

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

499

АКТИНОМЕТРИЯ,
АТМОСФЕРНАЯ ОПТИКА И
ОЗОНОМЕТРИЯ

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



ЛЕНИНГРАД. ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1985

УДК 551.501

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 measurements, 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.

A I903040000-I3I 24-85(2)
069(02)-85

©

Главная геофизическая
обсерватория им. А.И.Воейкова (ИГО), 1985.

Ленинградский
Гидрометеорологический
БИБЛИОТЕКА
Д-д 10186 Малоохотинский

334159

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГОДОВЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО МЕСЯЧНЫМ ИНТЕРВАЛАМ

Для выявления грубых ошибок в больших массивах актинометрической информации (банк данных) наиболее экономично первичный этап контроля проводить на уровне годовых сумм радиации, используя общие закономерности их изменения, аналогичные тем, которые рекомендуется использовать при критическом контроле месячных сумм суммарной радиации / 3 /.

Для месячных сумм суммарной радиации $\sum_n Q$ (кал/см²) С.И. Сивковым предложена формула / 5 /

$$\sum_n Q = 49 \cdot 10^{-4} S^{1,31} + 10,5 (\sin h_{ng})^{2,1}, \quad (I)$$

где S - продолжительность солнечного сияния (в часах) за месяц, h_{ng} - полуденная высота солнца (в градусах) на 15-е число. Для перехода от кал/см² к МДж/м² коэффициенты формулы (I) должны быть умножены на 0,042.

На основании формулы (I) годовая сумма суммарной радиации $\sum_r Q$ может быть записана в виде:

$$\begin{aligned} \sum_r Q &= \sum_{i=1}^{12} (\sum_n Q)_i = 0,042 [49 \cdot 10^{-4} \sum_{i=1}^{12} S_i^{1,31} + 10,5 \sum_{i=1}^{12} (\sin h_{ng})_i^{2,1}] = \\ &= 0,042 [f_1(S) + f_2(h_{ng})], \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} f_1(S) &= 49 \cdot 10^{-4} \sum_{i=1}^{12} S_i^{1,31}, \\ f_2(h_{ng}) &= 10,5 \sum_{i=1}^{12} (\sin h_{ng})_i^{2,1}. \end{aligned}$$

Для оценки зависимости $f_1(S)$ от продолжительности солнечного сияния за год S_r были проведены соответствующие расчеты по средним многолетним данным о продолжительности солнечного сияния / 6 / в 47 отдельных пунктах, расположенных на различных широтах. На рис. I представлена зависимость полученных значений $f_1(S)$ от S_r , которая, как видно из рисунка, может быть принята линейной. Коэффициенты линейной зависимости были определены способом наименьших квадратов, в результате для $f_1(S)$ получено следующее выражение: $f_1(S) = 0,0297 S_r - 8,35$.

В свою очередь $f_2(h_{ng})$ является функцией широты места φ . Представленная на рис. I зависимость f_2 от φ в пределах

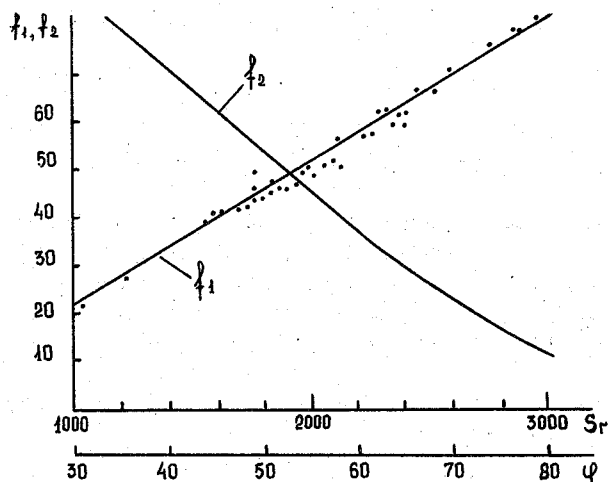


Рис. I. Зависимость составляющих годовых сумм суммарной радиации: f_1 от продолжительности солнечного сияния S_r ; f_2 от широты места ψ .

$35 \leq \psi \leq 65$ также может быть принята линейной и записана в виде $f_2 = 142,36 - 1,77\psi$, где ψ в градусах.

Таким образом, для годовой суммы суммарной радиации получаем простую формулу

$$\sum_r Q = 0,042 [134,01 + 0,0297 S_r - 1,77\psi] \text{ МДж/м}^2. \quad (2)$$

Для проверки полученной формулы были сопоставлены результаты расчетов по формуле (2) $\sum_r Q$ с результатами измерений $\sum_r^u Q$, как со средними многолетними, так и с ежегодными данными. При этом было получено следующее распределение отклонений

$$|\delta| = |(\sum_r^p Q - \sum_r^u Q) / \sum_r^u Q| \cdot 100 :$$

Средние многолетние				Ежегодные				Средние многолетние				Ежегодные			
$ \delta $	n	n/N		n	n/N			$ \delta $	n	n/N		n	n/N		
0-2	12	0,32		67	0,36			10,1-12				6	0,03		
2,1-4	15	0,41		50	0,27			12,1-14				1	0,005		
4,1-6	7	0,19		26	0,14			>14				1	0,005		
6,1-8	2	0,05		26	0,14			N	37	1,00		187	1,00		
8,1-10	1			10	0,05										

где n — число случаев в каждой градации,
N — общее число случаев.

Для средних многолетних $\sum_r Q$ отклонение рассчитанных сумм от измеренных не превышает 10 %, для ежегодных данных отклонения больше 10 % наблюдаются не более чем в 4 % всех случаев.

Таким образом, формула (2) дает результаты, близкие к измеренным, и может быть использована для первичного контроля информации о суммарной радиации. Кроме того, формула (2) может быть использована для оценки $\sum_r Q$ при отсутствии актинометрических наблюдений и наличии данных о продолжительности солнечного сияния. В последнем случае будет представлять интерес также и распределение полученных сумм по отдельным месячным интервалам. Для решения этого вопроса была предпринята попытка выяснить некоторые закономерности в изменении отношения месячных сумм к годовым.

Месячная сумма суммарной радиации может быть представлена как средняя дневная сумма $\sum_{\Delta} Q$, умноженная на число дней в месяце m , $\sum_m Q = m \sum_{\Delta} Q$, годовая сумма $\sum_r Q$ получается суммированием месячных: $\sum_r Q = \sum_{i=1}^{12} (\sum_m Q)_i$. Исходя из предположения, что суммарная радиация изменяется пропорционально синусу высоты солнца, и коэффициент пропорциональности K постоянен в течение года, следуя / 4,7 /, для месячной суммы $\sum_m Q$ и отношения $\sum_m Q / \sum_r Q$ получаем следующие выражения:

$$\sum_m Q = 24/\pi m K \cos \varphi \cdot \cos \delta (\sin \tau_o - \tau_o \cos \tau_o), \quad (3)$$

$$\sum_m Q / \sum_r Q = K_{qi} = \frac{\cos \delta_i (\sin \tau_{oi} - \tau_{oi} \cos \tau_{oi})}{\sum_{i=1}^{12} \cos \delta_i (\sin \tau_{oi} - \tau_{oi} \cos \tau_{oi})}, \quad (4)$$

где δ_i - склонение Солнца,

$\tau_{oi} = \arccos(-\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta)$ - часовой угол солнца в момент восхода и захода Солнца для середины i -го месяца.

Результаты расчетов по формуле (4), проведенные для всех месяцев и широт $\varphi = 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65^\circ$, в зависимости от $\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta$ в виде отдельных точек представлены на рис.2, из которого следует, что практически наблюдается однозначная связь K_{qi} с $\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta$.

Так как формула (4) получена при ряде упрощающих предположений, необходимо проверить, как она выполняется в реальных условиях. Для этой цели были использованы возможные при безоблачном небе суммы радиации / 1,2 /. Разность значений K_{qi} , полученных на основании наблюдений и рассчитанных по формуле (4) в 52 случаях из 72 не превышает 0,5 % и только в 4 случаях превышает 1 %.

Влияние облачности проявляется не только в изменении значений $\sum_m Q$, но и в искажении их годового хода. Отношения месячных сумм к годовым, полученные на основании средних многолетних $\sum_m Q / 6$, имеют заметный разброс при постоянных значениях $\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta$, хотя корреляционные отношения $\eta (\frac{\sum_m Q}{\sum_r Q} / \operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta) = 0,976$,

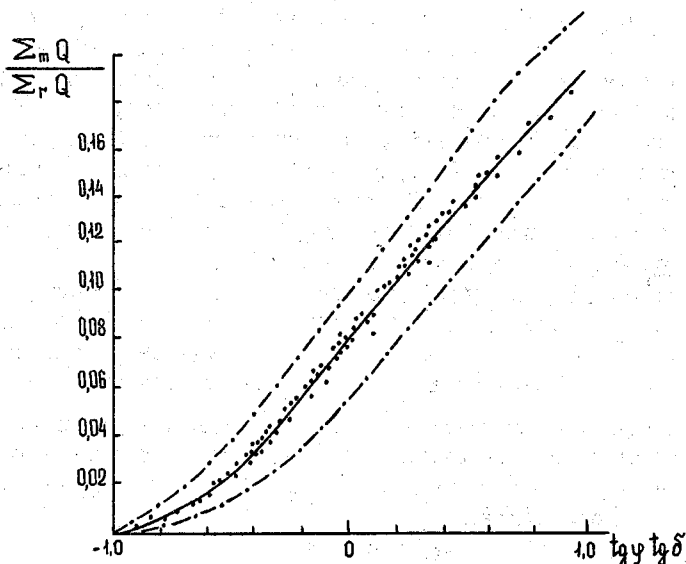


Рис.2. Зависимость отношения $\frac{\sum_m Q}{\sum_r Q}$ от $t_q \psi \cdot t_q \delta$.

$\eta (t_q \psi \cdot t_q \delta / \frac{\sum_m Q}{\sum_r Q}) = 0,904$ имеют достаточно высокие значения. На рис.2 штрих-пунктирными линиями нанесены предельные значения K_{qi} , полученные на основании средних многолетних сумм для 40 пунктов, сплошной линией — средние по всем пунктам. Средняя по всем пунктам зависимость K_{qi} от $t_q \psi \cdot t_q \delta$ совпадает с результатами расчетов по формуле (4).

Разброс значений K_{qi} вызван различием в продолжительности солнечного сияния S_i . Из рис.3, где приведена зависимость K_{qi} от S_i (1-я для $-0,4 \leq t_q \psi \cdot t_q \delta \leq -0,3$ и 2-я для $0,3 \leq t_q \psi \cdot t_q \delta \leq 0,4$), следует, что в среднем K_{qi} линейно растет с увеличением S_i .

Полученная зависимость K_{qi} от $t_q \psi \cdot t_q \delta$ может быть использована для приближенной оценки вклада отдельных месячных сумм в формирование годовых. Так как расчеты по формуле (4) достаточно трудоемки, формула (4) может быть заменена с достаточной степенью приближения формулами (5) и (6):

$$\text{для } \delta < 0 \quad \frac{\sum_m Q}{\sum_r Q} = 0,069 (1 + t_q \psi \cdot t_q \delta)^{1,55}, \quad (5)$$

$$\text{для } \delta > 0 \quad \frac{\sum_m Q}{\sum_r Q} = 0,122 (1 + t_q \psi \cdot t_q \delta)^{1,6} \cdot e^{-0,338(1 + t_q \psi \cdot t_q \delta)}. \quad (6)$$

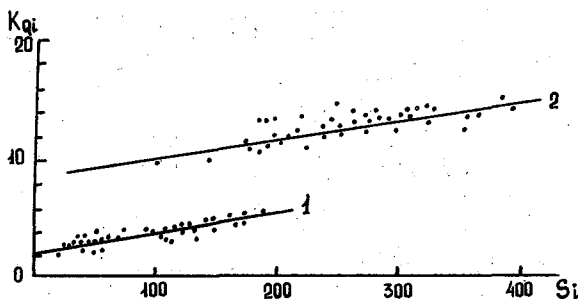


Рис. 3. Зависимость отношения $K_{qi} = \frac{\sum_m Q}{\sum_r Q}$ от продолжительности солнечного сияния S_i .

1) $-0,4 \leq \text{tg} \psi \cdot \text{tg} \delta \leq -0,3$; 2) $0,3 \leq \text{tg} \psi \cdot \text{tg} \delta \leq 0,4$.

Результаты расчетов по формулам (4), (5) и (6) приведены в таблице. Там же для сравнения приведены отношения, полученные по средним многолетним результатам наблюдений.

Таблица
Сравнение отношений $\frac{\sum_m Q}{\sum_r Q}$, полученных из наблюдений и рассчитанных по различным формулам

$\text{tg} \psi \cdot \text{tg} \delta$	$\sum_m Q / \sum_r Q$			
	Наблюдения	Формула (4)	Формула (5)	Формула (6)
-1,0 + -0,9I	0,005	0,00I	0,00I	0,00I
-0,90+ -0,8I	0,005	0,004	0,004	0,006
-0,80+ -0,7I	0,006	0,008	0,008	0,0I2
-0,70+ -0,6I	0,0II	0,0I4	0,0I4	0,020
-0,60+ -0,5I	0,0I7	0,020	0,020	0,029
-0,50+ -0,4I	0,026	0,027	0,027	0,037
-0,40+ -0,3I	0,035	0,036	0,035	0,049
-0,30+ -0,2I	0,043	0,048	0,044	0,060
-0,20+ -0,II	0,058	0,06I	0,054	0,070
-0,10+ -0,0I	0,078	0,075	0,064	0,082
0,0 + 0,10	0,086	0,086	0,074	0,092
0,1I+ 0,20	0,09I	0,100	0,086	0,10I
0,2I+ 0,30	0,1I4	0,1I4	0,098	0,110
0,3I+ 0,40	0,132	0,126	0,110	0,124
0,4I+ 0,50	0,145	0,136	0,123	0,135

$\lg \psi \cdot \lg \delta$		$\Sigma_m Q / \Sigma_r Q$			
		Наблюдения	Формула (4)	Формула (5)	Формула (6)
0,5I+	0,60	0,148	0,145	0,136	0,145
0,6I+	0,70	0,159	0,156	0,150	0,155
0,7I+	0,80	0,166	0,167	0,164	0,164
0,8I+	0,90	0,181	0,179	0,179	0,172
0,9I+	1,00	0,185	0,185	0,195	0,185

Список литературы

1. Методические указания по измерению суточных сумм солнечной радиации с применением интегратора типа X-603.-Л., Гидрометеиздат, 1976.

2. Радиационный режим территории СССР. Барашкова Е.П., Гаевский В.Л., Дьяченко Л.Н., Лугина К.М., Пивоварова З.И.-Л., Гидрометеиздат, 1961, 527 с.

3. Руководство по контролю актинометрических наблюдений.-Л., Гидрометеиздат, 1962.

4. Сивков С.И. Закономерность распределения суточных сумм солнечной радиации по отдельным часовым промежуткам.-Труды ИГО, 1968, вып.223, с.125-131.

5. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеиздат, 1968, 232 с.

6. Справочник по климату СССР. Ч.1. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. В.1-34.-Л., Гидрометеиздат, 1976.

7. Willier A. The determination of hourly values of total solar radiation from daily summations.-Arch. f. Meteorol., geoph. u Bioklim. Ser. B, v.7, 1976, p.197-204.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЧАСОВЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ

Регистрация радиации с оптимальной дискретностью обеспечивает более высокое качество информации по сравнению с так называемыми срочными наблюдениями. При переходе от срочных наблюдений к регистрации первичным элементом актинометрической информации становятся часовые суммы радиации, на основании которых рассчитываются суммы за более продолжительные интервалы времени. В этом случае анализ часовых сумм представляет особый интерес с точки зрения оценки качества исходных данных информации. Так как суммарная радиация является наиболее важной составляющей радиационного баланса, то естественно такой анализ начать с часовых сумм суммарной радиации.

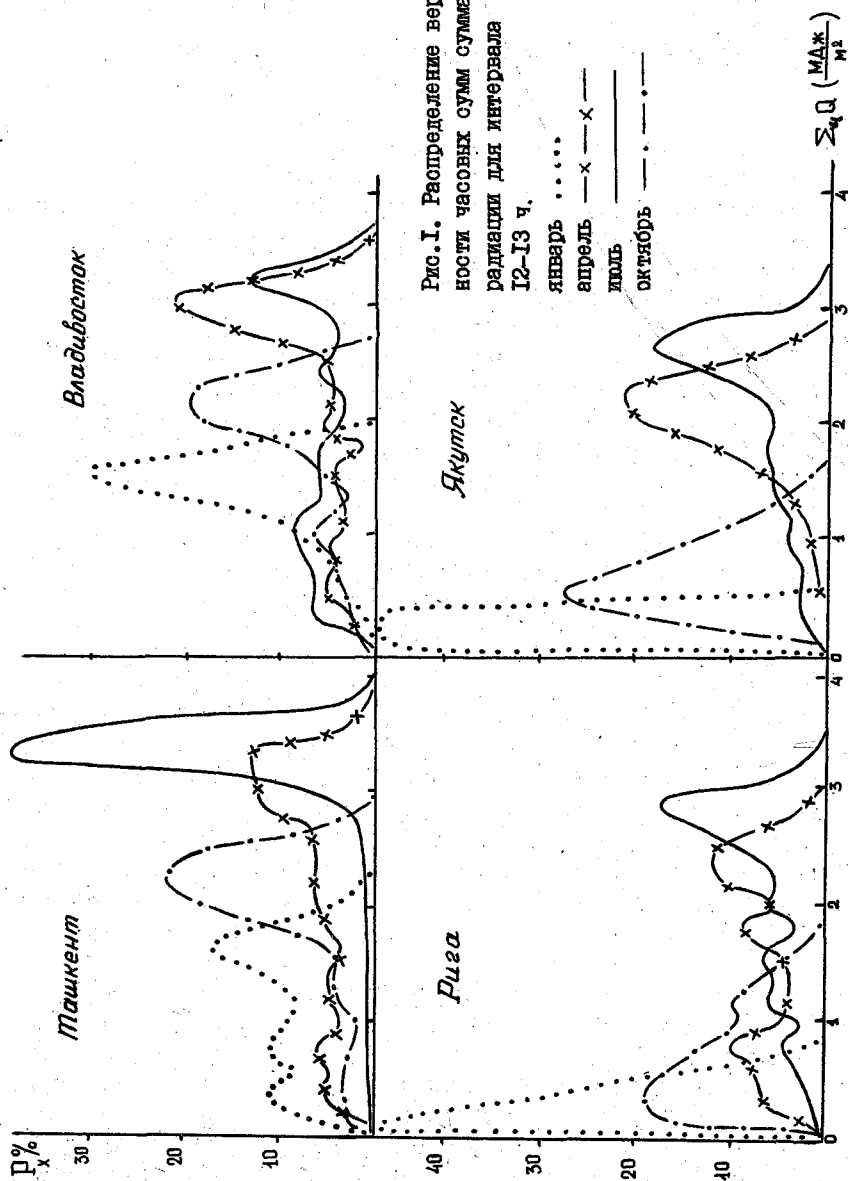
Проведенные ранее исследования показали, что средние многолетние часовые суммы суммарной радиации определяются главным образом высотой солнца и продолжительностью солнечного сияния / 2 /, изменение отношения часовых сумм к дневным подчиняется определенным закономерностям / 7 /. Реально наблюдаемые часовые суммы существенно отличаются от средних, принимая всевозможные значения в ограниченных пределах. Для выявления возможности появления тех или иных значений в этих пределах необходима статистическая обработка результатов наблюдений.

В этой статье предпринята попытка статистического анализа часовых сумм суммарной радиации $\sum_z Q = X$ на основании наблюдений в Ташкенте, Владивостоке, Риге и Якутске / 1 /, представляющих различные климатические зоны, для 4 месяцев года, являющихся центральными для разных сезонов (январь, апрель, июль, октябрь).

Первый этап исследования состоял в получении эмпирического распределения частот. На рис.1 в качестве примера представлены гистограммы по материалам наблюдений в околополуденные часы. Здесь $p_k = 100n_k/n$, где n_k - число наблюдений, попавших в k - й интервал, n - общее число наблюдений в рассматриваемой совокупности.

Для графического представления эмпирического распределения, наблюдаемого в отдельные часовые интервалы, более удобно использовать метод "накопленных" частот (интегральную повторяемость Π), которые дают относительное количество наблюдений $\Pi = 100N_k^*/n$ в интервале от 0 до заданного значения $X^* = (\sum_z Q)^*$.

На рис.2 для указанных выше пунктов и месяцев (I, IV, VII, X) представлены семейства огив, каждая из которых представляет интеграль-



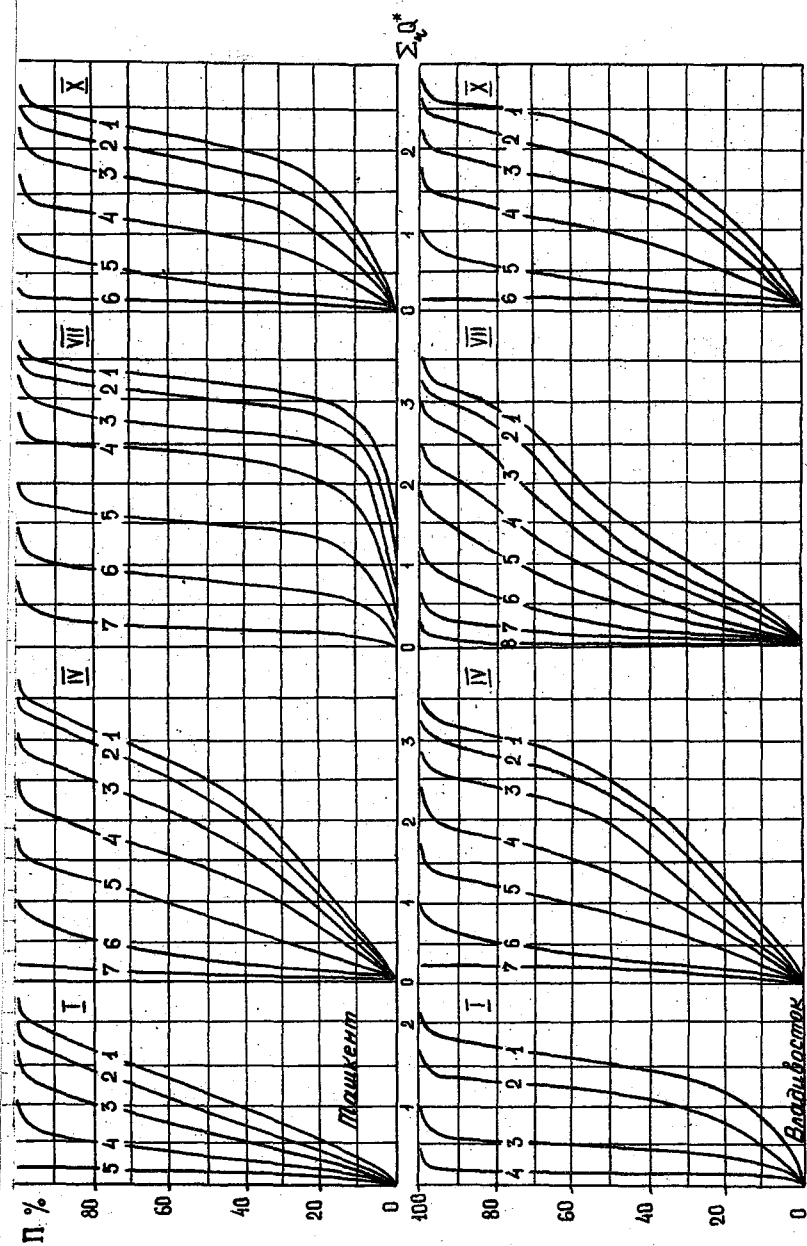


Рис. 2а. Интегральная повторяемость часовых сумм суммарной радиации в Ташкенте и Владивостоке.

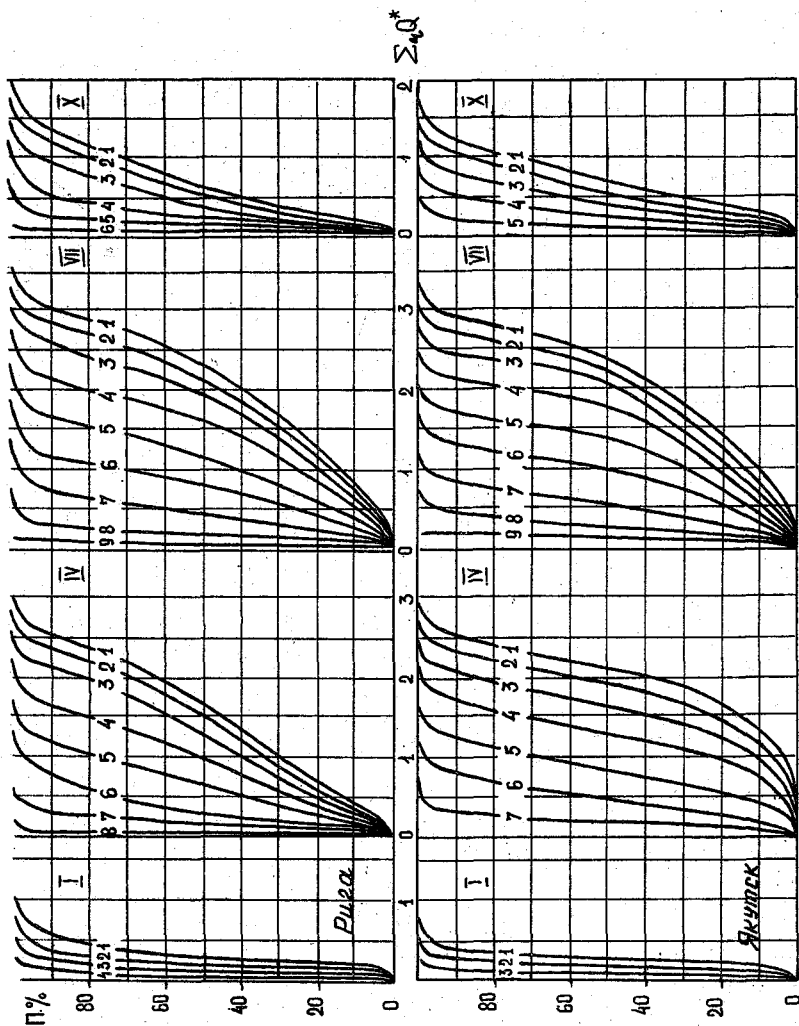


Рис. 26. Интегральная повторяемость часовых сумм суммарной радиации в Риге и Якутске.

ную повторяемость часовых сумм для определенного часового интервала t :

1 - I2-I3; 2 - I3-I4; 3 - I4-I5; 4 - I5-I6; 5 - I6-I7;
6 - I7-I8; 7 - I8-I9; 8 - I9-20; 9 - 20-21.

Для оценки характера распределения исследуемой величины использовался метод моментов / 8 /. В результате расчетов были получены следующие характеристики распределения $\sum_z Q$, приведенные в табл. I:

средняя величина $a = 1/n \sum_{i=1}^n X_i$,

среднеквадратическое отклонение $\sigma_x = \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - a)^2 / (n-1)}$,

коэффициент изменчивости $C_v = \sigma_x / a$,

коэффициент асимметрии $A = \mu_3 / \sigma_x^3$,

эксцесс $E = \mu_4 / \sigma_x^4 - 3$, где μ_3 и μ_4 центральные моменты 3-го и 4-го порядков.

Центральный момент 5-го порядка $\mu_5 = \sum_{k=1}^b (X_k - a)^5 p_k(X)$, p_k - плотность вероятности величины X_k ,

M - медиана - значение величины X_i , меньше которого в эмпирическом распределении насчитывается половина всех случаев,

m - мода, значение величины X_i , при котором плотность вероятности имеет максимум (значение середины интервала, в котором отмечается наибольшая частотность).

Величины a , σ_x , m , M - даны в МДж/м².

Кроме того, в табл. I приведены: n - число случаев в рассматриваемой совокупности, среднеквадратичные отклонения коэффициента асимметрии

$$\sigma(A) = \sqrt{6(n-1)/(n+1)(n+3)}$$

и эксцесса $\sigma(E) = \sqrt{24n(n-2)(n-3)/(n-1)^2(n+3)(n+5)}$,

параметр Пирсона $K = A^2(E+3)^2/4(4E-3A^2)(2E-3A^2-6)$,

τ , h_0 - истинное время и высота Солнца для середины часового интервала.

Ширина интервала для января в Риге и Якутске принималась равной $2 \text{ кал/см} = 0,08 \text{ МДж/м}^2$, во всех остальных случаях $5 \text{ кал/см}^2 = 0,21 \text{ МДж/м}^2$.

В таблице приведены данные только для тех часовых интервалов, для которых выполнялись соответствующие требования к длине интервала, числу интервалов и числу случаев в каждом интервале / 5 /.

Для Ташкента и Якутска в один часовой интервал объединены совокупности значений X_i дополуденных и послеполуденных часовых интервалов при одинаковых высотах Солнца. Для Владивостока и Риги расчет

характеристик проведен раздельно для послеполуденных и дополуденных интервалов. Наибольшее различие характеристик отмечено для утренних и вечерних интервалов во Владивостоке в июле, когда влияние облачности проявляется в наибольшей мере.

Таблица

Статистические характеристики часовых сумм
суммарной радиации

	τ	h_0	a	G_x	M	m	A	E	C_v	K
Январь										
	$n = 928$			$G(A) = 0,08$			$G(E) = 0,16$			
Ташкент	12,5	27,6	1,11	0,57	1,19	1,58	-0,20	-1,16	0,51	-0,01
	13,5	24,5	0,96	0,50	1,00	1,36	-0,05	-2,18	0,52	0,01
	14,5	18,8	0,67	0,37	0,68	0,94	-0,03	-1,15	0,55	0,00
	$n = 465$			$G(A) = 0,11$			$G(E) = 0,22$			
Владивосток	12,5	25,6	1,36	0,36	1,44	1,58	-1,08	0,86	0,22	-0,65
	13,5	22,8	1,20	0,31	1,26	1,36	-1,05	1,22	0,26	-0,29
	14,5	17,2	0,86	0,25	0,90	0,94	-0,85	0,76	0,29	-1,00
	$n = 277$			$G(A) = 0,14$			$G(E) = 0,29$			
Рига	12,5	11,8	0,28	0,19	0,25	0,23	0,72	0,23	0,68	-0,22
	13,5	9,8	0,21	0,15	0,19	0,04	0,70	0,65	0,71	-0,24
	14,5	5,5	0,11	0,09	-	0,04	1,22	0,81	0,82	-0,56
	$n = 930$			$G(A) = 0,08$			$G(E) = 0,16$			
Якутск	12,5	6,8	0,22	0,11	0,23	0,21	0,68	0,48	0,50	-0,91
	13,5	5,1	0,15	0,09	0,14	0,12	0,72	0,27	0,60	-0,44
	14,5	1,8	0,06	0,04	-	0,04	1,99	3,99	0,67	-1,58
Апрель										
	$n = 900$			$G(A) = 0,08$			$G(E) = 0,16$			
Ташкент	12,5	58,2	2,24	0,97	2,50	3,26	-0,99	-0,46	0,43	-0,11
	13,5	53,0	2,07	0,90	2,30	2,84	-0,52	-0,93	0,43	-0,06
	14,5	44,3	1,76	0,78	1,95	2,41	-0,53	-0,88	0,44	-0,09
	15,5	35,0	1,33	0,63	1,47	1,78	-0,43	-1,01	0,47	-0,06
	16,5	23,6	0,80	0,43	0,85	1,16	-0,10	-1,11	0,54	0,00
	17,5	12,1	0,34	0,21	0,32	0,32	0,53	-0,56	0,62	0,00
	$n = 450$			$G(A) = 0,12$			$G(E) = 0,23$			
Владивосток	12,5	56,3	2,17	0,94	2,48	2,84	-0,65	-0,90	0,43	-0,12
	13,5	50,8	2,02	0,87	2,28	2,84	-0,62	-0,89	0,43	-0,12
	14,5	43,5	1,71	0,76	1,93	2,41	-0,58	-0,83	0,44	-0,11

продолжение табл.

	τ	h_0	a	b_x	M	m	β	E	C_v	K
	I5,5	33,5	I,30	0,59	I,46	I,78	-0,54	-0,88	0,45	-0,10
	I6,5	23,1	0,81	0,40	0,88	I,16	-0,34	-I,08	0,49	-0,04
	$n = 330$		$\sigma(\beta) = 0,13$				$\sigma(E) = 0,26$			
Рига	I2,5	42,5	I,56	0,79	I,69	2,41	-0,25	-I,30	0,51	-0,02
	I3,5	40,0	I,47	0,76	I,61	2,20	-0,26	-I,27	0,52	-0,02
	I4,5	34,5	I,29	0,68	I,39	I,78	-0,21	-I,18	0,53	-0,01
	I5,5	28,0	0,97	0,56	I,01	0,52	-0,03	-I,30	0,58	0,00
	I6,5	20,3	0,65	0,39	0,66	0,10	0,10	-I,14	0,60	0,00
	$n = 900$		$\sigma(\beta) = 0,08$				$\sigma(E) = 0,16$			
Якутск	I2,5	37,7	I,97	0,47	2,06	2,20	-0,89	0,62	0,24	-0,64
	I3,5	35,5	I,84	0,45	I,93	2,00	-0,76	0,20	0,24	-0,38
	I4,5	31,3	I,60	0,41	I,68	I,78	-0,69	-0,05	0,26	-0,26
	I5,5	25,8	I,24	0,36	I,29	I,36	-0,44	-0,15	0,29	-0,17
	I6,5	I9,8	0,85	0,30	0,86	0,94	-0,10	-0,46	0,35	-0,01
	I7,5	I2,3	0,46	0,22	0,43	0,32	0,44	-0,02	0,48	-0,24
	Июль									
	$n = 930$		$\sigma(\beta) = 0,08$				$\sigma(E) = 0,16$			
Ташкент	I2,5	70,0	3,21	0,41	3,29	3,26	-3,20	I6,64	0,13	-8,01
	I3,5	63,7	3,02	0,41	3,09	3,04	-3,45	I6,03	0,14	-9,75
	I4,5	52,8	2,63	0,41	2,65	2,84	-3,07	11,63	0,16	-4,78
	I5,5	42,1	2,11	0,36	2,18	2,20	-2,88	10,45	0,17	-4,77
	I6,5	31,5	I,49	0,30	I,55	I,58	-2,13	5,84	0,20	-3,68
	I7,5	20,3	0,85	0,21	0,88	0,94	-I,09	3,38	0,25	-I,53
	$n = 527$		$\sigma(\beta) = 0,11$				$\sigma(E) = 0,21$			
Владивосток	I2,5	68,0	I,89	I,04	I,83	3,26	0,01	-I,44	0,55	0,00
	I3,5	62,0	I,82	0,98	I,80	3,04	0,00	-I,40	0,54	0,00
	I4,5	52,4	I,59	0,89	I,57	2,62	-0,01	-I,40	0,56	0,00
	I5,5	42,0	I,24	0,72	I,16	2,20	0,10	-I,33	0,58	0,00
	I6,5	31,0	0,87	0,53	0,78	I,58	0,20	-I,33	0,61	0,01
	I7,5	20,0	0,48	0,33	0,42	0,10	0,37	-I,14	0,69	0,04
	$n = 341$		$\sigma(\beta) = 0,13$				$\sigma(E) = 0,26$			
Рига	I2,5	54,6	2,01	0,85	2,18	2,84	-0,41	-I,11	0,42	-0,06
	I3,5	51,3	I,90	0,79	2,03	2,62	-0,36	-I,00	0,42	-0,04
	I4,5	45,8	I,67	0,73	I,82	2,41	-0,45	-0,98	0,44	-0,07
	I5,5	38,3	I,41	0,62	I,52	2,00	-0,50	-0,86	0,44	-0,09
	I6,5	30,5	I,09	0,49	I,19	I,58	-0,38	-0,93	0,45	-0,05
	I7,5	22,3	0,74	0,35	0,79	0,94	-0,24	-0,70	0,47	-0,03

продолжение табл.										
	τ	h_0	a	σ_x	M	m	μ	E	C_v	K
	$n = 1057$			$\sigma(\mu) = 0,08$			$\sigma(E) = 0,15$			
Якутск	I2,5	41,7	2,05	0,76	2,31	2,62	-0,77	-0,48	0,37	-0,20
	I3,5	39,2	1,98	0,74	2,28	2,62	-0,83	-0,52	0,37	-1,03
	I4,5	29,4	1,52	0,58	1,71	2,00	-0,77	-0,56	0,38	-0,19
	I5,5	22,8	1,19	0,48	1,34	1,58	-0,65	-0,73	0,40	-0,14
	I6,5	15,8	0,84	0,37	0,93	0,94	-0,46	-0,97	0,44	-0,07
	I7,5	8,9	0,52	0,25	0,56	0,74	6,28	-1,38	0,48	
Октябрь										
	$n = 992$			$\sigma(\mu) = 0,08$			$\sigma(E) = 0,16$			
Ташкент	I2,5	40,0	1,89	0,63	2,07	2,20	-1,31	1,03	0,33	-0,62
	I3,5	36,7	1,69	0,57	1,84	2,00	-1,15	0,66	0,34	-0,52
	I4,5	30,0	1,36	0,47	1,48	1,58	-0,91	0,21	0,35	-0,38
	I5,5	21,0	0,88	0,36	0,94	0,94	-0,50	-0,26	0,41	-0,16
	$n = 496$			$\sigma(\mu) = 0,11$			$\sigma(E) = 0,22$			
Владивосток	I2,5	37,5	1,76	0,65	1,98	2,20	-0,86	-0,30	0,37	-0,25
	I3,5	34,1	1,58	0,60	1,78	2,00	-0,78	-0,49	0,38	-0,20
	I4,5	27,9	1,27	0,49	1,39	1,58	-0,76	-0,32	0,39	-0,22
	I5,5	19,7	0,81	0,36	0,85	0,94	-0,38	-0,64	0,44	-0,07
	$n = 310$			$\sigma(\mu) = 0,14$			$\sigma(E) = 0,27$			
Рига	I2,5	24,0	0,68	0,45	0,59	0,32	0,53	-0,74	0,66	-0,10
	I3,5	22,0	0,60	0,42	0,52	0,10	0,52	-0,88	0,70	-0,09
	I4,5	18,0	0,44	0,31	0,34	0,10	0,68	-0,46	0,70	-0,18
	$n = 1055$			$\sigma(\mu) = 0,08$			$\sigma(E) = 0,15$			
Якутск	I2,5	19,8	0,71	0,33	0,66	0,52	0,56	-1,06	0,46	-0,09
	I3,5	17,9	0,62	0,30	0,58	0,52	0,58	-0,19	0,48	-0,09
	I4,5	14,2	0,44	0,25	0,39	0,32	0,85	0,43	0,57	-0,49

Приведенные в таблице характеристики имеют отчетливый дневной ход, связанный с изменением высоты Солнца и вызванным этим изменением предельных значений $\sum_n Q$.

В каждом из рассмотренных случаев средняя величина a , среднее квадратическое отклонение σ_x , медиана M и мода m растут с увеличением высоты солнца. Медиана M несущественно отклоняется от a , между M и a наблюдается практически одинаковая во всех случаях линейная связь. Мода m также связана с a , в среднем m параболически растет с увеличением a . При средних значениях

$a < 0,84 \text{ МДж/м}^2$ мода располагается левее среднего, т.е. m меньше

среднего ($A < 0$), при $a > 0,84 \text{ МДж/м}^2$ мода больше среднего ($A > 0$) Экспесс, как правило, при $a > 0,4 \text{ МДж/м}^2$ меньше нуля. Исключение составляют значения E для июля в Ташкенте, когда E достигает больших положительных значений, и для января во Владивостоке. При $a < 0,4 \text{ МДж/м}^2$ $E > 0$ и, значительно изменяясь при $a < 0,4$, практически не меняется при $a > 0,4 \text{ МДж/м}^2$. Коэффициенты асимметрии и эксцесса по / 5 / считаются существенными, если $|A| > 36(A)$ $|E| > 36(E)$. Из таблицы следует, что в большинстве случаев приведенные неравенства выполняются.

Наибольшие коэффициенты изменчивости часовых сумм ΣQ отмечаются в Риге для января, наименьшие - в Ташкенте для июля, во Владивостоке - для января. Как правило, разброс значений часовых сумм не превышает 36, однако вследствие асимметрии распределения ΣQ , разброс значений вправо и влево от среднего имеет различные диапазоны порядка 26 или 36.

Представленные в таблице характеристики могут быть использованы для оценки возможности аппроксимации эмпирического распределения известными теоретическими кривыми.

Рассмотрим некоторые наиболее часто используемые в практике законы распределения.

а) Нормальный закон распределения предполагает изменение величин от $-\infty$ до $+\infty$, при этом коэффициенты асимметрии и эксцесса равны нулю. Для часовых сумм суммарной радиации, которые изменяются в ограниченных пределах, эти требования не выполняются. В отдельных случаях, когда $A \approx 0$, $E > 36(E)$ и когда $E \approx 0$, $A > 36(A)$.

б) Для экспоненциального распределения выполняется соотношение $a = 6A / 3,6$. Из таблицы следует, что во всех рассмотренных случаях $a > 6A$.

в) Для распределения Рэлея

$$A = \frac{2(\pi - 3) \cdot \sqrt{\pi}}{(4 - \pi) \cdot \sqrt{4 - \pi}} \approx 0,63; \quad E = -\frac{6\pi^2 - 24\pi + 16}{(4 - \pi)^2} \approx -0,3.$$

По данным таблицы значения A , близкие к 0,63, наблюдаются в январе в Риге и Якутске, но при этом $E > 0$, во всех остальных случаях $A < 0$.

г) При распределении Максвелла

$$A = -\frac{(5\pi - 16) \cdot 2\sqrt{2}}{(3\pi - 4) \cdot \sqrt{3\pi - 4}} \approx 0,067; \quad E = \frac{15\pi^2 + 16\pi - 64}{(3\pi - 4)^2} - 3 = 1,56.$$

Близкие к этим значения A отмечаются в июле во Владивостоке, но при этом $E < 0$.

$$\text{д) Для логарифмически нормального распределения } A = 3C_v + C_v^3 > 0$$

$$E = 16C_v^2 + 15C_v^4 + 6C_v^6 + C_v^8 > 0.$$

Положительные значения E и A отмечаются в январе в Риге и Якутске, в большинстве других случаев $A < 0$, $E < 0$ или $A > 0$, $E < 0$; $A < 0$, $E > 0$.

Таким образом, предварительные оценки показывают, что рассмотренные законы распределения неприменимы для представления эмпирического распределения часовых сумм суммарной радиации.

По данным / 4 /, различные типы одномодального распределения могут быть представлены системой кривых Пирсона. Тип кривой определяется параметром Пирсона K , значения которого приведены в последней колонке таблицы. Полученные в нашем случае значения $K \leq 0$, т.е. возможные для аппроксимации кривые Пирсона при $K < 0$ относятся к типу I (подтипы УШ, IX, XII), при $K = 0$ $A > 0$ и $E < 0$ - к типу II.

Подбор параметров распределения Пирсона будет осуществлен в дальнейшем.

Список литературы

1. Актинометрический ежемесячник. Л., изд. СЗ УИМС, 1969 - 1978, № 1, 4, 8, 10.
2. Барашкова Е.П. Некоторые закономерности в режиме суммарной радиации. - Труды ИГО, 1959, вып. 80, с. 51-69.
3. Бродский А.Д., Кан В.Л. Краткий справочник по математической обработке наблюдений. Стандартгиз, М., 1960, 167 с.
4. Брукс К., Краузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. - Л., Гидрометеоиздат, 1963, 416 с.
5. Видуев Н.Г., Кондра Г.С. Вероятностно-статистический анализ погрешностей измерений. - М., Недра, 1969, 320 с.
6. Казакевич Д.И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. - Л., Гидрометеоиздат, 1977, 319 с.
7. Сивков С.И. Закономерности распределения суточных сумм солнечной радиации по отдельным часовым промежуткам. - Труды ИГО, 1968, вып. 223, с. 125-131.
8. Шиголов Б.М. Математическая обработка наблюдений. - М., Наука, 344 с.

Л.А.Говорушкин, Г.П.Гушин,
А.А.Елисеер

О МЕТОДИКЕ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ФИЛЬТРОВЫХ ОЗОНОМЕТРОВ

Для измерения общего содержания озона в атмосфере (ОСО) посредством интегрального метода / 3 / необходимо знать спектральную чувствительность озонметра в рабочем диапазоне длин волн 280-400 нм.

Для измерения спектральной чувствительности озонметра служит стекл, описанный в / 3 /, состоящий из источника излучения, спектрофотометра СФ-4 и калибровочного приемника излучения с известной спектральной чувствительностью. Источник излучения-дейтериевая лампа ДНК-90 / 6 / - имеет удовлетворительные метрологические характеристики, сплошной спектр в рассматриваемом диапазоне длин волн с максимумом излучения около 230 нм.

Спектральной чувствительностью радиометра S_λ , согласно ОСТ 52.04.10-82, является чувствительность радиометра к монохроматическому излучению. Для озонметра достаточно определить относительную спектральную чувствительность в двух его каналах / 3 /, но при этом необходимо во время измерений не исказить соотношение чувствительностей этих каналов / 3 /. Это достигается неизменностью установки озонметра в период измерения спектральной чувствительности двух его каналов, выделяемых I и 2-м светофильтрами.

Для измерения спектральной чувствительности озонметра используется монохроматический источник света (упомянутый спектрофотометр СФ-4 с лампой ДНК-90), который предварительно калибруется. Калибровка монохроматического источника заключается в нахождении для разных длин волн при неизменных щелях отсчетов S_λ (чп) по приемнику излучения с черной (или нейтральной) рабочей поверхностью, установленному перед выходной щелью спектрофотометра. В этом случае измерение спектральной чувствительности озонметра сводится к нахождению отсчетов S_λ по озонметру, установленному перед выходной щелью откалиброванного спектрофотометра (на месте черного приемника излучения), и определению отношения

$$S_\lambda = \frac{S_\lambda}{S_\lambda(\text{чп})} \quad (1)$$

В том случае, когда для калибровки монохроматического источника используется откалиброванный селективный приемник излучения, применяется следующая формула:

$$S_{\lambda}(\text{СП}) = \frac{J_{\lambda}(\text{СП})}{J_{\lambda}(\text{ЧП})}, \quad (2)$$

где $S_{\lambda}(\text{СП})$ — спектральная чувствительность селективного приемника излучения;

$J_{\lambda}(\text{СП})$ — отсчет по селективному приемнику излучения, установленному перед выходной щелью спектрофотометра.

Из формул (1) и (2) следует, что

$$S_{\lambda} = S_{\lambda}(\text{СП}) \cdot \frac{J_{\lambda}}{J_{\lambda}(\text{СП})}. \quad (3)$$

Формула (3) подобна формуле (1), если в (3) принять, что

$$J_{\lambda}(\text{ЧП}) = \frac{J_{\lambda}(\text{СП})}{S_{\lambda}(\text{СП})}. \quad (4)$$

Величина (4) для селективных приемников излучения (например, Ф-26) эквивалентна калибровочным отсчетам $J_{\lambda}(\text{ЧП})$ по черному приемнику излучения (например, по радиационному термоэлементу).

В качестве калибровочных приемников излучения использовались термоэлектрические и фотоэлектрические приемники. Калибровочными приемниками, не селективными в большом диапазоне длин волн, служили преобразователи (радиационные термодпары) типа РТН-20С, разработанные ВНИИОФИ и аттестованные Госстандартом как рабочие средства измерений / 4 /. Эти приемники компенсированы, размеры их черной приемной поверхности $1,5 \times 12,0$ мм удовлетворительно согласуются с размерами выходной щели спектрофотометра СФ-4. Сапфировое окно приемников не имеет полос поглощения в диапазоне 280–400 нм. Калибровочными приемниками служили также термоэлектрические компенсированные приемники ЛЭТИ, имеющие черную приемную поверхность и кварцевое окно. В качестве калибровочного селективного приемника излучения использовался фотоэлемент Ф-26, спектральная чувствительность которого для диапазона 280–400 нм была определена во ВНИИОФИ. Спектрофотометр СФ-4 был откалиброван по длинам волн с помощью ртути лампы ДРГС-30 и проверен на отсутствие рассеянного света на выходной щели.

Указанные приемники излучения располагались поочередно у выходной щели спектрофотометра для калибровки СФ-4. На рис. 1 приведены значения $J_{\lambda}(\text{ЧП})$, полученные с использованием различных калибровочных приемников. Кривая 1 — фотоэлемента Ф-26, кривые 2–5 — различных термоэлектрических приемников. Все ординаты для удобства

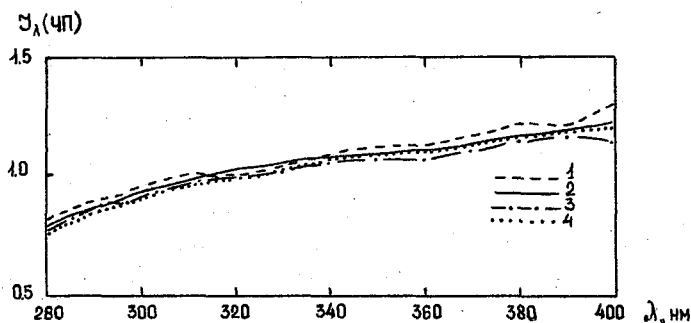


Рис. I. Значения S_{λ} (чп) в зависимости от длины волны λ для разных калибровочных приемников излучения.

1 - фотоэлемент Ф-26; 2 - радиационный термоэлемент ЛЭТИ № 1621, 3 - радиационный термоэлемент ЛЭТИ № 1622; 4 - радиационный термоэлемент ВНИИОФИ РТН20С № 608.

использования были нормированы относительно ординаты при $\lambda = 315$ нм. Каждая кривая была получена как средняя из нескольких, при этом коэффициент вариации ординаты кривой приемника колебался в пределах 0,5-2,0 % для различных приемников и в различных участках спектрального диапазона. Численный эксперимент с использованием приведенных кривых для расчета озонной номограммы / 3 / показал, что погрешность определения ОСО за счет погрешности измерения спектральной чувствительности калибровочного приемника не превышает 1 %.

Стабильность спектрального излучения лампы ДНК-90 оценивалась путем измерений излучения в течение года при постоянных условиях эксперимента одним термоэлектрическим приемником ЛЭТИ, стабильность которого была установлена. Как оказалось, за этот период относительное уменьшение спектрального излучения лампы было в пределах точности одинаковым на всех длинах волн и составляло около 5 %.

С использованием описанной методики и результатов были измерены значения относительной спектральной чувствительности озонметров в диапазоне 280-400 нм. Эти значения были использованы для расчетов рабочих озонных номограмм приборов М-83 и М-124.

Известно, что озонметры М-83, используемые для измерений ОСО на сети гидрометеорологических станций СССР, имеют в качестве приемника фотоэлемент Ф-4 / 1,2,3 /. После введения в действие ГОСТ 20338-74 интегральная чувствительность этих фотоэлементов технологически была увеличена в 1,5-2 раза. При этом произошло некото-

рое смещение длинноволновой границы спектральной чувствительности в длинноволновую область. При попытке использования этих фотоэлементов в озонметрах М-83 была обнаружена дополнительная чувствительность озонметров к красному свету. Чувствительность к красному свету определялась по методике, описанной в / 3 /, путем использования светофильтра КС-13.

Для оценки возможности использования в озонметрах М-83 и М-124 других типов фотоэлементов были рассмотрены справочные материалы / 1 / и экспериментально исследована пригодность фотоэлементов Ф-17, Ф-18, Ф-26, Ф-27, Ф-29 и других, в том числе имеющих максимум чувствительности, сдвинутый в коротковолновую сторону. Как оказалось, все перечисленные фотоэлементы менее пригодны для использования в озонметрах, чем фотоэлементы Ф-4, так как имеют относительно большую чувствительность при $\lambda > 600$ нм.

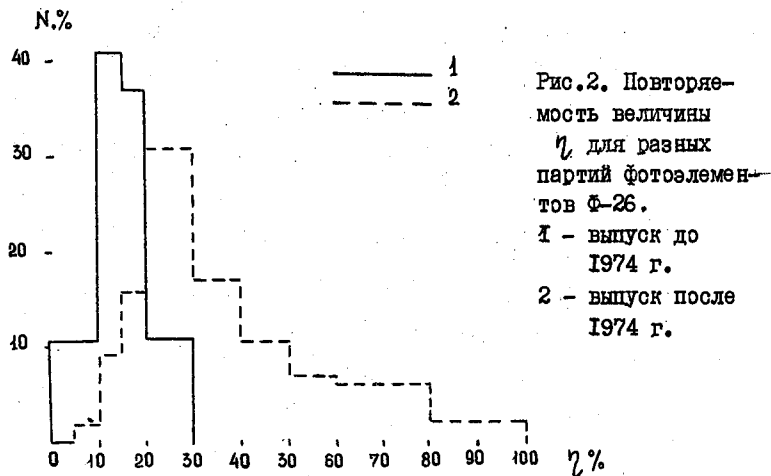
Поэтому комплектование озонметров М-83 и М-124 осуществлялось фотоэлементами Ф-4, предварительно отобранными / 3 /.

Отбор фотоэлементов Ф-4 происходил следующим образом. Фотоэлемент, установленный на оптической скамье, облучался от лампы накаливания типа АЛ2-55. При поочередном экранировании фотоэлемента стеклом ФС-1 (диапазон пропускания 300 - 500 нм) и стеклом КС-11 (диапазон пропускания $\lambda \geq 600$ нм) измерялся фототок J и затем вычислялось отношение $\eta = \frac{J(\text{КС-11})}{J(\text{ФС-1})}$, где в скобках указан тип светофильтра, при наличии которого измерялся фототок. Величину η можно считать мерой паразитной чувствительности фотоэлемента к красному свету. Как показало сопоставление результатов лабораторного определения η и полевых измерений с использованием озонметров и светофильтра КС-13 / 3 /, значение η для фотоэлемента Ф-4 не должно превышать 0,25. При этом погрешность измерения ОСО, обусловленная паразитным красным светом, при самых неблагоприятных условиях (высота солнца 10°) не превышает 2 %. При высоте солнца больше 15° эта погрешность составляет доли процента и быстро уменьшается с ростом высоты солнца.

Чтобы избежать массовых лабораторных экспериментов по отбору фотоэлементов, была исследована возможность отбора фотоэлементов по их характеристикам, определяемым заводом-изготовителем для каждого фотоэлемента и указываемым в паспорте. Этими характеристиками является интегральная чувствительность, а также спектральная на длинах волн 215, 400, 600 нм. Для этой цели более чем у 500 фотоэлементов были исследованы корреляционные связи между значениями η и перечисленными паспортными характеристиками фотоэлемента. Было установлено, что ни одна из перечисленных характеристик, ни их различные комбинации не позволяют достоверно определить значение η . Таким путем была показана необходимость индивидуального отбора

фотоэлементов.

На рис.2 показаны гистограммы повторяемости значений η для



партий фотоэлементов, выпущенных до 1974 г. (1) и после 1974 г. (2), согласно ГОСТ 20338-74. Как видно, фотоэлементы, выпускаемые после 1974 г., имеют в среднем заметно большую относительную чувствительность к красному свету (величину η).

Наряду с отбором, уменьшение паразитной чувствительности фотоэлементов может быть достигнуто их старением / 5 /. Старение нескольких фотоэлементов осуществлялось путем их длительного экспонирования в освещенной рабочей комнате. Для этого фотоэлементы включались в цепь питания так, чтобы сила тока при максимальной освещенности фотоэлемента не превышала 10^{-5} А. Наблюдавшееся при этом уменьшение чувствительности в диапазоне 300 - 500 нм (фильтр ФС-I) было в несколько раз меньше, чем уменьшение чувствительности в области больше 600 нм (фильтр КС-II). В таблице приведена зависимость значения критерия η от времени старения фотоэлементов.

Таблица

Значения η в зависимости от времени

№ фотоэлемента	Время, ч					
	0	400	650	800	1270	1420
295	0,30	0,33	0,22	-	0,13	0,13
265	0,49	-	0,19	0,18	-	-

Как видно из таблицы для состариваемых элементов, первоначаль-

по непригодных, удалось уменьшить значение η в 2,5 - 3 раза, то есть сделать фотоэлементы пригодными для использования в озонметре. Недостатком этой методики является большая длительность старения.

Список литературы

1. Берковский А.Г., Гаванин В.А., Зайдель И.Н. Вакуумные фотоэлектрические приборы.-М., Энергия, 1976, 343 с.
2. ГОСТ 20338-74. Фотоэлемент Ф-4.
3. Гущин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере.-Л., Гидрометеоиздат, 1983, 238 с.
4. Соколов М.В. Прикладная биофотометрия.-М., Наука, 1982, 132 с.
5. Хлебников Н.С., Синицын П.А. Утомление сурьмяно-цезиевых фотокатодов.-ЖТФ, т.Х, вып.22, 1940.
6. Шишадкая Л.П., Мищенко Е.Д. Вторичный эталонный излучатель в УФ области спектра-дейтериевая лампа ДНК-90.-В кн.: Проблемы практической фотобиологии. Пушкино, ИЦБИ АН СССР, 1977, с.84-89.

ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ ИЗМЕРЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

Вряд ли необходимо доказывать, что без теории горизонтальной дальности видимости в атмосфере невозможно организовать инструментальные измерения этой характеристики. Вместе с тем улучшение качества информации о дальности видимости возможно только путем усовершенствования инструментальных методов измерения дальности видимости, следовательно, уровень наших знаний, связанных с вопросами теории горизонтальной дальности видимости, определяет и уровень практики измерений дальности видимости.

Для того чтобы вывести формулы, определяющие дальность видимости объектов в атмосфере, в том числе и метеорологическую дальность видимости (МДВ), достаточно иметь два уравнения: уравнение, определяющее понятие контраста, и уравнение, описывающее зависимость яркости, точнее, освещенности на зрачке приемника (глаза или фотометра), возникающей за счет рассеяния света объемом атмосферы, заключенным в пределах угла зрения приемника, от протяженности этого объема.

Известно, что под контрастом объекта K понимают отношение разности яркостей объекта B_o и фона B_ϕ к яркости фона, если она превышает яркость объекта, т.е.

$$K = \frac{B_o - B_\phi}{B_\phi} = 1 - \frac{B_\phi}{B_o} \quad (I)$$

Контраст объекта, обуславливающий видение объекта, может изменяться за счет рассеивающих свойств атмосферы, от 1 до 0 по мере удаления наблюдателя от объекта.

Когда видимый контраст объекта достигнет минимального (порогового) значения, расстояние до объекта принимается равным значению дальности видимости данного объекта. Если объектом наблюдения является аналог абсолютно черной поверхности (черный щит), собственная яркость которого $B_o = 0$, а неискаженный дымкой контраст равен 1, то дальность видимости такого объекта называют МДВ. Таково простое, физически обоснованное содержание величины „дальность видимости объектов”, которое только тогда имеет смысл, когда существует реальный объект, видимость которого мы хотим определить. Другие интерпретации МДВ, как, например, „длина пути в атмосфере с коэффициентом пропускания 0,05” или „МДВ есть аналог прозрачности атмосферы” являются производными и опираются на выводы теории горизон-

тальной дальности, т.е. они достоверны в той степени, в какой достоверна сама теория, установившая указанную ранее аналогию величин.

Вывод уравнения, определяющего закономерность изменения яркости дымки с расстоянием, весьма сложен и связан с решением основной задачи атмосферной оптики — рассеянием света в атмосфере.

Кошмидер, разрабатывая теорию горизонтальной дальности видимости / 4 /, установил, что яркость столба оптически однородной атмосферы единичного сечения изменяется с изменением длины столба в соответствии со следующей формулой, которую он назвал световоздушной формулой

$$B_L = B_{\max} \cdot (1 - e^{-\alpha L}), \quad (2)$$

где B_L — яркость столба атмосферы единичного сечения протяженностью L ;

$B_{\max}$ — максимальная яркость бесконечно протяженного столба атмосферы;

α — показатель ослабления атмосферы.

Используя уравнения (1) и (2) и имея в виду, что объектом наблюдения является черный щит, собственная яркость которого равна 0, приходим к заключению, что видимый контраст черного щита изменяется в соответствии со следующим равенством

$$K = e^{-\alpha L}, \quad (3)$$

т.е. этот контраст при постоянном L зависит только от показателя ослабления α или коэффициента пропускания T слоя атмосферы, так как

$$\alpha = \frac{1}{L} \ln \frac{1}{T}. \quad (4)$$

Если рассмотреть предельные условия, когда $K_{\min} = \varepsilon$, а $L = S_m$, где ε — принятый порог контрастной чувствительности глаза, S_m — МДВ, т.е.

$$\varepsilon = e^{-\alpha S_m}, \quad (5)$$

и решить равенство (5) относительно S_m , то получим, что

$$S_m = \frac{\ln 1/\varepsilon}{\alpha}. \quad (6)$$

Таким образом, МДВ также является однозначной характеристикой прозрачности атмосферы. Поэтому единственная цель инструментальных измерений МДВ, если исходить из полученных выводов, заключается в определении показателя ослабления, независимо от того, измеряет прибор непосредственно коэффициент пропускания слоя атмосферы (формула 4) или видимый контраст черного щита (формула 3), или какие-либо параметры рассеяния.

Все действующие в настоящее время методические документы регламентирующие измерение МДВ, как например / 2,3 /, опираются на рассмотренные положения теории горизонтальной дальности видимости в однородной атмосфере, разработанной Кошмидером.

Многолетний опыт инструментальных измерений МДВ показал, что измеренные приборами значения МДВ слабо согласуются с результатами визуальной оценки МДВ по щитам опытными наблюдателями. Расхождение значений МДВ превышает те уровни, которые обусловлены естественными колебаниями порога контрастной чувствительности глаза наблюдателей. Источник указанных расхождений связан с двумя факторами: неточностью теоретических построений Кошмидера и необоснованностью применения теории, построенной для модели оптически однородной атмосферы, к условиям реальной атмосферы.

Этот вопрос был изучен автором статьи.

При выводе световоздушной формулы, Кошмидер не учитывал составляющую рассеянного потока, которая возникает за счет многократного рассеяния света на пути от рассеивающего объема к глазу. Не учитывал он и то, что рассеивающий объем в поле зрения прибора и глаза представляет собой конус, а не столб единичного сечения, кроме того, необходимо учитывать, что реальная атмосфера может не только рассеивать свет, но и поглощать его.

С учетом этих факторов была разработана уточненная теория горизонтальной дальности видимости в оптически однородной атмосфере, представленная в работе / 1 /.

Для упрощения изложения используем в данной статье только тот минимум формул усовершенствованной теории, который необходим для объяснения полученных нами экспериментальных результатов и ряда технических требований, предъявляемых к измерительным фотометрам.

Вместо световоздушной формулы (2) было получено следующее уравнение, описывающее изменение освещенности на зрачке глаза или прибора E_L , возникающей за счет рассеяния дневного света атмосферой внутри конуса зрения известной протяженности

$$E_L = \frac{\Delta\omega_{\text{пр}}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma}{\alpha} \cdot \int_{4\pi} \mathcal{I}_0(z') \cdot \mathcal{T}_0(z'z) d\omega' \cdot K [1 - e^{-\alpha L (1 - \frac{\Delta\omega_{\text{пр}}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma}{2} \cdot \mathcal{T}_0(0))}] \quad (7)$$

где $\Delta\omega_{\text{пр}}$ - телесный угол зрения приемника;

σ - объемный коэффициент рассеяния;

K - коэффициент, учитывающий влияние многократного рассеяния;

$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \mathcal{I}_0(z') \mathcal{T}_0(z'z) d\omega'$ - интеграл яркости;

$\gamma_0(\phi)$ - нормированный объемный коэффициент рассеяния под углами, близкими к 0° .

Если уравнению (7) придать ту форму записи, которая соответствует равенству (2), то оно будет иметь следующий вид:

$$E_L = \Delta \omega_{np} \cdot K \cdot B_{\max} \left[1 - e^{-\alpha L \left(1 - \frac{\Delta \omega_{np}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma}{\alpha} \cdot \gamma_0(\phi) \right)} \right]. \quad (8)$$

В том случае, когда L становится равным бесконечности, возникает максимальная освещенность на зрачке приемника.

$$E_{\max} = \Delta \omega_{np} \cdot K \cdot B_{\max}. \quad (9)$$

Отношение освещенностей будет равно

$$E_L / E_{\max} = 1 - e^{-\alpha L \left(1 - \frac{\Delta \omega_{np}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma}{\alpha} \cdot \gamma_0(\phi) \right)}. \quad (10)$$

Имея в виду, что отношение освещенностей равно для прибора отношению аналогичных яркостей, и используя уравнения (I) и (IO), получим, что видимый контраст черного щита на фоне насыщенной дымки или тумана равен

$$K = e^{-\alpha L \left(1 - \frac{\Delta \omega_{np}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma}{\alpha} \cdot \gamma_0(\phi) \right)}. \quad (11)$$

Таким образом, в отличие от ранее рассмотренной зависимости, представленной формулой (3), видимый контраст черного щита зависит не только от показателя ослабления (при $L = \text{const}$), но и от угла зрения приемника и параметров рассеивающей атмосферы.

Производя те же операции, которые мы проделали при выводе формулы (6), получим, что МДВ равна

$$S_M = \frac{\ln 1/\epsilon}{\alpha \cdot \left(1 - \frac{\Delta \omega_{np}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma}{\alpha} \cdot \gamma_0(\phi) \right)}. \quad (12)$$

Формула (12) показывает, что МДВ не является однозначной характеристикой показателя ослабления (прозрачности) атмосферы.

Если учесть формулы (10) и (11), то следует сделать вывод, что при инструментальном измерении МДВ необходимо измерять не прозрачность, а отношение освещенностей $E_L / E_{\max}$ и, следовательно, контраст черного щита, т.к. $S_M = \frac{L \cdot \ln 1/\epsilon}{L \cdot 1/K}$. Из рассмотренных ранее зависимостей (формулы 3, 4, 6), следует, что значение МДВ должно быть одинаковым как при измерении прозрачности атмосферы, так и

при измерении контраста черного щита.

Оценим значимость множителя в скобках в формулах (II) и (I2), который обозначим буквой М.

Результаты расчета представлены в табл. I.

Таблица I
Относительные изменения значений МДВ
при отклонении множителя М от I

М	I	0,95	0,9	0,8
$\Delta S_m/S_m$ (%)	0	+5,3	+11,3	+25,0

Рассмотрим, при каких параметрах фотометра, измеряющего отношение E_L/E_{max} , и оптических состояниях атмосферы могут возникнуть отклонения МДВ от коллимеровских значений, подобные представленным в табл. I, при этом будем считать, что поглощение в атмосфере отсутствует.

Легко рассчитать, что значение нормированного объемного коэффициента рассеяния $\gamma_{(0)}$ равно

$$\gamma_{(0)} = (1-M) \cdot \frac{16}{\delta^2}, \quad (I3)$$

где δ - плоский угол зрения приемника, выраженный в радианах.

Если принять $M = 0,9$, то погрешность $\Delta S_m/S_m$, составляющая 11,3 %, возникает при значениях углов зрения δ и коэффициентах рассеяния $\gamma_{(0)}$, представленных в табл. 2.

Таблица 2
Значения углов зрения δ и коэффициентов
рассеяния $\gamma_{(0)}$, при которых $\Delta S_m/S_m = 11,3 \%$, $M = 0,9$

Угол зрения δ (минут)	4	6	8	10	12	20	40
$\gamma_{(0)}$	10^6	$5 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^4$

Данные табл. 2 говорят о том, что при визуальной оценке МДВ, например, по щитам для условий наблюдения в оптически однородной плоской бесконечно протяженной рассеивающей атмосфере влияние указанного ранее многократного рассеяния очень незначительно, вероятно, в самых критических условиях не более 1-2 %, т.е. множитель М практически равен I.

В том случае, когда видимый контраст черного щита определяют с помощью фотометра, непосредственно измеряющего отношение E_L/E_{max} ,

угол зрения фотометра не должен быть большим, чтобы свести к минимуму искажения за счет многократного рассеяния. Кроме указанного требования к углу зрения фотометра, в работе / 5 / было показано, что существует ограничение при выборе диаметра входного зрачка фотометра. Главный вывод, который следует из предыдущего рассмотрения, сводится к тому, что при определении МДВ по результатам измерения прозрачности и измерения контраста черного щита с помощью правильно сконструированного фотометра мы должны получить одинаковый результат, если зондируется один и тот же слой атмосферы одинаковой длины.

Для осуществления экспериментальной проверки сделанных ранее выводов был разработан и построен двухлучевой компенсационный нулевой фотометр с углом зрения, равным 4 минутам, который измерял и регистрировал на диаграммной ленте отношение $E_L/E_{\text{пол}}$ с абсолютной погрешностью не более 0,01. Черный щит, контраст которого измеряли, был установлен на расстоянии 920 м. На этой же трассе производились измерения коэффициента пропускания атмосферы с помощью регистратора прозрачности типа М-37. Дополнительно МДВ регистрировалась с помощью серийного прибора типа РДВ-2. Кроме указанных приборов, для регистрации яркости фона был использован разработанный нами автоматический регистрирующий яркомер типа ФОНАР-1. Градуировки фотометров были проверены с помощью набора образцовых нейтральных светофильтров № 257, погрешность коэффициентов пропускания фильтров не превышала 0,5 %. При обработке материала измерений в показания фотометров вводились небольшие поправки на градуировку. Относительная спектральная чувствительность фотометров соответствовала аналогичной характеристике глаза. Высокая стабильность фотометра контрастов была экспериментально подтверждена при многочасовой регистрации контраста равномерно яркого белого экрана ($E_L/E_{\text{пол}} = 1$).

Был получен обширный материал синхронных регистраций МДВ и яркости фона вышеуказанными приборами.

Исследования показали, что ход процесса изменения МДВ и сами значения МДВ по регистраторам прозрачности атмосферы (М-37 и РДВ-2), в большинстве случаев не соответствуют изменениям и значениям МДВ по фотометру контрастов.

Для подтверждения сказанного на рис. 1 и 2 приведены два характерных случая регистрации МДВ с помощью регистраторов прозрачности атмосферы и фотометра контрастов. Чтобы убедиться, что изменения контраста черного щита, регистрируемые фотометром, соответствуют действительности, параллельно с регистрацией контраста фотометром, визуально наблюдали за ходом изменения контраста

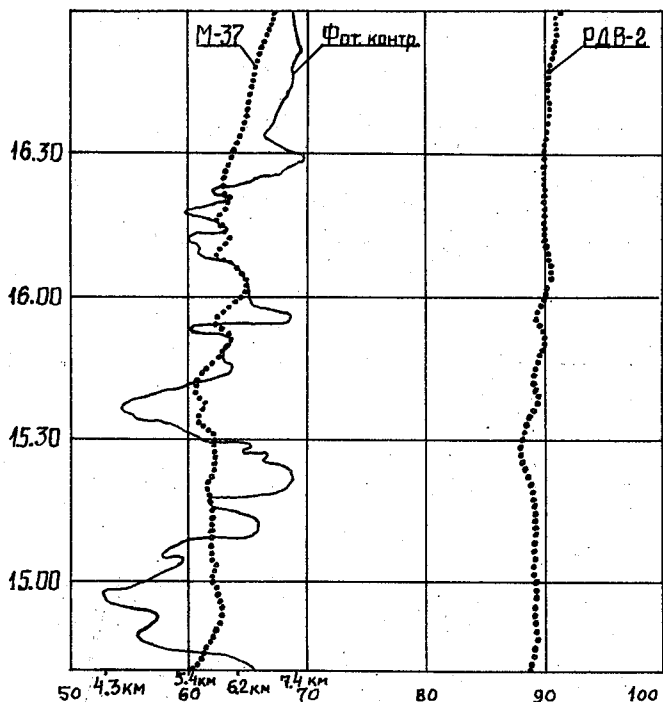


Рис.1. Пример регистрации значений МДВ приборами М-37, РДВ-2 и фотометром контрастов. 1.04.84.

щита. Эти наблюдения показали, что изменения контраста, фиксируемые фотометром и глазом, с учетом его чувствительности, всегда происходят синхронно.

Более детально связь значений МДВ, полученных тремя приборами, может быть проиллюстрирована данными табл.3.

Данные табл.3 показывают, что расхождения в значениях МДВ могут достигать десятков процентов.

Возникает предположение, что колебания МДВ, регистрируемые фотометром контрастов, могут быть вызваны колебаниями яркости фона (т.е. $E_{\text{фак}}$), на котором наблюдается щит. Однако это предположение не подтвердилось при экспериментальных исследованиях.

На рис.3 представлены диаграммы изменения яркости фона и приведенных значений МДВ, измеренных фотометром контрастов и М-37.

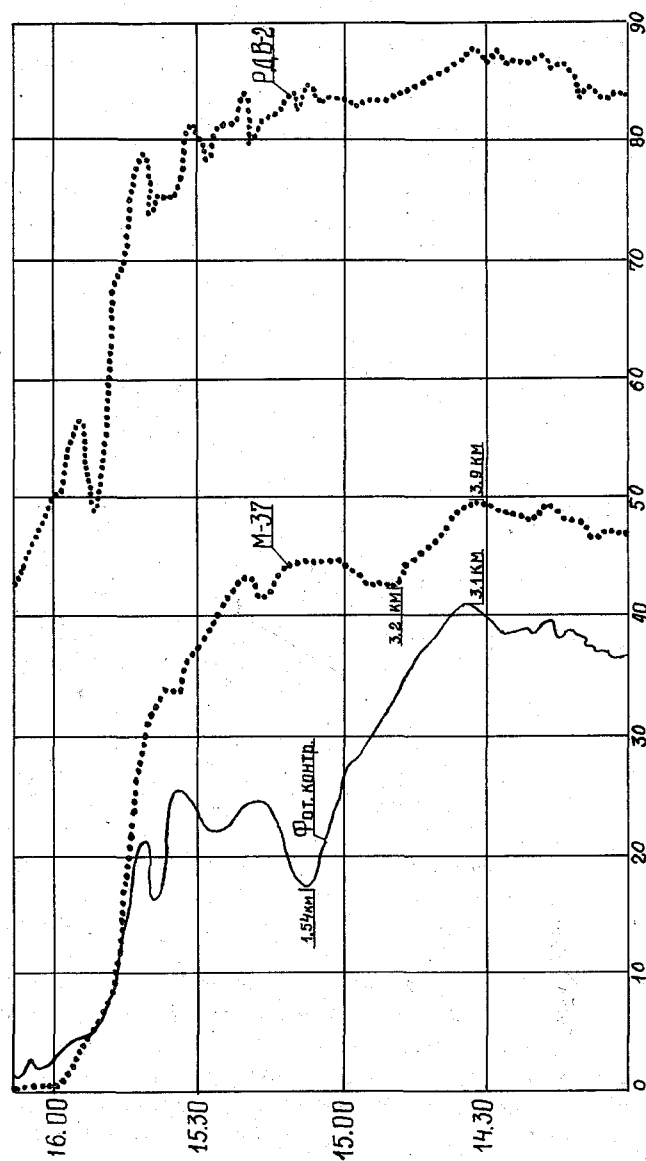


Рис. 2. Пример регистрации МВ. 17.03.83.

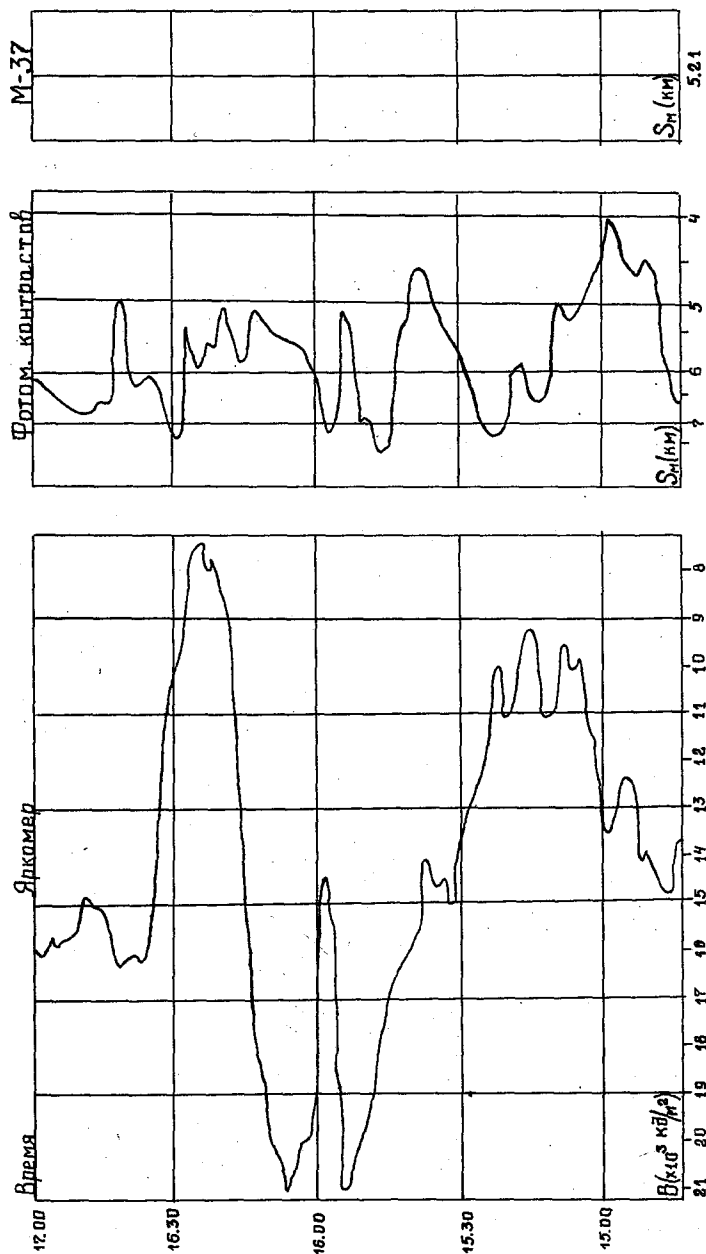


Рис.3. Диаграммы изменения яркости фона и приведенных значений МПВ.

Таблица 3

Значения МДВ, измеренные тремя приборами, 17.03.83
и 28.03.83 (дождь, морось).

Время	МДВ (км)			Отношение МДВ по Фот.контр. к МДВ по М-37
	М-37	Фотом.контрас- тов	РДВ-2	
17.03.83				
I3-I7	2.20	2.01	-	0,914
-31	2.93	2.70	3.44	0,922
-37	2.86	2.30	3.69	0,805
I4-05	3,50	2.70	3.44	0.772
-31	3.76	2.90	4.49	0.771
-34	3.76	2.97	4.30	0,790
-52	3.00	2.33	3.22	0.776
I5-07	3.20	1.54	3.44	0.480
-18	2.95	1.97	2.69	0.668
-25	2.93	1.77	2.85	0,604
-34	2.40	2.02	2.19	0.842
-38	2.30	1.50	2.08	0.652
-47	1.20	1.20	1.61	1.00
28.03.83				
9-32	2.86	3.7	-	1.294
I0-I0	3.20	4.04	-	1.263
-18	4.50	5.9	-	1.311
-29	3.70	4.6	-	1.243
-36	4.5	5.5	-	1.222
-43	4.3	6.2	-	1.442
-58	5.77	7.2	-	1.248
II-02	3.76	6.57	-	1.747
-08	5.77	7.63	-	1.322
-23	4.35	5.0	-	1.149
-43	4.9	6.2	-	1.265
I2-07	5.6	7.0	-	1.250
-20	4.35	5.3	-	1.218
-45	2.63	2.81	-	1.068
I3-07	2.11	2.32	-	1.099
-32	2.11	2.35	-	1.114
-46	2.5	2.90	-	1.16

продолж. табл. 3

Время	МДВ (км)		РДВ-2	Отношение МДВ по фот.контр. к МДВ по М-37
	М-37	Фотом.контрас- тов		
14-08	1.0	0.909	-	0.909
-21	1.35	1.33	-	0.985
15-58	1.1	0.96	-	0.873
16-18	1.9	1.9	-	1.00
16-38	2.6	2.6	-	1.00
17-10	3.36	3.9	-	1.161

Приведение заключалось в том, что из значений МДВ, измеренных фотометром контрастов была исключена составляющая, обусловленная колебаниями прозрачности атмосферы, зарегистрированными М-37.

Из рис. 3 видно, что изменения яркости не соответствуют изменениям приведенного значения МДВ для фотометра контрастов, следовательно, существуют более сложные явления, обуславливающие ранее рассмотренный ход изменения МДВ, измеренной фотометром контрастов.

Учитывая то, что МДВ, т.е. дальность видимости черного щита, зависит только от видимого контраста, следует ожидать, что результат измерения МДВ фотометром контрастов более точно будет соответствовать тому, что увидит глаз человека.

Возникает вопрос, почему наблюдаются такие расхождения в значениях МДВ при измерении МДВ с помощью регистраторов прозрачности атмосферы и фотометром контрастов?

Возможная причина расхождений, вероятнее всего, связана со следующим явлением: при выводе формулы (10) мы произвели законное сокращение соответствующих функций, которые в однородной атмосфере не зависят от координаты L , т.е. в этом случае отношение указанных функций равно 1. При осуществлении измерений в неоднородной атмосфере функции, входящие под интеграл в формуле (7) и (9), мы должны заменить их средними значениями, а они зависят от координаты L . Следовательно, правую часть равенства (10) необходимо умножить на коэффициент, который при определенных состояниях атмосферы может отличаться от 1.

Значимость этого коэффициента можно оценить по материалам табл. 4.

Материалы табл. 4 показывают, что при отклонении коэффициента от 1 на $\pm 10\%$, возникают отклонения МДВ, составляющие $-21,2\%$ и $+16\%$.

Таблица 4

Зависимость значений МДВ от отношения
освещенностей $E_L/E_{\max}$

$E_L/E_{\max}$	0,5	0,45	0,55
S_M (км)	4,33	5,02	3,41
$\Delta S_M/S_M$ (%)	0	+16	-21,2

В заключение следует отметить, что приведенные выше материалы указывают на то, что наиболее достоверные значения МДВ можно измерить только с помощью фотометров контраста, понимая под достоверностью наилучшую сходимость результата инструментальных измерений МДВ с результатами визуальной оценки МДВ по черным щитам.

Список литературы

1. Горышин В.И. Теория горизонтальной дальности видимости при учете вклада многократного рассеяния. — Труды ГГО, 1977, вып.384, с.113-135.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. — Л., Гидрометеиздат, 1969, вып.3, ч.1.
3. Руководство по практике наблюдения за дальностью видимости на ВПП и передачи сообщений о ней. МОГА, 1981, док.9328-A /908 первое изд.
4. Koschmider H. Theorie der horizontalen Sichtweite. Beiträge zur Phys. der freien Atmosphäre, 1926, Bd XII H.1.

МЕТОДИКА ОБРАЗЦОВЫХ ПРЯМЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ
ВИДИМОСТИ

Главным потребителем информации о дальности видимости в настоящее время является авиация. Кроме авиационных метеостанций (АМСГ), измерения дальности видимости осуществляются и на широкой сети гидрометеорологических станций (ГМС) Госкомгидромета. Все это говорит о большом народнохозяйственном значении этой области измерений в метеорологии.

В настоящее время во всем мире создано значительное количество различных средств инструментальных измерений метеорологической дальности видимости (МДВ), основанных на использовании ряда косвенных способов измерения МДВ. Одновременно разработаны и требования к качеству информации о дальности видимости.

Однако известно, что измерения МДВ в настоящее время не имеют метрологического обеспечения. Это связано не только с тем, что измерительная сеть не обеспечена необходимым комплексом аттестованных технических средств, которые требуются для проведения поверки средств измерения МДВ, но и с тем, что отсутствуют методика выполнения образцовых измерений и сами образцовые средства измерения МДВ (ОСИ МДВ).

В связи с этим в настоящее время мы не в состоянии оценить реальную точность инструментальных измерений МДВ, основанных на использовании той или иной методики измерений. Теоретические оценки точности инструментальных измерений МДВ, полученные путем расчета погрешностей, возникающих только за счет погрешностей фотометрирования световых потоков, в предположении, что погрешности методики отсутствуют, а расчетные формулы не являются приближенными, далеки от истины.

Вместе с тем первые же эксперименты по оценке сходимости результатов измерения МДВ с помощью различных приборов выявили значительные расхождения измеренных значений МДВ, несмотря на то что измерения осуществлялись в одном и том же пункте.

Нами были проведены исследования сходимости показаний серийных регистраторов прозрачности атмосферы (РДВ-2), установленных рядом, но имеющих различные измерительные базы - 50 и 100 м / 2 /. Аналогичные исследования были проведены для случаев, когда все приборы имели одинаковую измерительную базу 100 м, но были разнесе-

ны в пространстве на различные расстояния — от 125 до 1400 м / 3 /.

Результаты этих исследований показали, что в каждый момент времени значения МДВ, измеренные разными приборами, могут существенно отличаться друг от друга и эти отличия могут лежать в пределах 10–100 %. Вместе с тем два прибора РДВ-2, установленные рядом и имеющие общую базу 100 м, в любой момент времени выдавали значения МДВ, не отличавшиеся друг от друга более чем на 10 %.

Специалисты английской метеослужбы провели исследования по оценке сходимости показаний ряда приборов для измерения МДВ, выпускаемых европейскими фирмами / 7 /. Были исследованы фотометры с базами 100, 3 и 4 м, интегральный нефелометр и нефелометр, в котором измерения рассеянного света осуществлялись под углом 34° . Синхронные измерения МДВ указанными приборами, установленными в одном пункте, показали, что различия в значениях МДВ могут достигать 200–300 %, в некоторых случаях и более.

Все ранее сказанное говорит о несовершенстве применяемых методов инструментальных измерений МДВ, но эти исследования не позволяют сделать обоснованную оценку погрешностей измерения МДВ тем или иным прибором.

Строгое в метрологическом отношении исследование действительных значений относительных погрешностей приборных измерений МДВ, свойственных тому или иному способу измерений, станет возможным только при наличии образцового средства измерения МДВ. Результаты разработки методики и средства образцовых измерений МДВ рассмотрены в данной статье.

Существует несколько способов измерения МДВ: визуальный, визуально-инструментальный и инструментальный. Визуальный способ оценки дальности видимости глазом наблюдателя по критерию "виден" или "не виден" объект, находящийся на известном расстоянии, субъективен и не может обеспечить удовлетворительную точность измерений. Применяется он в настоящее время в ограниченном числе случаев. Примерно такую же точность измерений МДВ обеспечивает визуально-инструментальный способ / 1 /. Оба эти способа не пригодны для использования при решении стоящей перед нами метрологической задачи.

Используемые сейчас на практике инструментальные способы измерения МДВ основаны на измерении какой-либо оптической характеристики атмосферы, косвенно связанной с искомой МДВ. Подобной непосредственно измеряемой оптической характеристикой может быть: коэффициент пропускания (прозрачность) слоя атмосферы известной протяженности, величина светового потока рассеянного локальным объемом воздуха, измеренная интегрально или под фиксированным углом, или другие параметры рассеяния.

В любом из этих случаев непосредственно МДВ не измеряется. Она является производной величиной, вычисляемой по формуле или на основании установленной эмпирической связи. При этом предполагается, что расчетная формула устанавливает детерминированную связь измеренного оптического параметра с МДВ.

Существует мнение, что самым точным способом инструментальных измерений МДВ является способ, основанный на измерении коэффициента пропускания (прозрачности) T слоя атмосферы протяженностью L .

На основании измерения прозрачности T вычисляется значение МДВ (S_m) по формуле:

$$S_m = \frac{L \cdot \ln 1/\epsilon}{\ln 1/T}, \quad (I)$$

где ϵ — порог контрастной чувствительности глаза, принятый в настоящее время во всех странах равным 0,05.

Этот способ инструментального измерения МДВ получил самое широкое распространение во всех странах.

Проведенные нами теоретические и экспериментальные исследования / 4,5 / показали, что вычисляемые по формуле (I) значения МДВ не точны и плохо соответствуют фактическому состоянию дальности видимости в данном пункте. Это обусловлено тем, что пространственная структура поля оптических характеристик атмосферы очень изменчива и неоднородна, а сама формула (I), устанавливающая связь МДВ с измеренным значением прозрачности, неточна и применима к заданной модели атмосферы. Реальная же атмосфера может существенно отличаться от модельной.

Исследования подтвердили, что известные способы инструментальных измерений МДВ, применяемые на практике, не обеспечивают ту точность, которая могла бы соответствовать требованиям образцовых измерений МДВ, и не могут быть использованы при создании образцовых средств измерения МДВ.

Методика образцовых измерений МДВ должна исключать погрешности известных методик инструментальных измерений МДВ и опираться на физически обоснованное и строгое в метрологическом отношении определение измеряемой величины, т.е. МДВ.

Существует несколько определений МДВ, которые сформулированы при прямом или косвенном предположении, что МДВ есть эквивалентная характеристика прозрачности атмосферы, что непосредственно следует из теории дальности видимости Кошмидера / 4 /.

Однако результаты экспериментальных исследований / 6 / противоречат этому положению. Они показали, что МДВ не является однозначной характеристикой прозрачности атмосферы, а зависит также от коэффициента рассеяния под углами, близкими к 0° , отношения коэффи-

циента рассеяния к показателю ослабления, угла зрения приемника и ряда других факторов.

Прозрачность атмосферы является самостоятельной характеристикой оптического состояния атмосферы, определяющей только способность реальной атмосферы пропускать световое излучение.

Необходимо подчеркнуть, что когда речь идет об измерении дальности видимости, в том числе и МДВ, то всегда имеется в виду, что существует реальный объект наблюдения, дальность видимости которого мы хотим измерить. Этими объектами могут быть реальные предметы на местности, аналог абсолютно черной поверхности (шит.), различные источники света. Вообще количественной характеристики дальности видимости без указания конкретного объекта наблюдения не существует.

Предлагаемая методика образцовых измерений МДВ базируется на следующем уточненном определении МДВ, не противоречащем ранее существовавшим определениям.

МДВ называется то максимальное расстояние, на котором контраст абсолютно черной поверхности на фоне насыщенной (максимальной) яркости дымки или тумана, измеряемый с помощью оптической системы с параметрами, подобными параметрам глаза, достигает при данном уровне яркости фона и угловых размерах поверхности минимального (порогового) значения.

Для обеспечения единообразия измерений и требований метрологии это определение МДВ дополняется перечнем стандартизованных констант. Подробно этот вопрос рассмотрен в работе / 6 /. Так как практика измерений МДВ может совершенствоваться только путем создания специальных измерительных приборов, то определение величины МДВ должно быть конкретным и содержать точные количественные критерии, чего мы не имели до настоящего времени.

Предложения по методике образцовых измерений МДВ возникли в процессе разработки усовершенствованной теории горизонтальной дальности видимости при учете вклада многократного рассеяния / 5 / и проведения экспериментов по проверке этой теории / 6 /.

В соответствии с выводами указанной теории МДВ (S_m) равна:

$$S_m = \frac{\ln 1/\varepsilon}{\alpha \cdot \left(1 - \frac{\Delta\omega_{np}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma_o}{2} \cdot \gamma_o(\theta)\right)}, \quad (2)$$

где α - показатель ослабления;

ε - порог контрастной чувствительности глаза;

$\Delta\omega_{np}$ - телесный угол зрения приемника;

σ_o - объемный коэффициент рассеяния;

$\gamma_o(\theta)$ - нормированный коэффициент рассеяния под углами, близкими к нулю градусов.

Множитель в скобках в формуле (2) может быть равен или быть меньше 1. Эксперименты показали, что роль этого множителя становится заметной при измерениях с помощью фотометра с углом зрения более 6-10 мин в сильно замутненной атмосфере с определенной структурой аэрозоля.

Экспериментально измерить все величины, входящие в формулу (2), не представляется возможным, однако можно использовать связь этих параметров с другими оптическими характеристиками, которые можно измерить.

Усовершенствованная теория дает следующее соотношение:

$$\frac{E_L}{E_{\max}} = 1 - e^{-\alpha \left(1 - \frac{\Delta \omega_{np}}{4\pi} \cdot \frac{\sigma_0}{\alpha} \cdot \tau_0(\varphi)\right) \cdot L}, \quad (3)$$

где E_L — освещенность на зрачке приемника (глаза), создаваемая светом, рассеянным атмосферой в пределах конуса зрения с углом $\Delta \omega_{np}$ и протяженностью L ;

$E_{\max}$ — освещенность на зрачке приемника при указанных ранее условиях, но при бесконечно протяженном конусе рассеивающей атмосферы.

Из формулы (3) вытекает, что знаменатель формулы (2) может быть определен на основании измерений отношения указанных освещенностей.

После преобразований получим:

$$S_m = \frac{L \cdot \ln 1/\varepsilon}{\ln \frac{1}{1 - \frac{E_L}{E_{\max}}}} \quad (4)$$

Формула (4) определяет методику измерения МДВ. Однако эта методика, как и все другие известные методики, обладает одним существенным недостатком, связанным с тем, что при измерении отношения освещенностей $E_L/E_{\max}$ для произвольной дистанции L и при расчете МДВ по формуле (4) мы неизбежно экстраполируем результат расчета на дистанцию, большую L ($S_m > L$). Эта операция в оптически неоднородной атмосфере всегда связана с возникновением неконтролируемых погрешностей. Кроме того, следует учитывать, что формула (4) соответствует модели однородной атмосферы и является в определенной степени приближенной.

Устранить эти недостатки можно при соблюдении определенных условий измерения. Если учесть, что для ограничения длины конуса рассеивающей атмосферы мы используем абсолютно черную поверхность, то величина, равная $1 - E_L/E_{\max}$ в формуле (4), может быть интерпретирована как контраст (K) абсолютно черной поверхности.

Если мы в процессе измерений этот контраст всегда будем доводить до значения $K_{\text{пор}} = \varepsilon$, то в этом случае МДВ будет равна L , т.е. МДВ будет равна тому расстоянию, при котором контраст будет равен 0,05, а измеренное отношение освещенностей равно 0,95. Таким образом мы обеспечим прямые измерения МДВ. Результат этих измерений не связан с экстраполяцией и не зависит от точности формул теории дальности видимости.

Для практической реализации методики образцовых измерений МДВ необходимо иметь автоматический регистрирующий фотометр, измеряющий отношение освещенностей, и широкий набор абсолютно черных поверхностей (щитов), установленных на определенных расстояниях от фотометра.

На начальном этапе разработки методики планировалась установка щита на подвижной платформе или каком-либо другом устройстве позволяющем изменять расстояние между фотометром и щитом до момента, пока измеряемый контраст не достигнет заданного порогового значения. Последующие экспериментальные исследования показали малую перспективность этого способа измерений из-за сложности практической реализации.

При измерениях МДВ по набору щитов используется тот щит, контраст которого при данном помутнении атмосферы близок к пороговому значению. Производится регистрация этого контраста и синхронные измерения МДВ с помощью поверяемого прибора. Образцовыми будут значения МДВ, равные расстоянию до данного щита, в момент достижения контраста щита заданного порогового значения. В этот момент производятся контрольные измерения МДВ по поверяемому прибору.

При такой процедуре поверки мы будем иметь набор реперных точек в пределах рабочего диапазона измерения МДВ поверяемого прибора, в которых будет дана оценка погрешности измерения.

Сложнейшей технической задачей на пути практической реализации рассмотренной методики прямых образцовых измерений МДВ является задача создания фотометра, способного непосредственно измерять и регистрировать отношение ранее указанных освещенностей с высокой степенью точности, при различных уровнях естественной освещенности, колеблющейся в пределах 4-5 порядков, и при углах зрения, равных нескольким минутам. Подобных фотометров нет ни в СССР, ни за границей. Для того чтобы обеспечить устойчивую работу фотометра при малых уровнях естественной освещенности (например, в сумерках), фотометр должен быть чувствителен к световым потокам, не превышающим 10^{-9} лм. Реализовать измерение отношения столь малых световых потоков с высокой степенью точности удалось в связи с тем, что был разработан способ измерения отношения двух малых

световых потоков, на который было получено авторское свидетельство.

Описание устройства разработанного компенсационного нулевого фотометра и способа измерения отношения двух световых потоков выходит за рамки данной статьи; здесь мы рассмотрим только метрологические характеристики разработанного прибора и предлагаемой методики образцовых измерений МДВ.

Параметром, непосредственно измеряемым фотометром, является отношение рассмотренных ранее освещенностей (или, что то же самое, отношение двух потоков), изменяющееся от 0 до 1. Угол зрения фотометра был выбран равным 4 угловым минутам.

При образцовом измерении МДВ погрешности могут возникнуть за счет погрешности измерения расстояния до щита и погрешности измерения отношения освещенностей (порогового контраста). Расстояние до аналога абсолютно черной поверхности легко может быть измерено с погрешностью не более $\pm 1\%$. Результаты теоретической оценки влияния возможных погрешностей измерения отношения освещенностей на относительную погрешность измерения МДВ представлены в табл. I. При расчете по формуле (4) принято $\varepsilon = 0,05$.

Таблица I

Результаты расчета возможных относительных погрешностей измерения МДВ образцовым методом

$E_L/E_{\max}$	0,93	0,94	0,945	0,95	0,955	0,96	0,97
K	0,07	0,06	0,055	0,05	0,045	0,04	0,03
S_m/L	1,126	1,040	1,033	1,000	0,966	0,931	0,854
$\Delta S_m/S_m\%$	12,6	3,97	3,28	0	3,40	6,93	14,57

Материалы табл. I показывают, что при погрешности в измерении отношения освещенностей, равной $\pm 0,01$, относительная погрешность измерения МДВ не будет превышать 7 %. Подобная точность измерения МДВ в настоящее время недостижима ни для одного метода инструментальных измерений МДВ.

Погрешности в измерении отношения освещенностей возникают за счет влияния следующих факторов: неточности установки отношения, равного 0 (потоки закрыты) и 1 (потоки равны между собой), отклонений в градуировке шкалы отношений от линейной. Т.к. образцовые измерения производятся вблизи отношения, равного 0,95, то погрешность установки отношения, равного 0, практически не влияет на результат измерения.

Градуировка шкалы отношений освещенностей проверялась экспериментально с помощью набора образцовых нейтральных светофильтров, коэффициенты пропускания которых были известны с погрешностью $\pm 0,5\%$.

Первая точка шкалы отношений, равная 1, устанавливается экспериментально путем регулировки при наведении обоих каналов фотометра на экран однородной яркости. В качестве поверхности однородной яркости можно также использовать яркость дымки или тумана при видимости менее 1,5 км.

В связи с тем что чувствительность фотометра велика и он позволяет фиксировать изменение отношения освещенностей, составляющее 0,002, то степень однородности поверхности может быть проверена путем перемещения линии прицеливания каналов фотометра по поверхности экрана или дымки или путем поворота фотометра на 180° вокруг горизонтальной оси.

Результаты экспериментальной проверки градуировки шкалы отношений освещенностей представлены в табл.2 для случая установки отношения, равного 1, по экрану и в табл.3 по яркости тумана.

Таблица 2

Результаты поверки шкалы отношений освещенностей с помощью набора нейтральных светофильтров при установке отношения, равного 1, по экрану

Пропускание фильтра (%)	100	71,0	63,1	51,0	39,3	26,3	16,4	9,0	3,0
Показания по шкале приб. (%)	100	71,0	62,3	50,0	38,5	25,0	15,2	8,1	2,8
Выходное на- пряжение (В)	65,0	46,2	40,4	32,3	24,9	16,2	9,9	5,3	1,8
$\frac{E_x}{E_{\max}} = \frac{U}{U_{\max}}$ (%)	100	71,0	62,2	49,7	38,3	24,9	15,2	8,2	2,8
Разность (%)									
(при отсчетах по шкале)	0	0	-0,8	-1,0	-0,8	-1,3	-1,2	-0,9	-0,2
Разность (%)									
(при отсчетах по напряжению)	0	0	-0,9	-1,3	-1,0	-1,4	-1,2	-0,8	-0,2

Материалы измерений, представленные в табл.2 и 3, показывают, что удовлетворительная точность первичной регулировки отношения освещенностей, равного 1, может быть получена как при регулировке прибора по экрану, так и по яркости тумана или сильной дымки. В средней части шкалы наблюдаются небольшие систематические отклонения фактического отношения от расчетного. Для устранения этого явления необходима более качественная регулировка фотометра.

Поскольку предлагаемая методика образцовых измерений МДВ тре-

Таблица 3

Результаты поверки шкалы отношений освещенностей с помощью набора образцовых нейтральных светофильтров № 257 при установке отношения, равного 1, по яркости тумана

Пропускание фильтра (%)	100	71,0	64,0	49,5	37,5	25,2	17,3	8,8	2,6
Показания по шкале приб. (%)	100	71,0	63,3	48,5	36,9	23,9	16,0	8,2	2,8
Разность (%)	0	0	-0,7	-1,0	-0,6	-1,3	-1,3	-0,6	+0,2

бует, чтобы измерения производились в области отношений, близких 0,95, небольшие отклонения градуировки в средней части шкалы не будут сказываться на результатах образцовых измерений МДВ.

Как видно из табл. 2, система преобразования результата измерения отношения освещенностей в электрический выходной сигнал (напряжение) практически не вносит заметных дополнительных погрешностей в результат измерений.

Проведенная экспериментальная работа по испытанию фотометра показала, что отношение освещенностей, равное 0,95, легко может быть измерено с погрешностью, не превышающей $\pm 0,01$, что соответствует погрешности измерения МДВ предлагаемым способом не более $\pm 8\%$ с учетом погрешности измерения расстояния до щита.

Предлагаемая методика образцовых измерений МДВ и аппаратура были испытаны в полевых условиях. Измерения показали, что изменение контраста в области малых значений происходит обычно плавно и момент достижения контрастом заданного порогового значения (0,05) может быть легко зафиксирован. В качестве примера на рис. I представлена запись значений контраста черного щита в области значений 0,1-0, т.е. при измерении отношений освещенностей, изменяющихся в пределах 0,9-1,0.

Параллельно с этими измерениями контраста были проведены визуальные наблюдения видимости щита, которые показали, что при пороговом контрасте 0,05 виден не только щит, но и детали его конструкции. Только при контрасте около 0,03 щит становится виден на пределе различения, т.е. значение порогового контраста, равное 0,05, несколько завышено.

В связи с тем что в качестве аналога абсолютно черной поверхности мы используем щит, коэффициент отражения которого не равен 0, а контраст не равен 1, возникает систематическая погрешность измерения МДВ. Эту погрешность можно исключить введением поправки, вычисляемых на основании измерения фотометром начального зна-

чения контраста щита при высокой прозрачности атмосферы.

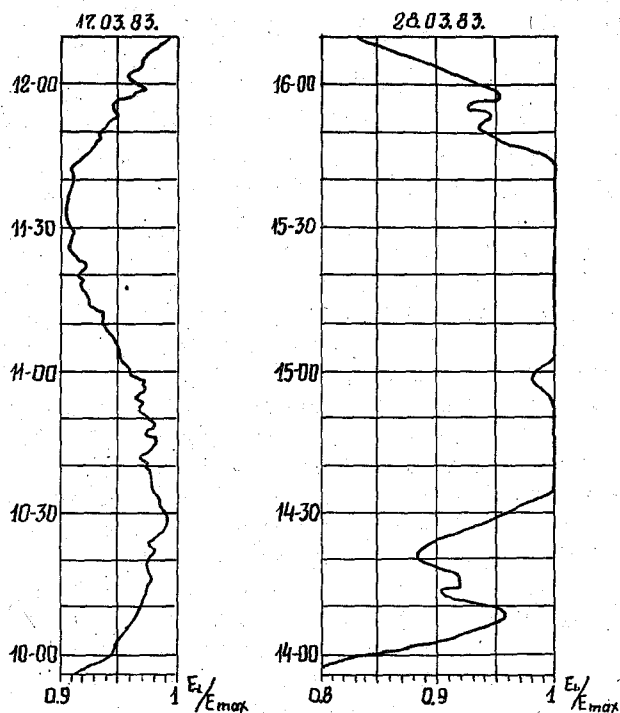


Рис. I. Пример регистрации контраста в области значений 0,1-0.

Список литературы

1. Гаврилов В.А. Видимость в атмосфере.-Л., Гидрометеиздат, 1966, с.323.

✓ 2. Горышин В.И. О точности измерения дальности видимости с помощью регистраторов прозрачности атмосферы. - Труды ГГО, 1978, вып.406, с.30-37.

✓ 3. Горышин В.И., Аствацатуров С.Л. Некоторые статистические характеристики изменчивости горизонтальной прозрачности атмосферы.- Труды ГГО, 1977, вып.384, с.13-27.

4. Горышин В.И. Теория горизонтальной дальности видимости при учете вклада многократного рассеяния. - Труды ГГО, 1977, вып.384, с.113-135.

5. Горышин В.И. Результаты экспериментальной проверки выводов усовершенствованной теории горизонтальной дальности видимости.- Труды ГГО, 1977, вып.384, с.136-142.

6. Горышин В.И. Об определении "метеорологическая дальность видимости" и ее измерении на сети станций. - Труды ГГО, 1980, вып.419, с.15-23.

7. A Comparative Study of some Single Pole Visibility Sensors, the Meteorological Office Mk-4 Transmissometer and Estimates of Visibility made by Observers. Scientific Paper N 39. London.

О ЛАМИНАРНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В АТМОСФЕРЕ

Введение. Исследованию турбулентности в атмосфере было посвящено множество работ / 7, 10, 12 / (см. списки литературы в этих работах). Значительно меньше внимания было уделено исследованию ламинарных свойств свободной атмосферы, хотя, как будет показано ниже, знание этих свойств, существенно расширяет наши представления о динамике атмосферы.

Настоящая работа является результатом многолетнего анализа данных о распространении в нижней стратосфере и тропосфере естественных примесей - озона, водяного пара, окиси углерода совместно с полями ветра, температуры и влажности / 2 /.

Критерии ламинарного состояния атмосферы. Широко известны эмпирические критерии перехода атмосферы из ламинарного в турбулентное состояние / 7, 12 /.

Критерий Рейнольдса

$$Re > Re_{кр.}, \quad (1)$$

где Re - число Рейнольдса, равное

$$Re = \frac{u \cdot L}{\nu}, \quad (2)$$

u - средняя скорость течения,

L - характерный размер течения,

ν - кинематическая вязкость.

Критерий Ричардсона

$$Ri < Ri_{кр.}, \quad (3)$$

где Ri число Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{T} \cdot \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta_1^2}, \quad (4)$$

g - ускорение свободного падения,

T - температура,

γ_a, γ - адиабатический и действительный вертикальные градиенты температуры,

β_1 - вертикальный градиент скорости ветра в атмосфере.

Значения $Re_{кр.}$ и $Ri_{кр.}$, найденные экспериментально, колеблются соответственно в пределах $2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^4$ и $0,25 - 1,0$ / 7, 12 /.

Критерий Рейнольдса впервые был найден из опытов, поставленных с целью исследования характера течений подкрашенных жидкостей в стеклянных трубах / 7 /. Скорость течения в трубе была максимальной на оси трубы и равна нулю у стенки, что создавало радиальный градиент

скорости, увеличение которого было при прочих равных условиях основной причиной появления турбулентности.

Рассматривая ламинарные течения и допуская, что эти течения близки к стационарным, преобразуем число Рейнольдса с целью введения в него среднего градиента скорости β_{cp} .

В случае течения Пуазейля в круглой трубе диаметром D скорость течения будет равна $/ 7 /$

$$u(z) = K(R^2 - z^2), \quad (5)$$

где z - расстояние от центра трубы,

R - радиус трубы,

K - постоянная.

Средняя скорость течения вдоль трубы, согласно $/ 7 /$, будет равна

$$u_{cp} = \frac{KR^2}{2}. \quad (6)$$

Градиент скорости поперек трубы равен

$$\beta = \frac{du(z)}{dz} = 2Kz. \quad (7)$$

Среднее значение градиента скорости равно

$$\beta_{cp} = \frac{1}{R} \int_0^R 2Kz dz = KR. \quad (8)$$

Отсюда, полагая, что $L = 2R$ и учитывая (8), получим

$$Re = \frac{KR^2}{2\nu} \cdot 2R = \frac{\beta_{cp} \cdot D^2}{4\nu}. \quad (9)$$

Выражение (9) эквивалентно числу Рейнольдса в форме (2), но в отличие от него более полно отражает физический смысл рассматриваемого явления, поскольку непосредственно связано со сдвигом скорости течения.

Аналогичные выражения для числа Рейнольдса получаются при рассмотрении плоских стационарных течений, заключенных между двумя параллельными плоскостями. Полагая, что расстояние между этими плоскостями равно H , а расстояние от неподвижной плоскости равно z и что $L = H$, будем иметь указанные в табл. I выражения для Re , пригодные для двух случаев известных в гидродинамике течений $/ 7 /$.

Таблица I

Выражения для числа Рейнольдса Re и входящие в него величины

Вид стационарного течения	$u(z)$	u_{cp}	β	β_{cp}	Re
Течение Куэтта между двумя параллельными плоскостями, из которых одна неподвижна	$\frac{u}{H} z$	$\frac{u}{2}$	$\frac{u}{H}$	$\frac{u}{H}$	$\frac{\beta_{cp} H^2}{2\nu}$

Течение Пуазейля между неподвижными параллельными плоскостями	$-k(z^2 - 2H) \frac{K H^2}{6} - 2Kz + H \quad H(1-K)$	$\frac{\beta_{cp} H^2}{2V}, \text{ где } \alpha = \frac{6(1-K)}{K}$
---	---	---

Как видно из (9) и табл. I, выражения для числа Рейнольдса подобны, отличаются только постоянным множителем и все содержат в качестве множителя средний поперечный градиент скорости течения β_{cp} .

Критерии ламинарного состояния атмосферы выводятся из (I) и (3) и имеют вид

$$0 \leq Re < Re_{кр} \quad (IO)$$

и

$$Ri > Ri_{кр}, \quad (II)$$

причем для критерия (II) рассматриваются состояния, когда $\gamma_a - \gamma > 0$ (эти состояния наблюдаются в подавляющем числе случаев).

Из выражений (IO), (II), (4) и (9) следует важный вывод, что ламинарное состояние в слоях атмосферы наблюдается, в частности, при $\beta_{cp} = \beta_1 = 0$, то есть в тех слоях, где нет сдвига скорости ветра поперек течения.

Ламинарные образования в атмосфере. Из рассмотрения с вышеизложенной точки зрения полей скорости ветра на синоптических картах разных уровней следует, что в атмосфере постоянно существуют ламинарные слои.

Если рассматривать атмосферу послойно в горизонтальном направлении (например, по меридиану), то всегда можно указать широты, где наблюдаются максимальные скорости ветра. Это прежде всего узкие зоны осевых частей струйных течений (СТ) и связанных с ними потоков выше и ниже оси СТ. В этих узких зонах максимальных ветров (шириной от долей км до десятков км) горизонтальный градиент скорости ветра поперек потока равен нулю или очень мало отличается от нуля, а линии токов параллельны или имеют одинаковую конфигурацию. Из выражения (9) следует, что в указанных зонах $Re = 0$ и в силу критерия (IO) в этих зонах должен существовать ламинарный режим. Этот ламинарный режим воздушных течений прослеживается на разных высотах в близких по широте узких зонах. Эти зоны с ламинарным режимом на разных высотах в атмосфере сливаются в трехмерном пространстве в поверхность или, иначе, образуют квазиламинарную (или, короче, ламинарную) пленку, разделяющую обширные части атмосферы с противоположными градиентами скорости ветра.

Ламинарные пленки в тропосфере совпадают с основными фронтальными зонами, для которых, как известно, характерны максимальные скорости горизонтального ветра на разных высотах вдоль этих зон,

что хорошо видно на меридиональных разрезах атмосферы в поле изотерм / 8 /.

Если рассматривать атмосферу в вертикальном направлении, то всегда можно указать высоты, где ветер достигает максимальной скорости. Обычно в тропосфере и нижней стратосфере эти высоты близки к высоте тропопаузы / 8, II /. На этих высотах градиент скорости ветра равен нулю и в силу критерия (II) в рассматриваемом слое существует ламинарный режим или, иначе, в атмосфере существует ламинарная пленка, распространяющаяся над значительной частью земной поверхности. Вследствие известного режима ветров / 5, 8 /, характеризующегося тем, что в зимний период скорости ветра в районе тропопаузы в несколько раз больше, чем в летний период, и что эти ветры зимой распространяются над существенно большей территорией, чем летом, указанная ламинарная пленка зимой значительно больше по площади и более устойчива, чем летом. Последнее обстоятельство подтверждается известной положительной корреляцией между скоростью ветра на оси СТ и поперечным градиентом суммарного озона (ОС) в зоне СТ / 2 /.

В тропических циклонах (ТЦ) или, иначе, тропических ураганах и тайфунах основной их частью являются цилиндрические ламинарные пленки с диаметром в большинстве случаев 50–200 км, простирающиеся от поверхности земли до высоты 10–15 км (а иногда и выше) / 8, II, I3 / и совпадающие с узкой зоной максимальных ветров, где радиальный градиент скорости ветра равен нулю (рис. 3).

Ламинарная пленка окружает зимний циркумполярный циклон. В этом случае она совпадает с узкой зоной полярнофронтального СТ, поверхностью максимальных ветров в стратосфере и зоной полярного фронта в тропосфере.

В центральной части ТЦ наблюдается явление ламинарного столба, совпадающего в глазом бури. Это явление возникает вследствие того, что радиальный градиент тангенциальной скорости ветра в центре ТЦ на всех высотах (кроме узкого приводного слоя) равен нулю и, согласно критерию (I0) и выражению (9), в этой части циклона образуется ламинарный режим (при этой тангенциальной скорости рассматривается в системе координат, связанной с движущимся ТЦ).

Главной особенностью ламинарных образований является их свойство не пропускать через себя турбулентные вихри или моли. Это приводит к резкому ограничению или полному прекращению турбулентного обмена через ламинарную пленку, к прекращению или существенному ограничению доступа примесей с помощью турбулентной диффузии внутрь ламинарного столба. Однако требуется дополнительное изучение вопроса о том, при каких условиях и какие по размерам турбулентные моли совсем не проникают через ламинарную пленку, а какие моли проникают частично.

Показательство существования устойчивых ламинарных образований в атмосфере. Существование ламинарных образований в атмосфере подтверждается распределением озона в атмосфере, который является квазиконсервативной примесью в нижней стратосфере и тропосфере / 2,9,14 /.

В работах / 1,2 / автором было показано, что СТ вызывают устойчивую деформацию поля озона, в результате которой горизонтальный градиент ОС, направленный из циклонической в антициклоническую часть струи, превышает средний градиент в 2-10 раз (рис.1).

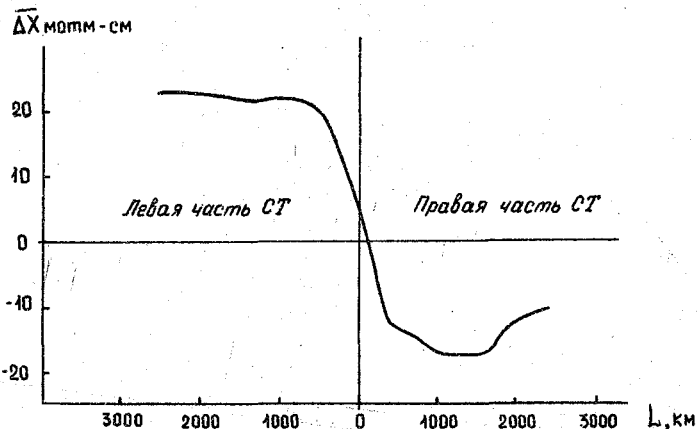


Рис.1. Средние за день отклонения суммарного озона ΔX от среднемесячных значений в зоне СТ в зависимости от расстояния до оси СТ L за 1974-1976 гг. / 2 /.

С другой стороны, известно, что в зоне СТ (за исключением осевой части) турбулентность повышена по сравнению с зонами вне СТ / 10,12 /. Тем не менее горизонтального перемешивания атмосферы и выравнивания горизонтального градиента ОС в зоне СТ не происходит, хотя слева и справа от осевой части СТ существует достаточно интенсивное горизонтальное перемешивание, в результате которого образуются обширные, довольно однородные и различные между собой по содержанию озона тропическая, умеренная и арктическая воздушные массы, разделенные соответственно субтропическим и полярнофронтальными СТ / 2,15 /, а точнее говоря — ламинарными пленками, сопровождающими эти СТ и простирающимися в тропосферу и нижнюю стратос-

феру. На то что указанные ламинарные пленки располагаются и в стратосфере, указывает тот факт, что озон, с помощью которого эти пленки были обнаружены, в основном содержится в нижней стратосфере /1,14/. Существование ламинарных пленок обеспечивает наблюдаемый горизонтальный градиент ОС в СТ, направленный в северном полушарии из левой в правую часть СТ.

Характерной особенностью вертикального распределения озона является так называемая озонопауза — узкий слой вблизи тропопаузы, непосредственно над которым наблюдается резкое увеличение вертикального градиента озонной концентрации / 9 /. Со слоем тропопаузы, как уже отмечалось, близко совпадает слой с нулевым вертикальным градиентом скорости ветра, то есть ламинарная пленка, которая в силу циркуляционных условий зимой больше по площади и устойчивей, чем летом. Учитывая, что в слое атмосферы 0 — 30 км постоянно наблюдается значительный вертикальный градиент массовой озонной концентрации, направленный сверху вниз / 1,2,9,14 / и обуславливающий постоянный поток озона из стратосферы в тропосферу, следует считать, что ламинарная пленка, связанная с тропопаузой, препятствует турбулентно-диффузионному переносу озона из стратосферы в тропосферу и это препятствие зимой оказывается заметно более эффективным, чем летом. Вследствие наличия ламинарной пленки и ее сезонных изменений, в зимний период в тропосфере наблюдается примерно в 1,5 раза меньше озона, чем в летний / 9,17 /, хотя турбулентность в зимней атмосфере заметно интенсивнее, чем в летней, и вертикальный градиент озонной концентрации в районе тропопаузы зимой в несколько раз больше, чем летом / 17 /. С другой стороны, из-за ламинарной пленки количество водяного пара в нижней стратосфере, который в отличие от озона распространяется в стратосферу из тропосферы, летом заметно больше, несмотря на то что температуры в эти периоды там сравнительно мало отличаются друг от друга / 14,16,22 /. Для наглядного представления на рис.2 показаны вертикальные распределения озона / 23 /, водяного пара / 22 / и окиси углерода / 23 / в районе тропопаузы, взятые из указанных работ. Как видно из рис.2, в районе тропопаузы наблюдается значительное изменение концентрации указанных составляющих атмосферы, что свидетельствует о существовании там препятствия — ламинарной пленки, которая значительно ограничивает вертикальное перемешивание стратосферного и тропосферного воздуха на высоте упомянутого максимума скорости ветра. Следует отметить, что окись углерода, как и озон, на высоте тропопаузы является консервативной примесью / 16 /, а распространяется она, как и водяной пар, снизу вверх.

Физическая модель ТЦ, составленная без учета цилиндрической ламинарной пленки и ламинарного столба, требует применения сложных построений, чтобы объяснить энергетический баланс ТЦ и глаз бури.

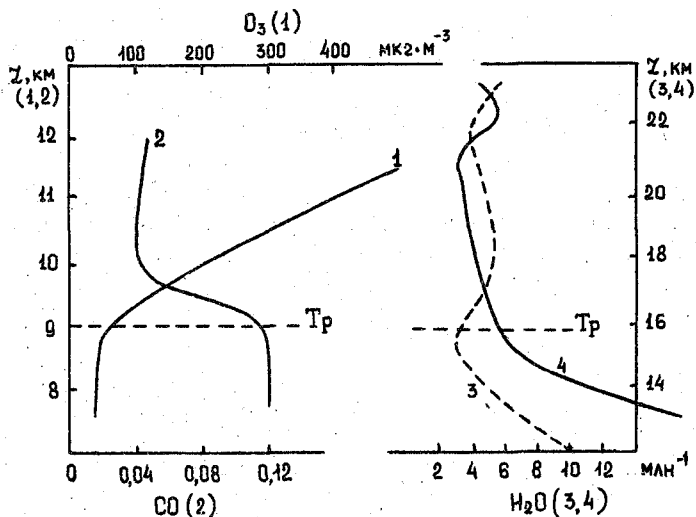


Рис.2. Вертикальное распределение в атмосфере O_3 (1), CO (2) 21 и 22 января 1971 г. / 23 / и H_2O (3,4) 8 ноября 1978 г. / 22 /. T_p — тропопауза.

Самолетные наблюдения за озоном в ТЦ не подтверждают столь необходимого для этих моделей опускания воздуха в глазе бури на высотах 12–16 км / 9,19 /.

Подсчет прихода-расхода энергии в ТЦ (табл.2) показывает, что без цилиндрической ламинарной пленки энергия ТЦ быстро рассеялась бы в окружающей атмосфере. Основной приток энергии в ТЦ обеспечивается открытым теплом конденсации водяного пара, испаряющегося с поверхности океана внутри ТЦ (внутри круга, образованного пересечением ламинарной пленки с поверхностью океана) и поднимающегося вверх благодаря турбулентному перемешиванию. Количество скопированного водяного пара рассчитывалось, как это принято / 8 /, по интенсивности осадков внутри ТЦ.

Турбулентная потеря тепла через боковую стенку ТЦ рассчитывалась по известной формуле

$$Q = 2\pi z h C_p K_2 \rho \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (12)$$

Таблица 2
Приход-расход энергии в тропическом циклоне (на площади
радиусом 50 км)

Вид энергии	Энергия, 10^{10} кДж/с
Приток скрытого тепла конденсации (средняя интенсивность осадков в ТЦ 13,4 мм/ч / 8 /	7,4
Радикационный приток тепла, поглощае- мого в атмосфере ТЦ	$\pm 1,0$
Турбулентная потеря тепла через боко- вую стенку в предположении, что лами- нарная пленка отсутствует ($K_z = 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$ $\partial T / \partial z = 0,3 \cdot 10^{-3} \text{ К/м}$)	45,0
Предполагаемая потеря тепла путем контактной теплопроводности через ламинарную пленку	7,0

где z - радиус цилиндрической ламинарной пленки,
 h - высота этой пленки,
 C_p - удельная теплоемкость при постоянном давлении,
 K_z - коэффициент турбулентности,
 ρ - плотность воздуха,
 $\partial T / \partial z$ - радиальный градиент температуры.

При гипотетическом отсутствии ламинарной пленки в ТЦ расход
тепла превзошел бы его приход в 6 раз, что привело бы к быстрому
разрушению ТЦ.

С точки зрения теплообмена ТЦ с окружающей атмосферой имеется
аналогия с теплообменом парника с атмосферой. Как было показано в
работе / 4 /, парниковый эффект в парниках, предназначенных для вы-
ращивания ранних овощей и рассады, обусловлен не радиационным обме-
ном, а существенным ограничением турбулентного обмена стеклянной
(или иной) перегородкой, роль которой в ТЦ выполняет ламинарная
пленка. Эта пленка в ТЦ позволяет сохранять температуру внутри ТЦ
на 5-15 К выше, чем температура окружающей атмосферы, что достато-
чно для существования ТЦ. Подтверждением этого служит расчет стати-
ческого уменьшения давления на уровне моря Δp в центральной части
ТЦ, обусловленного повышенной температурой воздуха внутри ТЦ ΔT ,
по известной формуле / 6 /

$$\Delta p = \rho \frac{g \Delta z}{R_c T^2} \Delta T, \quad (13)$$

в которой значения ΔT выбирались в соответствии с имеющимися данными измерений / 8,13 /.

При $\Delta z = 15$ км, $T = 280$ К, $p = 1000$ гПа и $\Delta T = 5$ К значение

$\Delta p = 32,7$ гПа, при $\Delta T = 10$ К $\Delta p = 65,4$ гПа, при $\Delta T = 15$ К

$\Delta p = 98,1$ гПа. Полученные значения Δp близки к наблюдаемым уменьшениям давления в центре ТЦ / 8,11,13 /, что позволяет утверждать, что давление в ТЦ обусловлено не динамическими, а статическими причинами, то есть повышенной температурой столба воздуха внутри ТЦ.

Наличие ламинарного столба внутри ТЦ, который образует глаз бури, подтверждается значительной сухостью в глазе бури (рис.3, экспериментальные кривые 3 и 2 показывают, что в глазе бури имеется максимальный дефицит влажности), что вызвано отсутствием турбулентного проникновения водяного пара внутрь ламинарного столба, что

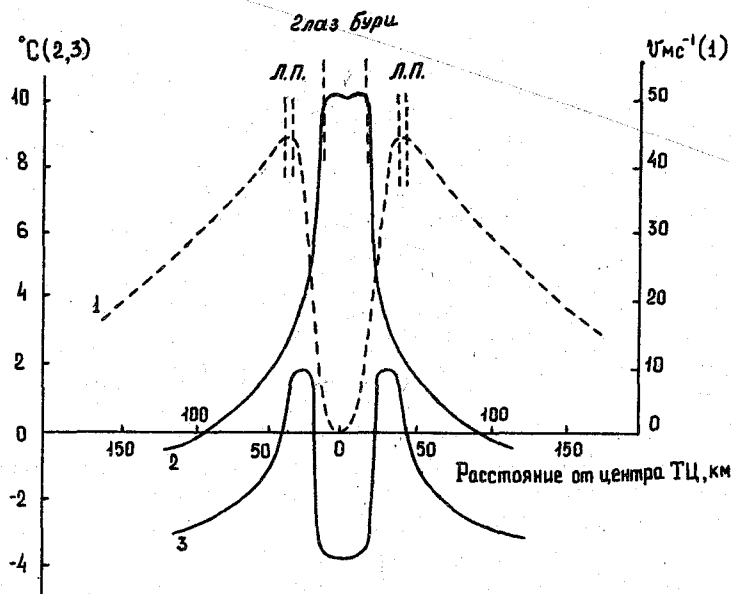


Рис.3. Среднее радиальное распределение скорости ветра (1), температуры (2) и точки росы (3) на уровне 560 гПа в урагане Элен 26.10.1958 г. / 8 /.

л.п. - ламинарная пленка.

в свою очередь приводит к уменьшению или исчезновению облачности в глазе бури. Значительная сухость воздуха отмечается также в ламинарных пленках, совпадающих с зоной основных фронтов в свободной атмосфере / 8 /, что подтверждает ограничение турбулентного перемешивания в этих пленках.

Подтверждением существования ламинарных пленок в атмосфере являются обнаруженные в последние годы путем спутниковых наблюдений закономерности распространения вулканической пыли (эруптивного облака) в стратосфере после крупных извержений вулканов / 3,18,20 /. Так, например, обусловленное извержением 18 мая 1980 г. вулкана Сент-Хеленс (США, штат Вашингтон, 47° с.ш.) повышенное содержание стратосферного аэрозоля в первые месяцы ограничивалось полосой 25-55° с.ш. / 18 /, то есть находилось между полярнофронтальной и субтропической ламинарными пленками в воздушной массе умеренных широт. Эруптивное облако вулкана Эль-Чичон (17° с.ш., 95° з.д.) через 2 месяца после извержения 4 апреля 1982 г. охватило полосу широт 0-30° с.ш. / 3,20 /, то есть находилось в тропической воздушной массе и практически не смогло пересечь субтропическую ламинарную пленку, хотя сделало полный оборот вокруг земного шара за 21 сут

Следует считать, что подтверждением развитой здесь концепции о ламинарных пленках является обнаруженное при исследовании болтанки самолетов совпадение минимума турбулентности с максимумом скорости ветра на высотах (но не с высотой тропопаузы) при сильных ветрах / 12 /.

Из изложенного выше следует важный вывод, что физической причиной образования и эволюции основных фронтальных поверхностей в свободной атмосфере является образование и эволюция узких максимумов скорости ветра (ламинарных пленок) в общем поле ветра в атмосфере. В свою очередь поле ветра в атмосфере обусловлено, как известно / 6,8 /, полем температурных градиентов, а узкие максимумы скорости ветра - наличием горизонтального макротурбулентного перемешивания в атмосфере, возникающего по обе стороны от изотак с максимальной скоростью ветра / 2 /.

Известное свойство тропопаузы как задерживающего слоя, обусловлено с точки зрения предложенной концепции не инверсионным вертикальным распределением температуры, а наличием ламинарной пленки в узкой зоне максимальной скорости ветра вблизи тропопаузы. Узкий максимум скорости ветра на высотах 8 - 18 км образуется, как известно, вследствие наличия меридионального градиента температуры в тропосфере и обратного меридионального градиента температуры в нижней стратосфере, обусловленного в основном широтным распределением озона в нижней стратосфере / 6,14 /.

Выводы. 1) Из анализа полей ветра в атмосфере с привлечением критериев ламинарного состояния следует, что в атмосфере существуют устойчивые ламинарные пленки и столбы, препятствующие турбулентному перемешиванию. 2) Ламинарные пленки оказывают существенное влияние на перенос и распределение примесей и свойств в атмосфере. 3) Ламинарные пленки в свободной атмосфере совпадают со струйными течениями, основными фронтальными поверхностями и слоями максимальных ветров в стратосфере и вблизи тропопаузы. 4) Из наблюдений за озоном следует, что в нижней стратосфере существуют стратосферные фронты (ламинарные пленки), являющиеся продолжением основных фронтов в тропосфере. 5) Существует единый физический механизм образования и эволюции основных фронтальных поверхностей и расположенных между ними различных воздушных масс в свободной атмосфере, суть которого заключается в образовании и эволюции ламинарных пленок и соответствующем горизонтальном макротурбулентном перемешивании атмосферы между ними. 6) Атмосфера имеет "ящичное" строение, причем стенками "ящиков" являются ламинарные пленки; внутри ящиков атмосфера в значительной степени перемешана, вблизи стенок наблюдаются резко повышенные градиенты концентраций примесей и свойств атмосферы. 7) Существование тропического циклона обеспечивается ламинарной пленкой, совпадающей с поверхностью максимальных ветров, окружающих ТЦ, глаз бури в ТЦ является ламинарным столбом. 8) Любая модель, предназначенная для исследования динамики атмосферы, прогноза погоды или распространения примесей, должна учитывать наличие ламинарных пленок и столбов в атмосфере.

Список литературы

1. Гушин Г.П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. - Л., Гидрометеоиздат, 1964, 431 с.
2. Гушин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. - Л., Гидрометеоиздат, 1983, 238 с.
3. Ингерсол Э.П. Атмосфера земли. - В мире науки, № II, 1983, с.88-101.
4. Кондратьев К.Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. - Л., Гидрометеоиздат, 1956, 420 с.
5. Логвинов К.Т. Метеорологические параметры стратосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1970, 219 с.
6. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 639 с.
7. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч.1. - М., Наука, 1965, 639 с.
8. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. - Л.,

Гидрометеиздат, 1973, 615 с.

9. Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона.-Л., Гидрометеиздат, 1980, 287 с.

10. Пинус Н.З., Шмидтер С.М. Аэрология. Ч.2. -Л., Гидрометеиздат, 1965, 351 с.

11. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы.-Л., Гидрометеиздат, 1972, 394 с.

12. Турбулентность в свободной атмосфере. Н.К.Ниниченко, Н.З.Пинус, С.М.Шмидтер, Г.Н.Шур.-Л., Гидрометеиздат, 1976, 287 с.

13. Ханин А.П., Сутырин Г.Г. Тропические циклоны и их взаимодействие с океаном. Л., Гидрометеиздат, 1983, 272 с.

14. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона.-Л., Гидрометеиздат, 1973, 291 с.

15. Шаламянский А.М., Ромашкина К.И. Распределение и изменение общего содержания озона в различных воздушных массах.-Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т.16, № 12, с.1258-1265.

16. Динге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы.-М., Мир, 1965, 424 с.

17. Dütsch H.U. Regular ozone soundings at the aerological station of the swiss meteorological office at Payerne, Switzerland 1972-1976. Zürich, Schweiz, 1979, 239 p.

18. Kent G.S. SAGE measurements of mount St. Helens volcanic aerosols. - NASA Conf. Publ, 1982, N 2240, p.109-115.

19. Penn S. Temperature and ozone variations near tropopause level over hurricane Ysabel, Oct.1964,-J.Appl.Meteor., 1966, v.5, N 4, p.407-410.

20. Robock Alan. The dust cloud of the century. - Nature 1983, v.301, N5899, p.373-374.

21. Stratospheric ozone. Depletion by halocarbons: chemistry and transport panel on stratospheric chemistry and transport.-Not. Acad. Sci., Washington, 1979, p.238.

22. The stratosphere 1981, Theory and Measurements. WMO Global ozone research and monitoring project, Report N 11, U.S.A., 1982, 356 p.

23. Warneck P. Behavior of Co-mixing ratio near the tropopause and in the lower stratosphere. Proceeding of the survey conference. U.S.A., 1972, p.162-164.

ОЗОНОМЕТР М-124

В результате многочисленных исследований, предпринятых в разных странах, было выяснено, что озон, несмотря на малое его содержание в атмосфере, играет существенную роль во многих физико-химических процессах, развивающихся в атмосфере / 3 /. В частности, озон определяет ультрафиолетовый климат нашей планеты, ограничивая коротковолновый конец солнечного спектра (а также спектра звезд и планет) и не пропуская до поверхности Земли излучения короче 290 нм, при наличии которого органическая жизнь на Земле в ее современном виде была бы невозможной. Учитывая, что с каждым годом расширяются масштабы антропогенных воздействий на озоновый слой, вопросы контроля за озоносферой приобретают первостепенную важность.

С целью наземного контроля за озоновым слоем в 1980-1983 гг. был разработан новый прибор - озонметр М-124. Научная, приоритетная, методическая, метрологическая части разработки и первый макет прибора были выполнены в Главной геофизической обсерватории имени А.И.Воейкова / 1,4,5 /, а техдокументация, опытные образцы и промышленная серия приборов были изготовлены в Центральном конструкторском бюро гидрометеорологического приборостроения (г.Обнинск).

Озонметр М-124 предназначен для измерения суммарного озона (СО) в атмосфере как по прямому солнечному излучению, так и по рассеянному излучению от зенита облачного неба.

До начала разработки были известны озонметрические приборы: спектрофотометр Добсона / 3 /, озонметр М-83 / 3 /, новозеландский озонметр Кантербери с узкополосными светофильтрами / 7 /, спектрофотометр Бруера из Канады / 7 / и озонметр Сентран из США с узкополосными светофильтрами / 7 /. Их некоторые сравнительные характеристики, согласно / 7 / и др., указаны в табл.1.

Из табл.1 следует, что новый озонметр М-124 имеет ряд преимуществ перед другими озонметрическими приборами (меньшие масса, стоимость, простота в эксплуатации). В то же время погрешность измерения общего содержания озона этим прибором, как показали закончившиеся в 1983 г. ведомственные приемочные испытания, не ниже соответствующей погрешности аналогичных приборов.

Следует отметить, что в 1979-1980 гг. в США были произведены длительные сравнения / 7 / всех озонметрических приборов, указанных в табл.1 (кроме тогда не существовавшего озонметра М-124). Спектрофотометры Добсона и Бруера показали, что расхождения в пока-

заниях суммарного озона между ними в среднем не превышали 3 %. Озонометры (в данном случае – спектрофотометры со светофильтрами) по разному по своим показаниям отличались от спектрофотометра Добсона.

Таблица I

Сведения об озонометрических приборах

Наименование прибора	Масса прибора, (приближенно) кг	Стоимость прибора, (приближенно) тыс.руб.	Ширина полосы пропускания (на половине высоты кривой), нм	Количество каналов
Спектрофотометр Добсона (Великобритания)	100	70	1,5	8
Озонометр М-83 (СССР)	14	1,6	20	2
Озонометр Кантербери (Новая Зеландия)	60	20	3,0	6
Спектрофотометр Бруера (Канада)	40	20	1,0	5
Озонометр Сентран (США)	7,0	5,0	3,0	6
Озонометр М-124 (СССР)	5,5	1,2	20	2

Озонометр М-83 / 5 /, имеющий стеклянные светофильтры, по своим показаниям отличался от спектрофотометра Добсона в среднем на 3-5 % в диапазоне высот Солнца 17-80°. В том же диапазоне высот Солнца озонометры Кантербери и Сентран, имеющие интерференционные светофильтры, отличались по показаниям от спектрофотометра Добсона на 20-30 % /7/. Столь большие отклонения этих озонометров от спектрофотометра Добсона объясняются неустойчивостью интерференционных светофильтров / 7 /, что впрочем было известно раньше в ГГО в результате эксплуатации макетов озонометров с интерференционными светофильтрами.

Оптическая и электрическая системы нового озонометра М-124 близки к аналогичным системам озонометра М-83 / 3,5 /, который широко применяется на озонометрической сети СССР. Основным отличием оптической системы озонометра М-124 (рис.1) от оптической системы прибора М-83 является наличие в озонометре малогабаритного отражателя, предназначенного для наводки прибора на солнечный диск. Использование отражателя позволяет в два-три раза уменьшить массу и габариты озонометра, поскольку отпадает необходимость в использовании высоко-азимутального устройства.

К еще большему уменьшению массы и габаритов озонометра приводят использование в нем одного приемника излучения — фотоэлемента Ф-4 — вместо двух приемников излучения в приборе М-83 — фотоумножителя ФЭУ-18А и фотоэлемента Ф-4 / 5 /, а также применение микросхемы 140УД8А вместо лампового усилителя. Температура внутри прибора измеряется малогабаритным электротермометром.

Оптическая система озонометра обеспечивает следующие функции:

- а) наводку прибора на солнечный диск или на зенит неба с тем, чтобы излучение от диска Солнца или участка неба вблизи зенита попадало через сравнительно небольшой телесный угол на фотоэлемент;
- б) выделение поочередно двух участков в ультрафиолетовой области спектра, из которых первый, наиболее коротковолновый, находится в полосе поглощения озона.

Телесный угол прибора образуется с помощью входной (в комплекте их две) и выходной диафрагм, которые создают два предельных угла: $3,5^\circ$ (для прямого солнечного света) и $5,5^\circ$ (для рассеянного света от зенита неба).

Прямое солнечное излучение направляется в тубус прибора с помощью отражателя, состоящего из кварцевой пластинки с зеркальной меткой, имеющей две степени свободы. Зеркальная метка предназначена для упрощения и контроля наводки прибора на солнечный диск. Излучение проходит защитную кварцевую пластинку и светофильтр, состоящий из комбинации цветных стекол и ограждающих их кварцевых пластинок. Затем излучение падает на фотоэлемент Ф-4, чувствительный к ультрафиолетовому излучению. Светофильтры, фотоэлемент и усилитель помещены в герметизированный пассивный термостат, а светофильтры, кроме того, размещены в герметизированных капсулах.

Выделение двух участков спектра производится за счет двусторонне режущих светофильтров, образующихся в результате комбинации цветных оптических стекол, основу которых составляет стекло УФС-2 / 6 /, выделяющее широкую полосу пропускания в УФ области спектра от 260 нм до 400 нм. При этом дополнительное пропускание в красном участке спектра от 680 нм до 780 нм, свойственное стеклу УФС-2, убирается за счет достаточно малой чувствительности фотоэлемента Ф-4 к излучению этих длин волн / 2 /.

Первый светофильтр состоит из комбинации цветных стекол УФС-2 (3,5 мм) и ЖС-20 (9 мм). Стекло ЖС-20 / 6 / отсекает длины волн, большие 325 нм, в результате чего первый светофильтр обладает максимумом пропускания в области длин волн 300 нм.

Второй светофильтр состоит из комбинации цветных стекол УФС-2 (8,5 мм), ЖС-3 (2 мм), СЗС-21 (1 мм) и СС-4 (1 мм). Стекла ЖС-3, СЗС-21 и СС-4 / 6 / совместным действием сдвигают максимум пропускания второго светофильтра в область 326 нм.

Третий вспомогательный светофильтр, предназначенный в дальнейшем для измерения УФ радиации, образуется комбинацией цветных стекол УФС-2 (8,5 мм), ЖС-3 (1 мм) и СС-5 (1 мм) с максимумом пропускания в области 348 нм и полушириной $\Delta\lambda = 31$ нм.

В результате проведения ведомственных приемочных испытаний озонометра М-124 (сентябрь 1983 г.) была найдена его общая относительная погрешность измерения ОС. Относительная погрешность измерения ОС в соответствии с ГОСТ 8.207-76 рассчитывалась по формуле

$$\Delta = K \cdot S_{\Sigma}, \quad (1)$$

где

$$K = \frac{\epsilon + \theta}{S(\bar{X}_n) + \sqrt{\frac{1}{3}[\theta_1^2 + \theta_2^2 + \theta_3^2 + \theta_4^2 + \theta_5^2]}}; \quad (2)$$

$$S(\bar{X}_n) = \frac{100}{\bar{X}_n} \cdot \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{ni} - \bar{X}_n)^2}{n(n-1)}}; \quad (3)$$

$$\epsilon = t \cdot S(\bar{X}_n); \quad (4)$$

$$\theta = 1,1 \sqrt{\theta_1^2 + \theta_2^2 + \theta_3^2 + \theta_4^2 + \theta_5^2}; \quad (5)$$

$$S(\bar{X}_c) = \frac{100}{\bar{X}_n} \cdot \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}_n)^2}{n(n-1)}}; \quad (6)$$

$$S_{\Sigma} = \sqrt{\frac{1}{3}(\theta_1^2 + \theta_2^2 + \theta_3^2 + \theta_4^2 + \theta_5^2) + S^2(\bar{X}_c)}; \quad (7)$$

$$\theta_1 = t \cdot S(\bar{K}_n); \quad (8)$$

$$\theta_4 = t \cdot S(\bar{X}_n); \quad (9)$$

$$S(\bar{K}_3) = \frac{100}{\bar{K}_3} \cdot \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (K_{3i} - \bar{K}_3)^2}{n(n-1)}}; \quad (10)$$

$$\theta_5 = t \cdot S(\bar{K}_3); \quad (11)$$

$$S(\tilde{X}_3) = \frac{100}{\bar{X}_D} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{3,i} - \bar{X}_D)^2}{n(n-1)}} \quad (12)$$

- Здесь K - коэффициент, зависящий от соотношения случайной и неисклученной систематической погрешности измерения;
- t - коэффициент Стьюдента;
- X_i - единичное значение ОС по солнечным наблюдениям озонометра М-124 (матм-см), $X_{i,3}$ - то же для зенитных наблюдений;
- X_{Di} - единичное значение ОС по спектрофотометру Добсона (матм-см);
- $\bar{X}_D$ - среднее значение ОС за серию по спектрофотометру Добсона (матм-см);
- n - количество наблюдений за серию;
- S_Σ - оценка суммарного среднеквадратического отклонения результата измерения, %;
- θ_1 - неисклученная систематическая погрешность за счет градуировки озонометра, %;
- θ_2 - неисклученная систематическая погрешность, обусловленная изменением коэффициента привязки за межповоротный интервал, %;
- θ_3 - неисклученная систематическая погрешность измерения температуры прибора в единицах ОС, %;
- θ_4 - относительная погрешность образцового средства измерения - спектрофотометра Добсона, %;
- θ_5 - неисклученная систематическая погрешность в определении зенитного коэффициента градуировки K_3 ;
- $S(\tilde{X}_D)$ - среднее квадратическое отклонение результата измерений, где $\tilde{X}_D$ - среднее арифметическое исправленных результатов наблюдений (взятых по спектрофотометру Добсона);
- $S(\bar{K}_n)$ - среднее квадратическое отклонение результата измерения коэффициента привязки;
- $S(X_D)$ - среднее квадратическое отклонение результата измерений за серию по спектрофотометру Добсона;
- $S(\tilde{X}_3)$ - среднее квадратическое отклонение результата измерения ОС прибором М-124 по зениту неба от среднего арифметического по спектрофотометру Добсона.

С помощью формул (1) - (9) рассчитывались погрешности измерения ОС для прямого солнечного излучения (без величины θ_5). Для рассеянного излучения от зенита неба погрешность измерения ОС рассчитывалась по формулам (1) - (12), при этом в формуле (7) вместо

$S(\tilde{X}_c)$ использовалась величина $S(X_3)$.

Значения величин $S(\tilde{X}_D)$, $S(\tilde{K}_n)$, $S(X_D)$, $S(\tilde{X}_3)$ и $\tilde{X}_D$ находились из обработки данных ряда серий измерений $X_{D,i}$, X_i , $X_{3,i}$, $K_{n,i}$, при чем $S(\tilde{X}_D)$ и $S(\tilde{X}_3)$ находились из серий синхронных измерений величин X_i и $X_{D,i}$ или $X_{i,3}$ и $X_{D,i}$.

В результате испытаний получились значения погрешностей, указанные в табл.2 и 3.

Таблица 2

Относительная погрешность измерения ОС по прямому
солнечному свету

Величина	Дата	Номер озонометра М-124		
		001	002	003
$S(\tilde{X}_D) \%$	01.09.83	0,38	0,34	0,87
	02.09.83	0,31	0,41	0,69
$\theta_1 \%$	Для всех дат	1,46	2,13	1,82
$\theta_2 \%$	"	0,5	0,5	0,5
$\theta_3 \%$	"	1,2	1,2	1,2
$\theta_4 \%$	"	1,0	1,0	1,0
n	"	20	20	20
t	"	2,09	2,09	2,09
$\Delta \%$	01.09.83	2,6	3,1	3,2
	02.09.83	2,5	3,1	3,1

Таблица 2

Относительная погрешность измерения ОС по облачному
зениту

Величина	Дата	Номер озонометра М-124		
		001	002	003
$S(\tilde{X}_D) \%$	12.08.83	0,69	0,69	0,73
	25.08.83	1,21	1,27	1,37
	14.09.83	0,73	0,40	0,65

Продолжение табл.3

Величина	Дата	Номер озонометра М-124		
		001	002	003
$\theta_1 \%$	Для всех дат	1,46	2,13	1,82
$\theta_2 \%$	"	0,5	0,5	0,5
$\theta_3 \%$	"	1,2	1,2	1,2
$\theta_4 \%$	"	1,0	1,0	1,0
$\theta_5 \%$	"	1,72	2,60	2,30
n	12.08.83	19	19	20
	25.08.83	11	11	12
	14.09.83	20	20	20
t	12.08.83	2,09	2,09	2,09
	25.08.83	2,20	2,20	2,18
	14.09.83	2,09	2,09	2,09
$\Delta \%$	12.08.83	3,4	4,4	4,1
	25.08.83	4,1	5,0	4,8
	14.09.83	3,5	4,2	4,0

В итоге приемочных испытаний в акте было отмечено, что озонометр М-124 соответствует техническому заданию и что полученная погрешность измерения ОС не превышает предельно допустимую погрешность.

В настоящее время (1983 г.) выпущена первая партия озонометров М-124 в количестве 70 шт. и готовится к выпуску вторая партия озонометров в количестве 80 шт.

Список литературы

1. А.с.892395 (СССР). Озонометр Г.П.Гущин, С.А.Соколенко - Заявл.28.04.80 № 2917357/18-10; опубл.23.12.81 - Бюлл.открытий, изобретений, промышленных образцов и товарных знаков, 1981, № 47.
2. Берковский А.Г., Гаванин В.А., Зейдель И.Н. Вакуумные фотоэлектронные приборы.-М., Энергия, 1976, 343 с.
3. Гущин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озона в атмосфере.-Л., Гидрометеоиздат, 1983, 288 с.
4. Гущин Г.П., Соколенко С.А. Макет нового прибора для измерения суммарного озона.-Труды ГГО, 1984, вып.472, с.35-40.
5. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона.-Л., Гидрометеоиздат,

1981, 45 с. Сост. Г.П.Лушин.

6. Стекло оптическое цветное. ГОСТ 9411-75. М., 1976, 49 с.

7. Parsons C.L., Gerlach J.C., Williams M.E., Kerr J.B.

Preliminary results of an intercomparison of total ozone spectrophotometers. Proceedings of the quadrennial international ozone symposium 4-9 August 1980. Boulder, Colorado, USA, 1981, p.80-87.

ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ АРХИВА
„АКТИНОМЕТРИЯ” НА МАГНИТНЫХ ЛЕНТАХ ЕС ЭВМ

Архив „Актинометрия” создается в рамках общей программы по формированию единой системы хранения данных о состоянии природной среды на основе общих принципов построения режимно-справочных банков данных (РСБД).

РСБД, согласно / 2 /, представляет собой комплекс, состоящий из информационной базы, технических средств и математического обеспечения, который позволяет осуществлять накопление массивов данных, а также их обработку и распространение внутри пользователей. Система обслуживания потребителей актинометрическими данными в настоящее время не автоматизирована, что не удовлетворяет современным требованиям и приводит к тому, что эта важная информация недостаточно используется при решении прикладных задач. Создание и эксплуатация в системе РСБД архива „Актинометрия” позволит увеличить интенсивность использования архивных данных, а также обеспечит надежное хранение первичной информации.

Объем накопленной актинометрической информации оценивается величиной порядка $63 \cdot 10^7$ десятичных знаков. Треть общего объема информации представлена на носителях, не пригодных к вводу в ЭВМ (таблицах, книжках наблюдений и т.п.). Остальная информация хранится на перфокартах (ПК) и магнитных лентах ЭВМ М-222 (МЛ М222). Таким образом, при создании информационной базы архива „Актинометрия” возникает необходимость в перезаписи накопленных ранее данных на новый технический носитель — магнитную ленту ЕС ЭВМ с соблюдением требований специального языка описания данных (ЯОД) / 2 /.

Информацией для формирования первой очереди архива являются перфокартотека данных срочных наблюдений по станциям международного обмена за период с 1961 по 1984 г. и архив МЛ М-222, содержащий данные срочных наблюдений и результаты регистрации радиационного баланса и его составляющих по всем наземным станциям СССР за период с 1976 по 1984 г. Объем указанной информации составляет порядка $20 \cdot 10^7$ десятичных знаков.

По смысловому содержанию информационная база РСБД „Актинометрия” подразделяется на архивы СРОЧНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ и РЕГИСТРАЦИЯ, каждый из которых состоит из совокупности однотипных файлов.

В список архивируемых величин архива СРОЧНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ входят

радиационный баланс B , длинноволновый баланс B_d , отраженная радиация R_k , прямая радиация, приходящая на перпендикулярную S и горизонтальную S' поверхности, рассеянная радиация Ω , суммарная радиация Q , альbedo подстилающей поверхности A_k , высота солнца H и сопутствующая метеорологическая информация $МЕТ$. Для каждого из перечисленных значений известны временные признаки: год G , месяц M , день D , срок U , позиционный признак: координатный номер N , а также шифр вида актинометрической информации X .

Список архивируемых величин содержит также среднемесячные значения радиационного баланса и его составляющих B_{cp} , S_{cp} , D_{cp} , Q_{cp} , A_{cp} с признаками G , M , U , N , X . Смысловая структура этого архива представляется следующей классификационной схемой

$((B_{cp}, S_{cp}, D_{cp}, Q_{cp}, A_{cp}), (B, B_d, R_k, S, S', Q, A_k, H, MET)_p)_{GMNX}$

При переводе на МЛ ЕС ЭВМ данных перфокартотеки файл данных архива представляется в виде последовательных записей, содержащих информацию, относящуюся к определенному сроку за месяц для одной станции. Информацию, хранящуюся на МЛ М222, удобнее накапливать на МЛ ЕС ЭВМ в виде записей с месячной информацией по всем архивируемым станциям, последовательность записи которых упорядочивается списком.

Архив РЕГИСТРАЦИЯ, создающийся на базе архива МЛ М222, содержит информацию о суммах радиационного баланса и его составляющих за период с 1976 по 1984 г. В список архивируемых величин этого архива включены часовые суммы радиации Σ_v , суточные суммы Σ_d , месячные суммы часовых сумм, относящихся к одному часовому интервалу Σ_{mv} , месячные суммы Σ_m , продолжительность солнечного сияния за сутки p и месяц M_p , состояние деятельной поверхности q . Для всех архивируемых величин общими являются признаки: год G , месяц M , координатный номер станции N и шифр вида радиации X , для суточных величин известен также признак день D , для месячных сумм за определенный часовой интервал - час U , для часовых сумм радиации день D и час U .

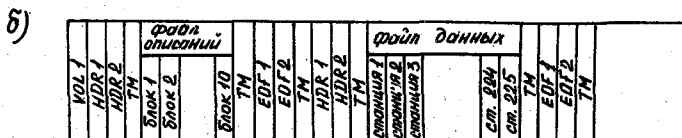
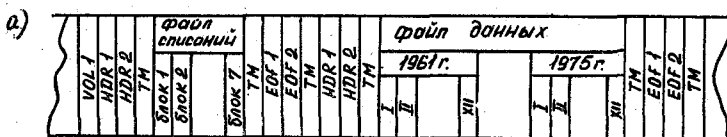
Свернутая классификационная схема архива имеет вид:

$((\Sigma_m, M_p(\Sigma_{mv})_v, (\Sigma_d, p, q, (\Sigma_v)_v)_d)_{GMNX})$

Файл данных архива представляет собой последовательность записей, включающих в себя данные за месяц по всем архивируемым станциям, расположенным в определенном порядке.

Конечным результатом создания информационной базы РСБД является архив "Актинометрия" на МЛ ЕС ЭВМ, содержащей файлы описаний и файлы данных. Схемы размещения данных на МЛ приведены на рисунке.

Структура архивной МЛ с данными одной станции
за весь период архивации (а) и информацией по всем станциям
за один месяц (б)



Файл описаний и файл данных оформляются в соответствии с обычными требованиями операционной системы ЕС к организации наборов данных на МЛ. На одну МЛ стандартной длины помещаются данные архива СРОЧНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ для 6 станций за период 1961 - 1975 г. или данные за 8 месяцев по всем станциям. Архив РЕГИСТРАЦИЯ за весь период наблюдений полностью уместается на одной МЛ.

Для данных перфокартотеки процесс формирования архивной МЛ разбивается на следующие технологические этапы:

- подготовка перфокартотеки к обработке;
- копирование ПК на промежуточную МЛ, перекодировка информации в код ДКОИ, контроль записи, перезапись информационного массива о промежуточной МЛ на МЛ ЕС;
- сортировка набора данных на МЛ ЕС ЭВМ, выполнение контроля, формирование файлов описаний и файлов данных;
- создание архивной МЛ.

Для печезаписи архива МЛ М222 на МЛ ЕС ЭВМ будет использована технология, предложенная в работе / I /.

Одним из важнейших этапов работы по созданию архива являются контроль информации, который подразделяется на контроль правильности раскодировки и записи информации и ее полноты (этап перезаписи данных на МЛ ЕС ЭВМ) и контроль качества информации (этап обработки данных).

При выборе методов контроля для этапа перезаписи актинометрических данных на МЛ ЕС ЭВМ был учтен характер исходной информации. Как показывает опыт создания целого ряда РСБД / 3,4 /, при накоп-

лении исторической информации с ПК и МЛ М222 можно ограничиться достаточно простыми методами контроля, так как существующий на МЛ и ПК архив создавался по материалам, прошедшим критический контроль. Поэтому на этапе подготовки информационной базы предусматривается выполнить контроль призначных элементов, перекодирование информации и контроль на допустимые пределы и согласованность. Каждому значению элемента радиации на основании результатов контроля присваивается характеристика качества, которая может принимать следующие значения: 0 - правильное значение; 1 - сомнительное значение; 2 - значение ошибочно; 3 - значение восстановлено; 4 - значение элемента логически не соответствует другим элементам; 9 - контроль элемента не проводился.

Метеорологическая информация подвергается только перекодировке и не контролируется (характеристика качества ей не присваивается). Это вызвано тем, что метеоинформация выполняет в архиве вспомогательную роль и самостоятельно не используется.

Особенности существующего архивного хранения актиметрической информации на различных носителях (ПК и МЛ) приводят к необходимости разрабатывать схемы контроля данных применительно к исходному типу носителя. Для перфокартотеки процесс контроля разбивается на следующие этапы:

- предварительная сортировка ПК;
- перезапись информации с ПК на промежуточную МЛ в образах ПК с предварительным контролем и перекодированием записи в код ДКОИ;
- выявление дублей;
- призначный контроль;
- контроль информации на достоверность и согласованность.

Контроль архива, формируемого с МЛ М222, ограничивается контролем перезаписи информации с МЛ М222 на МЛ ЕС ЭНМ. При контроле проверяются контрольные суммы блоков. При наличии 10 ошибок контрольных сумм промежуточные ленты возвращаются на перезапись. В случае правильной перезаписи данных всем элементам массива присваивается значение характеристики качества, соответствующее правильной информации.

Алгоритмы и программы контроля качества информации на МЛ ЕС ЭНМ будут разрабатываться после завершения работ по записи данных на МЛ в форматах ЯОД.

Список литературы

1. Аристова Л.Н. Структура архива данных термобарических полей в свободной атмосфере на магнитных лентах ЕС ЭВМ и технология перезаписи с магнитных лент ЭВМ М222. - Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1980, вып.81, с.43-56.

2. Веселов В.М. Язык описания гидрометеорологических данных. - Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1978, вып.43, с.3-30.

3. Галеркин Л.И. К методике логического контроля массивов океанографической информации на ЕС ЭВМ 1040. - Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1981, вып.79, с.31-40.

4. Организация информационной базы данных аэрологических наблюдений (ИМБД "Аэрология"). Казначеева В.Д., Коротков А.П., Нагорная Т.С., Руденкова Т.В. - Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1980, вып.81, с.3-42.

ОБ УГЛОВОЙ ЗАВИСИМОСТИ ПОКАЗАНИЙ ПИРАНОМЕТРА

В настоящее время измерения рассеянной и суммарной радиации на сети гидрометеорологических станций выполняются при помощи пиранометра М-80М без учета зависимости его чувствительности от угла падения измеряемых потоков излучения. Оценки поправочных множителей к показаниям пиранометров разных типов выполнялись для отдельных экземпляров и в основном для равномерного яркого неба / 1,3,6 /.

В данной работе расчет поправочных множителей выполнен с учетом распределения яркости пасмурного (облачность 10 баллов нижнего яруса) и безоблачного неба при различных значениях прозрачности атмосферы и высоты Солнца, а также проведены обобщения в целях выработки практических рекомендаций по учету угловых характеристик пиранометров.

Значение углового поправочного множителя Γ_h к показаниям пиранометра при измерении рассеянной радиации вычислялось по формуле (1), взятой из / 6 /:

$$\Gamma_h = \frac{\sum_{k=1}^n \Phi_{hk}}{\sum_{k=1}^n \frac{\Phi_{hk}}{\Gamma_h}}, \quad (1)$$

где Φ_{hk} - доля рассеянной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность от данной кольцевой зоны k неба со средней угловой высотой h ;

Γ_h - поправочный множитель на высоту Солнца h_0 , соответствующий угловой высоте h ;

n - число зон, на которые разделена небесная сфера.

Значения Φ_{hk} , полученные на основе экспериментальных данных для пасмурного и ясного неба при различной высоте Солнца, взяты из / 2 /.

Вычисления проведены для 6 пиранометров с различным ходом величины Γ_h от высоты Солнца h_0 (табл. I). Выбранные пиранометры (№ 1-6) имеют различные формы кривой зависимости Γ_h от высоты Солнца h_0 : у № 1 - впадина в области средних значений h_0 ; у № 2 - монотонный рост; у № 3 - резкое снижение от значений $\Gamma_h > 1$ к значениям $\Gamma_h < 1$; у № 4 - значения Γ_h наиболее близкие к 1; под номерами 5 и 6 указаны предельные допускаемые значения Γ_h . Пиранометры № 1-3 имеют худшие угловые характеристики, а № 4 - лучшие по поверочным свидетельствам партии из 57 приборов, изготовленных в 1978 г.; № 5 и № 6 рассмотрены для сравнения.

Таблица I

Значения поправок F_h при высоте Солнца h_0 для
пиранометров № I-6

h_0 Номер пираномет- ра	5	15	25	35	45	55	65	75	85
I	0,90	0,95	0,89	0,84	0,87	0,91	0,93	0,96	0,98
2	0,80	0,87	0,90	0,92	0,94	0,95	0,97	0,99	0,99
3	1,25	1,07	0,91	0,89	0,94	0,95	0,97	1,00	1,00
4	0,98	0,96	0,98	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00
5	1,35	1,30	1,22	1,18	1,16	1,13	1,10	1,06	1,02
6	0,65	0,70	0,78	0,82	0,84	0,87	0,90	0,94	0,98

Вычисленные по формуле (I) значения F_0 для пасмурного и ясно-го неба при значениях высоты Солнца от 7 до 55° (условия, для кото-рых приведены данные в / 2 /) указаны в табл.2. Здесь же приведены значения F_0 для этих же пиранометров, рассчитанные при условии равномерного яркого неба по данным / 6 /.

Данные табл.2 показывают, что без учета поправочных множителей F_0 погрешность результата измерений разными пиранометрами различ-на и составляет от I до 10 %, а у пиранометров № 5 и № 6 со значе-ниями F_h , равными крайним допускам, она даже выше.

При безоблачном небе ход величины F_0 с высотой Солнца повто-ряет характер хода F_h , однако по значению отличается. Самая боль-шая разница F_0 и F_h наблюдается у пиранометра № 3 со значениями F_h , отклоняющимися от I в обе стороны.

С другой стороны, данные табл.2 показывают, что все значения F_0 для одного и того же пиранометра мало отличаются друг от друга, благодаря чему для каждого пиранометра может быть принято одно сред-нее значение $\bar{F}_0$. Отклонения отдельных значений F_0 от среднего $\bar{F}_0$, как показывает табл.2, в основном лежат в пределах $\pm 0,01$, и только в отдельных случаях при низком Солнце и плоских угловых харак-теристиках пиранометра значение $|F_0 - \bar{F}_0|$ составляет 0,02.

Таким образом, при обработке рассеянной радиации, измеренной в условиях пасмурного и безоблачного неба, может быть использовано од-но среднее значение $\bar{F}_0$ при погрешности за счет осреднения $\pm 0,01$.

Для использования на практике значение $\bar{F}_0$ необходимо получать путем осреднения по нескольким азимутам, хотя бы по четырем. Сведе-ний, содержащихся в поверочном свидетельстве на пиранометр, при этом недостаточно, поскольку значения F_h полностью даны только для од-

Таблица 2

Значения поправочных множителей Γ_0 к показаниям пиранометров № 1-6 при измерениях рассеянной радиации в случаях равномерного, изомурного и безоблачного неба при разной высоте Солнца

Номер пирано- метра	Равно- мерно ядрое небо	Пасмур- ное небо	Безоблачное небо при $h_\odot$						Среднее значение $\bar{\Gamma}_0$	
			7	10	20	30	40	50		55
1	0,900	0,899	0,902	0,903	0,898	0,898	0,899	0,898	0,902	0,900
2	0,931	0,929	0,907	0,908	0,911	0,915	0,920	0,926	0,927	0,918
3	0,957	0,958	0,986	0,981	0,971	0,962	0,955	0,962	0,958	0,967
4	0,990	0,989	0,986	0,986	0,985	0,986	0,986	0,988	0,989	0,987
5	1,159	1,164	1,208	1,194	1,190	1,183	1,177	1,182	1,165	1,183
6	0,830	0,824	0,788	0,790	0,800	0,802	0,811	0,819	0,815	0,807

ного азимута (для стороны, на которой нанесен номер пиранометра), а для остальных азимутальных направлений - только по одному значению $\bar{F}_h$ при $h = 20^\circ$, а сравнивая данные табл. I и 2, можно видеть, что явно выраженной зависимости между значениями $\bar{F}_h$ при $h = 20^\circ$ и $\bar{F}_0$ не существует.

Используя формулу (I), можно рассчитать для каждого пиранометра значение $\bar{F}_0$ с помощью ЭИМ, определив при этом также и область разброса значений $\bar{F}_0$. При отсутствии ЭИМ значения $\bar{F}_0$ можно получать при помощи табл. 3 (для пасмурного неба) и табл. 4 (для безоблачного неба), дающих совпадение с расчетами по формуле (I) в пределах $\pm 0,01$.

Таблица 3

Значения величин $\Delta \bar{F}_0 \cdot 10^{-3}$ в случае пасмурного неба при различных значениях $\bar{F}_h$ и h .

F_h	h									
	5	15	25	35	45	55	65	75	85	
I,35	9	25	39							
I,25	7	19	30	34						
I,20	6	16	25	28	31					
I,15	5	13	19	22	24	21				
I,10	3	9	13	15	17	15	12			
I,05	2	5	7	8	9	8	6	2	1	
0,95	-2	-5	-8	-9	-9	-8	-7	-3	-2	
0,90	-4	-10	-16	-18	-20	-17	-14			
0,85	-6	-17	-25	-28	-31	-27				
0,80	-9	-23	-35	-43	-43					
0,75	-12	-31	-46	-52						
0,65	-18	-49	-72							

Таблица 4

Значения величин $\Delta \bar{F}_0 \cdot 10^{-3}$ при различных значениях $\bar{F}_h$ и h в случае безоблачного неба при высоте Солнца h_0 .

$\bar{F}_h$	h	Высота Солнца h_0						
		7	10	20	30	40	50	55
1,35	5	30	28	22	16	12	11	11
	15	50	50	43	40	34	31	30
1,25	5	23	22	16	12	9	8	8

Продолжение табл.4

F_h	h	Высота Солнца h_0						
		7	10	20	30	40	50	55
1,20	15	38	38	33	30	27	24	33
	25	32	34	40	41	37	31	29
	5	19	18	13	10	8	7	7
	15	32	31	27	25	22	19	18
	25	27	28	32	33	31	26	24
1,15	35	25	26	31	33	33	29	28
	5	15	14	10	8	6	5	5
	15	25	24	22	19	18	15	14
	25	21	22	26	26	25	21	19
	35	20	20	24	26	26	23	22
1,10	45	18	18	18	19	22	23	22
	55	14	14	13	14	15	17	19
	5	10	9	7	5	4	4	4
	15	17	17	14	13	12	10	10
	25	15	15	18	18	16	14	13
1,05	35	14	14	16	17	17	16	15
	45	13	12	12	13	14	16	15
	55	10	10	9	10	10	12	13
	65	8	8	7	7	9	10	13
	5	6	5	4	3	6	2	2
1,05	15	9	9	8	8	6	5	5
	25	8	8	9	9	10	7	7
	35	7	7	9	9	9	8	7
	45	7	6	7	7	10	8	8
	55	10	5	5	5	6	6	7
0,95	65	4	4	4	4	5	5	6
	75	2	2	2	2	3	4	4
	85	1	1	0	1	1	1	2
	5	-10	-6	-4	-3	-2	-2	-2
	15	-10	-10	-8	-7	-7	-8	-6
0,95	25	-8	-9	-10	-10	-9	-8	-7
	35	-8	-8	-10	-8	-10	-9	-8
	45	-7	-7	-7	-8	-8	-9	-8
	55	-6	-6	-7	-4	-6	-7	-7
	65	-5	-5	-4	-5	-5	-6	-6
0,95	75	-3	-3	-2	-3	-3	-4	-5
	85	-2	-1	-1	-1	-1	-2	-2

Продолжение табл. 4

Γ_h	h	Высота Солнца $h_\odot$						
		7	10	20	30	40	50	55
0,90	5	-12	-12	-10	-7	5	-5	-5
	15	-20	-20	-17	-16	-14	-13	-12
	25	-17	-18	-21	-22	-20	-17	-15
	35	-16	-17	-20	-22	-21	-19	-18
	45	-14	-15	-15	-16	-17	-19	-18
	55	-11	-12	-11	-12	-13	-15	-15
	65	-10	-10	-9	-9	-11	-12	-13
0,85	5	-19	-18	-14	-11	-8	-7	-7
	15	-32	-31	-28	-25	-23	-20	-20
	25	-26	-28	-33	-25	-31	-26	-25
	35	-25	-27	-31	-34	-33	-29	-28
	45	-24	-23	-24	-25	-27	-29	-28
	55	-18	-18	-18	-19	-20	-23	-25
0,80	5	-27	-26	-20	-15	-10	-10	-10
	15	-43	-44	-38	-35	-31	-27	-27
	25	-37	-39	-46	-47	-45	-37	-34
	35	-35	-37	-44	-46	-46	-41	-39
0,75	5	-35	-34	-27	-20	-16	-14	-14
	15	-57	-58	-38	-46	-41	-37	-36
	25	-49	-53	-60	-61	-57	-49	-34
0,65	5	-57	-53	-42	-31	-24	-22	-22
	15	-90	-89	-79	-72	-65	-58	-56

В табл. 3 и 4 указаны значения $\Delta\Gamma_0$, каждое из которых представляет собой разность между поправочным множителем идеального прибора, равным 1, и поправочным множителем, полученным при действии только одного из значений Γ_h , т.е. выделяет в чистом виде и наглядно показывает роль каждого значения Γ_h в формировании поправочного множителя Γ_0 .

Значения $\Delta\Gamma_0$ вычислены по формуле (2) в предположении, что из всех значений Γ_h данного пиранометра только одно значение (Γ_{hi}) отличается от 1, а остальные равны 1.

$$\Delta\Gamma_{hi} = \frac{\sum_{k=1}^n D_{hk}}{\Gamma_{hi} + \sum_{k=1}^n D_{hk} - D_{hi}} - 1, \quad (2)$$

где n - число зон, на которые разделена небесная сфера;

D_{hk} - доля рассеянной радиации, приходящая от кольцевой зоны k неба;

F_{hi} - поправочный множитель на высоту Солнца, соответствующую высоте середины рассматриваемой зоны h_i , который принят не равным 1;

D_{hi} - доля рассеянной радиации, приходящая от зоны h_i .

При расчетах предполагалось, что значение F_{hi} распространяется на всю зону h_i .

Значение поправочного множителя F_D вычислялось по формуле

$$F_D = \sum_{k=1}^n \Delta F_{Di} + 1, \quad (3)$$

где ΔF_{Di} - значения, найденные по табл.3 или табл.4.

В случае пасмурного неба значения ΔF_{Di} берутся по табл.3 для всех значений h от 5 до 85°. Значения F_h берутся из поверочного свидетельства на данный пиранометр, при этом высота h середины зоны k должна соответствовать указанной в поверочном свидетельстве высоте Солнца h_0 . Недостающие значения F_h получают путем интерполяции.

В случае безоблачного неба (табл.4), кроме значений h и F_h , значения ΔF_{Di} различаются также в зависимости от высоты Солнца h_0 , поскольку положение Солнца влияет на распределение яркости по небу. Это сказывается также и на значениях ΔF_{Di} . Например, для пиранометра, имеющего $F_h = 1,35$ при $h = 5^\circ$, значения ΔF_{Di} меняются от $30 \cdot 10^{-3}$ при $h = 7^\circ$ до $11 \cdot 10^{-3}$ при $h = 55^\circ$ (первая строка табл.4). Даже у пиранометра с хорошими угловыми характеристиками, например, имеющего $F_h = 1,05$ при $h = 5^\circ$, значения ΔF_{Di} меняются заметно (от $6 \cdot 10^{-3}$ при $h = 7^\circ$ до $2 \cdot 10^{-3}$ при $h = 55^\circ$).

Помимо определения F_D , табл.3 и табл.4 могут быть использованы также при выборе назначения конкретного пиранометра любого типа. Например, по значениям ΔF_{Di} видно, что для измерения рассеянной радиации лучше подойдет пиранометр, имеющий меньшие значения $|F_h - 1|$ в области средних h , чем в области малых и больших h , поскольку значения ΔF_{Di} с увеличением h (при постоянном F_h) сначала растут, а затем уменьшаются. При этом максимум величины ΔF_{Di} с ростом h_0 смещается в сторону более высоких значений h . Это отмечается как при пасмурном, так и при ясном небе.

Полученные по табл.3 и табл.4 значения F_D не дают полного совпадения с данными, рассчитанными по формуле (I), ввиду отсутствия строгого математического соответствия обоих методов. Однако расхождение (δF_D) значений, полученных этими двумя методами, для реальных пиранометров невелико. Проведенная проверка значений

Γ_0 , полученных предлагаемым методом, со значениями, рассчитанными по формуле (I); показала, что при безоблачном небе для пиранометров № I-6 при всех h_0 расхождения не превышают $\pm 0,01$, а при пасмурном небе — даже меньше.

Поправочные множители Γ_0 к показаниям пиранометра при измерении суммарной радиации рассчитаны по формуле (4):

$$\Gamma_0 = \frac{S' + D}{\frac{S'}{\Gamma_h} + \frac{D}{\Gamma_0}} \quad (4)$$

где D , S' — значения рассеянной и прямой солнечной радиации соответственно;

Γ_h — поправочный множитель на высоту Солнца (из поверочного свидетельства);

Γ_0 — угловой поправочный множитель для измерений рассеянной радиации, рассчитанный по формуле (I).

При расчетах значения S' и D взяты из / 5 / для случая безоблачного неба при различной высоте Солнца h_0 и значениях прозрачности атмосферы, определяемых значением прямой солнечной радиации при атмосферной массе $m = 1,5$.

Рассмотрены случаи для тех же пиранометров № I-6. Указанные для них в табл. 2 значения Γ_0 для безоблачного неба экстраполированы до $h_0 = 90^\circ$.

Для каждого из 6 пиранометров были рассчитаны Γ_0 в ходе высоты Солнца для 6 состояний прозрачности атмосферы ($S_m = 0,85; 1,00; 1,10; 1,22; 1,33$ и $1,43$), соответствующих значениям фактора мутности T по Линке от 2 до 5.

Полученные значения Γ_0 показали малую зависимость от S_m , поэтому для каждого пиранометра были вычислены средние по S_m значения $\bar{\Gamma}_0$ при каждом из значений h_0 , равных 7, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 75 и 90° . Расхождения между значениями Γ_0 и $\bar{\Gamma}_0$ не превышают следующих значений: 0,01 — у пиранометра № I и № 4 при всех h_0 и у пиранометров № 2 и № 3 при $h_0 \geq 20^\circ$; 0,02 — у пиранометров № 5 и № 6 при $h_0 \geq 20^\circ$; 0,05 — у пиранометров № 2, 3, 5 и 6.

Величина Γ_0 меняется с высотой Солнца почти так же, как и Γ_h , но по значению отличается при низком Солнце до 10 % и более, вследствие чего нельзя использовать величину Γ_h как поправочный множитель при измерении суммарной радиации в случаях $h_0 < 20^\circ$. При $h_0 > 20^\circ$ величина $|\Gamma_0 - \Gamma_h|$ у пиранометров № I-4 не превышает 0,01, а у пиранометров № 5-6 — не более 0,02. Пределы изменения значений Γ_0 для одного и того же пиранометра, хотя и меньше, чем у Γ_h , но все же достаточно велики и составляют у пиранометров № I-6 соответственно 0,11; 0,14; 0,17; 0,04; 0,26 и 0,24. Поэтому при введении поправок Γ_0 необходимо учитывать высоту Солнца. Все

приведенные рассуждения справедливы только для случая измерений суммарной радиации вручную, когда пиранометр ориентируют одной и той же стороной по направлению к Солнцу, вследствие того что для такой же позиции определены значения F_h , указанные в поверочном свидетельстве. В случае непрерывной регистрации при неподвижном пиранометре действует также и азимутальная зависимость значений F_a , для учета которой требуется более детальная характеристика величины F_a , усложняемая изменениями азимута и склонения Солнца в течение года. Указанные выше обстоятельства могут привести к тому, что при попытке ввести угловую поправку по значениям F_h в результаты измерения суммарной радиации получаются данные с большей областью разброса, чем без поправок. Кроме того, при недостаточно хорошем качестве стеклянного колпака (неоднородности толщины, свили и др.) возможны различия в значениях F_h , определяемых по Солнцу и по лампе накаливания с протяженным телом накала и несовершенным конденсором. Учитывая вышеизложенное, в настоящее время не представляется возможным существенно уменьшить угловые погрешности результатов регистрации суммарной радиации при неподвижном пиранометре. Однако при использовании разработанной в ААНИИ универсальной автоматической актинометрической стрелы / 4 /, обеспечивающей одно и то же направление пиранометра на Солнце, азимутальная зависимость величины F_a исключается.

Но в любом случае метод определения суммарной радиации по показаниям актинометра и затененного пиранометра, применяемый в настоящее время на сети, еще раз оправдывается выполненными в данной работе оценками.

В случае регистрации рассеянной радиации азимутальная зависимость величины F_h скажется меньше на значениях F_0 ввиду значительно большей однородности рассеянной радиации по азимуту. Кроме того, метод контроля пиранографа при помощи графика зависимости показаний пиранометра, установленного на регистрацию, от показаний сравнительного пиранометра, по которому измерения выполняются вручную (метод, используемый на сети), обеспечивает автоматически учет азимутальных поправок, осредненных за некоторый период времени также и в результатах регистрации. При этом нет необходимости вычислять F_0 для пиранометра, поставленного на регистрацию, достаточно это сделать только для сравнительного пиранометра.

В отношении угловых поправок для рассеянной радиации остаются невыясненными вопросы о расхождениях между значениями F_h , определенными по лампе и по Солнцу, а также вопрос об учете распределения яркости по небу при различной форме и количестве облаков. Последнее обстоятельство не противоречит предложению о вводе поправок к данным о рассеянной радиации, поскольку значения F_0 и F_a имеют с F_h

одинаковый ход при изменении высоты Солнца. Это позволяет предполагать, что при переменной облачности значения Γ_p будут мало отличаться от полученных при пасмурном и безоблачном небе. Для получения окончательного ответа на поставленные вопросы требуются дополнительные исследования.

Изложенные выше результаты оценок зависимости угловой чувствительности пиранометра от высоты Солнца и характера распределения яркости по небу показали возможность существенного уменьшения систематической погрешности измерений, обусловленной отклонениями чувствительности пиранометра от закона косинусов.

При введении поправок остаются неучтенными неисключенные остатки систематической погрешности, обусловленные неточностью определения величины Γ_h , осуществляемого на установке актинометрической типа ПО-4 / 3 /.

Как известно / 6 /, поправочный множитель Γ_h при измерении прямой солнечной радиации вводится посредством условия:

$$S'_h = S \frac{1}{\Gamma_h} \cdot \sin h_0, \quad (5)$$

где S'_h - измеренное значение прямой солнечной радиации на горизонтальную площадку для данной высоты Солнца h_0 .

Методом дифференцирования и перехода к конечным разностям находим выражение для абсолютной погрешности измерения прямой солнечной радиации $\Delta S'_h$ на горизонтальную площадку:

$$\Delta S'_h = S'_h \left(\frac{\Delta \Gamma}{\Gamma_h} + \operatorname{ctg} h \cdot \Delta h \right), \quad (6)$$

где $\Delta \Gamma$ - погрешность определения поправочного множителя при поверке пиранометра;

Δh - погрешность установки горизонтальности пиранометра.

Погрешность $\frac{\Delta \Gamma}{\Gamma}$ находится с помощью выражения (7):

$$\frac{\Delta \Gamma}{\Gamma} = \frac{\Delta n_{90}}{n_{90}} + \frac{1}{\sin h} \cdot \frac{\Delta n_h}{n} + \operatorname{ctg} h \cdot \Delta h, \quad (7)$$

где n_{90} , n_h - отсчеты показаний по измерительному прибору пиранометра (полагаем, что влиянием погрешности этого прибора на определение Γ_h можно пренебречь) при высотах 90° и h соответственно;

$\frac{\Delta n_{90}}{n_{90}}$, $\frac{\Delta n_h}{n_h}$ - относительная погрешность поддержания уровня энергетической освещенности на установке ПО-4, равная 0,1 %;

Δh - погрешность начального положения пиранометра по углу наклона к оптической оси установки ПО-4, равная $0,3^\circ$.

Полагая, что составляющие формулы (7) соответствуют нормальному закону распределения, можно написать выражение для погрешности измерения прямой радиации, отнесенной к предельному значению суммарной радиации Q_n , в виде:

$$\theta_{L.S} = \frac{S}{Q_n} \cdot \sin h \sqrt{\left(\frac{\Delta n_{h_0}}{n_{90}}\right)^2 \left(1 + \frac{1}{\sin h}\right) + 2 (\operatorname{ctg} h \cdot \Delta h)^2} \quad (8)$$

Выражение для расчета приведенной погрешности измерения рассеянной радиации в зависимости от точности определения F_D находим путем дифференцирования формулы (5)

$$F_D = 1 + \sum \Delta D_i (1 - F_{\text{ср}i}), \quad (9)$$

которая легко получается из формулы (1) при условии $1 - F_{\text{ср}i} \ll 1$.

После несложных преобразований можно написать:

$$\theta_{L.S} = \frac{D_h}{Q_n} \cdot 2 \sqrt{\sum \left(\Delta D \frac{\Delta F_{hi}}{F_D}\right)^2}, \quad (10)$$

где $\frac{D_h}{Q_n} = \frac{0,8}{1,5} = 0,53$.

Результаты расчетов по формулам (8), (10) показали, что погрешность измерения пиранометром М-80М за счет неисключенных остатков систематической погрешности, обусловленной отклонением от "закона косинусов" составляет: для рассеянной радиации - 0,21 %; для прямой солнечной - в пределах от 0,20 до 0,34 % в зависимости от высоты Солнца h_0 с максимальными значениями при h_0 , равных 30-40°; для суммарной радиации - не более 0,55 %.

При выполнении данной работы были рассмотрены поверочные свидетельства 224 пиранометров типа М-80М, а также и некоторые экземпляры приборов. Было выявлено, что допуски на F_h , указанные в нормативной технической документации, выше встречающихся на практике и на основании этого могут быть уменьшены до значений, указанных в табл. 5.

Таблица 5

Допуски на величину F_h (действующие и предлагаемые при различной высоте Солнца h_0)

h_0	10	15	25	35	45	55	65	75	85
Действующие	0,65- 1,35	0,70- 1,30	0,78- 1,22	0,80- 1,19	0,83- 1,16	0,87- 1,13	0,90- 1,10	0,94- 1,06	0,98- 1,02
Предлагаемые	0,70- 1,25	0,75- 1,20	0,79- 1,19	0,82- 1,17	0,88- 1,13	0,90- 1,10	0,93- 1,07	0,96- 1,04	0,99- 1,01

Из рассмотренных 224 пиранометров в пределы предлагаемых допусков не укладывались экземпляры, которые следовало бы забраковать, а именно: с неплоской термобатареей; с диафрагмой, расположенной

не параллельно термоэлементам и др. Угловые характеристики пиранометра можно было бы улучшить, введя более жесткие допуски на точность сборки прибора.

Пиранометр со значениями F_h с допусками, предложенными в табл.5, имел бы значения F_D на 0,03 ближе к единице, чем по существующим требованиям.

С точки зрения применения табл.3 и 4 в поверочном свидетельстве лучше было бы указывать значения F_h для h от 5 до 85° через интервалы 10°.

Список литературы

1. Зачек С.И., Дуцько Л.В., Клеванцова В.А., Начкебия Б.Г., Тайц Д.А., Горбенко Ю.Д. О результатах испытаний полупроводниковых актинометрических приборов.—Труды ГГО, 1984, вып.472.

2. Пыдмаа В.К. О распределении рассеянной радиации по небосводу.—Исследования по физике атмосферы, 1963, № 4, с. III—III9, АН ЭССР.

3. Руководство по поверке метеорологических приборов.—Л., Гидрометеоиздат, 1971.

4. Самушкин В.А., Веремеенко М.В., Бусин Ю.П. Устройство для измерения составляющих радиационного баланса. (ААНИИ) Авт.свид. СССР кл. ОI I/I2 № 678440, заявл.23.08.76 № 2399047.

5. Сивков С.И. Методы расчета солнечной радиации.—Л., Гидрометеоиздат, 1968.

6. Янишевский Ю.Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений.—Л., Гидрометеоиздат, 1957.

ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОГРЕШНОСТЕЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ АСИМПТОТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

При использовании асимптотического метода / 2-7 / среднее значение показателя ослабления $\overline{\mu'(z_1, z)}$ на участке $\Delta Z = z - z_1$ запишется в виде

$$\overline{\mu'(z_1, z)} = -\frac{1}{2\Delta Z} \ln \left(1 - \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}_M} \right), \quad (1)$$

где

$$\mathcal{I} = \int_{z_1}^{z_1 + \Delta z} P(z) z^2 dz, \quad \mathcal{I}_M = \int_{z_1}^{z_M} P(z) z^2 dz,$$

z_M - достаточно большое расстояние;

$P(z)$ - регистрируемый с расстояния z сигнал.

В настоящей работе рассматриваются погрешности определения показателя ослабления асимптотическим методом при использовании лидаров, в которых осуществляется корректировка сигнала $P(z)$ на z^2 непосредственно в приемном тракте. Исследуются погрешности, обусловленные, во-первых, тем, что интеграл $\mathcal{I}_M$ недостаточно близок к предельному значению, во-вторых, случайными погрешностями определения амплитуд сигналов $S(z) = P(z)z^2$, в-третьих, систематическими сдвигами уровня отсчета сигналов $S(z)(\Delta S^*(z) = \text{const})$, в-четвертых, сдвигами начала отсчета расстояний z^* при корректировке сигнала $P(z)$ на z^2 .

Для упрощения расчетов погрешностей полагается, что атмосфера однородна. В этом случае сигнал описывается соотношением

$$S(z) = S(z_1, \mu'_0) \exp[-2\mu'_0(z - z_1)], \quad (2)$$

где z_1 - некоторое фиксированное расстояние в начале зондируемой трассы;

μ'_0 - натуральный показатель ослабления атмосферы.

Обычно используемые лидары имеют предельную дальность зондирования $z_{\text{макс}}$. Если величина z_M , являющаяся верхним пределом интеграла $\mathcal{I}_M$ (соотношение (1)), превышает $z_{\text{макс}}$ при данном значении μ'_0 , то интегрируется шумовая составляющая сигнала обратного рассеяния $P(z)$. Чтобы по возможности избежать этого, для выбора величин $\Delta Z = z - z_1$, $\Delta z_M = z_M - z_1$ можно воспользоваться соотношениями

$$\frac{S(z_1 + \Delta Z)}{S(z_1)} = 0.1, \quad (3)$$

$$\Delta Z_M = n \Delta Z, \text{ если } n \Delta Z < \Delta Z_{\text{макс}}, \quad (4)$$

$$\Delta Z_M = \Delta Z_{\text{макс}}, \text{ если } n \Delta Z \geq \Delta Z_{\text{макс}}, \quad (5)$$

где $\Delta Z_{\text{макс}} = Z_{\text{макс}} - Z_1$, C_1 и n — некоторые параметры, причем C_1 можно считать постоянным лишь для некоторого ограниченного диапазона значений μ' .

Перейдем непосредственно к исследованию погрешностей асимптотического метода.

1. Погрешности определения показателя ослабления, обусловленные конечной дальностью действия лидара (краевым эффектом).

Из-за ограниченного динамического диапазона лидарных сигналов интеграл $\mathcal{I}_M$ может не достигать предельного значения, получающегося при стремлении $Z_M \rightarrow \infty$. Такой недобор интеграла $\mathcal{I}_M$ приводит, согласно (1), к тому, что значение показателя ослабления $\mu'_{\text{ас}}$, рассчитанное асимптотическим методом, превышает истинное значение показателя ослабления μ'_0 . В принципе, истинное значение показателя ослабления μ'_0 может находиться в пределах от 0 до $\mu'_{\text{ас}}$. Полагая что величины ΔZ и ΔZ_M определяются из соотношений (3-5), показатель ослабления $\mu'_{\text{ас}}$ можно записать в виде

$$\mu'_{\text{ас}} = \frac{1}{\ln C_1} \mu'_0 \ln \left(1 - \frac{1 - C_1}{1 - C_1^n} \right), \quad (6)$$

если

$$n \Delta Z < \Delta Z_{\text{макс}}$$

и

$$\mu'_{\text{ас}} = \frac{1}{\ln C_1} \mu'_0 \ln \left[1 - \frac{1 - C_1}{1 - \exp(-2\mu'_0 \Delta Z_M)} \right], \quad (7)$$

если $n \Delta Z \geq \Delta Z_{\text{макс}}$.

В табл. I приведены величины $\frac{\mu'_{\text{ас}} - \mu'_0}{\mu'_0} \cdot 100\%$, рассчитанные с использованием соотношений (6,7) при разных значениях $\frac{1}{C_1}$, μ'_0 , n при $\Delta Z_{\text{макс}} = 2,25$ км.

Из табл. I видно, что, чем меньше насыщен интеграл $\mathcal{I}_M$ (меньше значения n , $\frac{1}{C_1}$, μ'_0), тем больше погрешности за счет краевого эффекта. При малых значениях $\frac{\mu'_0}{S_M} \geq 5 \cdot 10$ км (погрешности $\frac{\mu'_{\text{ас}} - \mu'_0}{\mu'_0} \cdot 100\%$ достигают десятков и сотен процентов). Наличие двух формул (6,7) для определения величины $\mu'_{\text{ас}}$ свидетельствует о том, что при ограниченной дальности зондирования не существует однозначной связи между истинным значением показателя ослабления μ'_0 и измеряемой величиной $\mu'_{\text{ас}}$, т.е. в определенных случаях большие значения $\mu'_{\text{ас}}$ могут получаться и при малых и при больших зна-

чениях μ'_0 .

Таблица I

Погрешности асимптотического метода $\frac{\Delta \mu'}{\mu'_0} \cdot 100\%$ за счет краевого эффекта при разных значениях $\frac{1}{C_1}$, μ'_0 , n при $\Delta Z_{\max} = 2,25$ км

n	$\mu'_0 = 6 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 3 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{C_1}=5$	$\frac{1}{C_1}=7,5$	$\frac{1}{C_1}=10$	$\frac{1}{C_1}=5$	$\frac{1}{C_1}=7,5$	$\frac{1}{C_1}=10$
2	11,3	6,2	4,1	11,3	6,2	4,1
3	2,0	0,8	0,4	2,0	0,8	0,4
n	$\mu'_0 = 1 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 0,6 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{C_1}=5$	$\frac{1}{C_1}=7,5$	$\frac{1}{C_1}=10$	$\frac{1}{C_1}=5$	$\frac{1}{C_1}=7,5$	$\frac{1}{C_1}=10$
2	11,3	6,2	4,6	21,1	31,4	45,4
3	2,9	3,8	4,6	21,1	31,4	45,6

2. Погрешности определения показателя ослабления, обусловленные случайными погрешностями измерения амплитуд сигналов $S(z)$.

Будем полагать, что для регистрации сигналов $S(z)$ используется амплитудно-цифровой преобразователь (АЦП). С АЦП сигналы $S(z)$ в цифровом коде выводятся либо непосредственно на ЭВМ, либо на перфорирующее устройство. В этом случае существует случайная погрешность измерения амплитуд сигналов $S(z)$, определяемая шагом квантования сигналов в АЦП $|\Delta S(z)| = \text{const}$. Из-за погрешностей определения амплитуд сигналов $S(z)$ интегралы $\mathcal{J}$, $\mathcal{J}_m$ будут найдены с погрешностями $\Delta \mathcal{J}$, $\Delta \mathcal{J}_m$. После несложных преобразований, воспользовавшись соотношением (1), получим

$$\Delta \mu'(z_1, z_1 + \Delta z) = \frac{\sqrt{(\Delta \mathcal{J})^2 + (\Delta \mathcal{J}_m)^2}}{2 \Delta z \left(\frac{\mathcal{J}_m}{\mathcal{J}} - 1 \right)} \quad (8)$$

Определив величины ΔZ , ΔZ_m из соотношений (2-5), интегралы $\mathcal{J}$, $\mathcal{J}_m$ можно найти проинтегрировав соотношение (2). Полагая, что величина $S(z)$ известна с постоянным шагом $h = 0,02$ км по расстоянию, а погрешность определения амплитуд $|\Delta S(z)| = 0,01 S(z_1)$ (при $\mu' = 3 \text{ км}^{-1}$),

можно найти погрешности $\Delta \mathcal{J}$, $\Delta \mathcal{J}_m$. В табл.2 приведены погрешности $\frac{\Delta \mu'(z_1, z_1 + \Delta z)}{\mu'_0} \cdot 100\%$, рассчитанные по формуле (8) для случая $|\Delta S(z)| = 0,01 S(z_1)$ (при $\mu' = 3 \text{ км}^{-1}$), $h = 0,02$ км, $\Delta Z_{\max} = 2,25$ км при разных значениях μ'_0 , n , $\frac{1}{C_1}$.

Из табл.2 видно, что погрешности $|\Delta \mu' / \mu'|$ могут варьироваться от 2,4 % до 13,9 %, причем зависимость погрешности $|\frac{\Delta \mu'}{\mu'}|$ от μ' (n и $\frac{1}{C_1}$ фиксированы) имеет U-образный вид. Погрешности $|\frac{\Delta \mu'}{\mu'}|$ практически не зависят от параметра n . При увеличении величины $\frac{1}{C_1}$ погрешности $|\frac{\Delta \mu'}{\mu'}|$ возрастают. Это обусловлено тем, что большим

значениям величины $\frac{1}{c_1}$ соответствуют участки ΔZ большей протяженности и интеграл $\int$ стремится к интегралу $\int_m$. А так как величина $\frac{\int_m}{\int} - 1$ входит в знаменатель формулы (8) для определения $\Delta \mu'$, то погрешность $\left| \frac{\Delta \mu'}{\mu'} \right|$ будет увеличиваться.

Таблица 2

Погрешности $\left| \frac{\Delta \mu'}{\mu'} \right| \cdot 100$ % асимптотического метода за счет случайных погрешностей измерения амплитуд лидарных сигналов $|\Delta S(z)| = 0,01(z_1)$ при $\mu' = 3 \text{ км}^{-1}$

n	$\mu'_0 = 6 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 3 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$
2	3,3	4,3	5,2	2,6	3,3	4,1
3	3,1	4,3	5,5	2,4	3,3	4,2
	$\mu'_0 = 1 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 0,6 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$
2	3	3,8	4,8	4,3	7,4	13,9
3	2,8	3,8	4,8	4,3	7,4	13,9

3. Погрешности определения показателя ослабления, обусловленные сдвигами уровня отсчета ΔS^* сигналов $S(z)$.

Сдвиг уровня отсчета возможен в электрических цепях, следующих за схемой корректировки сигнала $P(z)$ на z^2 . При этом вместо величины $S(z)$ измеряется величина $S(z) + \Delta S^*$, что обуславливает погрешности определения интегралов $\int$, $\int_m$. Воспользовавшись соотношением (1), получим

$$\frac{\Delta \mu'(z_1, z_1 + \Delta Z)}{\mu'(z_1, z_1 + \Delta Z)} = \frac{\ln\left(1 - \frac{\int + \Delta \int}{\int_m + \Delta \int_m}\right)}{\ln\left(1 - \frac{\int}{\int_m}\right)} - 1. \quad (9)$$

Величины $\Delta \int$, $\Delta \int_m$ запишутся в виде

$$\Delta \int = \Delta Z \cdot \Delta S^*, \quad (10)$$

$$\Delta \int_m = \Delta Z_m \cdot \Delta S^*, \quad (11)$$

где ΔZ , ΔZ_m определяются соотношениями (3-5).

В табл.3 приведены погрешности $\left| \frac{\Delta \mu'}{\mu'} \right| \cdot 100$ % при разных значениях μ'_0 , n , $\frac{1}{c_1}$ при $\Delta S^* = 0,01S(z)$ ($\mu' = 3 \text{ км}^{-1}$), $\Delta Z_{\text{макс}} = 2,25 \text{ км}$.

Из анализа результатов расчета погрешностей $\frac{\Delta \mu'}{\mu'}$, приведенных в табл.3, следует, что для увеличения точности определения показателя ослабления μ' , необходимо ограничивать дальность зондирования посредством использования меньших значений параметров n и $\frac{1}{c_1}$. Однако при этом, как было показано ранее, существенно возрастает пог-

решность из-за краевого эффекта.

Таблица 3

Погрешности $\frac{\Delta \mu'}{\mu'} \cdot 100\%$ асимптотического метода за счет сдвигов уровня отсчета $\Delta S^* = 0,01 S(z_1)$ ($\mu' = 3 \text{ км}^{-1}$) при разных значениях μ'_0 , n , $\frac{1}{c_1}$ при $\Delta Z_{\text{макс}} = 2,25 \text{ км}$

n	$\mu'_0 = 6 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 3 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$
2	-3,3	-5,6	-7,6	-3,6	-6,1	-8,3
3	-6,3	-10,1	-13,6	-6,9	-11,1	-14,9
n	$\mu'_0 = 1 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 0,6 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$
2	-7,2	-12,3	-13,3	-8,0	-8,4	-7,7
3	-11,9	-13,7	-15,1	-8,0	-8,4	-7,7

4. Погрешности определения показателя ослабления, обусловленные сдвигами начала отсчета расстояний z^* при умножении сигнала $P(z)$ на z^2 .

Наличие сдвига начала отсчета расстояний приводит к тому, что интегралы $\mathcal{J}$ и $\mathcal{J}_m$ определяются с погрешностями $\Delta \mathcal{J}$, $\Delta \mathcal{J}_m$.

$$\mathcal{J} + \Delta \mathcal{J} = \int_{z_1}^{z_1 + \Delta z} S(z) \left(1 + \frac{z^*}{z}\right)^2 \exp[-2\mu'_0(z - z_1)] dz, \quad (12)$$

$$\mathcal{J}_m + \Delta \mathcal{J}_m = \int_{z_1}^{z_1 + \Delta z_m} S(z) \left(1 + \frac{z^*}{z}\right)^2 \exp[-2\mu'_0(z - z_1)] dz. \quad (13)$$

В табл. 4 приведены погрешности $\frac{\Delta \mu'}{\mu'} \cdot 100\%$, рассчитанные с использованием соотношений (9), (12), (13), для $z^* = 0,01 \text{ км}$, $z_1 = 0,1 \text{ км}$, $\Delta Z_{\text{макс}} = 2,25 \text{ км}$ при разных значениях n , $\frac{1}{c_1}$, μ'_0 .

Из табл. 4 видно, что погрешности $\frac{\Delta \mu'}{\mu'}$ уменьшаются при уменьшении μ'_0 , либо увеличении $\frac{1}{c_1}$. Это обусловлено тем, что при уменьшении μ'_0 (либо увеличении $\frac{1}{c_1}$) происходит увеличение протяженности участков ΔZ и ΔZ_m , а следовательно, уменьшение относительной погрешности измерения расстояний. Погрешности $\frac{\Delta \mu'}{\mu'}$ практически не зависят от параметра n . Это связано с тем, что, хотя ΔZ_m и увеличивается, однако интеграл $\mathcal{J}_m$ практически не возрастает с ростом ΔZ_m , поскольку близок к предельному значению.

Таким образом, наличие погрешностей определения показателя ослабления, к основным из которых следует отнести погрешности, обусловленные сдвигами уровня отсчета ΔS^* и ограниченной дальностью зондирования, существенно уменьшает диапазон значений показателя

ослабления, где погрешности определения величины μ' асимптотическим методом лежат в приемлемых пределах.

Таблица 4

Погрешности асимптотического метода $\frac{\Delta \mu'}{\mu'} \cdot 100\%$ за счет сдвига начала отсчета расстояний $z^* = 0,01$ км, $\Delta z_{\text{макс}} = 2,25$ км при разных значениях $n, \frac{1}{c_1}, \mu'_0$.

n	$\mu'_0 = 6 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 3 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$
2	3,3	3,1	2,8	3,5	3,1	2,9
3	3,3	3,2	2,9	3,6	3,1	3,0
	$\mu'_0 = 1 \text{ км}^{-1}$			$\mu'_0 = 0,6 \text{ км}^{-1}$		
	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$	$\frac{1}{c_1} = 5$	$\frac{1}{c_1} = 7,5$	$\frac{1}{c_1} = 10$
2	2,8	2,3	2,1	2,3	1,9	1,6
3	2,8	2,3	2,1	2,3	1,9	1,6

Список литературы

1. Абрамочкин А.И., Тихомиров А.А. Методы сокращения динамического диапазона лидарных сигналов (обзор). - В кн.: Аппаратура и методика дистанционного зондирования параметров атмосферы. Новосибирск, Наука, 1980, с.19-29.

2. Довгялло Е.Н., Ковалев В.А., Полякова В.А. Использование метода обратного рассеяния для измерения прозрачности атмосферы в наклонных направлениях. - Метеорология и гидрология, № 6, 1973, с.56-62.

3. Ковалев В.А. Теоретическая модель схемы измерения прозрачности атмосферы по интенсивности рассеянного назад света. - Труды ИТО, 1970, вып.255, с.165-169.

4. Ковалев В.А. Измерение прозрачности атмосферы с помощью световых импульсов малой длительности. - Труды ИТО, 1971, вып.279, с.194-200.

5. Ковалев В.А. Об одном способе обработки сигналов лазерного лоатора. - Труды ИТО, 1973, вып.312, с.128-133.

6. Ковалев В.А. Анализ методов обработки сигналов лазерных лоаторов при измерении прозрачности атмосферы. - Труды ИТО, 1976, вып.357, с.121-139.

7. Ковалев В.А., Игнатенко В.М. Влияние вариаций индикатрисы рассеяния на точность лидарного определения прозрачности атмосферы. Труды ИТО, 1980, вып.445, с.63-68.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ФАКТОРА ЛИДАРА

Наличие зоны, где луч лазера лишь частично попадает в поле зрения приемника лидара, учитывают введением в уравнение лазерной локации дополнительного множителя $q(z)$, который обычно называют геометрическим фактором лидара. Геометрический фактор можно находить либо расчетным путем / 2,3,6,8,10 /, либо экспериментально / 5 /. В первом случае $q(z)$ выражается через параметры лидара: угол поля зрения приемника, характеристики диаграммы направленности излучения передатчика, распределение интенсивности света в сечении лазерного пучка на разных удалениях от лидара и другие. Определение упомянутых величин сопряжено со значительными техническими трудностями. Поэтому предпочтительнее находить $q(z)$ экспериментально. При этом косвенно учитываются все факторы, от которых зависит $q(z)$. В работе / 5 / геометрический фактор находят по сигналам, полученным при отражении от экрана, который последовательно устанавливают на разных расстояниях от лидара. Этот способ определения геометрического фактора лидара имеет ряд недостатков:

1. Необходимость перемещения и установки отражающего экрана на разных расстояниях от лидара;
2. Необходимость контроля отражательных свойств и однородности поверхности экрана;
3. Необходимость контроля мощности зондирующего импульса.

Перечисленных недостатков лишен способ исключения геометрического фактора из уравнения лазерной локации посредством использования сигналов обратного рассеяния, полученных при зондировании атмосферы в горизонтальных направлениях / 7,9 /. В этом случае геометрический фактор не выражается в явном виде. Покажем как по сигналам обратного рассеяния, полученным при зондировании атмосферы в горизонтальных направлениях, найти $q(z)$.

При наличии допущения об однородности атмосферы и пренебрежении эффектом многократного рассеяния сигнал обратного рассеяния описывается следующим соотношением:

$$P(z) = P_0 S_0 K q(z) z^{-2} \tau_r \exp(-2\mu' z), \quad (1)$$

где $P(z)$ - регистрируемый сигнал, пропорциональный световому потоку, рассеянному в обратном направлении с расстояния z от лидача;

P_0 - начальная энергия зондирующего импульса;

S_0 - площадь приемного объектива;

K - коэффициент пропускания системы, учитывающий потери в оптике приемника и передатчика и т.д.;

$q(z)$ - геометрический фактор лидача;

γ_r - показатель обратного рассеяния;

μ' - натуральный показатель ослабления.

При определении $q(z)$ по одиночным сигналам возможны значительные погрешности, связанные как с аппаратными шумами, так и с вариациями характеристик атмосферы на зондируемой трассе. При использовании серий сигналов случайные погрешности определения $q(z)$ должны существенно уменьшиться. В связи с этим проанализируем возможность нахождения $q(z)$ по серии из N сигналов обратного рассеяния. Для m -го сигнала из рассматриваемой серии имеем, согласно (1):

$$q_m^*(z) = P_m(z) z^2 \exp(2\mu'z), \quad (2)$$

где

$$q_m^*(z) = P_{0m} S_0 K \gamma_r q_m(z). \quad (3)$$

Точность определения $q_m^*(z)$ зависит от выполнения исходных априорных допущений об однородности атмосферы, отсутствии эффекта многократного рассеяния, а также от погрешности $|\Delta\mu'|$ измерения величины μ' . Поэтому желательно определять $q_m^*(z)$ по сигналам, полученным при больших значениях метеорологической дальности видимости (МДВ). Между тем в условиях высокой МДВ возрастает относительный вклад в лидарные сигналы наводок и аппаратных шумов, приводящих к сдвигам уровня отсчета ΔP_m^* сигнала $P_m(z)$, что, в свою очередь, приводит к систематической погрешности определения $q_m^*(z)$. Поэтому необходимо предварительно по μ'_m и $P_m(z)$ найти и устранить $\Delta P_m^* / 4$ /. После введения такой поправки соотношение (2) преобразуется следующим образом

$$q_m^*(z) = [P_m(z) - \Delta P_m^*] z^2 \exp(2\mu'z). \quad (4)$$

При определении по $q_m^*(z)$ средней (по серии) величины $\overline{q^*(z)}$ разные $q_m^*(z)$ будут иметь разные веса из-за флуктуации начальной энергии зондирующего импульса. Чтобы это учесть, будем нормировать функции $q_m^*(z)$ в интервале $[z_1, z_n]$,

$$q_{m \text{ норм}}(z) = \frac{q_m^*(z)}{C_m}, \quad (5)$$

где

$$C_m = \sum_{j=1}^M q_m(z_j),$$

M — количество отсчетов сигнала $P_m(z)$ на участке $[z_1, z_m]$.
 Функции $q_{m \text{ норм}}(z)$, в чем легко убедиться, не зависят от флуктуаций энергии зондирующего импульса. Поэтому использование $q_{m \text{ норм}}(z)$ в условиях флуктуаций P_0 позволяет более точно оценивать погрешности определения геометрического фактора $\overline{q_{m \text{ норм}}(z)}$, следовательно, и связанные с этим погрешности определения показателя ослабления атмосферы. Среднее значение геометрического фактора $\overline{q(z)_{\text{норм}}}$ и относительную погрешность его определения $\frac{\overline{\sigma(q(z)_{\text{норм}})}}{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}$ можно оценить по формулам

$$q(z)_{\text{норм}} = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N q_{m \text{ норм}}(z), \quad (6)$$

$$\frac{\overline{\sigma(q(z)_{\text{норм}})}}{\overline{q(z)_{\text{норм}}}} = \frac{1}{\overline{q(z)_{\text{норм}}}} \sqrt{\frac{1}{N(N-1)} \sum_{m=1}^N (q_{m \text{ норм}}(z) - \overline{q(z)_{\text{норм}}})^2}. \quad (7)$$

В табл. I приведены величины $\frac{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}{q_{\text{макс}}}$ ($q_{\text{макс}}$ — максимальное значение $\overline{q(z)_{\text{норм}}}$ на участке $[z_1, z_m]$), $\frac{\overline{\sigma(q(z)_{\text{норм}})}}{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}$ в зависимости от z для лидара типа / I /.

Таблица I
 Геометрический фактор $\frac{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}{q_{\text{макс}}}$ и его относительная погрешность $\frac{\overline{\sigma(q(z)_{\text{норм}})}}{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}$, рассчитанные при разных z для лидара / I /

z	$\frac{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}{q_{\text{макс}}}$ без устранения ΔP^*	$\frac{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}{q_{\text{макс}}}$ с устранением ΔP^*	$\frac{\overline{\sigma(q(z)_{\text{норм}})}}{\overline{q(z)_{\text{норм}}}}$
M			
60	0,06	0,04	0,04
100	0,28	0,26	0,03
140	0,50	0,46	0,03
180	0,70	0,65	0,03
220	0,83	0,78	0,03
260	0,90	0,85	0,03
300	0,99	0,93	0,02
340	0,97	0,93	0,02
380	1,00	0,98	0,02

продолж. табл. I

Z M	$\frac{Q(Z)_{\text{норм}}}{Q_{\text{макс}}}$ без устранения ΔR^*	$\frac{Q(Z)_{\text{норм}}}{Q_{\text{макс}}}$ с устранением ΔR^*	$\frac{Q(Z)_{\text{норм}}}{Q(Z)_{\text{норм}}}$
420	0,98	0,97	0,02
460	0,97	0,97	0,02
500	0,99	1,00	0,02
540	0,93	0,96	0,03
580	0,95	1,00	0,03
620	0,90	0,96	0,03
660	0,92	1,00	0,03
700	0,87	0,97	0,03
740	0,86	0,98	0,03
780	0,84	0,98	0,03
820	0,82	0,98	0,03

При этом $Q(Z)_{\text{норм}}$ определялось по серии из 45 сигналов ($S_m \geq 100$ км). Из табл. I видно, что $\frac{Q(Z)_{\text{норм}}}{Q(Z)_{\text{норм}}}$ достигает минимума при некоторых средних значениях Z и возрастает при больших и малых Z . Это объясняется тем, что в ближней и в дальней зонах лидара амплитуды сигналов, по которым рассчитывается геометрический фактор, измеряются с большой относительной погрешностью. Из табл. I видно существенное отличие величин $\frac{Q(Z)_{\text{норм}}}{Q_{\text{макс}}}$, рассчитанных без устранения и с устранением сдвигов отсчета. Это свидетельствует о необходимости учета сдвигов уровня отсчета при определении геометрического фактора по лидарным сигналам.

Таким образом, в настоящей работе показано как устранять некоторые систематические и оценивать случайные погрешности определения геометрического фактора лидара по сериям сигналов обратного рассеяния, полученным при зондировании атмосферы в горизонтальных направлениях в условиях высокой МДВ.

Список литературы

1. Балин Ю.С., Кауль Б.В. Устройство для определения оптических характеристик атмосферы. - Авт. св. СССР, № 918822, Кл. G 01 № 21/01, Бюл. изобр. 1982, № 13.
2. Даничкин С.А., Самохвалов И.В. Уравнение лазерного зондирования. - 4 Всесоюзный симпозиум по лазерному зондированию атмосферы, тезисы докладов, Томск, 1976, с. 74-78.

3. Даничкин С.А., Самохвалов И.В. Уравнение лазерной локации протяженных рассеивающих сред с учетом параметров лидара. - В сб. Лазерное зондирование атмосферы, М., Наука, 1976, с.104-110.

4. Игнатенко В.М. О влиянии инструментальных погрешностей на точность лидарного определения прозрачности атмосферы. - 7 Всесоюзный симпозиум по лазерному и акустическому зондированию атмосферы, тезисы докладов, часть 2, Томск, 1982, с.202-203.

5. Исследование точностных характеристик некоторых методов лидарного зондирования атмосферы. Ю.С.Балин, В.П.Галилейский, И.В.Самохвалов, В.С.Шаманаев. - В сб. Вопросы лазерного зондирования атмосферы, Наука, Новосибирск, 1976, с.34-45.

6. Костко О.К., Орлов В.М., Шулейкин В.Н. Передаточная функция ближней зоны импульсного лидара. - Труды ЦАО, 1977, вып.130, с.28-36.

7. Определение показателей ослабления и рассеяния водной среды и атмосферы по временному размытию отраженного импульсного сигнала. Э.П.Зеге, А.П.Иванов, Б.А.Каргин, И.Л.Кацев, - Изв.АН СССР. ФАО, т.7, № 7, 1971, с.750-757.

8. Применение оптических квантовых локаторов для измерения высоты облаков и характеристик атмосферы. А.А.Будза, В.Д.Степаненко, Г.Ф.Шевела, А.Д.Фереров. - Труды ЛМИ, 1971, вып.42, с.87-95.

9. Скрелин А.Л., Хутко И.С., Николаев Л.В. Изучение возможностей восстановления вертикальных профилей показателя рассеяния чистой и облачной атмосферы из данных лазерного зондирования. - 3 Всесоюзный симпозиум по лазерному зондированию атмосферы, тезисы докладов, Томск, 1974, с.112-116.

10. Тихомиров А.А. К оценке геометрического фактора лидара. 4 Всесоюзный симпозиум по лазерному зондированию атмосферы, тезисы докладов, Томск, 1976, с.301-304.

О ВЫБОРЕ УГЛОВ ЗОНДИРОВАНИЯ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ НАКЛОННОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

Условия видимости в наклонных направлениях, как известно, характеризуются совокупностью трех величин, связанных соотношением

$$H = S \cdot \sin \gamma, \quad (I)$$

где S - дальность видимости в наклонном направлении;
 γ - угол, под которым определено значение S ;
 H - высота слоя, с которого обнаруживаются объекты под углом γ .

Для нахождения S один из параметров обычно задается. В данной работе рассмотрен вариант, когда S определяется под заданным углом к горизонту, а именно под углом глиссады γ_0 , под которым самолет идет на посадку. При этом в качестве искомой величины будет определяться метеорологическая оптическая дальность видимости $S_{ом}$, под которой понимают длину пути в атмосфере, на котором коллимированный пучок света ослабляется до 0,05 от его первоначальной величины. Оптическая толщина этого участка $\tau = -\ln 0,05 = 3$.

Существующие лидарные установки обеспечивают дальность зондирования в обычных условиях в пределах оптических толщин $\tau = I + I,5$, что не позволяет определять $S_{ом}$ непосредственно под углом зондирования. Поэтому при измерении НДВ приходится использовать допущение послойно-однородной атмосферы. Это позволяет определить $S_{ом}$ по результатам зондирования по углом γ , значительно большим, чем угол глиссады γ_0 / 2 / (рис. I).

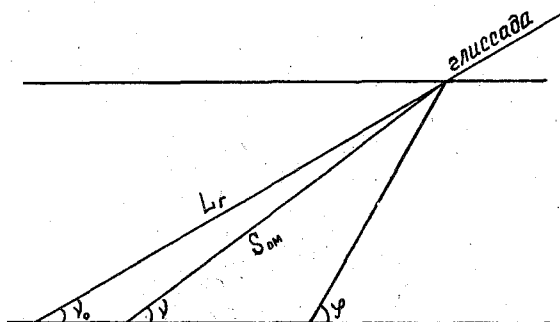


Рис. I. Схема определения НДВ.

При этом однако возникает задача правильного выбора углов зондирования при различных условиях видимости, т.к. в общем случае значение $S_{\text{ом}}$ для зондируемой высоты H и расстояние L_r по глиссаде с этой высоты до точки приземления самолета могут быть различными (см. рис. I).

В данной работе все расчеты по выбору углов зондирования проводились для лазерного локатора с функциональной схемой, рассмотренной в / I /. При этом принималось условие, что зондирование должно производиться под дискретными углами. Задача данной работы — определить минимально необходимое число этих углов и их ориентировочные значения для разных условий видимости.

Для исследования был использован ряд наиболее характерных профилей показателя ослабления $\mu(H)$, которые условно можно разделить на две группы: во-первых, профили, в которых значение $\mu(H)$ увеличивается с высотой, и, во-вторых, профили, в которых значение $\mu(H)$ уменьшается с высотой. К первому типу можно отнести профили $\mu(H)$, полученные В.Е. Минервиным / 3 / по экспериментальным данным для условий подоблачной дымки. Здесь же рассматривались экспериментальные профили $\mu(H)$, приведенные в работе Лэвиса / 5 / для различных по плотности туманов, а также профили $\mu(H)$, полученные при лидарном зондировании в п. Воейково на установке типа / I /. Ко второму типу были отнесены профили, в которых прозрачность атмосферы увеличивается с высотой; здесь использовались профили, рассчитанные по эмпирической зависимости изменения $\mu(H)$ с высотой, предложенной в работе К.С. Шифрина и И.Н. Минаина / 4 /.

В работе В.Е. Минервина приводится следующая эмпирическая зависимость изменения $\mu(H)$ с высотой H :

$$\mu(H) = \mu_0 e^{a(H-H_0)}, \quad (2)$$

где μ_0 — показатель ослабления на начальной высоте ,
 a — эмпирический коэффициент.

Для расчетов были использованы значения $a = 15, 25$ и 45 км^{-1} и $\mu_0 = 1$ и 4 км^{-1} .

В работе К.С. Шифрина и И.Н. Минаина / 4 / зависимость для показателя ослабления $\mu(H)$ имеет вид

$$\mu(H) = \mu_0 e^{-bH}, \quad (3)$$

где μ_0 — значение показателя ослабления у земли, выбранное равным $\mu_0 = 3,06; 1,53; 0,758 \text{ км}^{-1}$;

b — эмпирический параметр, равный $b = 6,45; 3,32; 1,60 \text{ км}^{-1}$.

При расчете последовательно выбирались слои различной вертикальной толщины H_i и для каждого из них определялся средний показатель ос-

лабления $\overline{\mu(H)} = \int_0^H \mu(H) dH$, соответствующее ему значение метеорологической дальности видимости

$$S_{\text{ом}}(H_i) = \frac{3}{\overline{\mu(H)}} \quad (4)$$

и расстояние по глассаде с высоты H_i

$$L_r(H_i) = \frac{H_i}{\sin \gamma}. \quad (5)$$

В результате таких расчетов в конечном счете определялась высота H_r , при которой оптическая толщина слоя под углом глассады γ равнялась $\eta = 3$. Соответствующее этой высоте расстояние по глассаде $L_r(H_r)$ и есть искомая величина метеорологической дальности видимости под углом глассады, т.е. значения величин, полученных по (4) и (5), в этом случае одинаковы.

В реальных условиях при работе под произвольным углом зондирования ψ_i лазерным лоатором зондируется некоторый слой атмосферы H_i , в общем случае не равный H_r . В этом случае значение $S_{\text{ом}}(H_i)$, найденное по (4) и значение $L_r(H_i)$, определяемое по формуле (5) будут отличаться друг от друга. Степень этого отличия при разных H_i может быть оценена параметром $\kappa(H)$, равным

$$\kappa(H) = \frac{S_{\text{ом}}(H_i)}{L_r(H_i)}. \quad (6)$$

Если $\kappa(H) = 1$, то это означает, что угол зондирования ψ выбран правильно и найденное значение $S_{\text{ом}}(H_i) = S_{\text{ом}}(H_r)$, т.е. соответствует дальности видимости под углом глассады. Если же $\kappa(H) \neq 1$, то найденное значение $S_{\text{ом}}(H_i)$ отлично от искомой величины $S_{\text{ом}}(H_r)$ и последняя определена с некоторой погрешностью δS , равной

$$\delta S = \frac{S_{\text{ом}}(H_i) - S_{\text{ом}}(H_r)}{S_{\text{ом}}(H_r)}, \quad (7)$$

тем большей, чем сильнее $\kappa(H)$ отлично от единицы. Для определения минимального количества дискретных углов зондирования необходимо оценить степень зависимости величины δS от $\kappa(H)$ при разных атмосферных ситуациях. Для такой оценки были использованы профили, описанные выше.

Графики зависимости δS от $\kappa(H)$ для случаев, когда значение показателя ослабления $\mu(H)$ увеличивалось с высотой, представлены на рис.2 и 3, а случаи, когда $\mu(H)$ уменьшалось - на рис.4. Из рис.2 и 3 видно, что при значениях $\kappa(H)$ в диапазоне от 0,8 до 1,2 погрешность δS составляет 15 % и более, а при $\kappa(H)$ от 0,5 до 1,5 - 50 % и более. В профилях другого типа (см.рис.4) в широком диапазоне изменения $\kappa(H)$ погрешность лежит в пределах 15 %.

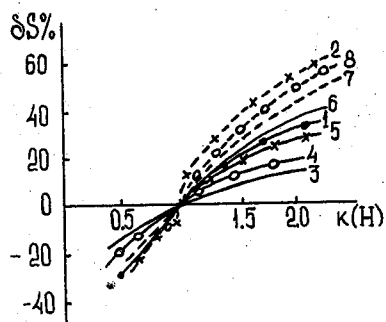


Рис.2. Зависимость погрешности определения дальности видимости δS от параметра $\kappa(H)$.
1-2 по данным / 5 /; 3-8 - по данным / 3 /.

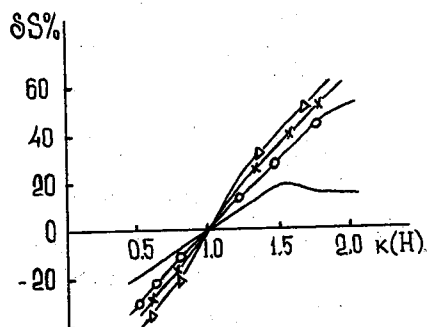


Рис.3. Зависимость погрешности определения дальности видимости δS от параметра $\kappa(H)$ по данным, полученным в п. Воейково.

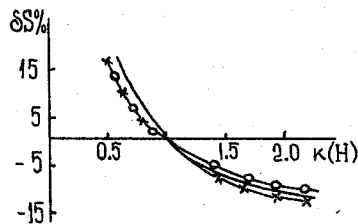


Рис. 4. Зависимость погрешности определения дальности видимости $\overline{SS}$ от параметра $\kappa(H)$ по данным / 4 /.

Таким образом, погрешность $\overline{SS}$ существенно возрастает при отклонении $\kappa(H)$ от единицы, особенно для случаев ухудшения прозрачности с высотой. Эта погрешность может быть несколько снижена, если при $\kappa(H)$, не равных единице, вводить поправку, пропорциональную отклонению $\kappa(H)$ от единицы. Проведенные расчеты показали, что для случаев монотонного ухудшения видимости с высотой можно провести аппроксимацию кривых $\overline{SS} = \frac{1}{\kappa(H)}$ (см. рис. 2 и 3) по методу наименьших квадратов и при

$$0,6 < \kappa(H) < 1,8 \quad (8)$$

эта аппроксимационная зависимость может быть представлена в виде

$$\overline{SS}_a = A[\kappa(H) - 1], \quad (9)$$

где $\overline{SS}_a$ - значение аппроксимационной функции;

A - эмпирический коэффициент.

Выражение (9) было использовано для введения поправок к значениям $\overline{S}_{om}(H_i)$ в зависимости от величины параметра $\kappa(H)$. В результате этого для случаев ухудшения видимости с высотой значение относительной погрешности $\overline{SS}$ в диапазоне изменения $\kappa(H)$ от 0,6 до 1,8 уменьшилось до 10 %. Таким образом минимальное число углов зондирования и их значения для рассмотренных случаев изменения $\mu(H)$ с высотой должно определяться из условия, чтобы во всех случаях обеспечить изменение параметра $\kappa(H)$ в допустимых пределах согласно условию (8). Расчет углов проводился на основе соотношения, определяющего дальность зондирования лазерной установки, построенной по функциональной схеме / 1 /, имеющего вид

$$\frac{\mu_0}{\mu(H_i)} \cdot e^{2\tau_0} = n,$$

где ρ - порог срабатывания второго интегратора;

α_φ - оптическая толщина зондируемого слоя под углом φ .

Для расчетов использовалось два значения ρ : 5 и 10. Исследования показали, что в условиях, когда видимость ухудшается с высотой, при $\rho = 5$ угол зондирования φ надо выбирать близким к 6° , а при $\rho = 10$ - к 4° . На рис.5 для примера приведен случай при $\rho = 5$. Для

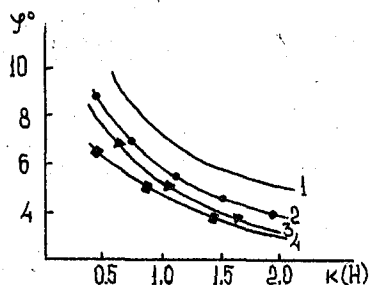


Рис.5. Зависимость угла зондирования φ от параметра $k(H)$ при $\rho = 5$.

1 - по данным / 5 /; 2, 4 - по данным / 3 /,

3 - по данным, полученным в п.Воейково.

всех рассмотренных профилей $\mu(H)$ при угле зондирования $\varphi = 6^\circ$ параметр $k(H)$ меняется от 0,6 до 1,3. Как отмечалось выше, в этом диапазоне $k(H)$ возможно введение поправки к значению $S_{\text{ом}}(H)$, что уменьшает погрешность ее определения. Для условий, когда видимость улучшается с высотой, угол зондирования $\varphi = 13^\circ$ при $\rho = 5$ и $\varphi = 9^\circ$ при $\rho = 10$. В этих случаях $k(H)$ близко к единице.

В заключении можно отметить, что при определении НДВ под углом глассиды существенную роль в выборе углов зондирования играет характер изменения $\mu(H)$ с высотой. Угол зондирования должен устанавливаться в зависимости от параметра $k(H)$, значение которого должно контролироваться. Согласно приведенному расчету, для работы минимально необходимо четыре угла - 4° , 6° , 9° и 13° , которые должны обеспечить работу лидарной установки при различных условиях видимости в случае монотонного изменения $\mu(H)$ с высотой.

Список литературы

1. Балин Ю.С. и другие. Устройство для определения оптических характеристик атмосферы. Авт.св.СССР № 918822, Кл. G 01 № 21/01, 1981, Бюлл.изобр..., 1982, № 13.
2. Горышин В.И., Ковалев В.А. Методика инструментального определения дальности видимости огней взлетно-посадочной полосы.-Труды ИГО, 1978, вып.406, с.38-45.
3. Минервин В.Е. Оптические характеристики подоблачного слоя и нижней части слоистых облаков.-Труды ЦАО, 1982, вып.148, с.81-91.
4. Шифрин К.С., Минин И.Н. К теории негоризонтальной видимости. Труды ИГО, 1957, вып.68, с.5-29.
5. Lewis W. Vertical fog classifications and slant/runway visual range rations. - Seventh Confer. on Aerospace and aeronautical meteorology... and Symp.Remote Sens. Satell. Melbourne, 1976, p.237-241.

О ХАРАКТЕРИСТИКАХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУТОЧНЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ ЗА ОТДЕЛЬНЫЕ МЕСЯЦЫ

Общие сведения об изменчивости прихода солнечной радиации нужны как для контроля данных актинометрических наблюдений, так и для оценки эффективности различных методов использования солнечной радиации. Поэтому задача о статистической характеристике полученных данных продолжает привлекать внимание актинометристов разных стран, посвятивших этой теме только за последние годы несколько независимо проведенных работ / 1, 5, 6 /.

Принципиальная установка на использование при аппроксимации интегрального распределения суточных сумм суммарной радиации Q только трех самых общих параметров изучаемых рядов, получаемых непосредственно по исходным данным была выдвинута сначала в работе / 1 / и несколько позднее независимо принята в работе / 5 /. В качестве опорных параметров распределения были выбраны: максимальная суточная сумма суммарной радиации за рассматриваемый период Q'' , средняя для периода суточная сумма $\bar{Q}$ и минимальная суточная Q' . Вид функциональной зависимости $P(Q \leq Q^*) \approx f(Q^*)$, где $P(Q \leq Q^*)$ - вероятность непревышения порогового значения Q^* , из практических соображений подбирался наиболее простым. В работе / 1 / было принято, что $f(Q^*) \approx a(Q^*)^n + b$, где a и b - некоторые коэффициенты. Степенная зависимость при дробных показателях степени n соответствует приблизительно некоторому частному классу обычных рядов с целыми степенями $n / 4$ /. Полученное в работе / 1 / развернутое выражение для $P(Q \leq Q^*)$ имеет следующий вид:

$$P(Q \leq Q^*) \approx \frac{(Q^*)^n - (Q')^n}{(Q'')^n - (Q')^n} \quad (1)$$

Для определения величины показателя степени n нужно решить transcendентное уравнение / 1 /

$$y = \frac{n}{n+1} \left[\frac{1 - x^{n+1}}{1 - x^n} \right] \quad (2)$$

Для решения этого уравнения относительно n при известных значениях $x = (Q'/Q'')$ и $y = (\bar{Q}/Q'')$ в статье / 1 / была построена специальная номограмма.

В работе / 5 / в качестве $f(Q^*)$ была выбрана экспоненциальная функция, приводящая к формуле:

$$P(Q \leq Q^*) \approx \frac{\exp(\gamma Q^*) - \exp(\gamma Q')}{\exp(\gamma Q'') - \exp(\gamma Q')} , \quad (3)$$

в которую входит параметр γ , определяемый трансцендентным уравнением:

$$(\bar{Q} - Q' + \frac{1}{\gamma}) + (Q'' - \bar{Q} - \frac{1}{\gamma}) \exp[\gamma(Q'' - Q')] = 0. \quad (4)$$

Для решения уравнения (4) в статье / 5 / рекомендуется применять метод итераций.

Практически определение какого-либо параметра на основе решения трансцендентного уравнения (даже при наличии номограммы) вызывает определенные затруднения. Тем не менее рассмотренная методика оценки интегральной повторяемости суточных сумм суммарной радиации уже нашла практическое применение.

При дальнейшем изучении рассматриваемой задачи было обнаружено, что затруднения, связанные с появлением трансцендентных уравнений, исключаются в случае использования степенной зависимости в несколько иной форме, когда формула (I) заменяется формулой вида $(aQ^* + b)^n$, имеющей окончательный вид:

$$P(Q \leq Q^*) \approx \left(\frac{Q^* - Q'}{Q'' - Q'} \right)^n \quad (5)$$

Значение показателя n находится из уравнения

$$\bar{Q} = \int_{Q'}^{Q''} Q^* P(Q \leq Q^*) dQ^* = Q'' - (Q'' - Q') \int_0^1 y^n dy = \frac{n Q'' + Q'}{n+1}, \quad (6)$$

откуда получается, что

$$n = \frac{\bar{Q} - Q'}{Q'' - \bar{Q}} = \left[\frac{\frac{\bar{Q}}{Q''} - \frac{Q'}{Q''}}{1 - \frac{\bar{Q}}{Q''}} \right] \quad (7)$$

т.е. вычисляется очень легко по известным параметрам исходного ряда наблюдений.

Для окончательного подтверждения преимущества формулы (5) по сравнению с формулой (I) требовалось еще подтвердить сходимость расчетных данных, получаемых с их помощью. С этой целью были выполнены расчеты на основании исходного материала, который использовался ранее в статье / I /. Результаты расчетов, представленные в табл. I и 2 показывают, что применение формулы (5) практически не вызывает увеличение погрешности аппроксимации, так что последний вариант формулы является безусловно более предпочтительным. В итоге можно считать, что при обобщении данных наблюдений в ряде случаев достаточно ограничиться приведением значений Q'' , $\bar{Q}$, Q' , как это

оделано, например, в отатье / 3 /, поскольку более детальные характеристики распределения величин Q с погрешностью порядка 5 % могут быть получены путем расчета.

Таблица I

Сравнение экспериментальных (P_z) и вычисленных (P_p - по формуле I, p - по формуле 5) значений $p(Q \leq Q^*)$ в процентах по данным за отдельные месяцы 1975 г.

Станция		Q^* МДж/м ²					
		5	10	15	20	25	30
Мурманск, май	P_z	5	26	70	92		
	P_p	7	37	66	94		
	p	8	37	66	93		
Ивдель, июль	P_z		8	21	49	76	92
	P_p		13	26	47	69	92
	p		9	27	47	70	93
Смоленск, сентябрь	P_z		13	53	90		
	P_p		15	46	82		
	p		16	46	83		
Бризов, март	P_z	17	46	69	92		
	P_p	17	44	70	96		
	p	16	43	69	94		
Алма-Ата, ноябрь	P_z	25	94				
	P_p	27	83				
	p	26	90				

Таблица 2

Сравнение экспериментальных (P_z) и вычисленных (P_p - по формуле (I), p - по формуле (5)) значений $p(Q \leq Q^*)$ в процентах по данным для отдельных месяцев за 10-летний период (1968-1977 гг.)

Станция	Q^* МДж/м ²						
		5	10	15	20	25	30
Расчет по абсолютным экстремумам							
Мурманск, май	P_z	5	24	52	70	92	100
	P_p	8	32	51	68	84	99
			105				

Продолжение табл.2

Станция		Q^* мм/м ²					
		5	10	15	20	25	30
		10	33	51	68	83	98
Ивдель, июль	P _з	4	16	31	57	79	96
	P _p	6	18	40	55	71	92
	P	5	18	35	53	72	93
Смоленск, сентябрь	P _з	12	40	72	97		
	P _p	17	43	66	90		
	P	18	43	66	89		
Ершов, февраль	P _з	19	68				
	P _p	29	69				
	P	34	70				
Алма-Ата, ноябрь	P _з	38	86				
	P _p	47	74				
	P	44	80				
Расчет по средним экстремумам							
Мурманск, май	P _з	5	24	52	70	92	
	P _p	4	23	47	72	96	
	P	2	25	49	72	95	
Ивдель, июль	P _з	4	16	31	57	79	96
	P _p	2	12	29	50	74	99
	P	0	15	33	54	76	100
Смоленск, сентябрь	P _з	12	40	72			
	P _p	11	38	69			
	P	10	39	70			
Ершов, февраль	P _з	19	68				
	P _p	23	77				
	P	24	75				
Алма-Ата, ноябрь	P _з	38	86				
	P _p	40	84				
	P	37	95				

Список литературы

1. Барашкова Е.П., Махоткина Е.Д., Мохиря Т.В., Ястребова Т.К. Характеристики распределения дневных сумм суммарной радиации. - Труды ИГО, 1980, вып.445, с.11-18.
2. Интегральная повторяемость дневных сумм суммарной радиации/ Барашкова Е.П., Мохиря Т.В., Халезова Л.Т., Ястребова Т.К. - Труды ИГО, 1983, вып.456, с.7-18.
3. Котова О.М., Полтораус Е.В. Сезонные особенности прихода и изменения суммарной солнечной радиации в Москве.-Вестник МГУ, серия 5, 1979, № 2, с.59-68.
4. Репин О.И. Искажения в телефонном тракте. М., Связь, 1978, 176 с.
5. Bent P., Collares-Pereira M., Rabl A. The frequency distribution of daily insolation values. - Solar energy, 1981, v.27, N 1, p.1-5.
6. Dogniaux R., Lemoine M. Analyse frequences cumulés des éclairagements lumineux et énergétiques solaires mesurés à Uccle (Belgique).- Publ. Inst. roy. met. Belgique Ser. A., N 105, 1980, 27 p.

ВЛИЯНИЕ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ И ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСВЕЩЕННОСТИ
НА ПОТРЕБЛЕНИЕ ЭЛЕКТРОЭНЕРГИИ

Эффективное использование сырьевых, топливно-энергетических и других материальных ресурсов, является одной из важнейших задач, поставленных партией и правительством перед трудовыми коллективами и всеми трудящимися нашей страны.

Расход топлива и электроэнергии, как известно, существенно зависят от условий погоды и прежде всего сочетания трех основных факторов: температуры воздуха, солнечной радиации и ветра.

До тех пор пока потребление топлива и электроэнергии в нашей стране жестко не лимитировалось, влияние метеорологических, а тем более радиационных условий на потребление электроэнергии и топлива практически не учитывалось, хотя энергетикам было известно из практики, что оно достаточно велико.

В настоящее время положение изменилось. Разрабатывая наиболее оптимальные варианты программы прогноза потребления электроэнергии на разные периоды, энергетики обратились к метеорологам с просьбой об оказании помощи в оценке влияния метеорологических и радиационных факторов на потребление электроэнергии. К настоящему времени часть этой работы выполнена. Энергетики являются, пожалуй, единственными потребителями метеорологической информации, которые знают, сколько стоит для них, например, градус температуры воздуха и какой убыток принесет ошибка в прогнозе температуры воздуха на 5 или 10 градусов.

Планируя потребление электроэнергии, энергетики теперь хотят таким же образом оценить и влияние радиационных условий на потребление электроэнергии. Решая эту задачу совместно со специалистами служб энергорезима "Ленэнерго" (Л.И. Несмеян), кафедрой энергосистем Таллинского политехнического института (М.В. Мельдорф) и Гидрометцентром Северо-Западного УГКС (Ю.М. Фельшин и Н.Г. Ситнякогская), мы использовали материалы 3-5-летних параллельных данных о потреблении электроэнергии и условиях энергетической и естественной освещенности на территории "Ленэнерго" и попытались оценить влияние радиационных факторов на потребление электроэнергии для этой пока одной энергосистемы (ЭС).

Суммарная радиация Q оказывает различное влияние на потребление электроэнергии: формирует тепловой режим, условия естественной освещенности на территории ЭС в целом и конкретного потребителя электроэнергии в отдельности, изменяет условия эксплуатации энерго-

установок.

В качестве теплового фактора влияние суммарной радиации может быть учтено непосредственно или через так называемую эффективную температуру (T_e)-комплексную величину, учитывающую совместное влияние на температуру воздуха внутри помещений (T_b) температуру наружного воздуха (T_n), скорости ветра и солнечной радиации $/ I /$. Поскольку вклад скорости ветра в формирование T_e в среднем невелик (в среднем по ЭС он не превышает 5%), в исследованиях оценивалось раздельное влияние Q и T_n на потребление электроэнергии E .

Как известно, увеличение суммарной радиации и повышение температуры в холодный период года и в переходные периоды, обычно снижает потребление электроэнергии, так как за их счет повышается температура воздуха внутри помещений (T_b), где установлены нагреваемые теплоносители. В теплый же период года увеличение Q и повышение температуры воздуха, наоборот, увеличивают потребление электроэнергии, так как вызывают перегрев помещений и необходимость отведения излишков тепла, что требует дополнительных затрат электроэнергии за счет включения кондиционеров, вентиляционных систем и т.д.

Совместное влияние Q и T_n на потребление электроэнергии усложнило поиск индивидуальных связей каждого из них. Для того чтобы выделить и оценить отдельно тепловое влияние суммарной радиации на потребление электроэнергии, затрачиваемой на обогрев помещений и другие бытовые нужды, необходимо было использовать методы множественной корреляции или искать связи между Q и потреблением электроэнергии при стационарном или мало меняющемся режиме.

Однако прежде чем переходить к результатам исследований, необходимо коротко остановиться на существующих в настоящее время принципах планирования потребления электроэнергии, вырабатываемой той или иной энергосистемой.

Принципы планирования (прогнозирования) потребления электроэнергии в рамках той или иной ЭС или объединенной ЭС (ОЭС) во многом напоминают принципы составления климатических прогнозов. Их основой являются составленные осредненные за последние несколько лет (обычно лет за 5-10) фактические расходы электроэнергии за отдельные часы, сутки или другие периоды времени, отдельно за рабочие дни недели (вторник, среда, четверг) и отдельно за предвыходные, выходные и послевыходные дни, обычно нанесенные на график. Планируется (прогнозируется) возможное отклонение потребления электроэнергии от этой средней величины за искомый период времени, с учетом причин, могущих повлиять на это отклонение.

Поскольку к подобного рода графикам потребления E в после-

дущем придется неоднократно возвращаться, на рис. I для примера приведен график суточного хода потребления электроэнергии, построенный за наиболее характерные месяцы года по усредненным данным за 5 лет для ЭС «Ленэнерго». По оси ординат на графике нанесено среднее суточное потребление E за рабочие дни, выраженное в % по отношению к потреблению E в декабре, а по оси абсцисс — часы суток.

Из рис. I видно, что в течение суток имеют место два постоянных максимума потребления (утренний и послеобеденный) и один скользящий вечерний максимум, наступление которого зависит от времени года.

Имея графики среднего потребления E на территории ЭС или ОЭС за конкретные часы суток дни, недели или другие периоды и располагая аналогичными материалами по суммарной радиации или освещенности, можно изучать связи между ними, используя тот или иной метод. По данным Э.Г. Богдановой, полученным для ЭС «Ленэнерго» за 1977 г.

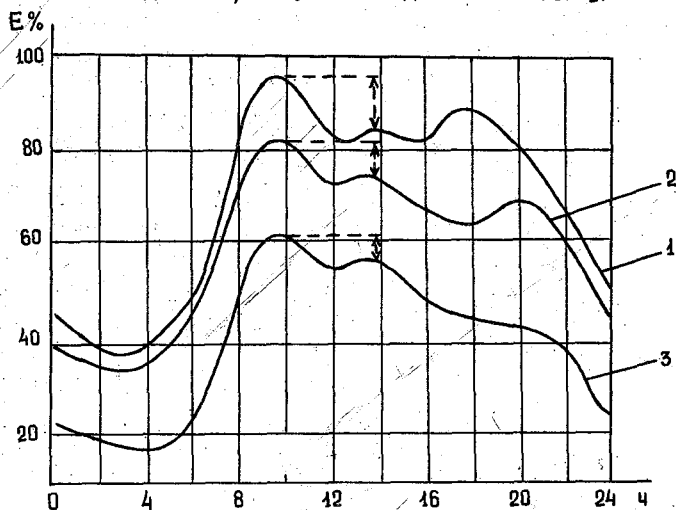


Рис. I. Суточный ход потребления электроэнергии, вырабатываемой ЭС «Ленэнерго» в декабре / 1 /, марте / 2 / и июне / 3 /.

влияние суммарной радиации на потребление электроэнергии оказалось меньше влияния температуры воздуха, но в отдельные месяцы сравнимо с ним. В среднем за год доля влияния температуры составляет около 70 %, а доля радиации около 30 %.

Для «Ленэнерго» учет влияния температуры и суммарной радиации в среднем за год покрывает примерно половину суммарной величины среднего квадратического отклонения, которое прогнозируется служба-

ми энергорезима.

Более корректная оценка раздельного влияния суммарной радиации и температуры воздуха на потребление электроэнергии была выполнена совместно с нами сотрудниками Таллинского политехнического института и службы энергорезима «Ленэнерго» под руководством М.В.Мельдорфа и В.И.Несомеяна на основе использования данных о потреблении энергии при известных температурных и радиационных условиях, полученных за период времени 1974–1981 гг.

Методом множественной корреляции были получены данные о совместном и раздельном влиянии T_n и Q не на величины непосредственного потребления электроэнергии за тот или иной период времени, а на величины их отклонений от среднего расхода энергии (ΔE), то есть на саму прогнозируемую величину возможного энергопотребления по сравнению со средним многолетним потреблением.

Средний за 8 лет уровень нагрузок энергопотребления (часового потребления электроэнергии) за этот период, без учета метеорологических и радиационных факторов, составил около 1,5 %. Уточнение краткосрочных прогнозов потребления энергии за счет учета T_n и Q снижает среднюю ошибку прогноза в среднем на 0,4 %, из которых 0,1 % происходит за счет учета влияния суммарной радиации (рис.2).

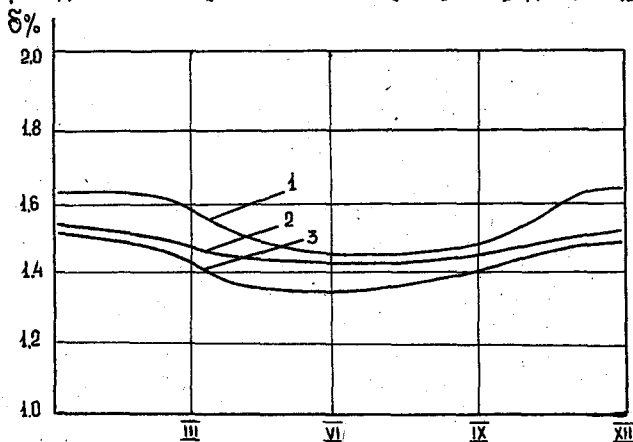


Рис.2. Средние месячные ошибки прогноза нагрузки ЭС «Ленэнерго» без учета метеорологических факторов (1), с учетом одной температуры воздуха (2), с учетом суммарной радиации (3).

Из рис.2 видно, что наибольший вклад в уменьшение ошибки прогноза энергопотребления суммарная радиация вносит в теплый период когда ее влияние значительно превышает влияние температуры воздуха.

Все вышесказанное относится к среднему многолетнему значению ошибки среднечасовых нагрузок. За конкретные же дни, как будет показано ниже, влияние суммарной радиации на энергопотребление может часто достигать 1-2 % и более, хотя и в многолетнем плане экономическая эффективность учета Q оказывается не так уже мала. Согласно данным, приведенным в работе / 2 /, ошибка в прогнозе суммарной нагрузки ЭС на 1 % обуславливает перерасход топлива на 0,2 %, что в денежном выражении означает сотни тысяч рублей в год только по одной энергосистеме.

Большое влияние суммарной радиации на потребление электроэнергии в теплое полугодие свидетельствует о том, что помимо формирования эффективных температур внутри помещения и теплового воздействия на режим разного вида теплоносителей, суммарная радиация влияет на расход электроэнергии, связанный с разного рода бытовым энергопотреблением (работой холодильных установок, кондиционеров, вентиляционных систем и т.д.).

При этом влияние радиации на энергопотребление может одновременно сопровождаться влиянием и других радиационных или метеорологических факторов, например естественной освещенности L . Известно, что L является энергетической характеристикой световой части солнечного спектра и тесно связана с Q посредством светового эквивалента. Поэтому на первый взгляд кажется, что Q и L могут взаимно заменять друг друга и должны оказывать влияние на потребление электроэнергии, действуя в одном направлении. Однако на самом деле это бывает не всегда. В холодное время года, например, да и в переходные месяцы на территории «Ленэнерго» с увеличением Q увеличивается освещенность, что может приводить к уменьшению потребления электроэнергии. Летом же все может быть наоборот. Чрезмерное увеличение Q будет вызывать повышение потребления электроэнергии, а увеличение освещенности всегда будет приводить к уменьшению этого потребления.

В связи с этим мы попытались оценить как совместное, так и раздельное влияние Q и L на потребление электроэнергии, проанализировав случаи межсуточных и внутрисуточных изменений электроэнергии под влиянием Q и L при неизменных или мало меняющихся метеорологических условиях за период 1975-77 гг.

На рис.3 приведены осредненные по месяцам и сезонам года межсуточные изменения дневного потребления электроэнергии из-за совместного влияния межсуточных изменений Q и L . Цифры у точек означают число случаев за 3 года, из которых получены средние за месяц или сезон. Изменение потребления указано в % по отношению к среднему за день потреблению в декабре, которое принято за 100 %. Из рис.3 видно, что для «Ленэнерго» влияние радиации и освещенности

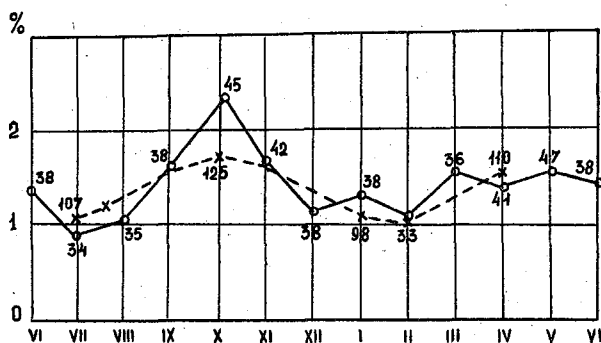


Рис.3. Средние месячные и сезонные межсуточные изменения потребления электроэнергии за счет резких изменений суммарной радиации и естественной освещенности на территории "Ленэнерго".

сказывается меньше всего летом ($< 1\%$ от средней за месяц дневной суммы E), а наибольшее осенью и весной (около $1,5-2,0\%$).

Было оценено влияние краткосрочных изменений освещенности на часовые расходы энергии путем совместного анализа межсуточных изменений E и $Q+L$, за одни и те же часы соседних суток, при резких их колебаниях от суток к суткам, вызванных изменениями облачности.

Изменение среднесуточного потребления электроэнергии в % от среднесуточной величины E , а также число дней с резкими межсуточными изменениями Q приведены в табл. I. Месяцы декабрь и январь исключены из рассмотрения, так как суточные суммы Q и L в эти месяцы малы. В табл. I приведены также средние величины (критерии) межсуточных изменений сумм Q и L , вызывающие изменение расходов E на указанную в первой строке таблицы величину.

Из рассмотрения табл. I видно, что резкие колебания освещенности могут изменять суточный расход электроэнергии на $1-1,5\%$ от суточной суммы летом до $2-3$ и более процентов в переходные месяцы. Критические межсуточные изменения Q и L , приводящие к изменению суточного потребления электроэнергии, оказались разными для разных сезонов года. Осенью и весной, например, в дни с низкой освещенностью изменение потребления до $2,5-3,0\%$ происходит при изменениях суточных сумм L менее чем на 100 клк.ч, тогда как в месяц с высоким уровнем освещенности и Q изменения расходов отмечаются лишь при изменениях суточных сумм L на 200 и более клк.ч. Причину таких различий можно объяснить повышенным влиянием суммарной

Таблица I

Изменения дневного потребления электроэнергии ΔE при резких колебаниях Q и L (%) и критерии междуточных разностей ΔL (кЛ.ч) и ΔQ (МДж.м⁻²), вызывающих такие изменения

	I	II	III	IV	V	VI
ΔE	-	2,5	3,5	2,3	2,1	1,5
ΔL	-	40-50	120-140	170-180	200	200
ΔQ		1,45-1,80	4,40-5,10	6,20-6,60	7,30	7,30
Число случаев	-	11	19	17	10	5
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ΔE	1,3	2,5	2,6	2,9	2,6	-
ΔL	200	200	100-140	50-70	30-40	-
ΔQ	7,30	7,30	3,65-5,10	1,80-2,55	1,10-1,45	-
Число случаев	12	17	19	17	18	-

радиации на потребление электроэнергии в это время года.

Одновременно с оценкой совместного влияния Q и L на потребление электроэнергии была сделана попытка оценить влияние одной освещенности в разные сезоны года. С этой целью был исследован характер хода часовых потреблений E за рабочие дни недели для системы «Ленэнерго». Из рис. I было видно, что наряду со сходством в форме кривых E (наличием утреннего, послеполуденного и вечернего максимумов), суточный ход E в каждый из сезонов имеет свои особенности, которые связаны только с особенностями систематического влияния режима освещенности. К таким особенностям относятся: уменьшение от зимы к лету разностей часовых потреблений энергии между утренним и послеполуденным максимумами и исчезновение вечернего максимума потребления E по мере увеличения продолжительности дня.

Оценка влияния освещенности на часовые потребления E производилась на основе анализа разностей в потреблении E между утренним и послеобеденным максимумом (ΔE_m). Учитывая, что отношение часовых потреблений E во время этих максимумов к суточным в течение всего года равно 5 %, можно предположить, что ΔE_m должны быть минимальными, если оба эти максимума приходятся на светлое время

суток. В зимние месяцы, когда утренний максимум E на территории "Ленэнерго" приходится на темное время суток, а послеполуденный максимум наблюдается в период наибольшей освещенности, разница в часовых потреблении между этими двумя максимумами достигает наибольших в году значений. Отношение ΔE_m к часовому потреблению одного из максимумов, например утреннего E_y , который можно принять за норму, позволяет исключить влияние времени года на ход этих разностей. При прочих равных условиях изменения $\Delta E_m/E_y$ позволяют оценить влияние L на потребление электроэнергии в разное время года в период суточных пиков. В табл.2 приведены средние месячные значения $\Delta E_m/E_y$, а также среднемесячные значения L за каждый месяц. Из табл.2 видно, что эти отношения от зимы к лету меняются в 1,5-2 раза.

Таблица 2

Величины (%) $\Delta E_m/E_y$ и средние суточные суммы L (клк.ч) для ЭС "Ленэнерго"

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Delta E_m/E_y$	8,5	7,6	5,7	5,4	5,1	4,8	4,2	5,6	5,9	6,6	7,0	8,5
L	23	74	165	320	480	480	495	400	230	90	35	15

Примем отношение $\Delta E_m/E_y$, равное в летние месяцы для Ленэнерго 4-5 %, за некоторый фон (постоянный член в уравнении связи между суточными суммами E и L), выше которого начинает сказываться влияние освещенности. Тогда за счет увеличения освещенности расход энергии может быть уменьшен на 1 % от максимального часового расхода за 9-10 ч в сентябре-октябре и марте-апреле и на 3-4 % в ноябре-феврале.

Используя отношение $\Delta E_i/E_i$, где E_i - часовое потребление за искомый час, мы оценили влияние освещенности для любого времени дня. Оказалось, что систематическое влияние L сказывается только утром и вечером, т.е. связано со сменой дня и ночи. Изменение потребления энергии равно 4 % от часовой суммы E за 9-10 ч, которая, как указывалось, составляет 5 % от суточного расхода электроэнергии. Таким образом, изменение расхода энергии за счет влияния L составляет менее 0,5 % суточного потребления, причем сказывается только зимой и в переходные сезоны года. Кроме систематического влияния освещенности на потребление E при смене времени суток, она оказывает существенное влияние при резких ухудшениях погоды в течение дня, когда L может достигать сумеречных значений. Понижение L днем вызывает одновременно массовое включение искусственных источников света,

то есть увеличение потребления электроэнергии, которое может отражаться на графиках нагрузок. Если такого явления не наблюдалось, то соотношение между E и L не изменится или связь между ними окажется не обратной, а прямой. Число случаев нарушения нормальных (обратных) связей между E и L в дни с резкими колебаниями освещенности оказалось довольно большим, что свидетельствует о том, что служб энергорезима пока не в состоянии учитывать влияние радиационных условий на нагрузку ЭС за короткие интервалы времени, хотя такое влияние оказалось очень значительным. Оценить его можно было проанализировав межсуточные изменения потребления электроэнергии за одни и те же часы, или даже межчасовые изменения E в течение дня, при резких колебаниях освещенности, когда остальные условия остаются неизменными. Результаты оказались неожиданными. Резкая смена часовых нагрузок ЭС при таких перепадах L может достигать 3-5 и даже более процентов, особенно если освещенность падает систематически не только от часа к часу, но и от дня ко дню в течение нескольких дней подряд.

Заметим, что все эти результаты относятся только к ЭС "Лен-энерго". Для южных ЭС влияние радиации на потребление электроэнергии, по-видимому, будет еще больше.

Из сказанного следует, что наступило время оперативного обеспечения энергосистем страны не только данными о температуре воздуха, но и данными о суммарной радиации и освещенности или хотя бы одной из этих характеристик. Экономический эффект от учета этой информации при планировании потребления энергии оказывается сравнимым с экономическим эффектом учета влияния температуры воздуха.

Список литературы

1. Русин Н.П. Прикладная актинометрия. -Д., Гидрометеоиздат, 1979.
2. Чернухин А.А., Фляксерман Ю.М. Экономика энергетики СССР. М., Энергия, 1970.

ОПТИЧЕСКАЯ ПЛОТНОСТЬ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НАД КУБОЙ

Введение

Вопросам образования, трансформации и исчезновения атмосферного аэрозоля в современной геофизике уделяется значительное внимание. Такие важные процессы, как изменение радиационного баланса атмосферы и Земли, явления сублимации и конденсации в облачных системах, изменение оптических характеристик атмосферы, оказываются связанными в той или иной степени с аэрозолями. Существенную роль в последнее время начинает играть антропогенное загрязнение атмосферы, что также тесно связано с атмосферными аэрозолями искусственного происхождения / 6 /. В силу этих и многих других причин в последнее время заметно возросли экспериментальные и теоретические работы, посвященные исследованию атмосферных аэрозолей, их количественным и качественным вариациям.

В данной работе рассматриваются в основном два вопроса:

- характеристика средних значений и вариаций оптической плотности аэрозоля в месте наблюдения;
- вымывание осадками подоблачного слоя аэрозоля.

Больше года (1982-1983 гг.) на Кубе в Гаване и других местах проводились измерения оптической плотности атмосферного аэрозоля в отдельных участках спектра по прибору М-83 согласно методике / 4 /. Измерения оптической плотности аэрозоля проводились в условиях большого промышленного города и вне его. Основным местом наблюдения была Гавана, территория Института метеорологии АН Кубы, что имело важное значение, так как в этом же месте проводились регулярные измерения суммарного озона. Знание селективности атмосферного аэрозоля в данном конкретном месте помогает оценить погрешности при измерении суммарного озона / 1,7 /.

Результаты исследований колебаний оптической плотности атмосферного аэрозоля

Измерения спектральной зависимости оптической плотности атмосферного аэрозоля δ_λ проводились в трех различных местах о.Куба: в Гаване, в Сантьяго-де-Лас-Вегас (в 20 км от Гаваны на юго-восток) и на Гран-Педро (входит в состав гор Сьерра-Маэстра, высота над уровнем моря 1200 м). На рис. I представлена вышеуказанная зависимость для трех этих мест, по измерениям, проведенным в декабре 1982 г.

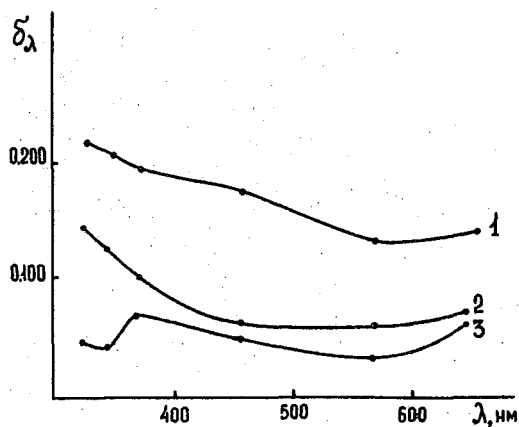


Рис.1. Значения δ_λ в зависимости от длины волны λ ;
декабрь 1982 г.
1 - Гавана; 2 - Сантьяго де Лас Вегас; 3 - Гран Педро.

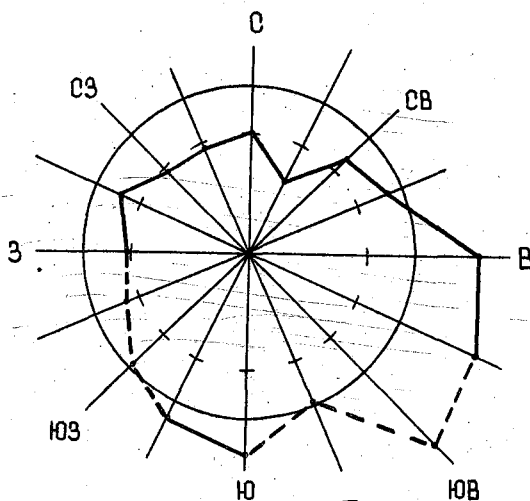


Рис.2. Зависимость отношения $\delta_\lambda / \bar{\delta}_\lambda$ ($\lambda = 369$ нм)
от направления ветра в Гаване.

Кривая I показывает небольшое уменьшение δ_λ с увеличением λ , что по всей вероятности объясняется влиянием морского аэрозоля, так как в это время года в этот район поступают чистые и холодные воздушные массы. Кривые 2 и 3 проходят значительно ниже первой кривой, что говорит о более чистой атмосфере вдали от промышленных центров. В Гаване не обнаружен систематический рост оптической плотности аэрозоля к полудню, если измерения проводились только при одном и том же направлении ветра (см. также / 3 /).

Как уже говорилось, основным местом наблюдения величины δ_λ была Гавана и поэтому определенный интерес вызывает характер изменений δ_λ в зависимости от направления ветра. При работе промышленных предприятий, расположенных от места наблюдения на восток и юго-восток (первый сектор) и на юг и юго-восток (второй сектор), оптическая плотность аэрозоля δ_λ увеличивается почти в 1,5 раза по сравнению с измерениями при других направлениях ветра. При этом, как показано на рис.2, для наглядности удобнее использовать относительное значение оптической плотности аэрозоля $\delta_\lambda/\bar{\delta}_\lambda$, где $\bar{\delta}_\lambda$ - среднее за месяц. Удобно это использовать и с другой точки зрения. Поскольку в течение года δ_λ имеет временной ход, применение отношения $\delta_\lambda/\bar{\delta}_\lambda$ к построению рис.2, позволяет использовать больше материала. Измерения проводились в дневное время и бризовая циркуляция не учитывалась.

Средние за месяц значения оптической плотности аэрозоля δ_λ в Гаване за 1983 г. приведены в табл.I. Там же приведены средние за

Таблица I

Средние за месяц значения оптической плотности аэрозоля δ_λ (Б) и суммарного озона χ в Гаване за 1983 г.

Месяц	Длины волн, нм						χ матм-см
	326	348	369	530	574	638	
I	0,146	0,101	0,113	0,083	0,089	0,124	277
II	0,097	0,075	0,099	0,067	0,042	0,082	276
III	0,195	0,165	0,155	0,118	0,096	0,126	278
IV	0,185	0,165	0,154	0,131	0,096	0,147	310
V	0,146	0,130	0,128	0,109	0,087	0,124	322
VI	0,134	0,104	0,108	0,088	0,073	0,151	301
VII	0,199	0,171	0,136	0,120	0,103	0,171	309
VIII	0,200	0,169	0,167	0,134	0,132	0,192	311
IX	0,243	0,213	0,209	0,175	0,173	0,229	303
X	0,154	0,139	0,113	0,103	0,096	0,160	277
XI	0,115	0,095	0,092	0,078	0,068	0,113	274
XII	0,123	0,107	0,104	0,064	0,063	0,115	257

месяц значения суммарного озона, полученные по прибору М-83 и использованные для расчета δ_λ , согласно методике / 4 /.

Из табл. I, рис. I и данных, опубликованных в работах / 2, 5 /, следует, что значения оптической плотности аэрозоля δ_λ в тропической зоне близки к значениям δ_λ в умеренных широтах.

Вымывание аэрозоля из подоблачного слоя атмосферы

Атмосферные осадки являются основным фактором очищения атмосферы от примесей как естественного, так и антропогенного происхождения.

В предлагаемой работе избран путь, который должен дать количественное представление о вымывании и восстановлении подоблачного слоя атмосферного аэрозоля. Предполагается, что основным слоем атмосферных аэрозолей сосредоточен в облачном и подоблачном слоях. Аэрозоль, находящийся выше облачного слоя, считается постоянным.

Экспериментальные данные о вымывании аэрозоля осадками показаны на рис. 3. По оси абсцисс на рис. 3 нанесены дни после окончания осадков, по оси ординат - значения δ_λ при $\lambda = 369$ нм. Для построения этого рисунка использовались данные одного месяца, так что среднее значение δ_λ изменялось незначительно. Значения δ_λ , нанесенные на рис. 3, имеют близкие условия измерения; как правило, измерения проводились после осадков приблизительно одной интенсивности и продолжительности. Как видно из приведенной зависимости, оптическая плотность атмосферного аэрозоля уменьшается значительно в первый день после осадков, в последующие дни с осадками, похожими на предыдущие, вымывание ослабевает, то есть наступает динамическое равновесие оптически активных для применявшегося прибора аэрозольных частиц. Выпавший аэрозоль, по всей вероятности, представляет собой гигантские частицы.

Для первых двух-трех дней после осадков можно предложить следующую формулу изменения оптической плотности аэрозоля

$$\delta_t = (\delta_0 - \delta_p) e^{-kt} + \delta_p, \quad (I)$$

где δ_t и δ_0 - значения оптической плотности аэрозоля в любой момент времени и первоначальной (до осадков) соответственно.

δ_p - величина оптической плотности аэрозоля в состоянии динамического равновесия, зависящая от места и времени года;

t - время;

k - постоянная, которая легко определяется из графика, подобного показанному на рис. 3.

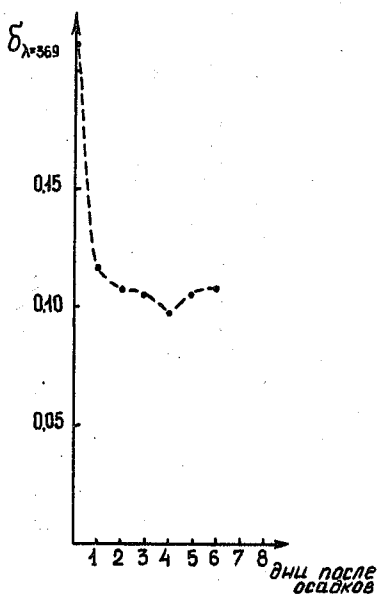


Рис.3. Вымывание подоблачного слоя аэрозоля осадками.
Тавана, апрель 1983 г. Ветер в основном северо-восточный.

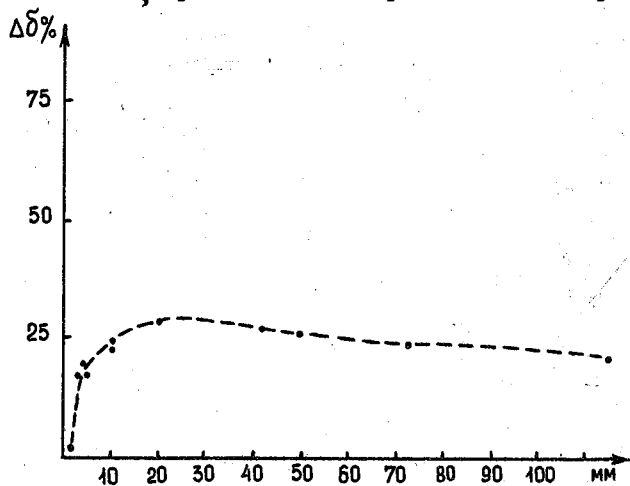


Рис.4. Значения $\Delta\delta$ за весь период измерений.

Таблица 2

Характеристика вымывания подоблачного слоя аэрозоля осадками $\Delta\delta$ и
дополнительные об осадках

Д а т а												
	6.09.82	24.02.83	1.04.83	8.04.83	22.04.83	1.06.83	11.06.83	2.07.83	4.10.82	17.02.83		
	8.09.82	28.02.83	3.04.83	11.04.83	25.04.83	2.66.83	14.06.83	4.07.83	6.10.82	18.02.83		
$\phi_{\lambda=369 \text{ нм}}$ до осадков	0,132	0,187	0,163	0,140	0,202	0,140	0,117	0,136	0,131	0,111		
$\phi_{\lambda=369 \text{ нм}}$ после осадков	0,109	0,075	0,117	0,107	0,198	0,116	0,086	0,105	0,108	0,088		
$\Delta\delta \%$	17,4	60	28,2	23,6	2,1	17,2	28,5	22,8	17,6	20,7		
Количество осадков, мм	20,5	61,7	19,8	73,2	3,8	3,1	42,5	9,1	3,9	100		
Продолжитель- ность осадков, ч	2,2	16,0	2,2	7,3	0,4	0,3	5,0	0,9	0,4	12		
Интенсивность осадков, мм/ч	9,30	3,86	9,00	10,02	9,50	10,33	8,60	10,11	9,75	8,33		

2354

Эта формула применима, если до исследуемого периода продолжительное время не было осадков и δ_1 имеет высокое значение. Следующая зависимость, представленная на рис.4, характеризует эффективность вымывания подоблачного аэрозоля осадками. В качестве характеристики эффективности выбрано относительное изменение оптической плотности аэрозоля до и после осадков

$$\Delta\delta = \frac{\delta_1 - \delta_2}{\delta_1} \cdot 100\%, \quad (2)$$

где δ_1 и δ_2 - оптическая плотность аэрозоля до и после осадков соответственно.

По представленным экспериментальным данным можно отметить, что достаточно выпасть 20 мм осадков при интенсивности 10 мм/ч, чтобы 25 - 28 % δ_λ вымывалось из под облачного слоя атмосферы (табл.2). При подборе данных для построения рис.4 обращалось внимание на синоптическую обстановку в рассматриваемый период и исключались случаи при прохождении холодных фронтов, несущих чистые воздушные массы. Рис.4 и данные в табл.2 подтверждают предположение о наступлении динамического равновесия атмосферного аэрозоля. Это наступает при осадках идущих приблизительно через одинаковые (не превышающие 30-40 ч) промежутки времени. За это время, как показывает эксперимент, при отсутствии сильных загрязнителей, атмосфера не успевает образовать близкое к прежнему значению количество аэрозолей. В процессе этой работы были обработаны данные о δ_λ после прохождения дождя и наступления продолжительного периода без осадков.

На рис.5 показана кривая восстановления среднего значения δ_λ

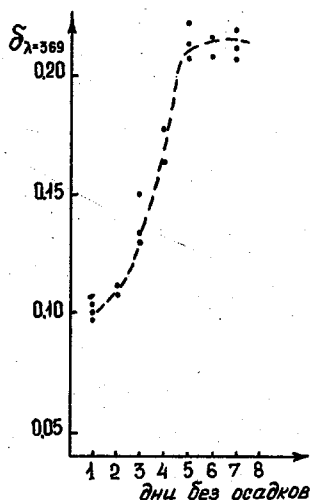


Рис.5. Восстановление подоблачного слоя аэрозоля; данные за апрель и май 1983 г.

после осадков; при этом выбирались дни без осадков и, как правило, с одинаковым направлением ветра. Из графика видно, что через 4-5 дней после осадков слой аэрозоля в вертикальном подоблачном столбе восстанавливается.

Все демонстрируемые экспериментальные характеристики изменения оптической плотности аэрозоля приведены для $\lambda = 369$ нм, для других длин волн найдены аналогичные зависимости.

Выводы

1. В условиях большого промышленного города, расположенного в тропической зоне, наблюдается значительное изменение оптической плотности аэрозоля в зависимости от направления ветра и расположения источников загрязнения относительно места наблюдения.

2. Средние значения спектральной оптической плотности аэрозоля в тропической зоне близки к таковым в умеренной зоне.

3. Вымывание подоблачного слоя аэрозоля в среднем достигает 25-28 % при прохождении осадков в количестве 20 мм и интенсивностью 10 мм/ч

4. Восстановление среднего значения оптической плотности аэрозоля происходит на протяжении 4-5 суток при благоприятном направлении ветра (т.е. не со стороны источников загрязнения).

Список литературы

1. Гушин Г.П. Исследование атмосферного озона.-Л., Гидрометеоздат, 1963, 266 с.

2. Гушин Г.П. Некоторые результаты систематических измерений спектральной прозрачности атмосферы и аэрозолей на территории СССР.-Труды ИГО, 1974, вып.344, с.83-101.

3. Гушин Г.П., Павлюченкова Т.А. О дневном ходе аэрозольного помутнения атмосферы.-Труды ИГО, 1980, вып.419, с.52-58.

4. Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей/Сост.Г.П.Гушин.-Л., Гидрометеоздат, 1972, 52 с.

5. Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР.-Л., Гидрометеоздат, 1981, 172 с.

6. Петренчук О.П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля.-Л., Гидрометеоздат, 1979, 264 с.

7. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона.-Л., Гидрометеоздат, 1973, 290 с.

А.М.Шаламянский, К.И.Ромашкина,
Н.Д.Ионина, Н.В.Волкова

ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ В ПОЛЯХ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА, ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ

Представления о воздушных массах и фронтах, их разделяющих, в свое время внесли значительный вклад в развитие метеорологии. Воздушная масса (ВМ) — один из немногих объектов синоптического анализа, свойства которых имеют достаточно ясное физическое обоснование, поскольку термический режим, влагосодержание и другие характеристики ВМ полностью определяются географическим положением, подстилающей поверхностью, радиационным режимом районов, где она формируется. Тем не менее в нижней тропосфере трудно выделить ВМ как единое, замкнутое синоптическое образование, так как на больших расстояниях фронты — границы ВМ размываются и различие свойств ВМ пропадает /5/. В верхней тропосфере три воздушные массы арктического (АВ), тропического воздуха (ТВ) и воздуха умеренных широт (УВ), согласно общепринятым представлениям, также являются лишь обобщенной схемой строения атмосферы северного полушария / 2,4 /.

Возможность знать точное расположение границ позволила бы рассматривать ВМ как единый синоптический объект, обладающий в пределах этих границ вполне определенными свойствами, а пространственно-временные характеристики ВМ использовать не только для анализа погодных явлений, но и в численных методах прогноза и для разработки проблем общей циркуляции.

С этой точки зрения поле атмосферного озона, в котором явно и каждодневно проявляется структура верхней тропосферы и нижней стратосферы в виде трех ВМ, разделенных струйными течениями / 6 /, следует рассматривать как своеобразный индикатор положения ВМ. Отчетливое проявление границ ВМ в поле общего содержания озона (ОСО) позволяет увидеть единую картину расположения ВМ над северным полушарием, зафиксировать их состояние для любого момента времени.

Такая возможность была выявлена при анализе карт среднедневных значений ОСО за 1975–1976 гг. и сопоставления их с картами абсолютной топографии поверхностей 300 и 200 гПа / 6 /. К настоящему времени по данным мировой озонметрической сети / 3, II / построено более 2000 ежедневных карт ОСО за 1975–1980 гг. и проведено их сопоставление с картами АТ и температуры стандартных уровней от 850 до 50 гПа / 7 /. На основе анализа почти 1500 подъемов озонзондов (1975–1979 г.) / II / были получены статистические характеристики вертикального распределения озона для трех ВМ северного полушария / 9 /. Регио-

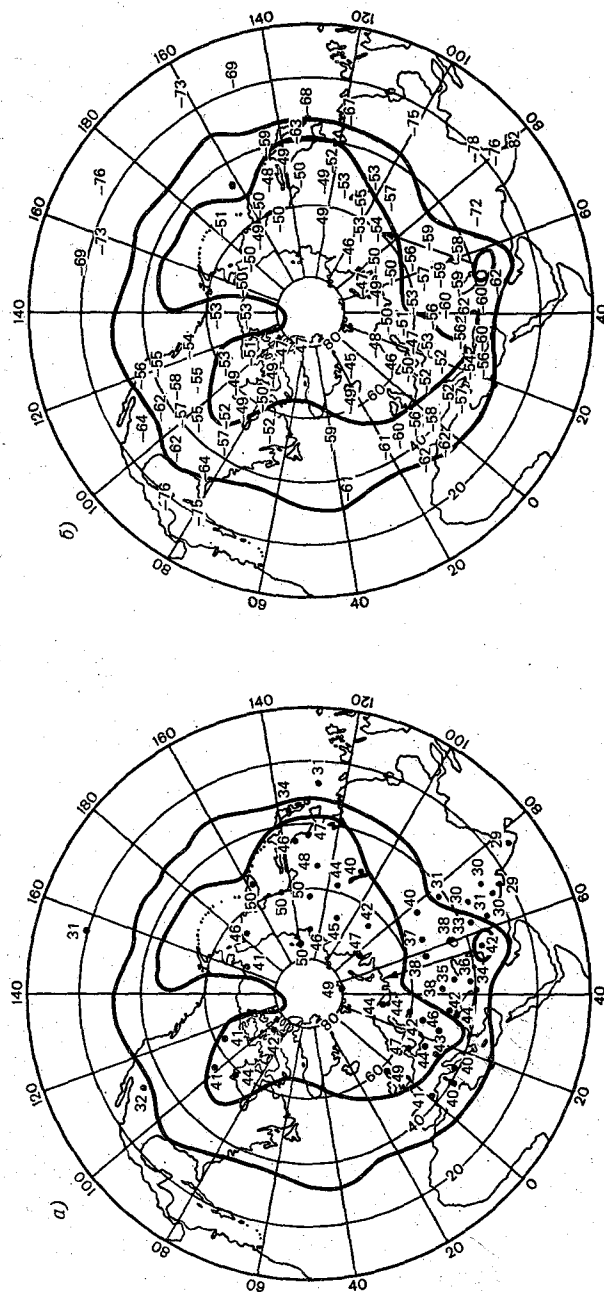


Рис. 1. 1 мая 1979 г. Границы воздушных масс ($H_N = 904$ гПа, $H_S = 1208$ гПа) на картах общего содержания озона (а) и температуры АТ100 (б).

2354

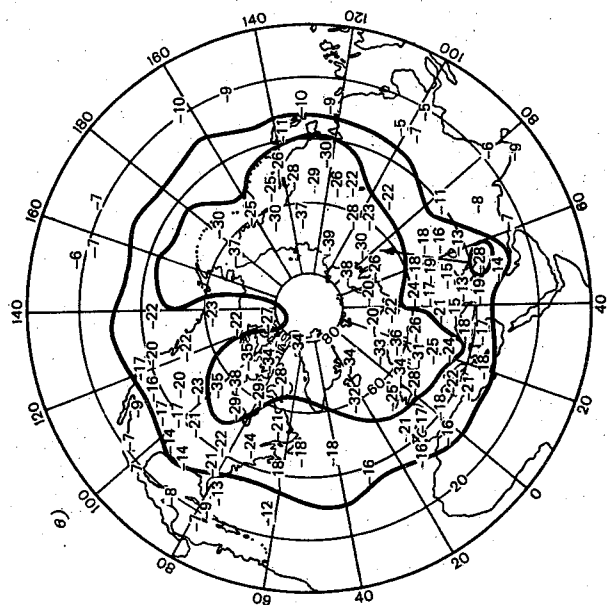


Рис. 1. 1 мая 1979 г. Границы воздушных масс ($H_N = 904$ гПа, $H_S = 1208$ гПа) на карте температуры AT500 (в) и на карте погоды (г).

нальные особенности распределения ОСО рассмотрены в работе / 8 /.

Цель настоящей работы - обобщить исследования / 6,7,8,9 /, дополнив их анализом массива данных ОСО 1977-1980 гг., и выделить наиболее существенные особенности проявления ЯМ в поле ОСО и термобарическом поле.

Способ разделения ЯМ, использованный в / 6 /, остается без изменений. За границы ЯМ принимаются оси полярнофронтальных и субтропических струйных течений. Изогипсы поверхности 300 гПа, которая проходит по осям полярнофронтальных струйных течений, будет границей АВ и УВ. Ее геопотенциальную высоту обозначим H_M , а географические координаты отдельных точек - φ_M (широта) и λ_M (долгота), всей линии - функцией $\varphi_M(\lambda)$ или $\varphi_{M\lambda}$. Оси субтропических СТ хорошо прослеживаются на картах АТ₂₀₀, их можно объединить одной из изогипс поверхности 200 гПа и принять за границу УВ и ТВ (геопотенциальная высота этой изогипсы H_S , функция координат - $\varphi_{S\lambda}$).

Зоны больших барических градиентов и больших скоростей ветра, наблюдаемых на уровнях 300 и 200 гПа, являются результатом температурных контрастов в тропосфере и нижней стратосфере. Поэтому в настоящей работе в основу использованной схемы раздела ЯМ положено представление о двух планетарных высотных фронтальных зонах в виде двух непрерывных поверхностей, которые распространяются на тропосферу и нижнюю стратосферу и опоясывают все полушарие по контуру изогипс H_M и H_S . Линии пересечения двух вертикальных поверхностей со всеми стандартными уровнями будут границами ЯМ на этих уровнях.

Для каждого рассмотренного срока линии $\varphi_{M\lambda}$ и $\varphi_{S\lambda}$, определяющие географическое положение изогипс H_M и H_S , были перенесены на карты ОСО, карты температуры стандартных уровней от 850 до 30 гПа и карты погоды. На рис. I положение границ с карт АТ₂₀₀ и АТ₃₀₀ за I мая 1979 г. ($H_M = 904$ гПа и $H_S = 1208$ гПа) перенесено на карту ОСО за тот же день (I^a) на карты температуры поверхностей 100 и 500 гПа ($I^{b,B}$) и на карту погоды (I^r).

Критериями правомерности принятой схемы раздела были выбраны характеристики, которые используются для определения воздушных масс: различие средних значений ОСО и температуры в соседних ЯМ, сравнительная однородность полей внутри проведенных границ, совпадение с этими границами зон наибольших градиентов, закономерность временных изменений ЯМ.

По данным 1975-1980 гг. были рассчитаны средние значения ОСО и температуры разных уровней для каждой ЯМ (АВ, ТВ, УВ): $\bar{X}_M(A,B,T)$ и $\bar{T}_M(A,B,T)$, среднеквадратичные отклонения σ_x и σ_T , разности средних значений ОСО и температуры в соседних ЯМ - $\Delta \bar{X}_M$ и $\Delta \bar{T}_M$, были получены средние сезонные ходы $\bar{X}_{MM}$ и $\bar{T}_{MM}$. Совпадение границ $\varphi_{M\lambda}$ и $\varphi_{S\lambda}$ с зонами наибольших градиентов в большинстве случаев

оценивалось лишь с помощью качественного (синоптического) анализа.

Не останавливаясь на особенностях вертикального распределения озона и температуры в трех ВМ / 9 /, отметим только, что раздел по ВМ хорошо прослеживается как в вертикальных профилях плотности озона от озонопаузы (тропопаузы) до высоты 21-23 км, так и в стратификации температуры от 3 до 22 км со сменой знака градиента на уровне тропопаузы. Это позволяет уточнить вертикальную протяженность поверхности раздела ВМ и ограничить ее диапазоном высот от 3 до 20 км.

Когда границы ВМ были нанесены на ежедневные карты ОСО, выяснилось, что для каждой ВМ характерны: однородность поля (внутри ВМ значения χ_i , наблюдаемые на станциях, отличаются от $\bar{\chi}_m$ не более чем на $0,1 \bar{\chi}_m$); устойчивость (межсуточная изменчивость $\bar{\chi}_m$ не превышает $0,030 - 0,050$ атм-см); закономерность временных колебаний ($\bar{\chi}_m$ имеет хорошо воспроизводимый из года в год сезонный ход с характерными для каждой ВМ амплитудой и фазой); большие градиенты ОСО на границах с различием $\Delta \bar{\chi}_m$ в соседних ВМ до $0,100$ атм-см. Шестилетний ряд наблюдений ОСО (1975-1980 гг.) полностью подтвердил выводы, сделанные по результатам измерений 1975-1976 гг. / 6 /. Все свойства, характерные для ВМ, проявились в поле озона.

Средний сезонный ход $\bar{\chi}_m$ за 6 лет изображен на рис.2 сплошной линией, а точками нанесены среднемесячные значения $\bar{\chi}_m$ ($\bar{\chi}_A$, $\bar{\chi}_Y$, $\bar{\chi}_T$) за период 1975-1980 гг.

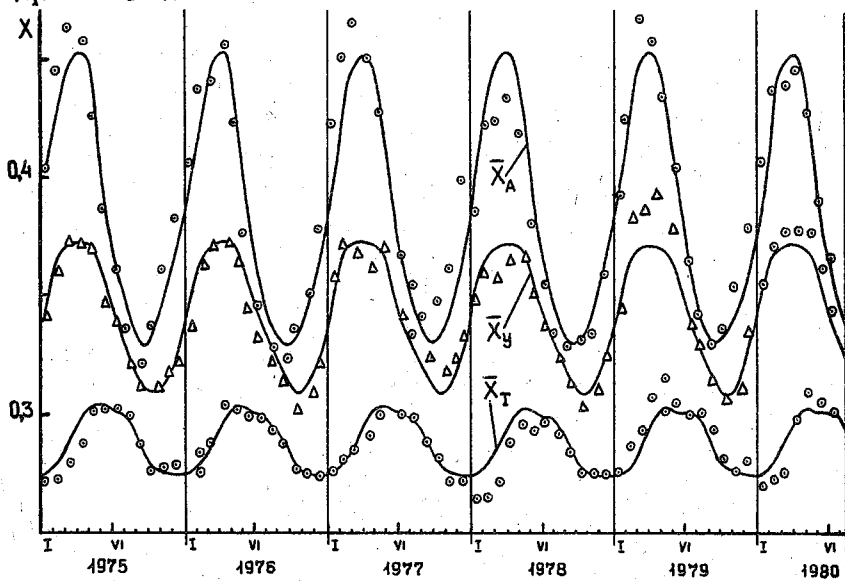


Рис.2. Среднемесячные значения общего содержания озона в трех воздушных массах.

Нормальный сезонный ход $\bar{X}_{\text{мн}}$ не только показал устойчивость и закономерность изменений ОСО в ВМ, но и помог выявить особенности поля ОСО, наиболее характерные для каждой ВМ. Так, в ТВ ход $\bar{X}_{\text{тн}}$ очень похож на годовой цикл солнечной инсоляции в тропических районах. В УВ для $\bar{X}_{\text{ут}}$ характерно появление в гладком сезонном ходе всплеска значений ОСО в конце января – начале февраля. Ежегодные резкие колебания $\bar{X}_{\text{ч}}$ в этот период совпадают по времени с началом перестройки циркуляции в стратосфере. АВ отличается большой амплитудой сезонного хода $\bar{X}_{\text{А}}$. Следует отметить, что ход $\bar{X}_{\text{А}}$ в 1975 и 1976 гг. (годы спокойного Солнца) практически совпадает с нормой, а в 1978 и 1979 гг. (при высокой активности Солнца) заметно от нее отличается.

Особо следует выделить процесс накопления озона в течение зимы в АВ, который оказался тесно связанным с положением границ ВМ. Специальное исследование / 8 / показало, что ежегодно рост ОСО в АВ начинается в сентябре–октябре и наблюдается не во всей массе АВ, а лишь в ее ложбинах, сильно вытянутых на юг. Формально термин "ложбина АВ" относится лишь к исходному для $\psi_{\text{н}}$ уровню 300 гПа, но здесь он означает район АВ, значительно сдвинутый на юг относительно среднего для полушария положения $\psi_{\text{н}}$. В ложбине АВ на уровнях, не совпадающих с 300 гПа, давление может быть даже выше, чем в окружающих районах. Область расположения этих ложбин чаще всего совпадает с восточными окраинами материков, где граница $\psi_{\text{н}}(\lambda)$ весной иногда опускается южнее 40° с.ш. Значительно реже наблюдается выход ложбин на юг и сопутствующий рост озона над другими частями материков (Европой, западом Северной Америки). Зимой в центральной, не освещенной Солнцем части Арктики значения ОСО растут только за счет адвекции. Накопленный в ложбинах озон со временем как бы размешивается по всей площади АВ, и значение $\bar{X}_{\text{А}}$ растет. Скачкообразный рост ОСО продолжается в АВ до конца марта и сменяется быстрым и ровным уменьшением $\bar{X}_{\text{А}}$. К сентябрю $\bar{X}_{\text{А}}$ становится равным по величине $\bar{X}_{\text{ч}}$.

Таким образом, карты ОСО с границами ВМ помогли проследить процесс формирования сезонного хода в каждой из ВМ. Этот процесс трудно увидеть по данным отдельных станций, где постоянная смена ВМ и сопутствующие колебания ОСО не позволяют выявить закономерности временных сезонных изменений.

ОСО оказалось хорошим индикатором расположения ВМ, поскольку отражает особенности распределения озона в слое значительной толщины – от тропопаузы до 18 – 23 км (именно этот слой ответствен за 70 % изменений в ОСО /1,9/). На картах ОСО, полученных со спутника /10/, хорошо видны области с однородным распределением и непрерывные зоны повышенных градиентов ОСО.

Для анализа термического режима ВМ нет одной достаточно общей

характеристики, поэтому приходится рассматривать поле температуры в большом диапазоне высот. Границы $\psi_{\text{нл}}$ и $\psi_{\text{эл}}$ были выделены на картах температуры стандартных уровней от 1000 до 30 гПа. Был рассмотрен массив карт 1975–1976 гг. на уровнях 100 и 500 гПа по выборке 1 день в неделю и полный массив ежедневных карт всех уровней для четырех месяцев (по одному в сезон) / 7 /. Кроме того, были использованы карты 1977–1980 гг. Анализ более 1200 рассмотренных карт разных уровней был дополнен расчетом статистических характеристик 1480 вертикальных профилей температуры, полученных при озонзондировании / 9 /.

Особое внимание было уделено распределению температуры поверхности 100 гПа, где наблюдаются наибольшие колебания плотности озона.

На рис. I хорошо видно различие температур на станциях, попавших в разные ВМ. В 1975–1976 гг. разность $\bar{T}_y$ и $\bar{T}_T$ составляла 10–15 °C во все сезоны года. Разность $\bar{T}_A$ и $\bar{T}_y$ изменялась от 0–1 °C в середине зимы до 10–12 °C в летний период. Между тем даже в середине зимы, несмотря на примерное равенство среднемассовых температур АВ и УВ, граница между этими ВМ хорошо прослеживается, поскольку области тепла приходятся на южную периферию АВ, на его ложбину, а низкие температуры характерны для центральной части АВ. При анализе совпадение $\psi_{\text{нл}}$ и $\psi_{\text{эл}}$ с зонами повышенных градиентов температуры считалось хорошим, если по всей протяженности границ разность температур на соседних станциях, расположенных по разные стороны от границы, превышала 5°. Поле температуры внутри каждой ВМ довольно однородно. Среднее квадратическое отклонение $\bar{t}_m$ не превышает 1°C. (Исключение – АВ зимой).

Знак градиента среднемассовых температур ВМ на AT_{100} в течение всего года противоположен тропосферному: $\bar{T}_A > \bar{T}_y > \bar{T}_T$. Такими же в течение всего года сохраняются градиенты ВМ и выше, на уровне 50 гПа, но здесь зоны повышенных градиентов размыты и не столь отчетливо, как на более низких высотах, следуют линиям $\psi_{\text{нл}}$ и $\psi_{\text{эл}}$. На поверхности 30 гПа температурный режим чисто стратосферный, т.е. знаки градиентов летом и зимой противоположны. Границы ВМ в поле температуры AT_{30} не прослеживаются.

Не меньший интерес представляет проявление границ ВМ в тропосфере, поскольку в основу определения ВМ и фронтальных зон положены условия верхней тропосферы. Смена знака градиента температуры между УВ и ТВ наблюдается вблизи уровня 200 гПа, а градиент температуры АВ и УВ меняет знак на уровне 300 гПа.

Четкое разделение поля температуры по трем ВМ границами $\psi_{\text{нл}}$ и $\psi_{\text{эл}}$ наблюдается на поверхности 500 гПа. Градиенты велики (до 15°C), знак градиента типичен для тропосферы ($\bar{t}_A < \bar{t}_y < \bar{t}_T$).

Такое же разделение поля температуры характерно для поверхности 700 гПа. Даже на картах АТ₈₅₀ граница $\varphi_{нл}$ прослеживается в поле температуры весьма отчетливо, особенно в зимний период. Несколько хуже видна на этой поверхности граница $\varphi_{сн}$. Поверхность 850 гПа можно считать нижним уровнем слоя атмосферы, в котором на каждой синоптической карте в поле температуры проявляется единая структура этого поля в виде трех ВМ.

Анализ рассмотренной совокупности карт АТ разных уровней приводит к совершенно определенному выводу: границы ВМ в поле температуры прослеживаются от поверхности 850 гПа до 50 гПа. В этом слое на всех уровнях, несмотря на различия полей температуры по абсолютным значениям и даже знаку градиента среднемассовых температур, сохраняются свойства, характерные для ВМ: разрыв поля на границах, однородность внутри ВМ, определенная для каждой ВМ стратификация.

Столь явное проявление в большой толще атмосферы раздела ВМ заставило нас проследить проявление границ ВМ у поверхности земли. Для этого линии $\varphi_{нл}$ и $\varphi_{сн}$ были перенесены на карты погоды. В рассмотренных случаях во все сезоны при любой конфигурации $\varphi_{нл}$ рядом с границей или на ней располагалось большинство циклонов и антициклонов умеренных широт. При этом их расположение относительно $\varphi_{нл}$ четко следовало правилам, применяемым для струйных течений: справа от $\varphi_{нл}$ в УВ располагались нарождающиеся и молодые циклоны, слева в АВ — циклоны заполняющиеся, окклюдившиеся. Это правило полностью распространялось и на те участки $\varphi_{нл}$, где струйные течения не наблюдались. Антициклоны умеренных широт также располагались вблизи $\varphi_{нл}$ в УВ. Любое перемещение $\varphi_{нл}$ происходило вместе с семействами циклонов и антициклонов. Таким образом, линия $\varphi_{нл}$ выполняла все функции ведущего потока, что еще раз подтверждает совпадение поверхности ($H_n, \varphi_{нл}$) с планетарной высотной фронтальной зоной. Связь циклонов и антициклонов субтропических широт с положением φ_s не столь очевидна.

Сопоставление границ ВМ с фронтами у поверхности земли позволило в определенной степени ответить на вопрос о действительном наклоне поверхности раздела ВМ. В настоящей работе было принято, что эта поверхность вертикальна. Совпадение границ ВМ с зонами повышенных градиентов температуры в слое от 850 до 50 гПа фактически подтвердило это предположение. В то же время хорошо известно, что поверхность раздела ВМ (фронтальная поверхность) наклонена, угол наклона мал, фронт у земли и струйное течение, относящиеся к этой же поверхности, могут находиться друг от друга на расстоянии более 1000 км / 2 /.

В действительности противоречие лишь кажущееся. Во-первых, масштаб использованных карт, погрешность нанесения изогипс и выбора

оси струйного течения не позволяют определить положение $\varphi_{\text{н}}$ и $\varphi_{\text{с}}$ точнее, чем ± 200 км от выбранного. Фактически это означает, что поверхность раздела есть лишь центр переходной зоны шириной около 400 км. В этих пределах, по-видимому, и проявляется наклон поверхности раздела ВМ в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Во-вторых, малые углы наклона поверхности раздела действительно наблюдаются, когда фронты молодых циклонов, связанных с $\varphi_{\text{н}}$, находятся в УВ.

Таким образом, несмотря на весьма схематизированное представление границ ВМ в виде линий, они совпадают с расположением струйных течений на картах АТ₃₀₀ и АТ₂₀₀, с зонами повышенных градиентов на картах температуры и ОСО, выступают в роли ведущего потока приземных циклонов и антициклонов. На отдельных участках границы ВМ могут проявляться не по всем элементам или не на всех уровнях но общая зона раздела ВМ всегда сохраняется. Можно утверждать, что над северным полушарием в слое атмосферы от 3 до 20 км существует единая система трех воздушных масс, разделяемых двумя непрерывными планетарными фронтальными зонами, положение которых определяется квазивертикальными поверхностями (H_{λ} , $\varphi_{\text{н}}$ и $H_{\text{с}}$, $\varphi_{\text{с}}$).

Однородность полей, закономерность сезонных изменений внутри ВМ позволяют рассматривать ВМ как единый синоптический объект, параметризовать в нем стратификацию температуры, вертикальное распределение водяного пара, углекислого газа, озона и использовать понятие ВМ для разработки численных моделей общей циркуляции атмосферы.

Список литературы

1. Божков Р.Д. Вычисление вертикального распределения озона в атмосфере по данным о его общем содержании.-Метеорология и гидрология, 1969, № I, с.100-108.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология.-Л., Гидрометеиздат, 1977, с.712.
3. Общее содержание озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР.-Л., Гидрометеиздат, 1975-1980.
4. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы.-Л., Гидрометеиздат, 1973, с.616.
5. Хргиан А.Х. Физика атмосферы, т.2., Гидрометеиздат, 1978, с.320.
6. Шаламянский А.М., Ромашкина К.И. Распределение и изменение общего содержания озона в различных воздушных массах. Известия АН СССР. Физ.атм. и океана, 1980, т12, с.1258-1265.
7. Шаламянский А.М., Маслова М.В. Сопоставление полей общего

содержания и температуры поверхностей AT₅₀₀ и AT₁₀₀.—Материалы докладов рабочего совещания по исследованию атмосферного озона. Тбилиси, 1982, с.316-321.

8. Шаламянский А.М., Ионина Н.Д. Региональные особенности распределения общего содержания озона.—Труды ГГО, 1982, вып.472, с.

9. Шаламянский А.М., Фролов А.Д., Волкова Н.В. Статистические характеристики вертикальных профилей озона и температур.—Труды ГГО, настоящий сборник.

10. Krueger A.J., Fleig A.J., Gatlin J.A., Heath D.I., Bhattia P.K., Kaveeshwar V.G., Klenk K.P., Smith P.M. First results from Nimbus-7 total ozone mapping spectrometer. Proc. of the Quadren Internat. Ozone Sympos. Boulder, 1981, v.1, p.322-327.

11. Ozone data for the world. Canada, Ontario, 1975-1980.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ОЗОНА И ТЕМПЕРАТУРЫ

Возросший интерес к проблемам атмосферного озона, необходимость контроля за его состоянием привели к заметному увеличению объема информации об озоновом слое, в первую очередь за счет измерений общего содержания озона со спутников. Тем не менее детальный анализ процессов, происходящих в озоновом слое, весьма затруднен из-за отсутствия статистически обеспеченных данных о вертикальной структуре поля озона.

Сеть станций озонового зондирования, непосредственно измеряющих концентрацию озона на высотах, является единственным надежным источником сведений о вертикальном распределении озона (ВРО) / 8 /. Однако число таких станций невелико, подъемы озонозондов производятся всего один раз в неделю, измеренияотяжены значительными погрешностями. Наблюдения по эффекту обращения, так же как и другие оптические способы измерения озона с земли и со спутников, могли бы значительно увеличить объем информации о ВРО, но их возможности точно и в деталях воспроизвести реальное распределение озона весьма ограничены. Более того, решение некорректных задач оптического зондирования во-многом определяется качеством априорной информации о решении, т.е. той же статистикой данных озонозондирования / 4 /.

В настоящее время для анализа процессов в озоновом слое и для задач оптического зондирования привлекают данные измерений на отдельных станциях / 1,3,9 /; поскольку из-за высокой пространственно-временной изменчивости трудно получить профили озона, характерные для достаточно больших территорий. Только в том случае, если определены временные интервалы и области в пространстве, в которых вертикальные профили достаточно однородны и устойчивы, можно получить статистические характеристики, репрезентативные для выделенных регионов. Несомненно, основные закономерности пространственно-временной структуры поля озона могут быть выявлены только с привлечением сведений о крупномасштабных атмосферных процессах. Учитывая тесную связь изменений ВРО с изменениями общего содержания / 2 / и существенно большее количество исследований, где поля общего содержания озона сопоставляются с положением синоптических образований, необходимо при анализе ВРО использовать наиболее характерные особенности взаимосвязи общего содержания озона и синоптических процессов.

Зависимость ВРО от сезона и синоптической ситуации была от-

мечена с начала регулярных измерений и наиболее полно представлена в работе / 5 /, где А.Х.Хргиян выделил основные типы ВРО и связал их происхождение с воздушными массами. В работе / 7 / было показано, что с тремя воздушными массами верхней тропосферы совпадает расположение трех областей в поле озона, которые заметно отличаются друг от друга по содержанию озона. Внутри воздушных масс пространственное распределение озона весьма однородно и отмечается повторяющийся из года в год характерный для каждой воздушной массы сезонный ход общего содержания озона.

В настоящей работе в основу расчета статистических характеристик ВРО положено разделение данных озонозондирования, полученных на станциях северного полушария, на три массива, соответствующие воздушным массам арктического (АВ), умеренного (УВ) и тропического (ТВ) воздуха. Для этого использован способ, предложенный в / 7 /, согласно которому зоны, разделяющие воздушные массы, соответствуют осям струйных течений. Поскольку основные струйные течения лучше всего прослеживаются на картах абсолютной топографии поверхностей 200 и 300 гПа (АТ₂₀₀ и АТ₃₀₀), то изогипса H_m , которая на карте АТ₃₀₀ проходит по осям струйных течений, принимается за границу АВ и УВ, а изогипса H_e , которая соответствует осям струйных течений на карте АТ₂₀₀, выбирается границей УВ и ТВ.

Анализ пятилетнего массива ежедневных карт общего содержания озона и температуры поверхностей 100 и 500 гПа показал, что выбранные линии всегда четко отделяют области разных значений озона и температуры / 6 /. Кроме того, оказалось, что в любой из рассмотренных пяти лет сезонный ход значений геопотенциала граничных изогипс H_m и H_e отличался от среднего за пятилетие сезонного хода $\overline{H_m}$ и $\overline{H_e}$ не более чем на 8 гПа, т.е. $H_m \approx \overline{H_m} \pm 8$ гПа, а $H_e \approx \overline{H_e} \pm 8$ гПа. Поэтому, заранее зная для каждого дня значения $\overline{H_m}$ и $\overline{H_e}$, данные наблюдений на любой станции можно разделить по воздушным массам следующим образом: если на станции в момент наблюдений высота поверхности 300 гПа $H_{300} < \overline{H_m}$, то станция находится в АВ; если над станцией высота поверхности 200 гПа $H_{200} > \overline{H_e}$, то станция принадлежит ТВ; если же $H_{300} > \overline{H_m}$, но $H_{200} < \overline{H_e}$, то станцию следует отнести к УВ. Алгоритм определения принадлежности зондировки к той или иной воздушной массе легко реализуется на ЭВМ.

Данные озонозондирования, полученные на 14 станциях северного полушария / 8 /, были использованы для организации архива ВРО. Эти данные представляют собой значения температуры и концентрации озона в особых точках зондирования от уровня земли до максимальной высоты подъема, сведения о времени наблюдения, координаты станции, а также данные измерений общего содержания озона, наиболее близкие по времени к моменту зондировки. В архив вошли только те подъемы, высота

которых была не менее 26 км и которые сопровождались измерениями общего содержания озона. Информация вводилась в ЭВМ, по специальному макету осуществлялась ее запись на магнитную ленту.

Созданный комплекс сервисных программ обеспечивает выбор из архива на магнитных лентах необходимого массива данных, определение принадлежности результатов зондирования к той или иной воздушной массе (ВМ), их распределение по ВМ и временным интервалам t . Для выбранных пространственно-временных интервалов (ВМ, t) предусмотрена возможность расчета следующих статистических характеристик: среднего профиля плотности озона $\bar{\rho}_{zh}$; распределения по высоте средних квадратических отклонений (СКО) σ_{zh} , СКО средних значений $\bar{\sigma}_{zh} \approx \frac{\sigma_{zh}}{\sqrt{n-1}}$, коэффициентов вариаций $\omega_{zh} = \frac{\sigma_{zh}}{\bar{\rho}_{zh}}$ ковариационных и автокорреляционных матриц, их собственных векторов и собственных чисел. Для тех же интервалов (ВМ, t) могут быть получены статистические характеристики вертикального распределения температуры.

Поскольку одно из основных назначений статистических характеристик – использование в качестве априорной информации для решения задач оптического зондирования, вертикальные профили озона рассчитаны в единицах плотности озона – мдм-см/км. (при наличии сведений о температуре пересчет в другие единицы не представляет затруднений). При расчете средней плотности озона значения температуры и плотности озона линейно интерполировались между особыми точками зондирования. Для слоев, расположенных выше уровня максимального подъема, использовалось модельное распределение температуры, а для профилей озона обычно применяемое соотношение

$$\rho_{zh} = \rho_{zh} e^{-0,244 \Delta h},$$

где ρ_{zh} – плотность озона на высоте h ;

ρ_{hm} – плотность на максимальной высоте подъема;

Δh – разность высот в километрах между наивысшей точкой зондирования и высотой h .

Для уменьшения разброса данных все профили нормировались по общему содержанию озона. Со временем архив ВРО 1975–79 гг. предполагается расширить введением данных до 1975 г. и после 1979 г. Вертикальные профили озона и температуры могут быть представлены любым количеством слоев. Первая попытка получить статистические характеристики вертикального распределения озона в трех воздушных массах северного полушария была предпринята при выделении в вертикальных профилях 12 слоев. Пространственно-временные интервалы, по которым производилась выборка данных из архива ВРО, и соответствующее им количество зондировок приведены в табл. I. Большинство выборок сгруппировано в месячные интервалы, однако в ТВ, где количество подъемов озono-

зондов оказалось очень малым, результаты зондирования за февраль-март, апрель-май и июнь-июль были сгруппированы соответственно по двухмесячным интервалам.

Таблица I
Распределение вертикальных профилей озона и температуры по
временным интервалам и воздушным массам (1975-1979 гг.)

Мес-ца	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
ВМ													
AB	45	50	65	85	40	46	36	33	31	26	19	19	495
UB	57	74	81	58	73	65	72	65	57	58	60	70	790
TB	13	6		8		13	22	35	42	45	12		196

Всего подъемов 1481

Границы 12 слоев приведены в табл.2, где представлены рассчитанные для этих слоев значения плотности озона $\bar{Q}_{sh}$ и коэффициенты вариации ω_{sh} для марта и сентября, когда наблюдаются максимальные и минимальные значения $\bar{Q}_{sh}$. Там же показано различие соседних воздушных масс по плотности озона $\Delta \bar{Q}_{sh}$.

Таблица 2
Вертикальное распределение плотности озона $\bar{Q}_{sh}$ и
коэффициента вариации ω_{sh} и разность плотностей озона ВМ $\Delta \bar{Q}_{sh}$

№ слоя	Граница	Средняя	AB			$\Delta \bar{Q}_{sh}$	UB			$\Delta \bar{Q}_{sh}$	TB			h км
	слоя, гПа	плотн., гПа	$\bar{Q}_{sh}$	ω_{sh}	$\bar{Q}_{sh}$		ω_{sh}	$\bar{Q}_{sh}$	ω_{sh}					
	матм-см	км	%	матм-см	км		%	матм-см	км		%	матм-см	км	
	км	км	км	км	км	км	км	км	км	км	км			
	км	км	км	км	км	км	км	км	км	км	км			

Март

1010														
I	776	3,4	23	0,0		3,4	26	0,1		3,3	24	2,2		
	541													
2	461	3,1	26	0,2		2,9	34	0,3		2,6	35	6,2		
	381													
3	324	4,8	54	2,1		2,7	52	0,1		2,6	58	8,6		
	268													
4	233	12,5	38	7,5		5,0	74	1,2		3,8	74	10,8		
	198													
5	172	16,3	29	7,2		9,1	43	1,7		5,5	49	12,8		
	146													
6	127	17,6	41	7,8		9,8	50	1,9		7,9	39	14,7		

Продолж. табл. 2

# СЛОЯ	Гра- ница слоя,	Сере- дина, слоя,	AB		$\Delta \bar{Q}_{sh}$	УВ		$\Delta \bar{P}_{sh}$	ТВ		h
			$\bar{P}_{sh}$	ω_{sh}		$\bar{P}_{sh}$	ω_{sh}		$\bar{P}_{sh}$	ω_{sh}	
			гПа	гПа	МВТМ-ОМ KM	%	МВТМ-ОМ KM	МВТМ-ОМ KM	%	МВТМ-ОМ KM	
I08											
7		94	21,3	31	8,0	13,3	40	4,4	8,9	43	16,5
	80										
8		69	24,4	19	6,2	18,2	23	3,6	14,6	36	18,6
	59										
9		48	25,2	11	3,1	22,1	16	0,7	21,4	11	20,8
	37										
10		31	20,1	9	0,4	19,7	8	0,1	19,6	8	23,8
	24										
11		19	13,5	13	-0,3	13,8	12	0,0	13,8	0	27,0
	13										
12		7	2,8	21	-0,3	3,1	23	0,6	2,5	20	33,5
	1										
Сентябрь											
I010											
I		776	3,0	27	-0,3	3,3	36	0,0	3,6	22	2,2
	541										
2		461	3,0	40	-0,3	3,3	33	0,2	3,1	29	6,2
	364										
3		324	4,1	66	1,0	3,1	42	0,4	2,7	33	8,6
	268										
4		233	6,9	36	2,5	4,4	50	1,8	2,6	38	10,8
	198										
5		172	8,2	24	1,6	6,6	33	3,6	3,0	50	12,8
	146										
6		127	11,0	24	3,4	7,5	21	3,6	3,9	44	14,7
	108										
7		94	14,7	19	4,1	10,6	22	3,1	7,5	25	16,5
	80										
8		69	17,5	15	3,0	14,5	16	2,2	12,3	15	18,6
	59										
9		48	16,8	12	0,1	16,7	11	2,1	15,6	8	20,8
	37										
10		31	14,6	22	-1,9	16,5	11	0,3	16,2	12	23,8
	24										
11		19	10,7	25	-3,1	13,8	10	0,0	13,8	12	27,0

Продолж. табл. 2											
№ слой	Гра- ница слоя, гПа	Сере- дина слоя, гПа	АВ		$\Delta \bar{\rho}_{zh}$	УВ		$\Delta \bar{\rho}_{zh}$	ТВ		h км
			$\bar{\rho}_{zh}$	ω_{zh}		$\bar{\rho}_{zh}$	ω_{zh}		$\bar{\rho}_{zh}$	ω_{zh}	
			матм-см км			матм-см км			матм-см км		
			%			%			%		
I3											
I2		7	2,2	27	-0,9	3,1	19	-0,2	3,3	18	33,5
I											

Наиболее примечательной особенностью полученных профилей озона является значительное различие распределения озона в трех воздушных массах. Профили средних для воздушных масс значений озона $\bar{\rho}_{zh}$ полностью соответствуют трем типам ВРО, описанным в / 5 / по единичным подъемам. Налицо смещение максимума в распределении, а главное, существенное накопление озона над тропопаузой в УВ и особенно в АВ. Максимальные различия до 8,5 матм-см/км между воздушными массами наблюдаются вблизи уровня 100 гПа, а слой, в котором отмечается увеличение плотности озона от ТВ к УВ и от УВ к АВ, распространяется от 8 до 21 - 23 км. Выше знак градиента меняется. Различие ВРО в трех типах воздушных масс максимально весной, уменьшается к осени, но тем не менее и осенью выражено более отчетливо, чем в общем содержании озона. Следует отметить также устойчивость полученных средних профилей. Даже над тропопаузой, при наибольшей изменчивости озона $\bar{\rho}_{zh}$ не превышает 1,0 матм-см/км.

Разделение ВРО по воздушным массам позволило значительно детализировать профили озона. Второй максимум плотности озона, который хорошо виден при единичных подъемах на высоте 10-15 км, при осреднении данных без учета воздушных масс исчезает. В полученных средних профилях для УВ и АВ второй максимум над тропопаузой отчетливо прослеживается с мая по июль (рис. I).

Устойчивый, характерный для каждого уровня сезонный ход плотности озона $\bar{\rho}_{zh}$ является существенной особенностью полученных для каждой воздушной массы профилей. Общей тенденцией для УВ и АВ является смещение с ростом высоты годового максимума $\bar{\rho}_{zh}$ от лета к зиме. Сезонный ход $\bar{\rho}_{zh}$ в тропосфере с максимумом в мае-июне сменяется большим по амплитуде, но довольно гладким ходом в слое 300-150 гПа. Максимальная амплитуда сезонного хода наблюдается в АВ в 5-м слое (200-150 гПа), где изменение $\bar{\rho}_{zh}$ от марта к октябрю достигает 9 матм-см/км. Слой 150-50 гПа отличается незначительными изменениями $\bar{\rho}_{zh}$ с июня по октябрь, резким ростом в ноябре-марте и быстрым падением в апреле-мае. Слой выше 40 гПа характерен еще более ранним

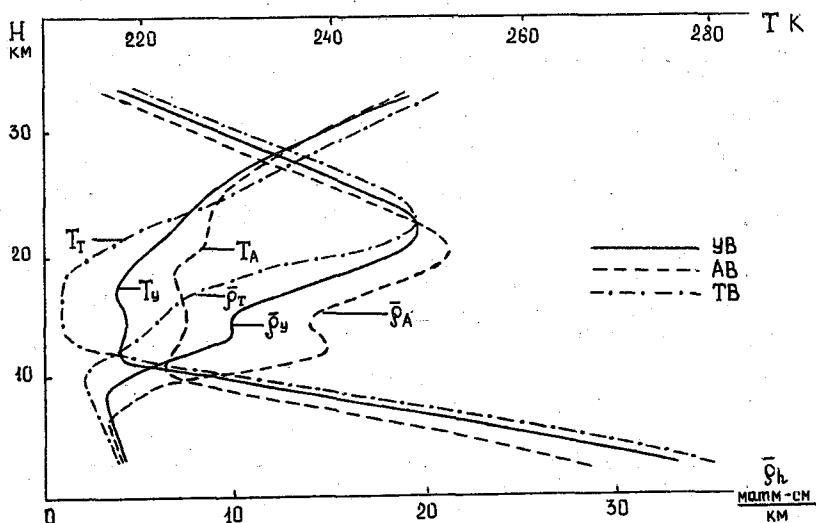


Рис.1. Май. Средние вертикальные профили плотности озона и температуры.

началом роста $\bar{p}_{zh}$ с сентября и падением, начинающимся с февраля.

Однородность, сравнительно небольшая изменчивость ВРО внутри воздушной массы отличает полученные средние профили. Несмотря на громадные территории, занимаемые воздушными массами, крайнюю неравномерность распределения станций в пределах воздушной массы, несмотря на различие используемой аппаратуры и погрешности измерений, изменчивость ВРО внутри воздушной массы оказалась меньше, чем на отдельных станциях. На рис.2 нанесены коэффициенты вариации ω_{zh} для АВ и УВ (март - а, июль - б и ноябрь - в) и для станции Потсдам [9] для тех же сезонов. В слое максимальной изменчивости 400-100 гПа ω_{zh} в АВ и УВ существенно меньше, чем на станции, выше и ниже этого слоя значения ω_{zh} на станции и внутри воздушной массы примерно одинаковы.

Уверенно можно считать, что высокая изменчивость ВРО, наблюдаемая на станциях, объясняется сменой масс воздуха и зависит от частоты их прохождения и от продолжительности расположения над станцией.

Таким образом, разделение данных о ВРО по типам воздушных масс позволило получить три типа средних профилей, резко различающихся между собой. Каждый из них отличается устойчивостью, однородностью и относительно невысокой изменчивостью, хорошо выраженным и характерным для каждой высоты сезонным ходом. Использование полученных характеристик ВРО может быть весьма полезным для исследования процессов

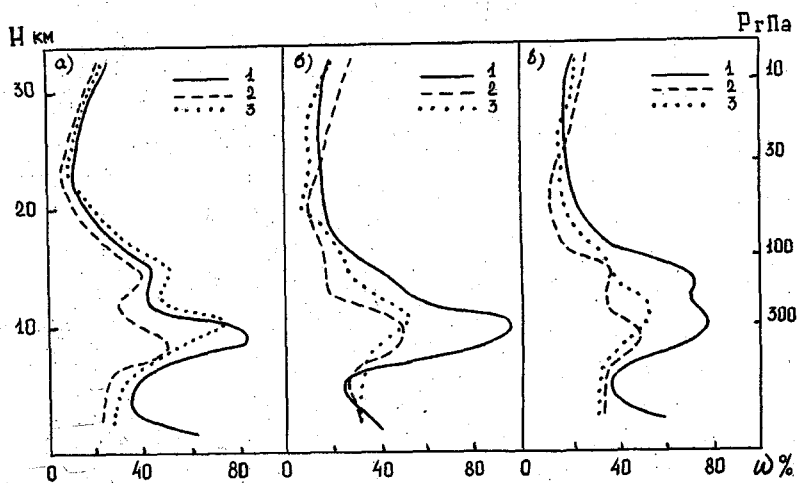


Рис. 2. Вертикальное распределение коэффициента вариации плотности озона. 1 - Потсдам, 2 - АВ, 3 - УВ.

в озонном слое, особенно при анализе обширного материала по общему содержанию озона и его связей с синоптическими процессами. Следует отметить возможность использования статистических характеристик трех типов ВРО для любой точки полушария, поскольку предложенный алгоритм выделения ИМ больших затруднений в его реализации не вызывает.

Несомненный интерес представляют также статистические характеристики вертикального распределения температуры, полученные при разделении массива данных о температуре во время подъема озонозондов на выбранные пространственно-временные интервалы (табл. I). Для температуры были рассчитаны те же характеристики, что и для ВРО. В табл. 3 представлены средние профили температуры $\bar{T}_h$ и средние квадратические отклонения σ_{Th} для января и июля.

Во все сезоны различие вертикального распределения температуры отчетливо проявляется вплоть до высоты 20 км, минимальные СКО (3-5К) наблюдаются на высотах 5 - 20 км; в этом слое и следует применять использованный в настоящей работе способ разделения по воздушным массам.

Устойчивое, детальное воспроизведение структуры вертикального распределения температуры, возможность использования для любой точки полушария позволяют использовать статистические характеристики температуры в трех типах воздушных масс для решения многих задач, тем более, что они могут быть дополнены и проверены существенно большим

материалом данных аэрологического зондирования.

Таблица 3

Вертикальные распределение температуры $\bar{T}_h$, СКО σ_{Th}
и разности температур ΔT_h

№ СЛОЯ	АВ		ΔТ	УВ		ΔТ	ТВ	
	Т К	б _т		Т К	б _т		Т К	б _т
Январь								
I	259	8,2	10	269	5,8	6	275	3,1
2	237	6,7	9	246	5,5	4	250	3,7
3	222	3,7	4	226	3,3	6	232	4,2
4	219	4,7	-3	216	4,5	3	219	6,2
5	220	4,7	-4	216	5,1	-1	215	5,4
6	219	4,6	-3	216	3,8	-3	213	1,6
7	219	6,1	-3	216	4,7	-6	210	2,5
8	218	6,1	-3	215	4,2	-5	210	2,5
9	219	7,8	-4	215	5,6	-3	212	3,3
10	221	9,6	-2	219	8,6	-1	218	7,5
11	223	11,7	0	223	10,0	-3	220	6,6
12	238	14,4	2	240	10,5	1	241	6,5
Июль								
I	275	5,7	5	280	4,8	4	284	3,5
2	253	5,0	4	257	4,1	3	260	3,1
3	232	2,8	5	237	2,9	5	242	2,7
4	224	4,1	-2	222	3,0	2	224	2,1
5	227	4,0	-7	220	3,8	-7	213	4,0
6	227	4,5	-7	220	3,5	-9	211	3,8
7	227	4,4	-7	220	3,8	-9	211	3,7
8	229	5,0	-7	222	3,6	-8	214	3,3
9	230	4,9	-5	225	4,0	-3	222	3,7
10	231	3,5	-6	229	3,2	-3	226	2,7
11	237	5,5	-2	235	5,5	0	235	5,5
12	257	5,5	-4	253	3,1	-1	252	2,2

Список литературы

1. Бирюлина М.С. Моделирование априорного ансамбля решений обратной задачи и устойчивость оптимальных планов озонного спутникового зондирования. Материалы докладов совещания КАПГ по атмосферному озону. Тбилиси, 1982, с.98-103.
2. Божков Р.Д. Связь между изменениями парциального количества озона на разных высотах и изменениями общего содержания. Метеорология и гидрология, 1965, № 10, с.3-11.
3. Еланский Н.Ф. О некоторых закономерностях вертикального распределения озона. Материалы докладов совещания КАПГ по атмосферному озону. Тбилиси, 1982, с.232-236.
4. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.-Л., Гидрометеиздат, 1978, 280 с.
5. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона.-Л., Гидрометеиздат, 1973, 292 с.
6. Шаламянский А.М., Маслова М.В. Сопоставление полей общего содержания озона и температуры поверхностей AT_{500} и AT_{100} . Материалы докладов совещания КАПГ по атмосферному озону. Тбилиси, 1982, с.318-321.
7. Шаламянский А.М., Ромашкина К.И. Распределение и изменение общего содержания озона в различных воздушных массах.-Изв.АН СССР. Физ.атм. и океана. 1980, т.16, № 12, с.1258-1265.
8. Ozone data for the world. Toronto-Ontario. 1975-1982.
9. Spänkuch D., Döhler W. Statistische Charakteristik der Vertikalprofile von Temperatur und ozon und ihre Kreuzkorrelation über Berlin, Geodät. Geophys. Veröff, DDR, 1975, Reihell, H.19-132.

ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОПТИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

До организации регулярных наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы (СПА) и спектральной оптической плотностью атмосферного аэрозоля (ОПА) в видимой области спектра на сети станций Госкомгидромета ослабление солнечной радиации аэрозолем определялось приближенно как остаточный член из уравнения общего ослабления радиации в атмосфере в интегральном потоке / 5 /. При этом оставалась не выясненной зависимость аэрозольного ослабления от длины волны и погрешность этой величины, в частности, от неточного определения общего содержания водяного пара в атмосфере. В результате организации регулярных сетевых измерений СПА и ОПА / 1,2,4 /, производящихся на шести длинах волн - 344, 369, 463, 530, 572, 627 нм, возникла возможность анализа этих данных.

ОПА тесно связана с физическими процессами, происходящими в атмосфере, зависит от состояния подстилающей поверхности, вулканической деятельности, от загрязнения атмосферы промышленными предприятиями, транспортом и поэтому сильно изменяется в зависимости от места и времени наблюдения.

Методика определения ОПА и прибор М-83, применяемые на сети станций Госкомгидромета, описаны в / 1 /.

Расчет оптической плотности аэрозоля δ_λ осуществляется по формуле Бугера

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

где S_λ , S_{λ_0} - прямая солнечная радиация с длиной волны λ у поверхности Земли и на верхней границе атмосферы соответственно;

μ - оптическая масса озона атмосферы;

X - общее содержание атмосферного озона;

α_λ - показатель поглощения озона;

m - оптическая масса атмосферы, соответствующая угловой высоте диска Солнца в момент измерения S_λ ;

m_λ - оптическая масса аэрозоля атмосферы;

β_λ - оптическая плотность рэлеевской атмосферы.

Логарифмируя уравнение (1), получим

$$\delta_\lambda = \frac{\lg S_{\lambda_0} - \lg S_\lambda}{m} - \beta_\lambda - X \alpha_\lambda, \quad (2)$$

где: $\ell_{\lambda,0} = \lg S_{\lambda,0}$; $\ell_{\lambda} = \lg S_{\lambda}$.

В настоящей статье рассматриваются средние за день значения $\bar{\delta}_{\lambda}$ для двух длин волн $\lambda = 369$ нм и $\lambda = 530$ нм для пяти пунктов наблюдений: Чарджоу (1972 - 1982 г.), Владивосток (1972 - 1982 г.), Большая Елань (Икно-Сахалийск) (1974 - 1982 г.), Ленинград (Воейково) (1972 - 1982 г.) и Архангельск (1974 - 1982 г.). Станции расположены на значительном расстоянии от городов.

Для практического использования наиболее удобным является представление данных об ОПА в виде дифференциального распределения повторяемостей значений δ_{λ} по градациям. В качестве характеристики изменчивости величины δ_{λ} рассчитан коэффициент вариации в процентах

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{\delta}_{\lambda}} \cdot 100 \% , \quad (3)$$

где $\bar{\delta}_{\lambda}$ - среднемесячная оптическая плотность атмосферного аэрозоля;

σ - среднее квадратическое отклонение

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\delta_{\lambda,i} - \bar{\delta}_{\lambda})^2}{N-1}} , \quad (4)$$

где, в свою очередь, $\delta_{\lambda,i}$ - среднее за день значение ОПА; N - число случаев.

На рис.1 представлено среднемесячное распределение повторяемостей ОПА $\bar{\delta}_{\lambda}$ для $\lambda = 530$ нм за 11 лет для пункта Чарджоу. Все значения $\bar{\delta}_{\lambda}$ разбиты по градациям с интервалом (0,005-0,039 Б, 0,040-0,079 Б, 0,080-0,119 Б, 0,120-0,159 Б и т.д.).

Из рисунка видно, что на ст.Чарджоу, расположенной в пустыне Каракумы, среднедневные величины $\bar{\delta}_{\lambda=530}$ нм в основном изменяются в пределах от 0,005 до 0,080 Б и составляют более 70 % всех случаев в течение всего года. Этот район относится к районам с повышенной прозрачностью атмосферы.

На рис.2 и 3 показано среднемесячное распределение ОПА для $\lambda = 530$ нм на станциях Владивосток и Большая Елань за 9-11 лет, относящихся к областям с муссонным климатом. На этих двух станциях в зимнее время года преобладают градации ОПА 0,040-0,120 Б, имея повторяемость до 75 %, для осенних месяцев наибольшая повторяемость соответствует градациям $\bar{\delta}_{\lambda=530}$ нм = 0,005-0,080 Б. Однако в отдельные месяцы среднее дневное значение $\bar{\delta}_{\lambda=530}$ нм могло достигать больших величин до 0,458 Б. Особенно выделяется в многолетнем ряду данных август 1980 г., когда среднемесячное значение $\bar{\delta}_{\lambda=530}$ нм для Владивостока составило 0,303 Б и $\bar{\delta}_{\lambda=369}$ нм = 0,336 Б, а также 1981 г., когда ОПА возросла более чем вдвое во время извержения вулкана Алаид на Курильских островах.

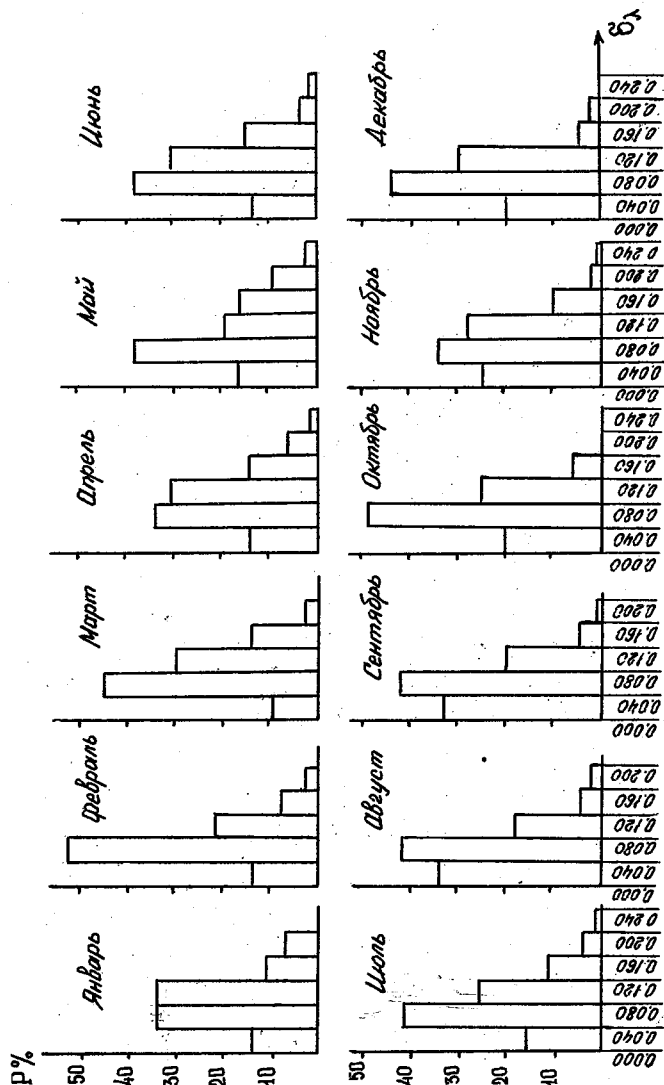


Рис. 1. Распределение повторяемости значений оптической плотности атмосферного аэрозоля на длине волны $\lambda = 530$ нм для станции Чарлз.

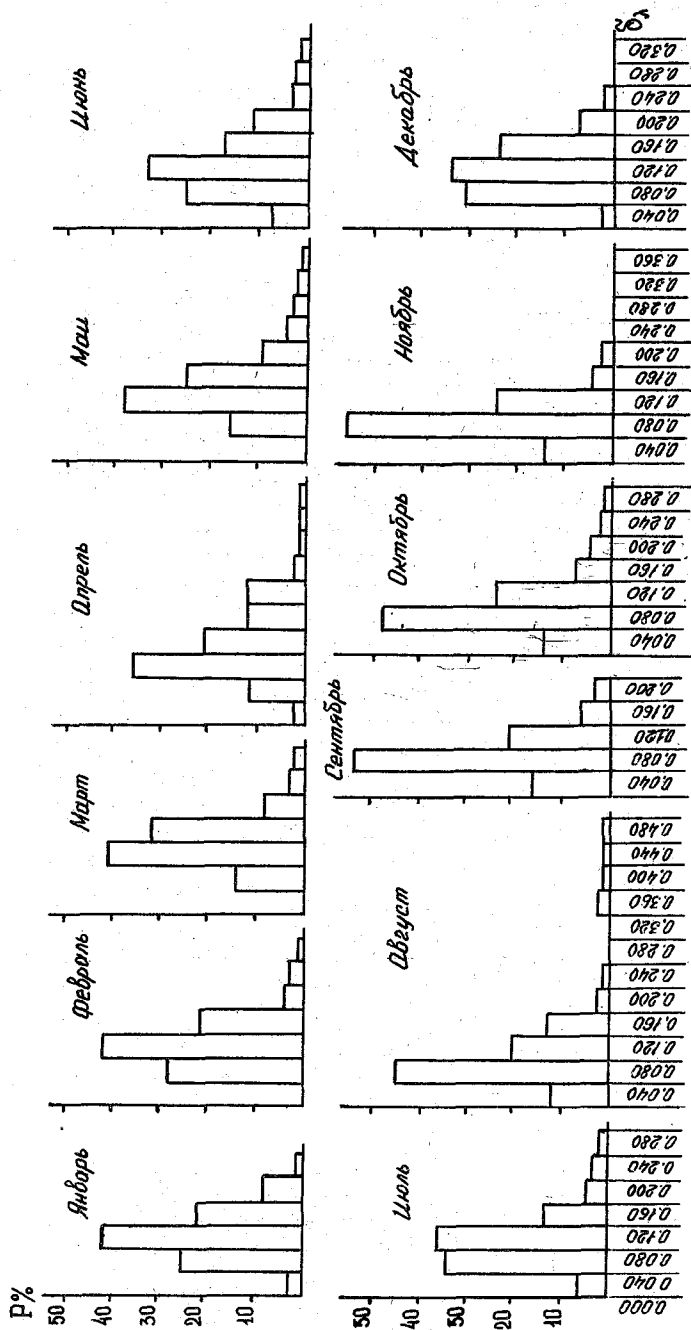


Рис. 2. Распределение повторностей значений оптической плотности атмосферного аэрозоля на длине волны $\lambda = 530$ нм для станции Владивосток.

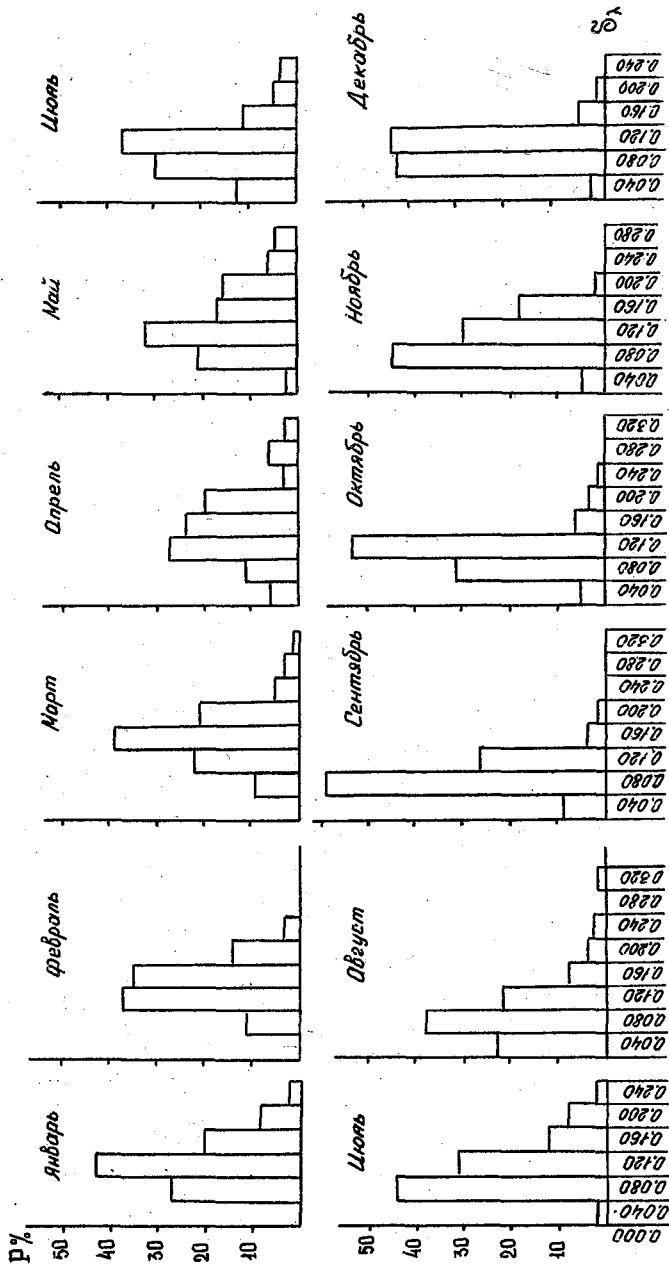


Рис. 3. Распределение повторяемостей среднемесячных значений оптической плотности атмосферного аэрозоля на длине волны $\lambda = 530$ нм для станции Большая Елань.

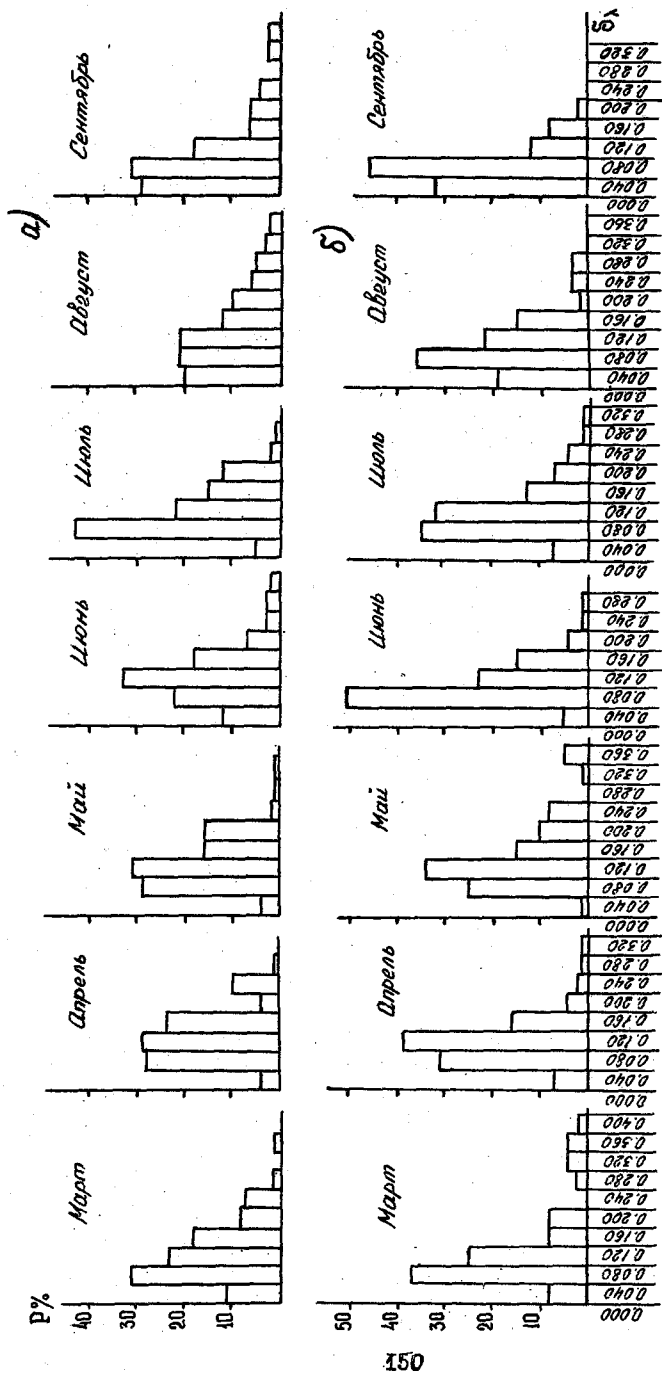


Рис. 4. Распределение повторяемостей значений оптической плотности атмосферного аэрозоля на длине волны $\lambda = 530$ нм для станций: а) Ленинград (Войково); б) Архангельск.

Таблица I

Характеристики временной изменчивости средних
за день значений оптической плотности аэрозоли

Месяц	Владивосток			Большая Блава			Чарикку			Ленинград			Архангельск							
	$\lambda=369$ нм			$\lambda=530$ нм			$\lambda=369$ нм			$\lambda=530$ нм			$\lambda=369$ нм							
	С	Сv	Сv	С	Сv	Сv	С	Сv	Сv	С	Сv	Сv	С	Сv	Сv					
I	0,027	22	0,019	20	0,047	27	0,035	24	0,057	43	0,041	36								
II	0,046	28	0,030	25	0,022	14	0,020	15	0,017	18	0,017	20								
III	0,040	26	0,027	25	0,037	26	0,028	25	0,036	26	0,028	44	0,052	62	0,037	32	0,042	27	0,024	18
IV	0,088	38	0,069	42	0,067	52	0,040	37	0,030	21	0,033	35	0,065	52	0,038	45	0,062	34	0,045	33
V	0,082	40	0,067	46	0,068	34	0,035	20	0,024	30	0,024	37	0,051	34	0,035	35	0,040	33	0,029	30
VI	0,075	34	0,047	33	0,044	40	0,026	24	0,035	35	0,032	36	0,075	45	0,043	45	0,018	18	0,017	22
VII	0,055	46	0,042	51	0,023	27	0,026	30	0,032	38	0,027	38	0,046	39	0,031	44	0,064	43	0,019	23
VIII	0,060	54	0,045	55	0,013	23	0,012	25	0,024	41	0,018	49	0,029	32	0,016	26	0,067	54	0,044	69
IX	0,048	40	0,037	43	0,035	36	0,022	31	0,026	35	0,020	36	0,047	56	0,036	56	0,042	59	0,028	61
X	0,044	32	0,037	39	0,020	17	0,014	17	0,037	35	0,028	37								
XI	0,051	42	0,035	41	0,031	24	0,020	22	0,034	30	0,024	34								
XII	0,043	28	0,029	34	0,013	11	0,003	9												

Кроме того, в апреле в этот район часто поступают массы воздуха, приносящие песок из азиатских пустынь Такла-Макан и Гоби. Так, в апреле 1976 и 1979 годов образовалось гигантское пылевое облако, в результате разразившихся пылевых бурь в Восточной Азии, которое было зарегистрировано на побережье Аляски / 2 /. Во Владивостоке апрель 1976 г. характеризовался среднедневными значениями

$\delta_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,202; 0,200; 0,219 \text{ Б}$, в Большой Елани наблюдалось максимальное значение $\delta_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,268 \text{ Б}$.

На рис.4 показано распределение средних месячных значений ОПА $\delta_{\lambda=530 \text{ нм}}$ для пунктов наблюдений Ленинград (Воейково) и Архангельск за 9-11 лет в течение семи месяцев (с марта по сентябрь). В Ленинграде (Воейково) ОПА изменяется в пределах от 0,040 до 0,160 Б, что составляет 70-80 % всех случаев. Наибольшей повторяемостью высоких прозрачностей и малых значений δ_{λ} отличается сентябрь: градации от 0,005-0,080 Б наблюдаются в 60 % всех случаев.

В Архангельске среднее дневное значение ОПА в основном варьирует в пределах от 0,040 до 0,120 Б. Сентябрь, также как и в Ленинграде, характеризуется малыми величинами δ_{λ} (78 % случаев приходится на градации от 0,005 до 0,080 Б).

В табл. I представлены характеристики временной изменчивости ОПА: среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v в течение года для указанных выше пяти пунктов.

Из табл. I следует, что ОПА является величиной сильно меняющейся. Значения среднего квадратического отклонения σ варьируют в пределах от 0,008 до 0,069 Б для $\lambda = 530 \text{ нм}$ и от 0,017 до 0,088 Б для $\lambda = 369 \text{ нм}$ во всех пунктах. Коэффициент вариации C_v при этом изменяется от 9 до 69 % для величины $\delta_{\lambda=530 \text{ нм}}$ и от 11 до 56 % для величины $\delta_{\lambda=369 \text{ нм}}$.

Подобный анализ был выполнен ранее Г.П. Гузиным / 2 / для двух станций (Воейково и Карадаг) за 1972 г. Полученные в настоящей работе характеристики изменчивости ОПА согласуются с опубликованными данными.

Список литературы

1. Гузин Г.П. Методика и прибор для измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей. - Тр. ИГО, 1974, вып. 324, с. 77-100.

2. Гузин Г.П. Некоторые результаты систематических измерений спектральной прозрачности и аэрозоля на территории СССР. - Тр. ИГО, 1974, вып. 344, с. 83-101.

3. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. -Л., Гидрометеоиздат, 1983, 224 с.

4. Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР.-Л., Гидрометиздат, 1981, 172 с.

5. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР.-Л., Гидрометеоиздат, 1977, 325 с.

ОБ ОПТИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ
В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ СССР

Спектральная оптическая плотность аэрозоля (ОПА) в атмосфере является важной геофизической характеристикой, с помощью которой можно следить за динамикой аэрозольной загрязненности атмосферы. Актуальность наблюдений за ОПА обусловлена тем, что атмосферный аэрозоль является одним из факторов, определяющих перенос излучения в атмосфере и воздействующих на альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера. Длительные изменения ОПА оказывают существенное влияние на климат планеты.

Данные о ОПА применяются при расчетах переноса излучения в атмосфере, в спутниковых исследованиях / 1 /, при аэрофотосъемке / 6 /, при наблюдениях спектра звезд и планет на астрономических обсерваториях, в моделях атмосферного аэрозоля, для исследований радиационного и теплового режима атмосферы и др. До 70-х годов на сети станций существовали только определения интегральной прозрачности атмосферы, не дающие представления об оптических свойствах аэрозольных частиц, и эпизодические измерения спектральной прозрачности, которых было очень мало.

Начиная с 1972 года в Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова организована сеть станций на территории СССР, где регулярно производятся наблюдения за спектральной прозрачностью и оптической плотностью атмосферного аэрозоля / 2 /. Эта сеть насчитывает сейчас 31 станцию. Измерения осуществляются по единой методике, описанной в / 2 /, прибором М-83.

В работах / 3,4,5 / было произведено обобщение полученных сетевых данных о спектральной прозрачности и ОПА на имеющемся в то время небольшом материале.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы получить средние распределения ОПА для ряда районов Советского Союза за 9-11 лет. Для этого использовались сетевые данные об оптической плотности аэрозоля δ_λ для пяти пунктов наблюдений: Ленинград (Воейково) 1972-1982 гг., Архангельск 1974-1982 гг., Большая Елань (Южно-Сахалинск) 1974-1982 гг., Владивосток 1972-1982 гг. и Чарджоу 1972-1982 годы / 7 /. Станции находятся в различных географических районах и имеют разные климатические условия. Расположены они вне городов на расстоянии до 15 км.

На рис.1(а,б,в) представлены средние месячные значения ОПА для двух длин волн $\lambda = 369$ нм и $\lambda = 530$ нм за указанный период лет.

На рис. I-а показаны средние месячные значения $\bar{\delta}_{\lambda}$ для станции Чарджоу, расположенной в южной части пустыни Каракумы (Туркменская ССР). Как видно из рисунка, в холодное время года средние оптические плотности атмосферного аэрозоля $\bar{\delta}_{\lambda}$ для $\lambda = 369$ нм составляют 0,096–0,117Б, для $\lambda = 530$ нм 0,075–0,080Б. В этот период район находится под влиянием континентального воздуха умеренных широт и интенсивной циклонической деятельности. Максимальное значение наблюдается в апреле, $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,124Б$ и $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,092Б$. Летом, когда район Средней Азии является очагом формирования континентального воздуха и находится под влиянием термической депрессии, воздух сильно прогрет и имеет малую влажность. При ветре из-за интенсивного турбулентного перемешивания в атмосферу попадает много пыли и песка и оптическая плотность аэрозоля составляет $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,115–0,078Б$, $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,088–0,057Б$. Наивысшая прозрачность при минимальных значениях $\bar{\delta}_{\lambda}$ отмечается в августе–сентябре, $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,078–0,079Б$ и $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,057–0,059Б$.

На рис. I-б показаны величины средних месячных ОПА для Владивостока и Большой Елани, которым свойствен муссонный климат. В зимние и осенние месяцы, когда действует зимний муссон и приходит воздух континентального происхождения по восточной периферии сибирского антициклона, наблюдаются довольно высокие прозрачности и низкие значения ОПА. Как видно из рисунка, наибольшие величины $\bar{\delta}_{\lambda}$ имеют место в весенне-летний период – от 0,100 до 0,141Б для $\lambda = 530$ нм, с максимумом для Владивостока в апреле $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,200Б$ и $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,137Б$, для Большой Елани – в апреле $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,193Б$ и в марте $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,141Б$. Это происходит вследствие того, что весной в этом районе выпадает мало осадков и атмосфера загрязнена, не происходит естественного вымывания частиц аэрозоля.

Летом оказывает влияние летний муссон, который приносит массы воздуха с моря. Прозрачность атмосферы заметно улучшается, достигая минимальных значений ОПА в осенние месяцы: $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,101–0,103Б$ и $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,063–0,068Б$.

На рис. I-в представлены значения средней месячной ОПА для станций севера и северо-запада ЕТС (Архангельск и Ленинград). Кривые имеют более сглаженный ход средних многолетних значений $\bar{\delta}_{\lambda}$ по сравнению с другими станциями.

Для Ленинграда с марта по август среднемесячное значение $\bar{\delta}_{\lambda=630 \text{ нм}}$ колеблется в пределах 0,100–0,110Б, $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,141–0,158Б$, минимум наблюдается в сентябре $\bar{\delta}_{\lambda=630 \text{ нм}} = 0,067Б$, когда части затишья арктического воздуха.

В Архангельске атмосфера в оптическом отношении более чистая, чем в Ленинграде, и среднемесячные значения $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}}$ составляют 0,125–0,135Б и $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,078–0,090Б$ с максимумом в мае:

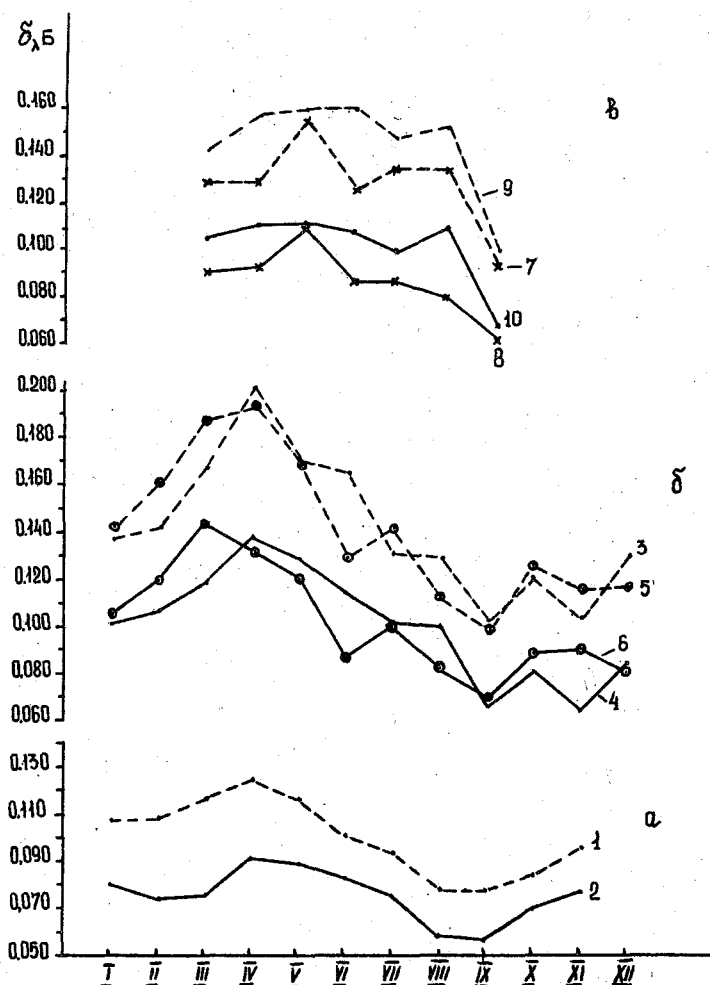


Рис. I. Средние месячные значения оптической плотности атмосферного аэрозоля

а - ст. Чарджоу (1972-1982 гг.): 1 --- $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ nm}}$; 2 — $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ nm}}$;
б - ст. Владивосток (1972-1982 гг.): 3 --- $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ nm}}$; 4 — $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ nm}}$;
от. Большая Елань (1974-82 гг.): 5 ○ — $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ nm}}$; 6 ○ — $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ nm}}$;
в - ст. Архангельск (1974-82 гг.): 7 × — $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ nm}}$; 8 × — $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ nm}}$;
от. Ленинград (Восейково) (1972-1982 гг.): 9 --- $\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ nm}}$; 10 — $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ nm}}$

$\bar{\delta}_{\lambda=369 \text{ нм}} = 0,154Б$ и $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,108Б$. Минимальные величины $\bar{\delta}_{\lambda}$, так же как и в Ленинграде, наблюдаются в сентябре $\bar{\delta}_{\lambda=530 \text{ нм}} = 0,060Б$.

С целью выявления закономерностей аэрозольного загрязнения атмосферы на территории СССР целесообразно проведение подобного исследования по всей территории страны.

Список литературы

1. Ахмедов Ш.А. Некоторые статистические характеристики оптической толщины атмосферы в видимом диапазоне спектра.- Исследование Земли из космоса, № 1, 1984, с.33-37.

2. Гушин Г.П. Методика и прибор для измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей.- Труды ИГО, 1974, вып.324, с.77-100.

3. Гушин Г.П. Некоторые результаты систематических измерений спектральной прозрачности атмосферы и аэрозоля на территории СССР. Труды ИГО, 1974, вып.344, с.83-101.

4. Гушин Г.П. Сопоставление некоторых характеристик прозрачности и аэрозоля.- Труды ИГО, 1974, вып.324, с.101-105.

5. Гушин Г.П., Павлюченкова Т.А., Ромашкина К.И. Колебания средних значений спектральной прозрачности атмосферы и аэрозоля на территории СССР.- Труды ИГО, 1977, вып.384, с.50-53.

6. Крылов Д.В. Упрощенный аналитический метод учета рассеяния света в атмосфере при изучении Земли из космоса.- Диссертация на соискание ученой степени кандидата физ.-мат.наук, 1982 г., ИГО.

7. Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР. 1972-1973; 1974-1975; 1976-1977; 1978, 1979, 1980, 1981, 1982.- Л., Гидрометеопиздат.

СОДЕРЖАНИЕ

Е. П. Барашкова. Закономерности изменения годовых сумм суммарной радиации и их распределения по месячным интервалам.	3
Е. П. Барашкова. Статистические характеристики часовых сумм суммарной радиации	9
Л. А. Говорушкин, Г. П. Гущин, А. А. Елисеев. О методике измерения спектральной чувствительности фильтровых озонметров	19
В. И. Горышин. Вопросы теории и практики измерения метеорологической дальности видимости.	25
В. И. Горышин. Методика образцовых прямых измерений метеорологической дальности видимости.	37
Г. П. Гущин. О ламинарных образованиях в атмосфере.	48
Г. П. Гущин, С. А. Соколенко, В. Г. Дудко, В. В. Лагуткина. Озонметр М-124.	60V
С. И. Зачек, Л. Ф. Иванова, Е. Л. Махоткина. Принципы формирования архива "актинометрия" на магнитных лентах ЕС ЭВМ.	68
С. И. Зачек, Л. В. Луцко. Об угловой зависимости показаний пиранометра.	73
В. М. Игнатьенко, В. А. Ковалев. Исследование некоторых погрешностей определения показателя ослабления асимптотическим методом.	85
В. М. Игнатьенко, Е. Е. Рыбаков. Экспериментальное определение геометрического фактора лидара.	91
В. Э. Ковалькова, В. А. Ковалев. О выборе углов зондирования при определении наклонной дальности видимости.	96
Е. Л. Махоткина. О характеристиках распределения суточных сумм суммарной радиации за отдельные месяцы	103
Н. П. Русин. Влияние суммарной радиации и естественной освещенности на потребление электроэнергии.	108
С. А. Соколенко. Оптическая плотность атмосферного аэрозоля над Кубой.	117
А. М. Шаламянский, К. И. Ромашкина, Н. Д. Ионина, Н. В. Волкова. Воздушные массы в полях общего содержания озона, температуры и давления.	125
А. М. Шаламянский, А. Д. Фролов, Н. В. Волкова. Статистические характеристики вертикальных про-	

филей озона и температуры.	135
В. Н. Цветкова. Об изменчивости оптической плотности атмосферного аэрозоля.	145
В. Н. Цветкова. Об оптической плотности атмосферного аэрозоля в некоторых районах СССР	154

Труды ГГО, вып. 499
Актинометрия, атмосферная оптика
и озонometрия

Редактор Л.И.Верес

Подписано в печать 04.07.85. М - 22454. Формат 60x90^I/16. Бумага картографическая. Печать офсетная. Печ.л. 10,5. Кр.-отт. 10,75. Уч.-изд.л. 10,54. Тираж 440 экз. Индекс МОЛ-168. Заказ 2354
Цена 75 коп. Заказное.

Гидрометеиздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109037, Москва, Ж-33, ул.Волочаевская, д.40.