиации началась с 1932 г. В качестве приемников использовались пиранометры Калитина, Янишевского и Горчинского.

Регистрация производилась большей частью гальванографом Крова— Савинова и лишь непродолжительное время для этой цели использовались дисковый гальванограф и гальванограф Ришара. Пиранометр с теневым кольцом устанавливался на специальном столбе на площадке, гальванограф — в помещении станции. Градуировка самописца в первые годы (1932—1937 гг.) производилась сравнением его показаний с показаниями актинометра Михельсона по методу "солнце тень" (без учета нелинейности самописца), позднее переводной множитель самописца определялся сравнением с показаниями "срочного" пиранометра.

С 1939 г. для обработки записи гальванографа строились графики чувствительности [1]. Для срочных наблюдений использовались следующие пиранометры Янишевского:

Период	Пиранометр	Гальванометр
VI 1937-14 1 1941	6/№	881 850
14 I 1941-8 X 1949	1 275	881 850
8 X 1949—V 1955	2 759	881 850
V 1955	2 953	881 850

Градуировка "срочных" пиранометров производилась по методу "солнцетень" до 1940 г. при горизонтальном расположении приемника, а с 1940 г. определялся нормальный переводной множитель.

Для оценки влияния мутности атмосферы и облачности на величину D были использованы срочные наблюдения за 1951—1955 гг. Величина поправки  $F(h_{\odot})$  [2] используемого в этот период пиранометра определалась сопоставлением разностей показаний освещенного Солнцем и затененного пиранометра, расположенного горизонтально, с показаниями актинометра, рассчитанными для горизонтальной поверхности. Полученные таким образом величины  $F(h_{\odot})$  оказались различными до и после полудня. Они были использованы для расчета поправочного множителя  $F_D$ , который вводят к показаниям пиранометра для исключения ошибки, вызываемой зависимостью чувствительности пиранометра от угла падения. Поправочный множитель  $F_{\lambda}$ , учитывающий различие спектрального состава прямой и рассеянной радиа-

ции, заимствован у Ю. К. Росса [3]. Поправочные множители  $F_D$ ,  $F_\lambda$  и их произведения для пиранометра 2759 даны ниже

	$F_{\lambda}$	F <sub>D</sub> I	$F_D$ II	$F_D F_\lambda I$	$F_D F_\lambda$ II
Равномерно яркое небо Безоблачное небо $(m_{\bigodot} = 2,3)$ Пасмурное небо $(m_{\bigodot} = 7,5)$	1,047 0,972	0,946 1,059 1,043	1,010 0,968 1,007	0,990 1,109 1,014	1,057 1,013 0,979

Цифрами I и II отмечены здесь дополуденные и послеполуденные поправки. Полученные поправочные множители дают представление о величине ошибки пиранометрических измерений, но не могут быть использованы для их исправления, так как они справедливы только для одной высоты Солнца и определенного вертикального круга колпака пиранометра.

Окончательные выводы о точности пиранометрических измерений можно будет сделать тогда, когда мы будем располагать данными о спектральном и зональном распределении рассеянной радиации при разных высотах Солнца и помутнениях атмосферы.

Переводной множитель  $a_n$  при увеличении температуры на 10°C изменяется приблизительно на 2°/0.

Так как горизонт в Карадаге, за исключением южной части, закрыт цепью невысоких холмов и гор, рассеянная радиация будет несколько уменьшена. На основании расчетов при учете зонального распределения D [2] при безоблачном небе и абсолютно черных склонах это уменьшение порядка 0.5%. Но так как альбедо склонов отлично от нуля, влияние закрытости горизонта на приход рассеянной радиации будет меньше.

#### I. Рассеянная радиация безоблачного неба

По наблюдениям в 1952—1955 гг. средняя зависимость рассеянной радиации безоблачного неба от высоты Солнца в разные месяцы представлена табл. 1.

Месяц	10°	200	30°	40°	50°	60°	70°
I II IV V VI VII VII IX X XI XII	$\begin{array}{c} 0,07\\ 0,10\\ 0,07\\ 0,08\\ 0,07\\ 0,07\\ 0,07\\ 0,07\\ 0,07\\ 0,07\\ 0,07\\ 0,06\\ 0,07\\ 0,07\\ 0,07\end{array}$	0,11 0,15 0,11 0,13 0,12 0,12 0,12 0,12 0,12 0,11 0,11 0,12 0,12	$\begin{array}{c} 0,13\\ 0,19\\ 0,15\\ 0,17\\ 0,14\\ 0,16\\ 0,15\\ 0,15\\ 0,15\\ 0,14\\ 0,15\\ 0,16\\ 0,15\\ 0,16\\ 0,15\end{array}$	" 0,22 0,17 0,20 0,16 0,18 0,17 0,17 0,15 0,17	0,21 0,17 0,19 0,19 0,18 0,15 0,19	0,23 0,19 0,20 0,20 0,19 0,16	0,19 0,21 0,21 0,20
Среднее .	0,07	0,12	0,15	0,17	0,18	0,19	0,20

Значительные колебания величин *D* при постоянной высоте Солнца объясняются различным состоянием мутности атмосферы. Зависимость рассеянной радиации от мутности атмосферы исследовалась нами ранее [4].

Существует ряд теоретических и эмпирических формул, дающих зависимость рассеянной радиации от высоты Солнца. Коэффициенты в этих формулах меняются

#### Таблица 1

с прозрачностью атмосферы. М. С. Аверкиев [5], оценивая точность расчетов D по формулам Кастрова, Сивкова, Берляге, представляет зависимость рассеянной радиации от высоты Солнца и прозрачности атмосферы в виде таблицы. При высокой прозрачности атмосферы ( $p_2 = 0,800$ ) данные этой таблицы совпадают с нашими [4], при  $p_2 = 0,65$  средние значения D в Карадаге на  $10-15^{0}/_{0}$  меньще.

В теоретических формулах Кастрова, Гордова, Соболева и др. наряду с высотой Солнца и мутностью атмосферы учитывались также форма индикатрисы рассеяния и альбедо А подстилающей поверхности.

Л. Г. Махоткин [6] показал, что при A = 0 результаты расчетов по сложным. формулам этих авторов близки к результатам расчетов по формуле

$$D = \frac{I_0 \cos z}{1 + \epsilon_1 \tau_0 \sec z} - I_0 \cos z e^{-\tau_0 \sec z},$$

где z — зенитное расстояние Солнца;  $\epsilon_1$  — часть энергии, рассеиваемой назад;  $\tau_0$  — оптическая толщина атмосферы;  $I_0$  — солнечная постоянная, равная 1,88 кал/см<sup>2</sup> мин.



Рис. 1. Зависимость рассеянной радиации от влажной мутности при постоянной остаточной мутности (*a*) и от остаточной мутности при W = = const ( $\delta$ ).

Рассчитанные по этой формуле величины D для  $\varepsilon_1 = 0,25$ , 0,34 и 0,5 при  $\tau_0 = 0,3$  больше полученных из наблюдений в Карадаге при той же оптической толщине атмосферы.

$\widehat{\mathfrak{m}} \left( \stackrel{h}{\longrightarrow} \right)$	10	20	30	40	50	60
$ \begin{array}{c} \underbrace{ \begin{array}{c} \bullet \\ \bullet $	0,13 0,14 0,12 0,07	0,21 0,23 0,18 0,12	0,26 0,26 0,21 0,13	0,28 0,24 0,15	0;29 0,24 0,16	0,33, 0,30 0,24 —

Расхождение вычисленных и наблюденных величин прежде всего может быть вызвано тем, что при расчетах не учитывалось поглощение атмосферы. Величина рассеянной радиации при постоянном коэффициенте ослабления зависит от соотношения коэффициентов рассеяния и поглощения.

А. Н. Гордов [7] на основании построенной им теории для поглощающей атмосферы пришел к выводу, что рассеянная радиация увеличивается с ростом коэффициента рассеяния  $\sigma$  при постоянном коэффициенте поглощения x и убывает с увеличением x при  $\sigma$  == const.

Выводы А. Н. Гордова подтверждаются результатами наблюдений в Карадаге. Для характеристики рассеивающей и поглощающей способности атмосферы были использованы составляющие фактора мутности Линке 7: остаточная мутность Rи влажная мутность W. Из наблюдений 1951 г. при безоблачном небе были
выбраны случаи, когда в точке максимальной поляризации поляризация света неба  $P_m \ge 70^{9}/_{0}$  и, следовательно, величина остаточной мутности сведена к минимуму. Выбранные таким образом величины D были сопоставлены с величинами W (рис. 1 a). Несмотря на ограниченное число таких случаев из рис. 1 a отчетливо видно, что рассеянная радиация линейно убывает с увеличением W. На рис. 1  $\delta$  дана зависимость рассеянной радиации от R при W = const. B этом случае наблюдается линейное увеличение D при увеличении R.

Р. Л. Каган и М. И. Юдин [8], решая задачу о рассеянии света с учетом поглощения в атмосфере, получили поток рассеянной радиации, зависящий от параметра  $\lambda = \sqrt{\frac{\kappa}{\kappa+\sigma}}$ . Чтобы получить представление о том, как меняется *D* при  $\tau_0 = \text{const}$  и различных  $\frac{\kappa}{\kappa+\sigma} = \mu$ , мы по предложенным ими формулам









рассчитали величины D при  $h_{\odot} = 20^{\circ}$  и разных значениях  $\tau_0$  и  $\mu$ . Результаты расчетов представлены на рис. 2 (величины D даны в  $^{0}/_{0}$  солнечной постоянной), откуда видно, что изменение  $\mu$  от 0,1 до 0,6 при  $\tau_0 = 0,3$  приводит к уменьшению D более чем в 2,5 раза.

Сопоставление величин D с фактором мутности T при различных величинах  $\frac{W}{T}$  приводит к заключению об убывании D с увеличением  $\frac{W}{T}$  при T = const.

Таким образом, величина D и характер ее изменения с мутностью атмосферы будет определяться соотношением коэффициентов рассеяния и поглощения. Естественно поэтому, что зависимость D(T) не может быть универсальной. Ранее отмечалось [4], что в Карадаге (в отличие от данных Борк [9] и Райца [10]) наблюдается постепенное замедление роста D по мере увеличения T. Объясняется это тем, что увеличение фактора мутности в Карадаге по средним данным сопровождается увеличением отношения  $\frac{W}{T}$ . Средняя величина  $\frac{W}{T}$  меняется от 0,28 до 0,44 [11, 12], в отдельных случаях величина  $\frac{W}{T}$  достигает 0,65.

В пунктах, где рост помутнения происходит главным образом за счет рассеяния, следует ожидать увеличения роста D с увеличением T. Именно таким образом и изменяется D, по данным Беки-Бента и Ашхабада, где резкие повышения мутности атмосферы связаны с пыльными бурями (рис. 3). При сравнении наблюдений различных станций наряду с учетом характера помутнения атмосферы большое значение имеет учет влияния альбедо подстилающей поверхности.

На основании формулы В. В. Соболева [13] и расчетов Е. С. Кузнецова и Б. В. Овчинского [14], учитывающих влияние альбедо на величину суммарной освещенности, получили зависимость рассеянной радиации от альбедо при различных высотах Солнца.



Рис. 4. Зависимость рассеянной радиации от альбедо подстилающей поверхности.



Рис. 5. Зависимость коэффициента k в формуле (1) от высоты Солнца.

На основании расчетов по формуле Соболева при  $\tau_{\bigcirc} = 0,3, x_1 = 1$  и  $x_1 = 0$ 

$$D = \frac{2R(\tau_0, i) \pi S \cos i}{4 + (3 - x_1)(1 - A) \tau_0} - \pi S \cos i e^{-\tau_0 \sec i}$$

тде

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

 $\pi S$  — солнечная постоянная;  $\tau_0$  — оптическая плотность атмосферы; i — зенитное расстояние Солнца; A — альбедо подстилающей поверхности;  $x_1$  =

:74

 $=\frac{3}{2}\int_{0}^{\pi} x(\gamma)\cos\gamma\cdot\sin\gamma\cdot d\gamma$  — характеристика вытянутости индикатрисы рассея-

ния *x* (γ).

При всех высотах Солнца рассеянная радиация линейно растет с увеличением альбедо. По данным Кузнецова и Овчинского, зависимость D от A несколько отличается от линейной, но так как отклонение от прямой при  $\tau_0 < 0.5$  незначительно (для средних условий прозрачности при безоблачном небе  $\tau_0 \approx 0.3$ ), го можно принять линейный закон изменения D от A

$$D_{A} = D_{0} + kA$$
.

Коэффициент k растет с высотой Солнца.

Правильность теоретических выводов о линейном характере изменения рассеянной радиации в зависимости от альбедо подтверждается наблюдениями (рис//4):

По данным Якутска, Омска и Елшанки, были определены величины k при разных высотах Солнца.

На рис. 5 нанесены величины k в зависимости от  $h_{\odot}$ , полученные по формуле Соболева при  $x_1 = 1$  (рис. 5, 4) и  $x_1 = 0$  (рис. 5, 2), расчетам Кузнецова и Овчинского (рис. 5, 1) и из наблюдений (рис. 5, 3). Полученные из наблюдений значения k близки к полученным по формуле Соболева при  $x_1 = 1$  и линейно меняются с высотой Солнца.

Годовой ход альбедо и коэффициента *k* может в значительной степени исказить ход рассеянной радиации, определяемый высотой Солнца. Изменение альбедо от 0,2 до 0,8 при высоте Солнца 30° приводит к увеличению рассеянной радиации приблизительно на 50°/<sub>0</sub>.

В Карадаге годовой ход альбедо незначителен. По данным 1951 г. среднемесячные величины A при  $m_{\odot} = 3$  меняются от 13 до 19%, поэтому альбедо не влияет на годовой ход рассеянной радиации. В то же время близость моря, альбедо которого отличается от альбедо суши, будет отражаться на величинах D.

По измерениям Н. Е. Тер-Маркерянц [15, 16], в районе Карадага альбедо суши  $A_c$  и альбедо моря  $A_m$  меняются с высотой Солнца следующим образом:

h <sub>o</sub>	5	10 -	15	20	25	30	40	50	60	70
$A_{\rm c}$	0,30	0,27	0,25	0,24	0,22	0,21	0,19	0,18	0,17	0,16
$A_{_{\rm UI}}$	0,40	0,28	0,21	0,16	0,11	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04

Используя формулу (1) и полученные выше значения коэффициента k, оценили разности в приходе рассеянной радиации на берегу  $D_6$  и в удалении от моря  $D_c$ . При этом для берегового пункта принимали альбедо  $A_6 = \frac{A_c + A_M}{2}$ , для удаленного от берега —  $A_c$ .

Ниже даны результаты подсчетов

h		<b>5</b>	15	20	25	30	40	50	60
$D_{c} - D_{6}$	(кал/см <sup>2</sup> мин.)	0,000	0,000	0,003	0,004	0,006	0,008	0,011	0,014
$\frac{D_{\rm c}-D_{\rm 6}}{D_{\rm 6}}$	(%)			2	3	4	4	6	7

Влияние моря больше всего сказывается на приходе рассеянной радиации при больших высотах Солнца и приводит к уменьшению рассеянной радиации по сравнению с материковыми станциями на 4—6%. По теоретическим оценкам М. С. Малковича [17], влияние неоднородностей подстилающей поверхности на величину D

75

(1)

несколько меньше. При изменении альбедо от 0,2 до 0,8 по закону  $q_A = q_0 + q \sin \zeta$  рассеянная радиация в пункте с A = 0,8 на  $8^{0}/_{0}$  больше, чем в пункте с A = 0,2.

Уточнение величин  $\frac{D_{c} - D_{b}}{D_{b}}$  возможно только после проведения соответствующих измерений.

# II. Рассеянная радиация облачного неба

Облачность существенно изменяет величины и дневной ход рассеянной радиации. На основании пиранометрических наблюдений за 1952—1956 гг. автором исследовано влияние количества облаков *n* разных ярусов на величину рассеянной радиации. Для этой цели были выбраны случаи срочных наблюдений, когда наблюдалась облачность одного яруса. Для каждого балла облачности на график с осями

#### Таблица 2

h <sub>O</sub> n	010	10—20	20-30	30—40	4050	50—60	60—70
		-	Ci, Cs,	Cc			
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	$\begin{array}{c} 0,03\\ 0,04\\ 0,05\\ 0,04\\ 0,06\\ 0,04\\ 0,05\\ 0,07\\ 0,06\\ 0,06\\ 0,06\\ 0,06\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,10\\ 0,11\\ 0,12\\ 0,10\\ 0,11\\ 0,12\\ 0,14\\ 0,15\\ 0,13\\ 0,15\\ 0,15\\ \end{array}$	0,14 0,15 0,15 0,14 0,14 0,16 0,17 0,19 0,20 0,22	0,18 0,19 0,16 0,18 0,19 0,19 0,21 0,22 0,24 0,28	0,20 0,21 0,18 0,19 0,21 0,20 0,22 0,23 0,26 0,32	$\begin{array}{c} 0,21\\ 0,23\\ 0,20\\ 0,21\\ 0,23\\ 0,23\\ 0,24\\ 0,24\\ 0,24\\ 0,26\\ 0,36\\ \end{array}$	0,21 0,24 0,20 0,21 0,24 0,24 0,25 
$\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \sum_{i=1}^{n} \sum_{i=1}^{n} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \sum_{i$			As, A	LC			· . ·
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	0,03 0,05 0,04 0,06 0,03 0,06 0,07 0,06 0,06 0,04	0,09 0,09 0,10 0,13 0,11 0,12 0,15 0,15 0,15 0,13 0,12	0,14 0,15 0,15 0,19 0,18 0,20 0,21 0,25 0,22 0,20	0,16 0,20 0,19 0,25 0,20 0,23 0,28 0,37 0,30 0,28	0,20 0,24 0,21 0,30 0,25 0,26  0,50 0,41 0,38	$\begin{array}{c} 0,22\\ 0,26\\ 0,22\\ 0,34\\ 0,26\\ 0,28\\ \hline \\ 0,61\\ 0,56\\ 0,45\\ \end{array}$	0,23 
	• •		Cu, Sc	, St	an a		
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	0,05 0,07 0,06 0,02 0,06 0,04 0,04 0,04 0,04 0,02	0,12 0,11 0,12 0,13 0,13 0,14 0,12 0,15 0,12 0,10	0,14 0,15 0,15 0,21 0,20 0,24 0,24 0,20 0,26 0,20 0,16	0,18 0,19 0,22 0,25 0,27 0,30 0,31 0,29 0,24	0,20 0,20 0,23 0,26 0,27 0,31 0,33 0,37 0,36 0,28	0,21 0,25 0,29 0,30 0,35 0,38 0,42 0,44 0,35	0,22 0,23 0,26 0,32 0,31 

#### Средние интенсивности рассеянной радиации для различных высот Солнца и различной облачности (кал/см<sup>2</sup> мин.)

D и  $h_{\odot}$  наносились измеренные величины D и через точки проводилась средняя главная кривая. С полученных таким образом кривых были сняты средние знанения D, которые помещены в табл. 2.

Из этой таблицы следует:

1. Рассеянная радиация при любой облачности растет при увеличении высоты Солнца.

2. При облаках верхнего яруса происходит монотонное возрастание рассеянной задиации с увеличением облачности.

3. При облаках нижнего и среднего ярусов рассеянная радиация достигает максимума при 8 баллах.

4. Крутизна кривых D(n) увеличивается с высотой Солнца.

В отдельных случаях наблюдаются значительные отклонения от приведенных з табл. 2 средних. Например, при  $h_{\odot} = 59$  и облачности 10/10 величина D меняется от 0,1 до 1,04 кал/см<sup>2</sup>мин.

О различии рассеивающих способностей облаков различных форм дает представление табл. З, где даны величины рассеянной радиации при разных высотах Солнца для неба, полностью закрытого облаками.

Таблица З

-				h <sub>.</sub>			
	10	20	30	40	50	60	70
St Sc Cs Ac	0,041 0,049 0,100 0,102	0,108 0,098 0,192 0,196	0,198 0,340 0,268 0,394	0,327 0,340 0,336 0,400	0,550 0,490 0,380 0,528	0,432 0,692	0,476

#### III. Суммы рассеянной радиации

В Карадаге суммы рассеянной радиации вычислялись по данным самописцев. Так как при этом использовались разные приемники и методы обработки, необходимо выяснить вопрос о сравнимости наблюдений за различные годы. Месячные суммы за 1934—1937 гг. ниже сумм, наблюдаемых в последующие годы. В этот период для записи использовался соляриметр Горчинского и градуировка самописца производилась сравнением с актинометром. В то же время использование соляриметра Горчинского в 1949—1950 гг., когда применялась современная методика обработки, не приводит к заметному отклонению сумм от получаемых по пиранометру Янищевского.

Сопоставляя средние часовые суммы, полученные за 1934—1937 гг. соляриметром Горчинского и за 1938—1951 гг. пиранометром Янишевского, получили, что суммы за 1934—1937 гг. занижены в среднем на 14%. В дальнейшем они были приведены к показаниям пиранометра Янишевского.

Средние многолетние часовые суммы ср.  $\Sigma_{\rm q} D$  (табл. 4) соответствуют средним условиям облачности. Дневной ход облачности вызывает увеличение прихода рассеянной радиации во вторую половину дня.

Отношение сумм дополуденных  $\Sigma_1$  к послеполуденным  $\Sigma_2$  следующие:

	Ι	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Sigma_1/\Sigma_2$	0,87	0,88	0,92	0,94	0,96	0,93	<b>0,9</b> 2	0,89	0,94	0,96	0,98	0,93

Рост часовых сумм до полудня и убывание после полудня происходит моно-тонно вместе с высотой Солнца.

Влияние годового хода облачности на величины ср.  $\Sigma_{\rm q} D$  можно проследить, рассматривая зависимость часовых сумм от высоты Солнца отдельно для каждого

Таблица

Средние миоголетние часовые суммы (пиранометр Янишевского)

Карадаг

месяца. Зависимость ср.  $\Sigma_{q} D$  от  $h_{\odot}$  для каждого месяца представляется отдельной кривой. Распределение кривых семейства определяется величиной средней многолетней облачности. При одинаковой облачности кривые разных месяцев совпадают. Величины, соответствующие большей облачности, лежат на графике выше величин ср.  $\Sigma_{q} D$ , соответствующих меньшей облачности (рис. 6).

Такая же зависимость часовых сумм от высоты Солнца и облачности наблюдается и по данным других пунктов. На рис. 7 представлена зависимость ср.  $\Sigma_{\rm q} D$ от  $h_{\odot}$  при n = 6 по наблюдениям Якутска, Свердловска, Иркутска, Владивостока, Карадага и Тбилиси (ср.  $\Sigma_{\rm g} D$  для этих пунктов даны в табл. 9). Величины ср.  $\Sigma_{\rm q} D$  всех перечисленных пунктов при одинаковых условиях облачности и свойствах подстилающей поверхности

своиствах подстилающей поверхности легли на одну кривую. При снежном ' покрове ср.  $\Sigma_q$  *D* приблизительно на  $30-35^{\circ}/_{0}$  выше наблюдаемых при тех же высотах и облачности в летние месяцы.

Действительные суммы рассеянной радиации значительно отличаются от средних многолетних. В табл. 4 наряду со средними дневными суммами приведены минимальные и максимальные дневные суммы для каждого месяца, откуда видно, что дневные суммы рассеянной радиации могут меняться в пределах от 8 до 430 кал/см<sup>2</sup>.

Повторяемость дневных сумм рассеянной радиации в различные месяцы дана в табл. 5.

На величины дневных сумм наряду с вышеуказанными факторами (высота Солнца, облачность, альбедо) будет влиять также и продолжительность дня. Последняя в некоторых случаях может нарушать широтный ход, определяемый высотой Солнца. В табл. 6 приведены средние многолетние дневные суммы для нескольких пунктов, расположенных в разных широтах.

В зимние месяцы с увеличением широты суммы рассеянной радиации уменьшаются, в летние месяцы наблюдается рост сумм с широтой, вызва



Рис. 6. Зависимость средних многолетних часовых сумм от высоты солнца при различной облачности (*n* в баллах) по наблюдениям в Карадаге.

блюдается рост сумм с широтой, вызванный увеличением продолжительности дня на севере.

Средние многолетние месячные суммы ср.  $\Sigma_{\rm M}D$  в этих пунктах даны в табл. 8. Суммы за отдельные месяцы в Карадаге представлены в табл. 7, а средние часовые суммы рассеянной радиации — в табл. 9.

Наблюдается значительная изменчивость сумм каждого месяца, вызванная изменением облачности. В этой же таблице приведены величины

$$\nu = \frac{100}{cp \Sigma_{\rm M} D} \sqrt{\frac{\Sigma \Delta^2}{l-1}} \quad \mu \quad \delta = \frac{100}{cp \Sigma_{\rm M} D} \sqrt{\frac{\Sigma \Delta^2}{l(l-1)}} , \qquad (2)$$

характеризующие изменчивость месячных сумм и точность среднего многолетнего, где  $\Delta$  — отклонение отдельных месячных сумм от средней; l — число лет.

Зависимость  $\Sigma_{\rm M} D$  от облачности в различные сезоны различна. В зимние месяцы при большой облачности и низких высотах Солнца  $\Sigma_{\rm M} D$  убывают с уве-



Таблица 5

Повторяемость дневных сумм рассеянной радиации

$\Sigma_{\rm g} D$	Ι	II	III	IV	. <b>v</b> .	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0-20 20-40 40-60 60-80 80-100 100-120 120-140 140-160 160-180 180-200 200-220 220-240 240-260 280-300 300-320 320-340 340-360 360-380 380-400 420-440	2,0 15,0 21,0 27,0 19,0 5,0 1,0 0,2	0,4 5,7 14,2 15,7 17,7 17,3 17,3 8,0 4,3 2,4 0,8 0,2	2,2 4,5 7,4 10,2 12,2 13,1 11,7 8,6 3,4 3,0 1,4 8,6 3,4 0,5 0,2 0,2	0,2 1,7 5,9 7,4 8,9 10,2 9,6 8,53 4,31 1,8 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4 0,2 0,4	1,4 $4,5$ $6,1$ $7,2$ $7,4$ $9,7$ $8,6$ $8,6$ $7,7$ $6,4$ $5,6$ $3,6$ $1,4$ $1,0$ $0,4$	$\begin{array}{c} 1,5\\ 3,3\\ 10,0\\ 11,3\\ 10,0\\ 8,0\\ 6,9\\ 2,6\\ 6,9\\ 2,6\\ 1,3\\ 9,6\\ 2,6\\ 1,3\\ 9,6\\ 2,6\\ 1,3\\ 9,7\\ 0,4\\ 2\\ 0,7\\ 0,4\\ 0,2\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,9\\ 5,0\\ 6,3\\ 12,7\\ 14,2\\ 13,19\\ 7,0\\ 7,7\\ 6,5\\ 5,9\\ 4,1\\ 2,0\\ 0,5\\ 0,5\\ 0,5\\ 0,4\\ \end{array}$	1,7 7,3 14,2 12,6 11,2 12,4 11,8 5,8 4,2 2,8 4,2 2,8 1,6 0,9 0,5 0,2 0,2	2,0 5,7 17,8 16,6 15,9 10,2 10,5 7,0 5,5 2,8 1,1 1,3 0,4	0,2 3,9 14,2 15,4 15,4 13,4 14,5 5,5 5,9 1,8 0,2	2,4 11,2 22,2 25,1 21,4 10,0 5,6 1,1 0,4 0,4	2,5 19,2 32,4 25,6 13,8 5,4 1,2

Таблица б

Многолетние средние дневные суммы рассеянной радиации

Станци <b>и</b>	I	II	III	, <b>IV</b>	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ташкент .	73	94	119	138	141	125	97	100	96	89	69	$62 \\ 62 \\ 61 \\ 59 \\ 40 \\ 29 \\ 12$
Тбилиси .	72	101	134	157	168	157	173	147	118	99	69	
Владивосток	71	93	142	179	198	198	202	176	133	94	72	
Карадаг .	72	96	144	176	193	188	170	151	121	105	73	
Иркутск .	46	80	126	158	184	180	178	145	114	83	57	
Свердловск	40	83	138	186	202	230	215	181	129	92	44	
Якутск .	22	56	100	169	208	203	187	140	98	59	30	

личением общей облачности, начиная с марта  $\Sigma_{\rm M} D$  увеличиваются с ростом облачности. Это говорит о том, что характер зависимости месячных сумм от облачности меняется с количеством облачности и высотой Солнца. На материалах Карадага невозможно проследить изменение  $\Sigma_{\rm M} D$  при постоянной высоте Солнца в большом диапазоне облачности, так как при низких высотах Солнца преобладает облачность порядка 6—9 баллов, а при больших высотах Солнца облачность меняется от 3 до 7 баллов.

Чтобы проследить изменения  $\Sigma_{\rm M}D$  для большего интервала *n*, использовали данные других станций, объединяя в одну группу суммы при одинаковых высотах Солнца (полуденные высоты на 15-е число). Чтобы исключить влияние продолжительности дня на месячные суммы, мы перешли к величинам  $\frac{\Sigma_{\rm M}D}{t}$ , где t — среднемесячная продолжительность дня. Затем на основании ежемесячных значений .80  $\frac{\Sigma_{M}D}{t}$  различных станций, перечисленных в табл. 6, и среднемесячных величин *n* 5ыли построены графики зависимости  $\frac{\Sigma_{M}D}{t}$  от *n* для  $h_{\odot} = 5$ , 10, 20, 30, 40, 50 и 60° (полуденные высоты Солнца на 15-е число). Разброс точек на графике при этом был не больше, чем при построении зависимости  $\Sigma_{M}D$  от *n* по мате-









зиалам одной станции. Средние кривые, полученные на основании этих графиков, гредставлены на рис. 8 отдельно для снежного покрова и без него. Влияние снежного покрова на  $\frac{\Sigma_{\rm M}D}{t}$  можно проследить только при  $h_\odot = 30^{\circ}$ , так как при меньших высотах отсутствуют данные для оголенной поверхности, а при больцих — для снежного покрова.

6 . Труды ГГО, вып. 80

Таблица 7

Месячные суммы рассеянной раднации (ккал/см<sup>2</sup>)

Год	$\begin{array}{c} 333, 34\\ 333, 79\\ 1, 935, 56\\ 1, 235, 555, 56, 57, 455, 56, 56, 56, 56, 56, 56, 56, 56, 56, $
IIX	
IX	
×	9,9,9,9 0,0,0,4,9,4,9,9,9,9,9,9,9,9,9,9,9,9,9,9,
XI	๛๛๛๛ ๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛๛
VIII	
IIA	w 4 w 4 w 4 w 4 y 6 w 9 y 7 m
IV	6444 81104 81104 4470 666666674 81104 44470 66666667 8110 8110 8110 8110 8110 8110 8110 811
λ	ωυ         44           000000000000000000000000000000000000
IV	0,4,4,4 0,4,4,4,7,7,4,6,6,6,6,6,6,6,7,4,4,4,6,6,6,6
Ш	అ.అ.అ. అ. 9 8 8 4 4 4 4 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9
H	ひとうなんでんでんです。 しまた。 1.4.1.0
-	- 0 - 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
Год	$ \begin{array}{c} 1934^{1} \\ 1935^{1} \\ 1935^{1} \\ 1936^{1} \\ 1936^{1} \\ 1938 \\ 1938 \\ 1938 \\ 1941 \\ 1944 \\ 1944 \\ 1944 \\ 1944 \\ 1944 \\ 1944 \\ 1944 \\ 1944 \\ 1946 \\ 1946 \\ 1946 \\ 1946 \\ 1946 \\ 1946 \\ 1949 \\ 1949 \\ 1949 \\ 1949 \\ 1949 \\ 1949 \\ 1949 \\ 1940 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 1950 \\ 190 \\ 190 \\ 100 \\ $

1 Соляриметр Горчинского. В скобках даны суммы, приведенные к показаниям пиранометра Янишевского,

и ца 8	Год		46,11			,		_	49,65		·				42,04		4				47,30	•			•	38.83	•			
Таоли	IIX	φ = 41°41	1,95	25,1	6,1	9,0	2,7	φ = 43°	1,91	23,7	1. 1.	ວ ວິກ	, 5 0 0	$\varphi = 52^{\circ}16'$	1,32	14,5	8 1,1	/ / /	3,7	$p = 56^{\circ}44'$	0,92	10,1	ر م	000 1 1 2		0.40	4,8	6,7	22,07 72,02	0,4
	IX		2,15	30,0	6,2	0,7 7,9	3,7		2,18	28,6	40	6 2 2	5,2		1,76	19,4	7,4	χ,τ χ,τ	4,6		1,35	15,0	ω.α Ο.ς	33.5	-	0.91	9,7	7,0	20,1 20,1	ົ່ວ
	X		2,88	40,1	ى ق	11,0	10,0 4,5	•	3,07	38,7	4,6	11,1			2,58	29,5	1,1	10,6	3,1		2,54	25,1	8,2 10,4	ç Ç Ç Ç	) Î	2,00	19,8	8,2	10,0 24,7	1,7,1
	XI		3,74	51,6	5,0	12,4	4,01 4,0		4,02	50,2	5.9 9	12,6 8 8	10, 0,0,	•	3,40	41,0	6,3	12,6	2,7		3,90	36,6	8,1 19,0	0,4 0,4 0,4	- -	2.92	31,3	6,6	13,0 17,1	4,9
	IIIA		4,75	62,6	4,4	13,7	0,10 0,10		5,41	61,2	7,8	13,9	3,1		4,42	52,0	6,7	14,5	4,4		5,55	47,6	6,2 16,2	12.6 4.7	-	4 17 1	42,3	6,6	16,0 17,9	5,2
	IIV	И	5,55	70,0	4,5	14,1	4,6	TOK	6,24	68,6	8,7	15,0 7,0	5,0		5,19	59,4	7,0	16,0	2°0	с К	6,66	55,0	6,3 ,	10,0 0,0	-	5 77	49,7	6,0	18,7 14,0	4,0
	,IV	Тбилис	5,02	71,6	5,1	15,0	20,2 4,9	ладивос	6,01	70,2	8,0	15,3 v 2	2,6	<u></u> Π	5,28	61,0	7,0	16,4	3,0 0,6	ердлов	6,85	56,6	6,9	4,6		6 07 1 L	51,3	6,9	19,5	3,5
	٨		5,40	67,0	6,2	14,3	16,5 4,0	B	6,20	65,6	7,0	14,6	3,0		5,82	56,4	6,8	15,4	4,0,4	Ū	6,36	52,0	7,1	0 0 0 0 0 0 0 0	2	6 40 1	46,7	6,6	17,5 9,6	2,8
	١٧		4,95	57,8	6,3	13,2	4,3	-	5,32	55,4	6,4	13,3	1.8		4,75	47,2	6,6	13,7	2,7	•	5,56	42,8	6,6	11,0	5.5	5 15 -	37.5	5.5 (2)	14,7 15,5	4,5
and the second			4,47	45,9	6,7	12,1	19,3 4,7		4,45	44,5	4,9	11,8	5,0 2,0	 -	3.81	35,3	6,0	11,6	2,6 2,6		4.52	30,9	4,0 1	14,2	, t	3 13 1	25,6	5.4	11,5 8,6	2,5
	II		2,93	35.4	6.7	10,4	13,7 3,3	-	2,68	34.0	3,2	10,5	13,0 3,5	)	2.26	24.8	6.3	9,7	3.0	•	2.36	20,4	6,7	ار 11,9 م	0,0	1 1 1 1	15.1	5.2	9,0 9,1	2,6
an and South and a start	I		2,32	27,0	6.3	9,2 1	12.2 3.0	-	2,16	25,6	2,9	, 0 , 3	14,8 4,0	- - -	1.45	16.4	7,3	8,1	24,1	-	1.30	12,0	6,9	13,3	4,U	080	6.7	5.9	6,0 11.4	3,3
			$\Sigma D$		n n	t.	7 10	-	$\Sigma_{}D$	-w-	<b>7</b>	<b>t</b>	<b>&gt; 10</b>	 ,		1 2 2 1	Tu.	t	7 10		N N		T I	* 70	0	- -	1 7 7	TU a	*** >	10

83

6\*

				C	редн	ие ч	acor	вые (	сумм	ыра	acces	нно	ä pa	ідиаі	ции			i. •	
Месяц	34	4 - 5	5-6	6-7	7-8	618	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14—15	15—16	16—17	17—18	18-19	19-20	20-21	cp. 20D
		•			• • •		Τб	или	си,	194	1—19	52 ri	r.	· .			、		1 .
I II IV VI VII VII IX XI XII		1	1 3 3 2	1 4 6 7 5 3 2	1 2 5 8 10 10 10 9 7 5 2 1	$\begin{array}{c} 4 \\ 6 \\ 10 \\ 12 \\ 14 \\ 12 \\ 14 \\ 12 \\ 10 \\ 8 \\ 5 \\ 4 \end{array}$	7 10 14 15 16 15 16 15 13 10 8 7	10 13 16 18 18 16 18 16 15 13 10 9	12 15 18 19 19 16 18 17 15 14 11 10	12     16     18     19     18     15     18     16     14     14     11     10	11 14 17 18 17 15 17 15 13 13 13 10 9	8 12 15 16 16 14 16 14 11 10 7 7	5 8 11 13 13 12 14 12 9 7 4 4	$2 \\ 4 \\ 7 \\ 9 \\ 10 \\ 10 \\ 11 \\ 9 \\ 6 \\ 3 \\ 1 \\ 1$	1 2 5 6 7 7 5 2	1 2 3 4 2	1		$\begin{array}{c} 72\\ 101\\ 134\\ 157\\ 168\\ 157\\ 173\\ 147\\ 118\\ 99\\ 69\\ 62\\ \end{array}$
2 - 2 2 	- 		•	· · ·		В	гад	иво	сто	к,	1941-	-1950	) гг.						
I II IV V VI VII VIII IX X XI XII		1	1 2 3 2 1	1 2 5 6 6 5 3 1	$ \begin{array}{c c} 1 \\ 4 \\ 6 \\ 8 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 9 \\ 7 \\ 4 \\ 2 \\ 1 \end{array} $	$     5 \\     7 \\     10 \\     13 \\     14 \\     15 \\     14 \\     13 \\     11 \\     7 \\     5 \\     4 $	8 10 14 17 18 18 18 18 17 14 10 8 7	10 12 16 20 20 21 21 19 15 12 10 8	$\begin{array}{c} 11\\ 13\\ 18\\ 22\\ 22\\ 21\\ 23\\ 21\\ 16\\ 13\\ 11\\ 10\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 11\\ 13\\ 19\\ 22\\ 22\\ 20\\ 24\\ 20\\ 16\\ 12\\ 11\\ 10\\ \end{array}$	10 12 18 21 22 21 23 20 15 12 10 9	8 11 16 19 19 20 18 14 10 8 7	$5 \\ 8 \\ 12 \\ 15 \\ 16 \\ 16 \\ 16 \\ 15 \\ 10 \\ 8 \\ 6 \\ 4$	$     \begin{array}{r}       1 \\       4 \\       8 \\       10 \\       13 \\       12 \\       12 \\       12 \\       10 \\       8 \\       5 \\       2 \\       1     \end{array} $	1 2 5 8 8 8 6 4 1	1 3 4 3 2	1		70 96 141 179 195 196 201 176 133 95 73 61
21.			 				Иp	кут	ск,	194	1—19	54 ri	<b>r.</b>						•
I III IV VI VII VIII IX XII XII		1 2 2	2 4 5 3	2 6 8 8 6 3	2 6 9 11 11 10 9 7 3	$2 \\ 6 \\ 10 \\ 12 \\ 14 \\ 13 \\ 11 \\ 9 \\ 6 \\ 3 \\ 1$	6 9 13 13 16 15 15 14 11 10 7 4	8 11 15 17 18 17 16 14 13 11 9 7	8 12 17 18 19 17 17 16 14 12 10 8	8 12 16 18 19 18 17 16 14 12 10 8	$7 \\ 11 \\ 15 \\ 17 \\ 16 \\ 13 \\ 13 \\ 11 \\ 9 \\ 7$	5 9 13 16 17 16 16 14 12 9 6 4	$2 \\ 6 \\ 10 \\ 13 \\ 15 \\ 14 \\ 15 \\ 11 \\ 9 \\ 6 \\ 3 \\ 1$	2 6 9 12 11 13 9 6 3 1	2 6 8 8 8 6 3	2 5 5 3	1 2 2		46 80 126 158 184 180 178 145 114 83 57 40
						С	вер	дло	BCH	<b>c,</b> 19	)41	1950	ГΓ.						
I II IV V VI VII VIII IX X XI XII	1	2 4 3 1	2 5 7 6 4	2 6 8 10 9 7 3	1 6 10 11 13 12 10 7 2	$     \begin{array}{r}       1 \\       5 \\       11 \\       15 \\       16 \\       16 \\       13 \\       9 \\       6 \\       2 \\       3 \\       3     \end{array} $	$     \begin{array}{r}       4 \\       10 \\       16 \\       18 \\       18 \\       18 \\       16 \\       13 \\       9 \\       5 \\       5     \end{array} $	7 12 19 21 20 21 21 19 16 12 7 7	8 14 21 22 21 22 21 17 13 9 6	8 14 20 22 21 23 22 20 16 12 8 5	7 12 18 20 20 22 21 17 15 12 7 3	4 9 16 18 18 20 19 17 13 11 4	$ \begin{array}{c} 1 \\ 5 \\ 11 \\ 14 \\ 15 \\ 17 \\ 16 \\ 14 \\ 10 \\ 8 \\ 2 \end{array} $	$     \begin{array}{r}       1 \\       6 \\       10 \\       12 \\       14 \\       12 \\       10 \\       6 \\       5     \end{array} $	2 6 9 11 9 7 3 2	2 5 6 4 1	2 4 3 1	1	40 83 138 186 202 230 215 181 129 92 44 29

Таблица 9

84

÷



При малых высотах Солнца ( $h_{\odot} \leqslant 20$ )  $\frac{\Sigma_{_{M}}D}{t}$  линейно убывает с увеличением n. При  $h_{\odot} \geqslant 30^{\circ}$  наблюдается обратный ход:  $\frac{\Sigma_{_{M}}D}{t}$  увеличивается с ростом n.

Угловой коэффициент прямых уменьшается с увеличением высоты Солнца. Линейный характер за висимости  $\frac{\Sigma_{\rm M}D}{t}$  от *n* нарушается в случае снежного покрова при  $h_{\odot} = 30^{\circ}$ . При этом величины  $\frac{\Sigma_{\rm M}D}{t}$  примерно в 1,5 раза превосходят наблюдаемые без снежного покрова при той же высоте Солнца.

То обстоятельство, что данные различных станций при одинаковых условиях наблюдений практически совпадают, говорит об общем характере изменения месячных сумм с облачностью в пунктах, расположенных в различных широтах и климатических зонах.

Величина средних многолетних  $\frac{\text{ср. }\Sigma_{\text{м}}D}{t}$  определяется главным образом высотой Солнца. На рис, 9 дана зависимость  $\frac{cp. \Sigma_{M} D}{t}$  от полуденной высоты Солнца на 15-е число каждого месяца ( $h_{nx}$ ). При снежном покрове наблюдается монотонное увеличение  $\frac{\text{ср. } \Sigma_{M} D}{t}$  с увеличением  $h_{\pi a}$ .

В летние месяцы сказывается влияние облачности, зависимость  $\frac{\text{ср. } \Sigma_{M} D}{t}$  от nпредставляется двумя различными кривыми. Верхняя кривая соответствует  $n \ge 6$ (относительная продолжительность солнечного сияния < 0,55), нижняя кривая меньшей облачности (относительная продолжительность солнечного сияния > 0,6). Для приближенных оценок средних многолетних  $\Sigma_{\mathbf{M}} D$  можно пользоваться

полученной зависимостью  $\frac{\sum_{M} D}{t}$  от  $h_{\pi\pi}$ .

#### Выводы

1. Характер зависимости рассеянной радиации безоблачного неба от мутности атмосферы, в частности от фактора мутности *T*, определяется соотношением между коэффициентами рассеяния и поглощения. В Карадаге увеличение фактора мут-

иости T сопровождается возрастанием отношения  $\frac{W}{T}$  и поэтому наблюдается уменьшение D с увеличением T.

у 2. Зависимость рассеянной радиации от альбедо подстилающей поверхности

имеет вид  $D_A = D_0 + kA$ . Коэффициент k — линейная функция высоты Солнца. 3. Близость моря несколько уменьшает величины D в Карадаге.

4. Увеличение облачности верхнего яруса приводит к монотонному увеличению D. При облаках среднего и нижнего ярусов тах D наблюдается при n = 8.

5. Средние многолетние часовые суммы при постоянной облачности монотонно изменяются с высотой Солнца. Зависимость  $\hat{\Sigma}_{q}D$  от  $h_{\bigcirc}$ , полученная по материалам Карадага, справедлива и для других пунктов.

6. Средние многолетние месячные суммы Карадага совпадают с суммами других пунктов при одинаковых условиях  $(t, h_{\odot}, n, A)$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

Янишевский Ю. Д. Измерение лучистой энергии. Метеорологические приборы, гл. VI, под ред. М. С. Стернзата, Гидрометеоиздат, 1953.
 Янишевский Ю. Д. Вопросы методики измерений пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
 Росс Ю. К. Об измерении радиации пиранометрами Янишевского. Изв. АН ЭССР, т. VI, сер. технич. и физ.-мат. наук, № 1, 1957.
 Барашкова Е. П. Зависимость рассеянной радиации от фактор а мутности. Труды ГГО, вып. 46, 1955.
 А веркиев М. С. Рассеянная радиация безоблачного неба. Метеорология и гидро-логия, № 5, 1956.
 Махоткин Л. Г. О способах вычисления рассеянной освещенности при ясном небе. Изв. АН СССР сер. геофиз., № 5, 1953.
 Гордов А. Н. К теории рассеяния и поглощения лучистой энергии в реальной атмосфере. Журнал геофизики, т. VII, вып. 2—3, 1937.
 Каган Р. Л. и Юдин М. И. Приближенное решение уравнения рассеяния света. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1956.
 Борк Н. И. Рассеянная радиация безоблачного неба и фактор мутн ости. Метеоро-логия и гидрология, № 1, 1941.
 R eitz G. Pyranometrische Untersuchungen. Gerl. Beitr. z. Geoph. 55, 1939.

- Сивков С. И. Некоторые выводы из актинометрических наблюдений в Феодосии и Карадаге. Метеорология и гидрология, № 10, 1940.
   Барашкова Е. П. Мутность атмосферы в Карадаге. (См. настоящий сборник).
   Соболев В. В. О рассеянии света в атмосферах земли и планет. Ученые записки

- 13. Собяств 25. В. В. В. рассемии в иносферих земии и планет. У ченые записки ЛГУ, сер. мат., вып. 18, 1949.
   14. Кузнецов Е. С., Овчинский Б. В. Результаты численного решения инте-грального уравнения теории рассеяния света в атмосфере. Труды Геофиз. ин-та, № 4, 1949.
- № 4, 1949.
  15. Тер-Маркарянц Н. Е. Об отражении радиации морем при наличии волнения. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
  16. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, 1954.
  17. Малкевич М. С. Об учете неоднородностей подстилающей поверхности в задачах рассеяния света Изв. АН СССР № 5, 1957.

Е. П. БАРАШКОВА

# ОПЫТ РАСЧЕТА ДНЕВНЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ ПО СРОЧНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Недостаточность пунктов с регистрацией интенсивности суммарной радиации Q, необходимой для подсчета дневных сумм, заставляет искать способы расчета дневных сумм по срочным наблюдениям.

#### А. Возможные суммы

Возможные в безоблачные дни суммы радиации подсчитывались на основании средней зависимости интенсивности Q от высоты Солнца  $h_{\odot}[1]$ , наблюдаемой в данном пункте при безоблачном небе. Способ расчета был следующий.





Для середины каждого часового промежутка между восходом и заходом Солнца по номограмме Набокова определялись высоты При этом иногда ис-Солнца. пользовались, номограммы, построенные не точно для той же широты, а допускались отклонения в 30-40'. По определенной таким образом высоте Солнца с кривых  $Q_0(h_{\odot})$  снимали соответствующие значения Q и получали суточный ход Q на 10, 20 и 30-е число каждого месяца. который предполагался симметричным истинному полудню. Промежутки от восхода до ближайшего целого часа и от ближайшего целого часа до захода не учитывались. Дневные суммы  $\Sigma_d Q_0$  подсчитывались по формуле

$$\sum_{d} Q_0 = 120 \sum_{i=1}^{n} Q_i,$$

где  $Q_i$  — интенсивность суммарной радиации для середины целого часа: n — число целых часовых промежутков от восхода до истинного

полудня. Месячные суммы определялись умножением средней за месяц ср.  $\Sigma_d Q_0$  на число дней в месяце.

При таком способе расчета сумм возможны ошибки, вызываемые:

1) различием в широтах пункта наблюдения и номограмме Набокова,

2) отбрасыванием неполных часовых промежутков при восходе и заходе Солнца,

3) использованием среднегодовой зависимости  $Q(h_{\odot})$  без учета годового хода помутнения атмосферы.

Несоответствие широт пункта и номограммы приводит к ошибкам в определении высот Солнца. Максимальная ошибка наблюдается в истинный полдень и не превосходит  $\Delta \varphi$ , т. е, 30—40'. Ошибка, вносимая в  $\Sigma_d Q_0$  неточным значением  $h_{\odot}$ , была оценена по материалам станции Деркул и оказалась порядка 0,3 кал/см<sup>2</sup> в день. Ошибка в результате отбрасывания неполных часовых промежутков от восхода до захода для Деркула не превосходит 4 кал/см<sup>2</sup> в день. Исполь-





 $\Sigma_d Q_0 = a h_{\pi \pi}$  от широты.

зование для расчетов  $\Sigma_d Q_0$  среднегодовой зависимости  $Q(h_{\odot})$  без учета годового хода помутнения атмосферы вносит наибольшую ошибку.

Используя данные о годовом ходе фактора мутности T в Карадаге [2], рассчитали возможные месячные суммы  $\Sigma_m Q_0$  с учетом изменения мутности атмосферы.

Для сравнения приведем месячные суммы, рассчитанные тем и другим способом.

	Ĩ	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
По средней кривой 1	5,5	7,1	12,4	16,8	20,9	21,8	22,0	19,3	14,6	10,4	6,4	4,8
С учетом годового хода 2	5,9	7,6	12,6	16,5	20,1	20,8	20,5	18,4	14,3	10,8	6,8	5,1
Отношение 1/2	0,93	0,93	0,98	1,02	21,04	1,05	1,07	1,05	1,02	0,97	0,94	0,94

Максимальное расхождение сумм составляет ±7% в месяцы с крайними отклонениями в мутности атмосферы от среднегодового помутнения.

Возможные суммы в данном пункте будут определяться главным образом высотой Солнца и продолжительностью дня. Так как увеличению высоты Солнца в течение дня и продолжительности дня соответствует рост полуденных высот  $h_{na}$ , следует ожидать зависимость между  $\Sigma_d Q_0$  и  $h_{na}$ .

На рис. 1 представлена графически связь между этими величинами. Аналитически эту связь можно представить в виде

$$\sum_{d} Q_0 = a h_{n_A}^o,$$

где a, b — постоянные для данного пункта, но меняющиеся с широтой  $\varphi$ .

Начиная с  $\varphi = 49^{\circ}$  и далее к югу, в том диапазоне  $h_{n\pi}$ , который имеет здесь место, зависимость дневных сумм от  $h_{n\pi}$  имеет линейный характер.

Величины параметров *а* и *b* для 25 пунктов, расположенных на различных широтах, даны в табл. 1. Зависимость этих параметров от широты представлена на рис. 2.

#### Величины параметров формулы

Таблица 1

	φ	a	Ь		φ	a	b
1. Архангельск	64°30'	1,55	1,59	14. Куйбышев	53°15′	1.46	1,53
2. В. Тойма	62 14	1,53	1,58	15. Иркутск	52 16	1,44	1,52
З. Якутск	$62 \ 01$	1,53	1,58	16. Василевичи	$52 \ 15$	1,44	1,52
4. Воейково	59 57	1,49	1,55	17. Пинск	52 07	1,45	1,52
5. Охотск	59 22	1,48	1,54	18. с/х Нансена	51 56	1,44	1,52
6. Охоны	58 34	1,47	1,53	19. Саратов	51 34	1,44	1,52
7. Залита	58 01	1,47	1,54	20. Вязовые	51 20	1,44	1,52
8. Высокая Дубрава .	56 44	1,46	1,54	21. Киев	50 24	1,43	1,52
9. Горький	56 16	1,48	1,56	22. Деркул	<b>49 0</b> 2	1,40	1,50
10. Собакино	55 36	1,47	1,54	23. Кишинев	47 00	1,40	1,50
11. Омск	55 01	1,47	1,55	24. Одесса	46 26	1,40	1,50
12. Новосибирск	54 58	1,46	1,53	25. Тбилиси	41 43	1,38	1,47
13. Минск	53 56	1,46	1,55	м. М			

Величины возможных месячных сумм рассчитываются по формуле

# $\sum_{m} Q_0 = mah_{\pi\pi\,15}^b,$

где  $h_{ng,15}$  — полуденная высота Солнца на 15-е число каждого месяца; *т* — число дней в месяце.

# Б. Подсчет действительных дневных сумм Q по срочным наблюдениям

При подсчете прихода суммарной радиации за каждый день по срочным наблюдениям кривая действительного дневного хода Q(t) заменяется ломаной, которая определяется точками восхода  $t_{\text{восх}}$  и захода  $t_{\text{зах}}$  и сроками наблюдений в дневное время, которых в летнее время 5, а в зимнее на севере 1-2.

Площадь, ограниченная этой ломаной, приближенно может характеризовать t<sub>зах</sub>

величину  $\int_{t_{BOCX}} Q(t) dt$ , которая представляет действительную дневную сумму.

Так как промежутки между наблюдениями составляют 3 часа, то вычисление площади, ограниченной ломаной, производится по формуле

$$\sum_{d}^{x} Q = \frac{Q_{l}}{2} \left( t_{1} - t_{\text{BOCX}} \right) + 180 \left( \frac{Q_{1}}{2} + Q_{2} + Q_{3} + \dots + \frac{Q_{n}}{2} \right) + \frac{Q_{n}}{2} \left( t_{\text{sax}} - t_{n} \right),$$

где  $Q_1, Q_2, \ldots, Q_n$  — интенсивность суммарной радиации в сроки  $t_1, t_2, \ldots, t_n;$  $t_n$  — последний в дневное время срок наблюдений.

Учитывая, что Q = S' + D, а  $\Sigma S'$  при заданной высоте Солнца определяется продолжительностью солнечного сияния, Копылов [3] предложил при подсчете  $\Sigma_d^x Q$  привлекать данные гелиографа. В этом случае подсчет радиации, пришедшей между двумя соседними сроками, производится по формуле

$$\sum_{k=1}^{n-1} Q = \frac{D_k + D_{k+1}}{2} 180 + \frac{S'_k + S'_{k+1}}{2} m_k$$

где m — продолжительность солнечного сияния в минутах между сроками  $t_k$  и  $t_{k+1}$ .

8 100 100 8 8 001 00 <u>1</u>0 2,3 1,31-1,35 .1,8 3,8 1,2 1,26-1,30 3,6 3,6 3,3 4,9 1,21-1,25 1,2 2,3 10,1 10,1 3,5 5,9 1,16-1,20 5,6 9,3 3,6 6<sup>°</sup>6 4,3 ļ 6,1 SI'I-II'I 2,2 11,0 7,0 0,0 4,6 7,2 8° 8 01'1-90'1 21,3 10,9 6,9 11,5 8,6 8,2 10,1 30,1-10,1 2138,8 17,4 7,0 4,4 4,3 9,9 9,3 00'1-96'0 44 Воейково Карадаг 9,5 11,5 5,6 14,4 7,2 18,2 7,7 \$6'0-16'0 16 7,2 16, 214,6 11,0 12,8 17,3 8'8 06'0-98'0 ເດ 11,5 4,4 4,8 7,2 2,7 10,2 11,0 98'0 - 18'0 ນ 9,2 12,8 6,3 4,8 5,7 9,8 08'0-91'0 9,2 4,8 3,2 5,7 5,2 92'0-12'0 6'9 0,8 4,5 3,7 02'0-99'0 5,6 ł **9'0-19'**0 4,6 5,6 09'0-99'0  $\odot^{2-\Pi}$ испр. ⊙²—Π \$ испр. õ õ ㄷ ⊏

1

Относительное число случаев при различных k

3

Таблица

При этом предполагается, что величина рассеянной радиации не меняется от состояния солнечного диска.

В случае, если наблюдения проводились при закрытом облаками солнечном диске, а в промежутках между ними светило Солнце, величины  $S'_{k}$  и  $S'_{k+1}$  определяются по графику S'(t), построенному по наблюдениям рассматриваемого месяца.

Дневная сумма  $\sum_{a}^{x} Q$  определялась сложением сумм  $\sum_{t_{h}} Q$ . Указанным спосо-

бом Г. И. Рюминой и Л. И. Кузьминой были рассчитаны дневные суммы Q для Карадага за 1955 г. и для Воейкова за 1954 г.



Рис. 3. Распределение числа случаев по величинам

отношения  $\frac{\Sigma_d^x Q}{\Sigma_d Q}$ 

а) — Воейково, б) — Карадаг; 1 — ясно, 2 — пасмурно, 3 — переменная облачность, 4 — испр. по продолжительности солнечного сияния.

В качестве характеристики точности подсчитанных сумм взяли их отношение к суммам, полученным по самописцам  $k = \frac{\sum_{d}^{x} Q}{\sum_{d} Q}$ . При этом были рассмотрены отдельно ясные дни ( $\mathbb{C}^2$ ), пасмурные (П) и дни с переменной облачностью ( $\mathbb{O}^2 - \Pi$ ).

Величина k меняется в весьма широких пределах.

В табл. 2 дано отношение числа случаев в <sup>0</sup>/<sub>0</sub>, когда величина *k* находится в указанных пределах, к общему числу случаев каждой группы ( $\odot^2$ ,  $\Pi$ ,  $\odot^2 - \Pi$ ). В эту же таблицу помещены результаты расчетов при переменной облачности с введением поправки на продолжительность солнечного сияния (испр.).

Наилучшее приближение рассчитанных сумм к суммам, определенным по самописцам, наблюдается в ясные дни. При этом  $81^{\circ}/_{\circ}$  всех случаев имеет отношение в пределах от 0,9 до 1,1 и в  $95^{\circ}/_{\circ}$  всех случаев от 0,8 до 1,2 (рис. 3).

Для пасмурного неба и при переменной облачности отношение *k* изменяется в тех же пределах для следующего числа случаев:

	k меняется: от	0,9 до 1,1	от 0,8 до 1,2
Карадаг	при ⊙² П испр. ⊙²—П	81º/ <sub>0</sub> 33 33 55	95º/0 63 58 91
Воейково	при ⊙² П ⊙²—П испр. ⊙²—П	89 33 29 45	94 61 62 75

Месячные суммы получаются суммированием суточных. Отношение рассчитанных месячных сумм к фактическим дано ниже.

	Ι	II	III	IV	v V	VI		VIII	IX	x	XI	XII
Карадаг: без поправок	0 <u>,</u> 82	0,88	0,97	1,05	ί,09	1,25	1,11	1,11	0,97	0,98	0,93	0,93
с поправками на про- должительность сол- нечного сияния	0,87	0,90	0,96	1,08	1,01	1,19	1,18	1,11	0,99	0,98	0,95	0,89
Воейково: без поправок	'	0,87	0,84	0,91	0,93	0,94	0,83	0,94	0,94	0,83	0,94	0,84
с поправками		0,82	0,86	0,99	1,01	1,05	0,97	0,99	1,03	0,88	0,96	0,83

Значительное расхождение сумм в Карадаге объясняется тем, что в некоторые дни с переменной облачностью часть сроков отсутствует и дневные суммы, рассчитанные для этих дней, завышены. Если из рассмотрения эти дни исключить и сравнить суммы за оставшиеся дни, получим следующие соотношения:

<b>N</b>	I	II	III	ĪV	V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
Карадаг 1955 г.: без поправок с поправками	0,82 0,87	0,88 0,93	0,97 0,96	1,00 1.03	0,95 0,99	$1,02 \\ 1,03$	0,96 1,01	0,97 1,03	0,98 0,99	0,98 0,96	0,93 0,93	0,83 0,83
Воейково 1954 г: без поправок с поправками		0,89 0,83	0,90 0,92	0,91 1,02	0,96 1,04	0,96 1,08	0,84 1,00	0,94 0,98	0,96 1,06	0,81 0,86	0,96 0,98	0,84 0,84

Летние месяцы дают хорошее согласие месячных измеренных сумм и рассчитанных по указанному методу. Отклонение в Карадаге не превышает  $5^{0}/_{0}$ . В Воейково исключение составил июль, в котором отклонение  $16^{0}/_{0}$ , а в другие летние месяцы отклонение порядка  $4-6^{0}/_{0}$ . В зимние месяцы отклонение в сторону занижения на  $16-18^{0}/_{0}$ . В большинстве случаев используемый метод дает заниженные величины  $\Sigma_{m}Q$ .

Введение поправки на продолжительность солнечного сияния увеличивает  $\Sigma_m Q$ . Для Карадага практически важных изменений введение поправки на продолжительность солнечного сияния не вносит: величина отношения остается также близкой к единице в летние месяцы, и сохраняется то же соотношение для зимних месяцев. В Воейкове введение поправки исправляет соотношение в июле и отношение сумм становится ближе к единице.

## В. Оценка $\sum_{d}^{x} Q$ по ежечасным отметкам облачности

В тех пунктах, где актинометрические наблюдения проводились в течение сравнительно небольшого периода, но ведутся ежечасные отметки облачности, можно оценить дневные суммы суммарной радиации, используя зависимость  $Q(h_{\odot})$ , определенную из актинометрических измерений. При этом следует различать три типа зависимости: 1— при нижней облачности в 9—10 баллов, 2— при средней облачности 9—10 баллов и 3— во всех остальных случаях [1]. Для середины каждого часа определяются по номограмме Набокова высоты Солнца  $h_{\odot}$ , и с графика  $Q(h_{\odot})$  снимаются соответствующие значения Q. Дневная сумма определяются по данным значения Q. Дневная сумма определение соответствующие значения произведены по данным

о ежечасной облачности 1953 г. в Карадаге.

51% всех случаев дает величину отношения  $\frac{\sum_{d}^{x} Q}{\sum_{d} Q}$  в пределах от 0,9 до 1,1

и 69°/<sub>о</sub> случаев — в пределах от 0,8 до 1,2.

Отношения месячных сумм следующие:

I	П	Ш	IV	V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
0,89	0,87	0,93	0,94	1,04	1,,01	1,08	1,09	1,01	1,00	0,91	0,80

К сожалению, не было данных по облачности за 1955 г. и нельзя было произвести сравнений с результатами, полученными ранее (Б).

## Г. Оценка сумм по облачности и продолжительности солнечного сияния

На основании зависимости  $Q(h_{\odot})$ , лент гелиографа и среднечасовой облачности строится графически дневной ход Q. Данные срочных наблюдений используются для уточнения кривой. С полученной кривой снимаются среднечасовые ординаты Q, по которым подсчитывается дневная сумма.

Производится это следующим образом:

1) на график Q(t) наносятся три кривые, соответствующие безоблачному небу, нижней и средней облачности.

2) положение кривых уточняется на основании срочных наблюдений,

3) на основании ленты гелиографа отмечаются на верхней кривой места, со-ответствующие прожогу,

4) по ежечасной облачности определяется, какой кривой пользоваться в те интервалы времени, в которые прожога на ленте нет,

5) проводится схематически ход кривой Q(t).

6) определяется средняя ордината каждого часового промежутка.

При таком способе обработки число случаев, когда отношение рассчитанных и измеренных сумм находится в пределах 0.9-1.1 и 0.8-1.2, для Карадага 68 и  $83^{0}/_{0}$  соответственно, для Воейкова 43 и  $71^{0}/_{0}$ .

94



Отношения месячных сумм при этом:

1	11	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
			· ·		в Кар	адаге					
1,04	0,93	0,99	1,00	1,04	1,02	1,03	1,05	1,05	1,02	0,98	0,87
					в Во	ейкове					
0,82	0,94	0,96	1,10	1,04	1,10	1,07	1,07	1,10	0,97	0,98	0,99

Последний способ и способ Копылова дают примерно одинаковые результаты, но способ Копылова позволяет подсчитать суммы с меньшей затратой времени.

Годовой ход повторяемости отношений k при подсчете сумм  $\Sigma_d^{x}Q$  различными способами приведен на рис. 4.

#### Выволы

1. Дневные суммы  $\sum_{d}^{x}Q$ , рассчитанные по срочным наблюдениям, в пасмурные дни и с переменной облачностью при всех способах расчета значительно отклоняются от сумм, полученных на основании регистрации.

2. В летние месяцы наблюдается хорошее совпадение месячных сумм, полученных на основании срочных наблюдений и самописца.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Барашкова Е. П. Некоторые закономерности режима суммарной радиации (см. настоящий сборник).

Сивков С. И. Некоторые выводы из актинометрических наблюдений в Феодосии и Карадаге: Метеорология и гидрология, № 10, 1940.
 Копылов И. М. О приближенных вычислениях сумм солнечной радиации. Труды ГГО, вып. 14 (76), 1949.

#### Е. П. БАРАШКОВА

## МУТНОСТЬ АТМОСФЕРЫ В КАРАДАГЕ

Значительные колебания прямой радиации S при постоянной высоте Солнца, отмеченные в Карадаге [1], определяются изменением содержания в атмосфере водяных паров и помутняющих частиц. В зависимости от того, водяной пар или аэрозоли играют в помутнении преобладающую роль, меняется соотношение между коэффициентами поглощения и рассеяния. Для количественной оценки этих коэффициентов нужно иметь данные о содержании водяного пара в атмосфере и о числе, размерах и физических свойствах частиц, помутняющих атмосферу. Получение этих данных связано с большими трудностями, поэтому для характеристики степени замутненности атмосферы в актинометрии используются различные коэффициенты [2] в зависимости от принимаемой авторами аналитической связи между величинами S и m (масса атмосферы). Соотношение между коэффициентами рассеяния и поглощения определяется косвенными методами, путем отыскания эмпирических связей радиационных элементов с метеорологическими.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы установить характерную для Карадага величину коэффициента ослабления прямой радиации, ее годовой и суточный ход, а также установить ряд эмпирических соотношений, позволяющих оценить по метеорологическим данным относительную роль поглощения и рассеяния в ослаблении радиации. Последнее особенно важно для установления характера рависимости рассеянной радиации от мутности атмосферы.

Исследование мутности атмосферы в Карадаге проводилось ранее И. Н. Ярославцевым [3] и С. И. Сивковым [4].

И. Н. Ярославцев использовал для этой цели коэффициент *с* формулы Кастрова. Чтобы исключить зависимость *S* от селективного поглощения водяного пара, он вводил поправку, рассчитанную по формуле Фоуля. Величина *с*, рассчитанная таким образом, будет характеризовать ослабление, вызванное идеальной атмосферой и аэрозолями.

Среднемесячные величины c при m = 3 в течение года меняются от 0,151 до 0,220 и имеют два максимума — весенний и летний. Минимум наблюдается в зимние месяцы. Рассматривая зависимость c от направления ветра, Ярославцев приходит к выводу, что западный ветер является наиболее замутняющим. Величина c линейно убывает с ростом поляризации.

Кроме того, по наблюдениям 1934 г. Ярославцевым был вычислен фактор мутности Линке T и  $T_k$ ; последний вычислялся по наблюдениям с фильтром OG1. Среднемесячные величины  $T_k$  меняются в течение года от 2,02 в декабре до 3,30 в мае; T имеет такой же годовой ход и изменяется от 1,45 до 2,00. С. И. Сивков для оценки помутнения атмосферы в 1933—1937 гг. использовал

С. И. Сивков для оценки помутнения атмосферы в 1933—1937 гг. использовал фактор мутности Линке T, представляемый в виде суммы 1 + W + R. Величина W— влажная мутность — рассматривалась как функция абсолютной влажности у поверхности земли  $e_0$ . Для установления функциональной зависимости  $W(e_0)$ Сивков использовал дни с высокой поляризацией света неба, полагая, что в такие дни величина остаточной мутности близка к нулю. В этом случае T = 1 + W. Вычисленные для m = 2 значения T сопоставлялись с наблюдаемыми значениями  $e_0$ . Сивков получил  $T = f(e_0)$ , W определялась из разности T - 1.

7 Труды ГГО, вып. 80

По данным Сивкова, тах Т и тах W наблюдаются в августе. Остаточная мутность R имеет два максимума — весенний и летний. Весенний максимум Сивков объясняет увеличением конденсационной мутности в результате конденсационных процессов в теплых воздушных массах, приходящих с континента и выхолаживающихся над непрогретой поверхностью моря, летний — увеличением пылевой мутности.

## § 1. Средние многолетние значения фактора мутности

Чтобы получить представление о средних многолетних величинах помутнения атмосферы в Карадаге, в табл. І приведены значения Т, вычисленные по осредненной за восемнадцатилетний период интенсивности S(m).

Таблица. 1

	L				i '	т				
Месяц	5a	4a	3a	2a	1,5a	1,5p	2p	3р	4p	5p
I II IV V VI VII VII IX X XI XII	2,08 2,05 2,37 2,62 2,77 2,75 3,00 2,58 2,30 1,98 1,92	2,05 2,02 2,32 2,61 2,78 2,78 2,90 2,82 2,58 2,90 2,25 2,05 2,02	2,05 2,07 2,42 2,70 2,87 2,91 2,96 2,92 2,61 2,34 2,11 2,08	2,21 2,48 2,72 2,90 2,95 3,01 2,90 2,65 2,43 2,30	2,46 2,88 3,03 3,37 3,25 3,13 2,84 2,84 	2,58 2,90 3,01 3,20 3,32 3,19 2,90 2,87 —	2,20 2,66 2,90 2,95 3,00 3,10 3,00 2,75 2,45 2,25	2,08 2,26 2,50 2,87 2,96 3,09 3,00 2,74 2,38 2,22 2,04	2,05 2,09 2,46 2,73 2,82 2,90 2,98 2,94 2,74 2,74 2,36 2,18 2,09	2,10 2,20 2,48 2,75 2,87 2,87 3,02 2,94 2,74 2,74 2,23 2,05
Среднее			2,50	2,65			2,73	2,58		

# а) Средние величины фактора мутности Т

Крайние пределы изменения фактора мутности за 18-летний период при различных т следующие:

> 5 т T 7,64-1,52

4 5,90 - 1,535,95-1,42

2 1,5

6,90-1,44 6,27-1,48

б) Средние многолетние значения фактора мутности, приведенные к m=1

3

						m .				$\gamma$	
Ме <b>с</b> яц	5a	4a	3a ·	2a	1,5a	1,5p	2p	Зр	4 <sup>;</sup> p	5р	е мб
I II IV V VI VII VIII IX X XI XII	2,28 2,25 2,56 2,82 3,06 3,04 3,30 3,15 2,80 2,49 2,16 2,08	2,25 2,20 2,52 2,81 3,06 3,18 3,08 2,50 2,25 2,25 2,20	2,25 2,24 2,58 2,91 3,10 3,11 3,17 3,15 2,80 2,46 2,30 2,25	2,26 2,56 2,78 2,98 3,09 3,11 2,98 2,78 2,48 2,38	2,55 2,94 3,07 3,38 3,26 3,15 2,85 2,85 2,85	2,62 2,94 3,06 3,20 3,33 3,20 2,91 2,88	2,27 2,75 2,97 3,04 3,10 3,20 3,10 2,80 2,50 2,30	2,24 2,43 2,70 3,10 3,16 3,18 3,26 3,33 2,96 2,56 2,35 2,20	2,25 2,29 2,68 2,98 3,10 3,18 3,28 3,20 2,98 2,55 2,38 2,28	2,29 2,40 $2,69^{\circ}$ 3,04 3,15 3,29 2,98 2,58 2,44 2,25	5,2 4,7 5,7 8,1 11,8 14,4 16,8 12,9 10,4 7,9 5,8

Фактор мутности вычислялся по формуле

$$T = \frac{2,3}{ma_m} \lg \frac{S_0}{S_m},$$

*а<sub>т</sub>* — по данным Фейснера и Дюбуа.

Несмотря на то что в факторе мутности исключается частично зависимость от высоты Солнца, вносимая селективностью молекулярного рассеяния, зависимость Т от *m* остается весьма заметной. Представляя фактор мутности в виде <u>ln p</u> отношения логарифмов коэффициентов прозрачности реальной и идеальной  $\overline{\ln p}_{_{\mathrm{H}}}$ атмосферы и используя способ приведения к определенной массе коэффициента прозрачности р, предложенный С. И. Сивковым [6], привели значения фактора мутности к единичной массе (табл. 16). После приведения Т к единичной массе остается еще заметный дневной ход. В дополуденные часы, соответствующие массам 4а и 3а, в летние месяцы наблюдается незначительный минимум Т. Этот минимум вызван тем, что бризовая смена ветров вызывает некоторое понижение температуры воздуха t, а следовательно, и абсолютной влажности e. Максимум Т наступает одновременно с максимумом t и e в послеполуденные часы. При m == = 5 р замечается некоторое повышение Т, обусловленное, по всей вероятности, увеличением конденсационной мутности.

Годовой ход T соответствует ходу абсолютной влажности. Максимальные величины в течение года T и e наблюдаются в июле, августе; минимальные — в декабре, январе.

Таблица 2

(1)

Средние значения фактора мутности, приведенные к m = 1, абсолютной влажности, температуры и относительной влажности в зависимости от m1951 г.

m 5a4a 3a 2a 1.5a 1,5p 2p Зp 4p . 5p 2,76 7,6 7,9 2,92 10,6 2,88 11,2 2,83 7,8 8,2 3,23 12,5 3,52 10,4 3,08 11,2 2,98 11,8 2,96 9,7 7 3,16 10,3 t Ш 8,6 e 9,8 10,1 11,0 8,9 8,4 9,6 9,5 76 76 77 60 81 70 72 76 76 80 r  $\begin{array}{c}3,22\\14,6\end{array}$ T 3,51 3,48 3,28 3,62 3,58 3,10 3,15 3,50 15,8 15,8 14,2 t 13,7 14,4 15,3 15,8 14,9 14,5IV \_\_\_ 10,1 10,8 13,3 13,3 14,4 11,1 14,4 е ----11,5 61 66 67 74 74 79 85 88 r 66 T 3,04 3,28 3,14 3,16 3,63 3,46 3,58 4,00 3,49 3,62 22,6 18,7 t 21,4 17,4 18,7 20,2 20,8 18,7 18,0 16,4 21,6 20,2 16,3 17,1 73 е 13,9 16,2 19,7 18,7 17,7 16,8 79 74 78 75 68 75 r 69 76 76 2,9519,6 <u>1</u>7,6 3,10 19,4 17,5 3,10 18,2 17,8 2,94 21,1 18,1 3,22 24,9 23,7 3,30 22,6 20,2 T 3,44 22,1 3,17 21,8 18,2 3,38 3,18 24,6 22,2 t 20,6VI 19,1 17,8 е 72 75 79 73 r 78 78 85 73 70 72 3,4622,4 21,0 3,36 25,0 23,2 T 3,42 23,0 3,40 23,6 3,32 24,4 3,46 26,0 3,64 28,3 3,22 27,4 3,36 25,7 3,62 24,6t VII 20,1 20,7 22,9 21,8 23,1 28,0 26,1 23,6 е r 78 72 71 72 68 73 7271 73 73 Ţ 3,96 3,57 3,52 3,54 3,46 3,62 3,81 4,03 3,80 27,3 28,0 27,4 26,7 27,0 27,0 25,8 24,2 27,8 26,9 24,3 24,3 26,7 28,8 24,9 t VIII 26,130,1 21,9 21,6 25,5 е 71 76 72 77 80 72. 73 75 73 75

99

7\*

Для исследования зависимости фактора мутности от метеорологических элементов, кроме приведенных выше средних многолетних величин T, были вычислены "мгновенные" значения T по материалам наблюдений 1948—1951 гг. В табл. 2 дан дневной ход t, e, r и T для различных месяцев по наблюдениям 1951 г. (r— относительная влажность).

Кроме того, для оценки величины *T* в отдельных спектральных областях были использованы наблюдения прямой радиации с фильтрами в 1948—1949 гг.

#### § 2. Наблюдения прямой радиации с фильтрами

Актинометр Михельсона 50 461 был снабжен фильтрами Шотта OG1 и RG2, которые позволяли выделить спектральные интервалы от 290 до 509 mµ, от





509 до 644 *т*µ и от 644 до 3000 *т*µ.

В табл. З помещены средние за 1948—1949 гг. значения интенсивности прямой радиации в указанных спектральных интервалах.

Ослабление радиации за счет отражения и поглощения в фильтре было учтено введением поправочного множителя F<sub>m</sub> к показаниям актинометра с фильтром. Для OG1  $F_m = 1,15$ , для RG2  $F_m$  изменяется от 1,15 до 1,17. Поправочный множитель определялся по методу Березкина [5]. Данные о спектральной прозрачности фильтров заимствованы у Калитина [7]. При обработке не было учтено отличие спектральных характеристик используемых фильтров от заимствованных в каталоге, влияние температуры на пропускание фильтра,

изменение общего пропускания фильтра с его старением.

Фейснер [8] указывал, что характеристики отдельных фильтров незначительно отличаются от каталожных, поэтому использование последних вполне приемлемо. Что касается влияния температуры, то, по данным Гордова [9], изменение температуры на 60° вызывает изменение прозрачности приблизительно на 3%.

Большее изменение прозрачности фильтров вызывает их старение. Так, Шульман [10] установил, что за 5 лет общее пропускание фильтров уменьшилось на 12%.

Применение при обработке поправочных множителей, вычисленных без учета этого обстоятельства, должно привести к значительному занижению длинноволновой радиации. В дальнейшем сравнением величин влажной мутности, полученных из фильтровых наблюдений и по формуле Сивкова [11], будет показана несправедливость такого предположения. Учитывая погрешность отсчетов по актинометру  $\approx 2^{0}/_{0}$ , можно считать общую погрешность наблюдений с фильтрами не превышающей 10 –  $15^{0}/_{0}$ .

Так как в области от 644 до 3000  $m\mu$  сосредоточены полосы поглощения водяного пара, приход радиации в этой области определяется главным образом содержанием водяного пара в атмосфере. На рис. 1 дана средняя зависимость приходящей длинноволновой радиации  $S_{g,n}$  от абсолютной влажности у поверхности земли  $e_0$ . Наибольшие величины  $S_{g,n}$  наблюдаются зимой, когда влажность воздуха наименьшая. Относительное содержание  $S_{g,n}$  в прямой радиации при

# Антенсивность прямой радиации в отдельных спектральных участках (кал/см<sup>2</sup> мин.), средняя за 1948—1949 гг.

						m					
Ме <b>с</b> яц	5a	<b>4</b> a	3a	2a	1,5a	И. П.	1,5p	2 <b>p</b>	Зр	4p	5p
I	0,11 0,11 0,74 0,96	0,15 0,11 0,78 1,05	0,19 0,12 0,82 1,16			0,20 0,15 0,88 1,23			0,18 0,15 0,85 1,18	0,12 0,13 0,78 1,03	0,11 0,09 0,75 0,95
II	0,09 0,08 0,69 0,86	0,12 0,10 0,79 1,05	0,15 0,14 0,79 1,08	0,24 0,19 0,87 1,30		0,25 0,22 0,92 1,39	Á	0,21 0,18 0,87 1,26	0,16 0,11 0,79 1,06	0,07 0,09 0,73 0,89	0,04 0,10 0,70 0,84
III	0,09 0,09 0,66 0,84	0,11 0,12 0,72 0,95	0,22 0,17 0,78 1,17	0,21 0,19 0,85 1,25	0,26 0,21 0,89 1,36	0,25 0,22 0,88 1,35	0,15 0,23 0,87 1,25	0,27 0,12 0,81 1,20	0,12 0,17 0,71 1,00	0,08 0,12 0,68 0,88	0,06 0,12 0,62 0,80
IV	0,07 0,09 0,60 0,76	0,09 0,11 0,66 0,86	0,13 0,14 0,70 0,97	0,19 0,18 0,76 1,13	0,23 0,20 0,82 1,25	0,27 0,20 0,85 1,32	0,23 0,19 0,82 1,24	0,20 0,17 0,79 1,16	0,15 0,14 0,70 0,99	0,10 0,11 0,65 0,86	0,07 0,09 0,61 0,77
v	0,07 0,09 0,56 0,71	0,09 0,12 0,63 0,84	0,17 0,15 0,67 0,99	0,19 0,18 0,73 1,10	0,23 0,21 0,78 1,22	0,27 0,21 0,82 1,30	0,23 0,19 0,77 1,71	0,19 0,17 0,72 1,08	0,13 0,14 0,63 0,90	0,10 0,11 0,56 0,77	0,07 0,09 0,53 0,69
VI	0,04 0,11 0,52 .0,67	0,09 0,10 0,58 0,77	0,12 0,14 0,63 0,89	0,18 0,17 0,69 1.04	0,23 0,20 0,75 1,18	0,26 0,22 0,79 1,27	0,23 0,19 0,74 1,16	0,18 0,17 0,69 1,04	0,12 0,12 0,61 0,85	0,08 0,10 0,54 0,72	0,06 0,08 0,51 0,65
VII	0,05 0,08 0,50 0,69	0,08 0,10 0,56 0,74	0,11 0,14 0,62 0,87	0,18 0,18 0,70 1,06	0,23 0,19 0,76 1,18	0,26 0,22 0,78 1,26	0,23 0,18 0,74 1,15	0,17 0,17 0,69 1,03	0,15 0,10 0,62 0,87	0,06 0,10 0,57 0,73	0,06 0,08 0,52 0,66
VIII	0,06 0,08 0,52 0,66	0,10 0,11 0,57 0,78	0,13 0,16 0,62 0,91	0,20 0,18 0,71 1,09	0,23 0,19 0,76 1,18	0,28 0,20 0,79 1,27	0,24 0,18 0,74 1,16	0,20 0,16 0,70 1,06	0,11 0,16 0,62 0,89	0,09 0,10 0,65 0,74	0,07 0,07 0,51 0,65
IX	0,07 0,09 0,57 0,79	0,10 0,12 0,62 0,84	0,14 0,14 0,68 0,96	0,21 0,18 0,76	0,24 0,11 0,79 1,24	0,27 0,20 0,80 1,27	0,23 0,20 0,77 1,20	0,21 0,17 0,75 1,11	0,13 0,14 0,66 0,95	0,10 0,11 0,60 0,81	0,07 0,09 0,54 0,70
X	0,09 0,10 0,63 0,82	0,12 0,11 0,10 0,93	0,16 0,17 0,72 1,05	0,22 0,19 0,79		0,26 0,19 0,82 1,27	-	0,22 0,19 0,78 1,19	0,16 0,14 0,72 1,02	0,11 0,11 0,66 0,88	0,08 0,10 0,60 0,78
XI	0,11 0,10 0,68 0,89	0,12 0,12 0,72 0,96	0,18 0,15 0,76 0,99	1,20		0,21 0,17 0,80 1,18		0,23 0,19 0,81 1,23	0,16 0,14 0,75 1,05	0,12 0,10 0,70 0,92	0,07 0,10 0 <b>,65</b> 0,82
XII	0,10 0,11 0,74 0,95	0,15 0,12 0,78 1.06	0,20 0,14 0,84 1,18			0,21 0,16 0,84 1,21		-	0,20 0,15 0,83 1,16	0,13 0,14 0,76 1,04	0,09 0,10 0,70 0,89

Примечание. В первой строке каждого месяца интенсивность прямой радиации от 290 до 509 mp, во второй строке каждого месяца интенсивность прямой радиации от 509 до 644 mp, в третьей строке каждого месяца интенсивность прямой радиации от 644 до 3000 mp, в четвертой строке каждого месяца интегральная интенсивность прямой радиации.

постоянной высоте Солнца в течение года меняется мало. Дневной ход  $S_{nn}$  определяется высотой Солнца, максимальные величины в течение дня достигаются в истинный полдень, относительная роль  $S_{nn}$  уменьшается с увеличением высоты Солнца (рис. 2). Коротковолновая радиация  $S_k$  растет по абсолютной величине, и увеличивается ее относительное влияние с высотой Солнца. Минимальные интенсивности  $S_k$  наблюдаются в летние месяцы. Ослабление радиации в коротковолновой области связано с рассеянием радиации помутняющими атмосферу частицами. Присутствие в атмосфере крупных частиц не только увеличивает ослабление



Рис. 2. Изменение спектрального состава прямой радиации в течение дня (по средним данным).

ние прямой радиации, но и уменьшает поляризацию света неба. Это обстоятельство подтверждается рис. З *а*, где представлена зависимость фактора мутности в коротковолновой части спектра, от наблюдаемой максимальной поляризации.

## § 3. Ослабление радиации в отдельных спектральных участках

Для характеристики степени помутнения в отдельных спектральных областях были вычислены факторы мутности:  $T_{\rm k}$  в интервале от 100 до 644  $m\mu$ ,  $T_{\rm gas} - 644 - 3000$  $m\mu$ ,  $T_{\rm c} - 525 - 644 \ m\mu$  по формуле (1). Для расчета коэффициентов  $a_m$  были исполь-

зованы данные Березкина <sup>"[5]</sup>. Учитывая сказанное выше о точности наблюдений S и S<sub>дл</sub>, оценим ошибку при определении фактора мутности.

Представляя фактор мутности в виде

$$T = \frac{\ln S_m - \ln S_0}{\ln S_{m_{\rm un}} - \ln S_0} \,,$$

получим

$$\frac{dT}{T} = \frac{1}{\left(\ln S_{m_{\rm WR}} - \ln S_0\right)T} \frac{dS_m}{S_m},$$

где  $S_n$  — солнечная постоянная;  $S_{m_{H_{d}}}$  — интенсивность прямой радиации в идеальной атмосфере;  $S_m$  — измеренная интенсивность прямой радиации.

Так как  $\frac{dS_m}{S_m} \approx 2^0/_0$ , а *T* меняется от 2 до 4, относительная ошибка фактора мутности будет иметь следующие значения:

*17		`	Т	
111	1	2	3	4
1,5 2 3 4 5	14,2 11,2 8,2 6,5 5,7	7,15,64,13,32,8	4,7 3,7 2,7 2,2 1,8	3,5 2,8 2,1 1,6 1,4

Точность фактора мутности повышается с увеличением массы и помутнения атмосферы.

В формулу для длинноволнового и коротковолнового фактора мутности войдут соответствующие интенсивности  $S_{\rm gn}$  и  $S_{\rm k}$  в участках спектра от 644 до 3000 и от 250 до 644  $m\mu$ .

	Полагая $\frac{dS_{\pi\pi}}{S_{\pi\pi}} = 10$ и 20%/0, получим: $dT_{\pi\pi}$												
e14	· · · · · · ·	$\frac{\frac{T-\pi n}{T}}{T_{\pi n}}$											
m						T							
	2	4	6	8	10	2	4	6	8	10			
1,5 2,0 3,0 4,0 5,0	17,9 12,2 9,8 6,0 4,7	8,9 6,2 4,9 3,0 2,4	6,0 4,2 3,3 2,0 1,6	5,1 3,1 2,4 1,5 1,2	3,6 2,5 2,0 1,2 0,9	35,8 24,4 19,6 12,0 9,4	17,8 12,4 9,8 6,0 4,8	12,0 8,4 6,6 4,0 3,2	10,2 6,2 4,8 3,0 2,4	7,2 5,0 4,0 2,4 1,8			
		$\frac{dS_{III}}{S_{III}} =$	0,1	. <b>`</b>			$\frac{dS}{S}$	$S_{\frac{\pi}{2}\pi} = 0,2$	· .	- -			

При больших значениях *m* и высоком помутнении атмосферы даже при  $\frac{dS_{\pi\pi}}{S_{\pi\pi}} = 0,2$  точность определения  $T_{\pi\pi}$  можно считать достаточной.



Рис. 3. Зависимость факторов мутности в различных спектральных областях от абсолютной влажности у поверхности земли (*a*) и от поляризации света (б).

Чтобы оценить роль водяного пара в ослаблении радиации в различных участках спектра, величины  $T_{_{дл}}$ ,  $T_{_{K}}$  и  $T_{_{C}}$  были сопоставлены с абсолютной влажностью у поверхности земли. В длинноволновой области для этой цели были использованы кривые рис. 1.  $T_{_{K}}$  и  $T_{_{C}}$  были осреднены для интервалов влажности 2-4,

1**0**3 :

4-6, 6-8... мб. Результаты представлены на рис. 3 б. Наибольшее влияние водяные пары имеют в области длинных волн, причем влияние е, на величину Т, сильнее всего проявляется в области малых  $e_0$ . Так, увеличение  $e_0$  от 1 до 8 мб приводит к изменению Т<sub>лл</sub> в 4 раза, в то время как при дальнейшем увеличении  $e_0$  до 26 мб  $T_{\pi\pi}$  изменяется только в 1,5 раза. Изменение  $T_{\kappa}$  с влажностью мало существенно, в интервале  $2 \ll e_0 \ll 26 T_{\nu}$  меняется не более чем на  $10^{0}/_{0}$ . Связь  $T_{\rm k}$ ,  $T_{\rm c}$ ,  $T_{\rm n,a}$  с поляризацией света неба  $P_{\rm max}$  проявляется одинаково во всех областях спектра: фактор мутности линейно убывает с ростом  $P_{\max}$  (рис. 3 б). При изменении  $P_{\text{max}}$  от 40 до  $80^{0}/_{0}$   $T_{\kappa}$ ,  $T_{c}$ ,  $T_{\pi\pi}$  уменьшаются приблизительно в 2 раза.

Представление о дневном и годовом ходе  $T_{\kappa}$ ,  $T_{c}$ ,  $T_{\pi\pi}$  можно получить из табл. 4, 5, 6, где даны их средние величины. Там же дана повторяемость величин  $T_{\kappa}$ ,  $T_{c}$ ,  $T_{\pi\pi}$  в различные месяцы при m=3.

Таблица 4

Средние величины фактора мутности в длинноволновой области спектра за 1948 - 1949 гг.

					т				······································	
Месяц	5a	4a	3a	2a	- 1,5a	1,5 <b>p</b>	2 <b>p</b>	3p	4р	5р
I II IV V VI VII VIII IX XI XII	$\begin{array}{c} 3,76\\ 4,16\\ 3,92\\ 5,15\\ 5,38\\ 5,95\\ 6,50\\ 6,28\\ 5,65\\ 5,16\\ 4,19\\ 3,58\end{array}$	4,21 4,55 4,35 5,20 5,28 6,30 6,82 6,45 5,75 5,04 4,09 4,18	4,60 4,95 4,81 6,26 6,31 6,84 7,34 6,85 5,88 5,30 5,25 3,98	4,57 4,80 7,20 7,75 8,25 7,86 7,56 6,65 6,60	4,64 6,75 7,31 8,25 8,00 8,27 7,26	5,48 7,10 8,00 8,71 9,18 9,06 8,58	4,70 5,65 5,96 7,61 8,20 7,95 8,30 7,56 6,94	3,98 4,47 4,80 6,10 7,31 7,50 7,42 7,35 6,85 5,80 5,60 4,11	3,96 4,64 4,10 5,30 6,82 7,15 6,52 7,04 6,15 5,40 5,30 4,10	3,54 4,15 4,77 5,65 6,80 6,45 5,95 6,61 6,09 5,18 4,74 3,97

Повторяемость величин  $T_{g,n}$  в разные месяцы (%) при m = 3

Тдл	1	П	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
$\begin{array}{c} 2-3\\ 3-4\\ 4-5\\ 5-6\\ 6-7\\ 7-8\\ 8-9\\ 9-10\\ 10-11\\ 11-12\\ 12-13\\ 13-14\\ 14-15\\ 15-16 \end{array}$	28 22 28 6 11 		5 10 35 20 20 5 	-5 22 35 25 8 -3 -3 	$ \begin{array}{c} -3\\12\\15\\21\\24\\9\\-3\\3\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\$		$ \begin{array}{c}\\ 18\\ 32\\ 23\\ 4\\ 14\\\\ -\\ 4\\\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -$		$ \begin{array}{c} - \\ 2 \\ 12 \\ 28 \\ 22 \\ 22 \\ 4 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	$ \begin{array}{c} 6 \\ 16 \\ 18 \\ 28 \\ 8 \\ 16 \\ 4 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$		6 35 53 

## Таблица 5-

Средние величины фактора мутности в средней части спектра за 1948 — 1949 гг.

	<i>m</i>											
Месяц	-5a	4a	`3a	2a	1,5a	1,5p	2p	3p	4p	5p		
1 11 1V V V1 V11 V11 1X X X1 X11	2,64 3,12 2,63 2,70 2,77 2,66 3,06 2,95 2,58 2,55 1,77	2,64 3,12 2,51 2,70 2,48 2,71 3,04 2,60 2,48 1,48 2,36	2,43 2,84 2,13 2,76 2,75 2,73 2,72 2,84 2,78 2,75 2,58 1,95	2,57 2,84 2,64 3,08 2,86 2,86 2,67 2,65	2,30 2,36 2,16 2,26 2,43 2,68 2,32	1,68 2,68 2,48 2,56 2,70 2,90 2,43	3,31 2,41 3,00 3,08 3,28 3,19 2,98 3,10 2,82 2,43	2,60 4,05 2,35 3,11 2,87 2,90 3,08 3,40 2,78 2,89 2,78 2,89 2,41 2,40	2,45 3,86 2,72 2,74 2,86 2,92 2,87 3,20 2,75 2,90 3,21 2,36	2,79 2,56 2,30 2,67 2,64 2,92 3,00 2,69 2,69 2,69 2,69 2,69 2,60 2,33		

Повторяемость величин  $T_c$  в различные месяцы ( $^0/_0$ )

T <sub>c</sub>	I .	II	e III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	ХI	XII
<1,51 1,51-1,75 1,76-2,00 2,01-2,250 2,51-2,75 2,76-3,00 3,01-3,25 3,26-3,50 3,51-3,75 3,76-4,00 4,01-4,25 4,26-4,50 4,51-4,75 4,76-5,00 5,01-5,25 5,26-5,50	2 4 20 14 29 12 12 2 2 2	3 3 3 13 10 10 10 10 18 5 3 8 - 3 - 3	8 7 8 24 17 8 10 9 5 2 2 2 2 1	$ \begin{array}{c} 1 \\ 6 \\ 5 \\ 14 \\ 26 \\ 14 \\ 8 \\ 5 \\ 4 \\ 1 \\ 2 \\ - \\ 1 \end{array} $	7 6 7 9 18 16 10 7 9 4 3 3 1 1		2 3 7 12 13 19 14 5 2 8 5 3 2 1 1 1 1	1 2 8 12 20 17 7 8 5 4 3 1 2 1	$ \begin{array}{c} 1\\ 8\\ 6\\ 13\\ 15\\ 10\\ 16\\ 8\\ 7\\ 5\\ 3\\ -\\ 3\\ 1\\ -\\ 1 \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1 \\ 5 \\ 4 \\ 22 \\ 14 \\ 18 \\ 11 \\ 8 \\ 7 \\ 9 \\ 1 \\ 3 \\ 1 \\ 1 \end{array} $	$ \begin{array}{c} -5 \\ 5 \\ 21 \\ 26 \\ 21 \\ 5 \\ -5 \\ -5 \\ -5 \\ -5 \\ -5 \\ -5 \\ -5 $	33 67

Таблица б

Средние величины фактора мутности в коротковолновой области за 1948-1949 гг.

	<i>m</i>									
Месяц	5a	4 <b>a</b>	3a	2a	1,5a	1,5p	2 <b>p</b>	3р	4p	5р
I III IV V VI VII VIII IX X XI XII	$1,80 \\ 1,79 \\ 1,81 \\ 1,84 \\ 2,02 \\ 1,95 \\ 2,50 \\ 2,03 \\ 1,85 \\ 1,70 \\ 1,66 \\ 1,60$	$1,51 \\ 1,81 \\ 1,73 \\ 1,85 \\ 1,82 \\ 1,83 \\ 2,24 \\ 1,93 \\ 1,69 \\ 1,64 \\ 1,56$	$1,78\\1,85\\1,88\\1,88\\1,88\\2,06\\1,87\\1,87\\1,73\\1,65\\1,59$	1,70 1,83 1,88 1,88 2,08 2,09 1,91 1,85	1,83 2,04 1,98 2,02 2,07 2,01 1,95	1,77 2,07 2,00 2,06 2,06 2,07 2,02	2,29 1,93 2,08 2,04 2,28 2,14 1,97 1,98 1,81	1,662,021,841,881,942,182,061,981,931,811,791,69	$1,68 \\ 2,41 \\ 2,00 \\ 1,89 \\ 1,88 \\ 2,05 \\ 1,95 \\ 2,00 \\ 1,95 \\ 1,90 \\ 1,77 \\ 1,88 \\ 1,49 \\ 1,49 \\ 1,49 \\ 1,49 \\ 1,49 \\ 1,10 \\ $	1,631,961,721,831,922,162,341,971,851,861,791,72

1**0**5-

Повторяемость величин  $T_{x}$  в разные месяцы (0/0)

T <sub>K</sub>	I	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1,00-1,25 $1,25-1,50$ $1,50-1,75$ $1,76-2,00$ $2,01-2,25$ $2,25-2,50$ $2,51-2,75$ $2,76-3,00$ $3,01-3,25$ $3,26-3,50$		25 41 17 17 	5 55 25 10 5 —			$     \begin{array}{c}            $	$ \begin{array}{c} - \\ 4 \\ 18 \\ 29 \\ 15 \\ 17 \\ 4 \\ 7 \\ 4 \\ 1 \end{array} $	$     \begin{array}{r}             4 \\             25 \\             40 \\             17 \\             10 \\             1 \\           $	4 31 37 16 8 4 	20 34 28 17 	14 57 14 10 	43 28 21 7 —

Зависимость фактора мутности от массы, вызванная селективным поглощением, особенно проявляется в длинноволновой области. Изменение  $T_{\rm дл}$  в течение дня только в незначительной степени вызвано действительным изменением мутности атмосферы. Зависимость  $T_{\rm дл}$  от m при постоянной влажности видна из табл 7.

Таблица 7

- -			т	·	
<i>e</i> <sub>0</sub>	1,5	2	3	4	5
2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26	6,31 7,88 8,90 9,80 10,20 10,60 11,00 11,90 12,30 12,70 13,70 14,20	3,68 5,40 6,74 7,61 8,55 8,90 9,22 9,90 10,20 11,00 11,25 11,59 12,00	3,56 4,71 5,56 6,16 6,84 7,27 7,80 8,27 8,84 9,06 9,36 9,50 9,63	3,60 4,18 5,00 5,54 6,08 6,60 7,17 7,62 8,04 8,25 8,46 8,72 8,72	3,61 4,26 4,70 5,30 5,75 6,28 6,64 7,01 7,36 7,77 7,98 8,16 8,41

Зависимость Т<sub>дл</sub> от *m* и абсолютной влажности у поверхности земли

В коротковолновой области зависимость  $T_{\mathbf{M}}$  от *m* проявляется в меньшей степени. В области спектра от 0,525 до 0,644 *m*µ, где находится только слабая полоса поглощения озона, фактор мутности должен отражать действительный ход помутнения атмосферы. Минимальные величины  $T_{\mathbf{c}}$  наблюдаются при меньших

массах, максимум наблюдается в послеполуденные часы: в летние месяцы при m = 2 или 3, в зимние при m = 4 или 5. В этой области спектра колебания помутнения будут связаны с изменением числа и размеров частиц. Так как в районе Карадага отсутствуют источники пыли, можно предположить, что основную часть помутнения составляют капельки сконденсированной воды.

По Зидентопфу [11], радиусы капель растут вместе с относительной влажностью; следовательно, ослабление радиации должно увеличиться с ростом относительной влажности. Действительно, дневной ход  $T_c$  напоминает дневной ход отно-

сительной влажности (рис. 4). А так как в береговой зоне на суточный ход температуры и влажности большое влияние имеют бризы [13], то смена направления бризового ветра будет отражаться и на ходе помутнения. В этом проявляется

одна из особенностей хода помутнения в прибрежном пункте. Годовой ход факторов мутност<sup>и</sup> в различных спектральных областях практически совпадает: минимум наблюда<sup>ет</sup>ся в зимние месяцы (I, XII), максимум — в летние. Совпадение максимумов  $T_{\kappa}$  и  $T_{c}$  с максимумом абсолютной влажности в годовом ходе, веро-

ятно, отражает то обстоятельство, что количество и размеры капель, с ростом которых растет ослабление, зависят от

количества сконденсированной влаги  $\Delta a$ , которое меняется пропорционально абсо-

лютной влажности  $e_0 \left( \Delta a = \frac{e_0 \Delta T_z}{17} r/m^3 \right)$ .

Наряду с главным летним максимумом наблюдается также весенний максимум  $T_{\kappa}$ ,  $T_{c}$ , что подтверждает выводы Сивкова [4]. Сивков объясняет весенний максимум увеличением конденсационной мутности за счет того, что прогретые массы воздуха ( $t_{\rm B}$ ) с суши приходят на более холодную поверхность моря ( $t_{\rm M}$ ). Действительно, апрель является тем переходным месяцем, когда неравенство  $t_{\rm M} > t_{\rm B}$ переходит в обратное, а разность между точкой росы и температурой поверхности моря в апреле и мае наименьшая.



Рис. 4. Средний дневной ход относительной влажности и фактора мутности в области от 525 до 644 *m*µ.

Ниже помещены средние многолетние температуры воздуха на берегу  $(t_{\rm B})$ , температуры поверхности моря  $(t_{\rm M})$ , точка росы  $(t_{\rm p})$  и разность  $t_{\rm M} - t_{\rm p}$ .

	I	11	111	IV	. V	VI	VII	VIII	IX	x	· XI	XII
an a		]	ļ						1			
t <sub>B</sub>	1,4	1,1	4,0	9,8	15,5	20,5	23,9	23,6	18,9	13,2	8,1	3,3
t <sub>M</sub>	6,0	5,4	5,7	9,8	14,8	18,1	21,2	22,9	20,3	15,9	12,1	8,0
$t_{\rm p}$	-2,2	-3,6	-1,0	4,0	9,4	12,4	14,8	14,3	10,7	7,5	3,6	-0,7
$t_{\rm M} - t_{\rm p}$	8,2	9,0	6,7	5,8	5,4	5,7	6,4	8,6	9,6	8,4	8,5	8,7
			l	1								

Таким образом, на годовой ход помутнения близость моря действительно может оказать заметное влияние.

# § 4. Относительная роль поглощения водяных паров и рассеяния аэрозолей в общем ослаблении радиации

Коэффициент ослабления реальной атмосферы можно представить в виде суммы

$$\alpha = \alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4,$$

где  $\alpha_1$  — коэффициент ослабления идеальной атмосферы,  $\alpha_2$  — коэффициент ослабления на мелких аэрозолях,  $\alpha_3$  — то же на крупных аэрозолях,  $\alpha_4$  — коэффициент поглощения водяным паром.

Тогда пришедшая радиация  $S_m = S_0 e^{-(\alpha_T + \alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4)m}$ . В случае, если границы коротковолнового и длинноволнового участков совпадают,  $S_m = S_0 e^{-(\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4)m} = S_{0,\kappa} e^{-\alpha_{\kappa}T_{\kappa}m} + S_{0,\kappa} e^{-\alpha_{\kappa}T_{\kappa}m}$ .

Если  $T_{\rm gg} = 1$ , в длинноволновом участке спектра отсутствует поглощение водяных паров ( $\alpha_4 = 0$ ) и рассеяние на крупных аэрозолях ( $\alpha_8 = 0$ ), тогда

$$S_0 e^{-(\alpha_1+\alpha_3)m} = S_{\kappa} + S_{\mu\pi}^{\mu\mu}.$$

Отсюда

$$\alpha_2 = \frac{2,3}{m} \lg \frac{S_0}{S_{\kappa} + S_{\mu\pi}^{\mu\mu}} - \alpha_1.$$

Допустим, что  $T_{\kappa} = 1$ , тогда  $a_2 = a_3 = 0$ ,

$$\alpha_4 = \frac{2,3}{m} \lg \frac{S_0}{S_{\pi\pi} + S_{\kappa}^{\mu\mu}} - \alpha_1.$$

Определив  $a_2$  и  $a_4$  из этих соотношений, можно определить  $a_3$  из соотношения  $S_m = S_0 e^{-(\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4)m}$ . Так как T = 1 + W + R,  $W = \frac{\alpha_4}{\alpha_1}$ ,  $R = \frac{\alpha_2 + \alpha_3}{\alpha_1}$ , то

$$W = \frac{2,3}{\alpha_1 m} \lg \frac{S_0}{S_{\pi\pi} + S_{\pi}^{\mu\pi}} - 1.$$

Если за  $S_{nn}$  принять средние при данных значениях  $e_0$  (рис. 1), получим, что зависимость W от абсолютной влажности имеет тот же характер, что и у Сивкова [6], хотя наши величины несколько меньше.

ANNOG MUMUCOM

В табл. 8 даны значения W при различных m и  $e_0$ .

Таблица 8

·		Блампая	MyTHOCIE W												
		m													
e <sub>9</sub>	1,5	2	3	4	5										
2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 24 26	$\begin{matrix} - & & \\ 0,72 \\ 0,90 \\ 1,06 \\ 1,16 \\ 1,20 \\ 1,25 \\ 1,32 \\ 1,41 \\ 1,48 \\ 1,53 \\ 1,62 \\ 1,69 \\ \end{matrix}$	$\begin{array}{c} 0,41\\ 0,64\\ 0,84\\ 0,96\\ 1,08\\ 1,13\\ 1,13\\ 1,18\\ 1,25\\ 1,30\\ 1,40\\ 1,44\\ 1,48\\ 1,52\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,45\\ 0,64\\ 0,77\\ 0,87\\ 0,98\\ 1,04\\ 1,12\\ 1,19\\ 1,25\\ 1,30\\ 1,33\\ 1,33\\ 1,33\\ 1,37\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,49\\ 0,64\\ 0,74\\ 0,84\\ 0,93\\ 1,02\\ 1,10\\ 1,16\\ 1,22\\ 1,26\\ 1,29\\ 1,33\\ 1,36\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,50\\ 0,64\\ 0,73\\ 0,83\\ 0,92\\ 1,02\\ 1,07\\ 1,14\\ 1,20\\ 1,26\\ 1,30\\ 1,33\\ 1,36\\ \end{array}$										

Если бы предположение о значительном занижении  $S_{g,n}$  было справедливо, полученные нами величины W должны были бы превосходить величины Сивкова. При этом нужно учесть, что, принимая R = 0 уже при  $P_{max} = 73^{0}/_{0}$ , Сивков несколько уменьшил величины R и тем самым увеличивал значение W.

Для расчета составляющих фактора мутности в 1948—1949 гг. можно использовать связь W и  $T_{_{дл}}$  (табл. 9).

$$W = \frac{2,3}{\alpha_1 m} \log \frac{S_0}{S_{\kappa}^{MR} + S_{0_{RR}} 10^{-\frac{T_{RR}}{B}}} - 1,$$
$$B = \frac{2,3}{\alpha_{1_{RR}}}.$$
Таблица 9

# Влажная мутность W при различных $T_{дл}$ и m

			m		
Тдл	1,5	2	3	4	5
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15	$\begin{array}{c} 0,00\\ 0,13\\ 0,29\\ 0,40\\ 0,57\\ 0,68\\ 0,82\\ 0,90\\ 1,06\\ 1,22\\ 1,30\\ 1,42\\ 1,51\\ 1,51\\ 1,64\\ 1,78 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,00\\ 0,20\\ 0,30\\ 0,45\\ 0,60\\ 0,71\\ 0,88\\ 1,00\\ 1,12\\ 1,26\\ 1,39\\ 1,52\\ 1,68\\ 1,78\\ 1,90\\ 1,90\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,00\\ 0,18\\ 0,36\\ 0,52\\ 0,70\\ 0,83\\ 1,01\\ 1,14\\ 1,30\\ 1,41\\ 1,58\\ 1,70\\ 1,83\\ 1,96\\ 2,09 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,00\\ 0,18\\ 0,39\\ 0,56\\ 0,74\\ 0,89\\ 1,05\\ 1,22\\ 1,35\\ 1,50\\ 1,66\\ 1,78\\ 1,94\\ 2,03\\ 2,16\end{array}$	0,00 0,20 0,42 0,59 0,78 0,95 1,14 1,30 1,48 1,62 1,77 1,91 2,03 2,17 2,22

Остаточная мутность R определяется как T - 1 - W.

С переходом от актинометра Михельсона к термоэлектрическому в 1950 г. фильтровые наблюдения были прекращены. В 1951 г. параллельно с наблюдениями прямой радиации измерялась влажность психрометром Ассмана. Это позволило, используя полученные выше соотношения W(e), оценить составляющие фактора мутности в 1951 г. Средние значения фактора мутности и его составляющие щих при m = 3 за 1948—1949 гг. помещены в табл. 10.

Таблица 10

		-	1948—	1949 rr	•		1951 г.						
·		m = 3a $m = 3p$					m = 3a $m = 3p$						
	T	W	R		W	R	T	W	R	T	W	R	
I III IV V VI VII	1,99 2,30 2,18 2,67 3,01 2,83 2,99	0,60 0,66 0,64 0,87 0,87 0,87 0,94 1,01	0,39 0,64 0,54 0,80 1,13 0,69 0,98	2,11 2,2 <b>3</b> 2,41 2,58 2,86 2,99 3,23 3,05	0,51 0,59 0,64 0,84 1,02 1,04 1,03	0,60 0,64 0,77 0,74 0,84 0,95 1,20	2,34 2,41 2,55 3,24 2,92 2,88 3,16 3,26			2,41 2,49 2,76 3,36 3,33 3,08 3,12 3,20	0,89 0,94 1,23 1,30 1,33 1 42	0,87 1,42 1,10 0,78 0,79	
IX X XI	2,65 2,31 2,21	0,90 0,80 0,71 0,70	0,85 0,60 0,51	2,76 2,46 2,51	0,94 0,80 0,76	0,82 0,66 0,75	2,81 2,30 2,62	1,07 0,72 0,83	0,74 0,58 0,79	3,08 2,43 2,73	1,18 0,72 0,88	0,90 0,71 0,85	
XII I	2.05	0.50	0.55	2.53	0.54	0 99	2.97	0.82	1.15	2.83	1.00	1 0.83	

В среднем W + R составляют 50% общего фактора мутности в зимние месяцы, 60—70% — в летние. В течение года, за исключением одного-двух месяцев, W > R. Максимальные величины W наблюдаются в летние месяцы и составляют тогда 35—45% T. R имеет два максимума: весенний и летний, когда R достигает 30— 40% T. В отдельные дни могут наблюдаться резкие отклонения от средних соотношений. Так, например, 13 IV 1951 г. при m = 3 R = 2,76 составляла 0,55 от T = 4.98; W = 1,22 составляло 0,24 T; 25 VII 1951 г. R = 0,07 составляло 0,028 T, W = 1,45 составляло 0,58 T. Обычно резкие изменения T наступают за счет изменения R. Рост R сопровождается уменьшением поляризации света неба. Зависимость R от  $P_{\text{max}}$  представляется в среднем следующими цифрами:

$$P_{\text{max}}$$
 45-50 50-55 55-60 60-65 65-70 70-75  
 $R$  1,46 1,20 0,94 0,76 0,62 0,41

При экстраполяции R к нулю получаем  $P_{\max} = 83\%$ , что соответствует наибольшим значениям  $P_{\max}$ , наблюдаемым Тихановским в Крыму.

В 1951 г. во время наблюдений S отмечалось направление ветра. Это дало возможность установить зависимость мутности атмосферы от направления ветра (табл. 11).

Таблица 11

Зависимость фактора мутности от направления ветра

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	ssw	sw	WSW	W	WNW	NW	NNW
T W <sup>1</sup> R	2,80 1,28 0,70	2,62 1,08 0,62	2,74 1,19 0,60	2,76 1,15 0,61	2,82 1,15 0,76	2,50 0,88 0,62	3,06 1,14 0,93	3,40 1,15 1,06	3,16 1,27 1,00	3,04 1,32 0,73	3,14 1,30 0,82		2,35 1,04 0,30	3,40 1,42 0,98	2,88 1,20 0,68	3,18 1,07 1,00
Число случаев	184	12 <sup>-</sup>	53	2	21	2	33	8	94	8	19		4	1 .	15	9

<sup>1</sup> W определялось по формуле Сивкова.

Наибольшие помутнения атмосферы наблюдаются при ветре южных и юговосточных направлений. Зависимость помутнения атмосферы от направления ветра наблюдается потому, что содержание аэрозолей и влаги в воздушной массе, пришедшей в данный район, связано с предыдущими условиями. С помощью синоптических карт было установлено, что в Карадаг наиболее замутненные массы воздуха приходят из Ирана, со Средиземного моря и из Средней Азии. Наиболее чистые, несмотря на то что они проходят над огромными пространствами суши, массы воздуха, приходящие с севера Атлантического и Ледовитого океанов.

Средние величины фактора мутности для воздушных масс, пришедших:

·											1
Из Ирана	•										3,68
"Средней Азии							۰.				3,57
Со Средиземного мор	Я						•				3,59
С Атлантического ок	еана					<b>.</b>		÷		•	3,26
" севера Атлантичеси	кого	OK	еан	а							2,72
"Ледовитого океана	•		• •	•	•	• •	-	·	•	•	2,38

Апрельский максимум остаточной мутности 1951 г. вызван преобладанием в апреле масс, пришедших из Ирана и Средней Азии. Резкие изменения фактора мутности связаны со сменой воздушных масс. Ниже приведены средние величины фактора мутности и его составляющих при различных синоптических массах.

				T	W	R	случаев
Континентальная тропическая Континентальная полярная Морская арктическая Морская полярная	•	•	•	3,15 3,15 2,92 2,82	1,50 1,48 1,46 1,50	0,66 0,64 0,46 0,40	264 228 61 20

Таким образом, характер помутнения атмосферы определяется сменой воздушных масс.

1. Среднегодовая величина фактора мутности в Карадаге равна: при m=3T=2,54; при m=2 T=2,69 и близка к среднегодовой величине, полученной С. И. Сивковым.

2. Годовой ход фактора мутности, полученный на основании наблюдений 1948—1951 гг., совпадет с годовым ходом, полученным С. И. Сивковым и И. Н. Ярославцевым по наблюдениям предыдущих лет.

3. На суточный и годовой ход помутнения частично влияют местные причины (увеличение остаточной мутности весной, изменения Т с относительной влажно-

стью, обусловленные сменой бризовых ветров).

4. Ослабление за счет поглощения водяного пара составляет 20-35% общего ослабления.

5. Основную роль в изменении помутнения атмосферы играет смена воздушных масс.

#### ЛИТЕРАТУРА

Барашкова Е. П. Прямая радиация в Карадаге. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
 Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, 1956.
 Ярославцев И. Н. К методике измерения мутности атмосферы и мутность атмосферы в Карадаге. Журнал геофизики, т. V, 1935.
 Сивков С. И. Некоторые выводы из актинометрических наблюдений в Феодосии и Мактика.

Карадаге. Метеорология и гидрология, № 10, 1940.

5. Березкин В. А. Применение фильтров в актинометрии и методика наблюдений с ними. Геофизический сборник, т. V, вып. 3, 1932. 6. Сивков С. И. Сопоставление и критика различных методов приведения коэффи-

- циентов прозрачности атмосферы к единичной массе. Труды ГГО, вып. 14 (76), 1949.
- 7. Калитин Н. П. Актинометрия. Гидрометеоиздат, 1938.
- 8. Feussner Die spektralen Durchlässigkeiten der Sottscher Filtergläser RG 2 und OG 1. Met. Zeitschr. Juni, 1932.
- 9. Гордов. Теоретическое исследование и методика применения актинометрических фильтров. Журнал геофизики, т. VI, вып. 1, 1936.
   10. Schulmann. Filter measurements of solar radiation at Blue Hill. Obs. Harv. Meteorol.
- Stud. № 7, 1943.

11. Siedentopf. Zs. f. Meteorol. Н. 14 Novemb. 1947. 12. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Климатология. Гидрометеоиздат, 1952.

В. И. ГОЛИКОВ

# К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕРЕНИИ ИНФРАКРАСНОЙ РАДИАЦИИ ПРИБОРОМ С ВЕТРОЗАЩИТОЙ ИЗ ПОЛИЭТИЛЕНА

В настоящее время приборов, надежно обеспечивающих непрерывность наблюдений и автоматическую регистрацию потоков длинноволновой (инфракрасной) радиации, почти не существует.

Пиргеометры и балансомеры, используемые в актинометрической практике, имеют открытую приемную поверхность, подверженную действию ветра и гидро-



Рис. 1а. Спектральный состав прямой (I, II), рассеянной (III, IV) радиации, радиации черного тела и атмосферы (V, VI). метеоров.

Влияние ветра на приемники этих приборов значительно; это усложняет процесс измерений и обработки результатов.

Наличие прибора, имеющего ветрозащитный покровный элемент, существенным образом облегчило бы наблюдения и регистрацию и обеспечило их непрерывность.

Основной трудностью на пути создания подобного прибора для инфракрасной области является необходимость иметь материал фильтра, пропускающий излучение от 0,2—0,3 µ и далее до 20—30 µ, желательно с незначительным ослаблением и иска-

жением во всем спектральном интервале. На рис. 1 представлен спектральный состав коротковолновой прямой и рассеянной радиации, а также длинноволнового теплового излучения атмосферы и черного тела при 300—263° К.

В литературе приводятся немногочисленные работы последнего времени, где даются описания приборов, использующих ветрозащитный покров, прозрачный для инфракрасной радиации.

Б. П. Александров, А. В. Куртенер [1], С. Б. Хволес [2] дали описание дневных пиргеометров. Покровным элементом в них служили кристаллические фильтры NaCl, KCl и KCl, покрытые (у Хволеса) слоем селена или ацетилцеллюлозы с целью защиты от воздействия влаги или даже для исключения коротковолновой радиации.

В работах М. Л. Еловских, К. Я. Кондратьева [3] для измерения эффективного излучения и температуры подстилающей поверхности был использован специальный радиометр с малым углом зрения и ветрозащитой из плоского фильтра КРС-5. С появлением в последние годы искусственно созданных высокомолекулярных органических веществ, хорошо пропускающих ИК-радиацию, имеется возможность применить их для наших целей. Привлекает и дешевизна этих материалов.

Одним из таких веществ является полиэтилен (политен), описанный в многочисленных отечественных и зарубежных работах [4-9].



Рис. 16. Излучение черного тела и противоизлучение атмосферы, аппроксимированное по Каллендеру\_(A).

Шульце (Гамбург) использовал полиэтилен марки Lupolen-H для ветрозащиты в актинометрических приборах [7].

В настоящей работе приводится описание и некоторые результаты измерений с созданным у нас прибором, снабженным ветрозащитным покровным элементом из полиэтилена отечественного производства (Охтенского химкомбината).

# 1. Основные физические и спектральные свойства полиэтиленового ветрозащитного элемента

Полиэтилен (CH<sub>2</sub>)<sub>n</sub> — термопластическая смола — продукт полимеризации жидкого эти́лена. Полиэтилен водостоек — поглощение воды не более 0,01%. Одномерное строение молекул обеспечивает большую эластичность вещества.

Температура размягчения полиэтилена  $+70^{\circ}$  С, при 120° С он течет и расплавляется. При  $-60^{\circ}$  С полиэтилен становится хрупким. В тонких пленках полиэтилен может считаться прозрачным.

На рис. 2 приводится кривая спектрального пропускания полиэтиленовых пленок толщиной 0,05 мм, по данным Института высокомолекулярных соединений АН СССР. Здесь же для сравнения представлены кривые, заимствованные из работ [7—9]. С одной из кривых совмещена кривая пропускания водяных паров в воздухе.

Спектральное пропускание начинается около 0,3 µ и продолжается в далекую инфракрасную область. В области 3, 5, 7 и 14 µ наблюдается сильное селективное поглощение. Из-за селективного поглощения в указанных участках спектра встает вопрос об общем ослаблении радиации полиэтиленом.

В нашем случае вопрос об ослаблении радиации решался путем умножения спектрального распределения пропускания полиэтилена на спектральное распределение радиации и планиметрированием полученных кривых.

Общее ослабление длинноволновой радиации оказалось равным 8-10% для разных образцов пленки толщиной 0,05 мм. Для коротковолновой радиации ослабление не более 1-3%, по-видимому, будет несколько бо́льшим для рассеянной радиации безоблачного неба из-за спадания спектрального пропускания полиэтилена в области 0,3  $\mu$ , приводящего к недоучету этого вида рассеянной радиации. Достаточно надежных данных о ходе кривой пропускания в области 0,2-0,3  $\mu$  нам получить пока не удалось.

8 Труды ГГО, вып. 80

В работе [10] для 0,1 мм пленки Lupolen-H ослабление примерно равно 18%, причем на отражение приходится 6%, а 12% поглощается.

Известно еще, что полиэтилен подвержен фото- и термостарению на открытом воздухе, что проявляется в некотором изменении структурных связей молекулы (CH<sub>2</sub>)<sub>n</sub> и окислении. Это приводит к изменению микроструктуры спектраль-



Рис. 2. Спектральное пропускание полиэтилена. *а*) — пленки толщиной 0,05 мм, *б*) — Lupolen == H, *в*) — кривая пропускания, совмещенная с кривой пропускания водяного пара.

ных кривых пропускания (смещение максимумов полос поглощения) и механических свойств пленки [4, 5].

Влияние подобного рода явлений на основные характеристики прибора (измерителя радиации) нами изучается.

### 2. О конструкции прибора и фильтра

Из тонкой полиэтиленовой пленки толщиной 0,05 мм, имеющейся в нашем распоряжении, легче всего осуществить плоский фильтр, как это и было сделано при изготовлении пробной модели.

Схема конструкции прибора дана на рис. 3.

Корпус прибора 1, 2 — массивный латунный. Термобатарея 6 укреплена таким образом, что ее приемная поверхность расположена вровень с краями выреза. в верхней части корпуса. На корпус навинчивается специальное кольцо 3, несу-

щее на себе пленочный фильтр 5, наклеенный на растягивающее кольцо 4. Расстояние фильтра от термобатареи таково, что угол закрытия полусферы кольцом 3 составляет не более 8—10°.

Термобатарея типа Молля из манганин-константановых спаев (65 спаев) имеет общую чувствительность около 9  $\frac{\mu}{\kappa_{B}\pi/cM^2}$  мин.

Чернение термобатареи производилось смесью из спиртового раствора бензиновой копоти и висмутовой сажи. Последняя получена в вакууме при давлении порядка 10<sup>-2</sup> мм рт. ст. путем испарения висмута. К раствору добавлялся поро-



Рис. З. Схема прибора.



Рис. 4. Температурный ход переводных множителей.

Рис. 5. Зависимость переводного множителя от высоты Солнца.

шок MgO. С помощью такого чернения обеспечивается более равномерное поглощение радиации.

При работе с прибором использовались гальванометр ГСА-1 или ИФП-гальванометр (последний с  $R_r = 13$  ом) с ценой деления  $10^{-6}$ А.

Определение переводного множителя производилось по Солнцу и с помощью модели черного тела. Получены переводные множители:

$$a_{1\ \text{ДB}}=0,0104$$
 и  $a_{2\ \text{ДB}}=0,0024;$   
 $a_{1\ \text{KB}}=0,0101$  и  $a_{2\ \text{KB}}=0,0023$  (в кал/см² мин. на деление).

Множители с индексом 1 — для случая с добавочным сопротивлением 73 ома, с индексом 2 — без него.

Температурный ход переводных множителей и зависимость их от высоты Солнца, полученные нами, приведены на рис. 4 и 5.

## 3. Некоторые вопросы методики измерений

С помощью прибора с полиэтиленовой ветрозащитой методика измерений потоков радиации от земли и неба упрощается.

Рассмотрим основные соотношения между потоками, измеряемыми нашими приборами, имея в виду обозначения: S — прямая солнечная радиация; D — рассеянная радиация;  $E_{\rm A}$  — излучение атмосферы;  $R_{S}$  — отраженная от земли часть прямой солнечной радиации;  $R_{D}$  — отраженная от земли часть рассеянной радиации;  $R_{E_{\rm A}}$  — отраженная часть атмосферного излучения;  $E_{3}$  — поток длинноволновой радиации от земли; T — температура прибора.

Прибор, обращенный к небу, дает

$$\sum_{1} = S' + D + E_{A} - \sigma T_{1}^{4}, \qquad (1)$$

где  $T_1$  — температура прибора в момент измерений;  $\sigma$  — постоянная Стефана-Больцмана.

Прибор, направленный к земле, дает

$$\sum_{2} = E_{3} + R_{S} + R_{D} + R_{E_{A}} - \sigma T_{2}^{4}, \qquad (2)$$

где  $T_2$  — температура прибора.

Из этих двух показаний прибора можно вычислить радиационный баланс

$$B = \sum_{1} - \sum_{2}.$$
 (3)

Уравнения (1) — (3) дают возможность вычислить составляющие полного радиационного баланса, в том числе и длинноволновые, из показаний прибора и пиранометра (альбедометра).

Длинноволновое излучение атмосферы можно представить в виде

$$E_{\rm A} = \sum_{1} + \sigma T_1^4 - (S' + D), \tag{4}$$

где (S' + D) измерено пиранометром;  $T_1$  измерено термометром.

Длинноволновый поток от земли и прилежащего слоя воздуха выражается формулой

$$E_{3} = \sum_{2} + \sigma T_{2}^{4} - (R_{S'} + R_{D}) - R_{E_{A}}, \qquad (5)$$

где  $R_{E_A} = A_D E_A$ .

Очень часто величиной  $R_{E_{\rm A}}$  пренебрегают ввиду ее малости для большинства подстилающих поверхностей. Тогда формулу (5), можно представить в виде

$$E_3 = \sum_2 + \sigma T_2^4 - (R_{s'} + R_D),$$
 (5a)

где  $R'_{S} + R_{D}$  измерено альбедометром;  $T_{2}$  — измерено термометром.

Ночью

$$E_{\mathbf{A}} = \sum_{1} + \sigma T_{1}^{4}, \qquad (4a)$$

$$E_3 = \sum_2 + \sigma T_2^4. \tag{56}$$

При обработке результатов наблюдений мы поступали следующим образом. Ночью считаем  $\Sigma_1 = E_A - \sigma T_1^4$  или  $\Sigma_2 = E_3 - \sigma T_2^4$ , а поэтому переводной множитель  $a_{\Pi B}$  умножается на число делений, отсчитанных по гальванометру.

Днем для случая "прибор направлен вверх" измеряем с помощью пиранометра S' + D. Очевидно также, что при отсутствии длинноволновой радиации наш прибор дал бы по гальванометру  $\frac{S' + D}{a_{\rm KB}} = N'$  делений.

Наличие  $E_{\rm A} - \sigma T^4$  приводит к иному показанию гальванометра N, пропорциональному величиие  $\Sigma_1$ .

Разность N - N' дает величину  $E_A - \sigma T^4 = a_{\text{ДВ}} (N - N')$ , которая может быть положительной и отрицательной в зависимости от знака разности N - N'. Аналогично поступаем и в случае "прибор направлен к земле".

Кроме того, всюду вместо  $\sigma T^4$  полагаем приближенно  $0.95 \sigma T^4$ .

Прибору, измеряющему одновременно КВ- и ДВ-радиацию, присущи многие источники погрещностей, обычные для пиранометров и пиргеометров. Основные мы перечислим.

1. Зависимость переводного множителя от высоты солнца, угла падения радиации и азимутальный эффект.

Влияние азимутального эффекта устраняется обращением прибора одной и той же стороной к Солнцу (или графической поправкой — при регистрации). Погрешность же, связанная с зависимостью переводного множителя от высоты Солнца, снижается введением графической поправки, дающей специальный поправочный множитель (см. рис. 5).

Зависимость от угла падения радиации нами специально не учитывалась (исключая случай прямой солнечной радиации — зависимость от  $h_{\odot}$ ), так как ни для КВ-рассеянной радиации, ни для ДВ-радиации мы не имели полных данных об угловом распределении радиации по небосводу для каждого отдельного случая наблюдений.

2. Зависимость переводного множителя от длины волны радиации.

Различие чувствительности прибора в КВ- и ДВ-области учитывается введением раздельных переводных множителей для КВ- и ДВ-радиации.

Наличие крутого спада кривой спектрального пропускания около 0,3 µ и полос селективного поглощения около 3, 5, 7 и 14 µ может исказить результат измерений лишь рассеянной радиации ясного неба и длинноволнового излучения.

Мы можем недоучесть часть рассеянной радиации ясного неба, спектральный состав которой несколько выходит за пределы спектральной чувствительности нашего прибора. Однако спектральные поправочные множители (см. подробнее в работах [10, 11]) могут быть вычислены лишь с получением более надежных данных о ходе кривой спектрального пропускания полиэтилена в области  $0,2 \div 0,35 \mu$ .

Длинноволновая радиация ослабляется в полосах поглощения пленками 0,05 мм на 8-10%, что учитывается при градуировке прибора.

Изменение спектрального состава ИК-радиации происходит в основном за счет смещения максимума теплового излучения и количественного содержания водяных паров в воздухе. Первая причина поддается учету вследствие того, что спектральная чувствительность прибора определяется здесь в основном ходом кривой спектрального пропускания полиэтилена, а спектральный состав радиации черного тела при данной температуре известен. Вторая причина не может быть устранена специальной спектральной поправкой до тех пор, пока мы не будем знать точного хода кривой ИК-излучения атмосферы и земли при различных содержаниях водяных паров в воздухе.

3. Зависимость переводного множителя от температуры в нашем случае устраняется специальным графиком, полученным лишь для температур 4 — 25°C, имевших место при работе с прибором (рис. 4).

4. Ошибки за счет неточного определения температуры прибора, вызванные отличием показаний термометра в корпусе прибора от истинной его температуры, не превышают 1-2% ночью и 3-5% днем.

Повышение точности измерений температуры излучения было достигнуто применением малоинерционного датчика-термометра сопротивления (термистор с  $R_{20^{\circ}C} = 1558$  ом).

5. Зависимость показаний прибора от интенсивности радиации и продолжительности облучения проявляется в нелинейности показаний гальванометра и нестабильности "места нуля".

Сюда же может быть причислено влияние температуры крышки прибора,

фильтра и объема воздуха, заключенного под фильтром, также проявляющееся в нелинейности показаний и увеличивающееся с ростом интенсивности радиации и разности температур между воздухом — фильтром и фильтром — прибором.

Ошибки, возникающие по этим причинам, для срочных наблюдений достигали значений от 1 до 5% (максимальные) и были не более 3% для регистрации.

6. Влияние ветра незначительно по сравнению с известными пиргеометрами и балансомерами.

При обработке некоторых результатов можно, как это указано в работах [7—9], полагать влияние ветра пренебрежимо малым, исключая случай нестационарного режима теплообмена фильтра при резко порывистом ветре.

Режим нестационарного теплообмена приводит к неравенству температур фильтра, прибора и окружающего воздуха, что проявляется в виде косвенного влияния ветра на показания прибора.

Даже для порывистого ветра с изменениями скорости от  $V_{\min} = 0,5$  м/сек. до  $V_{\max} = 5,5$  м/сек. влияние это оценено как не превышающее  $5^{0}/_{0}$ .

7: Погрешности, связанные с градуировкой, были не более 3% и легко могут быть снижены более тщательным выполнением модели черного тела и измерений с ним.

8. Днем к измерениям добавляется погрешность, оцениваемая точностью пиранометрических измерений, производимых для разделения КВ- и ДВ-потоков.

Общая точность измерений оказывалась не ниже, а часто и выше точности обычных стандартизованных актинометрических измерений с пиргеометрами и балансомерами (в пределах 15-20%) от измеряемых величин).

Это объясняется уменьшением погрешностей, связанных с зависимостью показаний прибора от ветра, а также неопределенностью поправок на ветер, вносимых при работе с пиргеометром и балансомером и учитывающих только скорость ветра без структуры воздушного потока и изменений скорости потока во времени.

#### 4. Результаты измерения радиации в июне-октябре 1956 г.

Был произведен ряд измерений излучения атмосферы и земли в ночное время параллельно с измерениями радиационного баланса по балансомеру Янишевского для сравнения.

Проводились также измерения атмосферного излучения днем в присутствии коротковолновой радиации с помощью прибора и пиранометра.

Пиранометр, прибор с полиэтиленовым фильтром и балансомер устанавливались на специальной металлической штанге. Штанга с приборами крепилась на массивной треноге так, что могла вместе с приборами поворачиваться вокруг горизонтальной оси. Расстояние от земли было 1,5 м.

Таблица 1

Время,		Прибор ДВ-радиации											
час. мин.	T	Σ <sub>1</sub>	$\Sigma_2$	<i>B</i> <sub>πp</sub>	скорость ветра	B <sub>6</sub>							
· · ·		Воейк	ово, 4 октябр	эя 1956 г.	· •								
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	6,1 6,1 6,0 5,8 5,5 5,4 5,0	$\begin{array}{c} 0,035\\ 0,028\\ 0,024\\ 0,035\\ 0,046\\ 0,052\\ 0,052\\ 0,049\\ 0,050\\ 0,045\\ 0,045\\ 0,045\\ 0,043\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,011\\ 0,009\\ 0,006\\ 0,005\\ 0,015\\ 0,017\\ 0,015\\ 0,018\\ 0,017\\ 0,016\\ 0,015\\ 0,013\\ 0,013\\ 0,013 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,024\\ 0,019\\ 0,018\\ 0,030\\ 0,031\\ 0,035\\ 0,037\\ 0,031\\ 0,033\\ 0,029\\ 0,031\\ 0,032\\ 0,030\\ \end{array}$	3,0 3,1 3,2 3,2 3,1 2,5 3,0 3,5 3,5 3,5 3,5 3,5 4,0	0,020 0,024 0,020 0,030 0,030 0,037 0,035 0,031 0,034 0,033 0,031 0,031 0,031 0,029							

Таблица 1 и рис. 6 а дают результаты ночных измерений 4 октября 1956 г. Б условиях ветра с монотонно меняющейся скоростью; таблица 2 и рис. 6 б пример измерений в ночь на 27 сентября 1956 г., характерную порывистым ветром с отмеченными в процессе наблюдений скоростями от 0,5 до 5,1 м/сек. Все измерения скорости ветра производились вторым наблюдателем с помощью ветромера Третьякова и ручного анемометра (последний для контроля).







#### Таблица 2

	При	Прибор ДВ-радиации											
T	Σ <sub>1</sub>	$\Sigma_2$	B <sub>np</sub>	скорость ветра	<i>B</i> <sub>6</sub> .								
	Воейко	ово, 27 сент	ября 1956 г.										
6,2	0,090	0,024 0,024	0,066	0,5 3,5	0,075 0.042								
6,2 6,0	0,081	0,017	0,064	2,6	0,061								
5.8	0,085	0,016	0,069	4,5	0,070								
5.3	0,085	0,018	0,067	0,5	0,075								
5,0	0,086	0,017	0,069	1,5	0,074								
4,8	0,086	0,018	0,068	1,0	0,071								
	T 6,2 6,2 6,0 5,8 5,3 5,0 4,8 4,8 4,5	T         Σ₁           T         Σ₁           Boeйко           6,2         0,090           0,085           6,2         0,081           6,0         0,085           5,8         0,085           5,3         0,085           5,0         0,086           4,8         0,080           4,8         0,087	Прибор ДВ-ради $\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Прибор ДВ-радиации $\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Прибор ДВ-радиацииT $\Sigma_1$ $\Sigma_2$ $B_{\rm пp}$ Скорость ветраB о е й к о в о, 27 сентября 1956 г.6,20,0900,0240,0660,56,20,0900,0240,0660,56,20,0850,0240,0613,56,20,0810,0170,0642,66,00,0850,0170,0681,20,0850,0160,0694,55,80,0830,0240,0595,10,0850,0180,0670,55,30,0850,0180,0674,35,00,0860,0170,0691,54,80,0860,0190,0615,04,80,0860,0190,0615,04,80,0860,0180,0681,04,50,0870,0200,0673,8								

Так как значения радиации вычислены из наблюдений по прибору, обращенному к небу и к земле попеременно, то наблюдения произведены и обработаны по следующей схеме.

Для момента времени  $t_1$  имеем:

$$\sum_{I} = \frac{\Sigma_{I}^{I} + \Sigma_{I}^{II} + \Sigma_{I}^{III}}{3}$$
 по прибору,  

$$B_{I} = \frac{B_{I}^{I} + B_{I}^{II} + B_{I}^{III}}{3}$$
 по балансомеру,  

$$V_{I} = \frac{V_{I}^{I} + V_{I}^{II} + V_{I}^{III}}{3}$$
 по ветромеру,

где  $\Sigma_1^{(n)}$ ,  $B_1^{(n)}$ ,  $V_1^{(n)}$  — последовательные одновременные отсчеты по прибору, балансомеру и ветромеру.

Для момента времени  $t_2$  (средний момент интервала выдержки перебернутого прибора)

$$B_2 = \frac{B_2^{\rm I} + B_2^{\rm II} + B_2^{\rm III}}{3}, \quad V_2 \frac{V_2^{\rm I} + V_2^{\rm II} + V_2^{\rm III}}{3}$$

Для момента времени  $t_3$ 

$$\sum_{2} = \frac{\sum_{3}^{1} + \sum_{3}^{11} + \sum_{3}^{111}}{3},$$
$$B_{3} = \frac{B_{3}^{1} + B_{3}^{11} + B_{3}^{111}}{3},$$
$$V_{3} = \frac{V_{3}^{1} + V_{3}^{11} + V_{3}^{111}}{2}$$

В табл. 1 и 2 представлены:  $\Sigma_1$ ,  $\Sigma_2$ ,  $B_{np} = \Sigma_1 - \Sigma_2$ ,  $B_6 = \frac{B_1 + B_2 + B_3}{3}$ ,  $V = \frac{V_1 + V_2 + V_3}{3}$ , где  $B_6$  – приведенные к штилю значения из показаний балансомера.

Весь цикл измерений укладывался в  $t_3 - t_1 = 5$  мин., причем  $t_2 - t_1 \approx t_3 - t_2$ . Дневные измерения производились неоднократно, в качестве примера предлагается табл. 3, дающая результаты измерений величин S' + D,  $\Sigma_1$  и  $E_A$  с прибором автора для ДВ-радиации и пиранометром 16 июня 1956 г.

Таблица З

Время,	Пирано- метр		Прибор ДВ-радиации								
час. мин. S	S' + D	 Т <sub>пр</sub>	σ Τ4	N <sub>KB</sub>	N <sub>ДB</sub>	$E_{\rm A}$ — $\sigma T^4$	$\Sigma_1$	EA	скорость ветра		
15 15 15 25	0,97 0,96 0,97 0,98 0,97 0,98	20,1 20,1 20,1	0,61 0,61 0,61	96,0 95,1 96,0 97,0 96,0 97,0	$ \begin{array}{c} -18,4 \\ -19,5 \\ -19,4 \\ -17,5 \\ -18,4 \\ -18,4 \end{array} $	-0,19-0,20-0,20-0,18-0,19-0,19	0,78 0,76 0,77 0,80 0,78 0,79	$\begin{array}{c} 0,42 \\ 0,41 \\ 0,41 \\ 0,43 \\ 0,42 \\ 0,42 \end{array}$	1,5 3,1 3,0		

При всех измерениях влияние ветра на показания прибора с полиэтиленовой ветрозащитой не затрудняло снятия отсчетов с гальванометра, в отличие от работы с балансомером. Однако полного отсутствия влияния ветра не обнаружено. Имеет место косвенное влияние ветра й переменного облучения на приемную батарею за счет изменения температуры  $T_{\phi}$  фильтра. Плохая теплопроводность полиэтилена приводит к тому, что в режиме теплообмена фильтра преобладающую роль играет теплообмен с воздухом. А это означает, что для стационарного ветрового потока обычно  $T_{\pi}$  прибора и  $T_{\phi}$  фильтра приближенно равны некоторой температуре T, определяемой скоростью потока и условиями теплообмена с движущейся массой воздуха, т. е. выполняется приближенное равенство  $T_{\pi} \approx T \approx T_{\phi}$ . Для этого случая влиянием ветра можно пренебрегать.

Нарушение стационарности теплообмена для случаев порывистого ветра означает, что  $T_{\pi} \neq T_{\phi}$  и показания прибора будут зависеть от значений разности температур  $\Delta T = |T_{\phi} - T_{\pi}|$ .

Оценка подобного влияния для ветровых потоков с порывами от  $V_{\min} = -0.5$  м/сек. до  $V_{\max} = 5.5$  м/сек. дает возможную ошибку при неучете этого влияния около  $5^{0}/_{0}$ .

Результаты измерений в табл. 2 иллюстрируют влияние нестационарного ветрового потока на показания прибора. При этом для балансомера введена специальная поправка, а данные по прибору приведены без поправок на ветер.

#### 5. Непрерывная регистрация

Осенью и зимой 1956 г. и в 1957 г. в Воейково производилась периодическая регистрация суммарной радиации Q = S' + D пиранометром и величины  $\Sigma_1 = S' + D + E_A - cT^4$  прибором с полиэтиленовой ветрозащитой.



Рис. 7. Диаграммы S' + D и  $\Sigma_1 = S' + D + E_A - \sigma T^4$  по данным регистрации 19 мая 1957 г.

В качестве регистрирующего прибора использованы самописец-милливольтметр МСЩПр-354 с  $R_r = 180$  ом и электронный автоматический потенциометр ЭПП-09. Прибор ЭПП-09 был полезен как очень чувствительный регистратор для случаев, когда требовалось подробно рассмотреть ход инфракрасного излучения или сравнить данные нашего прибора с показаниями пиргеометров при одновременной записи.

Все приборы устанавливались на крыше актинометрического павильона в Воейково и экранированным кабелем соединялись с регистраторами. Наиболее полный и длинный ряд наблюдений за ходом атмосферного противоизлучения производился весной 1957 г.

Рис. 7 дает пример непрерывной записи Q = S' + D,  $\Sigma_1 = S' + D + E_A - \sigma T^4$ , температуры прибора с помощью МСЩПр-354 в течение суток 19 мая 1957 г. Величины Q,  $\Sigma_1$  и T, полученные здесь, явились исходными данными для вычисления по методике, описанной в разделе 3. Результаты пересчета в кал/см<sup>2</sup> мин? представлены на рис. 8. Табл. 4 дает сводку срочных наблюдений метеостанции Воейково в тот же день 19 мая.

Таблица 4

Время, час. мин.	Облачі (балл	ность О іы)	блачность в зените (баллы) ,	Темпер тура поверхно почвы (°С)	а- Те сти в	Темпера- тура воздуха (°С)		Состояние солнечного диска	
0 30 6 30 9 30 12 30 15 30 18 30 0 30	0/0 Ci 0/0 Ci 0/0 Ci 0/0 Ci 0/0 Ci 3/0 Ci 0/0 Sc	(сл.) (сл.) (сл.) (сл.) (сл.) (сл.) (сл.) (сл.) (сл.)	//0 //0 //0 Сі (сл.) //0 Сі (сл.) //0 —	9,0 11,0 18,4 23,9 23,4 16,4 8,8		10,1 11,9 15,7 18,1 18,9 17,5 11,6		$ \begin{array}{c} \overline{\bigcirc}^2\\ \overline{\bigcirc}^2\\ \overline{\bigcirc}^2\\ \overline{\bigcirc}^2\\ \overline{\bigcirc}^2\\ \overline{\bigcirc}^2\\ \overline{\bigcirc}^2\\ \overline{\frown}\\ \overline{}\\ \overline{}}$	
S (кал/см <sup>2</sup> мии.)	S' (кал/см <sup>2</sup> мин.)	D (кал/см <sup>2</sup> мин.)	S' + D (кал/см <sup>2</sup> мин.)	<i>В</i> (кал/см <sup>2</sup> мин.)	<i>B<sub>L</sub></i> (кал/см <sup>2</sup> мин.)	Влажно (мм)	сть	Ветер (м/сек.)	
0,86 1,22 1,28 1,17 0,64	0,32 0,83 0,97 0,66 0,14	0,13 0,15 0,15 0,13 0,08	0,45 0,98 1,12 0,79 0,22	$\begin{array}{c} -0,10\\ 0,27\\ 0,61\\ 0,75\\ 0,40\\ -0,09\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c c} -0,10\\ -0,09\\ -0,20\\ -0,17\\ -0,18\\ 0,13\\ -0,09\\ \end{array} $	9,0 10,1 9,4 7,3 8,0 8,0 7,6		5 2 4 4 4 1 1	

День и ночь 19 мая 1957 г. характерны почти полным отсутствием облаков, поэтому суточный ход радиации неба может считаться типичным для ясных дней. На рис. 9 и в табл. 5 значения  $E_A$ , полученные по прибору с полиэтилено-

вым фильтром, сопоставляются с  $E_{\rm A}$ , вычисленным по формуле

$$G_0 = \sigma T^4 \, (a^* - b \cdot 10^{-ee}), \tag{6}$$

где значения  $a = 1 - a^*$ ; b и c взяты по Больцу—Фалькенбергу, Чумаковой и Ангстрему; e — влажность воздуха.

Таблица 5

П	Атмосфе ротивоизл	рное учение		$E_{ m A}$ по прибору				$E_{\rm A}$ рассчитанное			
Время, час. мин.	<i>Т</i> прибора	<i>Т</i> воздуха	Σι	Q	$E_{\rm A} - \sigma T^4$	EA	е	по Бренту	по Чума- ковой	по Анг- стрему	
0 30 6 30 9 30 12 30 15 30 18 30 0 30	10,0 15,1 21,1 23,8 23,2 22,1	10,1 11,9 15,7 18,1 18,9 17,5 11,6	B o o -0,12 0,26 0,81 0,90 0,51 -0,05 0,12	ейкол 0,44 0,96 1,07 0,70 0,17	во, 19 мая -0,12 -0,18 -0,15 -0,17 -0,19 -0,22 -0,12	1957 r 0,41 0,39 0,47 0,47 0,44 0,44	9,1 10,5 9,5 7,5 8,0 8,0	0,42 0,44 0,46 0,47 0,48 0,47	0,41 0,41 0,44 0,43 0,47 0,46 0,41	0,40 0,40 0,44 0,43 0,47 0,46	

Тот факт, что после восхода и при заходе солнца  $E_A$ , полученное по прибору, меньше вычисленных значений, объясняется исключительно выпадением росы на внутренней (иногда и внешней) стороне фильтра. Применение эффективной сушилки и герметизация прибора уменьшили указанное занижение  $E_A$ .



Рис. 8. "Радиационный день" 19 мая 1957 г.



Рис. 9. Атмосферное противоизлучение: расчетные данные и данные по прибору с фильтром. E<sub>A</sub>: 1 — по прибору, 2 — по Бренту, 3 — по Чумаковой, 4 — по Ангстрему.

Наконец, приводим табл. 6, где даны значения  $E_A$  из записи ночью 19 мая 1957 г. и результаты одновременных наблюдений, выполненных с пиргеометром Ангстрема компенсационным методом. Расхождение результатов оказалось не более  $1-2^{0}/_{0}$ .

Время,	<i>Т</i>	Т	e	Скорость	Е <sub>А</sub>	<i>Е</i> <sub>А</sub>
час. мин.	прибора	воздуха		ветра	по пиргеометру	по приб <b>ор</b> у
23 15 23 45 0 10 0 30	11,8 11,4 11,3 11,3	12,1 11,6 11,6 11,5	19 мая 1957 8,1 7,8 7,8 7,5	7 r. 1,5 1,5 1,5 1,0	0,39 0,40 0,40 0,41	0,40 0,40 0,41 0,42

Таблица б

#### Заключение

1. Прибор с полиэтиленовой ветрозащитой может значительно облегчить и упростить повседневные наблюдения ДВ-радиации, дает возможность поставить непрерывную регистрацию всех составляющих радиационного баланса. Измерения, произведенные с пробной моделью прибора при использовании отечественного полиэтилена, подтверждают надежность и достаточную точность определения ДВ-потоков радиации в дневное и ночное время.

2. В первой модели прибора применен плоский фильтр. Наиболее удобным был бы полусферический колпак. Однако чрезмерная эластичность тонких пленок полиэтилена затрудняет изготовление такого фильтра.

Шульце [8] изготовляет покровный элемент из пленки 0,1 мм, натянутой на специальный проволочный каркас.

Другим выходом из положения является создание герметически закрытого корпуса для того, чтобы путем нагнетания воздуха внутрь раздувать плоскую пленку до полусферы.

Возможно также и увеличение толщины полиэтиленовой пленки до размеров, когда она уже достаточно хорошо сохраняет геометрическую форму, придаваемую ей горячей формовкой (до 0,3—0,5 мм). Общее ослабление радиации достигнет при этом 20—30%, и потребуются измерения спектрального пропускания для пленок выбранной толщины.

3. Полиэтилен, находящийся на открытом воздухе, подвержен термо- и фотостарению. Вопрос об их влиянии на основные характеристики прибора заслуживает особого внимания. Возможно, потребуется периодическая замена фильтра, что не вызовет особых возражений вследствие дешевизны полиэтилена. Единственным неудобством останется потребность новой градуировки.

4. Остается окончательно не решенным вопрос о борьбе с осаждением росы на фильтре. Применение сушилок и герметизация не решают вопроса полностью.

5. Касаясь точности измерений, надо отметить, что наиболее существенный выигрыш будет получен путем осуществления конструкции фильтра и корпуса прибора, учитывающей динамику теплообмена в системе "воздух фильтр корпус прибора". Корпус прибора не должен иметь большой металлической массы, а для облегчения условий теплообмена корпуса и фильтра с движущимся воздушным потоком нужны металлические дисковые экраны, имеющие хороший тепловой контакт с корпусом и фильтром. Экраны одновременно будут служить направляющими для потока воздуха, делая его обтекающим, без завихрений. Этим самым создаются условия для установления режима теплообмена, близкого к стационарному, для снижения косвенного влияния ветра на показания прибора.

Для повышения точности измерения температуры излучения прибора достаточно применять термосопротивления (металлические или термисторы).

Непрерывная регистрация, особенно с помощью прибора, с двумя приемниками — верхним и нижним — всегда повысит надежность получаемого результата, так как при срочных наблюдениях с излучающим прибором сам наблюдатель оказывается источником целого ряда случайных ошибок.

Эти меры позволили бы приблизить общую точность измерений к существующей точности пиранометрических измерений.

Для дневных измерений при разделении потоков КВ- и ДВ-радиации неизбежно вносится погрешность, равная точности измерений суммарной радиации пиранометром. Исключить ее пока не представляется возможным.

#### ЛИТЕРАТУРА

4. Александров Б. П., Куртенер А. В. Новый метод измерения эффективного лучеиспускания земной поверхности. Метеорология и гидрология, № 3, 1941.

 Хволес С. Б. Опыт работы с дневным пиргеометром. Сб. трудов по агрономической физике, вып. 5, стр. 73—80, АФИ, 1952.
 Кондратьев К. Я., Еловских М. П. Распределение интенсивности эффектив-

3. Кондратьев К. Я., Еловских М. П. Распределение интенсивности эффективного излучения и противоизлучения по небосводу. Изв. АН СССР; № 5, сер. геофиз., 1955.

- Rugg, Smith, Bacon. Infrared spectrophotometric studies on polyetylene. Journ. of Polymer Science, vol. 13, № 72, 1954.
   Гольденберг А. Л. Изучение окисления полиэтилена с помощью инфракрасных спектров поглощения. Материалы совещания по применению спектроскопии в про-мышленности продовольственных товаров и сельском хозяйстве, 4—7 июля 1955 г., ЛГУ.

- Опязтилен. Справочник, ГХИ, 1956.
   Полиэтилен. Справочник, ГХИ, 1956.
   Schulze R. Über ein Strahlungsmessgerät mit ultrarotdurchläßiger Windschutzhaube am meteorologischen Observatorium Hamburg. Geofis. pura e appl., vol. 24, 1953.
   Bolle, Fleischer. Der Einfluss der Lupolen—Absorption auf die Messung und Registrierung der UR-Strahlungsströme. Ann. der Meteorol., 1953/54, H. 11/12.
   Fleischer, Gräfe. Der Jahresgang der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten. Ann. der Meteorol., 1953/54, H. 7/8.
   Pocce Ю. К. Об измерении радиации пиранометрами Янициевского. Изв. АН Эстон-
- Росс Ю. К. Об измерении радиации пиранометрами Янишевского. Изв. АН Эстонской ССР, том VI, сер. технич. и физ.-мат. наук, № 1 и 2, 1957.
   Я ни шевский Ю. Д. Вопросы методики измерений пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
   Fleischer, Gräfe. Die Ultrarotstrahlungströme aus Registrierungen des Strahlungs-bilgentrometer aus Schulze Ann des Materiet. 1955/56 H 1/2
- bilanzmesser nach Schulze. Ann. der Meteorol., 1955/56, H. 1/2.

4.1561

ene.

Б. И.ГУЛЯЕВ

## СПЕКТРАЛЬНАЯ ПОГРЕШНОСТЬ ПРИБОРОВ, ИЗМЕРЯЮЩИХ ФИТОРАДИАЦИЮ

Фиторадиация является одним из видов биологически активной радиации, обусловливающей такой важный для всего органического мира процесс, как фото-



Рис. 1. Спектры действия фотосинтеза различных видов растений. 1 — кукуруза [9], 2 — пшеница [4], 3 — хлорелла (концентрированная суспензия) [4], 4 — хлорелла (разбавленная суспензия) [4], 5 — диатомовая водоросль [4], 6 — зависимость относительного числа квантов от длины волны.

синтез. Аналогично другим видам биологически активной радиации, например световому потоку, она определяется следующим выражением:

$$F = \int_{0}^{\infty} C(\lambda) I_{\lambda} d\lambda, \qquad (1)$$

где  $C(\lambda)$  — функция, выражающая фотосинтетическую активность лучей с различной длиной волны, обычно определяемая как зависимость скорости фотосинтеза от длины волны падающей радиации (так называемый спектр действия фотосинтеза);  $I_{\lambda}$  — интенсивность монохроматической радиации;  $\lambda$  — длина волны.

Функция  $C(\lambda)$  изучалась только для немногих видов растений [5]. Некоторые из существующих экспериментальных кривых представлены на рис. 1. Как можно судить по приведенным выше данным, отдельные кривые для конкретных растений и для различных условий настолько отличаются друг от друга, что получение

какой-то осредненной, стандартизованной кривой, характерной для всех или для многих растений, соответственно которой можно было бы производить измерение фотосинтетически активной радиации (фиторадиации), просто не представляется возможным. Именно по этой причине вопрос о спектральной чувствительности фитоактинометрических приборов до сих пор окончательно не решен.

О путях решения этого вопроса в настоящее время существует несколько различных точек зрения. Так, например, А. Ф. Клешнин [2] в качестве спектральной кривой фитоактинометрических приборов предлагает принять спектр поглошения некоего "среднего" листа. А. А. Ничипорович [4] считает целесообразным раздельное измерение двух участков спектра фиторадиации (от 0,4 до 0,55  $\mu$  и от 0,55 до 0,72  $\mu$ ) и отдельный учет фотосинтетически неактивной радиации (ультрафиолетовой и инфракрасной). Согласно точке зрения, высказанной Е. Рабиновичем [5] и получившей признание среди некоторых наших приборостроителей [1, 8], достаточно неселективное измерение фотосинтетического участка спектра в пределах от 0,4 до 0,72  $\mu$ .

Учет спектральных свойств отдельных листьев и пренебрежение различием фотосинтетической активности лучей с различной длиной волны, безусловно, нельзя считать приемлемым решением задачи измерения фиторадиации. Гораздоболее рационально предложение А. А. Ничипоровича, так как даже самые грубые фильтровые наблюдения за спектральным составом радиации могут оказаться весьма полезными при производстве различного рода специальных исследований. Однако для производства массовых наблюдений прибор с несколькими сменными фильтрами явно непригоден вследствие сложности его эксплуатации, особенно при измерении поглощенной растительностью радиации. Не говоря уже о многократности отсчетов, при измерении прошедшей через растительность радиации возникают дополнительные затруднения из-за значительной неоднородности этой радиации в пространстве.

Что касается раздельного измерения фотосинтетически неактивной радиации с целью оценки ее влияния на тепловой и водный режим растения, то нужносказать, что в формировании указанных режимов растения участвует не только ультрафиолетовая и инфракрасная области спектра, то и фиторадиация, лишь незначительная часть которой идет на фотосинтез [5], вследствие чего при изучении теплового действия радиации следует учитывать интегральную радиацию, пренебрегая в ней малой долей, идущей на фотосинтез.

Е. Рабинович слишком упрощает проблему измерения фиторадиации, и если его точка зрения получила признание среди наших приборостроителей, то только потому, что построение приемников, неселективных в области 0,4—0,7 µ, является задачей несравненно более простой, чем подгонка спектральной чувствительности приборов к кривой какой-то сложной формы.

Здесь предлагается новый путь решения этого вопроса.

Прежде всего соверщенно очевидно, что стандартная функция  $\widehat{C(\lambda)}$  должна быть получена на основании реальных кривых действия фотосинтеза. Однако при этом следует учитывать, что имеющиеся в литературе данные по спектрам действия фотосинтеза относятся лишь к отдельным листьям, тогда как при измерении фиторадиации обычно важно ее действие по отношению к целому растению или даже чаще всего по отношению к целой растительной группировке (к древостою, травостою) с целым комплексом листьев. Спектр действия комплекса, конечно, не изучен, однако он сравнительно легко может быть получен из некоторых косвенных соображений. Известно, что увеличение оптической плотности листьев тела ведет к размыванию спектра его поглощения (действительно, в выражении для спектра поглощения)

$$\int_{0}^{\infty} P(\lambda) d\lambda = 1 - \int_{0}^{\infty} \tau(\lambda) d\lambda - \int_{0}^{\infty} r(\lambda) d\lambda, \qquad (2)$$

где  $P(\lambda)$  — спектральный коэффициент поглощения;  $\tau(\lambda)$  — спектральный коэффи-

циент пропускания и  $r(\lambda)$  — спектральный коэффициент отражения; при  $\tau(\lambda) \rightarrow 0$ ,

 $\int_{0}^{0} P(\lambda) d\lambda \rightarrow \text{const}$ , если член  $\int_{0}^{0} r(\lambda) d\lambda$  мал. Это означает, что растительные

массы значительной оптической плотности (древостой, травостой и даже отдельное, богатое листвой растение) радиацию поглощают почти неселективно. По этой причине представляется возможным исключить из функции  $C(\lambda)$  чрезвычайно изменчивые спектральные свойства растений.

Назовем для краткости спектр действия растения, имеющего неселективное поглощение, спектром фотохимического действия фотосинтеза, или спектром действия поглощенной радиации.



Рис. 2. Спектры фотохимического действия радиации на скорость фотосинтеза.

1-6-см. усл. обозначения рис. 1, 7-спектр действия фотосинтеза по отношению к поглощенной радиации для диатомовой водоросли, 8 - стандартизованный спектр действия по отношению к поглощенной радиации, 9-спектральная чувствительность фитопиранометра.

Спектр фотохимического действия может быть определен непосредственно путем измерения зависимости скорости фотосинтеза от длины волны поглощенной радиации или рассчитан по спектру действия и спектру поглощения по формуле

$$\int^{\infty} C(\lambda) d\lambda = \frac{P(\lambda)_{\text{Make}}}{C'(\lambda)_{\text{Make}} C(\lambda)_{\text{Make}}} \cdot \frac{\int_{0}^{\infty} C'(\lambda) d\lambda}{\int_{0}^{\infty} P(\lambda) d\lambda}, \qquad (3)$$

где  $\int_{0}^{b} C'(\lambda) d\lambda$  — эквиэнергетический спектр действия фотосинтеза;  $\int_{0}^{b} C(\lambda) d\lambda$  —

спектр фотохимического действия радиации,  $C(\lambda)_{\text{макс}}$ ,  $C'(\lambda)_{\text{макс}}$ ,  $P(\lambda)_{\text{макс}}$  — максимумы в соответствующих спектрах.

К сожалению, в литературе почти не имеется данных одновременного измерения спектров действия и спектров поглощения. Поэтому спектр фотохимического действия по формуле (3) нам удалось рассчитать лишь для разбавленной суспензии хлореллы.

Сравнение спектра действия фотосинтеза для концентрированной суспензии хлореллы и спектра фотохимического действия хлореллы (рис. 2) подтверждает то предположение, что спектр действия фотосинтеза значительной оптической плотности практически совпадает со спектром фотохимического действия.

На рис. 2 представлено несколько кривых фотохимического действия, полученных, за исключением кривой для разбавленной суспензии хлореллы, на основании различных допущений.

В качестве спектров фотохимического действия концентрированной суспензии хлореллы и диатомы водоросли приняты непосредственно кривые действия фотосинтеза. Для пшеницы и кукурузы этот спектр получен путем линейной интерполяции между двумя максимумами на спектре действия. Подобная интерполяция допустима, так как "зеленый провал" на спектре действия обусловливается всецело спектральными свойствами растений, однако она заведомо неточна вследствие того, что поглощение большинства растений в обоих максимумах неодинаково.

Даже по этим, весьма приближенным, данным можно судить, насколько выгодно своей стабильностью спектр фотохимического действия отличается от спектра действия фотосинтеза, что значительно облегчает задачу получения стандартизованной функции  $\overline{C(\lambda)}$  (рис. 2). Эта кривая впредь до получения новых экспериментальных данных может быть рекомендована в качестве спектральной кривой фитоактинометрических приборов.

Задача ботаников — обратить самое серьезное внимание на изучение кривых фотохимического действия фотосинтеза различных растений с целью уточнения предлагаемой функции и более точного разрешения задачи измерения фиторадиации.

Переходим к рассмотрению непосредственной задачи настоящей работы — расчету спектральной ошибки приборов, измеряющих фиторадиацию. Определим отдельно погрешности различных приборов относительно истинного значения фиторадиации, описываемой П-образной спектральной кривой (участок спектра от 0,4 до 0,7 µ) и осредненной кривой действия поглощенной радиации.

Относительная спектральная погрешность измерения фиторадиации выражается формулой

$$r = \frac{F' - F}{F}, \qquad (4)$$

где r — относительная погрешность измерения; F' — показание прибора, отградуированного в кал/см<sup>2</sup>мин. фиторадиации; F — интенсивность фиторадиации в кал 'см<sup>2</sup> мин.

Показание прибора F' зависит от того, по излучению какого спектрального состава отградуирован прибор.

Рассмотрим вкратце принцип градуировки приборов.

Если спектральный состав излучения известен, определяя графически отношение

> $\sigma = \frac{\int_{0}^{\infty} C(\lambda) I_{\lambda} d\lambda}{\int_{0}^{\infty} I_{\lambda} d\lambda},$ (5)

измеряя термостолбиком интенсивность интегрального излучения по а затем, формуле

$$F = \circ \int_{0}^{\infty} I_{\lambda} d\lambda, \qquad (5a)$$

можно вычислить интенсивность фиторадиации, при знании которой переводной множитель градуируемого прибора определяется из отношения

$$a = \frac{F}{N}, \tag{6}$$

Труды ГГО, вып. 80

где N — показание прибора в относительных единицах, находящегося в тех же условиях облучения, что и термостолбик, равное

$$N = \int_{0}^{\infty} K(\lambda) I_{\lambda} d\lambda.$$
 (7)

Если спектральный состав радиации неизвестен, числитель в выражении (4) определяется с помощью контрольного прибора, спектральная чувствительность которого равна или близка к стандартизованной функции  $\overline{C}(\lambda)$ .

Исходя из полученных формул, раскроем выражение (2). Подставляя в него формулы (4), (5), (6), (7), получим

 $r = \frac{\int_{0}^{\infty} \overline{C(\lambda)} I_{0,\lambda} d\lambda}{\int_{0}^{\infty} C(\lambda) \overline{I_{\lambda}} d\lambda} \quad \frac{\int_{0}^{\infty} K(\lambda) I_{\lambda} d\lambda}{\int_{0}^{\infty} K(\lambda) I_{0,\lambda} d\lambda} - 1, \qquad (8)$ 

где  $I_{0, \lambda}$  — интенсивность монохроматического излучения контрольного источника, по которому отградуирован прибор;  $I_{\lambda}$  — интенсивность монохроматического излучения, измеряемого прибором.

Как видно из полученного выражения, величина относительной спектральной погрещности приборов определяется соотношением четырех членов.

Погрешность обращается в нуль, если  $I_{\lambda} = I_{0,\lambda}$ , т. е. если спектр наблюдаемого излучения в точности соответствует спектру контрольного излучения и если спектральная чувствительность прибора идентична стандартизованному спектру действия фотосинтеза.

Отсюда вытекает вполне очевидный вывод, что спектральная ошибка тем больше, чем больше расхождение спектральной кривой чувствительности прибора с принятой кривой фотосинтеза и чем больше спектр наблюдаемого излучения отличается от спектра излучения источника, при котором производилась градуировка прибора.

В настоящей работе по формуле [8] производится расчет погрешностей некоторых приборов, применяемых или применявшихся для измерения фиторадиации.

Расчет производился численным интегрированием по известным спектральным кривым чувствительности приборов и спектрам излучения источников, взятым из литературных источников.

В расчет включены следующие виды радиаций:

1. Естественная радиация (прямая, рассеянная при пасмурном или ясном небе, суммарная, спектр которой вычислен по спектру прямой и рассеянной при ясном небе из предположения, что рассеянная радиация составляет 10% от прямой) [6].

2. Естественная суммарная радиация под растительным покровом [2].

3. Излучение ламп накаливания с температурой нити  $T_{\text{пв}} = 2390^{\circ}$  и  $T_{\text{пв}} = = 2840^{\circ}$  К [2].

4. Излучение люминесцентных ламп дневного, белого и синего света, обычно используемых в светокультуре растений [2].

Производился расчет спектральной погрешности следующих приборов:

1) пиранометра Янишевского без фильтра и с водяным фильтром. Кривая спектральной чувствительности пиранометра взята из работы [6]. Кривая пропускания воды из работы [3];

2) селеновых фотоэлементов. Для сравнения взяты 2 марки фотоэлементов: ФАИ и Тунгсрам [6];

3) люксметров ("кривая видности среднего глаза");

4) пиранометра дифференциального с фильтрами (фитопиранометра).

В отношении последнего прибора следует сказать, что этот пиранометр, предназначенный для измерения фиторадиации, с двумя включенными навстречу

арная арная арная арная арная $h_{\odot}, 5$ арная рассея арная $h_{\odot}, 5$ $h$	арная арная Рассеянная Рассеянная $raturn = 45^{\circ}, 5$ $h \odot = 10^{\circ}, 5$ $h \odot = 11^{\circ}, 5^{\circ}, 5^{\circ$	арная Рассеянная Рассеянная арная Рассеянная Рассеянная пация радиация радиация радиация $h_{\odot} = 45^{\circ}, 5$ $h_{\odot} = 10^{\circ}, 10$	арная радиациия арная радиациия пациия радиациия $\Lambda_{\odot} = 45^{\circ}, 5$ $\Lambda_{\circ} = 45^{\circ}, 5$	Вид радиации         Вид радиации           Вид радиации         Вид радиации           арияя         Рассеянная         Излучение ламп           Пация         радиации         Вид радиации           Пация         рассеянная         Излучение ламп           Пация         рассеянная         Излучение дамп           Пация         радиации         накаливация           Пация         Пакаливация         Накаливация           Пакаливация         Накаливация         Накаливация           Пакаливация         Пакаливация         Пакаливация         Пакаливация           Пакаливация <th>Суми</th> <th>h,°,41 =<sub>⊙</sub>ň I I I I</th> <th>ранометр Янишевского —22 же с водяным фильтром</th> <th>леновые фотоэлементы: ФАИ Тунгерам</th> <th>ранометр Янишевского</th> <th>леновые фотоэлементы: ФАИ</th>	Суми	h,°,41 = <sub>⊙</sub> ň I I I I	ранометр Янишевского —22 же с водяным фильтром	леновые фотоэлементы: ФАИ Тунгерам	ранометр Янишевского	леновые фотоэлементы: ФАИ
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Pacces       Pacces         Pacces       Pacces <t< td=""><td><math display="block">\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c</math></td><td>РассеяннаяВид радиацииРассеяннаяВид радиацииРассеяннаяИзлучение лампРассеяннаяИзлучение лампРассея10+32-46-54-16-15+16-15+16-15+16-15+16-15+16-15-16-16-110-17-14-16-110-17-16-17-16-16-17-16-16-16</td></t<> <td>Вид радиации         Вид радиации           Вид радиации         Вид радиации           Рассеянная         Излучение ламп           радиации         Накаливация           Рассеянная         Излучение ламп           радиации         Накаливация           радиации         Накаливация           радиации         Накаливация           <math>1-5</math> <math>-6</math> <math>-32</math> <math>-10</math> <math>-132</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-132</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-132</math> <math>-16</math> <math>-160</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-17</math> <math>-16</math> <math>-17</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-17</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-17</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-16</math> <math>-114</math></td> <th>арная гация</th> <th><math>g'_{\circ}g_{P} = \overset{\bigcirc}{} \eta</math></th> <td>00</td> <td>0000</td> <td>+525 </td> <td></td>	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	РассеяннаяВид радиацииРассеяннаяВид радиацииРассеяннаяИзлучение лампРассеяннаяИзлучение лампРассея10+32-46-54-16-15+16-15+16-15+16-15+16-15+16-15-16-16-110-17-14-16-110-17-16-17-16-16-17-16-16-16	Вид радиации         Вид радиации           Вид радиации         Вид радиации           Рассеянная         Излучение ламп           радиации         Накаливация           Рассеянная         Излучение ламп           радиации         Накаливация           радиации         Накаливация           радиации         Накаливация $1-5$ $-6$ $-32$ $-10$ $-132$ $-16$ $-16$ $-132$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-132$ $-16$ $-160$ $-16$ $-16$ $-17$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-17$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-17$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-17$ $-16$ $-16$ $-16$ $-16$ $-114$	арная гация	$g'_{\circ}g_{P} = \overset{\bigcirc}{} \eta$	00	0000	+525 	
	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Вид радиации         Вид радиации           Нная         Накализации           Вид радиации         Вид радиации           Вид радиации         Вид радиации           Пия         Накаливации           Пия         Пакаливации           101 $-466$ $-93$ $-146$ $-153$ $-154$ $-124$ $-124$ $-153$ $-125$ $-124$ $-126$ $-155$ $-160$ $-100$ $-1010$ $-155$ $-160$ $-1010$ $-1010$ $-160$ $-1010$	Вид радиации         Вид радиации           Нная         Излучение ламп         Излучение ламп           Вид радиации         Вид радиации           Пия         Излучение ламп         Излучение ламп           Пия         Накаливация         Накаливация           10 $-46$ $-93$ $-84$ $+92$ $-13$ $+16$ $-17$ $-169$ $66.000$ (света $-15$ $+16$ $-17$ $-164$ $-17$ $-15$ $-169$ $-101$ $-17$ $-17$ $-15$ $-169$ $-101$ $-17$ $-17$	Рассея радиа	0 = u	+32	1-5820 1+1	+738 -	+112 1125 1125
Вид радиации Вид радиации Накаливации 13.лучение ламп Накаливации -325 $+1-1-55$ $-93-1-1-1-1-1-1-1-1$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	-		никалимин них ламин + 1-1 - 1-1	Излучен	д <b>невно</b> го Света Света	+ 92	$^{+++1}_{0}$	1 074	
Вид радиации         Илл учение ламп         Иллучение ламп           Илл учение ламп         Излучение ламп         Излучение ламп           Излучение ламп         Излучение ламп         Излучение ламп           Излучение ламп         Излучение ламп         Излучение ламп           Излучение ламп         Излучение ламп         Излучение ламп           1         Накаливация         Излучение ламп           1         +22         -93         6елого света           +15         +17         +16         66лого света           +16         0         -54         +92         6елого света           +16         0         -104         +11         +11           +16         0         0         -104         +16           -32         0         1074         1074         1125           -32         0         -16         +16         +16           -32         0         -107         +16         +16           -32         0         -107         +16         +16           -33         0         -17         +16         +16           -33         -10         0         +11         +52           -33	адиации ис ламп Излучение люминесцент- ие ламп Излучение люминесцент- ввация Излучение люминесцент- -54 + 92 белого света +15 + 11 +15 + 12 -54 + 92 $-12$ $+11+15$ + 11 -17 $-17$	Излучение люминесцент- Излучение люминесцент- ных лами + 92 + 92 + 92 + 92 + 92 + 11 + 1 + 11 + 125 + 11 + 125 + 1125 +	+ 1 1 25 + 80 2211 1 96 Синего света 6 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1		•	Суммарная радиация среднего растения		++ <b>+</b> +26 +26		

Таблица 1

9\*

андартный спектр действия		ение люминесцентных ламп	о белого синего света света	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
де <u>С (Л)</u> - с1	И	1 Излуч	дневног света	+ + + + + + + 1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 1 + 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	
$\overline{C(\lambda)}$ $I_{\lambda}d\lambda$ , $r_{\lambda}$	Вид радиаци	гучение ламг акаливания	$7_{\rm HB} = 2840^{\circ} K$	33 33 33 33 33 33 33 -21 33 -21 -21 5 6 6 15 6 6 15 17 -15 17 -15 17 -21 -23 -21 -23 -21 -23 -21 -23 -23 -21 -23 -23 -23 -23 -23 -23 -23 -23 -23 -23	
ации $(F = \int_{0}^{\infty} p_{\text{адиации}}$		нная Изл ция н	01 = n	$\begin{array}{c} -12 \\ -110 \\ +126 \\ +34 \\ +36 \\ +11 \\ +36 \\ +11$	
н фиторади: глощенной	-	Рассея радиа	0 = <i>u</i>	+ + 1 + 3 + 20 + 20 + 33 + 20 + 20 + 33 + 20 + 20 + 20 + 20 + 20 + 20 + 20 + 20	
измерени: по			ммарная адиация	£'₀£₹= <sup>⊙</sup> ų	+ + 27 + 133 + 13
погрешности	-	C C	₽ <sup>,</sup> °₽1=⊙ <i>ň</i>	+10	
носительные спектральные			Приборы	Селеновые фотоэлементы: ФАИ	
0TI	ЯИ	нротон	қ онтрольн <b>ы</b> й радиации	винбидба венарами В.° $Bh = 2840^{\circ} K$ при $\lambda$ орано $\chi$ В.° $Bh = 0, \delta h$ при $\lambda$ орано $\chi$ В.° $Bh = 0, \delta h$ при $\lambda$	

			B KaJ/CM <sup>2</sup> M	ин. фиторад В	иации вид радиации				
Суммарная радиация Р	я радиация Р		ассеянная	и радиация	Излучение лам	п накаливания	Излучени	е люминесцентн	ых ламп
$h_{\bigcirc} = 14^{\circ}, 4 \left[ h_{\bigcirc} = 45^{\circ}, 5 \right]$	$h_{\bigodot}=45^{\circ},5$		u = 0	n = 10	$T_{\rm ub} = 2390^{\circ} {\rm K}$	$T_{\rm ub} = 2840^{\circ} {\rm K}$	дневного света	белого света	синего Света
0,37 0,47	0,47		0,64	0,34	0,025	0,056	0,96	0,35	0,97
0,32 0,39	0,39		20	0,31	0,024	0,053	0,77	0,81	0,77
0,85	0,83		,79	0,93	96 0	0,94	0,79	0,85	62'0
0,45 • 10 <sup>-5</sup> 0,44 • 10 <sup>-5</sup> 0,55	0,44 . 10-5	0,59	) . 10 <sup>-5</sup>	0,44 • 10 - 5	0,62 . 10-5	0,52 · 10 <sup>-5</sup>	0,53 • 10 <sup>5</sup>	0,46 • 10 <sup>-5</sup>	0,82 · 10 <sup>-4</sup>
3,20 3,05 C	3,05	<u> </u>	,41	0.31	0,43	0,36	0,37	0,32	0,57

Доля фитерадиации в интегральном излучении различных источников и коэффициенты для перевода люксов

батареями одинаковой чувствительности покрыт разными фильтрами (КС-19 и ЖС-4). Прибор изготовлен в ГГО. Спектральная характеристика представлена на рис. 2.

Основные результаты расчетов представлены в табл. 1 и 2. Погрешности вычислены для случая, когда контрольным источником радиации является суммарная радиация при  $h_{\odot} = 45^{\circ}, 5$ , и для случая, когда контрольный источник — лампа накаливания с температурой нити T<sub>цв</sub> = 2840° К. В табл. 1 приведены относительные погрешности измерения фиторадиации, задаваемой П-образной кривой (радиация в пределах 0,4-0,7 µ), в табл. 2 — задаваемой кривой фотохимического действия  $C(\lambda)$ .

Из анализа данных, полученных в указанных таблицах, вытекают следующие выволы:

1. Пиранометр без фильтров и пиранометр с водяным фильтром совершенно непригодны для измерения фиторадиации. Однако излучение люминесцентных ламп, которое почти целиком заключено в пределах от 0,4-0,7 µ, может измеряться с помощью любого неселективного или малоселективного в широких участках спектра приемника (пиранометра, термостолбика и т. д.), но только отградуированного по отношению к интегральной радиации.

2. Разница между фотоэлементами марки ФАИ и Тунгсрам несущественна. Применяя различные переводные множители для естественных условий при наблюдениях излучения ламп накаливания и излучения люминесцентных ламп, эти типы фотоэлементов могут применяться для сравнительно грубых измерений без корригирующих фильтров.

Предназначая прибор для более точных измерений, необходима подгонка кривой спектральной чувствительности к стандартной кривой действия.

По отношению к фиторадиации, задаваемой спектром действия падающей радиации, селеновые фотоэлементы дают немного худшие результаты, чем по отношению к фиторадиации в области 0,4-0,7 µ.

3. Люксметр по своей точности при измерении фиторадиации заметно уступает селеновым фотоэлементам, хотя в табл. 2 разница между ними гораздо меньше.

4. Фитопиранометр — весьма удовлетворительный прибор при измерении фиторадиации, заключенной в области 0,4-0,7 µ, но нуждается в улучшении, если измерять радиацию соответственно спектру фотохимического действия.

Следует особо подчеркнуть важность очень строгого подхода к выбору источника градуировки прибора. Спектр излучения контрольного источника должен быть ближе к тем условиям, в которых приходится вести наблюдение. Для сильно отличающихся радиационных условий следует пользоваться различными переводными множителями.

В табл. З представлены отношения фиторадиации к интегральной радиации, показывающие долю фиторадиации в интегральной радиации, а также коэффициенты для перевода люксов в фиторадиацию (в кал/см<sup>2</sup> мин. и в эрг/см<sup>2</sup> сек.).

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белл Л. Н. Об использовании люксметров и селеновых фотоэлементов для измере-ния физиологической радиации. Физиология растений, АН СССР, т. 3, вып. 2, 1956.

- 2. Клешнин А. Ф. Растение и свет. Изд-во АН СССР, 1954. 3. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеоиздат, 1956. 4. Ничипорович А. А. К вопросу о методах и единицах учета лучистой энергии в физиологии растений.
- 5. Рабинович Е. Фотосинтез, т. 2. Изд-во АН СССР, 1953. 6. Юров С. Г. и Хазанов В. С. Фотометрические свойства селеновых фотоэле-
- ментов. Успехи физических наук, т. 38, вып. 4, 1949.
  Я ни шевский Ю. Д. Вопросы методики измерения пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.
  Вторая Всесоюзная конференция по фотосинтезу. Тезисы докладов. Изд. МУ, 1957.
- 9. Bula R. I., Smith D. and Miller E. Measurements of light beneath a small-grain companion crop as related to legume es tablishment. Botanical Gasette, vol. 115, The 3, 1954.

10. Withrow R. B., Pricex. Plant physiology, 32, № 3, 1957.

Б. И. ГУЛЯЕВ

# РАСЧЕТ КОСИНУСНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИБОРОВ С ВЫПУКЛЫМ ПРОЗРАЧНЫМ СТЕКЛОМ

Выпуклые прозрачные стекла могут быть применены как в приборах, измеряющих общую радиацию, для защиты приемника от посторонних внешних воздействий (например, в пиранометрах), так и в приборах, измеряющих ограниченные спектральные области, в виде выпуклых фильтров. Поэтому расчет прозрачности подобного рода стекол (колпачков) при различных углах падения радиации должен представлять значительный практический интерес.

Расчет прозрачности полусферического колпачка для различных углов падения радиации с учетом влияния каустики при положительных углах падения радиации произвел Вернер [1]. В настоящей работе, представляющей в известной степени продолжение работы Вернера, производится расчет зависимости интегральных коэффициентов пропускания для колпачков с различной кривизной поверхности (с учетом каустики) от угла падения радиации. Расчет прозрачности колпачков с малой кривизной поверхности имеет особое значение при выборе колпачков пиранометров для компенсирования резкого возрастания их чувствительности при больших углах падения радиации, происходящего за счет засвечивания боковых спаев приемника [3].

В настоящей работе производится также уточнение результатов расчета каустики, произведенного Вернером. Полученные Вернером расчетные данные о влиянии каустики на приемник, покрытый полусферическим колпачком, явно завышены. Так, при больших углах падения радиация, получаемая приемником за счет каустики, согласно данным Вернера, составляет до 35% прямой радиации, падающей на перпендикулярную поверхность.

И, наконец, в настоящей работе рассматривается вопрос о влиянии состояния поляризации падающей радиации на прозрачность выпуклых стекол при различных углах падения радиации. Этот вопрос в работе Вернера не затрагивается.

Метод расчета прозрачности полусферического колпачка по отношению к прямой радиации, примененный Вернером, вкратце состоит в следующем.

Полусфера разбивается на 9 кольцевых зон шириной 10°, и вычисляются площади проекции кольцевых зон на приемник, который при  $z \neq 0°$  принимает форму эллипса. Затем площади проекций отдельных кольцевых зон умножаются на коэффициент прозрачности плоского стекла при среднем угле падения радиации на поверхность каждой кольцевой зоны, и полученные величины суммируются. Этот метод не лишен громоздкости и малоудобен для расчетов.

В настоящей работе принят другой, более простой метод расчета. Согласно этому методу, для той части поверхности колпачка, через которую проходит пучок направленной радиации, попадающей на приемник, для каждого угла падения радиации рассчитывается средний угол падения радиации на эту поверхность, а затем по известным формулам Френеля для прошедшей радиации непосредственно определяется прозрачность колпачка. Средний угол определяется по формуле

$$\overline{i} = \arccos \frac{S_p}{S_{c\phi}}, \qquad (1)$$

где  $S_p$  — эффективная поверхность приемника, равная площади эллипса с большой осью, равной радиусу приемника, и с малой осью *b*, равной

$$b = r_{\rm np} \cos z \sec \left[ \arccos \left( \frac{R-h}{R} \sin z \right) \right]; \tag{2}$$

Scф — поверхность части сферы, вырезаемой на ней проекцией эллипса.



Рис. 1. К расчету среднего угла падения радиации на эффективную часть сферы.

Выражение [2] получено по рис. 1 из простых геометрических соображений. Принятые обозначения:

 $O'D = r_{np}$  — радиус приемника; O'B = h — высота колпачка; OB = R — радиус сферы. Площадь  $S_p$ , учитывая [2], равна

$$S_p = r_{\rm np}^2 \cos z \, \sec \left[ \arccos \left( \frac{R-h}{R} \sin z \right) \right]. \tag{3}$$

Площадь  $S_{c\phi}$  определяется из выражения

$$S_{c\phi} = R^2 \int_{0}^{2\pi} d\psi \int_{0}^{\beta} \sin \alpha \, d\alpha, \qquad (4)$$

где β и α — углы, образованные данным направлением с нормалью; ψ — азимут. Угол β равен

$$\beta = \arcsin \frac{b}{R\sqrt{1 - \varepsilon^2 \cos^2 \psi}}, \qquad (5)$$

где є — эксцентриситет эллипса.

Интегрируя уравнение (4) и подставляя вместо  $\beta$  его значение по формуле (5), получаем

$$S_{c\phi} = 2\pi R^2 - 4R^2 \int_{0}^{\frac{\pi}{2}} \cos\left(\arcsin\frac{b}{R\sqrt{1-\varepsilon^2\cos^2\psi}}\right) d\psi.$$
(6)

136 -

Полученное выражение можно решить численно, записав его в следующем виде:

$$S_{c\phi} = 2\pi R^2 - 4R^2 \sum_{0}^{\overline{2}} \cos\left( \arcsin \frac{b}{R \sqrt{1 - \epsilon^2 \cos^2 \overline{\psi}}} \right) \Delta \psi.$$
(7)

По результатам расчетов, выполненных по полученному выражению, построен график на рис. 2. На этом графике по оси ординат отложены значения прозрачности (интегральные коэффициенты пропускания), по оси абсцисс — высоты стеклянных колпачков. Каждая кривая на рисунке представляет изолинии z.

Полученный график может быть использован при выборе компенсационного колпачка. При этом лучше использовать зависимость чувствительности прибора





(пиранометра) от угла падения радиации, полученную без колпачка. При отсутствии таких данных можно использовать кривую зависимости для пиранометра с приподнятой батареей, поскольку в этом случае характер кривой при больших углах падения объясняется в основном только эффектом засвечивания.

Условием компенсации является выполнение следующего равенства:

$$p(z) = \frac{E_0}{E(z)},$$

где *p*(*z*) — пропускание колпачка при угле падения;

E(z) — чувствительность прибора при угле падения;

*Е*<sub>6</sub> — чувствительность прибора при нормальном угле падения.

В качестве конкретного примера рассмотрим кривую зависимости переводного множителя пиранометра с приподнятой батареей от угла падения радиации, взятой





из работы [3] (рис. 3, кривая *a*). Возьмем в качестве исходной точки компенсации на кривой *a* значение  $\frac{E_0}{E(z)}$ , равное 0,83 при  $z = 80^{\circ}$ . На рис. 2 этому значению соответствует высота колпачка, равная примерно 0,2 радиуса сферы. Зависимость переводного множителя пиранометра с таким колпачком от угла падения радиации изображена кривой  $\delta$  на рис. 3.

У колпачков с малой кривизной поверхности начинает сказываться изменение длины пути луча в стекле, изменяющее спектральную кривую его пропускания. Произвести оценку изменения спектральной кривой пропускания выпуклых стекол можно по изменению среднего угла падения радиации на действующую поверхность колпачка при изменении угла падения радиации на приемник, пользуясь формулой Буге.

На рис. 4 представлены максимальные величины изменения среднего угла падения радиации на действующую поверхность колпачка при изменении угла падения радиации и средней длины пути луча в стекле при различных углах падения для стекол с различной кривизной поверхности. Соответствующий подсчет по формуле Буге показывает, что для выпуклого стекла высотой h = 0.2 максимальный сдвиг коротковолновой границы спектра пропускания не превышает 3-5  $m\mu$ .

Ослабление рассеянной радиации, поступающей под колпачок, можно рассчитать по известной формуле (3)

$$p_D = \sum_{j=1}^{j=n} \Delta D_j \overline{p(z)_j},$$

где

$$\Delta D = \frac{2\pi}{D} \int_{z_1}^{z_2} \sin z \cos z \, dz.$$

Представление о влиянии соотношения радиуса приемника и радиуса колпачка для полусферы на коэффициент пропускания p(z) дает нижеследующая таблица:

	· ·				<i>z</i>		<u> </u>	
Раз	меры приемника	0	20	40	60	70	80	85
· · ·	$r_{np} = R$ $r_{np} = 0,75R$ $r_{np} = 0,50R$	0,91. 0,99 1,00	0,96 0,99 1,00	0,97 1,00 1,00	0,99 1,00 1,00	0,99 1,00 1,00	0,99 1,00 1,00	1,00 1,00 1,00

С уменьшением высоты колпачка влияние указанного соотношения на прозрачность колпачка убывает (для плоской пластинки оно равно нулю).

Зависимость прозрачности выпуклых стекол от состояния поляризации падающей радиации можно рассчитать по формулам Френеля для поляризованного света по определенным выше средним углам. Результаты расчетов представлены в табл. 1. Влияние поляризации радиации, как показывают полученные данные, значительно возрастает с уменьшением кривизны стекла и с увеличением отношения радиуса приемника к радиусу колпачка. Таким образом, применение колпачков с малой кривизной поверхности требует осторожности.

Для расчета каустики выделим прежде всего ту часть сферической поверхности колпачков, которая принимает непосредственное участие в образовании каустики, для чего определим предельные вертикальные и горизонтальные углы (рис. 5), ограничивающие эту область.

(8)



Рис. 5. К расчету предельных горизонтальных углов Фпред при расчете каустики.

OK = R -раднус колпачка,  $OF = r_{np} -$ раднус приемника, FL -направление падающего луча, LM - направление отраженного луча, ф — угол, образованный направлением от центра сферы к точке отражения с направлением падающего луча.



Рис. 6. К расчету малой оси эллипсов, предельных вертикальных углов  $\beta_{npen}$  и среднего угла

## падения радиации і.

падения радиация г. OB = R - радиус полусферы, O'B = h - высота колпачка, $O'C = <math>r_{\Pi D}$  - радиус приемника, SE - направление падаю-щего луча, CE - направление отраженного луча, z - угол падения радиация на приемник,  $\theta$  - угол, составляемый от-раженным лучом с плоскостью приемника,  $\beta$  - вертикальный угол, образованный направлением от центра сферы к точке отражения с нормалью.

Таблица Отклонение коэффициентов пропускания выпуклых стекол для вояностью поляризованного света от коэффициентов пропускания

		-					yro.	п паден	ия рали	ации					
Размеры стекла			0	10	50		0	40	20		09	70	80		85
	- I	 	19	-26	-24		9	-13	6	5	- 7	5	-3		
$h = R; r_{np} = R$	- <b>I</b>	+	18,5	+15,6	+12	+		+10	+8		⊢6,4	+5,4	+3	.ئ 	-3
$h=R; r_{\rm np}=0,5R$		-r	-1,9 +2,0	-1,9 +1,8		0 0	1,9	-1,7 + 1,4	<b>i i i</b>	9.6	-1,2 +1,2	+ 1,1 + 1,1	<b>i</b> +		-1,1-
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			-2	-2	2			. °.	-3		-3,5	-4,4			-7
$h = 0.5R; r_{\rm np} = 0.5r_{\rm cr}$	+ <b>/</b>	т. 	F2,4	+2,4	+2,	4 - +	2,5	+2,5	+5		+5	+5,5	+		64
	I		-2	-2	-2,	4	3	4	-4		-6-	<b>–</b> 10	- 20	<b>I</b>	23
$h = 0,25R; r_{\rm inp} = 0,5r_{\rm cr}$	<b>,</b>		+1,5	+2	+2	+- 	ۍ ب	+5	+5	+	10	+10	+12	+-	12,5
	I	<u>.</u>	0	, <b>-</b> ,	-	0 0	-5,3	-6,1	Ē		18,5	-30,0	-42	. 0	.[
$0 = \eta$			0		+	+	5,3	+6,1	+11		18,5	+30,0	+42	.0	ſ
	ли ринс	มีกักกร	C BHUV	K II KIM II	neusou	ным ст	еклом	(R Ta(	ดัสนาค เ	пикело	ены от	инашон.	лап в	Габли ании	гца 2
доставляемой каус	тикой к	йомвди	радиац	(ии, пад	цающей	на пр	иемни	к с инт	енсивн	юстью,	равно	й един	іице)		
					-	<b>Vro</b>	л паде	ния рал	циации	-	-	.			
Размеры колпачка	10	20	30	40	50	60	70	80	85	06	95	100	110	120	130
$h = R; r_{np} = R$	0,01	0,05	0,10	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,10			. 1		

141

00 C

0,02

0 0

0,06 0,01 0

0,08 0

0,12 0,01 0

0 0

0 0

00 0

0

0

0

0 0 0

0 0 0

0 0.0

 $h = 0,50R; r_{\rm np} = 0,75r_{\rm cr}$  $h = R; r_{np} = 0,75R$  $h = R; r_{np} = 0,50R$ 

0,10

0,10 0 0

0,01

0 0

0 0

Верхний предельный вертикальный угол  $\beta'_{npea}$  определяется по рис. 6 и из выражения

$$\frac{\sin\left(\beta_{npeg}^{\prime}+z\right)}{\sin\left(2\beta_{npeg}^{\prime}-\beta^{\prime}+z\right)}=\frac{\sqrt{(R-h)^{2}}+r_{np}^{2}}{R},\qquad(9)$$

где β' — угол между радиусом сферы, проведенным к окружности приемника, и радиусом, образующим угол с нормалью β

$$\beta' = \beta - \arctan \frac{r_{np}}{R-h}$$
.

Нижний предел при  $0^{\circ} \leq 90^{\circ}$  равен  $90^{\circ}$ , при  $z > 90^{\circ}$  он равен

$$\beta'_{\text{пред}} = 2z + \beta' - 180^{\circ}. \tag{9a}$$

Предельный горизонтальный угол, согласно рис. 5, равен

$$\psi_{npea} = 180^{\circ} - 2 \operatorname{arc} \cos \frac{r_{np}}{R} \,. \tag{96}$$

Разобьем ограниченную этими углами область на ряд кольцевых зон и определим среднюю интенсивность отраженной радиации от каждой зоны. Для решения этой задачи определим средний угол, под которым проходит радиация, падающая на поверхность кольцевой зоны, через внешнюю поверхность сферы и средний угол падения радиации на поверхность отражающей кольцевой зоны. Эти углы равны между собой, так как равны между собой указанные поверхности.

Средний угол находим по формуле (1). При этом поверхность кольцевой зоны определяем выражением

$$S_{\mathbf{c}\phi, j} = R \int_{\psi_{i}}^{\psi_{a}} d\psi \int_{\beta_{b}}^{\beta_{H}} \sin \varphi \, d\varphi = R^{2} \Delta \psi \left( \cos \beta_{b} - \cos \beta_{H} \right). \tag{10}$$

Площадь проекции кольцевой зоны, согласно рис. 5 и 6, равна

$$S_{\text{np},j} = -2R \sin \overline{\beta}_j \sin \frac{\beta_{H,j} - \beta_{b,j}}{2} \cos \left(z + \overline{\beta}_j\right) \cos \psi_j, \qquad (11)$$

где  $\beta_b$  и  $\beta_H$  — вертикальные углы, ограничивающие *j*-тую кольцевую зону.

Зная средний угол падения на внешнюю и внутреннюю поверхность сферы, по известным формулам Френеля для прошедшей и отраженной радиации вычисляем среднюю интенсивность радиации для каждой отражающей зоны.

Так как радиация от различных кольцевых зон колпачка отражается на приемник под разными углами, то следует интенсивность отраженной радиации умножить на синус угла θ, средний для каждой кольцевой зоны.

Интенсивность радиации, приходящей на приемник от всей отражающей области сферы, вычисляется по формуле

$$I(z) = \sum_{j=1}^{j=n} S_{c\phi,j} \overline{I_{z,j}} \sin \theta_{z,j} =$$

$$= -R^{2} \sum_{j=1}^{j=n} \Delta \psi_{j} (\cos \beta_{b,j} - \cos \beta_{H,j}) \overline{I}_{z,j} \cos (2\overline{\beta}_{j} + z), \qquad (12)$$

где I<sub>z</sub>, *j* — средняя интенсивность отраженной от *j*-той кольцевой зоны, радиации;  $S_{c\phi, j}$  площадь *j*-той кольцевой зоны; остальные обозначения прежние. Эффект вторичного отражения не учитывался, поскольку, согласно оценке

Вернера, оно составляет лищь 1-7% от первичного отражения.

Результаты расчетов каустики представлены в табл. 2. Они весьма хорошосогласуются с экспериментальными данными [2].

#### ЛИТЕРАТУРА

Wörner H. Die Schwächung der Sonnen — und Himmelstrahlung beim Durchgang durch ebene und halbkugelförmige Glasflächen. Zs. f. Met. B. 7, H. 10, 1953.
 Росс Ю: К. Об измерении радиации пиранометрами Янишевского. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 1, 1957.
 Янишевский Ю. Д. Вопросы измерения ширанометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1951.

## СОДЕРЖАНИЕ

Н. Г. Болдырев, О. Д. Бартенева. Визуальная методика определения ме-	-
теорологической дальности видимости и ее испытание на сети гидрометео-	•
станций	3
П. Г. Махоткин. Итоги работ по изучению вариаций прямой солнечной ра-	
диации	11
Л. Г. Махоткин. Закономерности изменения рассеянной радиации при безоблач-	<u></u>
ном небе	$\langle 17 \rangle$
Л. Г. Махоткин. О вычислении возможных суточных сумм прямой радиации	23
Д. Л. Грищенко. Зависимость альбедо моря от высоты Солнца и волнения мор-	
ской поверхности	32
Э. Д. Бартенева, А. А. Бутылев. Видимость цветных огней в полевых усло-	
виях	39
А. Е. Тер-Маркарянц. О расчете альбедо водных поверхностей	45
Е. П. Барашкова. Некоторые закономерности в режиме суммарной радиации	51
Е. П. Барашкова. Рассеянная радиация в Карадаге	70
Е. П. Барашкова, Опыт расчета дневных сумм суммарной радиации по сроч-	
ным наблюдениям	88
Е. П. Барашкова. Мутность атмосферы в Карадаге	.97
З. И. Голиков. К вопросу об измерении инфракрасной радиации прибором с ветро-	<i>,</i> -
зашитой из полиэтилена	112
5. И. Гуляев. Спектральная погрешность приборов, измеряющих фиторадиацию	126
5. И. Гуляев. Расчет косинусной характеристики приборов с выпуклым прозрач-	
ным стеклом	135

HMMES OFO RETEOP( NACTY

Редактор В. Д. Писаревская Техн. редактор А. Н. Сергеев Корректоры: Ф. И. Межиковская и Н. И. Оршер

Стр.

Сдано в набор 21/XI	1958 г.		Г	Тодписано	к печати	3/IV	1959 г.
Бумага 70×1081/16.	Бум. л.	4,5.	Печ. л.	12,33.	Уч	изд. л.	13,79.
Тираж 1200 экз.		M-21	1925.		Ин	ідек <b>с</b> Г	`Л-374.
Гидрометеороло	гическое из,	дательство.	Ленинград,	В-53, 2-я	линия, д.	№ 23.	
Заказ .	№ 460.		Ц	ена 9 руб.	65 коп.		

8-я типография Ленсовнархоза Управления полиграфической промышленности, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.