

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ  
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

*Выпуск*

445

АКТИНОМЕТРИЯ,  
АТМОСФЕРНАЯ ОПТИКА  
И ОЗОНОМЕТРИЯ

Под редакцией  
д-ра техн. наук Г. П. ГУЩИНА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

УДК 551.501

551.521.12 ; 551.510.534

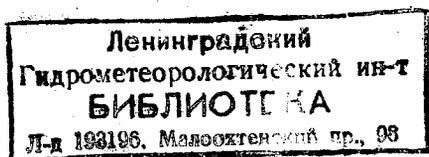
В сборнике публикуются работы о методике измерений, обработки, контроля и результатах измерения отдельных составляющих радиационного баланса, спектральной прозрачности атмосферы и аэрозоля, дальности видимости и общего содержания атмосферного озона.

Сборник предназначен для научных работников и специалистов в области физики атмосферы.

The publication contains works on the procedures for measurement, processing and control as well as on measurement results of individual components of the radiation balance, the spectral transparency of the atmosphere and aerosol, visibility range and the total content of atmospheric ozone.

The publication is meant for researchers and specialists in atmospheric physics.

310497



A 20807-198 28-80(1). 1903040000  
069(02)-80

© Главная геофизическая обсерватория  
им. А. И. Воейкова (ГГО), 1980 г.

*Е. П. Барашкова*

## О ВОЗМОЖНОСТИ КОНТРОЛЯ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Внедрение механизированных способов обработки актинометрической информации требует разработки автоматизированных методов контроля. В настоящее время при критическом контроле к результатам механизированной обработки информации, получаемой в стандартные сроки, предъявляются два требования:

- 1) суммарная радиация не должна превосходить  $1,39 \times 10^3$  Вт/м<sup>2</sup>,
- 2) все другие составляющие радиационного баланса и радиационный баланс, наблюдаемые в тот же срок, не должны превышать суммарной радиации.

Эти требования являются необходимыми, но недостаточными при критической оценке средних месячных значений.

В «Руководстве по контролю актинометрических наблюдений» [6] указывается, что средняя интенсивность радиации при ясном небе может быть использована для оценки качества материала наблюдений. Величина суммарной радиации при безоблачном небе  $Q_0$  определяется главным образом высотой солнца  $h_{\odot}$  и в значительной меньшей степени зависит от прозрачности атмосферы и альbedo подстилающей поверхности [5]. Зависимость  $Q_0$  от  $h_{\odot}$  с достаточной степенью приближения представляется формулой из работы [3], широко используемой в последние годы для нормирования суммарной радиации [4, 8],

$$Q_0 = \frac{S_0 \sin h_{\odot}}{1 + f / \sin h_{\odot}}, \quad (1)$$

где  $S_0$  — солнечная постоянная,  $f$  — параметр, зависящий от прозрачности атмосферы и альbedo подстилающей поверхности.

На основании данных, представленных в монографии [7], являющихся обобщением результатов наблюдений на актинометрической сети за многолетний период, мы получим, что для подстилающей поверхности без снега  $f$  меняется от 0,161 до 0,410, а для поверхности, покрытой снегом, — от 0,08 до 0,25. Эти

изменения  $f$  связаны с экстремальными изменениями мутности атмосферы за период наблюдений. При рассмотрении радиации за отдельные месяцы следует ожидать меньшей изменчивости  $f$ , а следовательно, и  $Q_0$ . Для выяснения вопроса об изменчивости  $f$  на территории СССР в пределах одного месяца мы использовали результаты измерений 33 станций за 1965 г., опубликованные в актинометрических ежемесячниках [2].

Таблица 1

Пределы изменения параметра  $f$  формулы Берлянда

Месяц	Параметр	Высота солнца							Число случаев	
		10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	в указанном пределе	вне его
I	$f_{\min}$	0,06	0,06	0,06	}				209	2
	$f_{\max}$	0,20	0,20	0,20						
	$\bar{f}_{\min}$	0,10	0,10	0,10						
	$\bar{f}_{\max}$	0,20	0,20	0,20						
IV	$f_{\min}$	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	892	—	
	$f_{\max}$	0,25	0,25	0,30	0,30	0,30	0,30			
	$\bar{f}_{\min}$	0,10	0,10	0,10	0,15	0,15	0,15			
	$\bar{f}_{\max}$	0,25	0,25	0,25	0,30	0,30	0,30			
VII	$f_{\min}$	0,10	0,10	0,10	0,15	0,17	0,20	0,20	823	20
	$f_{\max}$	0,30	0,30	0,30	0,35	0,35	0,35	0,35		
	$\bar{f}_{\min}$	0,10	0,15	0,15	0,20	0,20	0,25	0,30		
	$\bar{f}_{\max}$	0,25	0,25	0,25	0,25	0,30	0,30	0,35		
X	$f_{\min}$	0,08	0,10	0,15	0,15	0,15	}	397	8	
	$f_{\max}$	0,15	0,25	0,25	0,25	0,30				
	$\bar{f}_{\min}$	0,08	0,08	0,10	0,10					
	$\bar{f}_{\max}$	0,15	0,20	0,20	0,25					

В табл. 1 приведены пределы изменения  $f$  для четырех месяцев, представляющих различные сезоны, как по наблюдениям за отдельные дни ( $f$ ), так и по осредненным за месяц выборкам ( $\bar{f}$ ), соответствующим  $\odot^2$  и общей облачности  $n_0 \leq 2$  балла. Характерно для всех месяцев то, что минимальные значения параметра  $f$  соответствуют арктическим пунктам, где отмечаются более высокие значения альbedo подстилающей поверхности и прозрачности атмосферы, а максимальные значения  $f$  соответст-

вуют пунктам наблюдений, расположенным в крупных городах или вблизи от них.

За период декабрь—март, когда на территории СССР более однородные условия, вся совокупность результатов измерений за месяц располагается между двумя огибающими, которые могут быть представлены формулой М. Е. Берлянда с постоянными параметрами  $f$  ( $f_1$  и  $f_2$ ). В другие месяцы значения  $Q_0$ , наблюдаемые в разных пунктах, соответствуют весьма различным значениям альbedo и более существенным изменениям прозрачности, поэтому только отдельные участки огибающих могут быть представлены формулой Берлянда с постоянным значением  $f$ , при этом с ро-

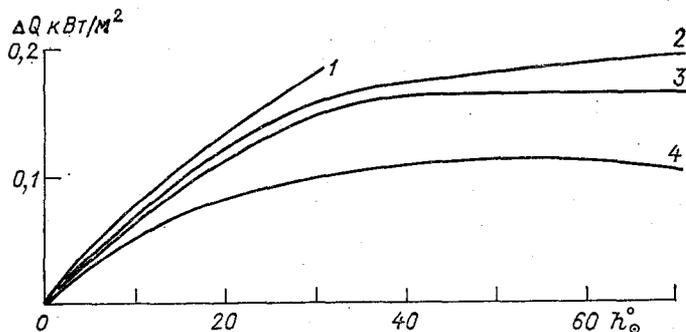


Рис. 1. Максимальные различия в значениях суммарной радиации при ясном небе и заданной высоте солнца.

1 — по данным С. И. Сивкова [7] для подстилающей поверхности, покрытой снегом, 2 — то же для поверхности без снега, 3 — по выборкам (при  $\odot^2$  и облачности  $n \leq 2$  балла) за отдельные дни 1965 г. 4 — по осредненным за месяц выборкам.

стом  $h_0$  происходит увеличение  $f$ . Для средних значений  $Q_0$  между огибающими также характерна зависимость  $f_{\text{ср}}$  от  $h_0$ . Осредненная по всем месяцам зависимость  $f_{\text{ср}}(h_0)$  приблизительно может быть представлена в виде  $f_{\text{ср}} = 0,11 + 0,0024h_0$ .

Из табл. 1 также следует, что значения  $\bar{f}$ , полученные на основании осредненных выборок, меняются в несколько меньших пределах, чем значения  $f$ . На рис. 1 приведены наибольшие значения  $\Delta Q_0 = Q_{0 \text{ max}} - Q_{0 \text{ min}}$  при заданных высотах солнца, наблюдаемые при  $\odot^2$  и  $n_0 \leq 2$  балла, полученные как за отдельные дни, так и на основании средних месячных значений. Там же для сравнения приведены  $\Delta Q_0$  по данным С. И. Сивкова [7]. Пределы изменения осредненных за месяц значений  $\bar{Q}_0$  уменьшаются в 1,5—2 раза по сравнению с пределами изменения  $Q$  за отдельные дни. Для  $0^\circ \leq h_0 \leq 30^\circ$   $\Delta Q_0$  существенно зависит от высоты солнца и практически не меняется при  $h_0 > 30^\circ$ . Зависимость  $\Delta Q_0$  от  $h_0$  для средних месячных значений  $Q_0$  может быть приблизительно представлена в виде  $\Delta \bar{Q}_0 = 0,014 + 0,014\sqrt{h_0}$ . Оказалось практически

возможным средние месячные значения  $\bar{Q}_0$  по всем пунктам для каждого месяца представить в виде

$$\bar{Q}_0 = \frac{1,36 \sin h_{\odot} \cdot \frac{1}{m}}{1 + \frac{(0,11 + 0,0024h_{\odot})}{\sin h_{\odot}}} \pm (0,007 + 0,007 \sqrt{h_{\odot}}). \quad (2)$$

Здесь  $m$  — коэффициент, учитывающий изменение расстояния между Солнцем и Землей.

Более точные соотношения  $\bar{Q}_0$  и  $h_{\odot}$  могут быть получены для фиксированных значений альбедо подстилающей поверхности. Другую возможность контроля суммарной радиации при безоблачном небе дает зависимость  $Q_0$  от отдельных ее составляющих — прямой и рассеянной радиации. С. И. Сивковым [7] была предложена следующая формула

$$\bar{Q}_0 = (0,62\bar{S} + 0,48) \sin h_{\odot}, \quad (3)$$

где  $\bar{S}$  — прямая радиация на перпендикулярную поверхность. Коэффициенты формулы справедливы для альбедо подстилающей поверхности  $A = 0,2$ . Влияние альбедо  $A$  на величину  $Q_0$  предлагается учитывать с помощью формулы М. С. Аверкиева [1] для поправочного множителя к суммарной радиации при отсутствии облачности

$$k_Q = \frac{1}{1 - 0,2A}. \quad (4)$$

Для перехода от  $A = 0,2$  к другим значениям альбедо необходимо умножить полученные по формуле (3) значения  $\bar{Q}_0$  на коэффициенты  $k$ , зависимость которых от значений  $A$  дана ниже:

$A \dots$	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0
$k \dots$	1,20	1,17	1,14	1,12	1,10	1,07	1,05	1,02	1,00	0,98	0,96

Этот метод был проверен на материале наблюдений за четыре месяца 1965 г. [2] в 33 пунктах.

В табл. 2 приводится число случаев для различных значений  $p\% = \frac{Q_p - Q_n}{Q_n} \cdot 100$  (где  $Q_p$  — суммарная радиация, рассчитанная по формулам (3) и (4),  $Q_n$  — измеренная). Только в 6% всех случаев отклонение рассчитанных от измеренных значений  $Q$  превосходит 10%. Распределение разностей  $Q_n - Q_p$  в июле и октябре близко к нормальному, в январе и апреле имеет бимодальный характер (рис. 2).

Более ограничены возможности контроля средних месячных за отдельные сроки значений  $Q_n$ , соответствующих средней облачности. В данном случае в качестве исходных характеристик для

Таблица 2

Число случаев с различными значениями  $p$ 

Месяц	N	p %		
		0-5	6-10	11-20
I	34	22	5	7
IV	145	86	50	9
VII	157	117	31	9
X	82	79	3	—
Сумма . . . . .	418	304	89	25
% . . . . .	100	73	21	6

Примечание. Здесь и в табл. 3  $N$  — общее число рассмотренных случаев.

каждого срока могут быть использованы высота Солнца на 15-е число и средние месячные баллы общей и нижней облачности, последние, однако, не всегда являются показательной характеристикой в отношении радиации, так как влияние облачности на радиацию зависит не только от ее количества, но также от харак-

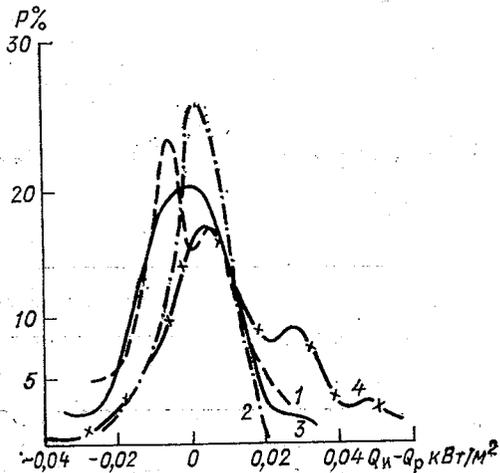


Рис. 2. Повторяемость расхождений рассчитанных и измеренных значений суммарной радиации (осредненных за месяц выборок при  $\odot^2$  и  $n_0 \leq 2$  баллов)

1 — январь, 2 — октябрь, 3 — июль,  
4 — апрель.

тера облачности, мощности и распределения по небосводу, а также от альbedo подстилающей поверхности. Вследствие этого при одинаковом количестве баллов облачности и постоянной высоте солнца суммарная радиация меняется в весьма широких пределах. На основании указанных выше материалов наблюдений [2] мы получим, что совокупность средних месячных значений  $Q_n$  за

годовой период при определенном балле облачности располагается между двумя огибающими, соответствующими формуле Берлянда при следующих значениях параметра  $f$  ( $f_n$ ):

$n_0$ . . .	4—4,9	5—5,9	6—6,9	7—7,9	8—8,9	9—10
$f_n \text{ min}$	0,15	0,15	0,25	0,20	0,20	0,35
$f_n \text{ max}$	0,60	0,70	0,80	0,90	1,20	1,10

При этом обращает на себя внимание тот факт, что минимальные значения  $f$ , соответствующие верхней огибающей, меняются существенно меньше в зависимости от облачности, чем максимальные значения  $f$ .

Таблица 3

Коэффициенты корреляции  $Q_n/Q_0$  с количеством облачности  $n$  и уравнения регрессии

$N$	$r$	$\sigma_r$	$\sigma_n$	$\sigma_{Q_n/Q_0}$	Уравнение регрессии
Общая облачность ( $n_0$ )					
720	-0,749	0,016	1,57	0,12	$Q_n/Q_0 = 1,088 - 0,058 n_0$
Нижняя облачность ( $n_n$ )					
630	-0,752	0,017	1,72	0,12	$Q_n/Q_0 = 0,878 - 0,052 n_n$
$\frac{n_0 + n_n}{2}$					
634	-0,802	0,014	1,56	0,12	$Q_n/Q_0 = 1,015 - 0,062 \left( \frac{n_0 + n_n}{2} \right)$

Таблица 4

$n$ балл	Значения отношения $Q_n/Q_0$ при		
	$n_0$	$n_n$	$\frac{n_0 + n_n}{2}$
0—1	—	1,00—0,70	—
1,1—2	1,00—0,90	1,00—0,65	1,00—0,85
2,1—3	1,00—0,85	0,90—0,55	1,00—0,75
3,1—4	1,00—0,75	0,90—0,55	1,00—0,65
4,1—5	1,00—0,65	0,80—0,50	0,95—0,55
5,1—6	1,00—0,60	0,75—0,40	0,90—0,50
6,1—7	0,90—0,55	0,75—0,35	0,75—0,45
7,1—8	0,85—0,45	0,70—0,35	0,75—0,35
8,1—9	0,80—0,40	—	0,60—0,35
9,1—10	0,70—0,35	—	—

Зависимость  $\bar{D}/\bar{Q}$  от высоты солнца при разном количестве облачности

$$\left( \frac{n_0 + n_H}{2} \right)$$

$\frac{n_0 + n_H}{2}$	$(D/Q) \pm \sigma$	$k_{\odot}$										N
		0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-40	40-50	50-60	60-70	
3,5-4,5	$\bar{D}/\bar{Q}$	—	0,67	0,61	0,50	0,47	0,40	0,38	0,39	0,37	0,32	84
	$\pm \sigma$	—	0,021	0,025	0,026	0,011	0,019	0,013	0,006	0,009	0,011	
4,5-5,5	$\bar{D}/\bar{Q}$	0,74	0,72	0,61	0,54	0,52	0,47	0,43	0,42	0,40	0,40	126
	$\pm \sigma$	0,045	0,018	0,012	0,012	0,011	0,012	0,007	0,008	0,013	0,019	
5,5-6,5	$\bar{D}/\bar{Q}$	1,00	0,73	0,64	0,58	0,54	0,52	0,49	0,48	0,46	0,44	151
	$\pm \sigma$	—	0,020	0,021	0,024	0,015	0,019	0,009	0,008	0,013	0,009	
6,5-7,5	$\bar{D}/\bar{Q}$	—	0,74	0,69	0,66	0,59	0,56	0,52	0,52	0,48	—	112
	$\pm \sigma$	—	0,027	0,018	0,019	0,014	0,035	0,013	0,013	0,014	—	

В качестве одного из способов контроля средних месячных значений  $Q$  Руководство [6] предлагает использовать сравнение средней месячной интенсивности со средним значением  $Q_0$  при безоблачном небе за тот же срок, при этом должно выполняться неравенство  $Q_n < Q_0$ . Отношение  $Q_n/Q_0$  коррелирует с количеством облачности. Полученные для бесснежного периода 1965 г. ( $A < 30\%$  и  $h_{\odot} > 10^{\circ}$ ) по материалам 33 станций коэффициенты корреляции  $r$  и уравнения регрессии приведены в табл. 3. При расчете  $Q_n/Q_0$  значения  $Q_0$  приводились по формуле Берлянда к той высоте солнца, которой соответствует  $Q_n$ .

В табл. 3  $\sigma_r$ ,  $\sigma_n$ ,  $\sigma_{Q_n/Q_0}$  — средние квадратические ошибки коэффициентов корреляции, средних значений количества облачности и отношения  $Q_n/Q_0$ .

Крайние пределы изменения  $Q_n/Q_0$  при разном количестве облачности приведены в табл. 4.

Появление значений  $Q_n/Q_0$  за указанными пределами требует дополнительных исследований качества информации. В этом случае, так же как и в случае безоблачного неба, может быть использована связь суммарной радиации с ее составляющими.

В табл. 5 приведена осредненная для бесснежного периода зависимость отношения средних месячных значений  $\overline{D/Q}$  или  $(1 - \overline{S/Q})$  от высоты солнца  $h_{\odot}$  и количества облачности  $\frac{n_0 + n_n}{2}$  (где  $\overline{D}$  и  $\overline{S}$  — среднее месячное значение рассеянной и прямой радиации соответственно). С этой характеристикой облачности отмечается более тесная связь отношения  $\overline{D/Q}$ , чем с  $n_0$  и  $n_n$ .

В качестве характеристики точности приведенных средних в табл. 5 дана средняя квадратическая ошибка  $\sigma$ . Аналогичные соотношения могут быть получены для заснеженной подстилающей поверхности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверкиев М. С. Уточненный метод расчета суммарной радиации.— Вестник МГУ, 1961, сер. геогр. № 1, с. 40—47.
2. Актинометрический ежемесячник 1965 (I—XII).— Новосибирск: Отпеч. на множит. аппарате ГГО, 1966. 161 с., ч. 1.
3. Берлянд М. Е. Суточный ход температуры, турбулентного обмена и радиационного баланса.— Труды ГГО, 1954, вып. 48 (110), с. 26—55.
4. Пылдмаа В. К. О методике нормирования потоков коротковолновой радиации.— В кн.: Облачность и радиация. Тарту, ИФА, АН ЭССР, 1972, с. 89—96.
5. Радиационный режим территории СССР/Е. П. Барашкова, В. Л. Гаевский, Л. Н. Дьяченко.— Л.: Гидрометеоздат, 1961.— 528 с.
6. Руководство по контролю актинометрических наблюдений.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 124 с.
7. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 232 с.
8. Стохастическая структура полей облачности и радиации/Под ред. Ю.-А. Р. Мулламаа.— Тарту, ИФА АН ЭССР, 1972.— 281 с.

*Е. П. Барашкова, Е. Л. Махоткина,  
Т. В. Мюхкюра, Т. К. Ястребова*

## ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДНЕВНЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Для выбора методов контроля совокупности каких-либо величин необходимо иметь представление о характере их распределения. В настоящей статье рассматривается характер распределения дневных сумм суммарной радиации  $Q$ . Для оценки его использовались 10-летние ряды интегрирования суммарной радиации в 16 пунктах, расположенных в различных климатических зонах: Тянь-Шань, Сусамыр, Алма-Ата, Борзя, Семипалатинск, Ершов, Курск, Богдарин, Смоленск, Омск, Горький, Чермоз, Ивдель, Средникан, Салехард, Мурманск.

В соответствии с [3] в качестве характеристик распределения для каждого месяца были использованы среднее значение  $\bar{Q}$ , медиана  $M$ , среднее квадратическое отклонение  $\sigma_Q$ , коэффициент изменчивости  $V = \sigma_Q/\bar{Q}$ , асимметрия  $A$ , эксцесс  $E$ .

Величины  $\bar{Q}$ ,  $M$  и  $\sigma_Q$  даны в МДж/м<sup>2</sup>.

Средние значения в каждом пункте определяются высотой солнца (полуденная высота  $h_{\text{пд}}$  на 15-е число) и продолжительностью солнечного сияния  $\tau$ . Средние квадратические погрешности средних значений  $Q$ ,  $\sigma_{\bar{Q}}$  во всех рассмотренных случаях не превышают 5%, а в  $3/4$  всех случаев  $\sigma_{\bar{Q}} \leq 3\%$ . Зависимость  $\bar{Q}$  от  $h_{\text{пд}}$  и  $\tau$  приближенно может быть представлена формулой С. И. Сивкова [2].

$$\bar{Q} = \frac{0,042}{m} (0,0049\tau^{1,31} + 10,5 \sin h_{\text{пд}}^2), \quad (1)$$

где  $\tau$  — продолжительность солнечного сияния за месяц,  $m$  — число календарных дней в месяце. Для сравнения измеренных  $Q_{\text{и}}$  и рассчитанных  $Q_{\text{р}}$  величин использована величина  $K$ :

$$K = \frac{Q_{\text{р}} - Q_{\text{и}}}{Q_{\text{и}}} \cdot 100 \%$$

Повторяемость  $P_1$  значений  $K$  приведена ниже:

$K$ % . . . . .	5	6—10	11—20	21—30	30
$P_1$ % . . . . .	42	19	26	9	4

Наибольшее расхождение между  $Q_p$  и  $Q_{и}$  отмечается в пунктах Тянь-Шань, Сусамыр (высокогорные станции) и Мурманск. В остальных пунктах наибольшие значения  $K$  отмечаются в зимние месяцы. Если исключить три названных пункта, то для периода апрель—сентябрь  $K \leq 10\%$  с обеспеченностью 90%.

Медиана  $M$  в 55% всех случаев больше среднего значения  $\bar{Q}$ , в 42% случаев  $M < \bar{Q}$  (эти случаи отмечаются главным образом в период октябрь—март) и только в 3% всех случаев  $M = \bar{Q}$ . Разность  $\bar{Q} - M$  меняется от  $-1,92$  до  $1,26$  МДж/м<sup>2</sup>, при этом в пределах  $\pm 0,21$ ;  $\pm 0,42$ ;  $\pm 0,84$ ;  $\pm 1,26$  МДж/м<sup>2</sup> находится соответственно 31,4, 51,1; 77,6; 94,5% всех случаев. Наибольшие различия между  $\bar{Q}$  и  $M$  отмечаются в Горьком в июле и в Алма-Ате в апреле, когда  $\bar{Q} - M = -1,92$  МДж/м<sup>2</sup>.

Коэффициент изменчивости  $V_Q$  меняется от 0,196 до 0,836, при этом  $V_Q \leq 0,36$  в 50% всех случаев,  $V_Q \leq 0,60$  в 90% всех случаев. Наименьшие значения  $V_Q$  отмечаются в Борзе (январь—март, октябрь—декабрь), Сусамыре (август—сентябрь), Семипалатинске (июнь, июль), наибольшие в Горьком (январь, март, октябрь, ноябрь), Курске (апрель, июль, декабрь), Среднеканске (сентябрь) и Мурманске (февраль, август).

Асимметрия меняется от  $-1,20$  до  $2,80$ , причем значения  $A$  распределяются следующим образом:

$A$ . . . . .	$-0,2 \dots 0,2$	$-0,4 \dots 0,4$	$-0,6 \dots 0,6$
$P_2$ % . . . . .	30	56	75
$A$ . . . . .	$-0,8 \dots 0,8$	$-1,0 \dots 1,0$	$-1,2 \dots 1,2$
$P_2$ % . . . . .	87	94	97

В 64% всех случаев  $A > 0$ , в 36% случаев  $A < 0$ . Наиболее часто  $A < 0$  наблюдается с апреля по сентябрь. В отдельных пунктах знак  $A$  не меняется в течение года, например, в Алма-Ате весь год  $A < 0$ , в Мурманске, за исключением июля,  $A > 0$ .

Как правило, эксцесс  $E < 0$  и только в 7% всех случаев  $E > 0$ . Распределение значений  $E$  приводится ниже:

$E$ . . . . .	$< -30$	$-30 \dots -20$	$-20 \dots -10$	$-10 \dots -2$
$P_3$ % . . . . .	8	3	4	15
$E$ . . . . .	$-2 \dots -1$	$-1 \dots 0$	$0 \dots 1$	$> 1$
$P_3$ % . . . . .	19	44	6	1

Все приведенные выше характеристики свидетельствуют о невыполнении нормального закона распределения для единичных сумм суммарной радиации.

Условия формирования дневных сумм  $Q$  характеризуются наличием определенных пределов, испытывающих значительные сезонные колебания, и метеорологических факторов, вызывающих

изменение сумм  $Q$ . Это дает основание для представления интегральной повторяемости дневных сумм (вероятности неперевышения некоторого значения  $Q^*$ )  $P(Q \leq Q^*)$  через самые общие параметры изучаемых рядов.

Используя для аппроксимации  $P(Q \leq Q^*)$  наиболее простое выражение  $P(Q \leq Q^*) = a(Q^*)^n$ , параметры которого  $a$  и  $n$ , с одной стороны, легко определяются графически при использовании логарифмических шкал, а с другой стороны, вычисляются по средним  $\bar{Q}$  и максимальным  $Q''$  значениям, можно учесть ограниченность интервала значений  $Q$  сверху. Как показали результаты обработки различных экспериментальных данных, приведенных в книге [1] и полученных по наблюдениям ряда станций СССР, при удовлетворительной в общем аппроксимации значений  $P(Q \leq Q^*) = a(Q^*)^n$  встречаются отдельные систематические отклонения. Значения параметров  $a$  и  $n$ , определенные одним и другим способом, могут отличаться друг от друга. Показатель степени  $n$  увеличивается в среднем от  $n \approx 1$  при  $\bar{Q}/Q_B \sim 0,4 \dots 0,5$  до  $n \sim 2 \dots 3$  при  $\bar{Q}/Q_B \sim 0,7 \dots 0,8$ , где  $\bar{Q}$  — среднее суточное значение суммарной радиации для данного месяца, а  $Q_B$  — ее возможное значение.

После предварительной проработки экспериментальных данных можно было перейти к аппроксимации  $P(Q \leq Q^*)$  с учетом трех непосредственно получаемых исходных величин:  $Q''$  — максимального суточного значения суммарной радиации в данном месяце,  $\bar{Q}$  — среднего суточного ее значения за месяц и  $Q'$  — ее минимального суточного значения. Принимая, что  $P(Q \leq Q^*) \approx f(Q^*) = a(Q^*)^n - b$ , можно на основании очевидных условий  $f(Q'') = 1$ ,  $f(Q') = 0$  найти значения коэффициентов  $a$  и  $b$  и написать

$$f(Q^*) = \frac{(Q^*)^n - (Q')^n}{(Q'')^n - (Q')^n}. \quad (2)$$

Вычислим теперь с помощью формулы (2) среднее значение  $\bar{Q}$

$$\bar{Q} = \int_{Q'}^{Q''} Q^* \frac{df(Q^*)}{dQ^*} dQ^* = \frac{n}{n+1} \frac{(Q'')^{n+1} - (Q')^{n+1}}{(Q'')^n - (Q')^n}, \quad (3)$$

откуда, полагая  $(Q'/Q'') = x$  и  $(\bar{Q}/Q'') = y$ , получим трансцендентное уравнение для определения показателя  $n$ , так как величины  $x$  и  $y$  известны по экспериментальным данным:

$$y = \frac{n}{n+1} \left[ \frac{1 - x^{n+1}}{1 - x^n} \right]. \quad (4)$$

Для определения показателя  $n$  по уравнению (4) удобнее всего использовать номограмму, представленную на рис. 1, где в координатах  $(x, y)$  дано семейство кривых, соответствующих ряду фиксированных значений  $n$ . При известных значениях  $x$  и  $y$  показатель определяется по номограмме (рис. 1) без каких-либо

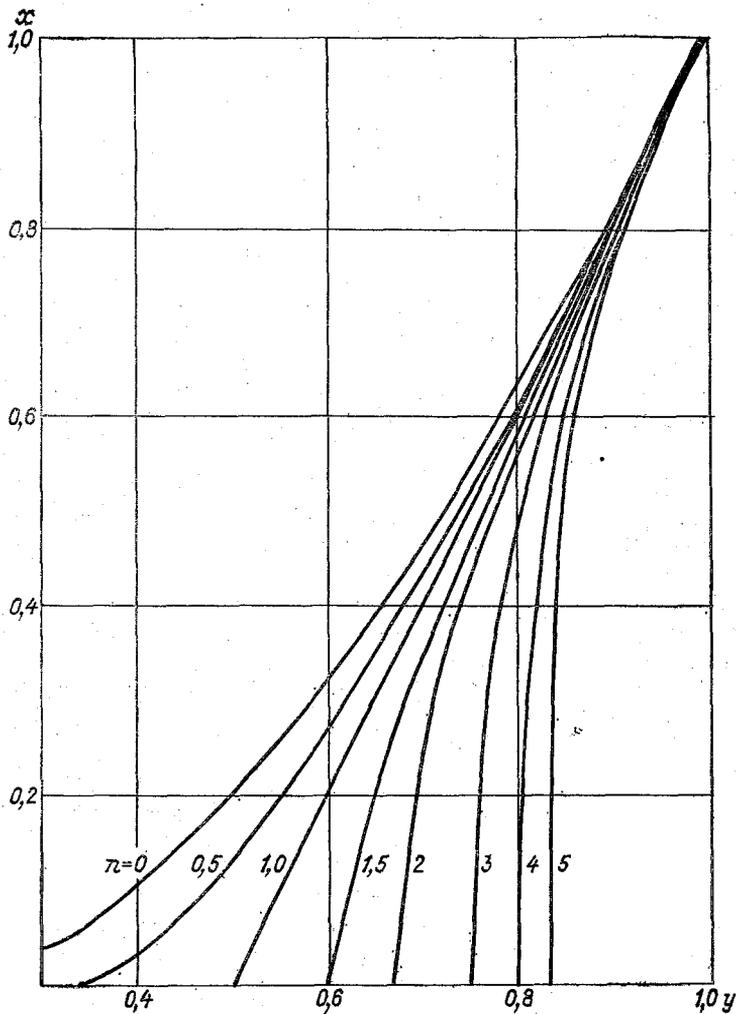


Рис. 1. Номограмма для определения показателя  $n$ .

вычислений. Представляет интерес также одно предельное соотношение, получаемое из формулы (4), когда  $n \rightarrow 0$ . Применяя обычный способ раскрытия неопределенностей, так как числитель и знаменатель правой части формулы (4) при  $n = 0$  обращаются в нуль, получим

$$y = - \frac{1-x}{\ln x} \quad (n=0). \quad (5)$$

Так как все кривые для  $n=0$  расположены правее предельной кривой ( $n=0$ ), формула (4) приводит к условию

$$y > - \frac{1-x}{\ln x}, \quad (6)$$

которое, как показала проведенная проверка (рис. 2), в пределах точности исходных данных действительно характеризует соотношение экспериментально найденных параметров и может быть

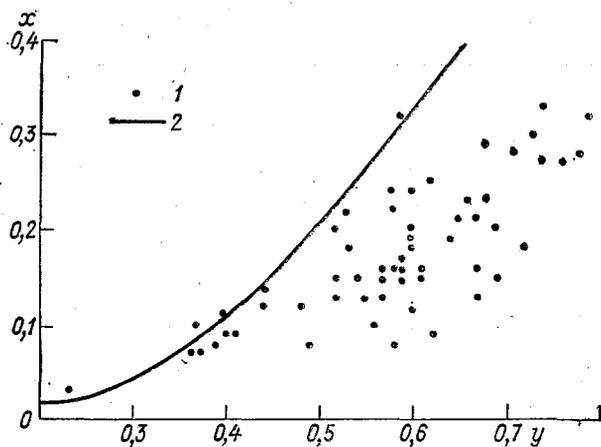


Рис. 2. Соотношение параметров  $x$  и  $y$ .

1 — по экспериментальным данным, 2 — по формуле (5) при  $n=0$ .

использовано в качестве одного из критериев для контроля материалов наблюдений.

Результаты проверки применимости формулы (2) для аппроксимации и обобщения экспериментальных данных с помощью формулы (2) приведены в табл. 1 и 2, для составления которых

Таблица 1

Сравнение экспериментальных ( $P_{\text{э}}$ ) и вычисленных ( $P_{\text{р}}$ ) значений  $P(Q \leq Q^*)$  в процентах по данным за отдельные месяцы 1975 г. ( $\Delta = P_{\text{э}} - P_{\text{р}}$ )

Станция		$Q^*$ МДж/м <sup>2</sup>					
		5	10	15	20	25	30
Мурманск, май	$P_{\text{э}}$	5	26	70	92		
	$P_{\text{р}}$	7	37	66	94		
	$\Delta$	-2	-11	4	-2		
Ивдель, июль	$P_{\text{э}}$		8	21	49	76	92
	$P_{\text{р}}$		13	26	47	69	92
	$\Delta$		-5	-5	-2	7	0
Смоленск, сентябрь	$P_{\text{э}}$	3	7	53	90		
	$P_{\text{р}}$	4	15	46	82		
	$\Delta$	-1	-8	7	8		
Ершов, март	$P_{\text{э}}$	17	46	69	92		
	$P_{\text{р}}$	17	44	70	96		
	$\Delta$	0	2	-1	-4		
Алма-Ата, ноябрь	$P_{\text{э}}$	25	73				
	$P_{\text{р}}$	27	83				
	$\Delta$	-2	-10				

Сравнение экспериментальных ( $P_{\text{э}}$ ) и вычисленных ( $P_{\text{р}}$ ) значений  $P(Q \leq Q^*)$  в процентах по данным для отдельных месяцев за 10-летний период (1968—1977 гг.)

Станция		$Q^*$ МДж/м <sup>2</sup>					
		5	10	15	20	25	30

## Расчет по абсолютным экстремумам

Мурманск, май	$P_{\text{э}}$	5	24	52	70	92	
	$P_{\text{р}}$	8	32	51	68	84	
	$\Delta$	-3	-8	1	2	8	
Ивдель, июль	$P_{\text{э}}$	4	16	31	57	79	96
	$P_{\text{р}}$	6	18	40	55	71	92
	$\Delta$	-2	-2	-9	2	8	4
Смоленск, сентябрь	$P_{\text{э}}$	12	40	72	97		
	$P_{\text{р}}$	17	43	66	90		
	$\Delta$	-5	-3	6	7		
Ершов, февраль	$P_{\text{э}}$	19	68				
	$P_{\text{р}}$	29	69				
	$\Delta$	-10	-1				
Алма-Ата, ноябрь	$P_{\text{э}}$	38	86				
	$P_{\text{р}}$	47	74				
	$\Delta$	-9	+12				

## Расчет по средним экстремумам

Мурманск, май	$P_{\text{э}}$	5	24	52	70	92	
	$P_{\text{р}}$	4	23	47	72	96	
	$\Delta$	1	1	5	-2	-4	
Ивдель, июль	$P_{\text{э}}$	4	16	31	57	79	96
	$P_{\text{р}}$	2	12	29	50	74	99
	$\Delta$	2	4	3	7	5	-3
Смоленск, сентябрь	$P_{\text{э}}$	12	40	72			
	$P_{\text{р}}$	11	38	69			
	$\Delta$	1	2	3			
Ершов, февраль	$P_{\text{э}}$	19	68				
	$P_{\text{р}}$	23	77				
	$\Delta$	-4	-9				
Алма-Ата, ноябрь	$P_{\text{э}}$	38	86				
	$P_{\text{р}}$	40	84				
	$\Delta$	-2	+2				

использовались наблюдения ряда станций за отдельные произвольно выбранные месяцы.

Как видно из табл. 1 и 2 с помощью формулы (2) по трем значениям  $Q$  (максимальному  $Q''$ , среднему  $\bar{Q}$  и минимальному  $Q'$ ) можно с удовлетворительной точностью (при средней квадратической разности вычисленных и экспериментальных зна-

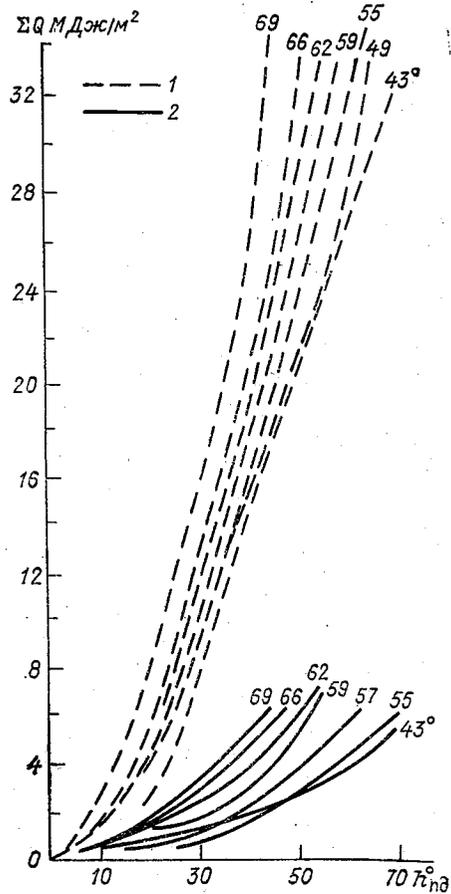


Рис. 3. Номограмма для определения экстремальных суточных сумм суммарной радиации.

1 — максимальные суммы, 2 — минимальные суммы.

чений  $\pm 5\%$ ) определить статистическое распределение  $Q$ , характеризуемое величиной  $P(Q \leq Q^*) \cdot 100\%$ . Причем при использовании данных за ряд лет нужно брать не абсолютные, а средние экстремальные значения. Соотношения параметров  $x = (Q'/Q'')$  и  $y = (\bar{Q}/Q'')$  могут быть использованы для контроля результатов наблюдений.

Из 10-летнего ряда результатов интегрирования (с помощью интегратора Х=603) на 24 станциях, расположенных в различных климатических зонах (от 42 до 69° с.ш.) были выбраны экстремальные значения суточных сумм суммарной радиации и

661017

сопоставлены с полуденной высотой солнца для данного дня и относительной продолжительностью солнечного сияния  $\frac{\tau_n}{\tau_0}$ , где  $\tau_n$  — наблюдаемая и  $\tau_0$  — возможная продолжительность солнечного сияния за день. В результате для каждого пункта была установлена четкая нелинейная зависимость  $Q''$  от  $h_{\text{пд}}$ , которая может быть аппроксимирована ветвью параболы с показателем степени 1,6—1,7. Зависимость для всех станций представляется семейством парабол (рис. 3). Это семейство парабол имеет общую вершину в начале координат, все кривые (ветви парабол) в основном располагаются в соответствии с широтой станции; чем больше широта станции, тем ближе к оси  $y$  расположена ветвь параболы. Исключение составляет ст. Тянь-Шань, парабола которой не укладывается в это семейство, и ст. Шарковщина, кривая которой расположена левее и совпадает с кривой для ст. Алма-Ата ( $\varphi = 43^\circ 14'$ ), кривая для ст. Высокая Дубрава ( $\varphi = 56^\circ 44'$ ) располагается между кривыми для ст. Полины Осипенко ( $\varphi = 52^\circ 25'$ ) и Екатерино-Никольское ( $\varphi = 47^\circ 44'$ ), а должна бы располагаться левее их. Вообще кусок парабол на участке  $0-8$  МДж/м<sup>2</sup> и  $0-20^\circ h_{\text{пд}}$  у всех станций почти одинаков, т. е. на этом участке все параболы совпадают, а далее расходятся веером. Аналитически наблюдаемая зависимость может быть выражена формулой  $Q'' = (h_{\text{пд}})^n$ . Связь минимальных сумм  $Q'$  с  $h_{\text{пд}}$  выражена менее четко, но также может быть аппроксимирована ветвью параболы с показателем  $n = 1,0 \dots 1,3$  (семейство парабол для всех станций). Разброс точек вокруг ветви параболы менее значителен для  $Q''$  ( $\pm 0,8-1,2$  МДж/м<sup>2</sup>) и более значителен для  $Q'$  (от  $\pm 1,2$  до 4 МДж/м<sup>2</sup>).

Связь  $Q'$  и  $Q''$  с относительной продолжительностью солнечного сияния  $\tau_n/\tau_0$  не аппроксимируется какой-либо аналитической функцией, а представляет собой повторяемость  $Q'$  и  $Q''$  в определенных грациях  $\tau_n/\tau_0$ . Максимальная повторяемость  $Q'$  падает на отношение  $\tau_n/\tau_0 = 0$ , т. е. на дни со сплошной низкой облачностью, а повторяемость  $Q''$  приходится на  $\tau_n/\tau_0$  от 0,6 до 1,0, т. е. не на безоблачные дни, а на дни с переменной облачностью.

Представленную на рис. 3 зависимость экстремальных сумм от  $h_{\text{пд}}$  можно использовать как ориентировочную номограмму для оценки экстремальных сумм суммарной радиации. В эту номограмму надо входить с широтой станции и полуденной высотой солнца в день экстремума.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Перрен де Бришамбо Ш. Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере.— М.: Мир, 1966.— 319 с.
2. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 230 с.
3. Щиголов Б. М. Математическая обработка наблюдений.— М.: Наука, 1969.— 344 с.

*О. Д. Бартенева, Э. О. Богданов, Л. К. Веселова,  
Н. И. Никитинская, Г. М. Орлов*

## **О СВЯЗИ ХАРАКТЕРИСТИК МУТНОСТИ И СТЕПЕНИ ПОЛЯРИЗАЦИИ СВЕТА ДНЕВНОГО НЕБА С ВЛАЖНОСТЬЮ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ НАД ПУСТЫНЕЙ**

Одним из возможных путей изучения свойств естественного аэрозоля является выполнение радиационных и оптических исследований различных характеристик атмосферы в условиях, где естественным путем создаются определенные комплексы аэрозольных частиц, взвешенных в ее толще. Одной из таких естественных лабораторий является песчаная пустыня в летне-осенний период, когда практически отсутствует испарение с подстилающей поверхности, находящейся при этом в дисперсном состоянии. Уточнение свойств аэрозольных ансамблей, возникающих в этих условиях, может быть выполнено на основе различных дополнительных признаков, полученных, например, из анализа высотных профилей метеозлементов, которые в значительной мере определяют формирование естественного аэрозоля, из анализа траекторий воздушной массы, поступившей в район наблюдения, и других ее особенностей [3, 6, 12]. Есть основания полагать, что правильное уточнение условий формирования аэрозоля представляет весьма трудную задачу.

Как известно, аэрозоль является многопараметрической системой, поэтому сопоставление его различных оптических и радиационных параметров [2, 8, 11], корреляционный и ковариационный анализ связей, возникающих между его отдельными характеристиками, а также анализ нарушения этих связей в определенных условиях (4, 12) — все эти данные могут служить основой для дальнейших заключений о свойствах реального аэрозоля и тенденций в их изменчивости.

Водяной пар — один из основных факторов, влияющих на формирование свойств естественного аэрозоля, поэтому целью настоящей работы, которая является продолжением начатых исследований [4, 12], служит попытка дать информацию о роли водяного пара при малых его содержаниях в формировании некоторых оптических характеристик атмосферного аэрозоля для осеннего периода в условиях пустыни.

В качестве исследуемых радиационно-оптических характеристик атмосферы были выбраны спектральная аэрозольная толща

атмосферы  $D_{\lambda}^*$  [5] в области спектра 0,35—1 мкм (при основании 10), прямая солнечная радиация  $S$  при заданной высоте солнца  $h_{\odot}$  и степень поляризации света неба в точке максимальной поляризации  $P_m$ , которая расположена в вертикале солнца. Величина  $P_m$  исследовалась в визуальной области спектра с помощью поляриметра Мартенса, позволяющего добиваться весьма высокой точности измерений [10].

В качестве характеристики влагосодержания атмосферы была выбрана средняя удельная влажность в пограничном слое  $q'$ , оцениваемая в г/кг. За верхнюю границу пограничного слоя атмосферы принималась высота, до которой может подняться сухоадиабатически ненасыщенная частица от подстилающей поверхности при максимальной температуре воздуха, наблюдающейся днем, когда наиболее развиты турбулентные токи воздуха. Методика определения высоты подъема частицы, которая зависит от стратификации атмосферы, описана в работе [7]. Высота составила в среднем для рассматриваемых ниже случаев около 1500 м.

С целью уменьшения влияния различных помех, связанных с нестабильным состоянием атмосферы, и уточнения ее физических свойств рассматривались те случаи наблюдений, выполненных в октябре 1966 г., сентябре 1968 г. и октябре 1974 г., когда район наблюдений (пос. Репетек, Туркменской ССР) находился в зоне внутримассовых процессов или в зоне сильно размытых фронтов в утренние часы суток (9 ч по местному времени). В это время инверсионный слой, развивающийся обычно над пустыней в ночные часы, еще бывает не разрушен. Заметим, что в 26 случаях, использованных в данной работе, практически всегда имело место нейтральное аэрозольное ослабление в исследуемой области спектра. В первом приближении это обстоятельство может рассматриваться как свидетельство идентичности всех микрофизических и оптических характеристик взвешенного аэрозоля, за исключением пропорционального изменения счетной концентрации соответствующих фракций, оказывающих влияние на  $D_{\lambda}^*$ .

Определение значений  $q'$  производилось на основании данных радиозондирования, полученных на ст. Чарджуу, отстоящей на 60 км от пункта наблюдений, с учетом реальной стратификации атмосферы. Для этого выполнялась разбивка пограничного слоя атмосферы по высотам в каждом конкретном случае не по формальному признаку, а с учетом причин, влияющих на удельную влажность и ее высотный ход. Иными словами, учитывался ход кривой точки росы, учитывалось наличие областей инверсий, изотермии и т. д.

Попутно с учетом данных оптического гигрометра [1] был выполнен анализ изменчивости влагосодержания всей толщи атмосферы  $w$  в сантиметрах осажденной воды за все периоды наблюдений, показавший очень малую изменчивость  $w$  в течение светлой половины суток, для определения метеорологических ситуаций. Поскольку между величинами  $w$  и  $q'$ , как и следовало ожидать, от-

мечалась четко выраженная корреляционная связь, использование метода интерполяции при расчете  $q'$  на 9 ч местного времени не было связано со значительными погрешностями.

Результаты сопоставления средней удельной влажности  $q'$  в пограничном слое и аэрозольной оптической толщи атмосферы при  $h_{\odot} = 20^{\circ}$ ,  $D_{\lambda}^* = D_{\lambda=1 \text{ мкм}}$ , а также  $S$  и  $P_m$  даны на рис. 1.

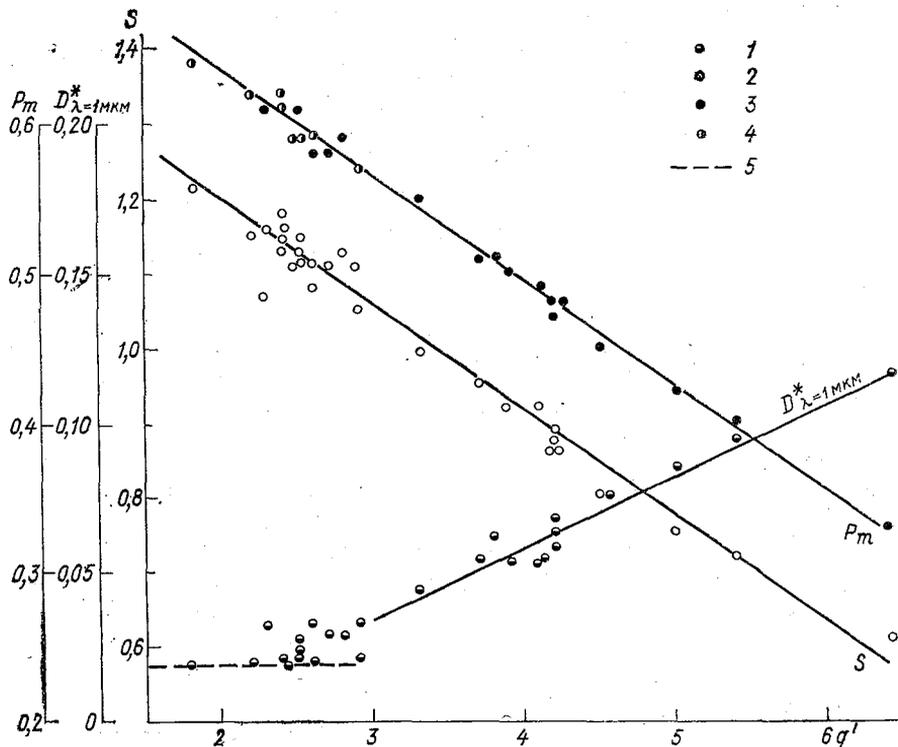


Рис. 1. Связь средней удельной влажности пограничного слоя атмосферы  $q'$  с оптическими характеристиками атмосферы в утренние часы ( $h_{\odot} = 20^{\circ}$ ).

1 —  $D_{\lambda}^*$  — аэрозольная оптическая толщина атмосферы при  $\lambda = 1 \text{ мкм}$ , 2 —  $S$  — прямая солнечная радиация, 3 —  $P_m$  — степень поляризации света неба в точке максимальной поляризации, 4 — то же, соответствующая минимальной границе значений  $D_{\lambda}^*$ , 5 — минимальная граница значений  $D_{\lambda}^*$  при  $q' < 3 \text{ г/кг}$ .

Следует отметить, что в [12] выполнены, по существу, те же сопоставления. Однако в настоящей работе произведена более совершенная выборка экспериментальных данных. Кроме того, в качестве характеристики влагосодержания вместо общего содержания водяного пара в толще атмосферы  $w$  была выбрана, видимо, более репрезентативная характеристика влагосодержания атмосферы  $q'$ . В результате все связи оптических характеристик с влагосодержанием оказались гораздо более четкими.

Перечислим кратко те предварительные выводы, которые могут быть сделаны на основании рис. 1. Аэрозольная оптическая толща  $D_{\lambda}^*$  при значениях  $q'$ , лежащих в пределах 3—6,5 г/кг, достаточно тесно коррелирует с последним. При малых  $q'$  (менее 3 г/кг) намечается существование постоянной минимальной границы значений  $D_{\lambda}^*$ , которая не связана с изменениями  $q'$ . Эта граница еще более отчетливо просматривается по данным работы [12], где собраны все материалы по связи  $D_{\lambda}^* = f(w)$  без каких-либо выборок. Можно предполагать, что за ее существование ответственны частицы, не связанные с водяным паром и существующие самостоятельно при очень малых влажностях.

На рис. 1 представлена также почти функциональная связь между  $P_m$  и  $q'$  во всем интервале их изменений (с коэффициентом корреляции, составляющим 99,5 %). На прямой, связывающей эти параметры, отмечено восемь точек, которые соответствуют упомянутой выше минимальной границе значений  $D_{\lambda}^*$ , не зависящей от изменений  $q'$ . Разная чувствительность к спектру размеров аэрозольных частиц обоих параметров  $P_m$  и  $D_{\lambda}^*$  является, видимо, причиной, обусловившей различия в ходе  $P_m = f(q')$  и  $D_{\lambda}^* = f(q')$ . Можно предположить, что водяной пар при очень малом его содержании в атмосфере оказывает влияние на мелкие частицы аэрозоля, которые не играют значительной роли в формировании оптической толщи атмосферы в области спектра 0,35—1 мкм, но существенно воздействуют на  $P_m$ . Это согласуется и с экспериментальными данными, приведенными в работе [12]. Заметим также, что сравнение прямых  $D_{\lambda}^* = f(q')$  и  $P_m = f(q')$  в наглядной форме показывает, насколько более четко реагирует спектр размеров частиц, ответственных за формирование значений  $P_m$  и связанных с влажностью, на изменения  $q'$  по сравнению со спектром, ответственным за  $D_{\lambda}^*$ .

Сопоставление значений  $q'$  и прямой солнечной радиации  $S$  в утренние часы при заданной высоте солнца ( $h_{\odot} = 20^{\circ}$ ), представленное на рис. 1, показывает обратно пропорциональное изменение величины  $S$  в зависимости от  $q'$ . Следовательно, влияние подстилающей поверхности на прямую солнечную радиацию, которое считается обычно превалирующим в условиях пустыни, играет как бы роль постоянного слагаемого в ослаблении в утренние часы и при господстве внутримассовых процессов в районе наблюдений. Параметром же, определяющим изменчивость прямой солнечной радиации, является аэрозольная компонента, связанная с влагосодержанием атмосферы, характеризуемому ее средней удельной влажностью в пограничном слое, а также водяной пар в молекулярном состоянии.

Как видно из представленной связи  $S = f(q')$ , в ходе ее не отмечается каких-либо существенных отклонений от линейной зависимости, подобно тому, как это имеет место для  $D_{\lambda}^* = f(q')$ . Этот результат вполне понятен, если учесть, что в ослаблении

прямой солнечной радиации, обусловленном действием упомянутых двух факторов, роль водяного пара делается преобладающей при малых  $D_{\lambda}^*$ . Естественно, что и интегральная прозрачность толщи атмосферы  $P_2$  [9], основой для расчета которой являются значения прямой солнечной радиации  $S$  при  $h_{\odot} = 20^{\circ}$ , также оказывается зависящей от  $q'$  приблизительно по линейному закону. Коэффициент корреляции, связывающий  $P_2$  и  $S'$ , составляет 98 %.

Полученные данные на настоящем этапе представляются еще далеко не достаточными для каких-либо обобщающих выводов. Это обусловлено не только сравнительно малым исходным материалом, но и рядом дополнительных обстоятельств. В частности, необходимо, например, выяснить, во всех ли случаях сформулированные выше условия наблюдений соответствуют нейтральному аэрозольному ослаблению прямой солнечной радиации, поскольку несоблюдение этого обстоятельства может существенно повлиять на данные, приведенные на рис. 1 [4]. Остается также не совсем ясной та роль, которую играет предыстория воздушной массы в формировании ее оптических свойств, и ряд других вопросов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О. Д., Никитинская О. Д., Полякова Е. А. О спектральной прозрачности и содержания водяного пара в атмосфере над Байром.— Труды ГГО, 1969, вып. 237, с. 115—123.
2. Бойко П. Н., Харитонов Г. Л. Максимальная поляризация рассеянного света дневного неба и прозрачность атмосферы.— В кн.: Актинометрия и оптика атмосферы. М., «Наука», 1964, с. 160—163.
3. Зверева С. В., Романова Г. П., Самойленко А. В. Связь прозрачности атмосферы в отдельных районах СССР с характеристиками атмосферной циркуляции.— Труды ЛГМИ, 1971, вып. 38, с. 150—162.
4. К вопросу об оценке поглощения прямой солнечной радиации по данным наземных измерений. Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности/Н. И. Никитинская, О. Д. Бартенева, Л. К. Веселова, В. Н. Цветкова. Материалы X Всесоюз. совещания по актинометрии.— Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 125—127.
5. Никитинская Н. И., Бартенева О. Д., Веселова Л. К. Об изменчивости спектральной прозрачности аэрозольной толщи атмосферы в условиях высокой прозрачности.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. IX, № 4, с. 213—217.
6. Никитинская Н. И., Цветкова В. Н. О связи мутности атмосферы с синоптической ситуацией.— Труды ГГО, 1978, вып. 406, с. 115—121.
7. Орлов Г. М. Прогнозирование внутримассовой кучевой облачности по аэрологической диаграмме.— Вестник ПВО, 1972, № 9, с. 71—74.
8. Розенберг Г. В. Оптические исследования атмосферного аэрозоля.— Успехи физических наук, 1968, т. 95, вып. 1, с. 159—203.
9. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям.— Л.: Гидрометеиздат.— 190 с.
10. Тихановский И. И. Исследования поляризации небесного света. Журнал геофизики и метеорологии, 1927, т. 4, вып. 2, с. 33—48.
11. Торопова Т. П. О зависимости степени поляризации света рассеянного приземным слоем атмосферы от длины волны.— Труды АФИ АН КазССР, 1962, т. 3.— А-А, с. 217—248.
12. Barteneva O. D., Veselova L. K., Nikitinskaja N. I. Influence of selective aerosol absorption on the optical characteristics of atmospheric thickness at small values of water vapor content. Radiation in the atmosphere. Leningrad university press. Leningrad, 1977, s. 85—91.

Г. П. Гуцин, Т. Д. Жуковская

## МЕТОДИКА ОПТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

Аэрозоли в атмосфере являются одной из компонент, определяющих ее радиационный режим и связанные с ними тепловой режим и поле видимости в атмосфере. Аэрозольный слой весьма непостоянен, поэтому важно иметь систематические сведения об этом слое, в том числе и о вертикальном распределении. Сведения об аэрозольном ослаблении света в различных слоях атмосферы необходимы для оценки возможного аэрозольного загрязнения атмосферы как в результате антропогенных воздействий, так и в результате других факторов (например, вулканической деятельности).

Нами ставилась задача получить сведения об ослаблении солнечного света аэрозолями в различных слоях атмосферы в районе г. Неринга Литовской ССР. Измерения прямой солнечной радиации производились летом 1977 г. в пункте, находящемся на уровне моря, с помощью прибора М-83 по методике, описанной в [4]. Использовалась длина волны  $\lambda = 530$  нм.

Для расчета показателя аэрозольного ослабления  $\delta_\lambda$  применялась формула Бугера. При этом полагалось, что общее ослабление солнечного света в атмосфере в видимой и ультрафиолетовой областях спектра происходит за счет поглощения слоем озона, релеевского рассеяния и ослабления аэрозольным слоем. В этом случае формула Бугера имела следующий вид:

$$S_\lambda = S_{\lambda_0} \cdot 10^{-(\mu x_\lambda + m\beta_\lambda + m_1\delta_\lambda)}, \quad (1)$$

где  $\mu$  — оптическая масса озона атмосферы,  $x$  — суммарный озон,  $\alpha_\lambda$  — показатель поглощения озона,  $m$  — оптическая масса атмосферы,  $\beta_\lambda$  — показатель релеевского рассеяния атмосферы,  $m_1$  — оптическая масса аэрозоля атмосферы,  $S_\lambda$  — прямая солнечная радиация с длиной волны  $\lambda$  у поверхности Земли,  $S_{\lambda_0}$  — прямая солнечная радиация с длиной волны  $\lambda$  на внешней поверхности атмосферы.

Из формулы (1) следует, что

$$\lg S_\lambda = \lg S_{\lambda_0} - \mu x_{\lambda} - m\beta_\lambda - m_1\delta_\lambda, \quad (2)$$

откуда при допущении, что  $m = \mu = m_1$ , получается

$$\delta_\lambda = \frac{\lg S_{\lambda_0} - \lg S_\lambda}{m} - \beta_\lambda - x_{\lambda}. \quad (3)$$

Величина  $S_\lambda$  измеряется в относительных единицах, а величина  $S_{\lambda_0}$  находится косвенным методом путем построения прямых Бугера [4]. Для нахождения  $\lg S_{\lambda_0}$  строится линейный график зависимости  $\lg S_\lambda$  от  $m$  и на оси ординат при  $m = 0$  находится значение  $\lg S_{\lambda_0}$ . Обозначим для удобства  $\lg S_\lambda$  через  $l$ , а  $\lg S_{\lambda_0}$  через  $l_0$ . Методика статистической обработки данных наблюдений  $l_0$  изложена в [1]. Значения  $l_0$  по дням наблюдений сведены в табл. 1. Значение  $l_0$ , равное 2,268, использовалось в настоящей работе для расчетов величины  $\delta_\lambda$ .

Таблица 1

Значения  $l_0$  за каждый день наблюдений для  $\lambda = 530$  нм  
г. Неринга, 1977 г.

Дата измерения	$l_0$						
27/V	2,252	12/VII	2,282	7/VIII	2,261	23/VIII	2,250
21/VI	2,281	28/VII	2,260	16/VIII	2,258	30/VIII	2,281
1/VII	2,285	31/VII	2,270	20/VIII	2,281	5/IX	2,260
						Среднее	2,268

В табл. 2 помещены средние значения  $\delta_{\lambda=530 \text{ нм}}$  для выбранных дней измерений.

Таблица 2

Средние за день значения  $\delta_\lambda$  для  $\lambda = 530$  нм  
г. Неринга, 1977 г.

Дата измерения	$(\delta_\lambda)_{\text{ср}}$	Дата измерения	$(\delta_\lambda)_{\text{ср}}$
26/V	0,046	28/VII	0,107
30/V	0,035	30/VII	0,078
20/VI	0,017	31/VII	0,068
21/VI	0,030	18/VIII	0,071
11/VII	0,024		

Сущность предлагаемого метода состоит в определении показателя аэрозольного ослабления в различных слоях атмосферы. Для этого производится измерение показателя аэрозольного ослабления всей толщи атмосферы при низких положениях солнца.

В качестве исходных данных были приняты высоты солнца  $\theta$ , равные  $90^\circ$  и  $3^\circ$ , и соответственно оптические массы  $m = 1$  и  $m = 14,891$ . Показатель аэрозольного ослабления  $\gamma_\lambda$  определяли с помощью системы из двух уравнений, где свободными членами

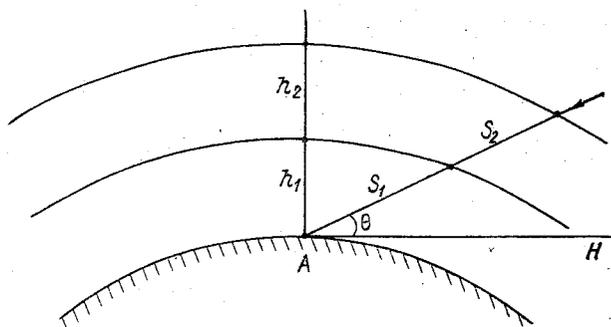


Рис. 1. Пути, проходимые солнечным лучом в слоях атмосферы.

A — пункт наблюдений.

являются рассчитанные нами по формуле (2) значения  $m_1\delta$ , причем  $\lg S_\lambda$  для  $\theta = 3^\circ$  определяли графически при построении зависимости  $l$  от  $m$ .

Разобьем слой атмосферы 100 км на слои 0—2, 0—6, 2—100 и 6—100 км и пути, проходимые солнечным лучом в этих слоях

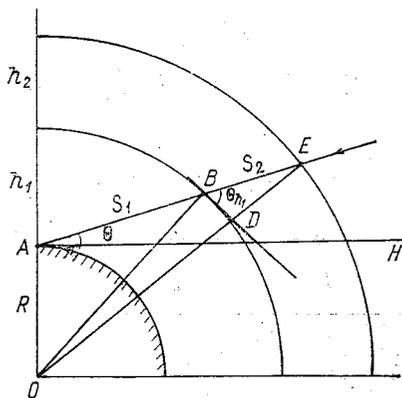


Рис. 2. Схема прохождения солнечного излучения через слои атмосферы.

O — центр Земли.

атмосферы при данной высоте солнца  $\theta$ , обозначим соответственно через  $S_1, S_1', S_2, S_2'$ .

На рис. 1 показаны пути, проходимые солнечным лучом при данном  $\theta$  и соответствующей ему массе (при  $m = 1$  пути, проходимые солнечным лучом, равны соответственно  $h_1$  и  $h_2$ ).

Для выбранной высоты солнца нужно определить пути  $S_1, S_1', S_2, S_2'$ . Для этого обратимся к рис. 2. Нам известны вели-

чины  $h_1$  и  $h_2$ , нужно определить  $S_1$  и  $S_2$ . Рассмотрим косоугольный треугольник  $OBE$ . Из него следует

$$OE^2 = OB^2 + BE^2 - 2OB \cdot BE \cdot \cos(90^\circ + \theta_{h_1}). \quad (4)$$

Перепишем формулу (4) в условных обозначениях:

$$(R + h_1 + h_2)^2 = (R + h_1)^2 + S_2^2 + 2(R + h_1) \cdot S_2 \cdot \cos(90^\circ + \theta_{h_1}), \quad (5)$$

отсюда

$$\begin{aligned} (R + h_1)^2 + 2(R + h_1)h_2 + h_2^2 &= (R + h_1)^2 + S_2^2 + 2(R + h_1) \times \\ &\times S_2 \cdot \sin \theta_{h_1}; \\ 2(R + h_1)h_2 + h_2^2 &= S_2^2 + 2(R + h_1) \cdot S_2 \cdot \sin \theta_{h_1}. \end{aligned} \quad (6)$$

Решая (6) относительно  $S_2$ , получим

$$\begin{aligned} S_2 &= -(R + h_1) \cdot \sin \theta_{h_1} + \sqrt{(R + h_1)^2 \cdot \sin^2 \theta_{h_1} + 2(R + h_1)h_2 + h_2^2} = \\ &= -\frac{R + h_1}{\operatorname{cosec} \theta_{h_1}} + \frac{R + h_1}{\operatorname{cosec} \theta_{h_1}} \sqrt{1 + \frac{2h_2 \operatorname{cosec}^2 \theta_{h_1}}{R + h_1} + \frac{h_2^2 \operatorname{cosec}^2 \theta_{h_1}}{(R + h_1)^2}}. \end{aligned}$$

Окончательно

$$S_2 = \frac{R + h_1}{\operatorname{cosec} \theta_{h_1}} \left[ \sqrt{1 + \frac{2h_2 \operatorname{cosec}^2 \theta_{h_1}}{R + h_1} + \frac{h_2^2 \operatorname{cosec}^2 \theta_{h_1}}{(R + h_1)^2}} - 1 \right]. \quad (7)$$

Теперь определим  $\operatorname{cosec} \theta_{h_1}$ , для чего снова рассмотрим рис. 2.

Используя уравнение светового луча [3], получим для высоты  $h_1$  км и для уровня земной поверхности:

$$\left. \begin{aligned} (R + h_1) \cdot n \cdot \cos \theta_{h_1} &= \operatorname{const} = c; \\ R \cdot n_0 \cdot \cos \theta &= c, \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

где  $R$  — радиус Земли,  $R = 6371,2 \cdot 10^3$  м;  $n$  и  $n_0$  — показатели преломления воздуха на высоте  $h_1$  и на уровне земной поверхности соответственно. Отсюда

$$\cos \theta_{h_1} = \frac{R}{R + h_1} \cdot \frac{n_0}{n} \cdot \cos \theta, \quad (9)$$

$$\operatorname{cosec} \theta_{h_1} = \frac{1}{\sqrt{1 - \left( \frac{R}{R + h_1} \cdot \frac{n_0}{n} \cdot \cos \theta \right)^2}}. \quad (10)$$

В формулу (10) входит показатель преломления воздуха  $n$ . Значения  $n$  и  $n_0$  были найдены для разных высот в атмосфере по формулам, приведенным в справочнике [1].

По формуле (10) находим  $\operatorname{cosec} \theta_{h_1}$  для выбранных высот и по формуле (7) — пути  $S_1$  и  $S_2$ . Полученные данные сведены в табл. 3.

Значения  $\text{cosec } \theta_{h_1}$ ,  $S_1$  и  $S_2$  в зависимости от сочетания  $h_1$  и  $h_2$ 

Пути по вертикали, км		Пути в наклонном направлении		
$h_1$	$h_2$	$\text{cosec } \theta_{h_1}$	$S_1$ км	$S_2$ км
2	98	19,469	36,867	841,373
6	94	20,069	103,575	826,233

Зная пути, проходимые солнечным лучом при  $\theta = 3^\circ$  и  $\theta = 90^\circ$ , можно составить две системы уравнений:

$$\left. \begin{aligned} S_1 \gamma_{0-2} + S_2 \gamma_{2-100} &= m_1 \delta; \\ 2 \gamma_{0-2} + 98 \gamma_{2-100} &= \delta; \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

$$\left. \begin{aligned} S_1' \gamma_{0-6} + S_2' \gamma_{6-100} &= m_1 \delta; \\ 6 \gamma_{0-6} + 94 \gamma_{6-100} &= \delta, \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

где  $\gamma_{i-j}$  — показатель аэрозольного ослабления ( $\text{км}^{-1}$ ). Решая системы (11) и (12), получим значения  $\gamma_{0-2}$ ,  $\gamma_{0-6}$ ,  $\gamma_{2-100}$  и  $\gamma_{6-100}$ , а это позволит определить  $\delta_{0-2}$ ,  $\delta_{0-6}$ ,  $\delta_{2-100}$  и  $\delta_{6-100}$ , которые относятся к вертикальному направлению в атмосфере, например,  $\delta_{0-2} = \gamma_{0-2} \cdot 2$  (табл. 4).

Таблица 4

Значения  $\delta$  в слоях атмосферы, г. Неринга, 1977,  $\lambda = 530$  нм

Дата измерения	$l$ при $\theta = 3^\circ$	$x$ см	$\delta_{0-100}^1$ км	$\delta_{0-2}$ км	$\delta_{2-100}$ км	$\delta_{0-6}$ км	$\delta_{6-100}$ км
26/V	0,83	0,420	0,0375	0,0241	0,0134	0,0271	0,0104
30/V	0,83	0,417	0,0375	0,0241	0,0134	0,0271	0,0104
20/VI	1,13	0,360	0,0187	0,0116	0,0071	0,0134	0,0053
21/VI	1,06	0,374	0,0231	0,0149	0,0082	0,0168	0,0064
11/VII	0,97	0,350	0,0296	0,0190	0,0106	0,0214	0,0082
28/VII	0,06	0,359	0,0906	0,0580	0,0326	0,0652	0,0254
30/VII	0,09	0,341	0,0889	0,0570	0,0319	0,0641	0,0248
31/VII	0,38	0,335	0,0696	0,0445	0,0251	0,0501	0,0195
18/VIII	0,45	0,313	0,0653	0,0419	0,0234	0,0472	0,0181

<sup>1</sup> Значения определены для высот солнца  $\theta = 7 \dots 10^\circ$ .

Как видно из табл. 4, в слое аэрозолей 0—2 км происходит примерно 64 % ослабления света с  $\lambda = 530$  нм от всего ослабления аэрозольным слоем. В слое аэрозолей 0—6 км ослабляется примерно 72 % света от всего ослабления аэрозольным слоем атмосферы. Это значение близко к указанному в работе [2] для  $\lambda = 370$  нм и равному 76 % для слоя 0—6 км и в работе [5] для

видимой области спектра в слое 0—6 км и равному 70 %. В дальнейшем предстоит проверить на практике на более широком материале предложенный метод исследования аэрозольного слоя атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллен К. У. Астрофизические величины.— М.: Мир, 1977.— 181 с.
2. Гуцин Г. П. Исследование атмосферного озона.— Л.: Гидрометеоздат, 1963.— 269 с.
3. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеоздат, 1965.— 691 с.
4. Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.— 54 с.
5. Рабинович Ю. И. Вертикальное распределение аэрозольного ослабления в тропосфере.— Труды ГГО, 1961, вып. 118.

*Г. П. Гуцин, Г. И. Мазуров, В. А. Омелько*

## **НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУММАРНОГО ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ**

В результате выполнения ряда исследовательских работ по атмосферному озону в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова [2, 4, 5, 7, 9, 18] было обнаружено явление деформации поля атмосферного озона в зоне струйного течения (СТ). Это явление было впоследствии подтверждено рядом авторов [1, 13, 15, 17].

Основные выводы, которые были получены в упомянутых работах, заключаются в следующем:

1. В зоне СТ происходит деформация поля атмосферного озона, состоящая в том, что в циклонической его части содержание озона повышено, а в антициклонической понижено по сравнению со средним значением для данного момента времени. Указанные изменения суммарного озона ( $CO$ ) в зоне СТ составляют 10—30 матм·см.

2. Горизонтальный градиент  $CO$ , направленный из циклонической части струи в антициклоническую, превышает средний меридиональный градиент для данного момента в несколько раз.

3. Вертикальное распределение парциального давления озона на расстоянии до 1000 км от оси СТ изменяется под влиянием СТ в основном в пределах высот 10—18 км.

Однако перечисленные выводы (п. 1—3) были сделаны на сравнительно ограниченном материале наблюдений. В связи с этим в настоящей работе приводятся результаты исследований указанного явления на более широком материале и в сопоставлении с некоторыми характеристиками СТ.

В качестве исходного материала использовались средние дневные значения  $CO$  [19]. Он содержит информацию об измерениях  $CO$  за период с 1974 по 1976 г. по 94 станциям северного полушария. Почти на всех зарубежных станциях для получения данных о  $CO$  использовался озонный спектрофотометр Добсона, а на станциях СССР — модернизированный озонметр М-83. Всего было проанализировано более 3000 наблюдений за распределением озона в зоне СТ (табл. 1).

Положение оси СТ определялось по картам  $AT_{200}$  и  $AT_{300}$ .

Таблица 1

Число случаев наблюдений (средних дневных значений СО) для разных частей СТ по сезонам и за год, использованных в настоящей работе

Сезон	Левая часть СТ					Правая часть СТ				
	скорость на оси СТ, км/ч			барическое поле на уровне 300 мбар		скорость на оси СТ, км/ч			барическое поле на уровне 300 мбар	
	100—150	150—200	200 и более	ложбина	нет ложбины	100—150	150—200	200 и более	гребень	нет гребня
Зима	114	155	191	303	157	102	192	185	291	188
Весна	107	99	111	209	108	94	98	109	212	89
Лето	167	131	98	232	164	128	178	119	287	138
Осень	211	218	129	357	201	209	160	126	304	191
Год	599	603	529	1101	630	533	628	539	1094	606

Для оценки влияния СТ на СО использовалась методика, применявшаяся в работах [4, 9]. Это обеспечило сравнимость полученных результатов.

Важное значение для анализа связи СО с положением СТ имеют сведения о погрешности данных СО. Оценка погрешности данных СО на мировой сети станций приводится в работах [3, 6, 8, 16, 20]. Из этих работ можно заключить, что общая погрешность средних дневных данных СО, получаемых по озонному спектрофотометру Добсона, равна 10—20 матм·см, а по модернизированному озонметру М-83 15—25 матм·см. Учитывая, что в каждой градации, приведенной в табл. 1, использовалось около 100 значений СО, и полагая, что отклонения СО от их средних месячных значений  $\Delta x$  удовлетворяют гауссовскому распределению, получим, что погрешность среднего для данной градации значения  $\Delta x$  составляла (в результате деления на  $\sqrt{100}$ ) 1—3 матм·см.

Представляет интерес другой способ оценки погрешности величины  $\Delta x$ . Если оставить в силе предположение о независимости величины  $\Delta x$  и о гауссовском ее распределении, то согласно теории погрешностей получим, что погрешность среднего значения  $\Delta x$  будет равна

$$\sigma_{\Delta x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta x_i - \bar{\Delta x})^2}{n(n-1)}} \quad (1)$$

Результаты расчета погрешности величины  $\bar{\Delta x}$  по формуле (1) приведены в табл. 2.

Значения  $\sigma_{д.х.}$  (матм.см) для разных частей СТ по сезонам и за год

Сезон	Скорость СТ, км/ч	Расстояние от оси СТ, км																
		левая часть							правая часть									
		2400	2100	1800	1500	1200	900	600	300	0	300	600	900	1200	1500	1800	2100	2400
Весна	100—150 150—200 200	5 4 5	4 4 5	5 5 4	4 5 4	4 5 3	5 6 5	3 5 4	4 5 5	6 6 4	6 5 6	6 6 5	4 4 6	6 6 4	6 6 5	4 4 6	6 6 5	2 6 4
Лето	100—150 150—200 200	5 3 3	6 2 3	5 5 5	4 5 2	3 4 5	3 5 5	4 6 5	2 6 3	3 4 3	3 4 3	3 3 3	2 4 4	3 5 2	3 5 2	3 4 4	3 5 2	1 2 3
Осень	100—150 160—200 200	4 3 2	5 3 3	5 5 2	4 4 6	3 4 6	3 2 6	2 3 4	3 2 3	3 3 2	4 2 6	4 2 3	4 2 2	4 2 3	4 2 2	4 2 2	1 3 6	4 4 4
Зима	100—150 150—200 200	4 6 2	3 6 3	4 5 3	4 6 4	3 4 4	5 5 5	5 4 3	6 3 3	6 4 2	4 4 3	4 4 3	4 2 3	3 4 5	5 5 3	6 6 5	3 5 5	6 3 6
Год	100—150 150—200 200	4 4 3	4 4 4	5 5 4	4 5 4	3 4 4	4 4 5	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 3	4 4 4	4 4 4	3 4 4

Как видно из табл. 2, погрешность величины  $\overline{\Delta x}$ , включающая ошибки наблюдений и естественную изменчивость СО, составляет 2—6 матм·см, что не противоречит оценке погрешности первым способом. В отличие от ранее выполненных работ [1, 4, 5, 15], в настоящей работе использовалась более широкая зона, расположенная на 2500 км влево и вправо от оси СТ. Учитывались

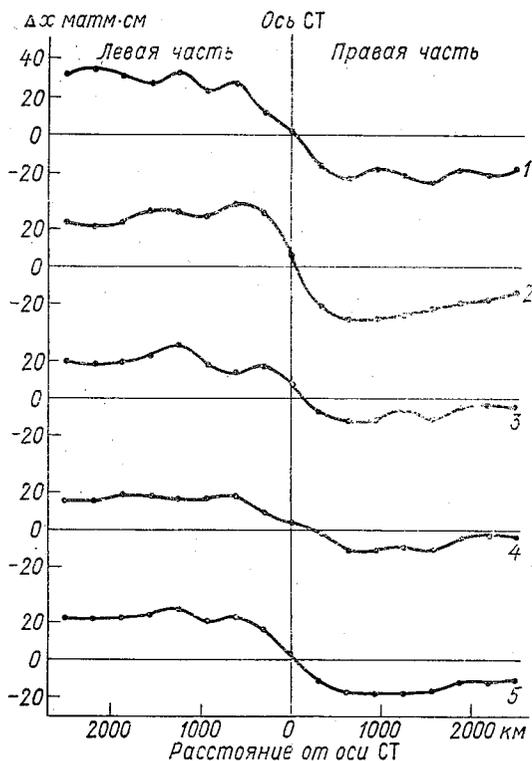


Рис. 1. Средние профили отклонений СО в зоне СТ в различные сезоны.

1 — зима, 2 — весна, 3 — лето, 4 — осень, 5 — год.

только отдельные СТ; если вблизи проходили два СТ, то такие случаи не учитывались при анализе. Расстояние озонометрической станции от оси СТ определялось в километрах.

В результате статистической обработки данных о СО в зависимости от положения осей СТ были получены профили отклонений  $\Delta x$ , показанные на рис. 1.

Анализ озонных профилей, представленных на рис. 1, подтверждает выводы работ [4, 9]. Кроме того, как видно из рис. 1, на расстояниях 2500 км слева и справа от оси СТ отклонение СО имеет вполне определенные значения. Это говорит о том, что СТ

оказывают влияние на распределение СО на расстояние до 2500 км.

С целью дальнейшего изучения этого вопроса была исследована роль интенсивности СТ на распределение СО. По интенсивности (или скорости на оси) струи подразделялись на слабые (скоростью 100—150 км/ч), умеренные (150—200 км/ч) и сильные (200 км/ч и более). Были получены озонные профили в области СТ с учетом их интенсивности. Анализ этих профилей показал, что распределение озона зависит от интенсивности СТ, причем чем больше скорость на оси СТ, тем больше перепад СО в левой и правой частях СТ.

Средние значения отклонений СО в зоне СТ и перепад СО между левой и правой частями в зависимости от интенсивности СТ представлены в табл. 3.

Таблица 3

Средние значения отклонений СО  $\overline{\Delta x}$  в левой и правой частях СТ в зависимости от их интенсивности

Сезон	Левая часть СТ			Правая часть СТ			Перепад СО между левой и правой частями, матм-см		
	Скорость, км/ч								
	200 и более	150—200	100—150	200 и более	150—200	100—150	200 и более	150—200	100—150
Весна	32,4	26,6	21,0	-26,8	-21,8	-16,1	59,2	48,4	37,1
Лето	26,1	18,2	14,3	-6,9	-8	-5,9	33,0	28,4	20,2
Осень	16,3	14,3	13,4	-7	-6,3	-5,8	23,3	20,6	19,2
Зима	29,1	26,0	22,4	-23,6	-19,6	-19,4	52,7	45,6	41,8
Год	26,0	21,3	17,8	-16,1	-13,9	-11,8	42,1	35,2	29,6

Среднее значение отклонений СО явилось результатом осреднения восьми значений отклонений в левой и правой частях СТ

$$\overline{\Delta x}_{\text{ср}} = \frac{1}{8} \sum_{i=1}^8 \overline{\Delta x}_i,$$

где  $\overline{\Delta x}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \Delta x_j$ ,  $n$  — число отклонений СО  $\Delta x_j$ , вошедших в какую-либо из градаций (ширина градации 300 км, так как точность проведения СТ на картах АТ<sub>200</sub> и АТ<sub>300</sub> составляет  $\pm 150$  км [14]).

Перепады определялись как разность между средним значением отклонений СО в левой и правой частях СТ, т. е.  $\Pi = \overline{\Delta x}_л - \overline{\Delta x}_п$ . Анализируя данные табл. 3, можно сделать следующие выводы:

1. Чем больше скорость на оси СТ, тем больше по абсолютному значению  $\Delta x_{л}$  и  $\Delta x_{п}$ .

2. С увеличением скорости на оси СТ увеличивается перепад СО между левой и правой частями.

С целью проверки гипотезы ряда авторов [16] о том, что северные потоки приводят к увеличению СО, а южные — к его

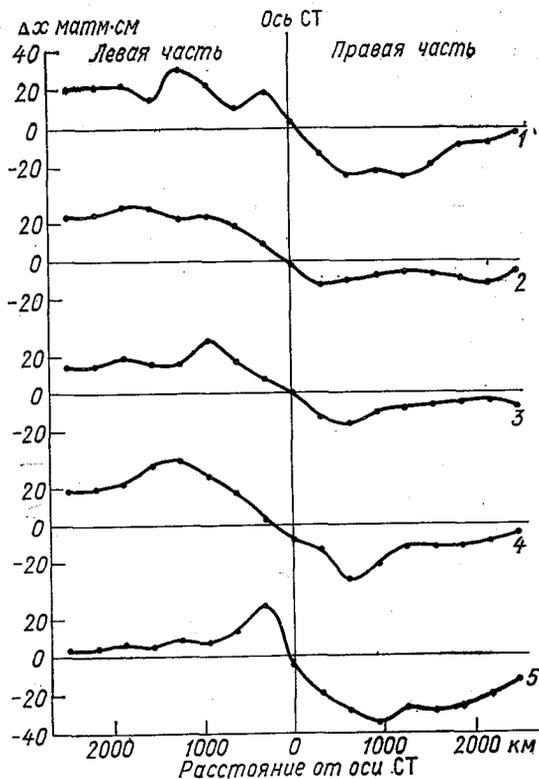


Рис. 2. Средние за год профили отклонений СО в зоне СТ в различных широтных поясах северного полушария.

1) 20—30°, 2) 30—40°, 3) 40—50°, 4) 50—60°, 5) 60—70°.

уменьшению, были построены графики распределения отклонений СО в зоне СТ, имеющих северное, северо-западное, западное, юго-западное и южное направление. Анализ этих профилей СО показал, что слева от оси СТ независимо от направлений ветра наблюдается максимум озона. Если в левой части СТ при западном его направлении заметен несколько широтный эффект общепланетарного распределения озона, то справа от оси СТ этого не заметно.

Во всех случаях подтверждается вывод, полученный в работе [4] для поверхности 200 мбар, что СО изменяется не вследствие изменения направления оси СТ относительно станции, а за счет изменения высоты изобарической поверхности.

Для СТ северо-западного, западного и юго-западного направления, имеющих наибольшую повторяемость, была произведена аналогичная оценка с учетом скорости ветра. Она показала, что с увеличением скорости ветра на оси СТ более рельефно проявляется закономерность увеличения СО в левой части и уменьшение его в правой части.

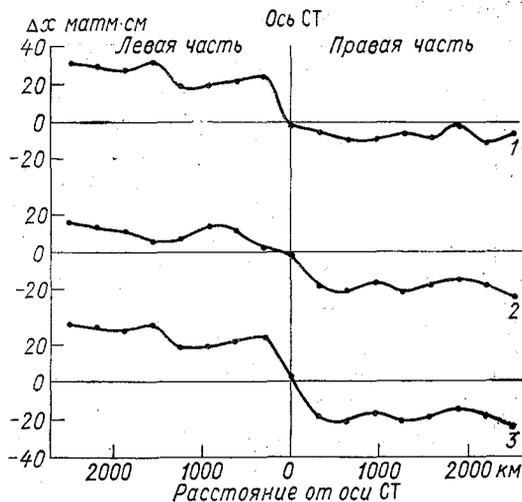


Рис. 3. Средние за год профили отклонений СО в зоне СТ.

1 — слева от оси СТ высотная ложбина, 2 — справа от оси СТ высотный гребень, 3 — слева от оси СТ высотная ложбина, справа — высотный гребень.

Для выяснения влияния географической широты на средний озонный профиль в зоне СТ были рассмотрены СТ, проходящие в широтных поясах 20—30, 30—40, 40—50, 50—60 и 60—70° (рис. 2). При таком подходе, в отличие от предыдущих [7, 9], фиксировались не положения озонометрических станций, а положения осей СТ в той или иной широтной зоне. Эта проверка показала, что для СТ любой указанной широтной зоны справедливо общее правило, т. е. слева от оси СТ находится максимум СО, справа — минимум.

С целью выявления влияния барического поля в нижней стратосфере и верхней тропосфере на поле атмосферного озона была рассмотрена зависимость между СО и барическим полем в зоне СТ на уровнях 300 и 200 мбар. В результате были получены профили (рис. 3), анализ которых показывает, что наиболее резкое

изменение СО в зоне СТ наблюдается в тех случаях, когда на рассматриваемых уровнях в зоне СТ имеется ложбина или гребень. В области высотной ложбины или высотного гребня, связанных со СТ, наблюдаются наибольшие отклонения  $\Delta x$  (соответственно слева и справа от оси СТ). Справа от оси СТ (при наличии слева от оси СТ высотной ложбины) отклонения СО незначительны, слева от оси СТ (при наличии справа высотного гребня) отклонения СО также незначительны.

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы:

1. Подтверждаются основные выводы о влиянии СТ на поле СО, сделанные в работах [2, 4, 5].

2. Струйное течение оказывает влияние на поле СО на значительно большем расстоянии от оси СТ, чем это указывалось раньше. Это влияние отчетливо прослеживается на расстоянии до 2500 км.

3. Отклонения СО в зоне СТ составляют 10—30 матм·см, что заметно превышает погрешность измерений СО, составляющую для средних значений в настоящей работе 2—5 матм·см.

4. Отклонения СО существенно увеличиваются в левой и правой частях СТ при увеличении скорости ветра на оси СТ. При увеличении скорости ветра на оси СТ в два раза отклонения СО увеличиваются примерно на 50 %.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васин В. Ф., Воробьев В. И. К вопросу распределения общего содержания озона в струйных течениях.—Труды ГГО, 1966, вып. 184, с. 31—34.
2. Гуцин Г. П. Закономерности горизонтального распределения и колебаний во времени содержания атмосферного озона.—В кн.: Атмосферный озон. Результаты работ МГГ в СССР. Конференция 28—31 октября 1959 г./Под ред. А. Х. Хргиана. М., МГУ, 1961, с. 149—169.
3. Гуцин Г. П. Исследование атмосферного озона.—Л.: Гидрометеиздат, 1963.—269 с.
4. Гуцин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере.—Л.: Гидрометеиздат, 1964.—341 с.
5. Гуцин Г. П. О некоторых результатах исследования атмосферного озона в Главной геофизической обсерватории.—Метеорологические исследования, 1970, № 17, с. 58—71.
6. Гуцин Г. П. Озонометрическая сеть СССР.—Метеорология и гидрология. 1979, № 3, с. 111—116.
7. Гуцин Г. П., Виноградова Н. Н. К вопросу о распределении озона в зоне струйных течений.—Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 48—54.
8. Гуцин Г. П., Ромашкина К. И., Шаламянский А. М. Опыт измерения общего содержания озона модернизированным озонометром М-83 в Воейково в 1971—1974 гг.—Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 106—120.
9. Гуцин Г. П., Шатунов И. А. Атмосферный озон и струйные течения.—Труды ГГО, 1964, вып. 154, с. 20—29.
10. Еланский Н. Ф. О механизме воздействия струйного течения на озоновый слой. Физика атмосферы и океана.—Том II, № 9, 1975, с. 916—925.
11. Иванова Г. Ф. О вертикальном распределении озона в зонах струйных течений.—Труды ГГО, 1972, вып. 279, с. 167—184.
12. Морозова М. И., Петросянц М. А., Чернышева О. Н. О вертикальной циркуляции в области струйного течения.—В кн.: Опыт численного прогноза метеорологических элементов. Ташкент, Фан 1967, с. 88—100.

13. Некоторые результаты наблюдений озона со спутников 17-18 июня 1966 г./А. Х. Хргиан, В. М. Березин, Н. Ф. Еланский и др.— Метеорология и гидрология, 1973, № 4, с. 3—12.
14. Погосян Х. П. Струйные течения в атмосфере.— М.: Гидрометеиздат, 1969.— 183 с.
15. Харчилава Д. Ф. Озон и струйные течения.— Труды ЗакНИГМИ, 1967, вып. 21, с. 129—142.
16. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 291 с.
17. Figueira N. F. Atmospheric ozone and flow field variations over Liabon. Pure and Appl. Geophys. N 5—7, 1973, p. 1586—1599.
18. Gouchtchin G. P. Sur les causes des variations de l'ozone total. Symposium on atmospheric ozone. Arosa, Aug, 1961, Paris, 1963, p. 75—78.
19. Ozone Data for the World. Toronto. Ontario, 1974—1976.
20. Thomas R. W. L., Holland A. C. Ozone estimates derived from Dobson direct sun measurements: effect of atmospheric temperature Variations and scattering. Applied Optics, 1977, vol. 16, N 3, p. 613—618.

*Г. П. Гуцин, Дж. Петерсон,  
В. А. Ковалев, Т. А. Павлюченкова*

## СОВМЕСТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ СОВЕТСКИМ И АМЕРИКАНСКИМ ПРИБОРАМИ

В августе 1978 г. на Центральной полевой экспериментальной базе ГГО в Воейково были проведены официальные сравнения советского и американского приборов для измерения спектральной прозрачности атмосферы. Работа проводилась в соответствии с одним из проектов восьмой рабочей группы в рамках двустороннего соглашения между СССР и США по охране окружающей среды. США представлял Дж. Петерсон из Лаборатории воздушной среды Национального управления по исследованию океана и атмосферы (Боулдер, Колорадо). С советской стороны в сравнениях принимали участие сотрудники отдела актинометрии и атмосферной оптики под руководством Г. П. Гуцина. Использовались американский портативный солнечный фотометр Фольца ДА-4367 с двумя узкополосными интерференционными фильтрами с максимумами на длинах волн 380 и 500 нм [4] и углом поля зрения  $1^{\circ}51'$  и советский прибор М-83, разработанный Г. П. Гуциным и предназначенный для измерения общего содержания озона и спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей [1, 3]. Прибор имеет угол поля зрения  $6^{\circ}$  и набор из шести стеклянных светофильтров, позволяющий измерять спектральную прозрачность в шести участках спектра с максимумами на длинах волн 344, 369, 463, 530, 572 и 627 нм.

Методика измерения, аналогичная для обоих приборов, описана в [3].

Спектральная прозрачность атмосферы  $P_{\lambda}$  в вертикальном направлении для длины волны  $\lambda$  на уровне моря определяется формулой

$$P_{\lambda} = \left( \frac{S_{\lambda}}{S_{\lambda, 0}} \right)^{\frac{1}{m}}, \quad (1)$$

где  $S_{\lambda}$  — прямая солнечная радиация с длиной волны  $\lambda$  на поверхности Земли,  $S_{\lambda, 0}$  — прямая солнечная радиация с длиной волны  $\lambda$  на внешней поверхности атмосферы,  $m$  — оптическая масса

атмосферы, соответствующая угловой высоте солнца в момент измерения.

Показатель аэрозольного ослабления атмосферы, или иначе оптическая толщина аэрозолей  $\delta_\lambda$  (десятичная), находится по формуле

$$\delta_\lambda = \frac{\lg S_{\lambda, 0} - \lg S_\lambda}{m} - \beta_\lambda - \alpha_\lambda, \quad (2)$$

где  $\beta_\lambda$  — показатель рассеяния релеевской атмосферы,  $\alpha$  — суммарный озон,  $\alpha_\lambda$  — показатель поглощения озона.

Результаты измерений средних дневных значений спектральной прозрачности атмосферы и показателя аэрозольного ослабления атмосферы в пяти участках спектра советским прибором М-83 № 69 в период сравнений приведены в табл. 1. Погодные условия во время сравнений не были достаточно благоприятными. Так, 15 августа из-за наличия облачности измерения проводились в течение лишь получаса; 17 и 23 августа отмечались перистые облака и измерения проводились в моменты, когда диск солнца кратковременно просматривался в разрывах между облаками. 16 августа состояние атмосферы было более стабильным.

Таблица 1

Средние дневные значения спектральной прозрачности атмосферы  $P_\lambda$  и показателя аэрозольного ослабления атмосферы  $\delta_\lambda$  по данным советского прибора М-83 № 69 в период сравнений советских и американских приборов. 1978 г.

Дата	Время измерения (московское), ч мин	Длина волны, нм					
		344		369		463	
		$P$	$\delta$	$P$	$\delta$	$P$	$\delta$
15 VIII	12 28—13 08	0,45	0,077	0,525	0,062	0,75	0,036
16 VIII	7 30—11 00	0,48	0,046	0,54	0,044	0,78	0,026
17 VIII	9 36—15 10	0,35	0,191	0,40	0,185	0,57	0,159
23 VIII	9 09—15 08	0,29	0,267	0,34	0,250	0,54	0,178

Дата	Время измерения (московское), ч мин	Длина волны, нм			
		530		572	
		$P$	$\delta$	$P$	$\delta$
15 VIII	12 28—13 08	0,78	0,046	0,78	0,048
16 VIII	7 30—11 00	0,82	0,028	0,82	0,029
17 VIII	9 36—15 10	0,65	0,128	0,64	0,144
23 VIII	9 09—15 08	0,62	0,146	0,63	0,149

Сравнения приборов были проведены по измеренным ими значениям  $P_\lambda$ , поскольку эта величина определяется с мень-

шей погрешностью, чем величина  $\delta_\lambda$ . При чем, как показано в ра-  
боте [1], погрешность  $P_\lambda$  для средних условий составляет 2 %. При

Таблица 2

Результаты измерений спектральной прозрачности  $P_\lambda$  и показателя  
аэрозольного ослабления атмосферы  $\delta_\lambda$  советским и американским  
приборами. 1978 г.

Дата	Время изме- рения, ч мин	Воздушная масса	Фотометр Фольпа ДА-4367 (США)				Прибор М-83 (СССР)			
			$P_{500}$	$P_{380}$	$\delta_{500}$	$\delta_{380}$	$P_{530}$	$P_{360}$	$\delta_{530}$	$\delta_{360}$
15 VIII	12 24	1,445	0,76	0,55	0,052	0,067				
	12 28	1,442				0,79	0,54	0,043	0,051	
	12 30	1,439				0,79	0,53	0,043	0,058	
	13 06	1,433				0,77	0,52	0,051	0,067	
	13 08	1,433				0,77	0,51	0,051	0,074	
16 VIII	13 33	1,439	0,74	0,53	0,066	0,086				
	9 05	2,187				0,82	0,54	0,027	0,045	
	10 04	1,798	0,79	0,58	0,038	0,046				
	10 25	1,711				0,83	0,55	0,022	0,037	
	10 32	1,682	0,78	0,575	0,041	0,048				
17 VIII	10 36	1,670				0,84	0,56	0,018	0,031	
	10 48	1,627	0,79	0,58	0,035	0,043				
	10 56	1,603				0,83	0,55	0,021	0,036	
	11 00	1,593	0,79	0,58	0,036	0,043	0,82	0,54	0,028	
	11 32	1,522	0,79	0,58	0,038	0,044				
	9 59	1,837	0,67	0,47	0,110	0,139	0,74	0,47	0,071	
	10 01	1,827	0,69	0,48	0,097	0,124				
	10 02	1,822				0,76	0,47	0,062	0,104	
	11 06	1,586				0,58	0,39	0,180	0,189	
	11 36	1,522	0,565	0,39	1,182	0,215				
23 VIII	11 58	1,490				0,57	0,36	0,183	0,223	
	12 35	1,456	0,54	0,375	0,198	0,234	0,62	0,38	0,146	
	12 37	1,454	0,58	0,40	0,171	0,206	0,65	0,40	1,127	
	12 39	1,453	0,56	0,39	0,183	0,220	0,62	0,37	0,138	
	10 41	1,729	0,55	0,34	0,192	0,272				
	10 42	1,727				0,63	0,34	0,143	0,248	
	11 06	1,650				0,63	0,34	0,141	0,246	
	11 08	1,642	0,56	0,35	0,186	0,261				
	11 14	1,627	0,56	0,35	0,185	0,260	0,62	0,34	0,150	
	11 15	1,627				0,62	0,34	0,150	0,246	
11 17	1,621	0,54	0,34	0,198	0,279					
11 19	1,615	0,55	0,34	0,193	0,273	0,63	0,34	0,140		
		-0,56	-0,35	-0,187	-0,265					
11 23	1,677	0,56	0,36	0,184	0,254	0,63	0,35	0,140		
11 24	1,603	0,57	0,36	0,176	0,248	0,63	0,35	0,141		
11 27	1,598	0,57	0,36	0,180	0,251					
11 28	1,596	0,57	0,36	0,178	0,254	0,63	0,35	0,141		
11 55	1,548	0,55	0,35	0,192	0,267	0,64	0,34	0,134		
11 58	1,543	0,56	0,36	0,182	0,256	0,64	0,35	0,134		
11 59	1,541	0,55	0,35	0,190	0,268					
12 00	1,540				0,61	0,33	0,155	0,260		
12 13	1,527	0,555	0,35	0,139	0,260	0,64	0,34	0,137		
12 15	1,523	0,56	0,36	0,183	0,253	0,64	0,36	0,132		

Сводные результаты сравнений советского и американского приборов для измерений спектральной прозрачности атмосферы. 1978 г.

Дата	Время измерения (московское), ч мин	Прибор Фольца (США)		Прибор М-83 (СССР)	
		$P_{500}$	$P_{380}$	$P_{530}$	$R_{363}$
15 VIII	12 24—13 33	0,75	0,54	0,78	0,525
16 VIII	9 05—11 32	0,79	0,58	0,83	0,55
17 VIII	9 59—10 02	0,68	0,475	0,75	0,47
	12 35—12 39	0,56	0,39	0,63	0,38
23 VIII	10 41—12 15	0,56	0,35	0,63	0,34

сравнениях показаний приборов надо было учитывать различия в длинах волн сравниваемых приборов. В связи с этим из всех результатов измерений по прибору М-83 были отобраны данные по

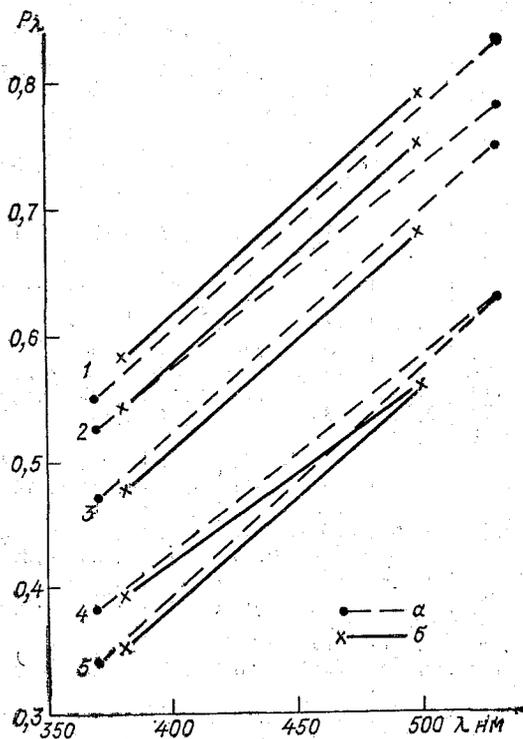


Рис. 1. Результаты сравнений советского прибора М-83 (а) и американского фотометра Фольца (б). 1978 г.

1—16 VIII, 2—15 VIII, 3—17 VIII (9 ч 59 мин—10 ч 02 мин), 4—17 VIII (12 ч 35 мин—12 ч 39 мин), 5—23 VIII.

двум фильтрам с максимумами на длинах волн 369 и 530 нм, наиболее близких к рабочим длинам волн американского прибора.

Синхронные данные по спектральной прозрачности атмосферы, полученные обоими приборами, приведены в табл. 2. По ряду при-

чин в некоторых случаях строго синхронных измерений произвести не удалось; в этих случаях использовались результаты измерений обоих приборов с минимальным расхождением во времени.

В табл. 3 и на рис. 1 приведены сводные результаты сравнений обоих приборов. Полученные данные показывают, что значения спектральной прозрачности, полученные обоими приборами, достаточно хорошо согласуются друг с другом. С учетом поправки на разницу в длинах волн (рис. 1) расхождения в измеренных значениях прозрачности лежат в пределах 2%. Какая-то часть этих расхождений обусловлена, по-видимому, различием в телесных углах приборов, о котором говорилось выше. В дни с более высокой прозрачностью атмосферы (15 и 16 августа) прибор М-83 показывал прозрачность несколько ниже, чем фотометр Фольца; в дни с меньшей прозрачностью атмосферы показания прибора М-83 несколько выше показаний фотометра Фольца.

Ранее (в 1972 г.) были проведены сравнения показаний прибора М-83 и двух фотометров Фольца в Воейково [1]. Эти сравнения показали, что значения показателей аэрозольного ослабления атмосферы, измеренных по трем упомянутым приборам, были достаточно близки друг к другу, несмотря на то, что фотометры Фольца градуировались в США, а прибор М-83 — в СССР. При этом показания прибора М-83 были тогда немного выше, чем показания фотометров Фольца как при высокой, так и при низкой прозрачности атмосферы.

Резюмируя вышесказанное, можно отметить, что данные прибора М-83, который используется на сети станций СССР для измерений спектральной прозрачности атмосферы и общего содержания озона, в целом хорошо согласуются с данными соответствующих американских приборов. Результаты сравнений прибора М-83 с американскими приборами для измерений общего содержания озона в атмосфере были опубликованы ранее [2].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гущин Г. П. Методика и прибор для измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей.— Труды ГГО, 1974, вып. 324, с. 77—100.
2. Ковалев В. А., Ромашкина К. И., Елисеев А. А. Сравнения приборов для измерения общего содержания атмосферного озона на фоновой станции Мауна-Лоа.— Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 110—113.
3. Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 53 с.
4. Volz F. E. Photometer mit Selen-Photoelement zur spektralen Messung und zur Bestimmung der Wellenlängenabhängigkeit der Dunsttrübung. Archiv f. Met. Geoph. u. Biokl. Ser. B., 1959, t. 10, 100—131.

## АППРОКСИМАЦИЯ ПОЛИНОМОМ ЛИДАРНЫХ СИГНАЛОВ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Зарегистрированный сигнал обратного рассеяния промодулирован некоторой случайной составляющей (шумы, погрешности отсчета и т. д.). Для того чтобы выделить полезный сигнал на фоне случайной составляющей, в настоящей работе предлагается использовать аппроксимацию сигнала обратного рассеяния полиномом некоторой степени.

Пусть  $P(z_i)$  — амплитуда сигнала обратного рассеяния, принятого с расстояния  $z_i$  ( $i = 1, 2, \dots, M$ ). Аппроксимирующий полином  $P_N(z_i)$  степени  $N$  представим в виде следующей суммы:

$$P_N(z_i) = \sum_{k=0}^N a_k Q_k(z_i), \quad (1)$$

где  $Q_k(z_i)$  — ортонормированная система полиномов, удовлетворяющих соотношению

$$\sum_{i=1}^M \frac{Q_k(z_i) Q_j(z_i)}{\sigma^2(z_i)} = \begin{cases} 1, & \text{если } k = j; \\ 0, & \text{если } k \neq j, \end{cases} \quad (2)$$

где  $k$  и  $j$  — целые числа, принимающие значения  $(0, 1, 2, \dots, N)$ ,  $\sigma^2(z_i)$  — погрешность определения  $i$ -й амплитуды сигнала обратного рассеяния  $P(z_i)$ . Коэффициенты  $Q_k$  найдем из условия минимума выражения

$$F = \sum_{i=1}^M \frac{\left[ P(z_i) - \sum_{k=0}^N a_k Q_k(z_i) \right]^2}{\sigma^2(z_i)}. \quad (3)$$

Условие минимума данного выражения соответствует равенству нулю частных производных по искомым параметрам

$$\frac{\partial F}{\partial a_k} = 0, \quad (4)$$

где  $k = 0, 1, 2, \dots, N$ .

Используя соотношения (2) — (4), легко получить

$$a_k = \sum_{i=1}^M \frac{P(z_i) Q_k(z_i)}{\sigma^2(z_i)}. \quad (5)$$

По аналогии с методикой, предложенной в книге И. С. Березина и Н. П. Жидкова [1], выведем некоторые рекуррентные формулы для нахождения  $Q_k(z_i)$

Пусть  $m$  — некоторое целое число. Тогда многочлен  $z_i Q_{m-1}(z_i)$  имеет степень  $m$ , а следовательно, его можно представить в виде

$$z_i Q_{m-1}(z_i) = \alpha_0 Q_0(z_i) + \dots + \alpha_{m-1} Q_{m-1}(z_i) + Q_m^*(z_i), \quad (6)$$

где  $Q_0(z_i), \dots, Q_{m-1}(z_i)$  — ортонормированная система полиномов, удовлетворяющая соотношению (2);  $\alpha_0, \dots, \alpha_{m-1}$  — некоторые неизвестные постоянные коэффициенты,  $Q_m^*(z_i)$  — ненормированный полином вида  $\alpha_m Q_m(z_i)$ .

Умножая обе части равенства (6) на  $Q_j(z_i)/\sigma^2(z_i)$  и суммируя в пределах  $i = 1, 2, \dots, M$ , получим следующее выражение:

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^M \frac{z_i Q_{m-1}(z_i) Q_j(z_i)}{\sigma^2(z_i)} &= \sum_{k=0}^{m-1} \alpha_k \sum_{i=1}^M \frac{Q_k(z_i) Q_j(z_i)}{\sigma^2(z_i)} + \\ &+ \sum_{i=1}^M \frac{Q_m^*(z_i) Q_j(z_i)}{\sigma^2(z_i)}. \end{aligned} \quad (7)$$

При  $j = 1, 2, \dots, m-3$   $z_i Q_j(z_i)$  представляют собой полином степени не выше  $m-1$ , являющийся линейной комбинацией  $Q_0(z_i), \dots, Q_{m-2}(z_i)$ . Следовательно,

$$\alpha_j \sum_{i=1}^M \frac{Q_j^2(z_i)}{\sigma^2(z_i)} = 0. \quad (8)$$

Отсюда следует, что  $\alpha_j = 0$ , т. е.

$$z_i Q_{m-1}(z_i) = \alpha_{m-2} Q_{m-2}(z_i) + \alpha_{m-1} Q_{m-1}(z_i) + Q_m^*(z_i). \quad (9)$$

Откуда

$$Q_m^*(z_i) = (z_i - \alpha_{m-1}) Q_{m-1}(z_i) - \alpha_{m-2} Q_{m-2}(z_i). \quad (10)$$

При значениях  $j = m-2, j = m-1$  для коэффициентов  $\alpha_{m-2}, \alpha_{m-1}$  получим следующие выражения:

$$\alpha_{m-2} = \sum_{i=1}^M \frac{z_i Q_{m-2}(z_i) Q_{m-1}(z_i)}{\sigma^2(z_i)}; \quad (11)$$

$$\alpha_{m-1} = \sum_{i=1}^M \frac{z_i Q_{m-1}^2(z_i)}{\sigma^2(z_i)}. \quad (12)$$

Пронормировав полином  $Q_m^*(z_i)$ , имеем

$$Q_m(z_i) = \frac{Q_m^*(z_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^M \frac{Q_m^{*2}(z_i)}{\sigma^2(z_i)}}}. \quad (13)$$

Воспользовавшись условием (2), для полиномов степени 0 и 1 легко получить следующие выражения:

$$\left. \begin{aligned} Q_0(z_i) &= c_1; \\ Q_1(z_i) &= c_2 z_i - c_3, \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

где

$$c_1 = \frac{1}{\sqrt{\sum_{i=1}^M \frac{1}{\sigma^2(z_i)}}};$$

$$c_2 = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^M \frac{1}{\sigma^2(z_i)}}}{\left( \sum_{i=1}^M \frac{1}{\sigma^2(z_i)} \right) \left( \sum_{i=1}^M \frac{z_i^2}{\sigma^2(z_i)} \right) - \left( \sum_{i=1}^M \frac{z_i}{\sigma^2(z_i)} \right)^2};$$

$$c_3 = \frac{\sum_{i=1}^M \frac{z_i}{\sigma^2(z_i)}}{\sqrt{\sum_{i=1}^M \frac{1}{\sigma^2(z_i)} \left[ \left( \sum_{i=1}^M \frac{1}{\sigma^2(z_i)} \right) \left( \sum_{i=1}^M \frac{z_i^2}{\sigma^2(z_i)} \right) - \left( \sum_{i=1}^M \frac{z_i}{\sigma^2(z_i)} \right)^2 \right]}}.$$

Таблица 1

Погрешности определения амплитуд сигнала обратного рассеяния  $P(z)$  при наличии шума амплитудой  $0,005 P(z_1)$  после аппроксимации сигнала  $P(z)$  полиномом 14-й степени

$z$ км	$P(z)$	$\frac{\Delta P(z)}{P(z)} \%$	$z$ км	$P(z)$	$\frac{\Delta P(z)}{P(z)} \%$
0,45	45,2	-0,5	0,56	1,57	-0,46
0,46	30,4	-0,01	0,57	1,19	-4,3
0,47	20,8	0,06	0,58	0,91	-8,0
0,48	14,4	-1,8	0,59	0,70	-17
0,49	10,1	-1,6	0,60	0,55	-31
0,50	7,21	-0,43	0,61	0,43	-29
0,51	5,20	-0,01	0,62	0,34	-21
0,52	3,79	0,5	0,63	0,27	-69
0,53	2,80	1,9	0,64	0,22	68
0,54	2,08	2,2	0,65	0,17	45

Зная  $Q_0(z_i)$ ,  $Q_1(z_i)$ , полиномы  $Q_2(z_i)$  и т. д. ищем по рекуррентным формулам.

Была осуществлена проверка этой методики на моделях. При этом задавался профиль коэффициента ослабления  $\alpha(z) = 3/z^2$  и по нему рассчитывался сигнал обратного рассеяния  $P(z)$  в относительных единицах. Затем функция  $P(z)$  аппроксимировалась полиномом, причем погрешности аппроксимации составляли сотые доли процента. После этого сигнал обратного рассеяния  $P(z)$  модулировался некоторой случайной составляющей, имеющей постоянную дисперсию на участке от  $z_1$  до  $z_m$ , и снова осуществлялась аппроксимация его полиномом. Применение аппроксимации давало хорошие результаты, даже если сигнал  $P(z)$  изменялся на участке от  $z_1$  до  $z_m$  на три-четыре порядка, что и показано в табл. 1.

#### ОПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И. С. Березин, Н. П. Жидков. Методы вычислений.— М.: 1959, т. 1, с. 400—403.

*А. В. Жуков, Е. В. Фабер, А. А. Шашков*

**МОДЕЛЬНЫЙ ТЕСТ  
И УСОВЕРШЕНСТВОВАННЫЙ АЛГОРИТМ  
ДЛЯ ПРОГРАММЫ ПРЯМОГО РАСЧЕТА  
СЕЛЕКТИВНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ  
АТМОСФЕРНЫМИ ГАЗОВЫМИ ПРИМЕСЯМИ**

**Введение**

Для широкого круга задач, связанных с переносом излучения в атмосфере, необходимо рассчитывать поглощение радиации в линиях атмосферных газов.

Изложенные в данной статье расчеты проводились для усовершенствования и проверки спектроскопического метода определения интегрального содержания  $\text{CO}_2$  в столбе атмосферы [3, 4]. Поэтому конкретные результаты, полученные здесь, применимы в полной мере именно к этой задаче. Однако общие принципы и подходы, использованные в данной работе, могут оказаться полезными в любой проблеме, связанной с прямым расчетом селективного поглощения атмосферными газовыми компонентами.

**Модельный тест для проверки программ  
прямого расчета**

1. Прямой расчет селективного ослабления атмосферными газами осуществляется путем численного интегрирования общего выражения для функции пропускания в неоднородной атмосфере в интервале волновых чисел  $\Delta\nu$ :

$$P_{\Delta\nu} = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} \exp \left[ - \int_L U(l) k_\nu(P(l), T(l)) dl \right] d\nu; \quad (1)$$

здесь  $U(l)$  — удельное содержание поглощающего газа, меняющееся вдоль пути луча  $l$ ,  $k_\nu$  — суммарный коэффициент поглощения на частоте  $\nu$ , рассчитываемый путем суммирования вкладов от отдельных спектральных линий на данной частоте. В методе

прямого расчета эти вклады вычисляются непосредственно на основе данных о положении спектральных линий, об их интенсивностях и полуширинах, о зависимостях этих величин от давления и температуры, а также о форме контуров линий поглощения. При этом не накладывается никаких ограничений на положение границ интервала  $\Delta\nu$ , на распределение температуры, давления и концентрации поглощающего газа вдоль пути, проходимого излучением.

Эти и некоторые другие достоинства метода прямого расчета обусловили его широкое применение в задачах атмосферной оптики и в особенности в обратных задачах количественной спектроскопии атмосферы [2, 4 и 5].

2. Недостатком программ прямого расчета является их громоздкость, связанная с необходимостью использования в расчете больших числовых массивов (обычно число линий поглощения, учитываемых при расчетах, составляет несколько тысяч, число шагов при интегрировании также обычно составляет несколько тысяч и т. д.). Это обстоятельство обуславливает возможность наличия некорректностей, допущенных при составлении программ прямого расчета для ЭВМ, что приводит к различию в конечных результатах, полученных при помощи программ, составленных разными авторами, при одинаковых исходных данных. При этом трудно найти объективные факторы, позволяющие отдать предпочтение какой-либо одной из сравниваемых программ. Поэтому возникает проблема разработки объективного теста, позволяющего проверить используемую в программе расчетную процедуру.

3. Проверка программ прямого расчета может быть произведена, если есть возможность сравнить значение функции пропускания в некотором спектральном интервале, полученное численно при помощи этих программ, со значением этой величины, вычисленным по сравнительно простым аналитическим выражениям. Для реальных спектров такие выражения практически невозможно получить. Однако в литературе описан ряд искусственных модельных спектров, обладающих указанным свойством и используемых обычно для расчета поглощения атмосферными газами методом моделей полос [1, 6].

В этом методе реальный спектр, состоящий в общем случае из случайно расположенных линий с различными параметрами, заменяется на модель спектральной полосы поглощения, в которой взаимное расположение линий, распределение их интенсивностей и полуширин подчиняются некоторым закономерностям, позволяющим в конечном счете получить сравнительно простые выражения для функции пропускания в такой модельной полосе.

4. Упомянутый выше тест может быть создан, если принять во внимание универсальность программ прямого расчета, т. е. то, что правильно составленная программа прямого расчета должна давать правильные результаты для произвольной структуры спектра и для произвольной модели атмосферы. Следовательно, если задать в качестве исходных данных для прямого расчета

параметры модельной полосы поглощения и такую стратификацию атмосферы, при которой существует аналитическое решение для используемого модельного спектра, то появляется возможность сравнить, полученное численное решение с аналитическим для данных условий и таким образом проверить программу прямого расчета.

5. Такой тест был применен нами для проверки программы, используемой для прямого расчета градуировочных кривых в методе определения общего содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере по спектрам солнечной радиации. Требования к точности расчета в этой задаче довольно высоки. Поэтому в качестве удовлетворительного расхождения между численным и аналитическим решениями было принято значение относительной погрешности около  $10^{-4}$ , т. е. примерно 0,01 %. Для реализации такого теста была выбрана модель полосы Эльзассера, которая состоит из бесконечного числа равноудаленных лоренцевских линий равной интенсивности с одинаковыми полуширинами. Эта модель обычно используется для описания поглощения в полосах линейных молекул, к которым относится и  $\text{CO}_2$ . Аналитическое выражение для поглощения в полосе Эльзассера в неоднородной атмосфере может быть получено, если на пути распространения радиации выполняется условие  $cS = \text{const}$ , где  $c$  — концентрация поглощающего газа,  $S$  — интенсивность линий поглощения в полосе Эльзассера [1, 6]. При выполнении этого условия функция пропускания в любом спектральном интервале, кратном расстоянию между линиями, описывается выражением

$$P_{\Delta\nu} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{+\pi} \left( \frac{\cos x}{\cos x - \text{ch} \beta} \right)^{K_l} dx, \quad (2)$$

где

$$\beta = \frac{2\pi\alpha_s}{D}; \quad x = \frac{2\pi\nu}{D}; \quad K_l = \frac{cS}{2\pi\alpha_s} Hm,$$

$\alpha_s$  — полуширина линии в приземном слое,  $D$  — расстояние между линиями в полосе Эльзассера,  $\nu$  — волновое число,  $H$  — высота однородной атмосферы,  $m$  — атмосферная масса.

По этой формуле были рассчитаны значения  $P_{\Delta\nu}$  для трех полос Эльзассера с различными параметрами, соответствующих различным случаям поглощения в реальном спектре полосы  $\text{CO}_2$ , и для широкого набора атмосферных масс  $m$ , такого, чтобы значения  $P_{\Delta\nu}$  перекрывали бы весь диапазон значений функции пропускания в реальном спектре. Для того чтобы получить эти же значения при помощи программы прямого расчета, в нее вводились в качестве исходных данных такие параметры линий, что в совокупности эти линии представляли собой одну из указанных полос Эльзассера, при этом профиль концентрации поглощающего газа выбирался таким образом, чтобы выполнялось условие постоянства произведения  $cS$ . В прямом расчете при вычислении  $k_\nu$  суммируется вклад только от линий, находящихся в некотором

конечном интервале, величина которого ограничена объемом памяти и быстродействием используемой ЭВМ. При вычислении же  $P_{\Delta v}$  по формуле (2) учитывается вклад крыльев от бесконечного числа линий, составляющих полосу Эльзассера. Поэтому в результате прямого расчета надо вносить поправку на поглощение в крыльях далеких линий.

Применение указанного теста позволило выявить и устранить ряд неточностей в испытываемой программе прямого расчета. После устранения этих неточностей и введения указанной поправки на крылья линий расхождение в значениях  $P_{\Delta v}$ , полученных по формуле (2) и прямым расчетом во всем охваченном диапазоне условий, не превышало 0,02 % (табл. 1), что соответствовало поставленной задаче.

Таблица 1

Относительные расхождения (%) в значениях  $P_{\Delta v}$ , полученных по формуле (2) и прямым расчетом для используемых трех полос Эльзассера ( $N$ ) в зависимости от атмосферной массы ( $m$ )

$N$	$m$							
	1	1,5	2	2,5	3	5	7	9
1	0,005	0,006	0,005	0,002	0,003	0,007	0,004	0,005
2	0,004	0,005	0,005	0,007	0,005	0,008	0,009	0,01
3	0,005	0,007	0,008	0,008	0,011	0,014	0,018	0,022

### Усовершенствованный алгоритм прямого расчета селективного поглощения атмосферными газовыми компонентами

1. Выбор способа интегрирования по частоте в каждом случае обуславливается конкретной задачей, в которой применяется прямой расчет селективного поглощения атмосферными газами. Специфика этого вопроса заключается в том, что спектр поглощения представляет собой узкие поглощающие линии с резко меняющимся коэффициентом поглощения, разделенные промежутками, где коэффициент поглощения меняется мало. Поэтому при численном интегрировании вблизи центров линий необходимо выбирать достаточно мелкий шаг, а в промежутках между линиями возможно применение более крупного шага. Расчет с автоматическим выбором шага целесообразен там, где полуширина линии много меньше расстояния между линиями, а в полосах атмосферных газов в земной атмосфере (при давлении около 1013,3 мбар) это условие почти никогда не выполняется, и с программной точки зрения оказывается экономичней рассчитывать весь спектр с постоянным шагом, величина которого выбирается максимально возможной из соображений требуемой точности расчета.

2. Для того чтобы правильно выбрать шаг интегрирования, рассмотрим случай изолированной спектральной линии. Для

изолированной линии изменения коэффициента поглощения являются наиболее сильными, и если выбранная величина шага дает необходимую точность расчета для изолированной линии, то эта точность будет обеспечена и в случае многих перекрывающихся линий.

При численном интегрировании с постоянным шагом происходит замена гладкого контура линии на ступенчатую фигуру (рис. 1). Площадь под контуром линии есть интегральное поглощение в линии  $S$ . Выражение для коэффициента поглощения  $k_\nu$  на частоте  $\nu$  линии с центром на частоте  $\nu_0$  записывается в виде

$$k_\nu = S k(\nu - \nu_0, \alpha), \quad (3)$$

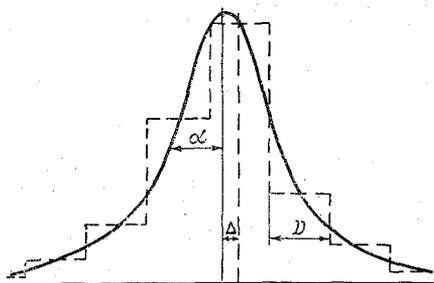
где  $k(\nu - \nu_0, \alpha)$  — функция, описывающая форму контура спектральной линии с полушириной  $\alpha$ . Условие нормировки:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} k(\nu - \nu_0, \alpha) d(\nu - \nu_0) = 1. \quad (4)$$

При численном интегрировании с шагом  $D$  вместо (4) используется выражение

$$\sum_{n=-\infty}^{+\infty} k(nD + \Delta, \alpha) D = 1, \quad (5)$$

Рис. 1. Схема численного интегрирования для случая изолированной линии.



где  $\Delta$  — расстояние от центра линии до ближайшего узла интегрирования. Из этого выражения следует условие выбора параметра  $\Delta$ : его надо выбирать так, чтобы по-прежнему сохранилась нормировка (5). Иначе это условие можно сформулировать так: при любой конечной величине шага суммирования  $D$  для данной линии из (5) можно определить значение параметра  $\Delta$  такое, что результат численного расчета с этим шагом не будет отличаться от точного решения. Если задаться конкретным видом контура линии, то в ряде случаев можно получить в явном виде выражение для такого  $\Delta$ . Это было сделано в работе Т. Кайла для изолированной линии для лоренцевского, доплеровского контуров и контура, названного у автора атмосферным [7]. Под термином «атмосферный контур» подразумевается результирующий контур, получаемый при интегрировании по высоте лоренцевского контура линии. Для атмосферного контура линии было получено следующее выражение:

$$\Delta = \frac{D}{2\pi} \arccos \left[ \frac{1 + \exp(-2\pi\alpha/D)}{2} \right] \quad (6)$$

и показано, что при значениях  $\Delta$ , определяемых по формуле (6), ошибка численного интегрирования минимальна.

Были проведены численные эксперименты с целью исследования чувствительности величины  $\Delta$  к стратификации атмосферы

которые показали малую зависимость  $\Delta$  от изменений стратификации в диапазоне реальных атмосферных условий. На основании этих экспериментов было выбрано значение  $\Delta = D/6$ .

Следует отметить, что при помощи численных экспериментов можно подобрать значение  $\Delta$  и для других форм контура, которые не поддаются аналитическому интегрированию по высоте. Выражения (3)—(6) справедливы для случая изолированной единичной линии.

3. В прямом расчете реального спектра мы имеем дело с набором линий, которые в общем случае расположены случайным образом относительно узлов интегрирования. Поэтому выбрать сетку с постоянным шагом такую, чтобы условие  $\Delta = D/6$  выполнялось для всех линий, невозможно. Но предположим, что среднее пропускание в широком спектральном интервале практически не изменится, если немного изменить положения центров спектральных линий, обуславливающих поглощение в этом интервале. Тогда можно переместить все линии внутри интервала таким образом, чтобы для каждой из них выполнялось условие  $\Delta = D/6$ . И если высказанное предположение справедливо, то точность расчета должна повышаться. Поскольку, как легко видеть, переставлять линии нужно не более чем на  $D/3$ , а величины шага в нашем случае составляют менее 0,002 ширины рассчитываемого спектрального интервала, структура спектра в интервале останется практически неизменной.

Указанный алгоритм расчета был реализован в приложении к задаче определения содержания  $\text{CO}_2$  интегральным спектроскопическим методом. В этом методе прямой расчет используется для вычисления характеристики  $Q$ , представляющей собой отношение средних пропусканий в широких спектральных интервалах ( $20\text{—}80\text{ см}^{-1}$ ). Были проведены расчеты без перестановки линий со все более мелким шагом интегрирования и на основании этих результатов выбран шаг, обеспечивающий требуемую точность расчета. Он оказался равным  $0,0125\text{ см}^{-1}$ . В табл. 2 приведены относительные отклонения результатов расчета с таким шагом и с шагом

Таблица 2

Относительные отклонения (%) результатов расчета  $\left(\frac{\Delta Q}{Q}\right)$

с шагом  $0,0125\text{ см}^{-1}$  (1), с шагом  $0,05\text{ см}^{-1}$  (2) и с шагом  $0,05\text{ см}^{-1}$  с использованием приема перестановки линий (3) от результатов расчета с шагом  $0,005\text{ см}^{-1}$

	<i>m</i>							
	1	1,5	2	2,5	3	5	7	9
1	0,015	0,02	0,022	0,024	0,024	0,02	0,016	0,012
2	-0,06	-0,05	-0,05	-0,05	-0,06	-0,1	-0,14	-0,18
3	-0,005	-0,012	-0,018	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	0,022

0,05 см<sup>-1</sup> без перестановки и с перестановкой линий от расчета с самым мелким шагом, использованным в этих экспериментах и составляющим 0,005 см<sup>-1</sup>, в зависимости от количества поглощающего газа на пути излучения.

Как видно из табл. 2, примененная процедура позволяет с шагом 0,05 см<sup>-1</sup> получить погрешность вычислений, сравнимую с погрешностью, получаемой с шагом в 4 раза меньшим. Использование такого способа интегрирования спектра поглощения позволило без потери точности результата в шесть раз сократить время расчета на ЭВМ БЭСМ-6.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуди Р. М. Атмосферная радиация.— М.: Мир, 1966.
2. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.— Л.: Гидрометеоздат, 1978.
3. Оптический метод определения общего содержания CO<sub>2</sub> в вертикальном столбе атмосферы/А. М. Броунштейн, Н. Н. Парамонова, А. Д. Фролов, А. А. Шашков.— Труды ГГО, 1976, вып. 369, с. 5—21.
4. Фролов А. Д., Шашков А. А. О применении прямого расчета поглощения ИК радиации к задаче определения общего содержания CO<sub>2</sub> в вертикальном столбе атмосферы.— Труды ГГО, 1976, вып. 369, с. 41—47.
5. Chang Y. S., et al. Simultaneous determination of the ground level abundances of N<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CO and H<sub>2</sub>O.— J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer 1977, vol. 18, p. 589—595.
6. Lewis D. Kaplan. On the pressure dependence of radiative heat transfer in the atmosphere.— J. of Met. 1952, vol. 9, N 1.
7. Thomas G. Kyle. Net Interval for Calculating Absorption Spectra.— J. of the optical soc. of America feb 1968, vol. 58, N 2, p. 192—195.

В. М. Игнатенко, В. А. Ковалев

## К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ НЕКОТОРЫХ АПРИОРНЫХ ДОПУЩЕНИЙ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛИДАРНЫХ СИГНАЛОВ

В работе исследуется возможность получения профиля коэффициента ослабления по данным лидарного зондирования при введении некоторой априорной информации о свойствах атмосферы.

Запишем уравнение лазерной локации при условии постоянства индикатрисы обратного рассеяния, отсутствии поглощения и многократного рассеяния:

$$P(z) = \frac{A\alpha(z)e^{-2\int_{z_0}^z \alpha(z) dz}}{z^2}, \quad (1)$$

где  $P(z)$  — сигнал, амплитуда которого пропорциональна световому потоку, приходящему от элементарного рассеивающего объема, который находится на расстоянии  $z$  и имеет коэффициент ослабления  $\alpha(z)$ . Параметр  $A$  выражается в виде произведения

$$A = kP_0x_\pi \cdot S_0 e^{-2\int_0^{z_0} \alpha(z) dz} \cdot \frac{c\tau}{2},$$

где  $k$  — коэффициент пропускания системы,  $P_0$  — излученная мощность,  $S_0$  — площадь приемной антенны,  $c$  — скорость света,  $\tau$  — длительность импульса излучения источника,  $x_\pi$  — параметр индикатрисы рассеяния под углом  $180^\circ$ .

Если  $A$  известно, то профиль коэффициента ослабления можно определить по формуле, предложенной в 1967 г. Барретом [6],

$$\alpha(z) = \frac{S(z)}{z} \cdot \frac{1}{A - 2\int_{z_0}^z S(z) dz}, \quad (2)$$

где

$$S(z) = P(z)z^2. \quad (3)$$

Коэффициент  $A$  можно выразить через значение коэффициента ослабления  $\alpha(z)$  в некоторой точке  $z_1$ :

$$A = 2 \int_{z_0}^{z_1} S(z) dz + \frac{S(z_1)}{\alpha(z_1)}. \quad (4)$$

При наличии линейного участка графика функции  $\ln S(z)$  можно найти на этом участке каким-либо методом коэффициент ослабления  $\alpha$  и использовать найденное значение  $\alpha$  для определения  $A$  [4].

В случае когда атмосфера на трассе зондирования не имеет однородных участков, определение коэффициента  $A$  связано как с техническими трудностями, так и с трудностью априорного задания абсолютных значений параметра индикатрисы обратного рассеяния. При отсутствии линейных участков графика функции  $\ln S(z)$  сделаем априорное предположение о виде искомой зависимости  $\alpha(z)$ . Будем считать, что существует участок трассы, где профиль коэффициента ослабления  $\alpha(z)$  с достаточной степенью точности описывается функцией следующего вида:

$$\alpha(z) = \frac{1}{q(z) \sum_{k=0}^N a_k Q_k(z)}, \quad (5)$$

где  $a_k$  — неизвестные постоянные коэффициенты,  $q(z)$  — некоторая известная функция,  $Q_k(z)$  — ортонормированная система полиномов, таких, что выполняются соотношения

$$\sum_{i=1}^M \frac{Q_k(z_i) Q_j(z_i) q^2(z_i)}{\sigma^2(z_i)} = \begin{cases} 1, & \text{если } k = j; \\ 0, & \text{если } k \neq j, \end{cases} \quad (6)$$

где  $k$  и  $j$  — целые числа, принимающие значения  $(0, 1, \dots, N)$ ,  $\sigma(z_i)$  — некоторая весовая функция.

Методика нахождения такой системы полиномов подробно описана в работе [2]. Пусть  $P(z_i)$  — амплитуда сигнала обратного рассеяния, принятого с расстояния  $z_i$  ( $i = 1, 2, \dots, M$ ). Тогда, учитывая соотношения (2), (3) и (5), получим

$$q(z_i) \sum_{k=0}^N a_k Q_k(z_i) = \frac{A}{S(z_i)} - f(z_i), \quad (7)$$

где

$$f(z_i) = \frac{2 \int_{z_0}^{z_i} S(z) dz}{S(z_i)}.$$

Коэффициенты  $a_k$  и  $A$  найдем из условия минимума следующего выражения

$$F = \sum_{i=1}^M \frac{\left[ \sum_{k=0}^N a_k q(z_i) Q_k(z_i) - \frac{A}{S(z_i)} + f(z_i) \right]^2}{\sigma^2(z_i)}. \quad (8)$$

Необходимым условием минимума выражения (8) будет равенство нулю частных производных первого порядка по искомым параметрам

$$\begin{cases} \frac{\partial F}{\partial a_j} = 0 \quad (j=0, 1, \dots, N); \\ \frac{\partial F}{\partial A} = 0. \end{cases} \quad (9)$$

Найдя эти производные и приравняв их к нулю, предварительно воспользовавшись соотношением (6), имеем:

$$a_j = A \sum_{i=1}^M \frac{q(z_i) Q_j(z_i)}{S(z_i) \sigma^2(z_i)} - \sum_{i=1}^M \frac{f(z_i) q(z_i) Q_j(z_i)}{\sigma^2(z_i)}, \quad (10)$$

$$\sum_{k=0}^N a_k \sum_{i=1}^M \frac{q(z_i) Q_k(z_i)}{\sigma^2(z_i) S(z_i)} - A \sum_{i=1}^M \frac{1}{\sigma^2(z_i) S^2(z_i)} + \sum_{i=1}^M \frac{f(z_i)}{\sigma^2(z_i) S(z_i)} = 0. \quad (11)$$

Подставляя в выражение (11)  $a_j$  из выражения (10), получим линейное уравнение, решая которое, найдем коэффициент  $A$ :

$$A = \frac{\sum_{k=0}^N \left[ \sum_{i=1}^M \frac{q(z_i) Q_k(z_i)}{\sigma^2(z_i) S(z_i)} \right] \left[ \sum_{i=1}^M \frac{f(z_i) q(z_i) Q_k(z_i)}{\sigma^2(z_i)} \right] - \sum_{i=1}^M \frac{f(z_i)}{\sigma^2(z_i) S(z_i)}}{\sum_{k=0}^N \left[ \sum_{i=1}^M \frac{q(z_i) Q_k(z_i)}{\sigma^2(z_i) S(z_i)} \right]^2 - \sum_{i=1}^M \frac{1}{\sigma^2(z_i) S^2(z_i)}}. \quad (12)$$

Коэффициенты  $a_j$  можно найти, используя соотношение (10).

Перейдем к оценке погрешности нахождения коэффициента  $A$  методом наименьших квадратов. Согласно работе [5], матрица, обратная матрице ошибок, будет иметь следующие элементы:

$$c_{ik} = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 F}{\partial a_i \partial a_k}, \quad (13)$$

где  $i, k = 0, 1, \dots, N+1$ ;  $a_{N+1} = A$ .

Очевидно, что при  $i, k \leq N$

$$c_{ik} = \begin{cases} 1, & \text{если } i = k, \\ 0, & \text{если } i \neq k. \end{cases}$$

Легко проверить, что  $c_{jk} = c_{kj}$ .

Коэффициенты  $c_{j, N+1} = c_{N+1, j}$  можно выразить следующим образом:

$$c_{j, N+1} = - \sum_{i=1}^M \frac{q(z_i) Q_j(z_i)}{S(z_i) \sigma^2(z_i)}, \quad (14)$$

где  $j \leq N$ ;

$$c_{N+1, N+1} = \sum_{i=1}^M \frac{1}{S^2(z_i) \sigma^2(z_i)}. \quad (15)$$

Коэффициенты матрицы ошибок  $D$  можно выразить как

$$D_{jk} = \frac{A_{kj}}{\det(C)}, \quad (16)$$

где  $A_{kj}$  — алгебраическое дополнение элемента  $c_{jk}$  матрицы  $C$ .  
 Определитель матрицы  $C$  выразим так:

$$\det(C) = c_{N+1, N+1} - \sum_{j=0}^N c_{j, N+1}^2. \quad (17)$$

Очевидно, что

$$A_{N+1, N+1} = 1. \quad (18)$$

Тогда, используя соотношения (16) и (18), получим

$$D_{N+1, N+1} = \frac{1}{\det(C)}. \quad (19)$$

Для нахождения профиля коэффициента ослабления  $\alpha(z)$  будем использовать формулу (2). Тогда погрешность определения  $\alpha(z)$  можно приближенно оценить так:

$$|\Delta\alpha(z)| = \frac{1}{2} |\alpha(z, A + \Delta A) - \alpha(z, A - \Delta A)|, \quad (20)$$

где  $\Delta A = \sqrt{D_{N+1, N+1}}$ .

Участок трассы зондирования, где  $\alpha(z)$  лучше всего аппроксимируется функцией указанного ранее вида (5), можно выбирать из условия минимальности относительной погрешности определения параметра  $A$ . Функцию  $q(z)$ , которая описывает отличие функции  $1/\alpha(z)$  от полинома, в общем случае можно брать равной единице. В частных же случаях, когда имеется некоторая дополнительная информация о виде зависимости  $\alpha(z)$ , можно использовать эту информацию для нахождения  $q(z) \approx \alpha(z)$ . Рассмотрим случай, когда зависимость  $\alpha(z)$  можно приближенно выразить следующим образом:

$$\alpha(z) = \alpha_0 e^{kz}, \quad (21)$$

где  $\alpha_0$  и  $k$  — некоторые неизвестные параметры.

При условии постоянства индикатрисы обратного рассеяния можно написать, следуя соотношению (2),

$$\frac{e^{-kz}}{\alpha_0} = \frac{A}{S(z)} - \frac{2 \int_{z_0}^z S(z) dz}{S(z)}. \quad (22)$$

Для нахождения неизвестных параметров  $\alpha_0$ ,  $k$  и  $A$  запишем уравнение (22) для  $z = z_0$ ,  $z = z_1$ ,  $z = z_2$ , причем будем считать, что

$z_1 - z_0 = z_2 - z_1 = \Delta z$ . В результате получим систему трех уравнений с тремя неизвестными:

$$\left. \begin{aligned} \frac{e^{-kz_0}}{a_0} &= \frac{A}{S(z_0)}; \\ \frac{e^{-kz_1}}{a_0} &= \frac{A}{S(z_1)} - \frac{2I_1}{S(z_1)}; \\ \frac{e^{-kz_2}}{a_0} &= \frac{A}{S(z_2)} - \frac{2(I_1 + I_{II})}{S(z_2)}, \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

где

$$I_1 = \int_{z_0}^{z_1} S(z) dz, \quad I_{II} = \int_{z_1}^{z_2} S(z) dz.$$

Решая эту систему уравнений, получим:

$$\left. \begin{aligned} k_{1,2} &= \frac{1}{\Delta z} \ln \left[ \frac{2I_1 S(z_2)}{(I_1 + I_{II}) S(z_1) \pm \sqrt{(I_1 + I_{II})^2 S^2(z_1) - 4I_1 I_{II} S(z_0) S(z_2)}} \right]; \\ A &= \frac{2I_1 S(z_0)}{S(z_0) - e^{-k_{1,2} \Delta z} \cdot S(z_1)}; \\ a_0 &= \frac{S(z_0) e^{-k_{1,2} z_0}}{A}. \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

О наличии на трассе зондирования участка, где  $\alpha(z)$  меняется экспоненциально, будет свидетельствовать линейное изменение с расстоянием  $z$  логарифма правой части уравнения (2), если в него подставить найденное значение параметра  $A$ .

В работах [1, 3, 7, 8] сделано заключение о существовании степенной зависимости

$$\beta_\pi(z) = k_1 \beta_s^{k_2}(z), \quad (25)$$

где  $k_1$  и  $k_2$  — постоянные коэффициенты,  $\beta_\pi(z) = \beta_s(z) g_\pi(z)$  — объемный коэффициент обратного рассеяния,  $\beta_s(z)$  — объемный коэффициент рассеяния,  $g_\pi(z)$  — модуль вектора индикатрисы рассеяния под углом  $180^\circ$ . Тогда уравнение лазерной локации можно записать следующим образом:

$$P(z) = \frac{A k_1}{z^2} \beta_s^{k_2}(z) e^{-2 \int_{z_1}^z \beta_s(z) dz}, \quad (26)$$

где  $A$  — постоянный коэффициент, зависящий от параметров передающей и приемно-регистрирующей систем лидара, а также от прозрачности атмосферы на участке трассы от 0 до  $z_1$ .

Решение уравнения (26) можно записать следующим образом [4]:

$$\frac{\beta_s(z)}{k_2} = \frac{S^*(z)}{A^* - 2 \int_{z_1}^z S^*(z) dz}, \quad (27)$$

где

$$S^*(z) = \frac{1}{k_2} [S(z)]^{\frac{1}{k_2}}; \quad (28)$$

$$A^* = (Ak_1)^{\frac{1}{k_2}}. \quad (29)$$

Как и раньше будем считать, что справедливо соотношение

$$\frac{\beta_s(z)}{k_2} = \frac{1}{q(z) \sum_{k=0}^N a_k Q_k(z)}. \quad (30)$$

Используя  $S^*(z)$  вместо  $S(z)$ , получим, согласно описанной выше методике, профили  $\beta_s(z, k_2)/k_2$ . Параметр  $k_2$  будем искать, исходя из условия минимума следующего выражения:

$$v = \sum_{i=1}^M \left[ \beta_s(z_i) - \frac{S^*(z_i) k_2}{A^*(k_2) - 2 \int_{z_1}^{z_i} S^*(z) dz} \right]^2. \quad (31)$$

Для этого можно разбить диапазон изменения параметра на несколько частей точками деления  $k_{2j}$  и для каждого значения  $k_{2j}$  найти  $v_j$ , а затем выбрать в качестве  $k_2$  то значение  $k_{2j}$ , при котором выражение (31) меньше, чем при других значениях параметра  $k_{2j}$ .

Была выполнена проверка этой методики на моделях вида

$$\alpha(z) = \frac{k}{(z-x)^2}, \quad (32)$$

где  $k$  и  $x$  — некоторые параметры.

Для упрощения расчетов использовались постоянные весовые множители  $\sigma(z_i) = 1$  ( $i = 1, 2, \dots, M$ ).

Сигнал обратного рассеяния  $P(z)$  рассчитывался по формуле (1) при  $A = 1$ . Остановимся на некоторых особенностях данной методики, обусловленных вычислительными погрешностями.

Первая особенность заключается в том, что численное применение рекуррентных формул для нахождения ортонормированной системы полиномов [4] может не обеспечить хорошей точности определения профиля  $\alpha(z)$ . Для устранения этого недостатка ортонормированную систему полиномов необходимо рассчитывать по рекуррентным формулам [4] в алгебраическом виде, причем

начало отсчета нужно помещать в точку  $z_1$  и использовать формулы для нахождения сумм

$$S_j = \sum_{i=1}^{M-1} i^j, \quad (33)$$

где  $j$  — целые положительные числа.

Вторая особенность состоит в том, что при малых оптических толщах, когда  $[P(z)z^2]^{-1/2}$  с высокой степенью точности аппроксимируется полиномом степени не больше  $N$ , получаемый профиль  $\alpha(z)$  может весьма значительно отличаться от истинного профиля.

Эти две особенности учитывались в модельных расчетах. В табл. 1 представлена часть результатов применения изложенной выше методики нахождения профиля  $\alpha(z)$ , причем сигнал обратного рассеяния  $P(z)$  рассчитывался по формуле (1) с использованием формулы (32), а значение параметра  $A$  при этом выбиралось из условия  $P(z_1) = 100$ . Вычислительные погрешности нахождения профиля  $\alpha(z)$ , как видно из табл. 1, составляют десятки доли процента. При модуляции сигнала обратного рассеяния случайной составляющей (шумы), имеющей постоянную дисперсию в пределах стробируемого участка, наблюдается заметное возрастание погрешности нахождения профиля  $\alpha(z)$ . Это возрастание погрешности объясняется тем, что при  $\sigma(z) = 1$  малые амплитуды сигнала обратного рассеяния вносят большой вклад в суммы, используемые для нахождения параметров  $a_j$  ( $j = 1, \dots, M$ ) и  $A$  в формулах (10) и (12), а вследствие постоянства дисперсии шумов в пределах стробируемого участка относительная погрешность определения малых амплитуд сигнала обратного рассеяния

Таблица 1

Погрешности нахождения профиля  $\alpha(z)$  при наличии шумов разной максимальной амплитуды при  $M=10$

$z$ км	$P(z)$	$\alpha_{\text{ист}}$ км <sup>-1</sup>	$\frac{\Delta\alpha}{\alpha}$ % при амплитуде шумов, равной			$P(z)$	$\alpha_{\text{ист}}$ км <sup>-1</sup>	$\frac{\Delta\alpha}{\alpha}$ % при амплитуде шумов, равной		
			0	$\pm 0,5$	$\pm 1$			0	$+0,5$	$\pm 0,25$
0,45	100	4,938	0,041	1,9	5,93	100	14,76	-0,39	3,38	4,42
0,465	85,98	5,285	0,044	1,93	6,21	57,05	13,83	-0,33	-1,19	1,67
0,48	73,45	5,669	0,050	2,13	6,99	33,57	12,99	-0,25	-2,92	1,34
0,495	62,27	6,097	0,059	2,54	8,43	20,32	12,22	-0,16	-2,53	2,94
0,51	52,32	6,575	0,071	3,2	10,72	12,63	11,53	-0,07	-0,36	6,32
0,525	43,49	7,111	0,088	4,2	14,17	8,035	10,89	0,03	3,53	11,5
0,54	35,72	7,716	0,111	5,63	19,26	5,226	10,3	0,13	9,22	18,66
0,555	28,92	8,402	0,141	7,63	26,8	3,469	9,76	0,23	16,98	28,22
0,57	23,02	9,183	0,180	10,38	38,27	2,346	9,27	0,34	27,31	40,85
0,585	17,98	10,078	0,229	14,2	56,63	1,614	8,8	0,45	41,03	57,65

$P(z)$  в конце стробируемого участка будет значительно больше, чем такая же погрешность в начале стробируемого участка.

При этом погрешности нахождения профиля  $\alpha(z)$  уменьшаются, когда увеличивается отношение  $P(z_m)/P(z_1)$  при одной и той же относительной погрешности определения амплитуды  $P(z_1)$ . Возрастание погрешности нахождения профиля  $\alpha(z)$  с увеличением дисперсии шумовой составляющей сигнала обратного рассеяния  $P(z)$  не является методической погрешностью.

От этого можно избавиться следующими способами:

1) использованием накопительных систем, что позволит уменьшить относительные погрешности определения амплитуд сигнала обратного рассеяния  $P(z)$ ;

2) аппроксимацией сигнала  $P(z)$  полиномом [4];

3) введением весовых множителей  $\sigma(z_i)$ , учитывающих увеличение относительной погрешности определения амплитуд сигнала обратного рассеяния из более удаленных от лидара участка трассы зондирования и уменьшающих вклад этих амплитуд в суммы в формулах, используемых для нахождения профиля  $\alpha(z)$ .

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О. Д., Довгялло Е. Н., Полякова Е. А. Экспериментальные исследования оптических свойств приземного слоя атмосферы.— Труды ГГО, 1967, вып. 220, 226 с.
2. Елисеева И. Ю., Игнатенко В. М. Аппроксимация полиномом лидарных сигналов обратного рассеяния.— Труды ГГО, 1979, вып. 445.
3. Лопухин Е. А. Результаты измерения хода суммарной освещенности.— Метеорология и гидрология, 1948, № 6, с. 315—321.
4. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.
5. Худсон Д. Статистика для физиков.— М.: Мир, 1970, с. 199.
6. Barret E. W., Ben-Dov O. Application of lidar to air pollution measurements.— I. Appl. Meteorol. 1967, vol. 6, p. 500—511.
7. Silverman B. A. Report at 2-nd Annual Weather Modification Conference, Santa Barbara, Califor. 1970, 12 p.
8. Vogt H. Visibility measurements using backscattered light. Atmosph. Sci., 1968, vol. 25, p. 912—916.

В. А. Ковалев, В. М. Игнатенко

## ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИЙ ИНДИКАТРИСЫ РАССЕЯНИЯ НА ТОЧНОСТЬ ЛИДАРНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ

При интерпретации лидарных сигналов часто используют различные варианты интегральных методов обработки, например, асимптотический [6], метод Баррета и Бен-Дова [15] и др., включающие в математическое выражение алгоритма интеграл вида

$$I(z_0, z) = \int_{z_0}^z S(z) dz, \quad (1)$$

где  $S(z)$  — сигнал обратного рассеяния, скорректированный на квадрат расстояния.

Определенным ограничением для указанных методов является условие постоянства параметра индикатрисы (или в более общем случае — так называемого лидарного отношения)  $x(z)$  на зондируемой трассе. При невыполнении этого условия математическое выражение алгоритма содержит члены, определение которых в общем случае представляется весьма затруднительным. Так, формула Баррета и Бен-Дова с учетом непостоянства  $x(z)$  записывается в виде

$$\alpha(z) = \frac{S(z)}{kx(z)T_0^2 - 2 \frac{x(z)}{x(z_0, z)} I(z_0, z)}, \quad (2)$$

где  $\alpha(z)$  — коэффициент ослабления в точке  $z$ ,  $T_0 = e^{-\int_0^{z_0} \alpha(z) dz}$  — прозрачность слоя от лидара до начальной точки зондирования  $z_0$ ,  $k$  — аппаратный параметр,  $x(z_0, z)$  — среднее интегральное значение параметра индикатрисы в слое  $z_0 - z$ , зависящее как от вариаций параметра  $x(z)$ , так и от характера изменения  $\alpha(z)$  в этом слое.

При известном значении  $\alpha_0$  в опорной точке  $z_0$  выражение (2) можно записать в виде

$$\alpha(z) = S(z) \left[ \frac{S(z_0)}{\alpha_0} \frac{x(z)}{x(z_0)} - 2 \frac{x(z)}{x(z_0, z)} \cdot I(z_0, z) \right]^{-1}. \quad (2a)$$

Прозрачность слоя  $z_0 - z$  при переменном  $x(z)$  методом асимптотического сигнала [6] рассчитывается по формуле

$$T(z_0, z) = e^{-\int_{z_0}^z \alpha(z) dz} = \left[ \frac{\overline{x(z_0, z)}}{x(z_0, z_m)} \left( 1 - \frac{I(z_0, z)}{I(z_0, z_m)} \right) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

где  $\overline{x(z_0, z)}/x(z_0, z_m)$  есть отношение средних интегральных значений параметров индикатрисы на участках  $z_0 - z$  и  $z_0 - z_m$ ;  $z_0 - z_m$  — дистанция насыщения интегрального сигнала обратного рассеяния;  $I(z_0, z_m)$  — значение «насыщенного» интегрального сигнала обратного рассеяния, теоретически достигаемое при  $z_m \rightarrow \infty$  (практически — при оптических толщинах слоя  $z_0 - z_m$ , соответствующих  $\tau_m \geq 2$ ). В реальных случаях при конечных значениях  $z_m$  и  $\tau_m < 2$  могут использоваться различные методы регуляризации, основанные, например, на стягивании решения в точке  $z_m$  к некоторому более или менее вероятному значению, на априорном предположении гладкости искомой функции и т. д. [5, 10].

В ряде случаев для расчета профиля  $\alpha(z)$  удобно использовать алгоритм асимптотического сигнала, записываемый в общем случае в виде

$$\alpha(z) = \frac{1}{2} \frac{\overline{x(z, z_m)}}{x(z)} \frac{S(z)}{I(z, z_m)}. \quad (4)$$

При расчетах профиля прозрачности по формулам (2а)—(4) обычно принимают  $x(z) = \text{const}$  и в этом случае решения (2а)—(4) оказываются независимыми от абсолютных значений параметров индикатрисы, поскольку  $x(z) = \overline{x(z_0, z)} = x(z, z_m)$  и т. д. Однако в условиях неоднородной атмосферы, особенно при монотонном или скачкообразном изменении коэффициента ослабления, использование допущения  $x(z) = \text{const}$  может привести к определенным расхождениям между рассчитанными профилями  $\alpha(z)$  и истинными [8].

Для оценки влияния колебаний параметра  $x(z)$  на получаемый профиль  $\alpha(z)$  были произведены модельные расчеты, некоторые результаты которых приведены в табл. 1. При расчете модельный профиль  $\alpha(z)$  задавался в виде  $\alpha(z) = \alpha_0 e^{pz}$ , что при  $p < 0$  соответствует случаю безоблачной атмосферы, а при  $p > 0$  — случаю подоблачной дымки при низкой облачности [13]. Профиль параметра  $x(z)$  задавался в аналогичном виде,  $x(z) = x_0 e^{qz}$  (для упрощения расчетов  $x_0 = 1$ ). Для каждого заданного профиля  $\alpha(z)$  и  $x(z)$  рассчитывали соответствующие им профили сигналов  $S(z)$  и по этим сигналам по формуле (4) восстанавливали профиль  $\alpha(z)$ , причем отношение  $x(z, z_m)/x(z)$  в формуле (4) принимали равным единице.

Полученные результаты свидетельствуют об определенной устойчивости решения (4) к значительным изменениям  $x(z)$  на трассе зондирования.

Восстановленные значения  $\alpha(z)$  и погрешности относительно модельного профиля  $\alpha(z)$

z км	Модельный профиль $\alpha(z)$ км <sup>-1</sup>	q=0		q=-2		q=+2	
		$\alpha(z)$ км <sup>-1</sup>	$\frac{\Delta\alpha}{\alpha}$ %	$\alpha(z)$ км <sup>-1</sup>	$\frac{\Delta\alpha}{\alpha}$ %	$\alpha(z)$ км <sup>-1</sup>	$\frac{\Delta\alpha}{\alpha}$ %
$p=2$							
0,50	2,45	2,48	1	3,26	33	1,80	-27
0,55	2,70	2,76	2	3,54	31	2,06	-24
0,60	2,99	3,07	3	3,85	29	2,36	-21
0,65	3,30	3,42	4	4,21	28	2,71	-18
0,70	3,65	3,84	5	4,62	27	3,12	-15
0,75	4,03	4,35	8	5,12	27	3,64	-10
0,80	4,46	5,02	13	5,76	29	4,32	-3
0,85	4,93	6,00	22	6,70	36	5,32	8
0,90	5,44	7,77	43	8,44	55	7,14	31
$p=-2$							
0,50	6,25	6,30	1	7,36	18	5,22	-16
0,55	5,66	5,81	3	6,85	21	4,77	-16
0,60	5,12	5,41	6	6,41	25	4,41	-14
0,65	4,63	5,10	10	6,07	31	4,17	-10
0,70	4,19	4,91	17	5,82	39	4,05	-3
0,75	3,79	4,88	29	5,72	51	4,08	8
0,80	3,43	5,05	47	5,83	70	4,33	26
0,85	3,11	5,61	80	6,31	>100	4,95	59
0,90	2,82	7,04	>100	7,67	—	6,44	>100
$p=0$							
0,50	4,00	4,07	2	5,01	25	3,15	-21
0,60	4,00	4,16	4	5,07	27	3,30	-18
0,65	4,00	4,25	6	5,13	28	3,42	-15
0,70	4,00	4,39	10	5,24	31	3,59	-10
0,75	4,00	4,62	16	5,43	36	3,86	-4
0,80	4,00	5,00	25	5,76	44	4,29	7
0,85	4,00	5,72	43	6,42	61	5,05	26
0,90	4,00	7,26	82	7,91	98	6,65	66

Расхождение модельного и восстановленных профилей в начале и конце зондируемых трасс обусловлено разными причинами. Расхождение профилей в конце зондируемой трассы обусловлено преимущественно конечным значением  $z_m$ ; влияние изменений  $x(z)$  проявляется преимущественно в начале трассы.

При обработке результатов зондирования в наклонных и вертикальном направлениях, в частности, при наличии низкой облачности, когда  $\alpha(z)$  на трассе зондирования может изменяться в десятки раз, представляется целесообразным вместо условия

$x(z) = \text{const}$  использовать данные о корреляционной связи между коэффициентами  $\sigma_{\pi}(z)$  и  $\alpha(z)$ , выражаемой обычно в виде

$$\sigma_{\pi} = b\alpha^n, \quad (5)$$

где  $b$  и  $n$  — константы.

Такой подход, в частности, реализован в работах [7, 14]. В настоящее время накоплен достаточный статистический материал [1—4, 12, 16], подтверждающий эту зависимость, причем во всех указанных случаях  $n \approx 0,7$ . Несколько различающиеся значения  $n$  приведены в работах [9, 11]. Использование указанной зависимости удобно по той причине, что для интегральных методов результат решения не зависит от константы  $b$  и сравнительно слабо зависит от выбора величины  $n$ .

При выполнении условия (5) формулы (2а)—(4) соответственно могут быть записаны в виде:

$$\alpha(z) = \frac{[S(z)]^{\xi}}{\frac{[S(z_0)]^{\xi}}{\alpha_0} - 2\xi \int_{z_0}^z [S(z)]^{\xi} dz}; \quad (6)$$

$$T(z_0, z) = \left[ 1 - \frac{\int_{z_0}^z [S(z)]^{\xi} dz}{\int_{z_0}^{z_m} [S(z)]^{\xi} dz} \right]^{\frac{1}{2\xi}}; \quad (7)$$

$$\alpha(z) = \frac{1}{2\xi} \frac{[S(z)]^{\xi}}{\int_z^{z_m} [S(z)]^{\xi} dz}, \quad (8)$$

где  $\xi = 1/n$  и выполняется условие

$$\exp \left[ -2\xi \int_z^{z_m} \alpha(z) dz \right] \ll 1. \quad (9)$$

Отметим, что для однородной атмосферы решения (6)—(8) вообще не критичны к выбору параметра  $n$ .

Для оценки погрешности, вносимой неточным заданием параметра  $n$ , в неоднородной атмосфере были выполнены расчеты профиля  $\alpha(z)$  по формуле (8) для разных  $n$ , причем истинное  $n$ , по которому рассчитывалась функция  $S(z)$ , было взято равным 0,7. Из табл. 2, иллюстрирующей расчеты по формуле (8), видно, что неточность задания параметра  $n$  приводит к сравнительно незначительной погрешности определения  $\alpha(z)$ , а основная погрешность, наблюдаемая в конце зондируемой трассы, обусловлена конечным значением  $z_m$  и соответственно недостаточно удовлетворительным выполнением условия (9).

Профили коэффициента ослабления  $\alpha(z)$ , рассчитанные по формуле (8) для разных  $n$  при  $z_m=0,5$  км

z км	Модельный профиль $\alpha(z)$ км <sup>-1</sup>	Восстановленные значения $\alpha(z)$ при $n$ , равных		
		0,5	0,7	1
0,30	8,11	7,79	8,10	8,58
0,32	8,57	8,25	8,58	9,11
0,34	9,07	8,74	9,09	9,71
0,36	9,59	9,26	9,67	10,4
0,38	10,1	9,82	10,3	11,2
0,40	10,7	10,5	11,1	12,4
0,42	11,3	11,3	12,3	14,0
0,44	12,0	12,5	14,1	16,8
0,46	12,7	15,5	18,5	23,3

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О. Д., Башилов Г. Я. О нефелометрическом методе измерения прозрачности атмосферы.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 4.
2. Гольберг М. А. Исследование возможности измерения прозрачности атмосферы на сети Гидрометслужбы по интенсивности рассеянного света. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук.—Л., 1968.
3. Горчаков Г. И., Исаков А. А., Свириденков М. А. Анализ корреляционных связей между коэффициентом направленного светорассеяния и коэффициентом рассеяния.—В кн.: I Всесоюз. совещ. по атмосферной оптике. Томск, 1976, ч. 1, с. 206—210.
4. Горчаков Г. И., Исаков А. А., Свириденков М. А. Статистические взаимосвязи между значениями коэффициента направленного светорассеяния в области больших и малых углов.—В кн.: I Всесоюз. совещ. по атмосферной оптике. Томск, 1976, ч. 1, с. 211—213.
5. Исследование загрязнений атмосферы аэрозолями индустриального происхождения с помощью лидара/Б. В. Кауль, Б. А. Краснов, Г. М. Креков, И. В. Самохвалов.—В кн.: Вопросы дистанционного зондирования атмосферы. Томск, 1975, с. 3—11.
6. Ковалев В. А. Измерение прозрачности атмосферы с помощью световых импульсов малой длительности.—Труды ГГО, 1973, вып. 312, с. 128—133.
7. Креков Г. М., Крекова М. М. Использование корреляционной взаимосвязи локационного и полного светорассеяния в задаче зондирования прозрачности атмосферы.—В кн.: 5-й Всесоюз. симпоз. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Тезисы докладов. Томск. 1978, ч. 1, с. 33—35.
8. Лазерное зондирование атмосферного аэрозоля (теоретические аспекты)/В. Е. Зуев, Г. М. Креков, М. М. Крекова и др.—В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы. Новосибирск, Наука, 1978, с. 3—46.
9. Лысцев В. Е. Оценка характеристик аэрозолей в атмосфере (Земли и Венеры) по ограниченной информации о показателе направленного светорассеяния. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук.—Л., 1978.
10. Об интерпретации лидарных сигналов из области больших оптических толщ/В. Е. Зуев, Г. О. Задде, С. И. Кавняков, Б. В. Кауль.—В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы. Новосибирск, Наука, 1978, с. 60—68.

11. Павлова Л. Н. Исследование рассеяния видимого излучения в облачных средах, содержащих кристаллы.— В кн.: IV Всесоюз. симпоз. по распространению лазерного излучения в атмосфере. Тезисы докладов. Томск, 1977, с. 182—186.
12. Панченко М. В., Тумаков А. Г., Фадеев В. Я. Уравнение лазерной локации для приземного слоя атмосферы в однопараметрическом представлении индикатрисы рассеяния.— В кн.: 5-й Всесоюз. симпоз. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Тезисы докладов. Томск, 1978, ч. 1, с. 43—47.
13. Рацимор М. Я. Вертикальное распределение горизонтальной видимости под облаками и в облаках.— Труды ЦИП, 1966, вып. 157, с. 57—70.
14. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 342 с.
15. Barret E. W., Веп-Dov O. Application of lidar to air pollution measurements.— J. Appl. Meteorol., 1967, vol. 6, p. 500—515.
16. Curcio I. A., Knestric G. Correlation of the atmospheric transmission with backscattering. IOSA, 1958, vol. 48, N 10, p. 686—689.

*В. А. Ковалев, С. А. Соколенко*

## **СРАВНЕНИЯ ОБРАЗЦОВЫХ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ СССР И США**

В настоящее время в связи с возросшим влиянием деятельности человека на окружающую среду происходит усиленное развитие программы глобального геофизического мониторинга за изменением климата, включающей в себя наблюдения за изменениями общего содержания озона (ОСО) в атмосфере. Наблюдения за ОСО проводятся на обширной мировой сети, включающей в себя, в частности, около 50 озонометрических станций на территории СССР.

Сложившаяся практика наблюдений за ОСО показала, что наилучшее качество получаемых данных обеспечивается при условии регулярных сравнений национальных эталонов стран-участниц таких наблюдений с мировым эталоном и введения соответствующих поправок в градуировочные параметры национальных эталонов.

Сравнения образцовых приборов различных стран для измерения ОСО проводились, в частности, в 1969 г. в Шиофоке (ВНР), в 1974 г. в Бельске (ПНР) и в 1977 г. в Боулдере (США) [1, 2]. Непосредственные сравнения сетевых приборов двух стран — спектрофотометра Добсона № 63 (США) и прибора М-83 № 121 (СССР) — были проведены в 1976 г. на фоновой станции США Мауна-Лоа (Гавайи) [3].

В рамках советско-американской рабочей группы по проблеме «Влияние изменений окружающей среды на климат» в сентябре—октябре 1978 г. специалисты Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова В. А. Ковалев и С. А. Соколенко были направлены в США для проведения сравнений и интеркалибрации образцового прибора СССР для измерения ОСО в атмосфере, спектрофотометра Добсона № 108, с мировым эталоном — спектрофотометром Добсона № 83, находящимся в ведении Лаборатории исследования воздушной среды Национального управления по исследованию океана и атмосферы в г. Боулдере. После проведения испытаний спектрофотометра по ртутной и стандартным лампам, показавшим, что во время транспортировки спектрофотометра № 108 его градуировка не нарушалась, были проведены прямые

сравнения обоих спектрофотометров. Наибольший интерес представляли результаты сравнений на двойной паре длин волн AD, поскольку эта пара длин волн является основной для измерений ОСО в атмосфере, и по ней, в частности, производится градуировка всех сетевых озонметров типа М-83 на сети станций СССР [1].

Обработка данных предварительных сравнений показала, что градуировка советского эталона на паре длин волн AD, которая была уточнена 4 года назад, после сравнений в Бельске в 1974 г. [1] практически не изменилась за это время, и разногласия в результатах измерения ОСО приборами № 83 и 108 в рабочем диапазоне воздушных масс ( $\mu=1,15\dots 3,2$ ) составили в среднем 0,59%. В то же время расхождения на паре длин волн CD, оцененные по паспортной градуировке прибора, оказались существенно выше (табл. 1).

Таблица 1

Расхождения (%) в значениях ОСО по результатам предварительных сравнений спектрофотометра Добсона № 108 с мировым эталоном — спектрофотометром Добсона № 83 для разных пар длин волн AD и CD

Пара длин волн	$\mu$ (от — до)						Среднее расхождение для $\mu = 1,15 \dots 3,2$
	1,15— 1,5	1,5— 2,0	2,0— 2,5	2,5— 3,2	3,2— 4,0	4,0— 5,0	
AD	0,21	1,00	0,86	0,75	1,79	1,96	0,59
CD	18,96	13,66	9,53	6,73	0,12	—3,9	14,11

Приведенные в табл. 1 данные по паре длин волн CD показывают также значительный ход погрешностей в зависимости от значения оптической массы озона  $\mu$ , для пары длин волн AD этот ход выражен значительно слабее и начинает проявляться лишь при воздушных массах, больших 3,2. Следует оговорить, что наблюдения на паре длин волн CD (как и наблюдения на паре длин волн AD при массах, больших 3,2) на советской и мировой сети станций до сих пор практически не проводились. Поэтому привязка прибора № 108 на этой паре длин волн ранее не производилась, в том числе и после сравнений в Бельске в 1974 г. Однако, по новым рекомендациям, наблюдения при больших воздушных массах предполагается в ближайшее время производить именно на паре CD, в связи с чем привязка советского эталона (спектрофотометра № 108) к мировому эталону представлялась вполне своевременной.

Следующим этапом работы являлась модернизация электронной части и настройка оптической системы спектрофотометра, включавшая в себя проверку ориентации призм, регулировку ши-

рины и параллельности щелей, проверку установки фотоумножителя, калибровку клина двухламповым методом, определение новых температурных таблиц и другие операции.

После юстировки оптической системы прибора и определения кривых калибровки клина были проведены результирующие сравнения спектрофотометра Добсона № 108 с мировым эталоном для определения его результирующих точностных характеристик. Результаты этих сравнений приведены в табл. 2 и на рис. 1.

Таблица 2

Расхождения (%) в значениях ОСО по результатам окончательных сравнений спектрофотометра Добсона № 108 с мировым эталоном — спектрофотометром Добсона № 83 для разных пар длин волн AD и CD

Пара длин волн	$\mu$ (от — до)						Среднее расхождение для $\mu = 1,15, \dots, 3,2$
	1,15—1,5	1,5—2,0	2,0—2,5	2,5—3,2	3,2—4,0	4,0—5,0	
AD	0,56	-0,06	-0,08	-0,26	-0,06	0,39	0,10
CD	-0,25	-0,39	0,27	0,34	0,33	0,80	-0,10

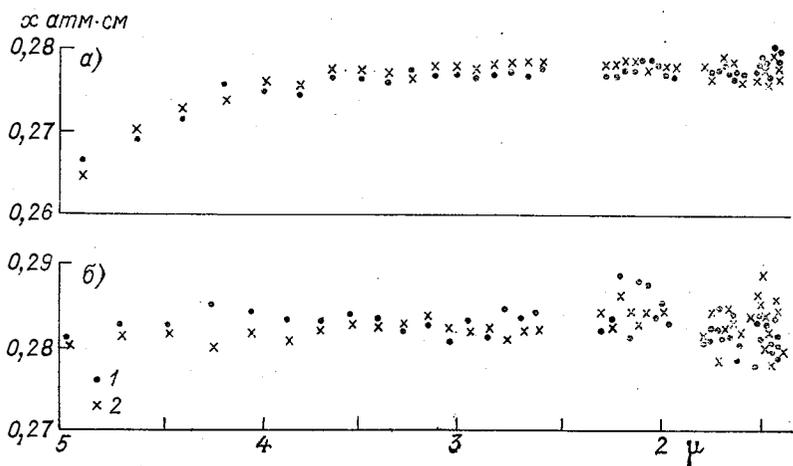


Рис. 1. Результаты сравнений спектрофотометров Добсона № 108 (1) и № 83 (2) на двойной паре волн AD (а) и CD (б). 6 октября 1978.

Сравнивая результаты до и после модернизации и юстировки прибора № 108 (табл. 1), можно отметить существенное уменьшение расхождений в показаниях обоих приборов, в том числе и при больших  $\mu$ .

Таким образом, по общему мнению советских и американских специалистов, советский спектрофотометр Добсона № 108 по параметрам, показанным при окончательных сравнениях, вполне удовлетворяет требованиям, предъявляемым к вторичному эталону для измерения общего содержания озона в атмосфере.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гушин Г. П. К методике измерения общего содержания атмосферного озона на мировой сети станций.— Труды ГГО, 1978, вып. 406, с. 63—75.
2. Гушин Г. П. Озонометрическая сеть СССР.— Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 111—116.
3. Ковалев В. А., Ромашкина К. И., Елисеев А. А. Сравнения приборов для измерения общего содержания атмосферного озона на фоновой станции Мауна-Лоа.— Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 110—113.

*Е. Л. Махоткина*

## **ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЯ ФАР В РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ**

Исключительно важное практическое значение фотосинтеза побуждает обратиться к достаточно детальному изучению прихода ФАР в различных условиях. При наличии огромного количества биохимических работ по механизму фотосинтеза, в которых, в частности, были найдены сложные химические формулы хлорофиллов, играющих основную роль в этом процессе, до сих пор не удалось выяснить до конца отдельные частные вопросы относительно синтеза этих веществ в растениях. Изучение притока ФАР в разных условиях и различное время не требует проведения таких сложных анализов, но выдвигает другие задачи, решению которых был посвящен ряд работ [2, 6, 8].

Несмотря на то что вопрос о необходимости систематической регистрации ФАР поднимался неоднократно, все измерения ФАР до настоящего времени носили эпизодический характер и проводились обычно в разных местах с помощью различных приборов. Наиболее полно анализ имеющихся данных измерений ФАР проведен в монографиях [2, 6]. Сравнение результатов, полученных различными авторами, обычно проводят с помощью переходных коэффициентов, представляющих собой отношения измеренных значений фотосинтетически активной радиации к значениям соответствующих видов интегральной радиации. Имеющиеся данные о зависимости коэффициентов перехода от интегральной радиации к ФАР от высоты солнца, мутности атмосферы, облачности опираются на ограниченный экспериментальный материал. Однако даже по этим данным можно судить о том, что переходные коэффициенты могут колебаться в сравнительно широких пределах для разных видов радиации и условий погоды. Кроме того, обнаруживаются заметные расхождения в значениях переходных коэффициентов и тенденциях их изменения по данным и отечественных и зарубежных авторов [6, 7, 11, 12]. При этом очевидно, что уточнение и детализация переходных коэффициентов может быть произведена только по данным систематических наблюдений за ФАР, до организации которых большой интерес представляют все дополнительные результаты прямых измерений ФАР. В связи

с этим полезно рассмотреть опыт наблюдений за ФАР, проводившихся с помощью селективных пиранометров без фильтров в течение летних месяцев 1975—1978 гг. в Воейково и Карадаге. Эпизодические наблюдения выполнялись также в Москве и Таллине. Программа наблюдений предусматривала проведение параллельных наблюдений за суммарной и рассеянной фотосинтетически активной и интегральной радиацией, причем следует особо отметить, что в Воейково была организована регистрация ФАР. Опыт работы с селективными приемниками без фильтров показал, что чувствительность их в процессе эксплуатации не испытывала заметных систематических колебаний. Выявленные в течение двух вегетационных сезонов колебания чувствительности не превышали 5 %.

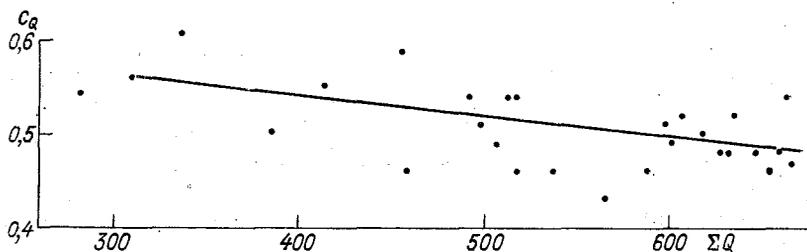


Рис. 1. Соотношение суточных сумм суммарной радиации  $Q$  со средними значениями дневных коэффициентов  $c_Q$ .

По данным проведенных измерений рассчитывались значения коэффициентов перехода от интегральной радиации к ФАР. Сравнение коэффициентов, полученных в различных пунктах наблюдений, не позволило выявить какой-либо зависимости их от географической широты. Анализ показал, что значения коэффициента перехода для суммарной радиации  $c_Q$  при высотах солнца, превышающих  $15^\circ$ , оказываются практически независимыми от массы атмосферы. Некоторую тенденцию роста величины  $c_Q$  с высотой солнца удалось обнаружить лишь по наблюдениям в отдельные дни с устойчивой безоблачной погодой.

Сопоставление значений  $c_Q$  для безоблачного неба примерно за месяц показало, что случайные колебания их лежат в пределах, не превышающих  $\pm 10\%$  среднего. Разброс коэффициентов  $c_Q$ , относящихся к различным условиям облачности, за такой же период составляет  $\pm 20\%$ .

Сопоставление средних дневных значений  $c_Q$  с суточными суммами суммарной радиации  $Q$  указывает на наличие вполне определенной связи между коэффициентами  $c_Q$  и условиями погоды. Характерный пример такого сопоставления приведен на рис. 1, из которого следует, что с уменьшением сумм суммарной радиации  $c_Q$  растет, т. е. повышенные значения  $c_Q$  соответствуют условиям пасмурной погоды.

Учет реальных коэффициентов перехода при подсчете сумм ФАР за пятидневки на материале наблюдений, проведенных в Карадаге в период с апреля по август 1976 г., показал, что подсчет сумм ФАР по методике, изложенной в [4], в отдельные пятидневки приводит к ошибкам, достигающим 15%. При анализе средних дневных значений  $c_D$  удалось установить, что они лучше всего коррелируют со степенью покрытия солнечного диска облаками в течение дня. Результаты такого обобщения наблюдений за ФАР по материалам одного вегетационного сезона представлены ниже:

Состояние солнечного диска . . . . .	$\odot^2$	$\odot^2\odot\odot^0$	$\odot\Pi$	$\Pi$
$c_D$ . . . . .	0,46	0,49	0,52	0,56

Очевидно, что в течение отдельных пятидневок повторяемость отметок диска солнца может группироваться произвольным образом, а это в свою очередь может приводить к определенному сочетанию значений  $c_D$ , которое может существенно отличаться от принятого в расчетном методе среднего значения.

До сравнительно недавнего времени о величине рассеянной ФАР можно было судить лишь по весьма немногочисленным наблюдениям Б. И. Гуляева [1]. Позднее Н. А. Перелет была выполнена специальная работа [5] по изучению зависимости коэффициента для рассеянной радиации  $c_D$  от высоты солнца и облачности. Следует отметить, что по результатам работы [5] разброс точек на графике зависимости переходных коэффициентов  $c_D$  для безоблачного неба от высоты солнца оказался так велик, что связь между этими величинами может рассматриваться как весьма условная. Разброс точек объясняется ошибками измерений и вариациями мутности атмосферы, однако зависимость  $c_D$  от мутности получена не была.

Анализ результатов наших наблюдений за рассеянной ФАР показал, что, как и по данным Бонхомма [11], зависимость коэффициента  $c_D$  для безоблачного неба от высоты солнца выражена очень слабо.

При сопоставлении результатов параллельных измерений интегральной  $D$  и фотосинтетически активной  $D_\Phi$  рассеянной радиации безоблачного неба выяснилось, что зависимость  $D_\Phi$  от  $D$  нелинейная. Такая зависимость может быть описана выражением, подобным тому, которое было предложено в работе [4] для аналогичной зависимости прямой радиации. Учитывая то, что коэффициенты  $c_D$  оказались практически независимыми от высоты солнца, можно сделать вывод о наличии вполне определенной связи  $c_D$  с мутностью атмосферы. Как следует из рис. 2, значения коэффициентов  $c_D$  удастся существенно упорядочить, сопоставив их со значениями мутности, для характеристики которой было выбрано число  $N$  [3]. Коэффициент  $c_D$  растет с уменьшением мутности и составляет для средних летних условий примерно 0,8. Следует отметить, что в среднем значения  $c_D$  для безоблачного

неба оказались по нашим измерениям выше, чем по данным других авторов [1, 5, 10].

Имеющаяся выборка значений  $c_D$  была использована также для построения зависимости коэффициента  $c_D$  от количества об-

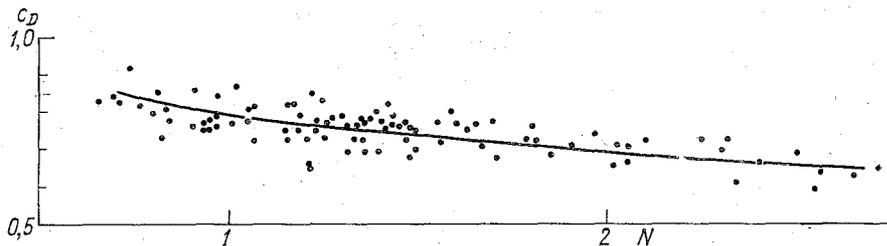


Рис. 2. Зависимость коэффициента  $c_D$  от мутности атмосферы.

лачности среднего и нижнего ярусов в баллах. Сравнение полученной кривой, представленной на рис. 3, с аналогичными данными Перелет [5], показывает, что кривые расходятся при ясном и пасмурном небе, а для остальных случаев весьма близки.

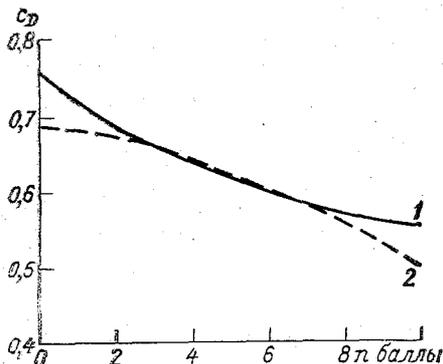


Рис. 3. Зависимость коэффициента  $c_D$  от облачности среднего и нижнего ярусов  $n$ .

1 — по данным автора; 2 — по данным Н. А. Перелет [5].

Однако есть основания полагать, что значение  $c_D$  для пасмурного неба, полученное Н. А. Перелет, несколько занижено, так как наши результаты полностью согласуются с данными Б. И. Гуляева [1] и Н. А. Ефимовой [2]. Более подробная детализация коэффициентов  $c_D$  для условий облачного неба приводится в табл. 1.

Таблица 1

Значения коэффициента  $c_D$  при облаках различных форм

Форма облаков	$c_D$	Форма облаков	$c_D$	Форма облаков	$c_D$
Cs, Cc, Ci	0,59	Ac, As	0,55	Cb, Cu, As	0,60
St	0,49	Sc	0,56	Cb	0,53
Среднее	0,495	Среднее	0,555	Среднее	0,565

Результаты, представленные в таблице, получены по материалам летних наблюдений 1976 г. (апрель—август) в Карадаге. По данным этой таблицы, намечается зависимость коэффициента  $c_D$  не от самих форм облаков, а от степени однородности облачного покрова. Отмечается тенденция к увеличению коэффициента  $c_D$  при переходе от слоистых и не очень неоднородных по плотности форм облаков к более неоднородным слоисто-кучевым и даже кучевым формам. Возможно, что это связано со спектральными особенностями, проявляющимися в различной степени в зависимости от структуры облачного покрова.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуляев Б. И. Об измерении фотосинтетически активной радиации.— Физиология растений, 1963, т. 10, вып. 5, с. 513—524.
2. Ефимова Н. А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова.—Л.: Гидрометеоздат, 1977.—214 с.
3. Махоткин Л. Г., Прямая радиация и прозрачность атмосферы.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, № 5, с. 644—657.
4. Махоткина Е. Л. Об оценке прямой солнечной радиации в отдельных участках спектра по данным об интегральном потоке.—Труды ГГО, 1977, вып. 384, с. 87—91.
5. Перелет Н. А. Зависимость соотношения между фотосинтетически активной и интегральной радиацией от прозрачности атмосферы и облачности.—Труды УкрНИГМИ, 1970, вып. 94, с. 46—51.
6. Росс Ю. К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова.—Л.: Гидрометеоздат, 1975.—336 с.
7. Рутковская В. А., Пелевин В. Н. Суммарная и фотосинтетически активная радиация над океаном.—В кн.: Геофизические и оптические исследования в Индийском океане. М., Наука, 1975, с. 188—199.
8. Гооминг Х. Г., Гуляев Б. И. Методика измерения фотосинтетически активной радиации.—М.: Наука, 1976.—142 с.
9. Гооминг Х. Г., Нийлиск Х. Коэффициенты перехода от интегральной радиации к ФАР в естественных условиях.—В кн.: Фитоактинометрические исследования растительного покрова. Таллин, Валгус, 1967, с. 140—149.
10. Федюшин А. А., Беденко В. П. Исследование переходных коэффициентов от интегральной радиации к ФАР на юго-востоке Казахстана.—В кн.: Труды IX Всесоюз. совещ. по актинометрии. Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 455—458.
11. Bonhomme R. Spectral distribution of radiation from sun and sky and energy available to plants. In: Proc. 5-th Inter. Biometeor. Congress, Montreux, Switzerland, 31aug.—6 sept. 1969, p. 1—4.
12. Szeicz G. Field measurements of energy in the 0.4—0.7 micron range. In: Light as an ecological factor, Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1966, p. 41—51.

## РАЗВИТИЕ МЕТОДИКИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ФАР

В течение трех последних десятилетий развитие сетевых актинометрических наблюдений шло в направлении расширения сети станций при сохранении, а в отдельных случаях даже при уменьшении комплекса измеряемых элементов. Поэтому в настоящее время становится актуальным решение специальных задач с целью удовлетворения конкретных практических запросов. Это требует уже чисто качественного развития сетевых актинометрических наблюдений, т. е. постановки измерений новых элементов. К одному из таких элементов относится фотосинтетически активная радиация (ФАР), представляющая особый интерес для сельского хозяйства, лесоводства, агрометеорологии. До настоящего времени систематические наблюдения за ФАР не проводились ни на сети актинометрических станций, ни в отдельных обсерваториях, хотя, зная только временной ход этой величины, можно определить энергию, которая потенциально пригодна для фотосинтеза. Применявшиеся для проведения эпизодических наблюдений приборы и методы определения ФАР наиболее подробно описаны в работах [6, 11]. Во всех приборах, предлагавшихся ранее для измерения ФАР, использовался принцип селективного поглощения радиации в нерабочем участке спектра с помощью фильтров, устанавливаемых перед термобатареей или фотоэлементом. Использование плоских фильтров в сочетании с фотоэлементами требовало дополнительных интегрирующих сфер, очень сильно ослабляющих измеряемый поток.

Как отмечается в [2, 8, 11] измерители ФАР, чувствительными элементами которых являются фотоэлементы, могут использоваться лишь для дискретных наблюдений, тогда как для удовлетворения запросов потребителей требуются данные о прямых измерениях сумм ФАР за различные периоды. Эта задача может быть решена, если для измерений ФАР использовать фитопиранометры. Во всех известных пиранометрах для выделения области ФАР использовались фильтры полусферической формы, а в некоторых зарубежных моделях (пиранометры Зоннтага [16]) предусматривается установка двух полусферических колпаков из специального оптического стекла различных марок. Изготовление таких колпа-

ков нужных размеров вызывает значительные технические трудности, а их применение вследствие заметного нагревания сильно поглощающих фильтров принципиально может приводить к нарушению условий теплообмена и появлению значительных ошибок, вплоть до получения явно невозможных физически отрицательных показаний, которые встречались иногда при измерениях с помощью фитопиранометра Б. П. Козырева [11]. Принцип отражения радиации в нерабочем участке спектра, положенный в основу пиранометра М-80М конструкции Ю. Д. Янишевского [14], позволяет существенно изменить область его спектральной чувствительности. Такой подход практически удобен при решении вопроса об организации регулярных наблюдений за ФАР. Селективные приемники без фильтров обладают определенными преимуществами по сравнению с известными приборами для измерения ФАР, поскольку в них не нарушается тепловой режим, и, кроме того, они позволяют производить непрерывные измерения ФАР по методике, принятой на сети актинометрических станций для измерения интегральных потоков радиации. В таком бесфильтровом пиранометре для измерения ФАР строгая подгонка спектральной чувствительности для измерения ФАР не реализуется. Однако следует отметить, что все имеющиеся в настоящее время приборы для измерения ФАР могут быть лишь условно названы неселективными. По существу они позволяют достигать лишь некоторого приближения к области измерения с длиной волны от 0,38 до 0,71 мкм. При этом ошибки, возникающие вследствие отклонения спектральной характеристики конкретного прибора от идеальной (П-образной), компенсируются за счет привязки показаний прибора, выполняемой по прямой ФАР в интервале 0,38—0,71 мкм. Оценка, произведенная Б. И. Гуляевым [4], показала, что такой способ приводит к ошибкам, не превышающим для потоков естественной радиации 10 %.

Для характеристики степени реализуемого в пиранометрах приближения их спектральной чувствительности к идеальной удобно рассмотреть отношение ( $k$ ) сигнала приемника, генерируемого радиацией за пределами области ФАР, к сигналу, который формируется непосредственно за счет ФАР. Таким образом, величину  $k$  можно представить в виде

$$k = \frac{\int_0^{\infty} I_{\lambda} E_{\lambda} d\lambda - \int_{0,38}^{0,71} I_{\lambda} E_{\lambda} d\lambda}{\int_{0,38}^{0,71} I_{\lambda} E_{\lambda} d\lambda}, \quad (1)$$

где  $I_{\lambda}$  — спектральное распределение измеряемой радиации,  $E_{\lambda}$  — спектральная чувствительность приемника. Очевидно, что для приемника с идеальной спектральной характеристикой  $k = 0$ . Значения  $k$ , рассчитанные по обобщенным экспериментальным данным о распределении энергии в спектре прямой и рассеянной радиации, приведенным в работе [7], представлены в табл. 1.

Значения  $k$  для различных пиранометров, измеряющих фиторадиацию

Прибор	Фильтр	$k$		
		$s$	$D_n=0$	$D_n=10$
Фитопиранометр Козырева [11]	БС-8, КС-19	0,03	0,02	0,03
М-80М с жидкостным фильтром [11]	$\text{CuSO}_4$	0,02	0,01	0,04
Пиранометр Зоннтага [16]	$\text{Wg}_1$ , $\text{Bg}_{21}$	0,14	0,10	0,15
М-80М [14]	б/ф	0,93	0,44	0,95
Селективный пиранометр типа М-80М:				
вариант а	б/ф	0,10	0,08	0,09
вариант б	б/ф	0,03	0,05	0,03

Из таблицы видно, что у большинства приборов для измерения ФАР значения коэффициента  $k$  колеблются от 0 до 0,15. Исключение составляет пиранометр М-80М (0,44—0,95). Следует отметить, что пиранометр М-80М применяется для измерений лишь интегральных потоков радиации, результаты которых используются для определения фотосинтетически активной радиации косвенными методами [3]. Для случая пересчета ФАР из непосредственно измеряемых интегральных потоков коэффициент  $k$  равен примерно единице, при этом на вариации радиации в участке спектра за пределами области ФАР сильно влияют факторы, которые сравнительно слабо действуют в области ФАР. У приборов, служащих для измерения ФАР, значения коэффициента  $k$  достаточно устойчивы для всех естественных потоков радиации, что дает основание считать, что в пределах точности градуировок отклонения спектральной чувствительности отдельных типов приборов от идеальной могут быть учтены при поверках. По сравнению с селективным пиранометром типа М-80М только фитопиранометр Козырева имеет существенно лучшую спектральную характеристику. Но технологическая сложность изготовления, неустойчивость показаний и трудность обеспечения непрерывной работы сводят практически на нет это преимущество прибора.

Распространено мнение, что учет селективности чувствительности растения при оценке ФАР в естественных условиях может иметь существенное значение, так как спектральный состав света сильно меняется в зависимости от высоты солнца и прозрачности атмосферы [10]. Однако при этом не учитывается тот факт, что выбор универсальной кривой спектра действия фотосинтеза окончательно не произведен, несмотря на наличие обширного ряда работ, касающихся этого вопроса [9, 13, 15]. Наибольшее распро-

странение получили кривые спектра действия фотосинтеза, предложенные И. И. Свентицким [9] и Маккри [15]. Различие этих кривых состоит главным образом в том, что по данным Маккри [15] максимум эффективного фотосинтеза в голубой области спектра выражен более резко. Учитывая серьезные технические и методические трудности, возникающие при создании приборов даже для неселективного измерения излучения в интервале 0,38—0,71 мкм, интересно оценить возможность применения для измерения ФАР приборов, в которых реализуется лишь преимущественное выделение заданного участка, в частности, селективных приемников без фильтров. Поскольку чувствительность таких приемников определяется в естественных условиях путем сопоставления их сигналов с прямой ФАР, радиация  $I$ , измеренная селективным приемником, может быть записана в виде

$$I = \frac{\int_0^{\infty} I_{\lambda} E_{\lambda} d\lambda}{\int_0^{\infty} S_{\lambda} E_{\lambda} d\lambda / \int_{0,38}^{0,71} S_{\lambda} d\lambda}, \quad (2)$$

где  $S_{\lambda}$  — спектральная интенсивность прямой солнечной радиации. Оценка влияния изменчивости спектрального состава естественной радиации на результаты измерения ФАР селективным приемником может быть выполнена путем сопоставления величины  $I$  с соответствующей величиной ФАР ( $I_{\Phi}$ ) при ее неселективном определении и величиной ФАР ( $I'_{\Phi}$ ), определяемой в соответствии со спектром действия фотосинтеза по Свентицкому ( $E'_{\lambda}$ ) и Маккри ( $E_{\lambda}$ ). Указанные расчеты выполнены на основании данных о спектральном распределении прямой радиации, приведенных в работе [1], и обобщенных экспериментальных данных о распределении энергии в спектре рассеянной радиации [7]. Результаты расчета представлены в табл. 2. В результате проведенных расчетов было выяснено, что изменение спектрального состава естественной радиации практически не сказывается на результатах измерений ФАР селективным приемником без фильтров при условии, если за ФАР принимается излучение в диапазоне 0,38—0,71 мкм.

Изменение спектрального состава прямой солнечной радиации в широком диапазоне условий прозрачности при изменении массы атмосферы от 1 до 3 приводит к отклонениям  $I/I_{\Phi}$  от среднего, лежащим в пределах  $\pm 5\%$ . Радиация, измеренная селективным приемником без фильтров, существенно отличается от ФАР, если определять последнюю в соответствии со спектром действия фотосинтеза. Однако для различных видов радиации отношения  $I/I_{\Phi}$  получаются близкими, что дает возможность получать ориентировочные данные о ФАР в соответствии со спектром действия фотосинтеза из наблюдений по приборам, спектральная чувствительность которых выделяет лишь преимущественно заданный участок спектра. Строгая подгонка спектральной чувствительности

Значение отношения  $I/I_{\Phi}$  для селективного приемника без фильтров при различных подходах к определению  $I_{\Phi}$ 

$I_{\Phi}$	$I/I_{\Phi}$				
	S по [1] $1 \leq m \leq 3$	D по [1] $n=0$	S по [7]	D по [7] $n=0$	D по [7] $n=10$
$\int_{0,38}^{0,71} I_{\lambda} d\lambda$	$0,99 \pm 5\%$	1,11	1,00	1,02	0,99
$\int_0^{\infty} I_{\lambda} E_{\lambda}^i d\lambda$ [9]	$1,75 \pm 5\%$	1,80	1,80	1,84	1,80
$\int_0^{\infty} I_{\lambda} E_{\lambda}^{\sigma} d\lambda$ [15]	$1,43 \pm 5\%$	1,70	1,51	1,62	1,51

прибора к какому-либо виду кривой спектра действия фотосинтеза неправомерна еще и потому, что исследования последних лет показали, что форма спектров действия фотосинтеза различных растений не является универсальной и претерпевает серьезные изменения не только от вида к виду растений, но и в процессе их развития [5]. Как указывается в работе [5], использование кривой «среднего листа» может привести к более значительным ошибкам, чем при неселективном измерении ФАР.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авасте О., Молдау Х., Шифрин К. С. Спектральное распределение прямой и рассеянной радиации.— В кн.: Исследования по физике атмосферы.— Изд. АН ЭстССР, 1962, вып. 3, с. 23—71.
2. Алексеев В. А. Световой режим леса.— Л.: Наука, 1975.— 225 с.
3. Географическое распределение фотосинтетически активной радиации (ФАР) на территории Европейской части СССР/Х. Молдау, Ю. Росс, Х. Тооминг, И. Ундла.— В кн.: Фотосинтез и вопросы продуктивности растений. М., Изд. АН СССР, 1963, с. 149—158.
4. Гуляев Б. И. Спектральная погрешность приборов, измеряющих фито-радиацию.— Труды ГГО, 1959, вып. 80, с. 126—134.
5. Гуляев Б. И., Аэров И. А. Влияние отдельных участков оптического излучения на ассимиляцию  $\text{CO}_2$  растениями и спектральная чувствительность приемников ФАР.— В кн.: Труды IX Всесоюз. совещания по актинометрии. Л., Гидрометеониздат, 1974, с. 442—446.
6. Ефимова Н. А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 214 с.
7. Махоткина Е. Л. К вопросу об определении спектральных поправок пиранометра Янишевского.— Труды ГГО, 1974, вып. 324, с. 134—143.
8. Перелет Н. А., Гаценко Р. В. Радиационный режим озимой пшеницы в осенний период.— Труды УкрНИГМИ, 1975, вып. 142, с. 27—39.
9. Свентицкий И. И. Измерение оптического излучения при выращивании растений.— Светотехника, 1965, № 4.

10. Семенченко В. А., Зукерт Н. В. Исследование фотосинтетически активной радиации.—Вестник МГУ, № 1, география, с. 90—93.
11. Тооминг Х. Г., Гуляев Б. И. Методика измерения фотосинтетически активной радиации.—М.: Наука, 1967.—142 с.
12. Федюшин А. А., Беденко В. П. Исследование переходных коэффициентов от интегральной радиации к ФАР на юго-востоке Казахстана.—В кн.: Труды IX Всесоюз. совещания по актинометрии. Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 455—458.
13. Хазанов В. С. О фотометрической оценке измерения по его действию на растения.—Светотехника, 1971, № 5, с. 16—18.
14. Янищевский Ю. Д. Вопросы методики измерения пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске.—Труды ГГО, 1951, вып. 26 (88), с. 5—45.
15. Mc Cree K. J. The action spectrum absorbance and quantum yield of photosynthesis in crop plants.—Agricul. meteorology, 1972, vol. 11, N 9, p. 191—216.
16. Unger K., Meixner P. Zur Methodik der Strahlungsmessung im photosynthetisch activen Bereich.—Zeitschrift für Meteorologie, 1976, Bd. 26, N 5, S. 257—267.

*Н. Н. Парамонова*

## **О НЕПРЕРЫВНОМ ОСЛАБЛЕНИИ РАДИАЦИИ ВОДЯНЫМ ПАРОМ В ОБЛАСТИ 3,4—4,2 мкм**

Окно прозрачности атмосферы 3,4—4,2 мкм имеет важное практическое значение. При определении температуры подстилающей поверхности со спутников, при проектировании и эксплуатации различной ИК аппаратуры и решении других задач необходимо учитывать ослабление радиации в этой области спектра атмосферой.

В ослаблении радиации в инфракрасных окнах прозрачности атмосферы существенную роль играет непрерывное ослабление, которое может быть вызвано аэрозолем и водяным паром. Поглощение водяным паром является основной компонентой непрерывного ослабления в области окна прозрачности 8—12 мкм. Измеренное в натуральных условиях полное непрерывное ослабление в этой области спектра сильно зависит от влажности. Лабораторные исследования, проводящиеся в течение ряда лет в СССР и за рубежом, позволили установить закономерности поглощения водяным паром в окне 8—12 мкм, что дает возможность рассчитывать эту компоненту ослабления для условий открытой атмосферы.

Область спектра 3,4—4,2 мкм является менее исследованной. В этой области спектра в натуральных условиях не наблюдается сильной зависимости непрерывного ослабления от влажности. Лабораторные измерения поглощения водяным паром, проведенные Берчем [5] и Уайтом [4], показали, что в области спектра 3,4—4,2 мкм существует ослабление в континууме водяного пара, причем коэффициенты поглощения в 5—10 раз меньше, чем в окне 8—12 мкм. Соответственно и относительный вклад аэрозольного ослабления в окне 3,4—4,2 мкм должен быть существенно больше, чем в окне 8—12 мкм.

Представляет интерес проверка соответствия данных лабораторных исследований поглощения водяным паром результатами натуральных измерений непрерывного ослабления, а также оценка возможного вклада ослабления водяным паром в полную оптическую толщину непрерывного ослабления. В настоящей работе проведено сопоставление натуральных измерений непрерывного ослаб-

ления с результатами лабораторных исследований поглощения водяным паром для области 3,7 мкм.

Натурные измерения непрерывного ослабления у 3,7 мкм проводились в Воейково на горизонтальной и наклонной трассах установки ИКАУ-1. Описания установки и методики измерений приведены в работах [1, 2]. Разрешение спектрального прибора составляло 4 и 3 см<sup>-1</sup> при измерениях на горизонтальной и наклонной трассах соответственно.

Одновременно с записью спектров пропускания всей толщи атмосферы производились измерения содержания водяного пара на пути луча и актинометрической прозрачности. Спектральные измерения на горизонтальной трассе обеспечивались данными о температуре, влажности, давлении и метеорологической дальности видимости.

Случайная погрешность измерений оптической толщи вертикального столба атмосферы  $\tau_z$ , согласно оценкам, проведенным в работе [3], равна примерно  $-0,02$ . Случайные инструментальные ошибки в определении оптической толщи приземного горизонтального слоя воздуха  $\tau$  км<sup>-1</sup> анализировались в работе [2] и были оценены как  $\pm 0,015$  км<sup>-1</sup>. Оценки систематических ошибок в  $\tau$  км<sup>-1</sup>, возникающие из-за неточности знания аэрозольного ослабления атмосферы во время проведения градуировок, выполненных по методике, описанной в [2], но с учетом новых моделей спектрального хода аэрозольного ослабления [6], дают значение, равное примерно  $\pm 0,02$  км<sup>-1</sup>.

В [5] представлены результаты лабораторных исследований непрерывного ослабления водяным паром в области 3,5—4,2 мкм, выполненных Берчем. Измерения были произведены при температурах 155, 111, 65°С. Коэффициент поглощения водяного пара  $k$  был представлен в виде

$$k = k_1 p + k_2 e,$$

где  $p$  — общее давление,  $e$  — парциальное давление водяного пара. В результате исследований были получены значения коэффициента  $k_2$  при указанных температурах. Для рассматриваемой области спектра, как и для окна прозрачности 8—12 мкм, обнаружена отрицательная температурная зависимость коэффициента  $k_2$ . Коэффициент  $k_1$  измерялся при  $t = 155^\circ\text{C}$ , при этом предполагалось, что отношение  $k_1/k_2$  не зависит от температуры. В качестве ушибряющего газа использовался азот. Полученное таким образом отношение  $k_1/k_2$  равно  $0,12 \pm 0,03$ . В [5] приведены также значения коэффициента  $k_2$  для  $t = 23^\circ\text{C}$ , определенные на основе экстраполяции данных измерений при высоких температурах.

Лабораторные исследования поглощения радиации в континууме водяного пара в области 3,4—4,0 мкм проведены также Уайтом и др. [4]. Измерения были сделаны при температурах 23 и 65°С, парциальное давление водяного пара составляло 19 и 96 мбар соответственно. В качестве ушибряющего газа использовалась смесь азота и кислорода в пропорции 80 % N<sub>2</sub> и 20 % O<sub>2</sub>.

Общее давление равнялось 1013,3 мбар. В работе измерялась оптическая толщина непрерывного ослабления радиации водяным паром без отдельного определения коэффициентов  $k_1$ ,  $k_2$  и их температурной зависимости. Результаты, полученные при  $t = 65^\circ\text{C}$ , близки к данным измерений Берча при этой же температуре. В условиях, близких к атмосферным ( $t = 23^\circ\text{C}$ ), поглощение водяным паром оказалось примерно в 2 раза больше, чем на основе экстраполяции данных измерений Берча при высоких температурах.

На рис. 1 приведены результаты измерений оптической толщи вертикального столба атмосферы  $\tau_z$  для  $\lambda = 3,7$  мкм в сопостав-

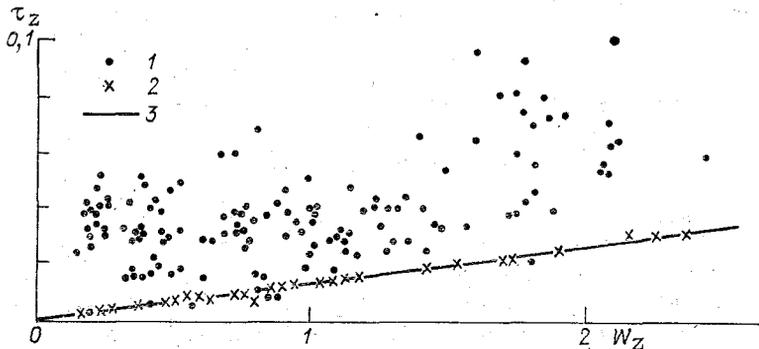


Рис. 1. Зависимость оптической толщи непрерывного ослабления радиации для вертикального столба атмосферы от содержания водяного пара.

1 — экспериментальные данные, 2 — расчет вклада водяного пара на основе данных [5] по конкретным распределениям температуры и влажности с высотой, 3 — осредненная рассчитанная зависимость ослабления водяным паром.

лению с расчетами ослабления водяным паром на основе данных Берча. Для сопоставлений использовался экспериментальный материал, полученный в условиях слабого замутнения атмосферы в видимой области спектра (актинометрическая прозрачность для атмосферной массы  $m = 2$  была больше 0,60).

На рис. 1 показаны результаты расчетов поглощения в континууме водяного пара для 30 конкретных распределений температуры и влажности с высотой. Расчеты осуществлялись по данным радиозондирования, проводящегося в 500 м от места наблюдений. Из рисунка видно, что различия в вертикальном распределении указанных параметров атмосферы не сказываются существенно на рассчитанных значениях поглощения водяного пара, поэтому в данной области спектра можно пользоваться осредненной рассчитанной зависимостью оптической толщи водяного пара  $\tau_{zw}$  от влажности  $W_z$  (прямая 3 на рис. 1).

Минимальные значения измеренной в натуральных условиях оптической толщи вертикального столба атмосферы имеют слабую зависимость от влажности. При  $W_z \gg 1$  см  $\text{H}_2\text{O}$  значений  $\tau_z$ , близ-

ких к нулю, не наблюдается. Таким образом, натурные значения, так же как и лабораторные, указывают на существование континуума водяного пара в данной области спектра.

Расчитанная зависимость  $\tau_{zw}(W_z)$  лежит на уровне минимальных экспериментальных значений, т. е. лабораторные данные [5] согласуются с результатами натурных измерений во всей толще атмосферы. Коэффициент поглощения водяного пара, соответствующий как натурным измерениям, так и лабораторным данным [5], для условий наклонной трассы равен  $0,015-0,02 \text{ см}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$ . Сопоставление результатов натурных измерений во всей толще атмосферы с данными работы [4] нет возможности осуществить,

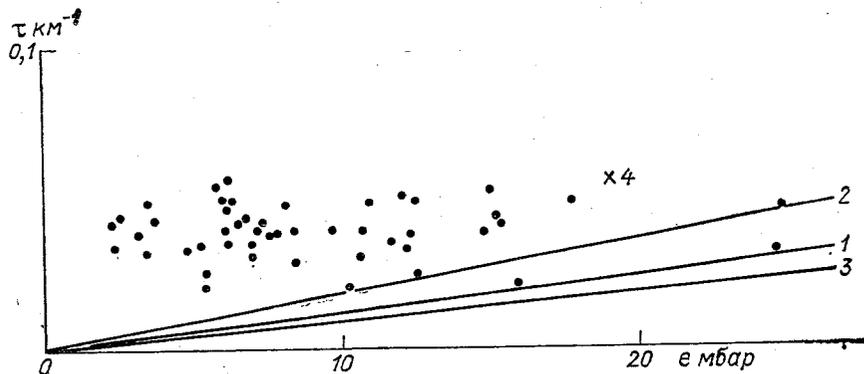


Рис. 2. Зависимость оптической толщи непрерывного ослабления радиации для приземного горизонтального слоя воздуха от парциального давления водяного пара.

1 — расчет вклада водяного пара по [5] при  $t=23^\circ\text{C}$ , 2 — то же при  $t=0^\circ\text{C}$ , 3 — расчет вклада первого члена формулы (1) по данным [5] при  $t=23^\circ\text{C}$ , 4 — оптическая толщина непрерывного ослабления радиации за счет водяного пара по [4].

так как в этой работе не приводятся зависимости ослабления радиации водяным паром от температуры, влажности и давления.

На рис. 2 приведены результаты измерений оптической толщи непрерывного ослабления для горизонтального приземного слоя воздуха в условиях, когда метеорологическая дальность видимости была больше 20 км. На этом же рисунке показаны рассчитанные зависимости ослабления радиации водяным паром  $\tau_w \text{ км}^{-1}$ , полученные на основе данных Берча. Расчет проводился для  $t$ , равного 23 и  $0^\circ\text{C}$  (кривые 1 и 2 соответственно). Для  $t=23^\circ\text{C}$  показан также вклад первого члена формулы (1) в  $\tau_w \text{ км}^{-1}$  (кривая 3). Видно, что в рассматриваемой области спектра основной вклад в общий коэффициент поглощения водяным паром дает именно этот член, в то время как в окне прозрачности 8—12 мкм — второй член формулы (1). На рис. 2 приведена оптическая толщина непрерывного ослабления водяным паром, полученная в работе [4] для влажности, при которой проведены лабораторные измерения.

Из рис. 2 видно, что заметной зависимости оптической толщи непрерывного ослабления  $\tau$  км<sup>-1</sup> от влажности в охваченных измерениями условиях не наблюдается. Аналогичная рассчитанная зависимость по данным Берча в диапазоне влажностей, охваченном экспериментом, также является слабой. Этот слабый ход оптической толщи непрерывного ослабления с влажностью в натуральных условиях мог быть завуалирован флуктуациями аэрозольного ослабления, а также погрешностями измерений.

При поглощении в континууме водяного пара в 2 раза больше, чем по данным Берча, которое было получено в [4], зависимость  $\tau(e)$  должна быть существенно сильнее, чем полученная по результатам натуральных измерений на горизонтальной трассе. Это свидетельствует о том, что поглощение в континууме водяного пара, по-видимому, меньше, чем получено в работе [4].

Таким образом, сопоставление натуральных и лабораторных данных показало, что наличие континуума водяного пара в рассматриваемой области спектра такой величины, какую получил при лабораторных измерениях Берч, не противоречит результатам натуральных измерений. Значения ослабления водяным паром, полученные в [4] при  $t = 23^\circ\text{C}$ , по-видимому, несколько завышены. Вклад континуума водяного пара в полную оптическую толщину непрерывного ослабления может достигать 0,03—0,04 при  $W = 2$  см H<sub>2</sub>O как в вертикальном столбе атмосферы, так и для 1 км приземной горизонтальной трассы.

Для осуществления корректных расчетов ослабления водяным паром в рассматриваемой области спектра необходимо уточнение значения коэффициента  $k_2$  при температуре, близкой к атмосферной, а также температурной зависимости коэффициента  $k_1$ .

В заключение автор выражает благодарность Э. С. Андреевой, К. В. Казаковой, О. А. Немец за помощь в получении экспериментального материала и А. М. Броунштейну за полезное обсуждение.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппаратура и методика измерений спектральной прозрачности атмосферы в инфракрасной области спектра/С. С. Богданов, А. М. Броунштейн, В. В. Демидов, И. Л. Сакин.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 9, № 1, 1973, с. 47—53.
2. Броунштейн А. М., Демидов В. В., Казакова К. В. Методика измерений абсолютной спектральной прозрачности горизонтальных приземных слоев воздуха в ИК области спектра.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 18—30.
3. Парамонова Н. Н., Броунштейн А. М. О непрерывном ослаблении солнечной радиации в ИК окнах прозрачности атмосферы водяного пара.— Труды ГГО, 1979, вып. 419.
4. Kenneth O., e. a. Water vapor continuum absorption in the 3,5—4,0  $\mu\text{m}$  region.— Appl. Opt. vol. 17, N 17, 1978, p. 2711—2720.
5. McClatney R. A., e. a. Atmospheric absorption line parameters AFCRL-73-0096. Environmental Res. Papers N 434, 1973.
6. Selby Y. E. A., Shettle E. P., McClatney R. A. Atmospheric transmittance from 0,25 to 28,5 mkm. Supplement LOWTRAN-3B (1976) Nov. 1, 1976, AFGL-TR-76-0528. Environ., Res. Papers N 587.

*Н. Н. Парамонова, М. И. Трифионов*

## **СРАВНЕНИЕ РАССЧИТАННЫХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ СПЕКТРОВ ПРОПУСКАНИЯ ВСЕЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В ОБЛАСТИ 10,2—12,3 мкм**

1. Большой класс прикладных задач атмосферной оптики, связанных с восстановлением параметров физического состояния атмосферы и подстилающей поверхности по данным спектральных измерений излучения, расчетами теплового баланса атмосферы, проектированием и эксплуатацией различной ИК аппаратуры, работающей в атмосфере, требует для своего решения алгоритмов расчета функций пропускания атмосферы в ИК области спектра, включая окна прозрачности атмосферы.

В настоящее время используется ряд методов расчета пропускания атмосферы, среди которых самым универсальным и точным является метод прямого расчета. Однако при решении ряда практических задач, в которых пропускание требуется определять с точностью не лучше, чем 2—3 %, использование метода прямого расчета оказывается не всегда целесообразным вследствие его трудоемкости, сложности программного обеспечения, а следовательно, и больших затрат машинного времени. В этих случаях пользуются менее точными, но более простыми приближенными методами расчета пропускания, среди которых наибольшее распространение получили методы моделей полос поглощения, эмпирические методы и параметрические аналитические методы. Следует отметить, что из всех существующих приближенных методов метод моделей полос поглощения является наиболее универсальным в том смысле, что позволяет определять пропускание атмосферы в широких областях спектра при любом спектральном разрешении. Проверку методов расчета и исходной спектроскопической информации, используемой при расчетах, можно осуществить на основе сопоставления результатов расчета и натурных измерений пропускания атмосферы. В настоящей работе проведено сопоставление 15 тестовых экспериментальных спектров пропускания всей толщи атмосферы с рассчитанными по статистической модели поглощения Гуди [2]. При расчетах учитывалось также ослабление в континууме водяного пара.

2. Экспериментальные спектры пропускания всей толщи атмосферы в области 10,2—12,3 мкм были получены в Воейково на установке ИКАУ-I. Описание установки и методики измерений приведено в работе [1]. Кроме записи спектров на самописце производилась их регистрация на перфоленте с шагом по частоте 0,5 см<sup>-1</sup>. Разрешающая способность спектрального прибора при  $\lambda = 10$  мкм равна 2 см<sup>-1</sup>. Время записи участка спектра 810—980 см<sup>-1</sup> составляло 7 мин. Одновременно с записью спектров производилось измерение актинометрической прозрачности и содержания водяного пара на пути луча инфракрасным гигрометром. Число атмосферных масс определялось по формуле Бемплада.

В качестве тестовых спектров были отобраны спектры, время записи которых было близко к времени запуска радиозондов (в 14 ч 20 мин и 20 ч 20 мин по местному времени), проводившегося в 500 м от места наблюдений. В табл. 1 приведен перечень тестовых спектров с указанием даты, времени начала записи спектра, числа атмосферных масс, соответствующих началу и концу записи спектра ( $m_1$  и  $m_2$ ), содержания водяного пара в вертикальном столбе атмосферы ( $W_z$ ), актинометрической прозрачности для  $m = 2$  ( $P_{a,2}$ ), а также приземных значений температуры ( $t$ ) и относительной влажности ( $r$ ).

Таблица 1

Перечень тестовых экспериментальных спектров

№ спектра	Дата	Время, ч мин	$m_1 - m_2$	$W_z$	$P_{a,2}$	$t$ °C	$r$ %
1	20 III 1975 г.	15 16	2,40—2,44	0,38	0,64	—0,2	0,58
2	6 V	15 21	1,59—1,60	0,85	0,60	14,8	0,33
3	6 V	19 48	7,28—7,82	0,89	0,61	12,0	0,21
4	7 V	15 05	1,53—1,54	1,20	0,57	18,8	0,39
5	19 V	16 00	1,63—1,65	1,17	0,56	19,2	0,39
6	3 VII	20 03	4,62—4,82	2,14	0,39	21,0	0,56
7	5 VII	15 59	1,51—1,52	0,99	0,56	18,4	0,34
8	22 VII	16 03	1,58—1,60	1,80	0,55	20,3	0,43
9	22 VII	19 59	5,29—5,57	1,96	0,55	18,2	0,57
10	31 VII	15 15	1,49—1,50	2,48	0,45	25,9	0,45
11	20 V 1976 г.	15 54	1,59—1,61	0,92	0,60	13,3	0,45
12	20 V	19 41	4,98—5,23	0,88	0,63	9,4	0,43
13	20 V	20 18	7,68—8,25	0,62	0,65	9,4	0,48
14	21 V	15 54	1,59—1,60	0,76	0,59	10,5	0,41
15	21 V	20 11	6,83—7,32	0,77	0,60	8,7	0,46

Внеатмосферные значения потока солнечной радиации определялись методом Бугера в наиболее чистых спектральных интервалах с центрами у 820, 832, 861, 875, 901, 915, 962, 1096 см<sup>-1</sup>. В промежутках между интервалами внеатмосферные значения интерполировались. Оценки ошибок в определении пропускания и оптической толщи вертикального столба атмосферы проведены

в работах [3, 4]. Согласно этим оценкам, случайная ошибка в определении пропускания равна примерно  $\pm 3,5\%$ . При этом абсолютная случайная ошибка в определении оптической толщи вертикального столба атмосферы для тех участков, где селективное ослабление мало и можно применять закон Бугера, не превышает 0,017. Следует отметить, что часть факторов, вносящих вклад в указанную погрешность, является общей для всего спектра; случайные же отклонения отдельных ординат, а следовательно, и пропусканий внутри одного спектра не превышают  $\pm 1\%$ .

Систематическая ошибка в определении пропускания, возникающая из-за неточности определения внеатмосферных значений, составляет  $\pm 2\%$ , при этом ошибка в определении оптической толщи вертикального столба атмосферы при использованных массах не превышает  $\pm 0,01$ .

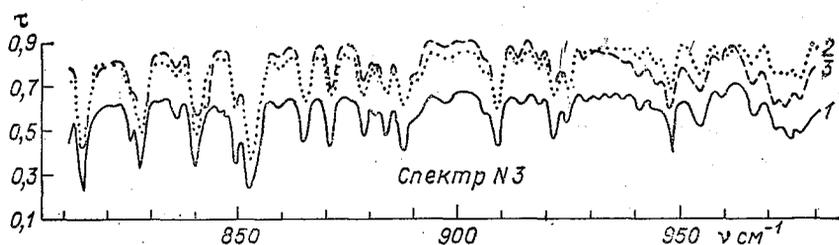


Рис. 1. Рассчитанные спектры пропускания атмосферы и полученные по статистической модели и методом прямого расчета для спектра № 3.

1 — эксперимент, 2 — расчет с использованием статистической модели, 3 — прямой расчет.

3. Как было указано выше, в настоящей работе расчеты пропускания атмосферы проводились на основе использования статистической модели Гуди, поскольку поглощение в рассматриваемой нами области спектра  $810\text{--}980\text{ см}^{-1}$  обуславливается в основном водяным паром.

Для проверки возможности применения статистической модели для расчетов пропускания в исследуемой области спектра для пяти произвольно выбранных экспериментальных спектров был проведен также прямой расчет пропускания. Расчет осуществлялся по программе сотрудника ГосНИЦИПР А. Полякова. Самые большие расхождения между двумя указанными методами расчета были получены для спектра № 3, характеризующегося наибольшей оптической толщиной ( $m \approx 7,5$ ). На рис. 1 для этого случая приведены результаты расчетов пропускания атмосферы с помощью прямого метода и статистической модели и соответствующие экспериментальные значения. При наблюдающихся на рис. 1 расхождениях расчетных значений пропускания различия в оптической толщине вертикального столба атмосферы в области  $810\text{--}930\text{ см}^{-1}$  не превосходят 0,01, за исключением узкого спектрального интервала ( $840\text{--}844\text{ см}^{-1}$ ), где они достигают 0,02. В коротковолновой части рассматриваемой области спектра расхождения

несколько увеличиваются и достигают 0,03 в районах значительного ослабления. В области относительно чистого спектрального интервала у  $962 \text{ см}^{-1}$  расхождения не превышают 0,01.

Следует учесть, что применение статистической модели для расчетов пропускания в широкой области спектра дает существенную экономию машинного времени. Так, на расчет одного спектра прозрачности с помощью прямого метода требовалось около 15 мин счета на ЭВМ БЭСМ-6, тогда как с использованием статистической модели на этот же расчет затрачивалось не более 1 мин.

Остановимся кратко на основных принципах используемого нами метода расчета пропускания атмосферы.

В расчетах использовалось приближение плоскопараллельной безоблачной, безаэрозольной атмосферы. Функция пропускания  $P_{\Delta\nu}$  спектрального интервала  $\Delta\nu$  рассчитывалась на основе соотношения

$$P_{\Delta\nu} = \prod_i P_{\Delta\nu}^i, \quad (1)$$

где  $P_{\Delta\nu}^i$  — функция пропускания, обусловленная  $i$ -й газовой составляющей атмосферы. Оптически активными газовыми составляющими в рассматриваемой области спектра являются водяной пар, углекислый газ и озон. При расчете поглощения в спектральных линиях по статистической модели Гуди [2] функция пропускания имеет следующий вид:

$$P_{\Delta\nu}(\bar{p}, \bar{T}, \bar{u}) = \exp \left[ -\beta_{\Delta\nu}(\bar{T}) \bar{u} / \sqrt{1 + \alpha_{\Delta\nu}(\bar{T}) \bar{u} / \bar{p}} \right], \quad (2)$$

где  $\alpha_{\Delta\nu}(\bar{T})$  и  $\beta_{\Delta\nu}(\bar{T})$  — параметры статистической модели, определяемые на основе информации о тонкой структуре [5] по методу, описанному в работе [7]. Учет неоднородности в наших расчетах осуществлялся с помощью метода Куртиса—Годсона [2], путем введения средневзвешенных значений давления  $\bar{p}$  и температуры  $\bar{T}$  по формулам:

$$\bar{p} = \int p q_i(p) dp / \int q_i(p) dp; \quad (3)$$

$$\bar{T} = \int T(p) q_i(p) dp / \int q_i(p) dp, \quad (4)$$

где  $q_i(p)$  — высотное отношение смеси  $i$ -го поглощающего газа. Общее содержание поглощающего вещества  $\bar{u}$  на пути луча равно

$$\bar{u} = \frac{\sec \vartheta}{g} \int q_i(p) dp, \quad (5)$$

где  $\vartheta$  — зенитный угол солнца,  $g$  — ускорение свободного падения.

Общее пропускание водяного пара в рассматриваемом диапазоне спектра рассчитывалось по формуле

$$P_{\Delta\nu}^{\text{H}_2\text{O}} = P_{\Delta\nu, L}^{\text{H}_2\text{O}} P_{\Delta\nu, C}^{\text{H}_2\text{O}}, \quad (6)$$

где  $P_{\Delta\nu, L}^{\text{H}_2\text{O}}$  связано с поглощением в спектральных линиях водяного пара, а  $P_{\Delta\nu, c}^{\text{H}_2\text{O}}$  — с континуальным ослаблением. Согласно данным последних исследований [6], коэффициент континуального ослабления водяного пара можно представить в следующем виде:

$$K(\nu, T) = [a + b \exp(-\beta\nu)] \exp\left(\frac{1800}{T} - \frac{1800}{296}\right), \quad (7)$$

где  $\tilde{\nu}$  — частота в  $\text{см}^{-1}$ ;  $a$ ,  $b$ ,  $\beta$  — эмпирические константы;  $T$  — температура в кельвинах. В этом случае  $P_{\Delta\nu, c}^{\text{H}_2\text{O}}$  для всей толщи

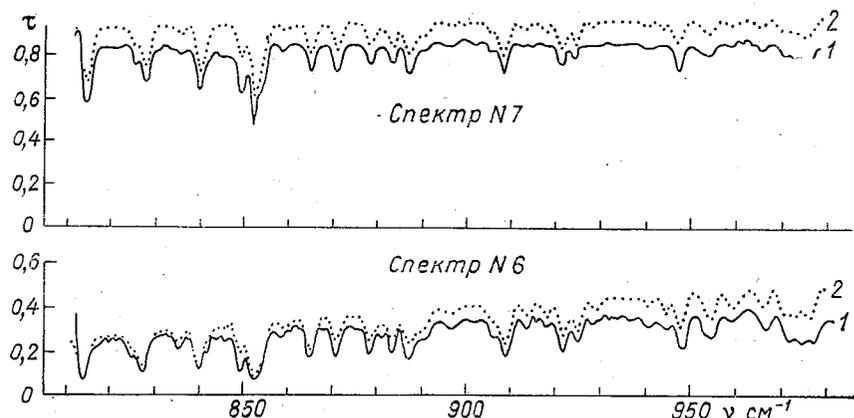


Рис. 2. Примеры сравнений экспериментальных (1) и рассчитанных (2) спектров пропускания атмосферы.

атмосферы можно получить с помощью численного интегрирования формулы

$$P_{\Delta\nu}^{\text{H}_2\text{O}}(\vartheta) = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} \exp\left[-\frac{\sec \vartheta}{g} \int q^{\text{H}_2\text{O}}(p') K(\nu, T) e(p') dp'\right] d\nu \quad (8)$$

с использованием данных радиозондирования о профилях распределения температуры и влажности с высотой. В формуле (8)  $e$  обозначает парциальное давление водяного пара на уровне с давлением  $p'$ .

Расчеты были выполнены для того же спектрального разрешения, при котором производились измерения.

4. На рис. 2 приведены примеры сравнений экспериментальных и рассчитанных спектров пропускания всей толщи атмосферы. Из рисунка видно, что структура спектра хорошо повторяется за исключением одной особенности, находящейся у  $825 \text{ см}^{-1}$ . На всех экспериментальных спектрах присутствует линия у  $825 \text{ см}^{-1}$ , в то время как расчет с использованием статистической модели, а также прямой расчет, проведенный для 5 спектров, дают только перегиб. Это расхождение нельзя объяснить неточностью выбора при

расчетах ширины аппаратной функции спектрального прибора, поскольку подобная структура в других участках рассчитанного спектра четко проявляется.

На рис. 3 приведена средняя остаточная оптическая толщина вертикального столба атмосферы  $\Delta\tau = \tau_a - \tau_p$ . Для чистых (мало-селективных) участков спектра остаточное ослабление составляет 0,02 и уменьшается до 0,015 у  $962 \text{ см}^{-1}$ . Отклонения от значения 0,02 по всему участку спектра в основном не превышают  $\pm 0,02$ . Такие отклонения могут быть связаны со случайными ошибками измеренных значений пропускания и с ошибками расчета, включая возможные частотные сдвиги. За пределы указанных отклонений выходит значение  $\Delta\tau$  в области  $842\text{--}852 \text{ см}^{-1}$ , где оно достигает  $0,05\text{--}0,07$ . В этой области находится один из чистых спектральных интервалов с центром у  $845 \text{ см}^{-1}$ . На экспериментальных

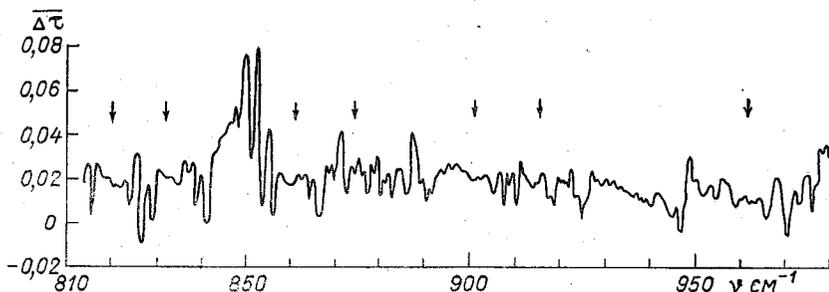


Рис. 3. Спектральный ход средней остаточной оптической толщины вертикального столба атмосферы.

Стрелками показаны центры наиболее чистых спектральных интервалов.

спектрах пропускание в этом интервале всегда меньше, чем в соседних чистых спектральных интервалах, в то время как в рассчитанных спектрах, полученных не только с использованием статистической модели, но и прямым расчетом, такого занижения нет. По-видимому, это расхождение обусловлено неточностью используемой при расчетах спектроскопической информации в указанной области спектра.

Как было отмечено ранее, при расчетах пропускания учитывалось не только селективное ослабление в линиях поглощения атмосферных газов, но и ослабление в континууме водяного пара на основе лабораторных данных из [6]. В таком случае остаточное ослабление ( $\Delta\tau = \tau_a - \tau_p$ ) можно интерпретировать как аэрозольное.

Для рассматриваемой здесь выборки из 15 спектров среднее значение аэрозольного ослабления составляет 0,02, а наибольшее значение  $\Delta\tau_{\max}$  достигало  $0,10\text{--}0,13$ .

В 7 случаях из 15 рассчитанные и экспериментальные спектры оказались очень близкими, так что  $\Delta\tau$  для чистых спектральных интервалов не превышало погрешности измерений. При этом встречались и отрицательные значения остаточной оптической

толщи. Наличие значительного числа спектров с малым  $\Delta\tau$  свидетельствует о том, что вклад континуума водяного пара не больше того, который дают лабораторные измерения, проведенные в работе [6]. Это согласуется с результатами работы [4], где на основе сопоставления 40 серий натурных измерений в узких спектральных интервалах с лабораторными данными показано, что данные работы [6] согласуются с результатами натурных измерений.

Спектральный ход остаточной оптической толщи в среднем оказывается практически нейтральным. Для случаев когда остаточная оптическая толщина (аэрозольное ослабление) мала ( $\Delta\tau < 0,04$ , 9 спектров), вариации  $\Delta\tau$  по спектру для наиболее чистых спектральных интервалов не превышают  $\pm 0,01$ . На наш взгляд, тот факт, что в условиях слабого аэрозольного ослабления не наблюдается заметного спектрального хода  $\Delta\tau$ , говорит о том, что зависимость коэффициентов поглощения в континууме водяного пара от длины волны, полученная в лабораторных условиях и приведенная в работе [6], является правильной.

Таким образом, проведенное сравнение показало, что 1) возможна неточность используемой при расчетах спектроскопической информации в областях  $825$  и  $842-852$   $\text{см}^{-1}$ , 2) лабораторные данные о поглощении радиации водяным паром, приведенные в [6], дают правильный спектральный ход коэффициентов поглощения и соответствуют результатам натурных измерений пропускания атмосферы, 3) существует остаточное аэрозольное ослабление, которое в нескольких случаях из 15 рассмотренных значительно превышает погрешности измерений, достигая в охваченных измерениями условиях  $0,10-0,13$  (оптическая толщина вертикального столба атмосферы).

В заключение авторы выражают благодарность А. Полякову за предоставление программы прямого расчета, К. В. Казаковой и Э. С. Андреевой за помощь в проведении измерений и в обработке материала.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппаратура и методика измерений спектральной прозрачности атмосферы в инфракрасной области спектра/С. С. Богданов, А. М. Броунштейн, В. В. Демидов, И. Л. Сакин.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 9, № 1, 1973, с. 47—53.
2. Гуди Р. Атмосферная радиация.— М.: Мир, 1966.
3. Исследование спектральной прозрачности атмосферы в области  $3,4-4,0$   $\mu\text{м}$ /С. С. Богданов, А. М. Броунштейн, Н. Н. Парамонова, А. Д. Фролов.— Труды ГГО, 1973, вып. 312, с. 10—22.
4. Парамонова Н. Н., Броунштейн А. М. О непрерывном ослаблении солнечной радиации в ИК окнах прозрачности атмосферы.— Труды ГГО, 1979, вып. 419.
5. McClatchey, e. a. Atmospheric absorption line parameters AFCRL-73-0096. Environmental Res. Papers N 434, 1973.
6. Robert E. Roberts, e. a. Infrared continuum absorption by atmospheric vapor in the  $8-12$   $\mu\text{м}$  window. Appl. Opt., 1976, 15, N 9.
7. Young S. I. Nonisothermal band model theory.— Journ. Quant. Rad. Trans., 1977, vol. 18, N 1, p. 1—28.

*С. А. Соколенко*

## **МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЯ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В УЛЬТРАФИОЛЕТОВОЙ ОБЛАСТИ СПЕКТРА**

В настоящее время особый интерес вызывает вопрос исследования спектральной прозрачности атмосферы в ультрафиолетовой области спектра, включая полосы поглощения озона. Данные о спектральной прозрачности атмосферы в этой области имеют большое значение для озонотрии, для изучения ультрафиолетового климата и для некоторых других задач.

Непосредственные измерения показателя ослабления атмосферы дают в озонной области только суммарное значение, обусловленное озоном и аэрозолям.

Измерения в полосах поглощения озона сопряжены с рядом технических и методических трудностей. Основная техническая трудность заключается в создании узкополосного или квазимонохроматического спектрального прибора с достаточной чувствительностью (это необходимо для устранения атмосферно-оптических эффектов, действующих в ультрафиолетовой области спектра). Методической трудностью является наличие значительной рассеянной радиации в этой области спектра, зависящей от длины волны и попадающей в прибор из его телесного угла.

В нашей стране и за рубежом опубликовано небольшое число работ, посвященных этому вопросу.

В 1951—1953 гг. на высокогорных станциях в США были проведены измерения показателя аэрозольного ослабления атмосферы в интервале длин волн 316,5—421 нм без учета поглощения озоном [9].

В 1963—1965 гг. проводились работы в обсерватории Бойден в Южной Африке и в обсерватории Лахоуга во Франции [7], направленные на определение общего ослабления атмосферы как в ультрафиолетовой области спектра 319,5—420,7 нм, так и в видимой и ближней инфракрасной областях спектра.

В настоящее время в Боулдере (США) [8] проводятся измерения прямой ультрафиолетовой радиации в диапазоне 298—400 нм. По этим данным, зная суммарный озон, можно находить показатель аэрозольного ослабления.

В нашей стране в Алма-Ате в Астрофизическом институте АН КазССР [6] проводятся измерения показателя аэрозольного ослабления в УФ области спектра по индикатрисам яркости безоблачного неба в солнечном альмукантарате.

На станциях Госкомгидромета, где измеряют спектральную прозрачность атмосферы [5], пользуются методом, описанным в работе [4], согласно которому показатель аэрозольного ослабления  $\delta_\lambda$  находится по выражению

$$\delta_\lambda = \frac{\lg S_{\lambda 0} - \lg S_\lambda}{m} - \alpha_\lambda x - \beta_\lambda, \quad (1)$$

где  $S_{\lambda 0}$  и  $S_\lambda$  — прямая солнечная радиация с длиной волны  $\lambda$  у поверхности земли и на верхней границе атмосферы;  $\beta_\lambda$  — показатель релейского ослабления атмосферы;  $\alpha_\lambda$  — показатель поглощения озона;  $x$  — суммарный озон;  $m$  — оптическая масса атмосферы.

Этот метод дает удовлетворительные результаты в видимой и внеозонной ультрафиолетовой области спектра, где поглощение излучения озоном мало и не велико рассеяние света.

Выражение (1) получается при логарифмировании формулы Бугера

$$S_\lambda = S_{\lambda 0} 10^{-(\mu \alpha_\lambda x + m \beta_\lambda + m_1 \delta_\lambda)} \quad (2)$$

в предположении, что  $m = \mu = m_1$  где  $\mu$  — оптическая масса озона в атмосфере,  $m_1$  — оптическая масса аэрозоля в атмосфере. Близость указанных оптических масс при  $\theta > 10$  ( $\theta$  — угловая высота центра солнечного диска) подтверждена расчетом в работах [2, 3].

В действительности выражение (2) в ультрафиолетовой области спектра при учете рассеянного в атмосфере света, попадающего в прибор из пределов его телесного угла, записывается следующим образом [1]

$$Q_\lambda = S_\lambda + D_\lambda \omega = S_{\lambda 0} 10^{-(\mu \alpha_\lambda x + m \beta_\lambda + m_1 \delta_\lambda)} \times (1 + R_\lambda \omega), \quad (3)$$

где  $D_\lambda$  — рассеянная радиация атмосферы в пределах единичного телесного угла,  $(1 + R_\lambda \omega)$  — величина, учитывающая рассеянную радиацию атмосферы в телесном угле  $\omega$ .

В работе [1] проводится для некоторых случаев расчет величины  $(1 + R_\lambda \omega)$ , учитывающей рассеянное излучение в различных телесных углах прибора при разных  $\theta$ . Эта величина увеличивается с уменьшением длины волны и увеличением телесного угла прибора.

Выражение (1) в этом случае будет иметь вид

$$\delta_\lambda = \frac{\lg S_{\lambda 0} - \lg Q_\lambda}{m} + \frac{\lg (1 + R_\lambda \omega)}{m} - \alpha_\lambda x - \beta_\lambda. \quad (4)$$

В видимой области спектра при малых  $\omega$  и  $\theta > 10^\circ$  величина  $\lg (1 + R_\lambda \omega)/m$  мала (1—3 %) и при вычислении  $\delta_\lambda$  ею пренебрегают. В ультрафиолетовой области спектра количество

рассеянного света в телесном угле прибора быстро увеличивается с уменьшением длин волн, и поэтому расчет  $\delta_\lambda$  по формуле (1) приводит к заметным ошибкам.

Известен метод двух масс, позволяющий уменьшить влияние рассеянного излучения на величину  $\delta_\lambda$ , сущность которого состоит в том, что спектральные измерения прямой солнечной радиации проводят при разных оптических массах атмосферы, считая, что  $\delta_\lambda = \text{const}$  в течение некоторого промежутка времени. В этом случае выражение для определения показателя аэрозольного ослабления атмосферы в ультрафиолетовой области спектра получается из формулы (3), записанной для двух оптических масс  $m_1$  и  $m_2$ ,

$$\delta_\lambda = \frac{\lg Q_{\lambda m_1} - \lg Q_{\lambda m_2}}{m_2 - m_1} + \frac{1}{m_2 - m_1} \lg \frac{1 + R_{\lambda m_1 \omega}}{1 + R_{\lambda m_2 \omega}} - \alpha_\lambda x - \beta_\lambda. \quad (5)$$

Этот метод дает удовлетворительные результаты при больших разностях  $m_2 - m_1$ , т. е. при высоте солнца над горизонтом меньше  $40-35^\circ$ , когда оптические массы изменяются быстро в течение сравнительно малого отрезка времени и когда в течение этого времени стабильность атмосферы не изменяется. При использовании формулы (5) вторым слагаемым в правой части обычно пренебрегают ввиду его малости.

С целью дальнейшего усовершенствования метода измерения спектральной прозрачности атмосферы в ультрафиолетовой области спектра была использована идея относительного измерения спектрального показателя аэрозольного ослабления атмосферы при одной и той же оптической массе. Для этого было использовано выражение (3). Если его прологарифмировать и записать для двух длин волн  $\lambda_1 < \lambda_2$ , то получим:

$$\lg Q_{\lambda_1} = \lg S_{\lambda_1 0} - \mu \alpha_{\lambda_1} x - m \beta_{\lambda_1} - m_1 \delta_{\lambda_1} + \lg(1 + R_{\lambda_1 \omega}); \quad (6)$$

$$\lg Q_{\lambda_2} = \lg S_{\lambda_2 0} - \mu \alpha_{\lambda_2} x - m \beta_{\lambda_2} - m_1 \delta_{\lambda_2} + \lg(1 + R_{\lambda_2 \omega}). \quad (7)$$

Вычитая из (6) выражение (7) и учитывая, что  $m = \mu = m_1$  при  $\theta > 10^\circ$ , будем иметь

$$\delta_{\lambda_1} = \frac{\lg \frac{S_{\lambda_1 0}}{S_{\lambda_2 0}} - \lg \frac{Q_{\lambda_1}}{Q_{\lambda_2}}}{m} + \frac{1}{m} \lg \frac{1 + R_{\lambda_1 \omega}}{1 + R_{\lambda_2 \omega}} - (\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}) x - (\beta_{\lambda_2} - \beta_{\lambda_1}) + \delta_{\lambda_2}. \quad (8)$$

В этой формуле величиной  $\frac{1}{m} \lg \frac{1 + R_{\lambda_1 \omega}}{1 + R_{\lambda_2 \omega}}$  можно пренебречь (по сравнению с величиной  $\frac{1}{m} \lg(1 + R_{\lambda_1 \omega})$  в формуле (4)). Прямые Бугера строятся по логарифмам отношений  $\lg \frac{Q_{\lambda_1}}{Q_{\lambda_2}}$  при различных массах и при  $m=0$  находятся заатмосферные значения  $\lg \frac{S_{\lambda_1 0}}{S_{\lambda_2 0}} = L_{\lambda_1 \lambda_2 0}$ ,  $\delta_{\lambda_2}$  находится по формуле (1) и является реперной точкой.

Если  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  расположены близко друг от друга и  $\lambda_2$  находится в области, где рассеянная околосолнечная радиация незначительна, то отношение  $Q_{\lambda_1}/Q_{\lambda_2}$ , входящее в формулу (8), уменьшает влияние рассеянного излучения на значения  $\delta_{\lambda_1}$ . По этой же при-

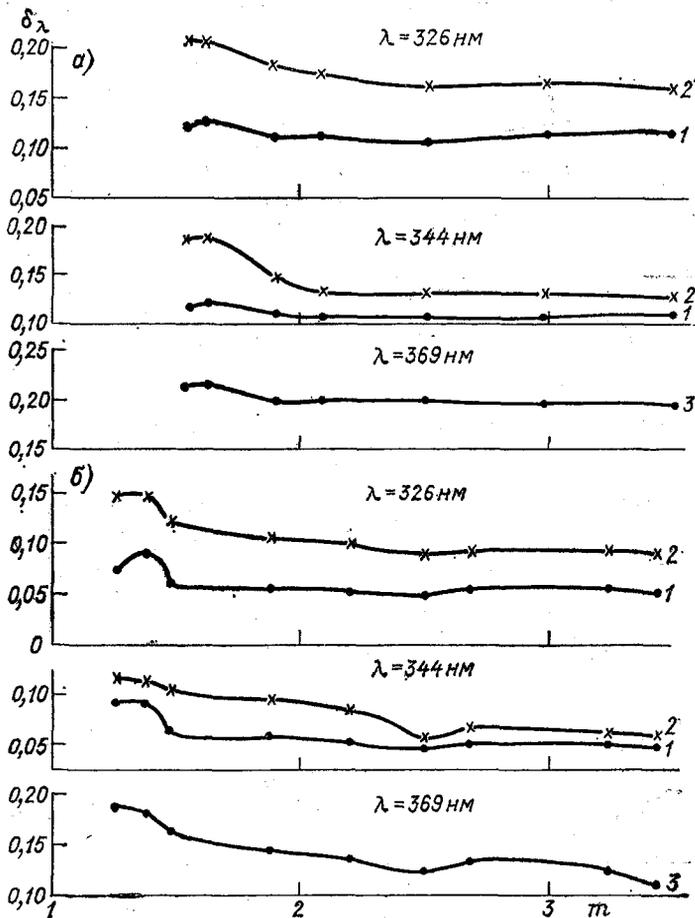


Рис. 1. Показатель аэрозольного ослабления атмосферы  $\delta_{\lambda}$  в зависимости от оптической массы  $m$ . Феодосия (Кардаг), 8 III 1975 г. (а) и 8 IV 1975 г. (б).

1 и 3 — рассчитано по формуле (1), 2 — рассчитано по формуле (8).

чине при построении прямых Бугера получаются значения  $L_{\lambda,0}$  в меньшей степени отягощенные ошибкой из-за рассеянного света, чем значения  $\lg S_{\lambda 0}$  в формуле (1) для той же длины волны  $\lambda_1$ . На рис. 1 представлен дневной ход показателя аэрозольного ослабления атмосферы, рассчитанный двумя методами по формулам (1) и (8). Для этого брали дни с приблизительно постоянной

прозрачностью атмосферы. В качестве контроля за состоянием атмосферы использовали постоянство показателя аэрозольного ослабления атмосферы вне полосы поглощения озона на длине волны  $\lambda_2=369$  нм. При этом применяли фильтровый электрофотометр М-83 [4]. Показатель аэрозольного ослабления  $\delta_{\lambda_2=369}$  нм рассчиты-

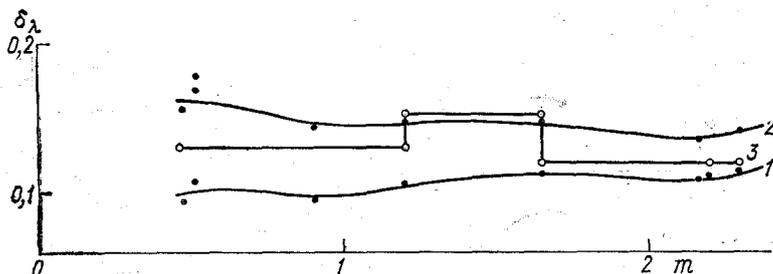


Рис. 2. Показатель аэрозольного ослабления атмосферы  $\delta_{\lambda=326}$  нм в зависимости от оптической массы  $m$ . Феодосия (Карадаг), 11 IV 1975 г.

1 — рассчитано по формуле (1), 2 — рассчитано по формуле (8), 3 — рассчитано по формуле (5).

вали по формуле (1), а  $\delta_{\lambda_1=326}$  нм — по формуле (8). Из рисунка видно, что значения  $\delta_{\lambda_1}$ , рассчитанные двумя методами, отличаются друг от друга и разность между ними увеличивается с уменьшением длины волны. Это объясняется тем, что по мере уменьшения длины волны растет относительное количество рассеянного излучения в телесном угле прибора и значения  $\delta_{\lambda_1}$ , рас-

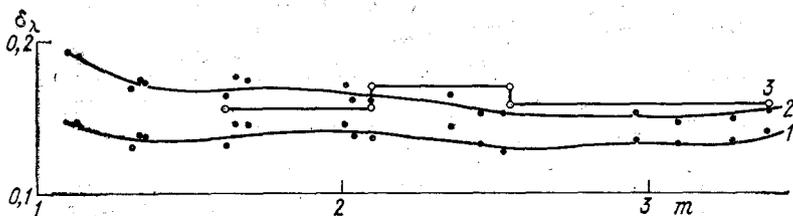


Рис. 3. Показатель аэрозольного ослабления атмосферы  $\delta_{\lambda=326}$  нм в зависимости от оптической массы  $m$ . Феодосия (Карадаг), 11 V 1975 г.

1 — рассчитано по формуле (1), 2 — рассчитано по формуле (8), 3 — рассчитано по формуле (5).

считанные по формуле (1), получаются заниженными. Все  $\delta_{\lambda_1}$ , рассчитанные по формулам (1) и (8), приведены к значениям в реперной точке с  $\lambda_2=369$  нм.

В качестве примера, иллюстрирующего достоверность данных, получаемых по формуле (8), рассмотрены случаи с приблизительно постоянной прозрачностью в течение дня. На рис. 2 и 3 показана зависимость показателя аэрозольного ослабления атмосферы для  $\lambda_1=326$  нм от оптической массы  $m$ , рассчитанная по

формулам (1), (5) и (8). Как видно из рис. 2 и 3, значения  $\delta_\lambda$ , вычисленные по методу отношений (8), лежат внутри отрезков значений  $\delta_\lambda$ , рассчитанных по методу двух масс (5). Значения  $\delta_\lambda$ , рассчитанные по формуле (1), лежат ниже значений  $\delta_\lambda$ , рассчитанных по формулам (8) и (5), что характеризует завышенную прозрачность атмосферы, обусловленную рассеянным излучением, попадающим в прибор из его телесного угла.

Из приведенных примеров можно сделать вывод, что метод отношений пригоден для использования в ультрафиолетовой области спектра в полосах поглощения озона. Целью дальнейших исследований предполагается более детальное изучение и проверка этого метода.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гушин Г. П. Исследование атмосферного озона.— Л.: Гидрометеониздат, 1963.— 269 с.
2. Гушин Г. П., Жукова М. П. Оптические массы атмосферы и аэрозоля.— Труды ГГО, 1977, вып. 384, с. 32—43.
3. Гушин Г. П., Черняк Т. И. Озонные массы для пяти вертикальных распределений озона в атмосфере.— Труды ГГО, 1970, вып. 255, с. 80—90.
4. Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей.— Л.: Гидрометеониздат, 1972.— 54 с.
5. Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР за 1972—1973 и 1974—1975 гг./Под ред. Г. П. Гушина.— Л.: Гидрометеониздат, 1978 и 1979.— 158 с., 341 с.
6. Ослабление света в земной атмосфере.— Алма-Ата: Наука, 1976, с. 4—7.
7. William M. Irvine and Floyd W. Peterson. Observations of Atmospheric Extinction from 0.315 to 1.06 Microns.— J. of the atmospheric sciences 1970, vol. 27, p. 62—65.
8. John J. Delusi. Measurements of the Extraterrestrial Solar Radiant Flux From 2981 to 4000 Å and Its Transmission Through the Earth's Atmosphere As It Is Affected by Dust and Ozone.— J. of Geophysical research, 1975, vol. 80, N 3, p. 345—353.
9. Deirmendjian D., Sekera Z. Atmospheric turbidity and transmission of ultraviolet sunlight.— J. Opt. Soc. of Amer., 1956, vol. 46, N 8, 1956.

## **АЛГОРИТМ КОНТРОЛЯ ДОСТОВЕРНОСТИ ЧАСОВЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ, ПОЛУЧАЕМЫХ С ПОМОЩЬЮ ПОЛУАВТОМАТИЧЕСКИХ И АВТОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Среди составляющих радиационного баланса суммарная радиация  $Q$  является одной из основных: в светлое время суток в бесснежный период суммарная радиация, приходящая к поверхности суши или океана, представляет наиболее значительную и очень часто определяющую с точки зрения энергетики приходную его часть.

В связи с внедрением на гидрометеорологической сети дистанционных и автоматических методов получения гидрометеорологической информации исключительно важное значение приобретают исследования по проблеме ее контроля. Эта проблема имеет непосредственное отношение и к суммарной радиации. Дело в том, что существующие методы контроля данных измерений суммарной радиации на сети станций (срочные наблюдения и непрерывная регистрация) предполагают контроль, часто реализующий не один, а комплекс методов, с непосредственным участием специалистов. При автоматизации процесса наблюдений и обработки, очевидно, трудно перевести на машинный язык всю логику контроля, которой оперирует специалист. Кроме того, существующие методы контроля позволяют оперировать в основном значениями, усредненными за декаду, месяц.

В настоящее время на повестку дня встает вопрос контроля данных измерений конкретного дня. В условиях автоматизации при замыкании измерительных комплексов на технический носитель — перфоратор, магнитную ленту или просто ЭВМ — возможность непосредственного участия специалиста в проведении контроля исключается.

Цель настоящей статьи — представить на обсуждение одну из методик контроля часовых сумм или интенсивностей суммарной радиации (получаемых с помощью дистанционных или автоматических измерительных комплексов), который легко может быть перенесен на любой язык ЭВМ. Исходной информацией для конт-

роля являются ежечасные данные об облачности — ее количество и форма.

Проверка методики осуществлена на данных измерений суммарной радиации на метеостанции Воейково.

Реализована методика при критическом контроле данных о суммарной радиации, полученных на 39 судах, принимавших участие в международной экспедиции ТРОПЭКС-74 [8].

Методика предусматривает прежде всего классификацию данных измерений по условиям облачности на 3 группы: 1) безоблачная и малооблачная погода (балл общей и нижней облачности не более 2); 2) условия сплошной облачности любого яруса; 3) переменная облачность (балл облачности нижнего яруса от 2 до 9). Для каждой группы предлагается свой алгоритм контроля, но тем не менее каждый из этих алгоритмов является обобщением результатов исследований по статистической структуре радиационных потоков в облачных условиях, выполненных автором на обширном материале наблюдений за радиационными потоками в облачных условиях [3,5—7].

Рассмотрим эти алгоритмы отдельно для каждой из указанных групп.

### Безоблачная и малооблачная погода (балл общей и нижней облачности не более 2)

Как известно, суммарная радиация, приходящая к поверхности суши или океана, в безоблачных условиях является функцией высоты солнца  $h_{\odot}$  и прозрачности атмосферы в момент наблюдений  $t - p(t)$ :

$$Q(t) = f[h_{\odot}(t), p(t)]. \quad (1)$$

Уже давно авторы работы [2] для расчета  $Q$  в безоблачных условиях предложили следующую довольно простую полуэмпирическую формулу:

$$Q_{\text{расч}} = I_0 \cos \vartheta_{\odot} [1 + \varepsilon \tau_0 \sec \vartheta_{\odot}]^{-1}, \quad (2)$$

где  $I_0$  — солнечная постоянная. По этой формуле по чисто астрономическим данным и данным о средних значениях альбеда подстилающей поверхности  $\varepsilon$  и оптической толщины всего столба атмосферы в направлении на Солнце  $\tau_0$  легко рассчитать  $Q$  для любого момента времени ( $Q_{\text{расч}}$ ).

Очевидно, при безоблачной и малооблачной погоде измеренные потоки суммарной радиации  $Q_{\text{изм}}$  не должны превышать рассчитанных  $Q_{\text{расч}}$  при соответствующих высотах Солнца. Следовательно, для безоблачных условий контроль должен сводиться к проверке следующего соотношения:

$$Q_{\text{изм}}(t) \leq Q_{\text{расч}}(t), \quad (3)$$

или

$$\{Q_{\text{изм}}^* = Q_{\text{изм}}(t) \cdot [Q_{\text{расч}}(t)]^{-1}\} \leq 1. \quad (4)$$

Проверка корректности использования этого соотношения была осуществлена на материале наблюдений на метеостанции Воейково: за май—сентябрь 1970 г. из ежемесячников взяты часовые суммы  $Q_{изм}$ , полученные с помощью регистраторов, и из архива станции — ежечасные данные об облачности (балл и форма). Использование данных ежемесячника удобно тем, что в нем публикуются данные измерений, прошедшие критический контроль. За 4 мес было отобрано 250 часовых сумм суммарной радиации для безоблачной и малооблачной погоды и с учетом соотношений (2) и (4) рассчитаны значения  $Q_{изм}^*$ . Расчет выполнен для двух крайних значений прозрачности атмосферы: для условий сравнительно сухой и чистой атмосферы ( $\tau_0=0,3$ ) и для условий сильно замутненной атмосферы ( $\tau_0=0,6$ ). В обоих случаях альbedo принималось равным 0,25. В табл. 1 представлено распределение повторяемости значений  $Q_{изм}^*$  для этих двух случаев. Хорошо видно, что в широком диапазоне изменений прозрачности атмосферы и высот солнца (отбирались часовые суммы, измеренные при любых высотах солнца) при безоблачной и малооблачной погоде наибольшая повторяемость приходится на значения  $Q_{изм}^*$  от 0,3 до 0,9 при  $\tau_0=0,3$  и от 0,5 до 1,1 при  $\tau_0=0,6$ .

Таблица 1

Повторяемость (%) относительных потоков суммарной радиации  $Q_{изм}^*$  для безоблачной и малооблачной погоды для двух значений  $\tau_0$  по данным наблюдений (регистраций) на метеостанции Воейково за май—сентябрь 1970 г.

$\tau_0$	$Q^*$ (от — до)								
	0,21— 0,3	0,31— 0,4	0,41— 0,5	0,51— 0,6	0,61— 0,7	0,71— 0,8	0,81— 0,9	0,91— 1,0	1,01— 1,1
0,3	0,5	2	2	6	15	51	23	27	0,7
0,6			0,1	0,5	0,7	11	60		

Известно, что изменчивость прозрачности атмосферы связана с синоптической ситуацией: северные воздушные массы, как правило, более чистые и сухие по сравнению, например, с атлантическими и южными. Естественно, прозрачность атмосферы даже в конкретном пункте может сильно изменяться в течение года. Поэтому для широкого диапазона погодных условий при контроле результатов измерений целесообразно использовать значения  $Q_{расч}^*$ , рассчитываемые для условий сухой и чистой атмосферы.

Тогда с учетом данных табл. 1 в условиях безоблачной и малооблачной погоды контроль должен сводиться к проверке соотношения вида

$$0,3 \leq (Q_{изм}^* = Q_{изм} Q_{расч}^{-1}) \leq 1, \quad (5)$$

где  $Q_{расч}$  вычисляется по соотношению (2).

**Сплошная облачность**  
(балл облачности 10/10,  $\overline{10}/\overline{10}$ , 10/0)

Как и в случае безоблачной и малооблачной погоды, по данным метеостанции Воейково получены выборки часовых сумм  $Q$  отдельно для сплошной облачности нижнего, среднего и верхнего ярусов. Рассчитаны гистограммы распределения средних за час значений  $Q_{изм}^*$ , которые представлены в табл. 2.

Таблица 2

**Повторяемость относительных потоков суммарной радиации  $Q^*$   
в условиях сплошной облачности по данным наблюдений (регистраций)  
метеостанции Воейково за май—сентябрь 1970 г.**

Объем выборки	$Q^*$ (от — до)									
	0—0,1	0,11—0,2	0,21—0,3	0,31—0,4	0,41—0,5	0,51—0,6	0,61—0,7	0,71—0,8	0,81—0,9	0,91—1,0
<b>Нижний ярус (10/10, <math>\overline{10}/\overline{10}</math>)</b>										
Повторяемость:										
число случаев	88	91	102	52	56	31	25	12		
процент	19	20	23	11	12	7	5	3		
<b>Средний ярус</b>										
Повторяемость:										
число случаев		36	48	56	52	28	32	16		
процент		13	18	21	19	10	12	6		
<b>Верхний ярус</b>										
Повторяемость:										
число случаев			12	20	28	44	92	36		
процент			5	9	12	19	40	16		

В пределах каждого яруса наблюдается большая изменчивость суммарной радиации, что вполне естественно, т. к. вертикальная мощность любой облачности сильно варьирует во времени и пространстве. Тем не менее для контроля могут быть использованы границы изменчивости величины  $Q_{изм}^*$ , представленные в табл. 2.

**Переменная облачность**  
(балл облачности нижнего яруса от 2 до 9)

Данные условия наиболее сложны для контроля. Дело в том, что в этих условиях за короткие промежутки времени наблюдается большая изменчивость всех коротковолновых потоков, в том числе и потоков суммарной радиации — от ее минимальных

значений, соответствующих условиям экранирования диска солнца плотными частями облачных неоднородностей, до максимальных, соответствующих условиям открытого диска солнца, т. е. за короткие промежутки времени может наблюдаться весь диапазон природной изменчивости этой величины при соответствующей высоте солнца [6]. Как следует из табл. 2, наибольшая изменчивость потоков суммарной радиации характерна для облаков нижнего яруса. По этой причине предлагаемый алгоритм контроля предусматривает анализ данных измерений в условиях любой переменной облачности, но входным параметром в этот анализ является облачность нижнего яруса.

Предлагаемый алгоритм контроля сводится к логическому и физическому.

Логический контроль предполагает сопоставление дневного хода количества облаков нижнего яруса и хода измеренных потоков суммарной радиации.

Из физики явления следует, что с увеличением количества облаков  $n$  потоки  $Q_{изм}^*$  должны уменьшаться или по крайней мере не изменяться.

Согласованность хода величин  $Q_{изм}^*$  и  $n$  заключается в том, что при  $\Delta Q_{изм}^* \geq 0$  величина

$$\Delta n \leq 0, \quad (6)$$

и наоборот.

Это означает, что если поток суммарной радиации увеличивается за промежуток времени  $\Delta t$ , либо должно наблюдаться рассеяние облачности (уменьшение ее количества или уменьшение ее оптической плотности), либо состояние неба не должно изменяться за данный промежуток времени.

Облачность на метеостанциях определяется визуально. Определенные один раз в час ее параметры (балл и форма) имеют случайный характер. Поэтому в целях контроля должны использоваться более надежные данные об облачности, что обычно достигается временным или пространственным осреднением ее количественно оцениваемых характеристик. В данном случае речь идет о временном осреднении данных о балле облаков.

Учитывая, что дневные значения  $Q_{изм}^*$  и  $n$  должны согласовываться друг с другом, оптимальный период осреднения балла облаков  $n$  следует определять не автономно, а увязывать со значениями  $Q_{изм}^*$  ( $n$ ).

Для определения необходимого периода осреднения значений  $n$  и соответственно  $Q_{изм}^*$  ( $n$ ) были по-прежнему проанализированы данные наблюдений по метеостанции Воейково. Использовались данные по  $Q_{изм}^*$  и  $n$ , прошедшие критический контроль. Анализ сводился к проверке выполнения соотношения (6), входными параметрами которого являлись значения  $Q_{изм}^*$  и  $n$  разного периода осреднения: часового, 2-, 3-, 4-часового и в целом за светлое время суток. Период осреднения, при котором выполнение соотношения

(6) наблюдалось в большинстве случаев, считался оптимальным. При этом предполагалось, что за процент сомнительных значений «отвечала» облачность, так как информация о ней в силу субъективности ее получения менее надежная по сравнению с информацией о потоках суммарной радиации, определяемых по приборам.

Таким образом, для каждого периода осреднения величин  $Q_{изм}^*$  и  $n$  была подсчитана повторяемость невыполнения соотношения (6). Эти результаты представлены ниже:

Период осреднения, ч	1	2	3	4	светлое время суток
Повторяемость, %	21	10	13	11	16

Из этих данных видно, что наименьший процент невыполнения соотношения (6) наблюдается для периода осреднения от 2 до 4 ч. Учитывая, что светлое время суток не всегда кратно 3 или 4 ч, целесообразно, очевидно, для контроля использовать период осреднения 2 ч.

Таким образом, логический контроль сводится к проверке выполнения соотношения (6), входными параметрами которого являются величины  $Q_{изм}^*$  и  $n$ , осредненные за 2 ч.

### Физический контроль

Одного логического контроля недостаточно для оценки достоверности измеренных величин  $Q$ . Действительно, выявить систематическую погрешность в величинах  $Q_{изм}$  при логическом контроле трудно, так как при расчете величин  $\Delta Q$  систематическая составляющая погрешности измерения в большей своей части исключается. Поэтому логический контроль целесообразно дополнить контролем, позволяющим в количественном отношении оценить достоверность величин  $Q_{изм}$ .

Для определения количественной оценки надежности данных измерений потоков суммарной радиации использованы результаты исследований статистической структуры радиационных потоков в облачных условиях, опубликованные в [3—5, 7].

В частности, в работе [6] представлена надежная эмпирическая зависимость  $Q$  от количества (балла) кучевых облаков:

$$Q = Q_{расч}(1,00 - 0,06n) + \sigma_Q, \quad (7)$$

где  $Q_{расч}$  определяется по соотношению (2),  $\delta_Q = \pm 0,10$ .

Известно, что облачность нижнего яруса оказывает наибольшее влияние на ослабление суммарной радиации, приходящей к поверхности суши. По данным работы [3], пропускательные способности облаков нижнего яруса, когда их количество менее 10 баллов, и кучевых облаков по отношению к падающей на их верхнюю границу суммарной радиации мало различаются.

Тогда на основании (7) можно полагать, что при наличии облачности только нижнего яруса максимально возможное значение  $Q$  в зависимости от  $n$  можно представить в виде

$$Q_{\max} = Q_{\text{расч}}(1,10 - 0,06n). \quad (8)$$

При наличии на небосводе одновременно облачности нижнего и других ярусов измеренные значения суммарной радиации  $Q_{\text{изм}}$ , очевидно, должны быть меньше значений, оцениваемых по выражению (8) при соответствующих  $n$  и  $h_0$ .

При наличии на небосводе кроме облачности нижнего яруса облачности других ярусов уменьшение приходящей к поверхности суши радиации возможно за счет дополнительного экранирования Солнца облаками вышележащих ярусов в просветах между облаками нижнего яруса. С учетом сказанного можно заключить, что при облачности нижнего яруса и любом количестве на небосводе облаков других ярусов должно выполняться соотношение вида

$$Q_{\text{изм}}(N) \leq Q_{\max}(n), \quad (9)$$

где  $N$  — балл общей облачности;  $n$  — балл облачности нижнего яруса,  $Q_{\max}(n)$  определяется по выражению (8).

Таким образом, для количественной оценки достоверности значений  $Q_{\text{изм}}$  в условиях переменной облачности можно использовать соотношение (9).

В практике оказалось удобным использовать соотношение вида

$$Q_{\text{изм}}(N) \cdot [Q_{\max}(n)]^{-1} \leq 1, \quad (10)$$

где  $Q_{\text{изм}}(N)$  и  $n$  должны иметь осреднение не менее 2 ч. В целом общая схема алгоритма контроля потоков суммарной радиации в условиях переменной облачности представлена на рис. 1. Проверка этой схемы была осуществлена на независимом материале наблюдений (по данным метеостанции Воейково) и дала хорошие результаты: из 500 часовых сумм суммарной радиации, взятых из ежемесячника (т. е. прошедших критический контроль), за летний период с помощью соотношения (10) было забраковано 25 сумм, приходящихся на высоты солнца менее  $10^\circ$ . Этот брак может быть обусловлен двумя причинами: 1) трудно оценить качество критического контроля данных, представленных в ежемесячнике; 2) величина  $Q_{\text{расч}}$ , которая входит в выражение (7), при высотах солнца менее  $10^\circ$  рассчитывается по выражению (2) с большей погрешностью, чем при других высотах солнца.

Как следует из сказанного выше, проверка «работоспособности» предлагаемого алгоритма осуществлена на материале наблюдений на метеостанции Воейково. Естественно, возникает вопрос о применимости его для контроля значений  $Q_{\text{изм}}$ , получаемых в других районах СССР.

Исследования статистической структуры радиационных потоков в облачных условиях показали, что средние значения  $Q_{\text{изм}}^*$  гистограммы распределения  $p(Q_{\text{изм}}^*)$  не зависят от географии пункта наблюдений [6]. Это дает основание использовать предлагаемый

алгоритм при контроле данных измерений, полученных в любом пункте ЕТС при отсутствии снежного покрова.

Более того, исследования статистической структуры потоков суммарной радиации при наличии облачности в районе ВЗК тропической зоны Атлантики показали, что при соответствующих облачных условиях эта структура не отличается от полученной для умеренных широт ЕТС [1]. На основании этих результатов предлагаемый алгоритм был реализован для критического контроля

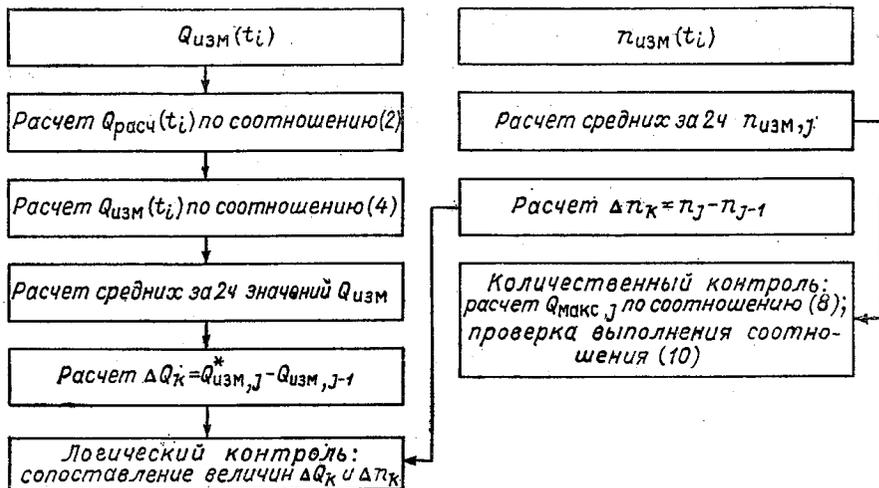


Рис. 1. Схема критического анализа в условиях переменной облачности потоков суммарной радиации, получаемых у поверхности Земли с помощью автоматических и дистанционных средств измерений.

потоков суммарной радиации, полученных в АТЭП с борта 39 советских и зарубежных судов.

Критическому контролю подвергались значения  $Q_{изм}^*$  и  $n$ , осредненные за 2 ч. Общий объем проанализированных данных (около 2500 часовых сумм суммарной радиации) получен в районе Атлантического океана, расположенном между  $5^\circ$  ю. ш. и  $20^\circ$  с. ш.;  $10$  и  $55^\circ$  з. д. Из всего объема выборки сомнительных значений оказалось менее 10%. Это дает основание полагать, что предложенная схема контроля позволяет довольно конкретно оценивать надежность результатов измерений суммарной радиации при любых облачных условиях и высотах солнца независимо от географии пункта наблюдений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кириллова Т. В., Тимановская Р. Г., Гудименко А. В. Статистическая структура суммарной радиации, приходящей к поверхности океана в условиях кучевой облачности.— Труды ГГО, вып. 388, 1977, Гидрометеоздат, с. 93—101.

2. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 690 с.
3. Пылдмаа В. К., Тимаповская Р. Г. Некоторые статистические характеристики суммарной радиации в облачных условиях.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, с. 457—463.
4. Стохастическая структура полей облачности и радиации/Под ред. Мулламаа Ю.— А. Р.— Тарту: 1972.— 281 с.
5. Тимаповская Р. Г., Фейгельсон Е. М. Потoki солнечной радиации у поверхности Земли при кучевой облачности.— Метеорология и гидрология, 1970, № 11, с. 44—50.
6. Тимаповская Р. Г. Статистическая структура потоков прямой и суммарной солнечной радиации у поверхности Земли при кучевых облаках.— Труды ГГО, 1973, вып. 297, с. 142—155.
7. Тимаповская Р. Г. Пространственно-временная структура коротковолновой радиации при кучевых облаках.— Труды ГГО, 1975, вып. 326, с. 152—162.
8. The Final Plan for the Radiation Sub-Programme Data Centre. GATE Report, 1976, N 20, p. 23—39.

К. А. Фатеева, Ю. Д. Янишевский

## НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОВЕРОК ОБРАЗЦОВЫХ ПИРГЕЛИОМЕТРОВ И АКТИНОМЕТРОВ В ҚАРАДАГЕ

Поверка образцовых приборов 2-го разряда Управлений гидрометеорологии и контроля природной среды (УГКС) производится в Карадагской актинометрической обсерватории более 12 лет по образцовому пиргелиомеру I разряда, которым является пиргелиомер Ангстрема № 196. Его переводный множитель ( $K_{196}$ ), равный  $10,14 \text{ кВт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{А}^{-2}$  ( $14,53 \text{ кал} / (\text{см}^2 \cdot \text{мин} \cdot \text{А}^{-2})$ ), ежегодно контролируется по советскому эталону — пиргелиомеру № 212.

В табл. 1 приведены результаты сравнений пиргелиометров № 196 и 212.

Таблица 1

Сведения о поверке пиргелиометра № 196 за период 1968—1979 гг.

Год	Число серий	$\Delta$ %	Год	Число серий	$\Delta$ %
1968	7	-0,6	1974	5	-0,3
1969	12	-0,1	1975	9	+0,3
1970	15	+0,5	1976	7	+0,2
1971	9	+0,2	1977	5	+0,5
1972	6	-0,1	1978	11	+0,4
1973	9	+0,5	1979	11	+0,2

Указанные в табл. 1 значения расхождений  $\Delta$  не превышали в среднем 0,5 %, поэтому переводный множитель не изменялся все эти годы.

Актинометрическая шкала МПШ-56 в УГКС (группах актинометрии и некоторых Бюро поверки метеоприборов) поддерживается пиргелиомерами Ангстрема, экспериментальными пиргелиомерами М-59 и актинометрами М-3 (АТ-50) с гальванометрами ГСА-1.

Поверка образцовых приборов УГКС включала не менее 40—50 серий, состоящих из 10 синхронных ежеминутных отсчетов при облученности  $0,52—0,92 \text{ кВт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Облачность при сравнениях была не более 3 баллов при голубом и бледно-голубом небе.

Для учета различий в апертуре сравниваемых приборов и влияния околосолнечного ореола на возможные расхождения показаний подсчитывалось произведение массы атмосферы по Бемпоряду ( $M$ ) на фактор мутности Линке ( $T$ ). В периоды сравнений значение  $MT$  менялось от 3 до 10 и в разные годы превышало 6 в 50—60 % случаев.

В пределах изменений  $MT$  (рис. 1) зависимость переводных множителей пиргелиметров М-59 от солнечного ореола оказалась весьма небольшой.  $K_{537}$  при  $MT=7,5$  оказался на 1,5 % ниже, чем при  $MT=3,5$ , а для  $K_{519}$  эта разница порядка 1 %.

В соответствии с установленным порядком образцовые приборы УГКС поверяются 1 раз в 3 года. Обобщенные результаты

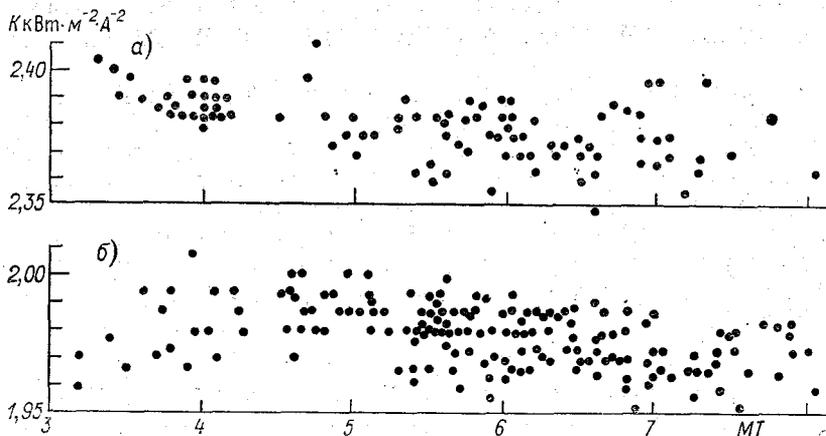


Рис. 1. Зависимость переводного множителя пиргелиметров М-59 от произведения фактора мутности  $T$  на массу  $m$ .

*а* — пиргелиметр М-59 № 537 за 1970, 1973, 1976, 1978 гг.; *б* — пиргелиметр М-59 № 519 за 1968, 1971, 1974, 1977 гг.

поверок этих приборов за период 1968—1978 гг. представлены в табл. 2 и 3.

В табл. 2 и 3 приведены значения переводных множителей  $K$  и  $a$  до сравнений и значения  $\Delta$  в соответствии с порядковым номером выполненной для него поверки начиная с 1968 г. Величина  $\Delta$  есть разность между значениями переводного множителя, полученного при данной поверке и предыдущей в процентах по отношению к этому значению.

Из табл. 2 видно, что пиргелиметр № 126 показал расхождение  $\pm 0,3$  % и его переводный множитель не изменялся. Переводные множители реконструированных в ГГО пиргелиметров № 89 и 115 стабилизировались, и последние поверки дали вариации не более 0,3 %. Экспериментальные пиргелиметры типа М-59 № 519, 536, 537 и 538 только в двух случаях показали изменение на 0,8 %, а в остальных случаях показания стабильны. Изменение переводного множителя у пиргелиметра № 213 объясняется случайным

Таблица 2

Изменения переводного множителя (%) в результате сравнений пиргелиметров УГКС с пиргелиметром № 196 за 1968—1978 гг.

	Тип и номер пиргелиметра	K		$\Delta_1$	$\Delta_2$	$\Delta_3$	$\Delta_4$
		Вт·м <sup>-2</sup>	кал/(см <sup>2</sup> ·мин)				
Мурманское УГКС	М-59, № 536	2,73	3,91	0,0	-0,8	+0,4	
Казахское УГКС	М-59, № 537	2,39	3,44	0,0	-0,7	-0,3	+0,3
Украинское УГКС	М-59, № 538	2,45	3,51	0,0	+0,1	-0,5	
ЗСР НИГМИ	М-59, № 519	2,00	2,86	-0,5	+0,2	-0,4	-0,1
ЦВ ГМО	А, № 115	2,66	3,82	-1,0	+0,5	+0,2	+0,3
Уральское УГКС	А, № 89	1,32	1,89	-1,1	+1,8	+0,3	-
Иркутское УГКС	А, № 126	12,0	17,27	-1,2	+0,3	-0,3	+0,2
ДВНИГМИ	А, № 213	10,55	15,13	-2,5	-0,9	+0,9	+0,8
САРНИГМИ	А, № 238	10,19	14,61		-0,6	+1,7	-1,1

Таблица 3

Результаты сравнений актинометров М-3 (АТ-50) с гальванометрами ГСА-1 по пиргелиметру № 196 за 1968—1978 гг.

УГКС	Номера актинометра и гальванометра	$a_{20}$		$\Delta_1$	$\Delta_2$	$\Delta_3$
		кВт·м <sup>-2</sup>	кал/см <sup>2</sup> ·мин			
Туркменское	6709/12190	0,0134	0,0192	0,0	+0,3	+0,2
Дальневосточное	2505/2469	0,0139 <sub>5</sub>	0,0200	0,0	+0,5	-0,5
Забайкальское	619/1436	0,0126	0,0181	-0,6	-0,2	+0,7
Северное	597/1485	0,0119 <sub>5</sub>	0,0171	-2,3	+0,7	-1,2
Северо-Западное	624/1409	0,0130 <sub>4</sub>	0,0187	0,0	0,0	+0,9
Северо-Кавказское	632/1434	0,0123	0,0176	1,5	1,5	-
Колымское	913/2012	0,0127 <sub>5</sub>	0,0183	-0,9	1,0	-1,2
Красноярское	4869/7813	0,0132 <sub>5</sub>	0,0190	0,0	0,0	-
Омское	3838/7364	0,0128 <sub>3</sub>	0,0184	0,0	-0,6	-
САРНИГМИ	428/1198	0,0122 <sub>5</sub>	0,0175 <sub>5</sub>	-3,1	0,6	-0,3

падением прибора в 1972 г., а у пиргелиметра № 238 — неисправностью образцового прибора № 514, по которому в 1974 г. производили поверку. Актинометры с гальванометрами на сравнения

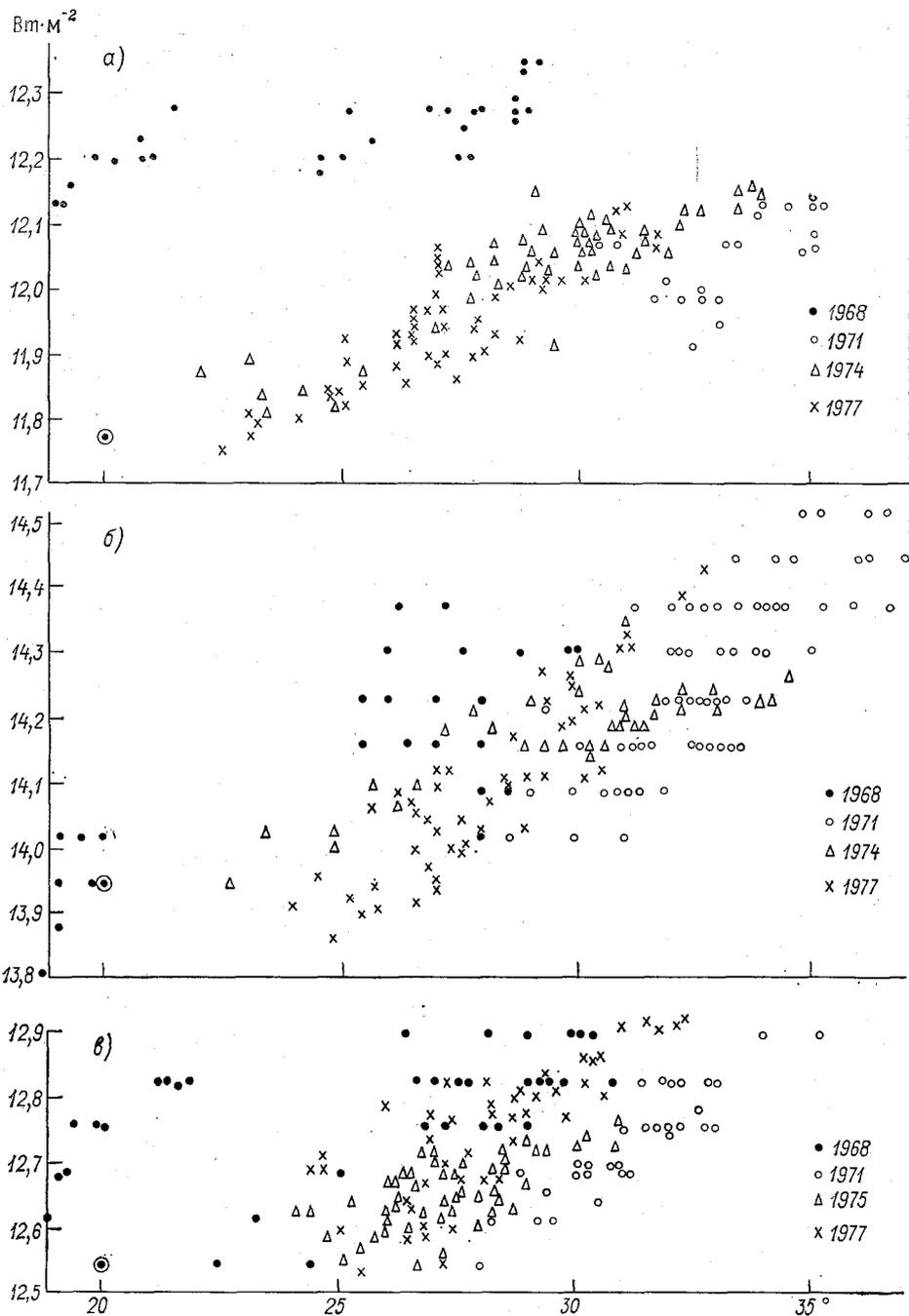


Рис. 2. Переводные множители актинометров, полученные в период сравнений без учета влияния  $m\Gamma$ .

а) М-3 № 428 с ГСА-1 № 1198,  $\Delta a = 2,6 \cdot 10^{-5}$ ; б — М-3 № 2605 с ГСА-1 № 2469,  $\Delta a = 3,1 \cdot 10^{-5}$ ;  
 в) М-3 № 619 с ГСА-1 № 1436,  $\Delta a = 2,5 \cdot 10^{-5}$ .

первый раз представлялись с переводными множителями, рассчитанными по заводским поверкам. В результате, как видно из табл. 3, переводные множители актинометров № 597 (Северное УГКС) и № 428 (САРНИГМИ) изменились на 2—3 %. В пределах  $\pm(1-1,5)$  % изменялись переводные множители у актинометров № 632 (Северо-Кавказское УГКС) и № 913 (Колымское УГКС).

На рис. 2 представлены переводные множители актинометров, полученные в разные годы сравнений в зависимости от температуры, без учета влияния *MT*. Рассеяние точек для всех серий поверки одного года показывает вероятную погрешность среднего около 0,3 %.

Температура гальванометра при поверках изменялась от 25 до 35 °С, а в основном в диапазоне 6—8 °С. Тем не менее наклон хода точек одного года поверки на рис. 2 явно более крутой, чем должен быть согласно формуле И. А. Покровской [1].

В соответствии с существующим положением переводный множитель образцовых пиргелиометров УГКС после очередной поверки необходимо менять, если его новое значение отличается более чем на 1 % от применявшегося до поверки, а переводный множитель актинометра следует менять, если различие превышает 1,5 %. Результаты поверок (приведенные в табл. 2 и 3) показывают, что интервал 3 года оказывается целесообразным для поддержания требуемой точности шкалы МПШ-56 в УГКС. Отечественные пиргелиометры М-59 можно использовать в качестве образцовых приборов. Стабильность актинометров и гальванометров также позволяет использовать их в качестве образцовых приборов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по поверке метеорологических приборов.— Л.: Гидрометеоздат, 1967.— 282 с.

А. М. Шаламянский, К. И. Ромашкина

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НА СЕТИ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

В последние годы возможность воздействия деятельности человека на озонный слой стимулировала развитие спутниковых, ракетных, самолетных и прочих средств измерения содержания озона в атмосфере. Тем не менее результаты измерения общего содержания озона (ОСО) на сети озонометрических станций являются основным источником сведений об озонном слое. 44 действующие советские станции составляют почти половину всей мировой озонометрической сети.

Настоящая работа является продолжением работ по усовершенствованию методики измерения ОСО [2, 4, 5]. В ней также основное внимание уделяется исследованию зависимости точности измерения ОСО от спектральных характеристик озонометров, особенностям зенитных наблюдений, анализу результатов измерения ОСО модернизированными озонометрами М-83 в Ленинграде и на сети станций.

В качестве количественных критериев, определяющих свойства озонометров и прежде всего их точность, были использованы те характеристики, которые зависят от спектральных свойств прибора. За основу были взяты характеристики, регламентируемые в настоящее время ГОСТ 8.009—72.

Номинальная статическая озонная характеристика отражает связь выходного параметра — отношения сигналов на выходе  $I_1/I_2$  — с общим содержанием озона

$$\frac{I_1}{I_2} = f(\Omega, \theta) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} k_\lambda S_\lambda d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} k_\lambda S_\lambda d\lambda} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} k_\lambda S_{0\lambda} 10^{-\alpha_\lambda \mu \Omega - \beta_\lambda m - \delta_\lambda m'} d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} k_\lambda S_{0\lambda} 10^{-\alpha_\lambda \mu \Omega - \beta_\lambda m - \delta_\lambda m'} d\lambda}, \quad (1)$$

где  $k_\lambda$  — относительная спектральная чувствительность;  $S_{0\lambda}$  — энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы Вт/(см<sup>2</sup>·нм);  $S_\lambda$  — то же на уровне прибора,  $\alpha_\lambda$  — показатель поглощения озона (атм·см<sup>-1</sup>);  $\beta_\lambda$ ,  $\delta_\lambda$  — показатели молекулярного

и аэрозольного ослабления;  $\mu$ ,  $m$  и  $m'$  — озонная, воздушная и аэрозольная массы соответственно;  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ ,  $\lambda_4$  — граничные длины волн рабочих спектральных интервалов;  $\theta$  — высота солнца над горизонтом.

Выходной параметр чаще представляют в виде

$$N = 1g \frac{I_1}{I_2} = f'(\Omega, \theta). \quad (2)$$

Для монохроматических приборов из выражений (1) и (2) получается известная формула Добсона для расчета ОСО [6]. Для широкополосных приборов формулы (1) и (2) можно представить в виде номограмм [1].

Для сравнения приборов с разными спектральными характеристиками удобно пользоваться крутизной озонной характеристики  $a_\Omega$

$$a_\Omega = \frac{\partial N}{\partial \Omega} \quad \text{при } \theta = \text{const} \quad (3)$$

или чувствительностью к озону  $r_\Omega$  [4]

$$r_\Omega = \left( \frac{I_1}{I_2} \right)_\Omega \left/ \left( \frac{I_1}{I_2} \right)_{\Omega + \Delta\Omega} \right. \quad \text{при } \theta = \text{const}. \quad (4)$$

Крутизна  $a_\Omega$  для монохроматических приборов представляет собой простую зависимость

$$a_\Omega = (\alpha_1 - \alpha_2)\mu, \quad (5)$$

где  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  — показатели поглощения озоном для 1-го и 2-го фильтра соответственно.

Для широкополосных приборов крутизна  $a_\Omega$  определяется приближенно по номограмме [4]:

$$a_\Omega = \frac{\Delta N}{\Delta \Omega} \quad \text{при } \theta = \text{const}, \quad (6)$$

а при  $\Delta\Omega = 0,1$  атм·см крутизна связана с чувствительностью зависимостью

$$a_\Omega = 101g r_\Omega. \quad (7)$$

Расчет  $r_\Omega$  для озонметров с различными спектральными характеристиками произведен согласно [4] и представлен на рис. 1 а. На рис. 1 б представлена зависимость крутизны  $a_\Omega$  от ширины полосы и положения максимума пропускания фильтра. Определив  $a_\Omega$  согласно (5) или (6), из формулы Добсона [3] можно найти предельную погрешность измерения ОСО:

$$\delta^* \Omega = \frac{0,4343 \left( \left| \delta^* \frac{I_{01}}{I_{02}} \right| + \left| \delta^* \frac{I_1}{I_2} \right| \right) + |(\delta_1 - \delta_2) m|}{a_\Omega \Omega} + |\delta^* a_\Omega|. \quad (8)$$

Для широкополосных приборов  $a_\Omega$  находится соответственно (6), а значение  $(\delta_1 - \delta_2)$  оценивается по эффективным длинам

волн [2]. В знаменатель выражения (8) входят все практически значимые погрешности, вносимые при измерениях. Если считать, что все они входят в погрешность измерения выходного сигнала  $\delta^*N$ , то

$$\delta^*Q = \frac{\delta^*N}{a_Q Q}. \quad (9)$$

Предел погрешности измерения ОСО можно определить, если известны все источники погрешности выходного сигнала. Отличи-

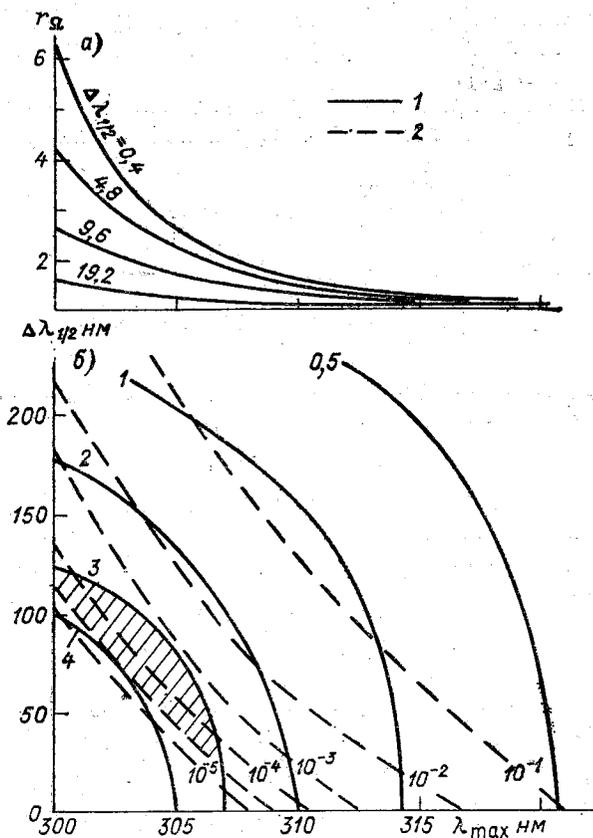


Рис. 1. Чувствительность к озону  $r_Q$  (а) и крутизна  $a_Q$ , атм·см (1) и минимальная освещенность  $S_{\min}$ , мкВт/см<sup>2</sup> (2) в зависимости от  $\lambda_{\max}$  и  $\Delta\lambda_{1/2}$  (б).

тельной особенностью измерения ОСО является преимущественное преобладание систематических погрешностей над случайными. Калибровка и определение постоянных прибора и спектральной чувствительности, а главное наличие в атмосфере селективного аэрозольного ослабления — вот основные источники систематических погрешностей. Ни знаки, ни значения вносимых системати-

ческих погрешностей неизвестны, поэтому введение поправок на них не представляется возможным. Расчет погрешностей для сетевых озонметров показывает, что относительная предельная погрешность (при  $\Omega = 0,3$  атм·см) для спектрофотометра Добсона с двумя парами длин волн  $AD$  составляет 6 %, с парой  $C$  — 20 %, для озонметра М-83 немодернизированного — 50 %, после модернизации — 20 %.

По-видимому, погрешность  $\delta^*N$  в формуле (9), учитывая селективность аэрозольного ослабления, трудно сделать менее 5 %. Практически единственной возможностью повышения точности измерений является повышение крутизны озонметра.

Для того чтобы предел погрешности измерения ОСО не превышал 0,010—0,015 атм·см (т. е. 5 % при  $\Omega = 0,300$  атм·см), крутизна  $a_\Omega$  должна быть не менее 3,0 атм·см<sup>-1</sup>. Рисунок 1 б показывает, что для получения крутизны больше 3,0 см<sup>-1</sup> длина волны, соответствующая максимальному пропусканию  $\lambda_{\max}$ , должна быть менее 307 нм для монохроматического прибора, а при полуширине полосы пропускания  $\Delta\lambda_{1/2} = 100$  нм  $\lambda_{\max}$  должно быть менее 303 нм.

Однако смещение в более коротковолновую область спектра связано с резким уменьшением энергетической освещенности  $S$  УФ радиацией, прошедшей через фильтр. Измерение малых освещенностей связано с техническими возможностями прибора, а главное с его пороговой чувствительностью, т. е. способностью уверенно регистрировать минимальную энергетическую освещенность. При использовании фотоумножителей (ФЭУ-18А, ФЭУ-71), серийно выпускаемых промышленностью, пороговая чувствительность озонметра может быть не более  $2,10^{-5}$  мкВт/см<sup>2</sup>. Минимальная энергетическая освещенность  $S_{\min}$  (при  $\Omega = 0,6$  атм·см,  $m = 4$ ,  $\delta = 0,250$ ) будет больше  $2,10^{-5}$  мкВт/см<sup>2</sup> для приборов узкополосных ( $\Delta\lambda \leq 1$  нм) при  $\lambda_{\max} \geq 306$  нм, а для приборов широкополосных ( $\Delta\lambda \leq 100$  нм) при  $\lambda_{\max} \geq 302$  нм. Линии  $S_{\min}$  нанесены на рис. 1 б.

Область спектральных характеристик фильтров, при которых обеспечивается выполнение требования  $a_\Omega \geq 3,0$  атм·см<sup>-1</sup> и  $S_{\min} \geq 2,10^{-5}$  Вт/см<sup>2</sup>, на рис. 1 б заштрихована.

Фильтры модернизированного озонметра М-83 дали возможность вдвое увеличить крутизну (от 0,5 до 1,0 атм·см<sup>-1</sup>) и соответственно точность измерения ОСО, но крутизна их еще далека от требуемой.

Приведенные выше расчеты позволяют найти пути повышения точности измерений ОСО по прямому солнечному свету.

Между тем задача обеспечения максимального числа дней с наблюдениями должна быть обеспечена повышением качества зенитных наблюдений. К зенитным наблюдениям следует относиться не только как к вспомогательному виду наблюдений. Станции, расположенные севернее 60° с. ш., свыше 50 % всего объема данных об ОСО получают по зенитным наблюдениям. (В Ленинграде, например, они составляют  $2/3$  всего объема наблюдений).

Полученное в работе [5] аналитическое выражение для расчета ОСО по однократно рассеянному зенитом неба свету позволяет выявить основные источники погрешностей в зенитных измерениях. Прежде всего можно найти крутизну  $a_\Omega$  по номограмме, соответствующей формуле:

$$\frac{D_1}{D_2} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_0^H k_\lambda S_{0\lambda} \beta_\lambda \rho_h \cdot 10^{-(\alpha_\lambda \Omega + \beta_\lambda)^m} \cdot 10^{(\alpha_\lambda \Omega_{0h} + \beta_{0h})^{(m-1)}} dh d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} \int_0^H k_\lambda S_{0\lambda} \beta_\lambda \rho_h \cdot 10^{-(\alpha_\lambda \Omega + \beta_\lambda)^m} \cdot 10^{(\alpha_\lambda \Omega_{0h} + \beta_{0h})^{(m-1)}} dh d\lambda}, \quad (10)$$

где  $D_1, D_2$  — отсчеты по 1-му и 2-му фильтру,  $\rho_h$  — плотность воздуха на высоте  $h$ ,  $\Omega_{0h}$  — содержание озона, а  $\beta_{0h}$  — показатель молекулярного рассеяния в столбе от уровня прибора до высоты  $h$ .

Расчеты показывают, что при зенитных наблюдениях смещение полос пропускания в коротковолновую область длин волн не позволяет получить крутизну, большую, чем  $2,5 \text{ атм} \cdot \text{см}^{-1}$ . Значительное смещение максимума полосы пропускания (для монохроматических приборов при  $\lambda_{\text{max}} < 305 \text{ нм}$ ) приводит к падению крутизны.

Использование для измерения озона рассеянного света длин волн короче  $305 \text{ нм}$  приводит к неоднозначности решения уравнения (10), к зависимости его от вертикального распределения озона. Эти эффекты наблюдаются при высотах солнца меньше  $20^\circ$ , а при смещении максимума полосы пропускания в область длин волн короче  $305 \text{ нм}$  — и при больших высотах солнца.

Расчет по формуле (10) так же, как и опыт наблюдений, показывает, что сплошная облачность не вносит каких-либо существенных искажений в номограмму, тогда как переменная облачность может служить источником значительных погрешностей.

Способы повышения точности измерения ОСО как по Солнцу, так и по зениту неба, вытекающие из расчетов, сделанных выше, подтверждаются опытом наблюдений. В работе [2] были представлены первые результаты сравнений модернизированного озонометра М-83 со спектрофотометром Добсона.

Регулярные параллельные наблюдения, проводимые в ГГО в Ленинграде по спектрофотометру Добсона № 108 и приборам М-83, а также ежегодные градуировки сетевых приборов М-83 дают возможность осуществлять постоянный контроль за стабильностью градуировочных параметров приборов М-83 и оценить пределы отклонений средних суточных значений ОСО по прибору М-83 при различных условиях наблюдений от эталонных. В данном случае в качестве эталонных принимаются средние дневные значения ОСО по солнечным наблюдениям по спектрофотометру Добсона по двойной паре длин волн AD.

Анализ таких параллельных наблюдений в ГГО в течение 1976—1977 гг. показал, что отклонения средних дневных значений ОСО по прибору М-83 для солнечных наблюдений от эталонных находятся в основном в пределах  $\pm 3\%$  и только в отдельные

дни достигают  $\pm 5\%$ . Для зенитных наблюдений разброс отклонений значительнее, но он также не превышает в основном  $\pm 5\%$  и только в отдельные дни с неблагоприятными условиями наблюдений выходит за эти пределы.

Оценить точность зенитных наблюдений, проводимых на сети станций по прибору М-83, также можно путем сравнения средних дневных значений ОСО по солнечным и зенитным наблюдениям. Для иллюстрации такой оценки приводится табл. 1, в которой даны средние дневные значения ОСО по солнечным и зенитным наблюдениям, а также их различия на ст. Сквородино в апреле 1977 г. Как видно из таблицы, отклонения значений ОСО по зенитным наблюдениям от солнечных имеют такой же порядок ( $\pm 5\%$ ), как при сравнении прибора М-83 со спектрофотометром Добсона.

Таблица 1

Средние дневные значения ОСО по измерениям прибором М-83

$$\text{по Солнцу } (\Omega_{\odot}) \text{ и зениту } (\Omega_z) \text{ и } \Delta\Omega_z = \frac{\Omega_z - \Omega_{\odot}}{\Omega_{\odot}} \cdot 100$$

на ст. Сквородино в апреле 1977 г.

Дата	Число наблюдений	$\Omega_{\odot}$ атм·см·10 <sup>3</sup>	Число наблюдений	$\Omega_z$ атм·см·10 <sup>3</sup>	$\Delta\Omega_z$ %
1	19	587	3	593	1,0
2	21	552	6	583	5,6
3	21	490	11	493	0,6
4	21	411	7	394	-4,1
5	21	417	7	409	-1,9
6	6	456	8	433	-5,0
7	21	499	7	494	-1,0
8	21	499	7	498	-0,2
9	21	529	7	530	0,2
10	6	512	17	523	2,1
12	9	478	3	475	-0,6
13	11	538	13	534	-0,7
15	15	481	10	478	-0,6
16	21	488	7	486	-0,4
17	14	438	11	434	-0,9
18	12	372	13	364	-2,2
20	21	456	12	455	0,2
21	21	423	7	420	-0,7
22	21	436	7	437	0,2
23	9	432	15	448	3,7
25	3	428	19	426	-0,5
26	21	442	7	434	-1,8
27	17	452	9	461	2,0
28	6	449	17	439	-2,2
29	16	470	9	462	-1,7
30	18	460	15	458	-0,4
Среднее		468		468	

Точность зенитных наблюдений, проводимых на сети станций, в значительной мере определяется тем, насколько методически правильно проведена на станции градуировка прибора М-83 по свету от зенита неба [3]. Анализ материалов наблюдений всей сети станций показал, что в отдельных районах в периоды с очень неблагоприятными погодными условиями экстремальные различия в содержании озона, полученного по солнечным и зенитным наблюдениям, составляя в основном  $\pm 5\%$ , в отдельные дни могут достигать  $\pm 10\%$ .

Поскольку каждые два года на станциях проводится смена приборов М-83, важной характеристикой является величина, определяющая «стыковку» данных по вновь отградуированному озонометру, который на станции становится основным, и ранее действующему, который становится запасным. В табл. 2 приведены средние значения за несколько дней параллельных солнечных наблюдений по основному и запасному озонометрам, проводимых на станциях в период смены приборов в 1976 и 1977 гг. Данные таблицы указывают на устойчивость градуировочных параметров приборов М-83, и на то, что на модернизированном приборе М-83 значительно меньше сказываются разные условия градуировки и наблюдений [2]. Отдельные случаи большого различия в показаниях двух приборов, как правило, были связаны с изменением пропускания фильтров из-за соляризации стекол УФС-2. Это изменение обычно фиксируется при контрольных измерениях, а в данные об ОСО вводятся соответствующие поправки.

Ряды совместных наблюдений по спектрофотометру Добсона и прибору М-83 по солнцу и зениту неба в Ленинграде и анализ данных сети станций показывают, что значения наблюдаемых отклонений ОСО не только не превышают теоретической рассчитанной предельной погрешности  $20\%$ , а практически намного меньше и составляют  $5-8\%$ . Дальнейшее повышение точности измерений ОСО связано как с выбором спектральных характеристик, соответствующих оптимальной области, так и с заменой существующего озонометра М-83 технически более совершенным автоматизированным прибором.

Таблица 2

Среднее ОСО за несколько дней наблюдений по основному ( $\Omega$ ) и запасному ( $\Omega_3$ ) приборам М-83 на станциях в 1976 и 1977 гг.

Станция	$\Omega$	$\Omega_3$	$\Delta\Omega\%$	Число дней наблюдений
	атм·см·10 <sup>3</sup>			
1976 г.				
Алма-Ата	290	273	-6	12
Владивосток	330	335	+2	12
Душанбе	291	279	-4	14
Игарка	488	506	+4	7
Иркутск	318	318	0	13

Станция	$\varrho$	$\varrho_3$	$\Delta\varrho$ %	Число дней наблюдений
	атм · см · 10 <sup>3</sup>			
Семипалатинск	340	339	0	17
Киев	326	317	-3	7
Куйбышев	316	313	-1	9
Красноярск	325	320	-2	7
Марково	373	371	0	8
Москва	375	368	-2	10
Одесса	325	320	-2	24
Омск	312	311	0	15
Чарджоу	294	272	-8	10
Якутск	305	355	+16	9

1977 г.

Аральск	344	337	-2	7
Архангельск	316	319	+1	13
Большая Елань	323	323	0	11
Воронеж	341	340	0	21
Мурманск	302	299	-1	11
Николаевск	335	323	-4	7
Одесса	348	336	-3	9
Печора	325	338	+4	23
Рига	352	328	-7	15
Свердловск	345	381	+10	12
Сковородино	343	337	-2	9
Тбилиси	318	331	+4	6
Тура	362	358	-1	6

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуцин Г. П. Исследование атмосферного озона.— Л.: Гидрометеоздат, 1963.— 267 с.
2. Гуцин Г. П., Ромашкина К. И., Шаламянский А. М. Опыт измерения общего содержания озона модернизированным озонометром М-83 в Воейково в 1971—1974 гг.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 106—120.
3. Методические указания по производству и обработке за общим содержанием атмосферного озона.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 67 с.
4. Шаламянский А. М. Особенности измерения общего содержания озона приборами с широкими полосами пропускания.— Труды ГГО, 1970, вып. 255, с. 148—159.
5. Шаламянский А. М. К методике определения содержания озона по свету от зенита неба.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 205—213.
6. Dobson G. M. B. Observers handbook for ozone spectrophotometer. Annals of IGY 1957, vol. V, pt III, p. 46—81.

Ю. Д. Янишевский

## ВЫБОР МЕТОДОВ ИСКЛЮЧЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ВЕТРА НА ПОКАЗАНИЯ БАЛАНСОМЕРОВ И ПИРГЕОМЕТРОВ

На сети актинометрических станций СССР применяются балансомеры М-10, в которых для исключения влияния ветра на показания использован принцип преувеличения теплоотдачи теплопроводностью с применением поправок на скорость ветра. Впервые эффект снижения влияния ветра на показания балансомера был замечен И. Г. Лютерштейном [3], когда он снабдил приемный диск его балансомера выступами и приклеил их к массивному корпусу. Керанен [16] с этой же целью построил болометрический балансомер из склеенных слоями плоских проволочных галет-спиралей. В. П. Кислов в 1935 г. утолщал и укорачивал термоэлементы. Этот же принцип в основе пиргеометра конструкции 1938 г. [9] по С. И. Савинову. Наибольший эффект снижения влияния ветра получен в балансомере, установленном автором в Павловске в 1938 г. В нем для улучшения теплопередачи между приемными фольгами они приклеивались к 9 медным брускам, причем бруски с термобатареями чередовались с пустыми брусками. Его чувствительность не превышала  $4 \text{ мкВ}$  на  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , инерция 4 с, а влияние ветра 1 % на 1 м/с. Герметизация термобатареи оказалась недостаточной. С 1947 г. строятся герметизированные балансомеры типа М-10, в которых влияние ветра на показания выражается ростом переводного множителя на 1,7—2,7 % при увеличении скорости ветра с 1 до 2 м/с. Его чувствительность при штиле составляет  $10 \text{ мкВ}$  на  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ .

Этот принцип встретил возражения на совещании в Вене в 1961 г., но впоследствии [10, 18] стал одним из приемлемых. Простота устройства и низкая стоимость балансомера М-10 позволили к 1968 г. организовать наблюдения на 150 станциях, а в настоящее время на всех 208 станциях. В 1955—1956 гг. в Гамбурге сравнялось полтора десятка балансомеров и двойных пиргеометров сложных конструкций [21], в которых применены другие принципы устранения влияния ветра на их показания: компенсация, примененная В. А. Михельсоном [5] уже в 1923 г., сверхкомпенсация, предложенная в 1928 г. Ф. Альбрехтом, экранирование прозрачным для инфракрасной радиации фильтром, при-

менное впервые в 1936 г. [7], и вентиляция, впервые примененная Г. Фалькенбергом [15], а также комбинации двух из этих принципов. Каждый из них связан с существенным усложнением, удорожанием установки и обслуживания. Результаты применения этих принципов оказалось возможным оценить благодаря участию СССР в новых международных сравнениях, на которые были представлены 4 типа балансомеров [6], а также благодаря исследованиям балансомера Курвуазье в Тарту. Это позволило выяснить границы применения различных принципов борьбы с влиянием ветра на показания приборов на широкой сети и в специальных исследованиях.

Компенсационный метод, хорошо обоснованный Хёне [18] для пластмассовых балансомеров, применен нами для металлических балансомеров только при измерениях в свободной атмосфере [8]. В стационарных условиях показания балансомера М-10 корректируются по анемографу с достаточной точностью. Это показали сравнения М-10 с вентилируемым балансомером Макдауэлла (Кью, Англия) [6, 10, 21].

В балансомере из Кью пластиковый приемник имел чувствительность без вентиляции при штиле  $14,5 \text{ мкВ}$  на  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ , а при вентиляции только  $8,6 \text{ мкВ}$  на  $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Следовательно, для устранения колебаний чувствительности необходимо постоянство вентиляции, т. е. стабилизация напряжения сети. Недостатком таких приборов является короткий ресурс мотора. Еще не решен вопрос об ориентировке относительно направления естественного ветра. Возможно влияние перемешивания воздушной среды в точке установки прибора на его показания. Последний недостаток отмечен для вращающегося балансомера Г. Скайба [20], у которого благодаря большой скорости вращения влияние ветра исключено. Однако, несмотря на большую скорость, не исключена вероятность выпадения гидрометеоров на приемнике [21]. Кроме того, держатели диска обуславливают значительную закрытость горизонта. Гораздо больше влияние ветра у вибрационного пирометра (балансиомера) Г. Фалькенберга [15], поскольку термоэлементы свободно натянуты в воздухе, а скорость перемещения приемника относительно воздуха невелика.

Для балансомера типа М-10 в условиях обсерватории также желательно применение вентиляции или вибрации при скоростях ветра менее  $1,5 \text{ м/с}$ . Это вызвано тем, что балансомер при штиле днем над сушей дает неустойчивые показания вследствие влияния на него восходящих потоков нагретого воздуха. Вентиляция может автоматически отключаться при скоростях ветра более  $2 \text{ м/с}$ . При поверке балансомера в аэродинамической трубе в вертикальном положении получается плавный ход поправочного множителя, начиная от малых скоростей.

Защита инфракрасных радиометров фильтром практически стала приемлемой после применения материалов, стойких к атмосферным воздействиям [1]. Кристаллический фильтр КРС-5 стало возможным применять после нанесения снаружи полиэтиленовой

пленки. Поскольку он начинает пропускать с 0,5 мкм, то для применения его в «дневном» пиргеометре рядом ставился пиранометр со стеклянным оранжевым фильтром с такой же границей пропускания, с аналоговым вычитанием показаний для выделения одной только инфракрасной радиации [12]. Впоследствии на внутренней поверхности колпака из КРС-5 наносился интерференционный фильтр, выделяющий ИК радиацию [14]. Однако на практике оказалось невозможным пренебрегать излучением этого фильтра и такой пиргеометр резко реагировал на прямую солнечную радиацию [13].

Широкое применение получили двойные пиргеометры Шульце [19], защищенные фильтром из оптически пустого луполена, достаточно толстого для поддержания полусферической формы. Впоследствии этот колпачок стали снаружи вентилировать через кольцообразное сопло вокруг приемника, что, однако, не устранило выпадения гидрометеоров на вершине верхнего колпачка. Функ [17] для поддержания формы более тонкого полиэтилена применил внутренний поддув сухим азотом. Циркуляция азота обеспечивала осушку внутренней поверхности колпачка. Наружная поверхность облучалась нагревателем. Показания приборов Шульце и Функа летом оказались [6] днем значительно завышенными по сравнению с показаниями балансомеров из Кью и М-10, причина чего не вполне выяснена и напоминает оранжевый эффект. В приборе Шульце последней конструкции Дэке [11] повышена теплопередача в корпусе и изменена конструкция сопла вентилятора, но пока нет данных об устранении в нем эффекта завышения показаний летом.

Мы попробовали устранить этот эффект путем установления плоского полиэтиленового фильтра на очень небольшом расстоянии от приемников балансомера М-10. Помутнение фильтра со временем при такой форме меньше влияет на показания прибора, чем при полусферическом колпаке, который авторы рекомендуют менять каждые 2 месяца, а это связано со сложной проверкой прибора отдельно для длинных и коротких волн. А. П. Истомин в Воейково применил плоский фильтр к балансомеру, регистрирующему в теневом кольце, в условиях частого контроля наблюдениями по балансомеру без фильтра. Длинноволновая чувствительность последнего балансомера определяется по компенсационному пиргеометру новой модели [2]. Регистрация не показала заметного различия в чувствительности экранированного балансомера при безоблачной и пасмурной погоде. На море, где затенение балансомеров трудно осуществить, экранированные балансомеры М-10 применяются только ночью [4]. Пленка позволила избежать повреждения черного покрытия приемника при осадках и брызгах морской воды.

Таким образом, сложные зарубежные балансомеры пока могут найти ограниченное применение, главным образом в обсерваториях, не только вследствие высокой стоимости, но и вследствие недостаточной сравнимости данных. «Дневные» пиргеометры и ба-

лансомеры, не чувствительные к солнечной (рассеянной) радиации, необходимо затенять. Кажется, более целесообразно применять селективные приемники с защитой из полиэтилена, чем выделять ИК радиации селективным фильтром. Необходимы более частые сравнения ИК радиометров.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кастров В. Г. Измерение излучения атмосферы в области максимальной прозрачности водяного пара.— Метеорология и гидрология, 1946, № 1.
2. Коломоец И. П., Халезова Л. Т., Янишевский Ю. Д. Пиргеометрическая шкала ГГО и ее испытание.— В кн.: X Всесоюз. совещ. по актинометрии в Рыльске в августе 1978 г. Л., 1979.
3. Лютерштейн И. Г., Скворцов А. А. Актинометр для измерения и записи баланса радиации.— Журн. Геофиз., 1933, № 2 (8).
4. Методические указания по производству метеорологических и актинометрических наблюдений на судах и перфорации результатов в период проведения Атлантического тропического эксперимента (АТЭП).— Л.: ГГО, 1974, ч. 2 (Актинометрия), с. 36—83.
5. Михельсон В. А. Новый пиргеометр. Годичный отчет Совета опытных учреждений за 1926 г. Вып. 1. Петровско-Разумовское.
6. О сравнимости показаний балансометров разных типов/ К. Д. Лебедева, С. И. Сивков, К. А. Фатеева и др.— В кн.: Актинометрия и оптика атмосферы. Таллин, Валгус, 1968. с. 230—238.
7. Хволес С. Б. Опыт работы с дневным пиргеометром АФИ.— В кн.: Сб. трудов по агрономической физике. Л., 1952, вып. 5, с. 73—80.
8. Шляхов В. И. Исследование баланса длинноволновой радиации в тропосфере.— Л., Гидрометеиздат 1966.— 88 с.
9. Янишевский Ю. Д. Некомпенсационный пиргеометр Савинова, усовершенствование конструкции и метода его применения.— Труды ГГО, 1949, вып. 14(70), с. 73—83.
10. Coulson L. K. Solar and terrestrial radiation. Instruments and measurements. Ch. 11. Academic Press 1975.
11. D ä k e Cl. U. Über ein neues Modell des Strahlungsbilanzmessers nach Schulze. Bericht d. Deutschen Wetterdienstes 1972, B. 16, N 26, 22 S.
12. Drummond A. J. e. a. A new approach to the measurement of terrestrial long-wave radiation. WMO Techn. note N 104. Symposium on radiation including satellite technique. Bergen 1968. S. 3.
13. Enz J. W., Klink J. C. & Baker D. G. Solar radiation effects on pyrgeometer performance.— J. Appl. Meteor. 1975, vol. 14, N 7, p. 1297—1302.
14. Eppley precision infrared radiometer (pyrgeometer). The Eppley Lab. inc. sci. instrum. Drummond A. J. III—1971, 1—5 pp.
15. Falkenberg G. Ein Vibrationspyranometer. Zeitschr. für Meteorologie 1947, B. 1, N 11/12, 372.
16. Franssila M. Mikroklimatische Untersuchungen des Wärmehaushaltes Mitt. d. Meteorol. Zentralanst. Helsinki. 1936, Nr 20, 104 S.
17. Funk J. P. Improved polythen-shielded net radiometer. J. Sci. Instrum. 1959. vol. 36, p. 263—270.
18. H ö h n e W. Ein Beitrag zur Strahlungsbilanz—Messtechnik. Abhandl. Meteorolog. Dienstes der DDR. 1965, B. 10, N 74, 146 S.
19. Schulze R. Über Strahlungsmessgerät mit ultrarotdurchlässiger Windschutzhaube am Meteorologischen Observatorium Hamburg. Geofisica Pura e Applicata 1953, vol. 24, 107—124.
20. Skeib G. Ein rotierender Strahlungsumsatzmesser mit induktiver Übertragung der Meßspannung. Zeitschr. f. Met. 1953, B. 7, 167.
21. Zusammenfassung der Berichte I÷II über die Vergleiche an Strahlungsmessgeräte beim Meteorologischen Observatorium Hamburg Deutscher Wetterdienst vom 1 bis 15 September 1955 u. 15 bis 30 Mai 1956 zu Händen der Radiation Commission der IAM IUGG 1956.

*Ю. Д. Янишевский, С. И. Зачек, Л. В. Луцко*

## ОБРАЗЦОВЫЙ ПИРГЕЛИОМЕТР ВТОРОГО РАЗРЯДА

В настоящее время для передачи единицы измерения коротковолновой радиации от рабочего эталона — пиргелиометра № 212 (СССР) — актинометрическим средствам измерения на сети гидрометеорологических станций используются приборы нескольких типов: пиргелиометры Онгстрема с различными угловыми характеристиками, актинометры М-3, экспериментальные образцы пиргелиометра М-59 по типу Онгстрема конструкции Ю. Д. Янишевского [3]. Перечисленные приборы не равноценны по своим метрологическим и эксплуатационным характеристикам и, за исключением актинометра М-3, не выпускаются нашей промышленностью. В связи с этим Межведомственным единым координационным планом метрологического обеспечения средств измерения гидрометеорологического назначения, выпускаемых предприятиями гидрометприборостроения и находящихся в обращении в Гидрометслужбе (утвержден Госстандартом СССР 21 IX 1977 г.), предусмотрено обеспечение сети образцовым средством измерения единого типа. Разработка такого прибора выполнена в лаборатории актинометрии ГГО.

При выборе образцового прибора были рассмотрены созданные за последние 30 лет как в нашей стране, так и за рубежом различные конструкции пиргелиометров [4, 6—8]. В результате было решено использовать конструкции экспериментальных образцов пиргелиометра М-59 с круглой апертурой, созданные под руководством Ю. Д. Янишевского. В основу этого прибора был положен принцип конструкции пиргелиометра Онгстрема, но с целью усовершенствования введены некоторые технические и методические изменения, основные из которых заключаются в следующем:

- 1) форма апертуры, соотношения углов и отверстий, постоянная времени выбраны идентичными соответствующим характеристикам актинометра М-3, что позволяет снизить требования к нормам прозрачности атмосферы, облачности и точности нацеливания пиргелиометра на Солнце при поверке актинометра;

- 2) повышена чувствительность термобатарей, что позволяет снизить требования к чувствительности нуль-индикатора;

3) уменьшено влияние ветра на показания пиргелиометра за счет введения дополнительных диафрагм;

4) узлы приемника изготовлены из материалов с высокой теплопроводностью, что исключает возможность повреждения и деформации элементов приемника при перепадах температуры окружающего воздуха;

5) благодаря высокой теплопроводности деталей узла приемника снижена разность температур приемных полосок и корпуса, что уменьшает влияние ветра;

6) повышена устойчивость приемных полосок к коррозии благодаря применению черного покрытия на нитрооснове, обеспечивающего лучшую защиту воздействия окружающей среды.

Эксплуатация экспериментальных образцов пиргелиометра М-59 показала их высокую надежность и сохранность переводного множителя. Пиргелиометр № 539 работал в Арктике, в Атлантическом океане вблизи экватора, в Карадаге, Владивостоке и Ленинграде, а пиргелиометр № 2470 — в Омске, Минске, Куйбышеве, Антарктиде.

Результаты проверок этих пиргелиометров по образцовым пиргелиометрам ГГО представлены в табл. 1.

Таблица 1

Значения переводных множителей  $K$  кВт/(м<sup>2</sup>·А<sup>2</sup>) для пиргелиометров № 2470 и 539

№ 2470		№ 539		$\Delta K = K - K_{cp}$	
Год проверки	$K$	Год проверки	$K$	№ 2470	№ 539
1954	3,48	1964	2,33	-0,02	0,00
1957	3,49	1967	2,33	-0,01	0,00
1962	3,51	1969	2,33	+0,01	0,00
1967	3,50	1970	2,34	0,00	+0,01
1968	3,51	1971	2,34	+0,01	+0,01
1971	3,50	1972	2,33	0,00	0,00
1972	3,49	1976	2,34	-0,01	+0,01
1975	3,49	1977	2,34	-0,01	+0,01
$K_{cp} = 3,50$		$K_{cp} = 2,33$		$\sigma = \pm 0,3\%$	$\sigma = \pm 0,2\%$

Здесь  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение от среднего всех измеренных значений переводного множителя. Приведенные в таблице данные показывают отсутствие систематических изменений переводного множителя этих образцов за периоды эксплуатации 21 и 14 лет. Разработанная модель образцового пиргелиометра отличается от экспериментальных образцов пиргелиометра М-59 следующим:

1) новой формой диафрагмы, которая обеспечивает более близкие условия радиационного теплообмена с участками неба

для обоих приемников в процессе измерений (при облучении одного из них прямой солнечной радиацией и затенении другого);

2) конструкцией узла приемников, она более технологична в изготовлении и обеспечивает более легкий доступ при ремонте;

3) меньшей массой;

4) наличием комплекта оборудования к пиргелиометру, необходимого для производства измерений.

Точность измерения разработанной модели не ниже, чем у пиргелиометров Онгстрема.

Предел допускаемой основной относительной погрешности измерения прямой солнечной радиации образцовым пиргелиометром рассчитан по формуле:

$$\delta S = \sqrt{(\delta_n K)^2 + (\delta_b K)^2 + \frac{(2\delta_i)^2 + (2\delta_{ci})^2 + (\delta_e)^2}{n}},$$

где

$$\delta_n K = \sqrt{(\delta_s S)^2 + \frac{(2\delta_i)^2 + (2\delta_{ci})^2 + (\delta_e)^2}{n}}$$

есть предельная погрешность определения переводного множителя при поверке (%);  $\delta_b K$  — предельная погрешность за счет изменения переводного множителя в период между поверками пиргелиометра (%);  $\delta_i$  — предельная погрешность одиночного измерения силы тока компенсации (%);  $\delta_{ci}$  — предельное значение погрешности за счет неточности учета изменений тока компенсации, вызванных нестабильностью радиации (%);  $\delta_e$  — предельное значение погрешности установки нуль-индикатора при одиночном измерении (%);  $\delta_s S$  — предельная погрешность измерения радиации прибором, по которому поверен образцовый пиргелиометр, или (рабочий эталон %);  $n$  — число измерений в серии.

Для расчета взяты значения:

$\delta_b K = \pm 0,1\%$  (получено экспериментально по результатам поверок испытанных образцов пиргелиометра М-59);  $\delta_i = +0,2\%$  (погрешность измерения миллиамперметром класса 0,2 тока компенсации, которое с данным типом пиргелиометра производится у конца шкалы);  $\delta_{ci} = \pm 0,25\%$  (получено экспериментально по результатам анализа 50 серий сравнений пиргелиометра № 539 с рабочим эталоном СССР № 212, проведенных в 1971 г. в Терсколе);  $\delta_e = \pm 0,3\%$  (экспериментально установлено);  $\delta_s S = \pm 1,2\%$  (взято из [5]).

В результате выполненного расчета получено  $\delta S = \pm 1,3\%$ . Дополнительные погрешности вызываются изменениями окружающей температуры и прозрачности атмосферы. Температурный коэффициент пиргелиометра составляет около 0,04 % на 1°C [1]. Температурный коэффициент амперметра не превышает 0,02 % на 1°C (ГОСТ 1845—59). Увеличение мутности атмосферы на  $mT=1$  дает дополнительную погрешность при измерении радиации  $\pm 3\%$  [2].

В настоящей работе была поставлена также задача создания и промышленного внедрения полного измерительного комплекта. Выпуск такого комплекта позволит избежать трудностей, имевших место в прошлом, когда потребителям приходилось доукомплектовывать пиргелиометры на месте случайными приборами и кустарно изготовленными панелями управления.

Внешний вид полного комплекта показан на рис. 1. Комплект состоит из пиргелиометра 1 со штативом 2, укладочного ящика 13 и блока питания, состоящего из малогабаритных аккумуляторов.

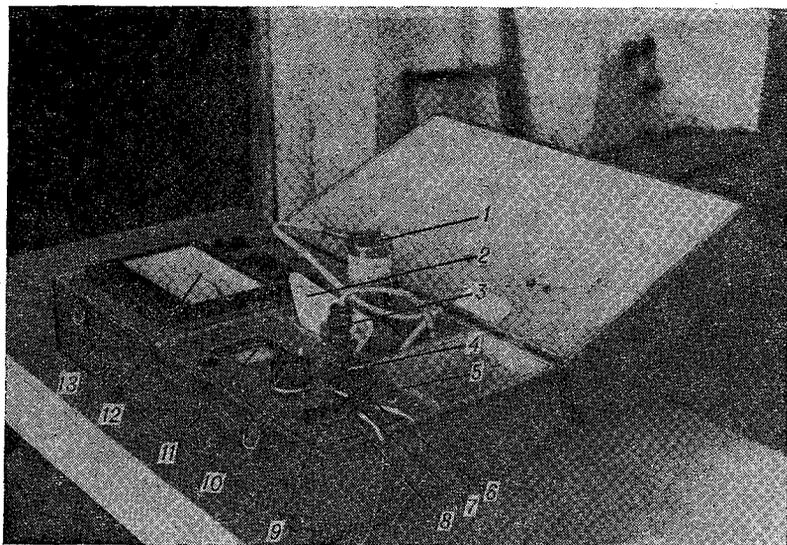


Рис. 1. Внешний вид пиргелиометра в комплекте.

1 — трубка пиргелиометра, 2 — штатив, 3 — разъем, 4 — грубый реостат, 5 — переключатель, 6—9 — клеммы, 10 — плавный реостат, 11 — нуль-индикатор, 12 — миллиамперметр, 13 — укладочный ящик.

Штатив имеет фрикционное устройство, позволяющее осуществлять нацеливание пиргелиометра на Солнце регулировкой его положения по высоте и азимуту.

Укладочный ящик 13 содержит миллиамперметр 12 постоянного тока класса 0,2, стрелочный нуль-индикатор 11 панель управления.

Панель управления состоит из реостата 4 грубой настройки (сопротивление 7 Ом с точностью регулировки 0,5 Ом), плавного реостата 10 (сопротивление 1 Ом, точность настройки 0,01 Ом), предохранительных сопротивлений для источников питания 2,6; 4 и 6 В, а также клеммы 6—9 для подключения источника питания и разъем 3 для подключения выводов от трубки пиргелиометра. Переключатель 5 служит для переключения тока компенсации с одной приемной полоски на другую.

Укладочный ящик сконструирован таким образом, чтобы обеспечить удобство выполнения операций при измерениях, а также правильное хранение комплекта: в горизонтальном положении — электроизмерительные приборы, в вертикальном положении — обращенную входными отверстиями вниз трубку пиргелиометра для уменьшения осаждения пыли на его приемниках.

Подготовка прибора к работе значительно упрощена и заключается в соединении разъема от трубки пиргелиометра с ответной частью на панели управления и подключения источника питания к клеммам 6—9, имеющим необходимую маркировку. Такая система исключает возможность повреждения термобатарей пиргелиометра из-за неправильного соединения элементов электрической цепи схемы измерения.

Технические характеристики прибора по расчетным данным следующие: диапазон измерения  $35—120 \text{ мВт/см}^3$  ( $0,5—1,7 \text{ кал/см}^2 \times \text{мин}$ )), переводный множитель от 2 до  $4 \text{ кВт/(м}^2 \cdot \text{А}^2)$ , сопротивление термобатарей  $40 \pm 10 \text{ Ом}$ , постоянная времени 7 с, угол зрения  $10^\circ$ , предел основной допускаемой погрешности не более 1,5 %. Пиргелиометр можно эксплуатировать при температуре окружающего воздуха от  $-10$  до  $50^\circ\text{C}$  и относительной влажности до 80 % при  $35^\circ\text{C}$ , а также при более низких температурах без конденсации влаги.

Испытания макета № 2481 нового пиргелиометра, изготовленного в сентябре 1978 г., показали следующие параметры: сопротивление термобатарей 23,6 и 26,2 Ом, инерция (время установления первоначального отсчета нуля-индикатора с точностью до 0,5 % после прекращения кратковременного облучения одного из приемников) 23 с.

Переводный множитель, измеренный через 45 дней после изготовления пиргелиометра, составил  $3,81 \pm 0,01$ , а через 8 месяцев  $3,80 \pm 0,02 \text{ кВт/(м}^2 \cdot \text{А}^2)$ , т. е. за указанный период изменения переводного множителя оказались в пределах погрешности измерения.

Поскольку корпус приемника у макета изготовлен из латуни, а «холодные» спай термобатарей приклеены к брускам, привинченным к корпусу, то было проведено сравнение реакций на локальный нагрев у пиргелиометров разных модификаций. Для этого один из приемников каждого пиргелиометра подвергался нагреву в течение 1 ч, после чего снимались показания нуля-индикатора, включенного в цепь термобатарей, от момента прекращения нагрева до установления нулевого показания, полученного перед началом нагрева. Измерения проведены как для левого, так и для правого приемников при двух видах нагрева: прямой солнечной радиацией порядка  $0,7 \text{ кВт/м}^2$  и электрическим током через приемные пластины, соответствующим по величине радиации  $0,7 \text{ кВт/м}^2$ . Расхождения в значениях, полученных для обоих приемников при прогреве их радиацией и током, в среднем не превышают погрешность измерения.

Таблица 2

Показания  $\Delta I$  гальванометра (%) в зависимости от времени  $t$  с момента прекращения нагрева одного из приемников у пиргелиометров № 2470, 196, 2481, 3100, 514, 539

$t$	Номер пиргелиометра					
	2470	196	2481	3100	514	539
10 с	1,5	2,0	4,0	6,6	7,8	9,2
13	0,9	1,4	2,6	3,0	4,1	6,4
16	0,6	0,9	1,6	1,7	2,6	4,7
20	0,4	0,6	0,9	1,1	2,6	3,3
30	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	1,4
40	0,2	0,4	0,4	0,5	0,5	0,9
1 мин	0,2	0,3	0,3	0,5	0,3	0,7
2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,5
3	0,0	0,1	0,0	0,2	0,1	0,4
4	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,4

В табл. 2 представлены показания гальванометра после прекращения нагрева приемника для шести пиргелиометров, различающихся между собой конструкциями и представляющих определенную группу приборов, используемых в настоящее время. Показания гальванометра выражены в процентах по отношению к показанию этого же гальванометра при облучении одного приемника данного пиргелиометра радиацией  $0,7 \text{ кВт/м}^2$ . Пиргелиометр № 196 конструкции Онгстрема является образцовым прибором 1-го разряда). Все остальные пиргелиометры — конструкции Ю. Д. Янишевского: № 3100 — с прямоугольными отверстиями и с меняющейся длиной трубки, № 2470, 539, 514, 2481 — с круглыми отверстиями. У пиргелиометров № 2470 и 514 холодные спай термобатарей приклеены непосредственно к корпусу приемника. У приборов № 3100, 539 и 2481 термобатарей приклеены к медным брускам, привинченным к корпусу приемника, что обеспечивает ремонтоспособность приборов.

Данные табл. 2, характеризующие процесс отвода тепла от приемников, показывают, что использование в новом пиргелиометре корпуса приемника из латуни и термобатарей на медных брусках, крепящихся к корпусу приемника, обеспечивает термические характеристики, приемлемые для образцового пиргелиометра 2-го разряда. При этом прибор оказывается более технологичным и ремонтоспособным.

Разработанный пиргелиометр предполагается использовать в качестве образцового средства измерения 2-го разряда согласно локальной поверочной схеме для средств измерений энергетической освещенности солнечной радиацией в системе Госкомгидромета [5]. Он будет использоваться для передачи единицы измерения образцовым актинометрам в Бюро поверки УГКС.

## ОПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клеванцова В. А. Оценка влияния температуры на точность пиргелиометрических измерений.— Труды ГГО, 1969, вып. 240.
2. Клеванцова В. А. Влияние околосолнечной радиации на показания пиргелиометров разных конструкций.— Труды ГГО, 1971, вып. 260.
3. Руководство по поверке метеорологических приборов/Под ред. И. А. Покровской.— Л.: Гидрометеиздат, 1967.
4. Скачкова И. Ф. Метеорологические приборы в период Международного геофизического года.— Информац. сб., 1957, № 4, с. 92—96.
5. Фатеев Н. П. Поверка метеорологических приборов.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.
6. Янишевский Ю. Д. Усовершенствование пиргелиометра Волошина. Труды НИУ ГУГМС, 1946, вып. 2, сер. 3.
7. Янишевский Ю. Д. Компенсационный пиргелиометр и его улучшение.— В кн.: Актинометрия и атмосферная оптика.— Л.: 1961, с. 285—288.
8. Янишевский Ю. Д. Некоторые результаты сравнения пиргелиометров СССР.— Труды ВМС, 1963, № 6, с. 272—279.

## СОДЕРЖАНИЕ

Е. П. Барашкова. О возможности контроля средних месячных значений суммарной радиации	3
Е. П. Барашкова, Е. Л. Махоткина, Т. В. Мюхкюря, Т. К. Ястребова. Характеристики распределения дневных сумм суммарной радиации	11
О. Д. Бартенева, Э. О. Богданов, Л. К. Веселова, Н. И. Никитинская, Г. М. Орлов. О связи характеристик мутности и степени поляризации света дневного неба с влажностью в пограничном слое атмосферы над пустыней	19
Г. П. Гушин, Т. Д. Жуковская. Методика оптических измерений аэрозольного ослабления в различных слоях атмосферы	24
Г. П. Гушин, Г. И. Мазуров, В. А. Омелько. Новые данные о влиянии струйных течений на распределение суммарного озона в атмосфере	30
Г. П. Гушин, Дж. Петерсон, В. А. Ковалев, Т. А. Павлюченкова. Совместные измерения спектральной прозрачности атмосферы советским и американским приборами	39
И. Ю. Елисеева, В. М. Игнатенко. Аппроксимация полиномом лидарных сигналов обратного рассеяния	44
А. В. Жуков, Е. В. Фабер, А. А. Шашков. Модельный тест и усовершенствованный алгоритм для программы прямого расчета селективного поглощения атмосферными газовыми примесями	48
В. М. Игнатенко, В. А. Ковалев. К вопросу об использовании некоторых априорных допущений при интерпретации лидарных сигналов	55
В. А. Ковалев, В. М. Игнатенко. Влияние вариаций индикатрисы рассеяния на точность лидарного определения прозрачности атмосферы	63
В. А. Ковалев, С. А. Соколенко. Сравнения образцовых озонметрических приборов СССР и США	69
Е. Л. Махоткина. Исследование закономерностей изменения ФАР в различных условиях	73
Е. Л. Махоткина. Развитие методики наблюдений за ФАР	78
Н. Н. Парамонова. О непрерывном ослаблении радиации водяным паром в области 3,4—4,2 мкм	84
Н. Н. Парамонова, М. И. Трифионов. Сравнение рассчитанных и экспериментальных спектров пропускания всей толщи атмосферы в области 10,2—12,3 мкм	89
С. А. Соколенко. Метод измерения показателя аэрозольного ослабления атмосферы в ультрафиолетовой области спектра	96
Р. Г. Тимановская. Алгоритм контроля достоверности часовых сумм суммарной радиации, получаемых с помощью полуавтоматических и автоматических измерительных комплектов	102
К. А. Фатеева, Ю. Д. Янишевский. Некоторые результаты проверок образцовых пиргелиметров и актинометров в Карадаге	111
А. М. Шаламянский, К. И. Ромашкина. Некоторые вопросы методики измерения общего содержания озона на сети озонметрических станций	116
Ю. Д. Янишевский. Выбор методов исключения влияния ветра на показания балансомеров и пиргеометров	124
Ю. Д. Янишевский, С. И. Зачек, Л. В. Луцько. Образцовый пиргелиومتر второго разряда	128

**Труды ГГО, вып. 445**

**АКТИНОМЕТРИЯ, АТМОСФЕРНАЯ ОПТИКА И ОЗОНОМЕТРИЯ**

Редактор Л. В. Царькова. Техн. редактор Н. Ф. Грачева  
Корректор И. А. Крайнева

Сдано в набор 13.02.80. Подписано в печать 05.12.80. М-23505. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 9,55. Тираж 640 экз. Индекс МЛ-129. Заказ № 333. Цена 70 коп.

Гидрометеонздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.