ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

06 7778

ТРУДЫ

ВЫПУСК 279

АКТИНОМЕТРИЯ, АТМОСФЕРНАЯ ОПТИКА, ОЗОНОМЕТРИЯ

X37933

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



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД • 1972

УДК 551 (521+510.534+508.92+508.7+508.953)

Сборник состоит из статей по методике и результатам измерений составляющих радиационного баланса, спектральной прозрачности атмосферы, ультрафиолетовой радиации, дальности видимости и общего содержания атмосферного озона.

Предназначен для научных работников и специалистов в области физики атмосферы, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

 $\frac{2-9-7}{80-71}$

П. А. АЛЕКСАНДРОВ

ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТЕГРАТОРА X-603, ПОЛУЧЕННЫЕ ПО ДАННЫМ СЕТЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Ввеление

Внедрение электролитического интегратора Х-603 на сети актинометрических станций началось с 1968 г. с целью измерения:

а) суточных сумм суммарной Q и отраженной R_к радиации на всех станциях;

б) суточных сумм полного радиационного баланса В на станциях с регистрацией радиационного баланса;

в) прямой S и рассеянной D радиации.

1*

В настоящее время (на 1 июня 1970 г.) материалы интегрирования сумм радиации поступают со 134 станций.

Таблица 1

Виды радиации и число станций с интегрированием данного вида

Виды интегрируемой радиации	Q	Rк	D	В	S
Нисло станций с интегрированием				_	÷
радиации данного вида	128	68	26	7	- 9

Самым крупным из приведенных в табл. 1 потоков радиации является поток суммарной радиации. Естественно поэтому, что на сети станций наиболее надежно независимо от метода должен измеряться поток суммарной радиации.

Для сравнения сетевых измерений суточных сумм суммарной радиации (полученных с помощью интегратора и самописца МСЩ) с целью изучения характера сходимости этих сумм и выяснения особенностей работы с интеграторами было привлечено девять станций: Минск, Пинск, Высокая Дубрава (измеряют S' + D), Ивдель, Памятная, Алма-Ата, Уральск, Балхаш, Айдарлы (измеряют Q).

Кроме сравнения измерений сумм суммарной радиации, в статье приводятся виды неисправности интегратора X-603, встречающиеся на сети станций, а также некоторые данные о его паспортных характеристиках.

Сравнение суточных сумм суммарной радиации, полученных путем интегрирования и регистрации самописцем МСЩ

Сравнение сумм суммарной радиации, полученных интегратором и самописцем, проводилось по результатам измерений на станциях Уральского УГМС, УГМС Белорусской ССР и УГМС Казахской ССР в течение 1967—1969 гг. Установка и градуировка приборов, а также обработка измерений осуществлялись в соответствии с методическими указаниями [1, 2].



Рис. 1. Повторяемость числа относительных расхождений Δ.

В качестве функции сравнения была взята величина Δ

$$\Delta = \frac{Q_{\rm c} - Q_{\rm H}}{Q_{\rm c}} \cdot 100^{0}/_{\rm 0}, \qquad (1)$$

где Q_c — суточная сумма суммарной радиации по самописцу, Q_n — суточная сумма суммарной радиации по интегратору за те же сутки.

Для величины Δ по материалам станций Высокая Дубрава, Ивдель, Минск, Пинск были составлены таблицы, на основании которых для каждой станции построен полигон повторяемости расхождений сумм суммарной радиации (рис. 1, кривые 6, 4, 2, 1 соответственно). При построении этих кривых использованы данные, полученные за весь период наблюдений (табл. 2).

Кривые повторяемости получены путем группировки относительных значений расхождений Δ по интервалам шириной 1%. Так как статистическая обеспеченность кривых оказалась недостаточной, после группировки было произведено двукратное их сглаживание путем скользящего осреднения по трем соседним значениям.

Из рис. 1 видно, что:

1) лучшая сходимость данных — на ст. Высокая Дубрава;

Станция	<u>N>10</u> ·100º/₀ <u>N_{общ}</u> ·100º/₀	Общее число дней сравне- ния	Период сравнения
В ысокая Дубрава	9,4	820	I—XII 1967 г., I—XII 1968 г., 1—III, VI 1969 г.
Ивдель	20,7	731	I, IX—XII 1967 г., I—XII 1968 г., I—III, V—VIII 1969 г.
Памятная	35,5	732	IX—XII 1967 г., I—XII 1968 г., I—VIII 1969 г.
Минск	27,2	514	I—XII 1968 г., I—VI 1969 г.
Пинск	34	490	I—X, XII 1968 г., II—VI 1969 г.
Алма-Ата, ГМО	6,7	677	I—XII 1968 г., I—VII 1969 г.
Балхаш	6	546	II—XII 1968 г., I—VII 1969 г.
Уральск	4,3	457	V—XII 1968 г., I—VII 1969 г.

Величина $\frac{N_{>10}}{N_{\text{общ}}}$ · 100% по станциям

Примечание. $N_{>10}$ — число дней, когда расхождения по абсолютной величине за рассматриваемый период между суммами Q по интегратору и самописцу были больше 10%; N_{ofm} — общее число дней сравнения.

2) систематические расхождения между суммами, полученными самописцем и интегратором, лежат в пределах точности градуировки датчиков для всех четырех станций;

3) на всех четырех станциях имеются расхождения, превышающие 10%.

На ст. Высокая Дубрава в период весна—лето (кривая 5) сходимость хорошая. Она несколько ухудшается в период осень зима (кривая 3). Максимум кривой 3 как бы размывается, а ветви, наоборот, поднимаются вверх, т. е. возрастает относительное число более крупных расхождений.

Для выяснения путей снижения больших (>10%) расхождений при дальнейшем сравнении сумм суммарной радиации рассматривались (чтобы не смазать картину) только случаи, когда расхождения между суммами превосходили 10%. Результаты представлены в табл. 2 и 3 и на рис. 2.

Из табл. 2 следует, что число расхождений между суточными суммами Q_c и Q_n , превосходящих 10%, на станциях различно. Имеются также различия в величине расхождений в зависимости от времени года (табл. 3).

Из табл. 3, в которой приведено процентное отношение числа расхождений за сезон к общему числу расхождений за год, видно,

что наибольшее число расхождений падает на осенне-зимний период. Это позволяет сделать вывод, что на величину Δ существенным образом влияют условия погоды. В этой связи интересна зависимость числа расхождений от продолжительности солнечного сияния. В качестве примера на рис. 2 представлена эта зависимость для ст. Высокая Дубрава. При построении рис. 2 использованы данные непрерывных наблюдений в течение 1967, 1968, 1969 гг.



Рис. 2. Зависимость величины расхождений $\frac{N_{\Delta \tau}}{N_{o {\rm fu}}} \cdot 100\%$ от продолжительности солнечного сияния τ на ст. Высокая Дубрава. $N_{o {\rm fu}}$ – число случаев расхождений за 27 ме-

кобщ чисно случась расхождений за 21 ыс сяцев непрерывных наблюдений, превышающих 10%; $N_{\Delta\tau}$ — число таких же случаев расхождений, приходящееся на данный интервал времени $\Delta\tau$.

Таблица З

Станция	Лето	Осень	Зима	. Весна	Период наблюдения
Высокая Дубрава Высокая Дубрава Минск Айдарлы Ивдель	0 2,0 6,4 12,5 7,6 17 0	77,3 40,0 44,0 23,2 45,4 39,3	22,7 48,0 31,2 35,7 40,9 25,0	0 10,0 18,2 28,5 6,1 18 7	1-XII 1967 г. I-XII 1968 г. I-XII 1968 г. I-XII 1968 г. I-XII 1968 г. I-XII 1968 г.

Распределение расхождений ||Δ|>10% по сезонам

Из рис. 2 видно, что число случаев расхождений увеличивается с уменьшением продолжительности солнечного сияния. Подавляющее число расхождений приходится на дни с продолжительностью солнечного сияния от нуля до трех часов, причем 50% случаев расхождений (что на рисунке не отмечено) падает на дни с $\tau = 0$. Последнее позволяет заключить, что эти расхождения трудно объяснить различиями косинусных характеристик датчиков, хотя такие предположения иногда делаются.

Отмеченные выше закономерности в расхождениях носят общий характер. Их в значительной мере можно, по-видимому, объяснить трудностью выбора диапазона измерения на интеграторе.

Наблюдатель должен по ожидаемой сумме радиации выбрать диапазон измерения. Однако ожидаемая сумма радиации зависит от условий погоды, и потому всегда возможно допустить ошибку в выборе диапазона измерения. В результате на практике нередки

случаи, когда суточные отклонения капли-указателя меньше 30 делений, т. е. наблюдения ведутся в той части шкалы интегратора, где ошибка в определении сумм радиации больше 10%.

Оценку точности измерений сумм радиации (по классу) интегратором X-603 (завод присваивает ему класс 2) можно получить по формуле

$$\eta = \frac{\Delta n}{n} \cdot 100^{\circ}/_{0}, \qquad (2)$$

где Δn — ошибка по классу точности, n — величина отклонения капли-указателя. Если, например, n=20 делений, то n=10%.

Как велико количество отсчетов меньше 30 делений по станциям сети? Для получения такой статистики, характеризующей работу наблюдателей с интеграторами (выбор диапазона измерения), были рассмотрены материалы семи станций Уральского УГМС, трех станций Мурманского УГМС и шести станций УГМС Азербайджанской ССР (табл. 4).

Таблица 4

Вероятность поян	вления отсчетов	в по интегратор	у Х-603 меньш	ие 30 делений
в зависимос	сти от продолж	ительности сол	нечного сияни	ятчас.

угмс	рд наблюдений	е число дней одений	іх число дней 0 3	Количест тов мень лений за риваемый которые дятся	во отсче- ше 30 де- рассмат- і период, е прихо- на дни	Вероятность		
	Перис	Обще наблк	Из ни с т	$\tau = \overset{c}{0} \div 3$	c τ>3	. P ₁ .	P_2	P ₃
Азербайджанское	1967, 1968, 1969,	2092	671	391	10	0,19	0,58	0,007
Уральское Мурманское	1970 гг. 1970 г. 1970 г.	1037 568	241 227	151 137	8 8	0,15 0,26	0,63 0,60	0,01 0,02

Примечание. P_1 — вероятность появления отсчетов меньше 30 делений, отнесенная к общему числу дней наблюдений; P_2 — вероятность появления отсчетов меньше 30 делений, которые встречаются в дни с $\tau = 0 \div 3$, отнесенная к общему числу таких дней; P_3 — вероятность появления отсчетов меньше 30 делений, которые встречаются в дни с $\tau = 0 \div 3$, отнесенная к общему числу таких дней; P_3 — вероятность появления отсчетов меньше 30 делений, которые появления отсчетов меньше 30 делений.

Проверка показала, что среди этих случаев нет ни одного, когда бы суточная сумма радиации (по данным самописца) была меньше нижнего предела измерения на первом диапазоне. (В условиях Заполярья такая ситуация бывает.)

Из табл. 4 видно, что более половины наблюдений с помощью интегратора в дни с $\tau = 0 \div 3$ имеют погрешность более 10%. Довольно велик процент таких расхождений и по отношению к общему числу наблюдений. В дни же с $\tau > 3$ число таких наблюдений

существенно меньше и составляет по различным районам 0,7, 1,0, 2.3%.

Таким образом, число наблюдений по интегратору с погрешностью больше 10% довольно велико и связано с трудностью выбора диапазона измерения.

Характеристика разброса абсолютных значений расхождений между суточными суммами суммарной радиации по самописцу и интегратору

Рассмотрим разброс расхождений величины $|Q_c - Q_u|$, используя материал наблюдений на станции Высокая Дубрава в течение 1967, 1968, 1969 гг. Для получения кривой $|Q_c - Q_u|_{cp}$ на рис. 3



Рис. 3. Зависимость абсолютной величины расхождений $|Q_{c} - Q_{n}|_{cp}$ от величины измеряемой радиации Q_{c} .

величины расхождений $|Q_c - Q_n|$ группировались по интервалам $\Delta Q_c = 10$ кал. В каждом таком интервале из всего количества расхождений $|Q_c - Q_n|$ находилась величина $|Q_c - Q_n|_{cp}$ и относилась к середине соответствующего интервала ΔQ_c . Затем полученный ряд значений $|Q_c - Q_n|_{cp}$ дважды подвергался скользящему сглаживанию по трем соседним значениям.

Величина расхождений $|Q_c - Q_u|_{cp}$ растет с увеличением потока измеряемой радиации и изменяется в пределах 3— 16 кал/см² сутки. График $|Q_c - Q_u|_{cp}$ имеет ряд максимумов. Величина расхождений связана с устойчивостью радиационных потоков, обусловленной в основном переменной облачностью, поскольку методика суммирования потоков радиации самописцем и интегратором различна.

Виды повреждений интегратора, стабильность его паспортных характеристик

На 1 июля 1969 г. в 17 УГМС поступило 346 интеграторов, из них 50 (т. е. 14,4%) за время эксплуатации вышли из строя. Все излагаемые ниже сведения получены в результате опроса сети станций.

Отмечены следующие неисправности:

1) разрыв капли-указателя;

2) утечка капли-указателя из капилляра;

3) скачкообразное передвижение капли-указателя;

4) нарушение герметичности электродной камеры из-за обрыва вводного электрода; разгерметизация электродной камеры под действием низких температур;

5) обрывы манганиновых сопротивлений;

6) отпайка проводников от клемм;

7) повреждения переключателя;

8) растрескивание стекла электролитического элемента.

Наиболее часто встречается разрыв капли-указателя. Это повреждение обнаруживается, как правило, не сразу, поэтому восстановить измеряемую сумму радиации невозможно.

На точности измеренных сумм радиации (с помощью интегратора) существенным образом может сказаться нестабильность его паспортных характеристик. Проверке на стабильность паспортных характеристик, проводившейся согласно методическим указаниям [1], были подвергнуты только интеграторы, находившиеся в эксплуатации. Отмечено, что наряду с интеграторами, хорошо сохраняющими паспортные характеристики, имеются экземпляры, у которых уменьшается емкость учета 100 делений шкалы, увеличивается самопроизвольное смещение места нуля выше установленного допуска (10 делений/сутки), падает изоляция катушек сопротивлений ниже установленной нормы (40 Мом).

Нижеперечисленные УГМС и ГМО дают следующие сведения о проверке интеграторов:

1) УГМС Казахской ССР. Из 21 проверенного интегратора у двенадцати изменения емкости не превышали 2%, у девяти интеграторов емкость изменилась по-разному — от 4 до 21%;

2) Владивостокская ГМО. Емкость трех проверенных интеграторов изменилась в пределах 2%;

3) Мурманская ГМО. У одиннадцати проверенных интеграторов изменения емкости не превосходили 2%;

4) УГМС Украинской ССР. У четырех из двенадцати интеграторов емкость изменилась значительно, у восьми — в пределах 2—8%.

5) Минская ГМО. У двух из трех проверенных интеграторов емкость не изменилась, у одного изменилась на 4%.

6) Свердловская ГМО. Примерно у 50% интеграторов емкость меняется (уменьшается) со временем до 5%, максимальный случай — 14%;

7) Тбилисская ГМО. Проверялась емкость двух интеграторов. У одного из них емкость изменилась на 7%, у другого — на 27%.

Выводы

1. В результате сравнения суточных сумм суммарной радиации, измеренной по самописцам и интеграторам, установлено, что между этими суммами (на всех станциях) имеются расхождения, превышающие 10%. Эти расхождения в основном приходятся на сезон с малыми значениями (меньше 400 кал/см² сутки) потоков радиации (осенне-зимний период).

2. Градуировка и поверка интегратора требуют внимательного отношения. Нет возможности исправить допущенные ранее сбои в работе, которые, как правило, обнаруживаются не сразу. Довольно труден выбор диапазона измерения.

3. В методическом плане необходимо делать в сутки не два отсчета по интегратору, а три-четыре. Дополнительные отсчеты нужны для контроля работы интегратора и для того, чтобы наблюдатель лучше чувствовал прибор и погодную ситуацию.

4. Требуется тщательное изучение стабильности паспортных характеристик интегратора Х-603, в том числе температурных характеристик.

ЛИТЕРАТУРА

- Методические указания гидрометеорологическим станциям. Измерение суточных сумм солнечной радиации электролитическим интегратором. М., Гидрометеоиздат, 1968.
- 2. Руководство гидрометеорологическим станциям по регистрации радиации. Л., Гидрометеоиздат, 1961.
- Лозовский В. В., Ястребова Т. К. О возможности применения электролитического интегратора X-16 в актинометрии. — Труды ГГО, 1965, вып. 174.
- 4. Струзер Л. Р., Гуртман С. Б. Интегратор элементов радиационного баланса сетевого назначения. — Труды ГГО, 1965, вып. 174.

Е. И. БАРАШКОВА, И. П. ВИНОГРАДОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОСХОДЯЩЕГО ДЛИННОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПРИ БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЕ

В последние годы большое внимание уделялось экспериментальным исследованиям длинноволнового излучения в атмосфере. Однако небольшое число пунктов, в которых проводились такие исследования, и нерегулярность измерений во времени не позволяют использовать результаты этих исследований для анализа географического распределения длинноволновых составляющих радиационного баланса на разных уровнях атмосферы.

Чтобы получить представление о характере географического распределения этих величин, были проведены расчеты поверхностной плотности потока (в кал/см²мин.) восходящего длинноволнового (3—100 мкм) излучения *I*[↑] для широтного пояса 70° с. ш. — 50° ю. ш. в узлах координатной сетки с шагом в 10° по широте и долготе для главных изобарических уровней (1000, 850, 700, 500, 300, 200 и 100 мб) и четырех месяцев (январь, апрель, июль, октябрь), характеризующих различные сезоны года.

Расчеты производились по схеме Р. Л. Кагана [1], разработанной для электронно-вычислительных машин на основании радиационной диаграммы Ф. Н. Шехтер [2] с функцией пропускания по К. Я. Кондратьеву и Х. Ю. Нийлиск [3]. В качестве исходных данных были использованы средние многолетние данные о вертикальном распределении температуры [4—6] и содержания водяного пара [7]. Расчеты восходящего длинноволнового излучения были проведены при следующих предположениях:

а) атмосфера безоблачна;

б) объемное содержание углекислого газа постоянно по высоте и составляет 0,03%;

в) влагосодержание выше 500 мб равно нулю;

r) излучательная способность подстилающей поверхности $\delta = 1$;

д) за температуру подстилающей поверхности принята температура воздуха на уровне 1,5—2 м.

Предположение о безоблачной атмосфере несколько условно, так как при этом предполагается отсутствие облаков, но использу-

ется распределение температуры, соответствующее средним условиям облачности.

Допущение об отсутствии водяного пара в слое выше 500 мб не вносит существенной ошибки в расчеты восходящего длинноволнового излучения, так как, во-первых, оценки, проведенные на основании данных [8], показывают, что разность содержания водяного пара в столбе воздуха 1000—500 и 1000—100 мб не превышает 4% содержания водяного пара в слое 1000—500 мб, во-вторых, основная трансформация восходящего длинноволнового излучения происходит в нижних слоях при изменении содержания водяного пара от 0 до 0,5 г/см² [9].

Предположение о черноте подстилающей поверхности вносит некоторую ошибку в результаты расчетов, так как известно, что





излучательная способность δ для различных видов подстилающей поверхности меняется от 1 до 0,85. По нашим оценкам, при изменении δ от 1 до 0,85 величины I^{\uparrow} уменьшаются на 1,3% при общем содержании водяного пара в атмосфере $w_{\infty} = 4,1$ г/см² и на 5% при $w_{\infty} = 0,025$ г/см².

То обстоятельство, что из-за отсутствия данных вместо температуры подстилающей поверхности $t_{\rm fr}$ в расчетах использованы данные о температуре воздуха $t_{\rm B}$ на высоте 1,5—2 м, приводит к дополнительной погрешности расчетов. Наибольших различий температуры воздуха и подстилающей поверхности следует ожидать в летнее время в пустынных районах, где в отдельных случаях разность среднемесячных значений $t_{\rm fr}$ и $t_{\rm B}$ может достигать 10° С [10, 11]. При таком различии температур расхождение в величинах I^{\uparrow} на уровне 1000 мб достигает 12%, убывая с высотой до 4%. Эти значения следует рассматривать как максимальные, так как в большинстве случаев даже для пустыни летом, а тем более в другие сезоны и для других типов подстилающей поверхности разности среднемесячных значений $t_{\rm fr}$ и $t_{\rm B}$ значительно меньше 10° С.

Расчеты по диаграмме Шехтер сравнивались непосредственно с результатами измерений, проведенных на территории СССР, с помощью актинометрического радиозонда [9, 12]. Расхождение между рассчитанными и измеренными величинами I^{\dagger} до высоты 6 км не превосходит 10%; на высотах больше 10 км рассчитанные значения систематически выше экспериментальных, в отдельных случаях расхождение достигает 35%. При этом следует иметь в виду, что наблюдаемые расхождения нельзя отнести целиком на счет расчетного метода. Они могут быть вызваны также недостаточной точностью экспериментальных данных.



Рис. 1. Восходящее длинноволновое излучение (10⁻² кал/см² мин.) в январе.

а — на уровне 1000 мб; б — на уровне 500 мб; в — на уровне 300 мб.

Некоторые результаты наших расчетов представлены в виде схематических карт географического распределения восходящего длинноволнового излучения на уровнях 1000, 500, 300 мб (рис. 1, 2) и в табл. 1, где дано вертикальное распределение I^{\dagger} для меридиональных разрезов λ 170° E, 100° E, 20° W, 100° W.

Географическое распределение восходящего длинноволнового излучения у подстилающей поверхности (уровень 1000 мб) отражает распределение температуры этого уровня, принятой за температуру подстилающей поверхности.

В январе в широтном поясе 70° с. ш.—50° ю. ш. величина *I*[†] меняется от 0,25 до 0,68 кал/см² мин. Максимальные значения отмечаются над материками южного полушария в широтной зоне 0— 20° ю. ш., минимальные на севере — в районе Гренландии, архипелага Северной Америки и северной Азии.





В этом месяце наблюдается значительное отклонение изоплет / от параллелей, которое особенно сильно проявляется в диапазоне широт 40-70° с. ш. Так, над Западной Европой изоплеты идут почти параллельно меридиану, над восточной Азией они направлены с северо-запада на юго-восток, на постоянной широте $\varphi =$ $=60^{\circ}$ с. ш. при продвижении с запада на восток от $\lambda=0$ до $\lambda=$ =130°Е величины / убывают от 0,50 до 0,25 кал/см²мин. Такое распределение І[†] над Евразией вызвано, с одной стороны, влиянием Гольфстрима, с другой стороны, влиянием восточноазиатского минимума. Менее значительное, но также весьма заметное отклонение изоплет І[↑] от параллелей наблюдается над Северной Америкой. Здесь на широте $\varphi = 60^\circ$ с. ш. величины I^{\dagger} меняются от 0,29 до 0,43 кал/см²мин. У берегов Азии и Северной Америки изоплеты следуют очертаниям материков. Повсеместно наблюдается изгиб изолиний при переходе с материков на океаны и наоборот, при этом в северном полушарии величины / выше над океанами, чем над материками, в южном полушарии наблюдается обратное соотношение. Наибольшее сгущение изоплет / отмечается в районе юговосточной Азии и в юго-восточной части Северной Америки, где при изменении широты от 50 до 20° с. ш. /* меняется от 0,30 до 0,65 кал/см² мин. и от 0,35 до 0,65 кал/см² мин. (λ = 80° W).

На большей части рассматриваемой зоны восходящее длинноволновое излучение убывает с высотой. Исключение составляют северные районы Северной Америки, восточной Европы и Азии, где в этом месяце в нижних слоях (от 1000 до 700 мб) наблюдается изотермическое и инверсионное распределение температуры, что является причиной постоянства или роста I^{\uparrow} с высотой в этом слое. В зоне максимума при прохождении через слой атмосферы величина





а — на уровне 1000 мб; б — на уровне 500 мб; в — на уровне 300 мб.

Таблица 1

Восходящее длинноволновое излучение (10⁻² кал/см² мин.)

							φο						
Рмб	70 с.ш.	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50 ю. ш.
· · ·	-					Янв	арь						
						$\lambda = 20$)° W						
100 200 300 500 700 1000	28 28 31 34 37 38	$32 \\ 33 \\ 36 \\ 40 \\ 45 \\ 52$	34 36 37 42 47 54	33 35 39 45 50 57	33 36 41 48 53 59	33 37 43 50 55 60	33 38 44 51 57 64	32 37 44 51 58 67	$ \begin{array}{c c} 30 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 60 \\ 66 \\ \end{array} $	31 38 44 51 59 65	32 37 43 51 58 64	32 35 40 46 55 57	33 34 37 41 47 51
					:	λ == 10	00° W						
100 200 300 500 700 1000	24 24 25 28 29 27	25 25 26 29 31 29	$27 \\ 28 \\ 30 \\ 34 \\ 36 \\ 35$	$\begin{array}{c c} 31 \\ 32 \\ 36 \\ 41 \\ 45 \\ 46 \end{array}$	$\begin{array}{ c c c } 32 \\ 35 \\ 41 \\ 47 \\ 52 \\ 54 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} 34 \\ 38 \\ 44 \\ 51 \\ 58 \\ 63 \end{array}$	35 38 44 52 57 65	$32 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 57 \\ 64$	29 37 44 51 59 64	30 37 44 51 59 64	32 36 42 50 57 63	$32 \\ 35 \\ 40 \\ 46 \\ 53 \\ 58$	$ \begin{array}{c} 32\\ 34\\ 37\\ 42\\ 48\\ 52\\ \end{array}$
					··)	\ == 17	0° W				-		
$ \begin{array}{r} 100 \\ 200 \\ 300 \\ 500 \\ 700 \\ 1000 \\ 1000 \end{array} $	26 27 28 31 34 33	$30 \\ 30 \\ 32 \\ 36 \\ 39 \\ 41$	$32 \\ 33 \\ 35 \\ 40 \\ 44 \\ 49$	$\begin{array}{c c} 33 \\ 34 \\ 38 \\ 43 \\ 48 \\ 54 \end{array}$	$\begin{array}{c} 33 \\ 36 \\ 41 \\ 47 \\ 53 \\ 60 \end{array}$	$32 \\ 37 \\ 43 \\ 50 \\ 56 \\ 65$	$32 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 58 \\ 65$	32 37 45 52 59 67	$\begin{array}{c c} 30 \\ 38 \\ 45 \\ 53 \\ 62 \\ 69 \end{array}$	30 37 44 52 61 67	32 37 42 50 58 63	33 36 41 47 54 58	33 35 38 43 50 54
					;	$\lambda = 10$	0° E						
100 200 300 500 700 1000	23 24 25 28 29 27	25 25 27 30 32 31	27 27 29 33 35 36	$30 \\ 31 \\ 34 \\ 38 \\ 41 \\ 44$	35 38 43 49 52 57	34 39 45 51 55 62	33 39 45 52 58 65	$32 \\ 38 \\ 45 \\ 52 \\ 59 \\ 66$	$30 \\ 38 \\ 45 \\ 52 \\ 61 \\ 67$	31 38 44 51 59 64	$32 \\ 37 \\ 43 \\ 49 \\ 56 \\ 61$	33 36 40 46 52 55	$\begin{array}{c c} 32 \\ 34 \\ 37 \\ 42 \\ 47 \\ 50 \end{array}$
						Апре	ель						
				. *)	$\lambda = 20$	° W					•	
100 200 300 500 700 1000	$\begin{array}{c c} 27 \\ 28 \\ 30 \\ 35 \\ 39 \\ 42 \end{array}$	33 33 36 41 45 52	32 34 38 43 47 54	33 35 39 45 50 57	34 36 42 48 53 59	34 38 44 50 56 61	33 38 44 51 58 64	32 38 44 52 58 67	$\begin{array}{c c} 30 \\ 33 \\ 45 \\ 51 \\ 60 \\ 67 \end{array}$	31 34 44 51 59 65	$32 \\ 34 \\ 43 \\ 49 \\ 58 \\ 63$	$32 \\ 33 \\ 40 \\ 46 \\ 52 \\ 57$	32 33 37 42 48 51

							φ ^ο						
Рмб	70 с.ш.	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50 ю. ш.
	$\lambda = 100^{\circ} W$												
$ \begin{array}{r} 100 \\ 200 \\ 300 \\ 500 \\ 700 \\ 1000 \end{array} $	28 28 29 32 35 35	29 30 32 36 39 40	$32 \\ 33 \\ 36 \\ 41 \\ 45 \\ 49$	33 35 39 44 51 56	34 37 43 50 56 62	36 40 46 55 67 68	33 38 45 52 58 67	32 38 45 52 58 66	31 33 45 52 60 66	31 34 44 51 59 64	32 33 42 48 56 61	32 33 40 45 52 57	32 32 37 42 48 51
					ý	= 170	0° W	•			· · ·		
100 200 300 500 700 1000	28 28 30 34 37 36	31 31 33 37 40 43	$32 \\ 33 \\ 35 \\ 40 \\ 44 \\ 48$	32 34 38 44 48 54	32 36 41 48 53 61	32 36 43 50 56 64	33 42 48 51 57 65	32 37 44 52 58 67	30 33 45 53 62 69	$\begin{array}{c c} 31 \\ 34 \\ 44 \\ 52 \\ 60 \\ 66 \end{array}$	32 34 42 49 57 62	32 33 40 45 53 58	32 -33 37 42 49 53
					7	$\lambda = 10$	0° E		•				
$ \begin{array}{c} 100 \\ 200 \\ 300 \\ 500 \\ 700 \\ 1000 \end{array} $	28 28 30 33 36 36	30 31 33 37 40 44	$ \begin{array}{c c} 32 \\ 33 \\ 36 \\ 40 \\ 45 \\ 49 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 35 \\ 37 \\ 41 \\ 46 \\ 52 \\ 58 \\ \end{array} $	38 42 47 54 63 66	35 39 45 52 59 68	33 38 45 52 59 68	33 38 45 53 60 67	31 38 45 52 61 68	32 38 44 51 59 65	33 37 42 48 56 61	$31 \\ 33 \\ 38 \\ 41 \\ 46 \\ 55$	$ \begin{array}{c} 31 \\ 33 \\ 36 \\ 41 \\ 46 \\ 50 \\ \end{array} $
1						Ию	ЛЬ						
	. 33	33	1 33	33	: 1 33 1	$\lambda = 20$	• W 32	32	31 1	32	33	. 33	1 31
300 300 500 700 1000	33 36 42 46 50	34 38 44 49 55	35 40 46 51 57	36 42 49 54 61	37 43 50 56 62	37 44 51 58 63	37 44 51 57 66	$37 \\ 43 \\ 50 \\ 56 \\ 65$	37 44 51 59 65	37 43 49 57 63	36 41 47 54 60	34 38 43 50 55	$ \begin{array}{c c} 32 \\ 35 \\ 40 \\ 45 \\ 49 \\ \end{array} $
					:	λ == 10	0° W						
100 200 300 500 700 1000	33 34 37 42 47 50	33 35 39 45 50 55	34 36 42 49 55 61	34 38 45 53 60 68	33 38 45 56 61 70	31 37 44 52 59 68	33 37 45 52 58 67	32 37 44 52 57 63	31 37 44 51 59 64	32 38 43 50 57 62	$33 \\ 36 \\ 40 \\ 46 \\ 54 \\ 60$	32 34 37 43 49 54	31 32 35 40 46 50
					;	$\lambda = 17$	0° W						
100 200 300 500 700 1000	34 35 38 43 47 49	33 34 38 44 48 51	32 34 39 45 50 52	32 35 41 48 53 58	33 36 43 50 56 65	33 37 44 52 57 68	32 37 44 52 57 	32 38 45 52 58 68	$ \begin{array}{r} 31 \\ 38 \\ 45 \\ 52 \\ 61 \\ 68 \\ \end{array} $	32 38 44 51 59 65	$33 \\ 36 \\ 41 \\ 46 \\ 54 \\ 60$	33 34 38 43 50 56	32 33 36 41 47 51
2	Заказ Л	№ 615			1 Contraction of the	. D Гин	rt 1 Dis poss		in je Se se se Se se	ina Ngata G			17

							-							
	Dut	:				•		φ°						
	<i>г</i> - мо	70 с. ш.	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50 ю. ш.
	· ·	•					$\lambda = 10$	00° E	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·					
	100 200 300 500 700 1000	34 35 39 45 50 55	$\begin{vmatrix} 34 \\ 35 \\ 40 \\ 47 \\ 53 \\ 59 \end{vmatrix}$	$33 \\ 36 \\ 42 \\ 49 \\ 56 \\ 62$	35 39 45 53 62 70	35 41 49 57 68 70	31 37 45 52 60 68	31 37 44 52 57 68	31 37 44 51 58 66	$30 \\ 37 \\ 44 \\ 51 \\ 60 \\ 66$	$\begin{array}{c c} 32 \\ 38 \\ 44 \\ 50 \\ 58 \\ 63 \end{array}$	$ \begin{bmatrix} 33 \\ 37 \\ 44 \\ 47 \\ 54 \\ 58 \end{bmatrix} $	33 35 38 43 49 53	$ \begin{array}{c} 32\\ 33\\ 36\\ 40\\ 45\\ 49 \\ \\ \end{array}$
	•						Октя	брь						
							λ == 20	° W						
	100 200 300 500 700 1000	$31 \\ 32 \\ 32 \\ 38 \\ 42 \\ 46$	$\begin{array}{c c} 32 \\ 33 \\ 37 \\ 42 \\ 47 \\ 54 \end{array}$	$32 \\ 34 \\ 39 \\ 44 \\ 49 \\ 56$	$32 \\ 35 \\ 41 \\ 48 \\ 53 \\ 60$	33 37 43 50 56 63	33 37 44 51 57 65	32 37 44 51 58 66	32 37 44 51 57 65	$ \begin{array}{r} 30 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 59 \\ 64 \end{array} $	$\begin{array}{c c} 31 \\ 37 \\ 43 \\ 50 \\ 58 \\ 62 \end{array}$	$32 \\ 36 \\ 42 \\ 48 \\ 55 \\ 59 $	$32 \\ 34 \\ 39 \\ 45 \\ 50 \\ 53$	$\left \begin{array}{c} 31\\ 32\\ 36\\ 40\\ 46\\ 50\end{array}\right $
•							λ — 10	00° W						
•	100 200 300 500 700 1000	29 29 31 35 37 38	$\begin{array}{c c} 31 \\ 32 \\ 34 \\ 38 \\ 42 \\ 45 \end{array}$	$32 \\ 33 \\ 37 \\ 44 \\ 47 \\ 50$	$33 \\ 36 \\ 41 \\ 48 \\ 53 \\ 56$	$ \begin{array}{r} 33 \\ 37 \\ 44 \\ 51 \\ 58 \\ 63 \end{array} $	$\begin{array}{c} 33 \\ 38 \\ 45 \\ 53 \\ 61 \\ 66 \end{array}$	$\begin{array}{c c} 32 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 58 \\ 66 \end{array}$	$\begin{array}{c} 32 \\ 37 \\ 44 \\ 51 \\ 58 \\ 63 \end{array}$	30 37 44 51 58 62	31 37 43 50 57 62	31 35 41 47 54 59	31 34 38 44 50 55	$ \begin{array}{c} 31 \\ 32 \\ 35 \\ 40 \\ 46 \\ 51 \\ \end{array}$
						· :	l = 17	0° W						•••
	100 200 300 500 700 1000	31 31 33 37 40 44	$egin{array}{c} 32 \\ 33 \\ 35 \\ 39 \\ 43 \\ 49 \end{array}$	$\begin{array}{c} 32 \\ 33 \\ 37 \\ 41 \\ 46 \\ 52 \end{array}$	$\begin{array}{c c} 33\\ 35\\ 40\\ 46\\ 50\\ 58\\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} 33\\ 37\\ 43\\ 50\\ 55\\ 64 \end{array}$	$ \begin{array}{r} 33 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 58 \\ 67 \end{array} $	$\begin{array}{c} 32 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 58 \\ 67 \end{array}$	32 38 45 52 58 67	$\begin{array}{c c} 31 \\ 38 \\ 45 \\ 52 \\ 61 \\ 68 \end{array}$	31 37 43 50 59 65	$\begin{array}{c c} 32 \\ 36 \\ 40 \\ 47 \\ 54 \\ 59 \end{array}$	$ \begin{array}{c c} 32 \\ 34 \\ 38 \\ 44 \\ 50 \\ 55 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c ccc} 32 \\ 33 \\ 36 \\ 41 \\ 47 \\ 52 \\ \end{array} $
							<i>ا</i> == 10	0° E						
	100 200 300 500 700 1000	29 29 31 35 37 39	30 30 33 37 41 44	31 32 36 41 45 49	33 36 40 47 52 57	$\begin{array}{c c} 35 \\ 39 \\ 46 \\ 53 \\ 62 \\ 64 \end{array}$	$\begin{array}{c c} 32 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 58 \\ 67 \end{array}$	31 37 44 52 58 67	$\begin{array}{c c} 32 \\ 37 \\ 44 \\ 52 \\ 58 \\ 66 \end{array}$	$\begin{array}{c} 31 \\ 38 \\ 45 \\ 52 \\ 60 \\ 66 \end{array}$	$\begin{array}{c c} 33 \\ 39 \\ 44 \\ 50 \\ 58 \\ 63 \end{array}$	33 37 42 47 54 58	33 35 39 43 49 53	$ \begin{array}{c} 33\\ 33\\ 36\\ 40\\ 45\\ 49\\ \\ \end{array}$
	18													

 J^{\dagger} убывает на 0,30—0,38 кал/см² мин., в зоне минимума — на 0,03—0,18 кал/см² мин. Вследствие различия изменения I^{\dagger} с высотой в зоне максимума и минимума разность между максимальными и минимальными убывает с высотой от 0,43 кал/см² мин. на уровне 1000 мб до 0,13 кал/см² мин. на уровне 100 мб (табл. 2), при этом положение минимума с высотой не меняется, а зона максимума несколько расширяется и смещается к северу.

Таблица 2

Рмб		Январь	Апрель	Июль	Октябрь
1000	max	0,68	0,73	0,75	0,70
	min	0,25	0,35	0,48	0,35
	Δ	0,43	0,38	0,27	0,35
850	max	0,66	0,40	0,71	0,68
	min	0,26	0,35	0,48	0,36
	Δ	0,40	0,35	0,23	0,32
700	max	0,61	0,63	0,66	0,62
	min	0,28	0,35	0,46	0,37
	Δ	0,33	0,28	0,20	0,25
500	max	0,53	0,55	0,63	0,54
	min	0,27	0,32	0,41	0,34
	Δ	0,26	0,23	0,22	0,20
300	max min Δ	$0,47 \\ 0,24 \\ 0,23$	0,48 0,29 0,19	0,51 0,37 0,14	0,47 0,31 0,16
200	max min Δ	0,41 0,23 0,18	$0,42 \\ 0,28 \\ 0,14$	0,46 0,34 0,12	0,40 0,29 0,11
100	max	0,36	0,39	0,40	0,35
	min	0,23	0,28	0,33	0,29
	Δ	0,13	0,11	0,07	0,06

Максимальные и минимальные значения восходящих потоков на разных уровнях для 50° ю. ш. ≤ ∞ <70° с. ш.

В апреле на уровне 1000 мб величины I^{\dagger} в рассматриваемом диапазоне широт изменяются от 0,35 до 0,71 кал/см² мин. Зона максимальных значений сдвигается в районы Центральной Африки и Индии, зона минимальных значений остается прежней. В этот период в Азии ход изоплет приближается к широтному, над Европой все еще заметна тенденция к увеличению значений I^{\dagger} в северо-западном направлении, значительное отклонение изоплет I^{\dagger} от параллелей наблюдается над Северной Америкой. В южном полушарии восходящее длинноволновое излучение над океанами выше, чем над сушей, по сравнению с январем, скачки значений I^{\dagger} при пересечении береговой линии несколько уменьщаются. В зоне минимума величины I^{\dagger} несколько увеличиваются с высотой в слое

2*

1000—850 мб и остаются постоянными в слое 850—700 мб. Над океанами максимальные значения I^{\dagger} в нижних слоях наблюдаются от 0 до 10° ю. ш. С переходом в более высокие слои зона максимума смещается, и на уровне 100 мб она расположена от 20 до 30° с. ш. Над материками положение максимума ($\varphi = 10^{\circ}$ с. ш.) с высотой не меняется.

При прохождении через тропосферу величина *I*[↑] в зоне максимумов уменьшается на 0,30—0,40 кал/см² мин., на широте 50° ю. ш. на 0,20 кал/см² мин., на широте 70° с. ш.— на 0,07—0,15 кал/см² мин.

Различие в величинах *I*[↑] на одинаковых широтах северного и южного полушарий уменьшается.

В июле географическая изменчивость І меньше, чем в январе и апреле, так как максимальные величины І[↑] практически остаются постоянными, а минимальные величины I⁺ растут при переходе от зимнего сезона к летнему. На уровне 1000 мб минимальные значения I⁺, порядка 0,50 кал/см² мин., в этот период наблюдаются в прежней зоне северного полушария и на крайнем юге ($\phi =$ =50° ю. ш.) рассматриваемой широтной зоны. Зона с максимальными значениями, равными 0,70-0,73 кал/см²мин., смещается на север Африки и юг Азии. Вторичные максимумы отмечаются на юге Северной Америки и в Тихом океане восточнее Полинезии. В северном полушарии над океаном восходящее длинноволновое излучение меньше, чем над сушей, в южном полушарии обратное соотношение. В силу того что июль соответствует летнему периоду в северном полушарии и зимнему в южном, на одинаковых широтах величины / в северном полушарии больше, чем в южном. Исключением является экваториальная зона, где в ряде случаев в южных широтах отмечаются более высокие значения I⁺.

За исключением Чукотского полуострова и севера Аляски, где в слое от 1000 до 850 мб I^{\dagger} не меняется с высотой, повсюду происходит убывание I^{\dagger} с высотой, по-прежнему более интенсивное в зоне максимума (на 0,34—0,39 кал/см² мин. в слое 1000—100 мб) и менее интенсивное в зоне минимума (на 0,17—0,19 кал/см² мин. в том же слое). Наибольшие градиенты, порядка 0,04 кал/см² мин. × ×км, отмечаются в нижнем слое атмосферы (1000—700 мб) в диапазоне широт $0 \leq \varphi \leq 40^{\circ}$ с. ш.

Разности между максимальными и минимальными значениями I^{\uparrow} на разных уровнях для июля даны в табл. 2. Над материками положение максимума сохраняется на всех уровнях, над Атлантическим океаном ($\varphi = 20^{\circ}$ W) начиная с уровня 850 мб зона максимальных значений раздваивается ($\varphi = 20^{\circ}$ с. ш. и $\varphi = 10^{\circ}$ ю. ш.) и при переходе на более высокие уровни смещается в направлении к полюсам.

В октябре изолинии I^{\dagger} приближаются к параллелям, наибольшее отклонение изоплет от параллелей отмечается на севере Атлантики. Область максимальных значений I^{\dagger} над материками порядка 0,70 кал/см²мин. сосредоточена в Центральной Африке на широте $\varphi = 20^{\circ}$ с. ш., над океанами зона максимума отмечается несколько южнее, от 10° с. ш. до 10° ю. ш. При увеличении высоты

Таблица З

Сезонный ход восходящего длинноволнового излучения I⁺ (кал/см² мин.)

Maagu				Рмб	<u> </u>					
месяц	1000	850	700	500	300	200	100			
$\lambda = 130^{\circ} \text{ E}, \ \phi = 50^{\circ} \text{ c. III.}$										
Январь Апрель Июль Октябрь	0,30 0,47 0,62 0,47	$0,30 \\ 0,46 \\ 0,60 \\ 0,47$	0,30 0,43 0,55 0,44	0,29 0,39 0,49 0,40	0,26 0,34 0,42 0,35	0,25 0,32 0,36 0,32	0,25 0,31 0,33 0,31			
		$\lambda = 30^{\circ}$	W, $\phi = 50^{\circ}$	°с.ш.						
Январь Апрель Июль Октябрь	$0,54 \\ 0,54 \\ 0,57 \\ 0,53$	0,51 0,51 0,55 0,51	0,47 0,47 0,51 0,49	$0,42 \\ 0,43 \\ 0,46 \\ 0,44$	0,37 0,37 0,40 0,39	$0,34 \\ 0,34 \\ 0,35 \\ 0,34$	$0,32 \\ 0,32 \\ 0,32 \\ 0,32 \\ 0,32$			
		$\lambda = 100^{\circ}$	W, $\phi = 50$	⁰с.ш.						
Январь Апрель Июль Октябрь	0,35 0,49 0,61 0,49	0,36 0,48 0,59 0,50	0,36 0,45 0,55 0,47	0,34 0,41 0,49 0,44	0,30 0,36 0,42 0,37	0,28 0,33 0,36 0,33	$0,27 \\ 0,32 \\ 0,34 \\ 0,32$			
		$\lambda = 150^{\circ}$	W, φ=50	°с.ш.						
Январь Апрель Июль Октябрь	$0,50 \\ 0,49 \\ 0,53 \\ 0,54$	0,48 0,48 0,52 0,51	$0,44 \\ 0,45 \\ 0,50 \\ 0,47$	$0,42 \\ 0,41 \\ 0,45 \\ 0,42$	0,36 0,36 0,39 0,37	$0,34 \\ 0,34 \\ 0,34 \\ 0,34 \\ 0,34$	0,33 0,33 0,32 0,32			
		λ=	20° Ε, φ=	=0						
Январь Апрель Июль Октябрь	0,67 0,67 0,67 0,67	0,64 0,64 0,66 0,65	0,60 0,59 0,58 0,59	0,53 0,52 0,52 0,53	$0,46 \\ 0,44 \\ 0,45 \\ 0,45 \\ 0,45$	0,39 0,37 0,38 0,39	$0,34 \\ 0,32 \\ 0,32 \\ 0,33 \\ 0,33$			
		$\lambda = 1$	150° Ε, φ=	=0						
Январь Апрель Июль Октябрь	0,67 0,67 0,67 0,66	$0,63 \\ 0,64 \\ 0,63 \\ 0,63 \\ 0,63$	0,58 0,59 0,58 0,58	0,52 0,52 0,52 0,52	$0,45 \\ 0,44 \\ 0,44 \\ 0,45$	0,38 0,38 0,37 0,38	0,32 0,32 0,32 0,32 0,32			

•						
M			Р мб			
месяц	1000 850	700	500	300	200	100
		λ=70° W, φ	=0	•		
Январь Апрель Июль Октябрь	$\begin{array}{c c}0,66&0,6\\0,66&0,6\\0,66&0,6\\0,66&0,6\\0,66&0,6\end{array}$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} 0,52 \\ 0,52 \\ 0,52 \\ 0,52 \\ 0,52 \end{array}$	$0,44 \\ 0,44 \\ 0,44 \\ 0,44 \\ 0,44$	0,37 0,37 0,37 0,37 0,37	$0,32 \\ 0,31 \\ 0,32 \\ 0,31$
	مربعاً ا	λ=30° W, φ	=0			•
Январь Апрель Июль Октябрь	$\begin{array}{c c c}0,67&&0,6\\0,67&&0,6\\0,66&&0,6\\0,66&&0,6\end{array}$	$\begin{array}{c ccccc} 3 & 0,58 \\ 3 & 0,58 \\ 3 & 0,57 \\ 3 & 0,57 \\ 3 & 0,57 \end{array}$	0,51 0,52 0,51 0,51	$\begin{array}{c} 0,44 \\ 0,44 \\ 0,43 \\ 0,44 \end{array}$	0,37 0,38 0,37 0,37	$0,32 \\ 0,32 \\ 0,32 \\ 0,32 \\ 0,32$
	$\lambda = 1$	40° Ε, φ=30	°ю.ш.			
Январь Апрель Июль Октябрь	$\begin{array}{c c c} 0,66 &\\ 0,61 &\\ 0,54 &\\ 0,58 & \end{array}$	0,60 0,56 0,50 0,53	$\begin{array}{c} 0,51 \\ 0,48 \\ 0,45 \\ 0,47 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,44 \\ 0,42 \\ 0,40 \\ 0,41 \end{array}$	0,39 0,37 0,36 0,37	$0,35 \\ 0,33 \\ 0,34 \\ 0,33$
	$\lambda = 8$	0° E, $\phi = 30^{\circ}$	ю. ш.			
Январь Апрель Июль Октябрь	$\begin{array}{c c c} 0,62 &\\ 0,62 &\\ 0,58 &\\ 0,59 &\\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} 0,57\\ 0,57\\ 0,54\\ 0,54 \end{array}$	$0,50 \\ 0,49 \\ 0,47 \\ 0,47 \\ 0,47$	$\begin{array}{c} 0,43 \\ 0,42 \\ 0,41 \\ 0,42 \end{array}$	0,37 0,37 0,37 0,37	0,32 0,32 0,33 0,33
	$\lambda = 2$	0° W, φ=30°	ю. ш.			
Январь Апрель Июль Октябрь	0,64 — 0,63 — 0,60 — 0,59 —	$\begin{array}{c} 0,58 \\ 0,58 \\ 0,54 \\ 0,55 \end{array}$	0,51 0,49 0,47 0,48	0,43 0,43 0,41 0,42	0,37 0,37 0,36 0,36	$0,32 \\ 0,32 \\ 0,33 \\ 0,32 \\ 0,32$
	$\lambda = 6$	0° W, φ=30°	ю. ш.		•	. .
Январь Апрель Июль Октябрь	0,65 — 0,61 — 0,54 — 0,59 —	0,59 0,56 0,51 0,55	$\begin{array}{c} 0,51 \\ 0,48 \\ 0,45 \\ 0,48 \\ 0,48 \\ \end{array}$	0,43 0,41 0,39 0,41	0,36 0,36 0,35 0,36	0,31 0,32 0,31 0,32

зона максимальных значений над материками остается постоянной, над океанами смещается в более северные широты. Минимальные значения большей частью отмечаются на севере ($\phi = 70^\circ$ с. ш.) и в ряде случаев на юге ($\phi = 50^\circ$ ю. ш.) рассматриваемой зоны.

Увеличение І[†] с высотой до уровня 700 мб имеет место только над Гренландией, на широте $\phi = 70^\circ$ с. щ. над Азией и Северной Америкой наблюдается постоянство величин І[†] в слое от 1000[°] до 850 мб.

В слое 1000—100 мб величины I⁺ убывают с высотой в зоне максимума на 0,33-0,37 кал/см²мин., в зоне минимума на 0,09-0.18 кал/см² мин.

На основании проведенных расчетов можно сделать некоторые заключения о сезонных изменениях величин восходящего длинноволнового излучения. В экваториальной зоне, где наблюдаются максимальные значения /[†], сезонные изменения выражены слабо как над океанами, так и над материками. Здесь различие июльских и январских значений не превышает 0,08 кал/см²мин. Наиболее заметным образом сезонные изменения величин *I*[†] проявляются в районе Восточной Сибири, где летние и зимние значения / на уровне 1000 мб различаются на 0,32 кал/см² мин. Как видно из табл. 3, разность между зимними и летними значениями убывает с высотой, но остается еще заметной и на уровне 100 мб. Несколько меньшие различия в летних и зимних значениях *I*[†] наблюдаются над Северной Америкой, но и здесь на широте $\phi = 50^{\circ}$ с. щ. и уровне 1000 мб они достигают 0,26 кал/см² мин. Над океанами на широте $\phi = 50^{\circ}$ с. ш. сезонные различия в величинах I^{\dagger} не превышают 0,05 кал/см² мин.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Каган Р. Л. О расчете потоков теплового излучения в безоблачной атмосфере. — Труды ГГО, 1965, вып. 174. 2. Шехтер Ф. Н. К вычислению лучистых потоков тепла в атмосфере. —
- Труды ГГО, 1950, вып. 22 (84). 3. Kondratiev K. Y., Niilisk H. J. The new radiation chart. Geofisica
- Pura Applicata, 1961, v. 49. 4. Goldie N., Moore J. G. and Austin E. E. Upper air temperature over
- the world. Geophys. Mem., 1958, v. 13, N. 101.
- 5. Аэроклиматический атлас северного полушария. Т. 2. Под ред. И. Г. Гутермана и И. В. Ханевской. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
- 6. Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария.
- Л., Гидрометеоиздат, 1959. 7. Ваппоп I. K., Steel L. P. Average water-vapour content of the air. Geophys. Memoirs, 1960, v. 13, N. 102.
- 8. Малкевич М. С., Самсонов Ю. Б., Копрова Л. И. Водяной пар в стратосфере. — Успехи физических наук, 1963, т. 80, вып. 1. 9. Барашкова Е. П. Некоторые закономерности вертикального распределе-
- ния восходящего длинноволнового излучения. Труды ГГО, 1968, вып. 221.
- 10. Справочник по климату СССР. Ч. 2. Температура воздуха и почвы, вып. 1. Гидрометеоиздат, 1964.
- 11. Annual Meteorological Report. Cairo, 1958.
- 12. Костяной Г. Н., Нийлиск Х. Ю. Сравнение измеренных и рассчитанных значений потоков длинноволновой радиации в атмосфере. — Труды ЦАО, 1969, вып. 83.

С. С. БОГДАНОВ, А. М. БРОУНШТЕЙН, А. Д. ФРОЛОВ

ПРОЗРАЧНОСТЬ АТМОСФЕРЫ В НЕКОТОРЫХ УЧАСТКАХ ИНФРАКРАСНОЙ ОБЛАСТИ СПЕКТРА

Введение

Для ряда задач физики атмосферы и различных технических приложений значительный интерес представляют количественные данные о прозрачности атмосферы в инфракрасной области спектра. Особый интерес часто возникает к данным, относящимся к окнам, расположенным между областями большого поглощения, прежде всего к окнам 8—12 и 3,4—4,1 мкм. Эти окна, как известно, используются в такой важной задаче, как определение температуры подстилающей поверхности со спутников и самолетов радиационным методом. Окно 8—12 мкм имеет существенное значение для процессов радиационного переноса тепла в атмосфере, окно 3,4—4,1 мкм, а в некоторых случаях и 2,0—2,3 мкм используется для различных прикладных целей.

Прозрачность атмосферы в указанных окнах испытывает существенные колебания, связанные с изменениями ее состояния: содержания водяного пара, углекислого газа, озона и других газов, состава аэрозольных частиц, вертикальной стратификации. Данные о прозрачности, не связанные с характеристиками основных из указанных факторов, могут дать лишь представление о встречающихся величинах, но не могут быть использованы для практических целей.

Число проведенных экспериментальных исследований ИК прозрачности реальной атмосферы не очень велико. Известными работами Аделя [1] тридцатых и сороковых годов было положено начало количественным исследованиям спектральной прозрачности атмосферы до 25 мкм. Начало пятидесятых годов отмечено измерениями Антони [2], а с конца пятидесятых годов до 1963 г. Гуди, Роучем, Сайеди, Бигнеллом, Шеппардом, Гейтсом, Херропом был проведен ряд работ [3—7], представляющих современное состояние вопроса. К этим работам непосредственно примыкает исследование, проведенное в Ленинградском университете К. Я. Кондратьевым, И. Я. Бадиновым и др. [8]. Выполнению работ, посвященных изучению коэффициентов поглощения и факторов, определяющих ИК прозрачность реальной атмосферы, существенно способствовали спектроскопические измерения, проведенные с большим разрешением на горных обсерваториях [9]. Атласы, содержащие идентификацию полос и линий инфракрасного спектра солнечной радиации, позволяют разбираться в сложной структуре спектра поглощения атмосферы. Несомненный интерес для исследования реальной атмосферы представили лабораторные измерения коэффициентов поглощения атмосферных газов и теоретические работы, посвященные методам расчета переноса ИК радиации в атмосфере. Подробные обзоры этих работ имеются в монографиях К. Я. Кондратьева [10], Р. Гуди [11], В. Е. Зуева [12].

Проведенные исследования ИК спектральной прозрачности атмосферы, однако, далеко не исчерпали проблему. В частности, сохранилась потребность в расширении данных о количественных связях спектральной прозрачности реальной атмосферы с ее физическим состоянием, характеризуемым метеорологическими параметрами.

С целью продолжения подобных исследований в Главной геофизической обсерватории создана стационарная установка [13] и разработана методика [14], позволяющие проводить систематические исследования ИК спектральной прозрачности атмосферы.

В настоящей статье кратко рассматриваются некоторые методические вопросы измерений и приводятся предварительные данные об осредненной прозрачности по ряду спектральных интервалов в окнах прозрачности и в некоторых полосах поглощения. Проводится также корреляционный анализ связей прозрачности с метеорологическими параметрами.

Методика измерений

Для обеспечения сравнимости спектров солнечной радиации, полученных в различное время, необходимо контролировать изменения коэффициентов отражения зеркал внешней оптической системы, изменение заполнения этих зеркал солнечным пучком, посылаемым целостатом, а также небольшие изменения угла падения пучка на щель, связанные с перемещениями целостатных зеркал.

Метод нормализации (взаимной привязки) спектров, позволяющий обойти эти существенные трудности, описан в [14]. Он сводится к сравнению величины относительного потока в окне у 2 мкм, полученной специальным радиометром, который непосредственно направляется на Солнце, с аналогичной величиной, определенной по записи спектра на установке, произведенной синхронно с измерением по радиометру. При этом получается привязочный коэффициент $k_{\rm п}$, учитываемый при обработке спектрограмм.

Привязочный фильтровый радиометр (ПФР) состоит из радиационного термоэлемента системы Козырева [15] и интерференционного фильтра с границами пропускания 2,08—2,32 мкм. Наведение на Солнце производится с помощью гида. Генерируемая термоэлементом э.д.с. измеряется потенциометром Р-306 класса 0,015 с гальванометром М195/I в качестве нулевого прибора. На рис. 1 представлена кривая относительной спектральной чувствительности ПФР вместе с записью спектра привязки.

Контроль над привязочным радиометром состоял в проверке спектральной характеристики фильтра на спектрофотометре и линейности и чувствительности приемника радиации на оптической "скамье. Была проведена дополнительно косвенная проверка ста-



Рис. 1. Относительная спектральная чувствительность ПФР (1) и запись соответствующего участка солнечного спектра (2).

бильности ПФР по данным временного хода прозрачности.

При проведении спектральных измерений на двухлучевом приборе необходимо. чтобы источник опорного пучка в спектрофотометре был стабилен во времени. В приборах UR-10/20 питание глобара не стабилизировано и колебания напряжения сети приводят к заметным изменениям температуры глобара. Контроль температуры глобара производилоптическим пирометром ся ОПИР-1. В дальнейшем был феррорезонансный подключен стабилизатор, что ограничило 4400 см⁻¹ колебания температуры ДΟ $\pm 5^{\circ}$ С вместо $\pm 30^{\circ}$ С без стабилизации.

> Работа компенсационного двухлучевого спектрофотометра возможна только при усло-

вии, если поток в измерительном оптическом канале меньше потока в канале сравнения. Для большей точности фотометрирования нужно также, чтобы ординаты спектра в его максимумах были близки к полной ширине регистрационной ленты. Степень необходимого ослабления солнечного пучка на данной длине волны определяется различием в температурах обоих источников радиации (Солнце и глобар), состоянием атмосферы (степень ослабления .солнечной радиации) и моментом наблюдения (величина воздушной массы). Для необходимого ослабления, требующегося обычно в солнечном канале,¹ применялись встроенные в прибор линейные спиральные диафрагмы и две однослойные проволочные сетки, которые фиксировались в солнечном пучке у его входа в лабораторию.

¹ В области спектра с $\lambda > 15$ мкм поток от Солица часто меньше потока от глобара, и для использования всей шкалы регистратора нужно ослаблять поток сравнения.

Пропускание сеток и диафрагм измерялось тем же спектрофотометром.

Путем регулировки положения глобара обеспечивается высокое соответствие между показаниями на шкале диафрагмы \mathcal{A}_1 и ее пропусканием. Пропускание диафрагмы \mathcal{A}_2 зависит от положения дополнительного зеркала целостата и изменяется при его перемещении, связанном с изменением максимальной высоты Солнца со временем. Поэтому при опускании или подъеме дополнительного зеркала (рельс этого зеркала наклонен), проводимом раз в несколько дней, измеряется пропускание \mathcal{A}_2 в зависимости от положения указателя на шкале диафрагмы.

Нормализация каждой записи спектра состоит в перемножении всех ординат или площадей (для конечных спектральных интервалов) на соответствующий общий коэффициент

$$k = k_{\mathrm{T}} k_{\mathrm{T}} k_{\mathrm{T}} \frac{D_1}{D_2} , \qquad (1)$$

где $k_{\rm T}$ — температурный коэффициент, зависящий от отклонения температуры глобара от принятой стандартной температуры 1060° С и от участка спектра, D_1 и D_2 — истинное пропускание диафрагм \mathcal{A}_1 и \mathcal{A}_2 при записи данного спектра, $k_{\rm m}$ — привязочный коэффициент, определяемый с помощью ПФР.

Измерения по ПФР производились синхронно с записями спектра на участке 4300—5000 см⁻¹. Вслед за ними актинометром измерялась прямая солнечная радиация и оптическим гигрометром [16] количество осажденной воды на пути солнечного луча. По показаниям актинометра определялась прозрачность атмосферы для коротковолновой радиации, используемая в качестве косвенной характеристики аэрозольного состояния атмосферы.

Измерения и первичная обработка

Использованные для обработки измерения были проведены в мае—июне 1970 г. в Воейково, под Ленинградом, где расположена установка. Благодаря тому что май был сухим и солнечным, удалось записать значительное число спектрограмм.

Регистрация производилась с узкими (2-я щелевая программа) и широкими (8-я щелевая программа) щелями. Во многих случаях участки спектра зиписывались поочередно на каждой из этих программ, характеризующихся следующими величинами спектральной ширины щелей (табл. 1).

Скорость сканирования составляла 150 см⁻¹/мин., а для участка привязки (4300—5000 см⁻¹) достигала 400 см⁻¹/мин., поскольку на нем нет резкой селективной структуры при использованном разрешении. Такие сравнительно большие скорости сканирования циктовались режимом времени, особенно при низком Солнце. Регистрация велась на дополнительном самописце со скоростью

протяжки 12 см/мин., что давало масштаб записи 12,5 см⁻¹ на 1 см ленты.

Таблица 1

Область спектра λ мкм	∆ ∨ см-1	Δλ	∆ и см ⁻¹	Δλ
	2-я про	рграмма Å	8-я про	ограмма Å
2,0 2,5 3,33 4,0	4,0 3,0 1,5 1,0	16 19 17 16	14,0 10,0 6,0 4,0	56 62 66 64
7,7 10,0 12,5	2,5 2,0 1,5	мкм 0,014 0,020 0,022	10,0 8,0 6,0	мкм 0,058 0,080 0,093

Спектральная ширина щели

Основная часть использованного в данной статье материала состоит из записей участка привязки (94 спектра), областей 700— 1300 см⁻¹ (56 спектров) и 2300—2900 см⁻¹ (63 спектра), проведенных на 8-й щелевой программе, а также части спектров для двух последних областей, полученных на 4-й щелевой программе.

Во время измерений был охвачен диапазон 0,36—1,5 см осажденной воды в вертикальном столбе атмосферы, а в направлении визирования 0,5—8 см. Атмосферные массы изменялись от 1,3 до 8.

Для получения внеатмосферной огибающей спектра был использован ряд наиболее прозрачных участков спектра, центрированных у 790, 821, 901, 964, 985, 1090, 1158 см⁻¹ в окне 8—13 мкм и у 2615, 2700 см⁻¹ в окне 3,4—4,0 мкм. Построение прямых Бугера в перечисленных узких окошках проводилось по спектрам, полученным на 2-й щелевой программе (см. табл. 1). Величины разрешения на 2-й программе позволяют считать, что полученные внеатмосферные значения весьма близки к истинным, поскольку спектральная ширина щелей в основном соответствует ширине окошек. Внеатмосферные значения, вычисленные по спектрам, записанным на 8-й щелевой программе, в среднем на 7,5% меньше значений, записанных на 2-й щелевой программе, что качественно соответствует более широким щелям, превышающим ширину окошек в спектре.

В области привязки внеатмосферные значения строились по спектральным участкам шириной 50 см⁻¹, поскольку там практически отсутствуют сильные линии поглощения.

Внеатмосферные значения определялись по спектрам, полученным в течение двух наиболее стабильных дней 16 и 25 мая, когда разброс экспериментальных точек вокруг проведенных прямых был минимальным. Вычисленные значения совпали с точностью +2%.

Полученные спектры позволяют определить прозрачность атмосферы для спектральных участков различной ширины. Здесь рассматриваются осредненные величины прозрачности для восьми широких участков спектра, границы которых, указанные в табл. 2, выбраны исходя из рассмотрения структуры спектра.

Таблица 2

i	І раницы и нумерация участков спектра												
N⁰	участка		•			1	3	4	. 5	6	7	8	9
¥1	см-1 .		•			820	1090	2520	2600	2700	2730	4300	4600
v2	см-1 .		•			985	1250	2600	2700	2730	2900	4550	4800
λ_1	мкм			•		10,15	8,00	3,85	3,71	3,66	3,45	2,20	2,08
λ_2	МКМ		•	•		12,20	9,18	3,97	3,85	3,71	3,66	2,33	2,18

Участки 1 и 3 — это две части известного окна 8—13 мкм, разделенные сильной полосой поглощения атмосферного озона у 9,6 мкм. Другое часто используемое окно, 3,4—4,0 мкм, разбито на четыре участка: два прозрачных (участки 5 и 7) и два занятых полосами поглощения N_2O (участок 4) и HDO (участок 6). В весьма прозрачном окне у 2 мкм взято для примера два участка — шириной 200 и 250 см⁻¹.

Такая не очень подробная детализация окон прозрачности представляет практический интерес, поскольку показывает преимущества и недостатки их отдельных частей, которые в настоящее время в ряде случаев удается выделять, например, интерференционными фильтрами. Данные для широких участков, выбранных здесь, также освобождены от искажений, вносимых аппаратной функцией спектрофотометра.

Для получения величин прозрачности в этих участках производилось планиметрирование спектрограмм. Внеатмосферные значения определялись по огибающей, построенной на основе данных для прозрачных окошек.

Анализ результатов

Нами рассмотрены связи пропускания с двумя основными параметрами: количеством осажденной воды w на пути луча или w_z в вертикальном столбе и числом атмосферных масс m, проходимых лучом.

На прозрачность оказывают влияние также и другие факторы, такие, как аэрозоль, CO₂ и другие примесные газы, а также вертикальная стратификация температуры и влажности. Средние величины параметров, характеризующих эти факторы, оказывают свое влияние на осредненные закономерности изменения пропускания в зависимости от массы и содержания водяного пара. Колебания их вносят дополнительный разброс индивидуальных экспериментальных точек к разбросу, связанному с погрешностями измерений. Выделение влияния перечисленных факторов представляет последующую задачу исследования, требующую значительно большего статистического материала. Исследование связей пропускания *P* с *w* и *m* было проведено двумя путями: корреляционным анализом связей *P* с *w* и *m* по отдельности и обычным способом определения двух составляющих оптической плотности — водной и остаточной, с использованием закона Бугера — Ламберта, поскольку это оказалось возможным.

Экспериментальные точки были нанесены на графики рис. 2 и 3, на которых пропускание отложено по осям ординат в логарифмическом масштабе. Во всех случаях, кроме участка 2, вырезающего сильную полосу озона у 9,6 мкм (эти данные в статье не рассматриваются), по точкам могут быть проведены средние прямые

$$lg P = a_w w + b_w,
lg P = a_m m + b_m.$$
(2)

Параметры средних прямых a_w , b_w , a_m и b_m были вычислены методом наименьших квадратов на ЭВМ М-220 и приведены в табл. 3. Соответствующие прямые нанесены на графиках рис. 2 и 3. Кроме того, были вычислены коэффициенты корреляции $r_{\lg P, w}$ и $r_{\lg P, m}$, статистические ошибки коэффициентов корреляции σ_r и стандартные отклонения σ_w и σ_m . Все эти величины представлены также в табл. 3.

Для оценки относительной прозрачности исследуемых участков спектра в табл. З приведены также значения пропускания при m=2 ($P_{m=2}$).

Сопоставляя значения r_{lg P, w} и r_{lg P, m}, можно судить о том, какой из факторов является главным в данном участке спектра, а какой второстепенным. Например, если прозрачность в каком-либо участке спектра зависит только от водяного пара, на графике lg P, w разброс будет целиком определяться ошибками измерений и обработки. В этом случае разброс точек на графике lg P, m должен оказаться большим, так как связь m и $w = w_z m$ не является однозначной (для рассматриваемой совокупности данных $r_{m,w} =$ =0,75) в силу изменчивости w_z , и в этот график, таким образом, вносится дополнительный, нарушающий связь фактор. В этом случае $r_{\lg P, w}$ должен быть больше, чем $r_{\lg P, m}$. Если же оказалось, что rlg P, w = rlg P, m, это можно трактовать как наличие каких-то дополнительных факторов, кроме водяного пара, влияющих на ослабление радиации, причем факторов сравнительно стабильных и, следовательно, тесно связанных с m, уменьшающих величину rlg P. w И увеличивающих rlg P. m.

Аналогично в случае $r_{\lg P, m} > r_{\lg P, w}$ можно утверждать, что ослабление в основном определяется квазистабильными компонентами атмосферы, тесно связанными с m, а водяной пар является фактором второстепенным, хотя может быть и важным.

К квазистабильным факторам можно отнести такие газы, активные в ИК области спектра, как СО₂, О₃, N₂O и др., концентрация которых изменяется значительно меньше, чем концентрация водяного пара.

Особое место в радиационном переносе в ИК области спектра занимает аэрозоль. Наряду с рассеянием в ИК области существен-



Таблица 3

Статистические связи пропускания Р с w и m

	$P_{m=2}$	Ľ	0,14	0,64	0,67	0,78	0,69	0,71	0,81	0,84
	m _D		0,049	0,042	0,033	0,039	0,045	0,037	0,034	0,036
	αJ	L C	c0,0	0,05	0,02	0,06	0,05	0,03	0,03	0,05
	r 1g P, m	i c	-0,81	-0,83	0,92	0,76	-0,78	0,87	0,84	-0,75
	p_m		-0°0,0-	0,067	0,068	0,046	0,067	0,063	-0,017	0,020
	am			-0,050	-0,056	0,031	-0,036	0,041	0,034	0,026
	a w		0,041	0,041	0,058	0,034	0,038	0,048	0,043	0,040
	ar		0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06
	$r_{\lg P, w}$	c c	0,82	0,86	-0,79	-0,84	0,84	-0,84	-0,74	0,69
	p_w	L C C	-0°,0	-0,086	0,097	-0,046	0,068	-0,074	0,033	0,031
	a_w		-0,043	0,056	0,052	0,067	0,042	-0,044	-0,033	0,025
	№ участка, спектральный интервал	1 <u>9</u> 1 <u>9</u> 1 <u>9</u>	10,15-12,20 MKM 985-820 cm-1	№ 2 8,00—9,18 мкм 1250—1090 см ⁻¹ .	Ne 4 3,84—3,97 мкм 2600—2520 см ⁻¹	№ 5 3,71—3,95 мкм 2700—2600 см ⁻¹	N <u>è</u> 6 3,06—3,71 мкм 2730—2700 см ⁻¹	№ 7 3,45—3,66 мкм 2900—2730 см ⁻¹	№ 8 2,20—2,33 мкм 4550—4300 см ⁻¹	№ 9 2,08—2,18 мкм 4800—4600 см ⁻¹

ным является также поглощение. Вопрос о влиянии частиц аэрозоля на перенос ИК радиации дискутируется в литературе [3, 6, 17] и требует дальнейшего изучения. Можно предположить, что та часть аэрозольного ослабления, которая связана с наличием жидкой воды, должна сильно коррелировать с *w*, а поглощение и рассеяние сухой аэрозольной компонентой — с *m*.

Результаты показывают, что в наиболее прозрачных окнах 8 и 9 поглощение водяным паром менее существенно, чем ослабление другими факторами. Весьма прозрачное окно 5, наоборот, подвержено более сильному воздействию w, чем «сухих» факторов. Участок 4, где расположена полоса N₂O, естественно, сильно связан с m, однако видно, что водяной пар здесь также играет определенную роль, что важно учитывать при разработке спектрального метода определения содержания N₂O в атмосфере.

Пропускание на участке 6, занятом полосой поглощения HDO, хорошо коррелирует с w и хуже с m, что объясняется тесной связью количества HDO с количеством водяного пара. Согласно литературным данным [11], соотношение их концентраций в атмосфере изменяется в пределах 10%.

Сравнивая между собой участки 1 и 3 окна 8—12 мкм, можно сразу отметить известный факт большей прозрачности участка 1 (10,15—12,2 мкм), чем участка 3 (8,00—9,18 мкм), причем важно отметить, что ослабление на обоих участках определяется не только водяным паром, играющим основную роль, но и в значительной степени «сухими» факторами ($r_{\lg P,m}$ здесь равно 0,81 и 0,83). Значения $P_{m=2}$, так же как и конфигурация спектра (см. [13]), показывают с полной очевидностью, что использование всего окна 8—12 мкм, содержащего сильную полосу озона и участок 3 со значительным количеством линий поглощения, для радиационной термометрии со спутников нецелесообразно. Применение участка 10—12 мкм, часто осуществляемое в последнее время, устраняет значительную часть атмосферных искажений.

Корреляционный метод анализа, особенно если его применять к узким участкам спектра, может существенно помочь в выяснении роли различных факторов в ослаблении радиации и в интерпретации отдельных максимумов поглощения.

Для получения возможности количественного определения пропускания в конкретных условиях удобнее воспользоваться обычным методом приведения логарифмов пропускания к единичной массе, т. е. методом определения оптической плотности вертикального столба атмосферы. Вид графиков рис. 2 позволяет предположить для рассмотренных участков спектра справедливость применения закона Бугера—Ламберта

$$-\frac{\lg P}{m} = \alpha_w w_z + \alpha_m,$$

где α_w — средний коэффициент поглощения водяного пара, включающий также часть аэрозольного ослабления, тесно корре-

3 Заказ № 615

33

(3)





Рис. 5. Сравнение осредненных коэффициентов ослабления в окнах 8—9,18 и 10,15—12,20 мкм с коэффициентами ослабления в континууме, полученными другими авторами.

I-Адель, 2-Роч и Гуди, 3-Сайеди, 4-ЛГУ.

лирующую с wz, рассчитанный осажденной на - I СМ воды в вертикальном столбе. *α_m* — средний коэффициент ослабления другими компонентами, не связанными с влажностью, но тесно связанными с m, рассчитанный на единичную массу.

На рис. 4 представлены графики зависимости оптической плотности вертикального столба атмосферы от w_z . Параметры средних прямых, нанесенных на график, были рассчитаны по методу наименьших квадратов на ЭВМ М-220. Так же были рассчитаны коэффициенты корреляции и другие

статистические характеристики, представленные в табл. 4. Параметры прямых *а* и *b* в данном случае равны соответственно коэффициентам α_w и α_m . Имея конкретные значения *m* и w_z , можно, пользуясь табл. 4, вычислить значения среднего пропускания для указанных в табл. 2 участков спектра по формуле Бугера— Ламберта

$$P_{i} = 10^{-a_{i}w_{z}m - b_{i}m}.$$
 (4)

Величины a_i и b_i относятся к охваченным при измерениях условиям, поскольку в a_i входит не только поглощение водяным паром, но и некоторый вклад ослабления водным аэрозолем, а на участке 6 также и полутяжелым водяным паром. Коэффициент b_i

Таблица 4

№ участка, спектральный интервал	а	в	r	σ _r . ⁰ /0	σ					
№ 1 10,15—12,20 мкм 980—820 см ⁻¹	0,032	0,035	-0,51	21	0,018					
№ 3 8,00—9,18 мкм 1250—1090 см ⁻¹	-0,042	0,054	-0,61	15	0,019					
№ 4 3,84—3,97 мкм 2600—2520 см ⁻¹	—0,029	—0,065	0,45	24	0,021					
№ 5 3,71—3,85 мкм 2700—2600 см ⁻¹	—0,037	—0,022 °	—0,64	13	0,016					
№ 6 3,66—3,71 мкм 2730—2700 см ⁻¹	0,043	0,032	-0,61	14	0,020					
№ 7 3,45—3,66 мкм 2900—2730 см ⁻¹	0,037	0,041	-0,61	14	0,017					
№ 8 2,20—2,33 мкм 4550—4300 см ⁻¹	—0,0058	0,038	0,11	100	0,018					
№ 9 2,08—2,18 мкм 4800—4600 см ⁻¹	—0,0085	0,029	-0,15	73	0,019					
]	1		ł						

Статистические связи оптической плотности с W_{π}

связан со средним содержанием газовых компонент в период измерений и с ослаблением сухими частицами аэрозоля. В него могла войти также и нелинейная компонента ослабления влажным аэрозолем, если таковая имела место.

Из сказанного следует, что экспериментально полученные коэффициенты ослабления реальной атмосферы должны в принципе испытывать некоторые колебания, которые могут быть исследованы лишь при наличии большого статистического материала.

3*

На рис. 5 показано сравнение полученных здесь средних коэффициентов ослабления в окне 8-12 мкм с коэффициентами ослабления в континууме, полученными другими авторами для узких спектральных интервалов. Наши данные в виде горизонтальных отрезков, соответствующих ширине участков 1 и 3, нанесены на рисунок, заимствованный из [8]

Расположение полученных здесь величин в области малых коэффициентов поглощения, измеренных другими авторами. BO3можно, связано с весьма прозрачным воздухом, преобладавшим в период измерений.

В заключение авторы приносят благодарность К. В. Казаковой. Н. Н. Парамоновой, Б. Н. Федорову, Э. С. Андреевой и другим сотрудникам отдела актинометрии и атмосферной оптики, оказавшим большую помощь в проведении настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. A d e l A. Atmospheric absorption of infrared solar radiation. Astrophys. J., 1939, v. 89, N. 1; 1940, v. 91, N. 1; 1940, v. 91, N. 5.
- An thony R. Atmospheric absorption of solar infrared radiation.— Phys. Rev., 1951, v. 83, N. 4; 1952, v. 85, N. 4.
 Roach W. T., Goody R. M. Absorption and emission in the atmospheric window from 770 to 1250 cm⁻¹. Quart. J. Roy. Met. Soc., 1958, v. 84, N. 362.
- 4. Saiedy F., Goody R. M. The solar emission intensity at 11.1 μ . Month.
- Noties Roy. Astron. Soc., 1959, v. 119, N. 3.
 5. Saiedy F. Solar intensity and limb darkening between 8.6 and 13 μ. Month. Noties Roy. Astron. Soc., 1960, v. 121, N. 5.
- 6. Bignell K., Saiedy F., Sheppard P. On the atmospheric infrared continuum. JOSA. 1963, v. 53, N. 4.
 7. Gates D., Harrop W. Infrared transmission of the atmosphere to solar radiation. Appl. Opt. 1963, v. 2, N. 9.
 8. Кондратьев К. Я., Бадинов И. Я., Ащеулов С. В., Андреев С. Д.
- Некоторые результаты наземных исследований инфракрасного поглощения и теплового излучения атмосферы. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, т. 1, № 4.
- Migeotte M. V. Solar infrared spectrometry. "Solar Physics", ed. J. N. Xan-thakis. London, New York, Sydney, Interscience Publishers, 1967.
 Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л., 1956.
- 11. Гуди Р. Атмосферная радиация. Ч. 1. Основы теории. Пер. с англ. М., "Мир", 1966.
- 12. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. M., 1970.
- 13. Броунштейн А. М., Демидов В. В., Сакин И. Л. Стационарная установка для исследования спектральной прозрачности атмосферы в инфракрасной области спектра. См. наст. сборник.
- 14. Богданов С. С., Броунштейн А. М. О взаимной привязке инфракрасных спектров солнечной радиации. — Труды ГГО, 1970, вып. 255.
- 15. Козырев Б. П. Высокочувствительный актинометр для интегральных и спектральных измерений. — Изв. ЛЭТИ, 1967, вып. 66, ч. 2.
- Броунштейн А. М., Казакова К. В. Об оптическом определении общего содержания водяного пара в атмосфере. Труды ГГО, 1969, вып. 237.
- 17. Carlon H. R. Infrared emission by fine water aerosols and fogs. Appl. Opt., 1970, v. 9, N. 9.
А. М. БРОУНШТЕЙН, В. В. ДЕМИДОВ, И. Л. САКИН

СТАЦИОНАРНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ В ИНФРАКРАСНОЙ ОБЛАСТИ СПЕКТРА

Спектральная прозрачность в инфракрасной области спектра является одной из важных физических характеристик атмосферы. Такие задачи, как исследование механизма радиационного теплообмена в чистой атмосфере и влияния тонких облаков и аэрозоля на радиационный перенос, дистанционное зондирование атмосферы и подстилающей поверхности со спутников и самолетов, многие прикладные задачи, связанные с проектированием и использованием различной инфракрасной, в том числе лазерной, аппаратуры, работающей в атмосферных условиях, требуют часто подробных сведений о спектральной прозрачности атмосферы и ее зависимости от метеорологических условий.

Одной из важных задач, связанных с измерениями спектральной прозрачности атмосферы в инфракрасной области спектра, является контроль газового состава атмосферы, в частности контроль фонового содержания различных примесных газов.

Спектральная прозрачность всей толщи атмосферы непосредственно определяется ее составом и физическим состоянием. Как и сама атмосфера, ИК спектральная прозрачность испытывает существенные временные и пространственные флуктуации, различные в разных участках спектра. Исследование связей ИК спектральной прозрачности с метеорологическими условиями является одной из весьма сложных и трудоемких задач физики атмосферы, требующей проведения систематических измерений в течение длительного периода времени и статистического подхода при анализе результатов измерений.

В ряде спектроскопических работ, выполненных в естественных условиях, изучались отдельные важные вопросы распространения ИК радиации в реальной атмосфере (см. обзоры в [1, 2, 3, 4]). Составлены также атласы, в которых даны спектры солнечной радиации, полученные, как правило, в горных условиях с различной степенью разрещения. Они содержат подробную идентификацию спектров [5]. В результате проведенных до настоящего времени работ получены ценные сведения о структуре и происхождении ИК спектра поглощения атмосферы, некоторые количественные данные о величинах поглощения в реальной атмосфере, обнаружено наличие непрерывного поглощения (континуума), сопровождающего всегда селективное и играющего существенную роль в процессе радиационного переноса.

Вместе с тем поставлен ряд важных и не решенных еще вопросов, например о роли аэрозоля в образовании ИК континуума, о необходимости получения наиболее подходящих аппроксимационных формул для расчета спектрального пропускания атмосферы по легко определяемым параметрам ее состояния, о спектральной прозрачности тонких облаков.

Вследствие большой сложности процессов, определяющих прохождение ИК радиации в реальной атмосфере, для решения этих и некоторых других вопросов, помимо лабораторных и расчетных исследований, необходимы систематические измерения ИК спектральной прозрачности в натурных условиях. С этой целью в Главной геофизической обсерватории была разработана и осуществлена стационарная установка для регистрации спектров солнечной радиации в области 2—25 мкм.

При проектировании к установке были предъявлены следующие основные требования:

1) возможность регистрации спектров солнечной радиации в любые сезоны года;

2) минимальная трудоемкость получения спектров, обеспечивающая возможность набора статистического материала;

3) возможность регистрации с различным разрешением, в том числе и сравнительно высоким (1—3 см⁻¹ у 10 мкм).

Для выполнения двух последних требований в качестве спектрального прибора был выбран полностью автоматизированный инфракрасный спектрофотометр UR-10 производства народного предприятия «Карл Цейсс, Иена» (ГДР). Прибор имеет три автоматически заменяемые во время регистрации призмы из KBr, NaCl и LiF, программное устройство, широкий диапазон скоростей сканирования и масштабов записи, сменные щелевые программы и ряд других достоинств. Регистрация спектров производится как на встроенном самописце на восковой бумаге, так и на внешнем самописце на широкой регистрационной ленте, удобной для обработки.

Спектрофотометр UR-10¹ построен по двухлучевой схеме, источником радиации является глобар, который в нашей установке выполняет роль источника сравнения при записи спектра солнечной радиации. Температура глобара стабилизируется внешним феррорезонансным стабилизатором и контролируется оптическим пирометром. Другим источником сравнения в установке является внеш-

¹ В 1970 г. спектрофотометр UR-10 был заменен на модернизированный вариант UR-20W, обладающий рядом дополнительных достоинств, в том числе большей надежностью при длительной работе и в два раза большим разрешением по спектру.

ний черный излучатель, радиация которого вводится в канал сравнения с помощью соответствующей дополнительной оптической ветви. Таким образом, установка регистрирует отношение потока солнечной радиации к потоку от одного из источников сравнения при каждой частоте.

При переходе от относительных спектральных потоков к спектральной прозрачности распределение излучения в спектре источника сравнения исключается, для чего необходимо, чтобы это распределение было одинаковым как при регулярных регистрациях, так и при определении внеатмосферного относительного спектра «долгим методом» Бугера. Это условие осуществляется путем контроля температуры источников. В оптической схеме установки предусмотрена также возможность взаимного сравнения спектрального состава излучений глобара и черного излучателя.

При использовании спектрофотометра UR-20 максимальное разрешение составляет 1 см⁻¹ у 10 мкм и варьирует от 0,5 до 2 см⁻¹ во всем диапазоне от 2 до 25 мкм. Точность регистрации по встроенному самописцу составляет для ординат $\pm 0,5\%$, для внешнего самописца точность регистрации несколько меньше.

В качестве следящего за Солнцем устройства применен целостат типа АЦУ-24 разработки и производства Ленинградского оптико-механического объединения (ЛОМО). Целостат, помимо основного зеркала, управляемого специальным стабилизированным генератором, имеет дополнительное зеркало, направляющее солнечный луч горизонтально на север. Положение обоих зеркал может корректироваться дистанционно. Световой диаметр зеркал 220 мм.

Установка смонтирована в актинометрическом павильоне на полевой экспериментальной базе ГГО в Воейково. Спектрофотометр, проектирующие оптические системы и другие устройства, а также блоки питания и управления целостата установлены в помещении лаборатории. Целостат на массивном основании установлен на крыше павильона. Около павильона на парапете и специальном фундаменте размещены зеркала передающего оптического канала.

Чтобы установку можно было использовать в любые сезоны года, предусмотрена передача солнечного луча в лабораторию при закрытых окнах с помощью иллюминатора, внутри которого строится промежуточное изображение диска Солнца, имеющее диаметр 30 мм.

Ведение солнечной радиации в измерительный канал спектрофотометра производится через кюветное отделение с помощью съемной приставки. Приставка включает два плоских поворотных зеркала и входную диафрагму диаметром 14 мм, служащую для контроля наведения второго промежуточного изображения солнечного диска, имеющего здесь диаметр 15 мм. Одно из поворотных зеркал перекрывает пучок от глобара, не допуская его в измерительный канал. При необходимости использовать спектрофотометр для других целей приставка вынимается из кюветного отделения. В кюветном отделении устанавливаются также две спиральные диафрагмы для регулирования величины потоков в обоих каналах. Это необходимо для получения желаемого масштаба регистрации отношения потоков, а также для выполнения условия, чтобы измеряемый поток был всегда меньше сравнительного. Очевидно, что при регистрации отношения потоков от двух различных источников выполнение этого условия необходимо контролировать. При записи



Рис. 1. Схема установки (вертикальный разрез).

1 — спектрометр UR-20W, 2 — дополнительный самописец, 3 — иллюминатор, 4 — фундамент с двумя зеркальными блоками: а — сферическое зеркало, б — поворотное плоское зеркало, 5 — блок поворотного зеркала, 6 — целостат АЦУ-24, 7 — дополнительное зеркало целостата.

спектра Солнца во всем диапазоне 2—25 мкм и температуре источника сравнения около 1350° К практически приходится изменять диафрагмы 2—3 раза. Для дополнительного ослабления солнечного потока в коротковолновой области спектрального диапазона применены также металлические сетки.

На рис. 1 изображена схема установки (вертикальный разрез).

Применение целостата в установке, предназначенной для количественного спектрофотометрирования солнечной радиации, создает одну специфическую трудность: при слежении за Солнцем целостатное зеркало непрерывно поворачивается относительно направления падения солнечных лучей. При этом изменяется сечение передаваемого целостатом пучка, что идентично изменению входной апертуры установки. Изменение коэффициента отражения целостатного зеркала из-за изменения угла падения солнечной радиации, тот же эффект на дополнительном зеркале при перемещении обоих зеркал по направляющим рельсам, изменения коэффициентов отражения других наружных и внутренних зеркал со временем — все это также дает некоторый вклад в изменение «эффективной» входной апертуры установки. Поэтому спектры, полученные в разное время, становятся несравнимыми.

Для обеспечения сравнимости спектров разработана специальная методика взаимной привязки или нормализации ординат спек-



Рис. 2а. Образец записи спектра солнечной радиации. Участок 3,45—4,0 мкм, щель 2 (1,5—1,0 см⁻¹), скорость сканирования v=150 см⁻¹/мин., число масс m=3,21, w=4,5 см H₂O.

тров [6]. Она производится с помощью дополнительного привязочного фильтрового радиометра (ПФР), направляемого непосредственно на Солнце и имеющего стабильные и контролируемые параметры.

ПФР имеет рабочую область от 4300 до 4800 см⁻¹. Измерения по нему производятся синхронно с записью этого же участка спектра на установке. Соответствующая процедура обработки приводит к получению привязочного коэффициента, учитываемого при обработке спектрограмм. Этот метод исключает необходимость сложного контроля точности наведения, коэффициентов отражения, углов падения солнечного луча на зеркала целостата.

Образцы записи солнечного спектра представлены на рис. 2а и 26. Они получены со щелями, превышающими в два раза минимальные щели (вторая программа).



Описанная установка является «солнечным каналом» универсальной ИК спектральной установки ИКАУ-1, имеющей также горизонтальную трассу переменной протяженности для получения спектров пропускания горизонтальных слоев воздуха с искусственным источником. В настоящее время заканчивается ее изготовление и в ближайшей публикации будет дано ее описание.

В разработке методики регистрации и обработки спектров солнечной радиации принял участие аспирант из НРБ С. С. Богданов. В наладке аппаратуры участвовали ст. инженер К. В. Казакова и Б. Н. Федоров. Авторы выражают им большую признательность. Авторы приносят благодарность всем лицам, принявшим участие в разработке чертежей, изготовлении отдельных блоков и монтаже установки.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Elsasser W. M. Heat transfer by infrared radiation in the atmosphere. Harvard Univ. Press, 1942. 2. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л., 1956.
- 3. Гуди Р. Атмосферная радиация. Ч. 1. Основы теории. Пер. с англ. М.,
- "Мир", 1966. 4. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. M., 1970.
- 5. Migeotte M. V. Solar infrared spectrometry. "Solar physics", ed. J. N. Xan-thakis. London, New York, Sydney, Interscience Publishers, 1967.
- 6. Богданов С. С., Броунштейн А. М. О взаимной привязке инфракрасных спектров солнечной радиации. — Труды ГГО, 1970, вып. 255.

А. М. БРОУНШТЕЙН, К. В. КАЗАКОВА

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ОПТИЧЕСКОЙ ГИГРОМЕТРИИ ПРИ НАЛИЧИИ ТОНКОЙ ОБЛАЧНОСТИ И НИЗКОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ

Определение общего содержания водяного пара *w* в атмосфере, как известно, может быть произведено путем измерения относительного поглощения прямой солнечной радиации в одной из полос поглощения водяного пара в ближней инфракрасной области спектра. Известны значительные преимущества метода оптической гигрометрии перед методом определения *w* путем обработки данных радиозондирования [1]. Существенным ограничением метода является необходимость наличия прямой солнечной радиации.

Значительный практический интерес представляет исследование возможностей расширения диапазона условий применения метода оптической гигрометрии.

Обычно считается возможным производить измерения оптическим гигрометром при чистом солнечном диске. Между тем солнечный диск можно видеть и через тонкие облака верхнего яруса, наблюдающиеся в течение значительной части дневного времени. Нередко солнечный диск наблюдается через сильную дымку, мглу и туман. Возникает вопрос о правомочности применения оптического метода в этих условиях.

В указанных условиях искажения могут внести два фактора: увеличение эффективного пути радиации из-за многократного рассеяния и возникновение селективности рассеяния в используемой области спектра.

Рассматривая качественно первый фактор, можно предположить его слабое действие в условиях, когда виден солнечный диск, так как при значительной доле многократного рассеяния в общем рассеянии изображение диска размывается или совсем не видно. Эти качественные соображения могут быть подтверждены результатами исследования В. И. Дианова-Клокова с сотрудниками [2], показавшего, что увеличение эффективного пути фотонов в облаках верхнего яруса (Сі) не выходит за пределы ошибок эксперимента.

Так же трудно предположить возникновение заметной селективности, учитывая, что фильтры оптического гигрометра располагаются близко друг к другу по спектру, например 0,94 и 1,01 или 0,88 мкм. Трудно оценить этот фактор количественно, поскольку степень селективности определяется плохо известным и переменным распределением частиц по размерам в Сі, дымках и т. п.

Наиболее убедительно вопрос о возможных искажениях, вызываемых указанными факторами в величинах *w*, получаемых с помощью оптического гигрометра, может быть решен экспериментально.

Нами в 1969-70 г. были проведены серии измерений с помощью оптического гигрометра, описанного в [1], имеющего пары интерференционных фильтров для трех полос поглощения водяного пара — 0,94; 1,13 и 1,38 мкм. Приемником излучения в этом гигрометре служит стабильный радиационный термоэлемент системы ЛЭТИ [3].

Результаты измерений, проведенных как при чистом диске Солнца, так и при наличии на нем тонких облаков типа Сі или при ухудшенных условиях видимости (туман, сильная дымка, мгла), представлены на рис. 1. По оси абсцисс отложены величины *w* в сантиметрах осажденной воды, полученные путем обработки данных радиозондов, по оси ординат — данные измерений по оптическому гигрометру. Экспериментальные точки соответствуют осредненным величинам, полученным из числа отдельных измерений, указанного в табл. 1.

Таблица 1

<i>w</i> см	Ясно	Туман	Об- лачно	Ясно	Туман	Об- лачно	Ясно	Туман	Об- лачно
$\begin{array}{c} 0,25-0,5\\ 0,5-0,75\\ 0,75-1,0\\ 1,0-1,25\\ 1,25-1,5\\ 1,5-1,75\\ 1,75-2,0\\ 2,0-2,25\\ 2,25-2,5\\ 2,5-2,75\\ 2,75-3,0\\ 7$	0,94 14 28 61 39 35 10 14 17 34 30 22 22	Фильтр	лачно IKM 13 21 12 6 14 4 10 8 4 6 6 10	Фи 1,13 15 27 60 28 6 11 14 17 32 32 22 23	Фильтр Фильтр —1,24 м 2 13 76 38 5 13 9 3 4 4 4 — 6	лачно IKM 13 17 15 18 16 8 11 8 11 8 4 6 5	Acho (1,38 14 29 57 36 35 12 15 16 19 19 19 19 19 19	рильтр —1,63 м (— 3 67 31 10 11 9 3 4 4 4 — 6	лачно икм 11 17 14 6 15 5 9 8 4 7 6
3,23-3,75 3,5-3,75 3,75-4,0 4,0-4,5 4,5-5,0 5,0-5,5 5,5-6,0 6,0-6,5	$ \begin{array}{r} 7 \\ 19 \\ 12 \\ 26 \\ 15 \\ 7 \\ 4 \\ 5 \\ 5 \end{array} $			20 11 25 16 7 6 3		8 9 3 2 5 3 	19 11 19 18 7 10 	$ \begin{bmatrix} 1 \\ 3 \\ 2 \\ 4 \\ 5 \\ - \end{bmatrix} $	$ \begin{array}{c} 10 \\ 9 \\ 8 \\ 3 \\ 15 \\ - \\ - \\ . \end{array} $

Число измерений по отдельным градациям w

Рассмотрение графиков приводит к выводу, что наличие Сі на диске Солнца или помутнений атмосферы не вызывает заметных искажений в измеренных оптическим гигрометром величинах w.







Приведенный результат позволяет считать, что измерения с помощью оптического гигрометра допустимы во всех случаях, когда возможно визуальное наведение прибора на Солнце. Этот предварительный вывод существенно расширяет периоды времени, в течение которых возможно применение оптических гигрометров, использующих ближние инфракрасные полосы водяного пара.

В измерениях принимали участие Э. С. Андреева, В. Иванов, С. Кремнев, которым авторы выражают признательность.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Броунштейн А. М., Казакова К. В. Об оптическом определении общего содержания водяного пара в атмосфере. Труды ГГО, 1969. вып. 237.
- 2. Дианов-Клоков В. И., Кропоткина Е. П., Малков И. П., Матвеева О. А. О деформации полос поглощения и эффективной длине пути света в облаках. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. 4, № 8.
- Козырев Б. П. Высокочувствительный актинометр для интегральных и спектральных измерений. — Изв. ЛЭТИ, 1967, вып. 66, ч. 2.

А. М. БРОУНШТЕЙН; А. Д. ФРОЛОВ

РАСЧЕТНАЯ ГРАДУИРОВКА ОПТИЧЕСКОГО ГИГРОМЕТРА И ЕГО ОПТИМИЗАЦИЯ

1. Расчетная градуировка

Обычный метод градуировки оптических гигрометров по данным радиозондирования требует длительной, трудоемкой работы. Представляет существенный интерес разработать методику быстрой и достаточно надежной градуировки.

В настоящей работе предлагается возможный вариант быстрой градуировки: построение расчетной градуировочной кривой для данного гигрометра, а затем ее привязка по экспериментальным точкам, полученным для двух значений содержания водяного пара.

Экспериментальная градуировка гигрометра состоит в определении содержания водяного пара на пути луча для каждого значения величины

$$a = \frac{n_1}{n_2}, \qquad (1)$$

где n_1 — отсчет прибора при использовании фильтра, захватывающего участок спектра внутри полосы поглощения; n_2 — вне полосы (в соседнем с ней окне). Строится градуировочная кривая [1], на которой по оси абсцисс откладывается количество водяного параwна пути луча в сантиметрах осажденной воды, а по оси ординат величина a.

Для построения расчетной градуировочной кривой были вычислены потоки радиации, падающие на приемник и проходящие предварительно через фильтры гигрометра с центрами пропускания в полосе поглощения *I*₁ и вне полосы *I*₂.

Поток падающей радиации

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} I^{0}_{\nu\varphi} \left(\nu_{0} - \nu\right) P_{\nu} d\nu, \qquad (2)$$

где I^0_v — заатмосферный спектральный поток солнечной радиации, $\phi(v_0-v)$ — функция пропускания интерференционного фильтра

гигрометра, v_0 — центр пропускания интерференционного фильтра, P_v — спектральная функция пропускания атмосферы.

Интеграл (2) вычислялся на ЭВМ М-220 для нескольких фильтров, используемых в наших гигрометрах.

Для численного интегрирования (2) перепишется в виде

$$I \approx \sum_{i=1}^{n} I_{i}^{0} \varphi_{i} P_{i} \Delta \nu, \qquad (3)$$

где $n = \frac{v_2 - v_1}{\Delta v}$, $\Delta v - шаг$ интегрирования, $v_2 - v_1 - полоса$ пропускания фильтра. Нами взято $\Delta v = 25$ см⁻¹.

Величины I_{ν}^{0} брались из работы [2]. Кривые пропускания интерференционных фильтров φ_{ν} были сняты на спектрофотометре SPM-2 и затабулировапы с шагом 25 см⁻¹.

Для расчета гигрометра, работающего в полосе 0,94 мкм, были использованы данные о прозрачности в узких спектральных интервалах из работы [3].

Приемник радиации считаем неселективным и линейным [1], поэтому

$$n_1 = kI_1, \quad n_2 = kI_2, \quad a = \frac{I_1}{I_2},$$
 (4)

где *k* — коэффициент пропорциональности, одинаковый для обоих фильтров.

Таким образом, вычислив величины *I* для разных значений *w*, можно построить градуировочную кривую гигрометра (рис. 1).

Расчеты были проведены для двух гигрометров, параметры которых указаны в табл. 1.

Как видно из рис. 1, расчетные кривые отличаются от экспериментальных на линейное преобразование:

$$ca_{\text{pacy}} + b = a_{\text{эксп}},$$
 (5)

т. е. для совмещения расчетной кривой с экспериментальной первую нужно повернуть и сдвинуть. Привязка производилась по экспериментальным точкам при $w_1 = 8$ см и $w_2 = 1$ см. Вычисленные коэффициенты преобразования даны также в табл. 1. Видно, что после линейного преобразования расчетные данные почти полностью совпали с экспериментальной градуировкой. Совпадение будет тем лучше, чем больше разнесены точки привязки.

Таким образом, получив расчетную кривую, можно проградуировать прибор за несколько дней, используя для этого две экспериментальные точки, максимально разнесенные по значениям *w* (например, для высокого Солнца время запуска радиозонда 13 час. 30 мин., для низкого 19 час. 30 мин.). Каждая экспериментальная точка получается в результате осреднения данных по нескольким пускам радиозондов.

4 Заказ № 615

Необходимость привязки к экспериментальным точкам обусловлена в первую очередь неточным знанием спектральной функции



Таблица 1

Параметры гигрометров и коэффициенты линейного преобразования расчетной градуировочной кривой

Параметр	Гигрометр № 1	Гигрометр № 2
λ_{\max} фильтра в полосе поглощения Полуширина в мкм λ_{\max} фильтра вне поло- сы поглощения Полуширина в мкм b c	$\begin{array}{c} 0,96\\ 0,06\\ 0,99\\ 0,075\\0,18\\ 1,24 \end{array}$	0,93 0,05 0,88 0,06 0,28 1,36

пропускания атмосферы. В дальнейшем, зная более точно реальную спектральную функцию пропускания атмосферы, можно будет, вероятно, отказаться от привязки к экспериментальным точкам.

2. Оптимизация гигрометров

При построении гигрометра всегда стоит задача выбора оптимальных фильтров. Обычно фильтры выбирались из качественных соображений. Старались один фильтр поставить как можно ближе к центру полосы поглощения, а другой в наиболее чистое и близкое к данной полосе окно. Фильтры брались по возможности более узкие, а полосу в которой они работали, выбирали из качественных соображений, считая, что полоса 0,94 мкм хороша для гигрометров, определяющих общее содержание водяного пара во всем столбе атфосферы, а полосы с большими коэффициентами поглощения (1,87 мкм и др.) — для локальных гигрометров.

Перечисленные качественные соображения в целом правильны, однако очевидно, что, например, вряд ли целесообразно тратить

большие усилия на чрезмерное сужение фильтров или использовать полосу 0,94 мкм в условиях очень малых содержаний водяного пара. Следует отметить также, что нет объективного критерия для оценки качества гигрометров с различными фильтрами. Поэтому представляется полезным выбрать количественный критерий качества гигрометра и провести расчеты зависимости величины этого критерия от параметров фильтров, диапазона значений *w* и для нескольких полос поглощения водяного пара. Такой расчет должен дать возможность обосновать требования к фильтрам для будущих гигрометров и оценить качество существующих, а также определить, какое место по качеству они занимают среди возможных гигрометров, как изменить фильтры, чтобы максимально выиграть в качестве гигрометра.

Качество гигрометра определяется его чувствительностью к изменению содержания водяного пара на пути луча света. Чем больше изменяется относительное показание¹ гигрометра, т. е. отношение изменения показания к его среднему значению при заданном изменении содержания водяного пара, тем лучше гигрометр. Поэтому в качестве критерия прибора можно предложить величину относительной частной производной показания гигрометра *а* по количеству осажденной воды *w*, характеризующую «крутизну» градуировочной кривой,

$$A = \frac{1}{a} \frac{\partial a}{\partial w} \tag{6}$$

или в конечных приращениях

$$A = \frac{2(a_1 - a_2)}{(a_1 + a_2)(w_1 + w_2)},$$
(7)

где a_1 — показание гигрометра при содержании w_1 водяного пара в атмосфере на пути луча; a_2 — показание гигрометра при содержании водяного пара w_2 .

Переходя к потокам радиации, приходящим через фильтры к неселективному приемнику радиации, можно следующим образом переписать выражение (7):

$$A = \frac{\left(\frac{I'_{B \ \Pi O \Lambda}}{I'_{B \ H C \ \Pi O \Lambda}} - \frac{I''_{B \ \Pi O \Lambda}}{I''_{B \ H C \ \Pi O \Lambda}}\right) \cdot 2}{\left(\frac{I'_{B \ \Pi O \Lambda}}{I'_{B \ H C \ \Pi O \Lambda}} + \frac{I''_{B \ \Pi O \Lambda}}{I''_{B \ H C \ \Pi O \Lambda}}\right)(w_1 - w_2)}.$$
(8)

Здесь один штрих обозначает, что поток относится к осажденной воде w_1 , два штриха — к w_2 .

4*

¹ Под показанием прибора здесь понимается отношение отсчета с фильтром в полосе поглощения к отсчету с фильтром вне полосы.

Величины I_{в пол}, I_{вне пол} вычислялись по формуле (2), но функция пропускания интерференционных фильтров моделировалась экспонентой

$$\varphi(\nu-\nu_0) = \exp\left\{-\left(\frac{\nu-\nu_0}{\alpha}\right)^2\right\},\qquad(9)$$

где v_0 — центр пропускания фильтра, α — полуширина фильтра. Поэтому (2) можно переписать так:

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} I_{\nu}^{0} \exp\left\{-\left(\nu - \nu_{0}\right)^{2} / \alpha^{2}\right\} P_{\nu} d\nu.$$
 (10)

Значения I_v^0 брались из работы [2], величины P_v для полосы поглощения 0,94 мкм, как уже отмечалось, из работы [3], а для остальных полос из работы [4], поскольку приведенные в ней данные наиболее удобны по форме представления для наших расчетов.

Интегралы (10) вычислялись на ЭВМ М-220. Программа предусматривала вычисление величин А для 13 значений центров фильтров, 5 значений их полуширин и 9 значений количества водяного пара.

Программа составлялась так, что вычислялись величины А только для гигрометров, оба фильтра которых имеют одинаковую полуширину.



Рис. 2. Зависимость крутизны A от положения центра фильтра в полосе поглощения при различных значениях w для полос 0,94; 1,13 и 1,38 мкм. Ширина фильтров 300 см⁻¹ или 0,03; 0,04 и 0,05 мкм соответственно. Правая шкала относится к полосе 1,38 мкм.

1 - w = 7.5 cm H₂O, 2 - w = 1.5 cm H₂O, 3 - w = 0.75 cm H₂O, 4 - w = 0.35 cm H₂O.

Рассмотрим коротко некоторые результаты расчетов.

На рис. 2 представлены кривые зависимости крутизны A от положения центра фильтра внутри полос 0,94; 1,13 и 1,38 мкм для полуширины фильтров 300 см⁻¹

и для нескольких значений ш в диапазоне 0,35—15 см H₂O. По графикам легко определить количественно, какой vшерб качеству гигрометра принесет неточное совпаление центра кривой пропускания фильтра с центром соответствующей полосы. Видно, что несовпадение центра фильтра с центром полосы прежде всего уменьшает крутизну той части градуировочной кривой, которая относится к малым значениям w. Лля правой части градуировочной кривой, особенно при широком фильтре. влияние фильтра сказывается 1.0 слвига значительно меньше. Графики рис. 2 дают возможность проследить деформацию градуировочной кривой при изменении положения центра кривой пропускания фильтра.

Зависимость качества гигрометра от полуширины кривой пропускания фильтра для случая, когда центр кривой совпадает с центром полосы поглощения, представлена на графиках рис. 3. Вопрос о ширине фильтров следует решать в зависимости от условий, для предназначается гикоторых грометр. При не очень малых w зависимость крутизны от ширины фильтра в полосе весьма плавная. Поскольку изготовление очень узких фильтров связано со значительными трудностями и увеличением их стои-





a — полоса 0,94 мкм, λ_1 =0,94 мкм (λ_2 =1,01 мкм), δ — полоса 1,13 мкм, λ_1 =1,13 мкм (λ_2 =1,05 мкм), s — полоса 1,38 мкм, λ_1 =1,37 мкм (λ_2 =1,25 мкм). Усл. обозначения см. рис. 2.

мости, при выборе фильтров имеет смысл оценить по графикам целесообразность и разумные пределы сужения фильтров.

Из графиков рис. 2 и 3 следует, что важнее правильно подобрать центр кривой пропускания фильтра, чем добиваться его малой

полуширины. Однако при выборе из готовых фильтров может оказаться, что отклонение центра фильтра от центра полосы удастся скомпенсировать малой полушириной. Графики дают возможность провести количественные оценки.

ЛИТЕРАТУРА

- I. Броунштейн А. М., Казакова К. В. Об оптическом определении общего содержания водяного пара в атмосфере. — Труды ГГО, 1969, вып. 227.
- Arvesen I. C., Griffin R. N., Pearson B. D. Determination of extraterrestrial solar spectral irradiance from a research aircraft. — Appl. Opt., 1969, v. 8, N 11.
- 3. Москаленко Н. И. Функции спектрального пропускания в полосах паров H₂O, O₃, N₂O и N₂ компонент в атмосфере. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 11.
- 4. Wyatt Ph. I., Stull V. R., Plass G. N. The infrared transmittance of water vapor. — Appl. Opt., 1964, v. 3, N. 2.

Б. М. ГАЛЬПЕРИН

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

В [1, 2] в результате обработки срочных актинометрических наблюдений за бесснежный период были получены средние значения суммарной солнечной радиации при различных формах и количестве облаков для разных высот Солнца и состояния его диска (\odot^2 , \odot , \odot° , Π). Эти данные могут быть использованы при отсутствии актинометрических наблюдений для определения естественной освещенности и радиационного баланса при заданных конкретных метеорологических условиях. Но для решения некоторых практических задач, например для оценки средних часовых величин суммарной радиации по известной или прогнозируемой облачности, они непригодны, поскольку изменение состояния диска Солнца очень сильно влияет на приход солнечной радиации.

Определение средних для данной облачности и высоты Солнца значений суммарной солнечной радиации путем простого осреднения всех результатов наблюдений, произведенных при разных состояниях диска Солнца, нам представляется неточным. Обычно наблюдатель-актинометрист старается производить отсчеты в моменты с наиболее устойчивой радиацией, т. е. при небольшой облачности он ждет появления открытого диска Солнца (\odot^2), а при значительной облачности --- его полной закрытости. Так, при выполнении [1, 2] выявилось, что повторяемость отметок \odot , \odot° и П по актинометрическим наблюдениям при небольшой облачности гораздо меньше, чем по материалам наблюдений за облаками, произведенных независимо от актинометрических [3]. Следовательно, простое осреднение результатов измерений суммарной солнечной радиации должно дать при небольшой облачности завышенные величины, а при значительной облачности — заниженные. Косвенным образом это подтверждается данными, приведенными в [4]: средние значения суммарной радиации при облаках вертикального развития, полученные по срочным измерениям при облачности 9-10 баллов, оказались меньше, а при ясном и полуясном небе больше, чем снятые с лент самописца.

Поэтому для определения средних при данных условиях облачности и высоте Солнца величин суммарной солнечной радиации Q

нами были использованы сведения о вероятности (повторяемости) различных отметок о состоянии диска Солнца при разных формах и количестве облаков, полученные по материалам учащенных наблюдений за облачностью в Павловске и Карадаге [3]. Вычисленные в результате совместной обработки этих данных и данных [1] средние значения Q приведены в табл. 1. Анализ их позволяет вы-

Таблица 1

Болли						h°_{\odot}						
Баллы	Облака	5	10	15	20	25	.30	35	40	45	50	55
23	Ci, Ci, Cs Ac Sc Cu Ac (Sc), Cu	5 6 6 5	15 15 15 15 15 14	27 25 25 27 24	41 35 35 39 34	$53 \\ 46 \\ 46 \\ 50 \\ 45$	$ \begin{array}{r} 65 \\ 56 \\ 56 \\ 61 \\ 55 \end{array} $	78 66 56 73 66	88 76 76 84 77	98 86 86 94 88	107 95 896 103 98	116 106 106 112 106
45	Ci. Ci, Cs Ac Sc Cu Ac (Sc), Cu		15 15 15 17 15	27 26 26 27 26	40 35 35 39 36	$54 \\ 45 \\ 45 \\ 49 \\ 46$	66 55 55 60 56	76 65 64 72 66	87 74 74 83 76	98 84 84 94 86	$107 \\ 93 \\ 93 \\ 104 \\ 95$	116 102 101 112 103
6—7	Ci, Ci, Cs Ac Sc Cu Ac (Sc), Cu Cb, Cu, Cb, Sc		$ \begin{array}{r} 14 \\ 16 \\ 15 \\ \overline{} \\ \overline{} \\ \overline{} \\ 18 \\ 18 \\ \end{array} $	25 25 23 26 25 22	36 34 31 36 35 30	$\begin{array}{c} 48 \\ 43 \\ 40 \\ 47 \\ 44 \\ 39 \end{array}$	61 52 47 58 53 48	73 61 55 69 62 56	85 69 62 79 71 64	95 78 70 90 80 73	104 86 77 98 88 80	115 94 84 106 98 86
8—9	Ci, Ci, Cs Ac Sc Cu, Cu, Cb Ac (Sc), Cu Cb, Cu, Cb, Sc		$ \begin{array}{r} 13 \\ 13 \\ 12 \\ - \\ 13 \\ - \\ $	$ \begin{array}{r} 24 \\ 21 \\ 19 \\ - \\ 21 \\ - \\ $	$35 \\ 30 \\ 27 \\ 34 \\ 30 \\ 26$	48 39 35 42 39 32	$ \begin{array}{r} 60 \\ 48 \\ 42 \\ 49 \\ 48 \\ 39 \end{array} $	$71 \\ 57 \\ 50 \\ 57 \\ 56 \\ 45$	82 66 58 66 66 52	$92 \\ 75 \\ 66 \\ 75 \\ 74 \\ 58$	$ \begin{array}{r} 103 \\ 83 \\ 75 \\ 82 \\ 82 \\ 64 \end{array} $	113 91 83 89 90 69
<u>10</u> и10	Ci, Ci, Cs Ac Sc Ac (Sc), Cu Cb, Cu, Cb, Sc	$\frac{6}{-}$ 2	13 8 6 9 5	21 13 10 15 9	31 18 14 20 13	42 25 19 27 15	51 32 24 35 18	$62 \\ 38 \\ 28 \\ 41 \\ 20$	71 44 33 48 22	78 52 37 56 25	88 58 41 63 27	92 65 43 70 29

Средние величины суммарной солнечной радиации (10⁻² кал/см² мин.) при различных высотах Солнца, количестве и формах облаков

яснить влияние облачности разных форм на средний приток солнечной радиации к земной поверхности. Наиболее наглядно это влияние иллюстрируется рис. 1, где для разных облаков изображена зависимость от их количества отношения Q к Q₀ (суммарной солнечной радиации при безоблачном небе [1]), причем $\frac{Q}{Q_0}$ взяты средние из полученных для высот Солнца $h_{\odot} \ge 30^{\circ}$.

Происходящее при всех облаках уменьшение средних значений суммарной солнечной радиации с увеличением их количества (рис. 1) обусловлено соответствующим уменьшением повторяемости отметок \odot^2 и \odot [3], при которых наблюдается максимальная суммарная радиация за счет прямой. При неизменном состоянии



солнечного диска возрастание облачности при всех облаках, кроме Сі, приводит к возрастанию суммарной радиации за счет рассеянной [1, 2].

Разный вид зависимости средних величин суммарной радиации от облачности для разных облаков и различие этих величин при одинаковом количестве облаков также в основном связаны с различием в повторяемости сильного (\odot^2) и умеренного (\odot) сияния Солнца. Как видно из рис. 1, максимальные средние значения Q $\left(\frac{Q}{Q_0}\right)$ характерны для наиболее прозрачных для прямой солнечной радиации облаков верхнего яруса, тогда как при одном и том же состоянии солнечного диска суммарная радиация при этих облаках меньше, чем при других [1, 2]. При облачности меньше 10 баллов и одинаковом состоянии диска Солнца суммарная радиация при Ас и Sc trans. одинакова [1, 2], но вследствие меньшей вероятности сильного и умеренного сияния Солнца [3] средние величины суммарной радиации при Sc меньше, чем при Ас, особенно при

57."

значительной облачности (рис. 1). В соответствии с наименьшей повторяемостью отметок ⊙² и ⊙ при наиболее мощных, экранирующих прямую солнечную радиацию облаках Сb суммарная радиация минимальна.

Как показывают результаты работ [2, 3], приведенные в табл. 1 величины применимы для бесснежного периода в различных климатических районах, кроме арктических. Средние значения суммарной (рассеянной) радиации при сплошном, непросвечивающем покрове облаков среднего и нижнего яруса для разных районов СССР имеются в работе [2].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Рассеянная и суммарная солнечная радиация при различных условиях. Труды ГГО, 1964, вып. 152.
- 2. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Основные закономерности коротковолновой радиации и дневного радиационного баланса при различной облачности. — Труды ЛГМИ, 1964, вып. 22.
 3. Гальперин Б. М. Вероятность прямой солнечной радиации при различной
- .3. Гальперин Б. М. Вероятность прямой солнечной радиации при различной облачности. Труды 5-го Межведомственного совещания по актинометрии и оптике атмосферы. М., "Наука", 1964.
- -4. Гойса Н. И. Уточнение методики расчета суммарной радиации по наблюдениям над облачностью. — Труды УкрНИГМИ, 1961, вып. 26.

Л. А. ГОВОРУШКИН, Г. П. ГУЩИН

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ ЭРИТЕМНО-ЗАГАРНОЙ РАДИАЦИИ И ВОПРОСЫ ГРАДУИРОВКИ УЛЬТРАФИОЛЕТМЕТРА

Ультрафиолетовая радиация, составляющая незначительную долю в солнечном спектре, обладает большой биологической активностью, поэтому изучение ее представляет значительный интерес. Целесообразно проводить систематическое измерение спектрального состава естественной УФ радиации и изучение биологической эффективности различных видов ее действия.

В [2] излагается методика измерения естественной ультрафиолетовой радиации в областях спектра A и B при помощи приборов со светофильтрами и отмечается, что предложенная методика пригодна для измерения биологически активной УФ радиации. Ниже этот вопрос рассматривается более подробно.

Одним из основных видов биологического действия ультрафиолетового излучения, хорошо изученных в настоящее время, является фотоэритема.

Всесоюзным совещанием по биологическому действию ультрафиолетового излучения, проходившим в Вильнюсе в 1964 г. [1. 4]. для практических целей приняты кривые относительной эритемной эффективности w_{а л} различных длин волн УФ радиации областей: В и А. изображенные на рис 1 и 2. Эти же данные ввиду их большого практического значения приведены в табл. 1. Поскольку точная подгонка кривой спектральной чувствительности физического измерительного прибора к кривой спектральной эффективности биологического процесса связана с большими трудностями, предлагается использовать для измерения эритемной УФ радиации в областях В и А приборы с произвольной кривой спектральной чувствительности. С помощью особых коэффициентов трансформации $F_{a}(\theta, \Omega)$ показания этих приборов приводятся (трансформируются) к показаниям измерительных приборов со спектральной чувствительностью, идентичной спектральной кривой эритемной эффективности ультрафиолетовой радиации. При этом необходимым условием является то, что полосы спектральной чувствительности приборов (независимо от формы кривых) должны быть близкими к областям эритемной эффективности (рис. 1 и 2). Если измерительный

59,

прибор имеет произвольную кривую чувствительности в широкой области спектра, он будет реагировать преимущественно на длинноволновую часть УФ радиации. В результате возникают ошибки при



Рис. 1. Относительные эритемная эффективность УФ радиации (1) и спектральная чувствительность ультрафиолетметра (2) в области В.



Рис. 2. Относительные эритемная эффективность УФ радиации (1) и спектральная чувствительность ультрафиолетметра (2) в области А.

оценке эритемной активности ультрафиолетовой радиации одной и той же энергетической мощности, но в разных участках спектра. Ниже рассматривается метод измерения прямой эритемной УФ радиации. Пусть имеется измерительный прибор с двумя светофильтрами, выделяющими участки спектра в областях В и А. Спектральная чувствительность прибора с первым светофильтром $w_{1, B}$

Таблица 1

Эритемная эффективность УФ радиации

Область В		Облас	сть А	Обла	сть В	Область А		
НМ		НМ		НМ		НМ		
280 285 289 1 290 296 296,7 300	$0,00 \\ 0,09 \\ 0,25 \\ 0,31 \\ 0,98 \\ 1,00 \\ 0,83$	310 315 320 325 330 340 350	$\begin{array}{c} 0,000\\ 0,008\\ 0,010\\ 0,007\\ 0,005\\ 0,003\\ 0,002 \end{array}$	302 1 305 310 313 1 315 320	0,55 0,33 0,11 0,025 0,010 0,00	360 365 1 370 380	0,0014 0,0012 0,0011 0,00	

¹ Спектральные линии ртути.

в области B и спектральная чувствительность со вторым светофильтром $w_{1, A}$ в области A известны и соответствуют кривым 2 на рис. 1 и 2. Для прибора с первым светофильтром, учитывая ослабление радиации в атмосфере вследствие рассеяния на молекулах воздуха и аэрозолях и вследствие поглощения озона, получим отсчет, пропорциональный прямой УФ радиации, т. е.

$$I_{1,B} = c \int_{\lambda_{1}}^{\lambda_{2}} w_{1,B} I_{0,\lambda} \cdot 10^{-(\mu \Omega \alpha_{\lambda} + m\beta_{\lambda} + m_{1}\delta_{\lambda})} d\lambda, \qquad (1)$$

а отсчет по прибору со вторым светофильтром будет равен

$$I_{2,A} = c_1 \int_{\lambda_3}^{\lambda_4} w_{2,A} I_{0,\lambda} \cdot 10^{-(\mu 2 u_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m_1 \delta_{\lambda})} d\lambda, \qquad (2)$$

где с — постоянная, зависящая от выбора относительной величины $w_{4, B}$ или $w_{4, A}$, λ_1 и λ_2 — границы спектральной чувствительности измерительного прибора в области B, λ_3 и λ_4 — границы спектральной чувствительности прибора в области A, $I_{0, \lambda}$ — спектральное распределение солнечной УФ радиации вне атмосферы, μ , m и m_1 — озонная, воздушная и аэрозольная массы, α_{λ} — коэффициент поглощения озона для длины волны λ , β_{λ} — оптическая толщина релеевской атмосферы, δ_{λ} — оптическая толщина слоя аэрозолей.

Величина прямой эритемной УФ радиации в области В по прибору со спектральной чувствительностью, идентичной спектральной кривой эритемной эффективности, равна

$$I_{\mathfrak{s},B} = \int_{\lambda'}^{\lambda_2} w_{\mathfrak{s},B} I_{0,\lambda} \cdot 10^{-(\mu \mathfrak{Q} \alpha_{\lambda} + m\beta_{\lambda} + m_1 \delta_{\lambda})} d\lambda, \qquad (3)$$

а величина прямой эритемной УФ радиации в области А

$$I_{\mathfrak{s}, A} = \int_{\lambda_{\mathfrak{s}}}^{\lambda_{\mathfrak{s}}} w_{\mathfrak{s}, A} I_{0, \lambda} \cdot 10^{-(\mu \Omega \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m_{1} \delta_{\lambda})} d\lambda, \qquad (4)$$

где $w_{\mathfrak{d}, B}$ — эритемная эффективность УФ радиации в области B, $w_{\mathfrak{d}, A}$ — эритемная эффективность УФ радиации в области A, $\lambda'_1 = 280$ нм, $\lambda'_2 = 320$ нм (для области B) и $\lambda'_3 = 310$ нм, $\lambda'_4 = 380$ нм (для области A), остальные обозначения прежние.

Из (1) и (3) видно, что величина $I_{3, B}/I_{1, B}$ с точностью до постоянной является функцией высоты Солнца θ и общего содержания озона Ω и почти не зависит от оптической толщины аэрозоля δ_{λ} , поскольку спектральные интервалы, выделяемые измерительным прибором и прибором со спектральной чувствительностью идентичной кривой эритемной эффективности для области B, очень близки друг к другу. Пренебрегая по указанным причинам величиной $10^{-m_4(\delta_1 - \delta_2)}$, где δ_1 и δ_2 — значение оптической толщины аэрозоля внутри близких интервалов $\lambda_1 - \lambda_2$ и $\lambda'_1 - \lambda'_2$ соответственно, из (1) и (3) получим

$$\frac{I_{\mathfrak{s},B}}{I_{1,B}} = \frac{1}{c} \frac{\int_{\lambda_{1}}^{\lambda_{2}} w_{\mathfrak{s},B}I_{0,\lambda} \cdot 10^{-(\mu \mathfrak{Q} \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda})} d\lambda}{\int_{\lambda_{1}}^{\lambda_{2}} w_{1,B}I_{0,\lambda} \cdot 10^{-(\mu \mathfrak{Q} \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda})} d\lambda},$$

Применяя выщеизложенное, для (2) и (4) получим

$$\frac{I_{\mathfrak{s},A}}{I_{2,A}} = \frac{1}{c_1} \frac{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} w_{\mathfrak{s},A} I_{0,\lambda} \cdot 10^{-(\mu \mathfrak{Q} \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda})} d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} w_{2,A} I_{0,\lambda} \cdot 10^{-(\mu \mathfrak{Q} \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda})} d\lambda}.$$
 (6)

(5)

Эти выражения служат для расчетов коэффициентов трансформации. Обозначим правую часть выражения (5) через $F_{\mathfrak{d}, B}(\theta, \Omega)$, а выражения (6) через $F_{\mathfrak{d}, A}(\theta, \Omega)$. Значения коэффициентов трансформации $F_{\mathfrak{d}, B}(\theta, \Omega)$ и $F_{\mathfrak{d}, A}(\theta, \Omega)$ для измерительного прибора со спектральной чувствительностью, показанной на рис. 1 и 2 (кривые 2), рассчитаны на ЭВМ, причем значения $I_{\mathfrak{d}, \lambda}$ взяты из [5], значение α_{λ} для температуры —50° С — из [7, 8], значение β_{λ} — из [6]. Величины $F_{\mathfrak{d}, B}(\theta, \Omega)$ для области В приведены в табл. 2 и $F_{\mathfrak{d}, A}(\theta, \Omega)$ для области A— в табл. 3, где для удобства было положено, что $F_{\mathfrak{d}}$ (вне атмосферы) =1.

Из (5), (6) следует, что прямая эритемная УФ радиация $I_{a, B}$ (или $I_{a, A}$), измеренная по прибору со спектральной чувствитель-

62 -

21	1	13		က .	l I	. 8	• · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
ца	Вне	атмо-		а ца	BHe	атмо сферн	
абли		6	0,400 0,348 0,231 0,230 0,196 0,196 0,1170 0,1170 0,1170	Габл		60	0,995 0,995 0,995 0,985 0,985 0,988 0,979 0,978 0,975
1		80	$\begin{array}{c} 0,396\\ 0,344\\ 0,228\\ 0,228\\ 0,193\\ 0,180\\ 0,168\\ 0,168\\ 0,168\\ 0,149\\ 0,168\\ 0,149\\ 0,149\\ 0,168\\ 0,149\\ 0,140\\ 0,$			80	$\begin{array}{c} 0,999\\ 0,995\\ 0,985\\ 0,988\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,969\\ 0,968\\ 0,$
		70	0,382 0,332 0,294 0,204 0,218 0,218 0,1218 0,1218 0,1218 0,1218 0,1172 0,1151 0,1151			70	0,999 0,999 0,992 0,986 0,988 0,988 0,978 0,978 0,978 0,978 0,978 0,969 0,969
1 (2)		65	0,373 0,373 0,255 0,255 0,104 0,1179 0,1167 0,1167 0,1167 0,1167 0,1167 0,1168	. 2 (2)		65	1,000 0,998 0,998 0,978 0,978 0,978 0,978 0,978 0,978 0,978
іа рис.		60	$\begin{array}{c} 0,360\\ 0,275\\ 0,275\\ 0,222\\ 0,172\\ 0,186\\ 0,149\\ 0,149\\ 0,140\\ 0,140\\ 0,132\\ \end{array}$	ии F _{a, A} (θ, Ω) й, показанной на рис		60	$\begin{array}{c}1,001\\0,996\\0,993\\0,984\\0,984\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,968\\$
θ, Ω) анной н		55	$\begin{array}{c} 0,346\\ 0,298\\ 0,298\\ 0,212\\ 0,176\\ 0,163\\ 0,163\\ 0,163\\ 0,163\\ 0,126\\ 0,126\end{array}$			55	$\begin{array}{c}1,002\\0,996\\0,994\\0,988\\0,988\\0,988\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,978\\0,969\\0,968\\$
^{, в} , <i>В</i> (б показа		50	0, 328 0, 228 0, 248 0, 248 0, 129 0, 118 0, 124 0, 118			50	$\begin{array}{c} 1,004\\ 0,999\\ 0,998\\ 0,988\\ 0,975\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,973\\ 0,$
аации / стикой,		45	$\begin{array}{c} 0,308\\ 0,264\\ 0,232\\ 0,185\\ 0,185\\ 0,112\\ 0,116\\ 0,116\\ 0,116\\ 0,116\\ 0,106\end{array}$	ормаци		45	$\begin{array}{c}1,005\\1,002\\0,994\\0,988\\0,988\\0,977\\0,977\\0,977\\0,973\end{array}$
и сфор л актери	θ	40	$\begin{array}{c} 0,285\\ 0,286\\ 0,212\\ 0,189\\ 0,189\\ 0,141\\ 0,112\\ 0,112\\ 0,100\\ 0,100\\ 0,100\end{array}$	трансф арактер	0	40	$\begin{array}{c} 11,009\\ 11,001\\ 1,001\\ 0,994\\ 0,986\\ 0,988\\ 0,988\\ 0,988\\ 0,988\\ 0,988\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,978\\ 0,977\\ 0,978\\ 0,988\\ 0,978\\ 0,988\\ $
нтатра асхар		35	$\begin{array}{c} 0,259\\ 0,229\\ 0,192\\ 0,117\\ 0,117\\ 0,117\\ 0,101\\ 0,096\\ 0,090\\ \end{array}$	циента расха		35	$\begin{array}{c} 1,014\\ 1,006\\ 1,006\\ 0,992\\ 0,992\\ 0,988\\ 0,$
ффицие фильтр		30	$\begin{array}{c} 0,229\\ 0,194\\ 0,168\\ 0,168\\ 0,149\\ 0,121\\ 0,111\\ 0,111\\ 0,096\\ 0,096\\ 0,080\\ 0,080\end{array}$	иффео м офильт		30	$\begin{array}{c} 1 \\ 0.23 \\ 1 \\ 0.03 \\ 1 \\ 0.03 \\ 0 \\ 0.99 \\ 0 \\ 0.99 \\ 0 \\ 0.99 \\ 0 \\ 0.99 \\ 0 \\ 0.99 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\$
ия коэф Т свето		25	$\begin{array}{c} 0,196\\ 0,165\\ 0,165\\ 0,126\\ 0,112\\ 0,004\\ 0,008\\ 0,078\\ 0,$	ичения ля свет		25	$\begin{array}{c} 1,039\\ 1,036\\ 1,033\\ 1,027\\ 1,023\\ 1,023\\ 1,023\\ 1,020\\ 1,$
Значен ано для		50	0,160 0,185 0,117 0,117 0,003 0,074 0,070 0,074 0,062 0,062	Зна тано д		20	$\begin{array}{c} 1,070\\ 1,068\\ 1,066\\ 1,066\\ 1,063\\ 1,062\\ 1,062\\ 1,063\\ 1,$
ассчит		15	0,121 0,089 0,089 0,068 0,068 0,056 0,055 0,055 0,055 0,055	Рассчи		15	$\begin{smallmatrix} 1, 140\\ 1, 140\\ 1, 144\\ 1, 144\\ 1, 144\\ 1, 150\\ 1, 153\\ 1, 153\\ 1, 160\\ 1, 164\\ 1,$
ц		14	0,113 0,086 0,065 0,056 0,056 0,056 0,056 0,056 0,056 0,056 0,056			14	$\begin{array}{c} 1,165\\1,165\\1,166\\1,166\\1,171\\1,171\\1,177\\1,177\\1,177\\1,177\\1,177\\1,177\\1,177\\1,193$
		12	0,098 0,074 0,067 0,067 0,051 0,051 0,049 0,049 0,049			12	$\begin{array}{c} 235\\ 237\\ 242\\ 242\\ 250\\ 256\\ 256\\ 256\\ 256\\ 272\\ 272\\ 272\\ 285\\ 1\\ 278\\ 291\\ 278\\ 291\\ 291\\ 291\\ 291\\ 291\\ 291\\ 291\\ 291$
		10	0,082 0,064 0,055 0,055 0,046 0,045 0,045 0,045 0,045 0,045			10	1,353 1,359 1,417 1,426 1,42
	QCM		0,160 0,220 0,220 0,220 0,220 0,220 0,220 0,220 0,220 0,550 0,550 0,550		0 50		0,160 280 0,280 0,280 0,280 0,280 0,280 0,280 0,280 0,550 0,550 0,550

ностью, идентичной кривой эритемной эффективности УФ радиации, равна (с точностью до постоянной) отсчету по реальному прибору $I_{1, B}$ (или $I_{2, A}$), умноженному на коэффициент трансформации, т. е.

$$I_{\mathfrak{s},B} = k_{\mathfrak{s},B} F_{\mathfrak{s},B} \left(\theta, \Omega\right) I_{1,B} \tag{7}$$

или

$$I_{\mathfrak{g},A} = k_{\mathfrak{g},A} F_{\mathfrak{g},A} (\theta, \Omega) I_{2,A}, \qquad (8)$$

где $k_{\vartheta, B}$ (или $k_{\vartheta, A}$) — коэффициент привязки, который находится при градуировке прибора. Абсолютная градуировка измерительного прибора для каждой области УФ спектра (*B* или *A*) производится как по Солнцу, так и по искусственному калиброванному по длинам волн источнику света. Если в качестве источника радиации используется Солнце, то для определения коэффициента привязки $k_{\vartheta, B}$ (или $k_{\vartheta, A}$) применяются выражения (3) и (7) или (4) и (8). С помощью выражений (3) и (4) рассчитываются значения прямой эритемной УФ радиации $I_{\vartheta, B}$ (для области *B*) и $I_{\vartheta, A}$ (для области *A*), которые могли быть измерены прибором со спектральной чувствительностью, идентичной спектральной кривой эритемной эффективности.

Для расчета $I_{\mathfrak{d}, B}$ и $I_{\mathfrak{d}, A}$ используются параметры, определяющие интенсивность эритемной УФ радиации: высота Солнца θ_1 , общее содержание озона Ω_1 и оптическая толщина аэрозоля $\delta_{\lambda, 1}$, которые наблюдаются в момент градуировки прибора.

Если в момент градуировки отсчет по линейной шкале реального прибора, направленного на Солнце, равен *n*_B делениям, коэффициент привязки *k*₃, в на основании формулы (7) будет равен

$$k_{\mathfrak{s}, B} = \frac{I_{\mathfrak{s}, B}}{F_{\mathfrak{s}, B}\left(\theta_{1}, \Omega_{1}\right) n_{B}}, \qquad (9)$$

и для прибора со спектральной чувствительностью $w_{1, A}$

$$k_{\mathfrak{s},A} = \frac{I_{\mathfrak{s},A}}{F_{\mathfrak{s},A}\left(\theta_{1}, \varphi_{1}\right)n_{A}}.$$
(10)

Рабочее значение коэффициента привязки $k_{\Im, B}$ (или $k_{\Im, A}$) находится как средняя арифметическая величина из ряда его измерений. При этом, очевидно, следует отдать предпочтение градуировочным измерениям при высокой прозрачности атмосферы (коэффициент δ_{λ} близок к нулю). Из (7) и (8) следует, что при измерении эритемной УФ радиации переводный множитель, в отличие от аналогичного множителя, применяемого при измерении интегральной радиации, состоит из двух сомножителей и в значительной степени зависит от высоты Солнца θ и общего содержания озона Ω , т. е.

$$M_{\mathfrak{s}, B} = k_{\mathfrak{s}, B} F_{\mathfrak{s}, B} (\theta, \Omega) \tag{11}$$

или

$$M_{\mathfrak{s},A} = k_{\mathfrak{s},A} F_{\mathfrak{s},A} (\theta, \Omega).$$
(12)

На основании формул (7) и (8) для прямой эритемной УФ радиации запишем две формулы, необходимые для практических расчетов:

$$S_{\mathfrak{s},B} = k_{\mathfrak{s},B} F_{\mathfrak{s},B} (\theta, \Omega) n_B, \qquad (13)$$

$$S_{\mathfrak{s},A} = k_{\mathfrak{s},A} F_{\mathfrak{s},A} (\theta, \Omega) n_A.$$
(14)

Сумма $S_{\mathfrak{d}, B} + S_{\mathfrak{d}, A}$ будет представлять действующую эритемнозагарную освещенность, создаваемую прямым солнечным излучением и измеряемую либо в энергетических единицах вт · м⁻², либо в численно равных им эффективных единицах эр · м⁻².

Рассмотренная выше методика относится к уровню моря. Если измерения производятся на какой-либо высоте, эритемная радиация приводится к уровню моря методом, изложенным в [2].

Методика измерения суммарной эритемной УФ радиации мало отличается от методики измерения прямой эритемной радиации. В этом случае для расчета коэффициента трансформации в формулу (7) или (8) необходимо вместо прямой эритемной радиации подставить значение спектральной суммарной эритемной радиации у поверхности земли при разных значениях θ и Ω . Эти значения суммарной эритемной радиации для некоторых θ и Ω опубликованы, в частности, в монографии [1]. Заметим, что суммарная эритемная УФ радиация изменяется с высотой Солнца θ меньше, чем прямая эритемная радиация, что приводит к меньшей зависимости соответствующего коэффициента трансформации $F'_{\mathfrak{g}, B}(\theta, \Omega)$ или $F'_{\mathfrak{g}, A}(\theta, \Omega)$ от высоты Солнца.

Рабочие формулы для расчета суммарной эритемной радиации в области *В* и *А* будут иметь вид:

$$Q_{\mathfrak{s},B} = k_{\mathfrak{s},B}' F_{\mathfrak{s},B}(\theta, \Omega) n_{B}', \qquad (15)$$

$$Q_{\mathfrak{s}, A} = k'_{\mathfrak{s}, A} F'_{\mathfrak{s}, A} (\theta, \Omega) n'_{A}.$$
(16)

Сумма $Q_{\vartheta, B} + Q_{\vartheta, A}$ будет представлять действующую эритемнозагарную освещенность, создаваемую суммарным солнечным излучением.

В заключение несколько замечаний о градуировке ультрафиолетметра. Градуировка ультрафиолетметра может быть произведена как по калиброванной лампе, так и по прямому солнечному свету. При этом с целью уточнения методики расчета переводного множителя, изложенной в [2], следует отметить, что необходимо нормировать к единице значение коэффициента трансформации для условий, когда ультрафиолетметр находится на внешней поверхности атмосферы. В этом случае коэффициент привязки k_{a} , полученный

5 Заказ № 615

с помощью калиброванной по спектру лампы [2], будет одинаков со значением k_{a} , полученным по прямому солнечному свету.

В приведенных выше табл. 2 и 3 произведена указанная выше нормировка коэффициентов трансформации $F_{2,B}(\theta, \Omega)$ и $F_{2,A}(\theta, \Omega)$.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белинский В. А., Гараджа М. П., Меженная Л. М., Незваль Е. И. Ультрафиолетовая раднация Солнца и неба. Изд. МГУ, 1968.
- 2. Гущин Г. П., Говорущкин Л. А. К методике измерения естественной ультрафиолетовой радиации. — Труды ГГО, 1970, вып. 255.
- Гущин Г. П. Исследование атмосферного озона. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
 Лазарев Д. И., Бессалов Б. П., Петрова Э. С. Биологический фотометр. Труды ГГО, 1966, вып. 184.

5. Johnson F. S. The solar constant. - J. Met., 1954, N. 6.

- 6. Penndorf R. B. Tables of the refractve index for standard air the Rayleigh scatteving coefficient for the spectral region between 0.2 and 20 and their application to atmospheric optics. J. Opt. Soc. Amer., 1957, v. 47 (2).
- 7. Vigroux E. Contribution a l'étude experimentale de l'absorption de l'ozone. Ann. Phys., 1953, t. 8.
- 8. Vigroux E. Determination des coefficients moyens d'absorption de l'ozone en vue des observations concernaut l'ozone atmospherigue a l'aide lu spectrometre Dobsonu. — Ann. Phys., 1967, t. 2.

В. И. ГОРЫШИН

УСТОЙЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ВИДИМОЙ ОБЛАСТИ СПЕКТРА

Введение

Ослабление излучения в видимой области спектра связано главным образом с рассеянием излучения при его распространении в атмосфере. Рассеяние излучения обязано в основном присутствию в воздухе аэрозоля (аэрозольное рассеяние). Существенно меньший вклад дает молекулярное рассеяние, которое, кроме того, очень слабо зависит от метеорологических условий и может быть достаточно надежно оценено расчетным путем.

Атмосферный аэрозоль, являясь главной причиной ослабления излучения в видимой области спектра, плохо поддается непосредственному экспериментальному изучению в связи с большими трудностями прямых измерений размера частиц атмосферного аэрозоля и их спектра. Этим объясняется наличие незначительного количества экспериментальных работ, посвященных изучению микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля, и ненадежность экспериментальных данных, полученных в этих работах.

Косвенной, хотя и весьма неполной характеристикой атмосферного аэрозоля может являться характеристика спектральной прозрачности атмосферы в отдельных участках спектра.

В тех случаях, когда исследования спектральной прозрачности атмосферы в видимой области спектра проводятся на горизонтальной трассе незначительной протяженности (как, например, в данной работе), ослаблением за счет молекулярного рассеяния можно пренебречь.

Изменения величины спектрального показателя аэрозольного ослабления будут обусловлены изменениями структуры атмосферного аэрозоля.

Представляло интерес оценить оправдываемость основных выводов, полученных в ряде работ, посвященных изучению спектральной прозрачности приземного слоя атмосферы в видимой области спектра.

5*

Исследованию спектральной прозрачности приземного слоя атмосферы в видимой области спектра посвящено сравнительно небольшое количество работ, которые главным образом относятся к случаям изучения спектральной прозрачности дымки, как наиболее стабильного атмосферного явления [1—10].

В исследовании, проведенном Ю. С. Георгиевским [9], к анализу привлечен сравнительно обширный материал, полученный за продолжительный период наблюдений, однако большая часть других работ, например [1, 2, 4, 5, 7], носит эпизодический характер, выводы в работах основываются на материале, полученном за короткие промежутки времени, в отдельных случаях за несколько дней, например в [3, 6, 8], и преимущественно в теплый период года.

Почти все исследователи подходят к вопросу изучения спектральной прозрачности атмосферы, особенно на первом этапе, с позиций получения универсальных зависимостей, описывающих ход спектральной прозрачности горизонтального слоя атмосферы при различной степени помутнения. Но в отдельных работах, например в [3, 6, 8], авторы в основном приводят частные примеры зависимостей, полученных в отдельные дни, не делая при этом широких обобщающих выводов.

Необходимо отметить, что выводы, полученные авторами в работах, посвященных изучению спектральной прозрачности приземного слоя атмосферы, большей частью слабо согласуются между собой.

Основной характеристикой, получаемой в результате проведения подобных исследований, является зависимость показателя ослабления от длины волны для различных градаций помутнения. Другие характеристики, приводимые в работах, являются производными и всецело определяются характером исходного материала, т. е. основной характеристики.

Для сопоставления результатов исследования спектральной прозрачности горизонтального приземного слоя атмосферы, полученных различными авторами, на рис. 1 представлены осредненные зависимости показателя ослабления γ_{λ} от длины волны λ для различной интенсивности воздушной дымки, заимствованные из работ [3, 5, 7, 9] или построенные нами на основании опубликованных данных [1, 11]. Рисунок 1 наглядно показывает, как велики расхождения полученных зависимостей, охватывающих диапазон дальности видимости от 1 до 100 км и относящихся только к дымке. При необходимости практического использования полученных результатов трудно решить, какой из полученных кривых отдать предпочтение.

Однако, несмотря на существенные различия полученных результатов, обнаруживается общая закономерность: показатель ослабления с ростом длины волны монотонно убывает, более быстро при высокой прозрачности атмосферы и менее быстро при более низкой прозрачности.



В тех случаях, когда осреднение происходило по более обширному материалу, полученному в разные сезоны года, например в работе [9], наклон кривых меньше. В тех случаях, когда использовался небольшой материал, полученный в летний и частично в осенний период, наклон кривых больше.

Наши исследования показали, что спектральная прозрачность дымки в разные сезоны года заметно различается. Дымки летние и начала осени более селективны в видимой области спектра. Дымки осенне-зимнего периода в большинстве случаев менее селективны, а иногда и близки к нейтральным.

Анализ материалов, представленных в указанных работах, показывает, что зависимость показателя ослабления от длины волны не укладывается в известную формулу Онгстрема

$$\gamma_{\lambda} = c \lambda^{-b}. \tag{1}$$

Такое приближение возможно только для узких участков спектра. Величина b зависит от длины волны λ и от степени помутнения.

Основная причина таких существенных расхождений в полученных различными авторами зависимостях показателя ослабления от длины волны в видимой области спектра для горизонтального слоя приземной атмосферы, по нашему мнению, заключается в значительной изменчивости и многообразии состояний аэрозоля, ответственного за конечные результаты проводимых экспериментов.

Утверждение автора работы [5], что при изменении степени помутнения атмосферы в дымках меняется в основном число рассеивающих частиц, тогда как их размер (спектр) меняется сравнительно мало, плохо подтверждается результатами других работ. Подобный вывод не отражает общей закономерности и, скорее всего, фиксирует одно из возможных оптических состояний атмосферы, наблюденных автором при определенных условиях. Он возник в связи с тем, что полученные в работе [5] кривые изменения показателя ослабления с длиной волны практически не изменяют своего наклона при различной интенсивности дымки.

Материалы других работ и наши исследования показывают, что этот случай, скорее, является исключением из общего правила, что с увеличением помутнения атмосферы селективность падает.

Цель данной работы заключалась в исследовании колебаний спектральной прозрачности атмосферы в трех участках видимой области спектра (аэрозольного ослабления) при различных метеорологических условиях и в разные сезоны года и в выяснении причин расхождений результатов экспериментальных исследований спектральной прозрачности приземного слоя атмосферы в видимой области спектра, полученных различными исследователями.

2. Методика измерений и аппаратура

В процессе выполнения данной работы производились непрерывные измерения и регистрация прозрачности атмосферы в трех участках спектра в видимой и ближней инфракрасной области. Из-

мерения и регистрация прозрачности производились с помощью двух приборов РДВ-1. Длина пути светового луча в атмосфере равнялась 0,35 км. На одном РДВ-1 было смонтировано специальное приспособление, которое автоматически, каждые 20 сек., устанавливало поочередно на пути световых лучей перед приемником один из двух выбранных стеклянных фильтров. На другом РДВ-1 был установлен стеклянный фильтр для длины волны около 1 мкм. В качестве источника света в приборах использовалась лампа накаливания.

Оба прибора были тщательно отрегулированы и отградуированы. Шкала прозрачности приборов линейная. Образец градуировки щкалы прозрачности прибора РДВ-1 с фильтром Og-1 представлен в табл. 1. Регистрация показаний производилась с помощью самописцев ЭПП-09 при скорости протягивания диаграммной ленты 60 мм/час. Более подробное описание аппаратуры можно найти в статье [12]. Для выделения необходимых участков спектра в видимой области были использованы стеклянные фильтры.

Таблица 1

Прозрачность образцового фильтра	71,0	63,1	51,0	39,3	26,3	16,4	9,0	3,0	0
Показания прибора	70,2	62,2	51,0	39,1	27,3	17,0	9,3	3,1	0

Приведенные на рис. 2 кривые иллюстрируют спектральную чувствительность прибора к излучению лампы при наличии перед фо-

Рис. 2. Спектральная чувствительность прибора с фотоэлементом СЦВ-4 и фильтрами Bg-25 (1), Og-1 (2), с фильтром ИКС-3 и фотоэлементом ЦВ-3 (3) к излучению лампы и поглощение излучения водяным паром при температуре 30°С и давлении 20 мб (4).



топрнемником указанных стеклянных фильтров. Длина волны в максимуме чувствительности для фильтра Bg-25 толщиной 1 мм равна 0,455 мкм, для фильтра Og-1 толщиной 1 мм равна 0,555 мкм. В качестве фотоприемника при этих фильтрах был использован фотоэлемент СЦВ-4.

Для выделения длинноволнового участка спектра применялся фильтр типа ИКС-3 с фотоэлементом ЦВ-3 при максимуме чувствительности прибора около 0,98 мкм. Для оценки влияния полосы поглощения воды в области 0,94 мкм было рассчитано поглощение в слое 0,35 км для предельных условий: температура воздуха 30°С и давление паров воды 20 мб. Из рис. 2 видно, что при используемом сравнительно широком фильтре и обычных условиях измерения роль водяного пара не велика, и при последующей обработке результатов измерения поправка на поглощение нами не вводилась.

Максимальная прозрачность для длины волны 0,555 мкм устанавливалась при высокой прозрачности атмосферы ($S_{\rm M} > 100$ км) с учетом небольшой поправки на ослабление.

Показатель аэрозольного ослабления үл для выбранных участ-ков спектра определялся по следующей формуле:

$$\gamma_{\lambda} = -\frac{1}{l} \ln T_{\lambda}, \qquad (2)$$

где l — длина пути светового луча в атмосфере, T_{λ} — измеренная прозрачность в данном участке спектра.

Для оценки погрешностей результатов наблюдения была определена величина относительной погрешности измерения показателя аэрозольного ослабления

$$\frac{\Delta \gamma_{\lambda}}{\gamma_{\lambda}} = \frac{\Delta T_{\lambda}}{T_{\lambda} \ln T_{\lambda}}.$$
 (3)

Абсолютная погрешность измерения прозрачности атмосферы во всем диапазоне шкалы прибора не превышает 0,01. Численные значения относительной погрешности измерения показателя аэрозольного ослабления представлены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что удовлетворительная точность измерений показателя аэрозольного ослабления обеспечивается в диапазоне прозрачности до 0,95, что соответствует метеорологической дальности видимости от 0,4 до 25 км.

Таблица 2 T_{λ} . . . 0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7 0,8 0,9 0,95 0,98 $\frac{\Delta \gamma_{\lambda}}{\gamma_{\lambda}}$ 0/0 . . 6,6 4,3 3,1 2,8 2,7 2,9 3,2 4,0 5,6 10,5 20 93

Для оценки колебаний показателя аэрозольного ослабления определялась величина показателя *b* в известной формуле (1) Онгстрема для двух длин волн — $\lambda_1 = 0,455$ мкм и $\lambda_2 = 0,555$ мкм:

$$b = \frac{1}{\ln \frac{\lambda_2}{\lambda_1}} \ln \frac{\gamma_{\lambda_1}}{\gamma_{\lambda_2}} \,. \tag{4}$$

(5)

Обозначив $\frac{\gamma_{\lambda_1}}{\gamma_{\lambda_2}} = A$, для указанных длин волн получим

$$b = 5.03 \ln A$$
.

Произведем оценку точности измерения показателя b, сделав необходимые преобразования формулы (4).
Относительная погрешность измерения показателя b определяется по формуле Δb (6)

 $=\frac{\Delta A}{A \ln A}$.

В связи с тем что прозрачность на длинах волн 0.455 и 0.555 мкм измерялась автоматически одним и тем же прибором, максимальная абсолютная погрешность измерения отношения А не превышала 0.02 в самом неблагоприятном случае. При этом численные значения относительной погрешности измерения показателя b равны величинам. приведенным в табл. 3.

Таблица З

A	•	1	1,03	1,05	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8
<i>b</i>	•	0	0,15	0,25	0,5	0,9	1,3	1,7	2,0	2,4	2,7	3,0
$\frac{\Delta b}{b}$ % .			64,5	39,0	19,0	9,2	5,8	4,2	3,3	2,7	2,2	2,0

Из табл. З видно, что малые значения b, меньше 0,5, измеряются с заметными погрешностями. Однако эта область значений b характеризует слабоселективное или почти нейтральное ослабление на выбранных длинах волн, и особой детализации в значениях b здесь не требуется.

Измерения показателя b для длин волн $\lambda_2 = 0,555$ мкм и $\lambda_3 =$ =0,98 мкм менее точны, так как измерения ул производились двумя приборами независимо. Относительная погрешность измерения показателя b в этом случае определяется по формуле

$$\frac{\Delta b}{b} = \frac{1}{\ln \frac{\gamma_{\lambda_3}}{\gamma_{\lambda_2}}} \left(\frac{\Delta \gamma_{\lambda_2}}{\gamma_{\lambda_2}} + \frac{\Delta \gamma_{\lambda_3}}{\gamma_{\lambda_3}} \right).$$
(7)

Численные значения относительной погрешности будут в 2-3 раза больше приведенных в табл. 3.

При обработке материалов наблюдений для уменьшения случайных погрешностей измерения значения прозрачности осреднялись за 10 мин. на участках с устойчивым средним значением и за 1-2 мин. на участках с менее устойчивым средним значением измеряемой спектральной прозрачности атмосферы, т. е. использовалось среднее соответственно из 15 и 3-6 отсчетов значений прозрачности.

3. Результаты измерений

Исследования проводились на полевой экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково.

Спектральная прозрачность атмосферы в горизонтальном слое 0,35 км в указанных участках спектра регистрировалась непрерывно с мая 1969 г. по сентябрь 1970 г.

Обработка результатов измерений спектральной прозрачности атмосферы показала очень большую изменчивость величин показателя ослабления для выбранных длин волн в различных метеорологических условиях.



Ъ 3,2 в) 2.8 • 2.4 • 2.0 . : 1.6 1.2 • ٠ . • • Ξ. · · • 0,8 N . • . 0,4 .: • 0 • • ÷ ۰. 2 -0.4 ٠ -0,8 1.2 г) •. 0.8 : ٠ 0.4 : ٠ ٠ • • . : . 0 -٠ • • . . . ۰. ŀ . -0.4 ; . • . -0.8 • •. 50 SMKM 2 3 4 5 6 8 10 14 20 0,3 0.5 1

различных помутнениях атмосферы.

за октябрь—декабрь 1969 г., *в* — в дождях, *г* — в снегопадах.

С целью оценки степени устойчивости характеристик показателя аэрозольного ослабления для различных длин волн были рассчитаны значения показателя *b* формулы Онгстрема для длин волн $\lambda_1 = 0,455$ мкм и $\lambda_2 = 0,555$ мкм в щироком диапазоне метеорологической дальности видимости.

Из рис. З a и b видно, что показатель b в дымках подвержен очень сильным колебаниям в широких пределах при одних и тех же значениях метеорологической дальности видимости. Возрастание величины b с ростом метеорологической дальности видимости проявляется нечетко. Кроме того, летние дымки существенно отличаются от дымок осенне-зимнего периода. Значения b в этот период в подавляющем большинстве случаев значительно меньще единицы, наблюдается много случаев отрицательных значений b, что почти не наблюдается летом. Дымки летнего периода в основном более селективны, чем дымки осенне-зимнего периода. Эти факты говорят о том, что рассеивающий аэрозоль дымок осеннезимнего периода заметно отличается от такового в летний период. В нем преобладают более крупные рассеивающие частицы.

В ряде работ, связанных с исследованием спектральной прозрачности дымок приземного слоя атмосферы, делается вывод, что для дымок характерно сравнительно устойчивое значение показателя b, равное в среднем 1,0—1,3. Однако результаты, представленные на рис. З a и б, показывают, что приземный аэрозоль весьма изменчив и диапазон изменений структуры аэрозоля гораздо шире тех рамок, которые в этих случаях ему приписывают.

Утверждение ряда авторов, что в дымках по величине показателя ослабления γ_{λ} на длине волны 0,55 мкм (т. е. по величине метеорологической дальности видимости) можно определить значение показателя ослабления на любой другой длине волны путем использования установленных ими устойчивых корреляционных связей, слабо подтверждается нашими исследованиями. Эти корреляционные связи неустойчивы, и осредненные зависимости показателя ослабления от длины волны для дымок, полученные различными авторами, слабо согласуются между собой.

Исследование спектральной прозрачности в дождях и снегопадах показало, что на характер зависимости показателя ослабления от длины волны в этих случаях существенное влияние оказывает характер дымки до дождя или снегопада.

В осенних дождях и снегопадах в зимний период в подавляющем больщинстве случаев наблюдается практически нейтральное или слабоселективное ослабление. Если до дождя или снегопада наблюдалось селективное ослабление, то обычно с ростом интенсивности осадков селективность ослабления уменьшается.

Характер ослабления в летних дождях более разнообразен. Если до дождя наблюдалась селективная дымка, то слабый и умеренный дождь мало изменяет характер спектральной зависимости ослабления, которое наблюдалось до этого в дымке. Наоборот, часто при выпадении слабых и умеренных дождей селективность ослабления возрастает, что, вероятно, связано с интенсивным



испарением воды и вымыванием пыли. В сильных летних дождях в большинстве случаев с уменьшением прозрачности в дожде уменьшается и селективность ослабления.

Из рис. 3 в и г, на которых представлены значения показателя b в дождях и снегопадах соответственно при различных значениях дальности видимости (основная масса проведенных измерений в дождях относится к летнему периоду), видно, что ослабление в снегопадах при видимости менее 5 км практически нейтральное. При видимости более 5 км начинает сказываться влияние дымки. Это влияние существенно более сильное для дождей.

Обработка материалов регистрации прозрачности атмосферы в трех участках спектра в течение одного года показала, что для приземного слоя атмосферы затруднительно дать даже для дымки какую-либо среднюю универсальную зависимость показателя ослабления от длины волны, которую можно было бы надежно использовать в конкретной атмосферно-оптической ситуации в разные сезоны года.

Разнообразие зависимостей и диапазон их изменений велики, что говорит о больших и сложных изменениях структуры аэрозоля в приземном слое атмосферы.

Устойчивоселективное ослабление наблюдается главным образом в дымках при дальности видимости более 20 км, а в теплый период года и при видимости менее 20 км, однако во втором случае наблюдаются частые и значительные отклонения от приводимых в литературе средних кривых.

Для иллюстрации диапазона колебаний показателя аэрозольного ослабления в летних дымках на рис. 4 *а* и *б* приведены значения γ_{λ} для трех длин волн и различного времени суток отдельных дней июня 1970 г. Кривые наглядно показывают значительные изменения хода кривых в течение суток и большое отличие хода кривых за отдельные дни, что особенно отчетливо видно на графиках за период 19—21 июня 1970 г. Последовательное по времени следования рассмотрение кривых позволяет проследить за процессом перестройки атмосферного аэрозоля. Для сравнения на рис. 4 *а* пунктиром представлены зависимости показателя аэрозольного ослабления, рассчитанные для различной метеорологической дальности видимости при постоянном среднем показателе *b*=1,2. Сравнение этих кривых с приведенными экспериментальными позволяет сделать заключение, что реальная атмосфера существенно отличается от подобной идеальной.

Выводы

1. Построение универсальной осредненной зависимости показателя аэрозольного ослабления приземного слоя атмосферы от длины волны для различных помутнений атмосферы, пригодной для использования в различных атмосферно-оптических ситуациях и в разные сезоны года, малооправдано даже для дымок.

2. Изменчивость спектральной прозрачности атмосферы, а следовательно, и показателя аэрозольного ослабления в приземном

слое очень велика, что говорит о большой изменчивости структуры приземного аэрозоля.

3. Дымки летнего периода года более селективны и существенно отличаются от дымок осенне-зимнего периода, когда они в основном слабоселективны.

4. Показатель b в формуле Онгстрема, рассчитанный для двух длин волн, претерпевает весьма большие колебания в приземном слое при различном состоянии атмосферы.

5. Во многих случаях перестройка характера спектральной прозрачности в приземном слое атмосферы (следовательно, и аэрозоля) идет весьма медленно, и, значит, можно ожидать, что она захватывает значительные слои в вертикальном направлении, что должно приводить к неустойчивости спектральной прозрачности атмосферы и в вертикальном направлении.

6. Для исключения погрешностей при приборном измерении метеорологической дальности видимости необходимо хорошее согласование спектральной чувствительности прибора к излучению используемого источника со спектральной чувствительностью глаза.

7. Исследования спектральной прозрачности приземного слоя атмосферы могут быть перспективными только тогда, когда они проводятся параллельно с качественными микрофизическими исследованиями аэрозоля.

ЛИТЕРАТУРА

- Schmolinsky F. Die Wellenlängenabhängigkeit der Sichtweite und des Koeffizienten der Dunstextinktion. Met. Z., 1944, B. 61, H. 6.
 Koch B. Die Durchlässigkeit der bodennahen Atmosphäre in ultravioleten
- und sichtbaren Spektralbereich. Optik, 1949, v. 5, N. 4.
- 3. Curcio J., Drummeter L. An experimental study of atmospheric transmission. — JOSA, 1953, v. 43, N. 2. 4. Baum W., Dunkelman L. Horisontal attenuation of ultraviolet light by
- the lower atmosphere. JOSA, 1955, v. 45, N. 3.
- 5. Попов О. И. Прозрачность нижних слоев атмосферы в отдельных участках спектра в области от 0,3 до 1 мк. — Оптика и спектроскопия, 1957, т. З. вып. 5.
- 6. Arnulf A., Bricard J. Transmission by haze and fog in the spectral re-
- 6. Агисити, Блессии с. типышального Бункасти с ана средски те gion 0.35 to 10 microns.— JOSA, 1957, v. 47, N. 6.
 7. Попов О. И., Федорова Е. О., Шолохова Е. Д. Измерение прозрачности приземного слоя атмосферы в ультрафиолетовой и видимой областях спектра. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 3.
 8. К nestric G. L., Cosden T. H. and Curcio J. A. Atmospheric scattering coefficients in the yieldh and infrared regions.— IOSA 1962, y. 52 N.9.
- coefficients in the visible and infrared regions. JOSA, 1962, v. 52, N. 9.
- 9. Георгиевский Ю. С. О спектральной прозрачности дымок в области спектра от 0,37 до 1,0 мкм. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 4. 10. A hlquist N. C. and Charlson R. J. Measurement of the wavelength depen-
- dence of atmospheric extinction due to scatter. Atmospheric Enviroment, Pergamon Press, 1969, v. 3, N. 5.
- 11. Foitzik L. und Zschaeck H. Messungen der spektralen Zerstreungsfunktion bodennaher Luft bei guter Sicht, Dunst und Nebel. - Z. Met., 1953, B. 7, H. 1.
- 12. Горышин В. И. Серийный образец автоматического фотометра для измерения и регистрации прозрачности атмосферы (РДВ-1). — Труды ГГО, 1968, вып. 213.

В. И. ГОРЫШИН, В. И. КОРНИЕНКО

(1)

О РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ ФОТОМЕТРАМИ С МАЛОЙ ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ БАЗОЙ

Известный метод приборных измерений метеорологической дальности видимости (м. д. в.) базируется на непосредственном измерении прозрачности горизонтального слоя атмосферы протяженностью *l*, при этом предполагается, что ослабление светового потока следует закону Бугера

$$\Phi = \Phi_0 e^{-\int_0^t \alpha \, dx},$$

где Φ_0 — световой поток, который воспринимался бы фотоприемником при отсутствии ослабления, Φ — световой поток, ослабленный атмосферой, α — показатель ослабления в слое dx.

Переход от измеренной величины прозрачности фиксированного слоя атмосферы, равной отношению потоков $\frac{\Phi}{\Phi_0}$, к м. д. в. осуществляется расчетным путем по известной формуле Кошмидера

$$S_{\rm M} = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\alpha} , \qquad (2)$$

где в — порог контрастной чувствительности глаза.

Для однородной атмосферы, когда предполагается постоянство показателя ослабления а, результат определения прозрачности единичного слоя атмосферы протяженностью 1 км не зависит от длины измерительной базы *l* фотометра. Однако экспериментальные исследования показали, что реальная атмосфера далека от однородной идеальной.

Даже в горизонтальном направлении реальная атмосфера всегда неоднородна, и вопрос может касаться лишь масштаба этих неоднородностей, поэтому при практическом решении задач, связанных с измерением прозрачности атмосферы и м. д. в., всегда следует учитывать факт наличия неоднородностей помутнения и в первую очередь масштаб этих неоднородностей.

При приборных измерениях м. д. в. выбор длины измерительной базы определяется диапазоном м. д. в., которую необходимо изме-

рять. Например, при оперативном обслуживании авиации рабочий диапазон м. д. в. задан равным 0,2—6 км, что приводит к необходимости выбора оптимальной измерительной базы, равной 0,2 км. При такой незначительной базе, на которой производится осреднение прозрачности при наличии неоднородностей, можно ожидать, что результат приборных измерений коэффициента прозрачности будет локальным и может существенно изменяться при изменении длины измерительной базы, т. е. возникает вопрос о репрезентативности произведенных измерений.

С целью экспериментальной проверки поставленного вопроса в 1969—1970 гг. на полевой экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково были произведены параллельные измерения м. д. в. двумя фотометрами с различными измерительными базами.

В качестве фотометра с измерительной базой, равной 0,96 км, был использован прибор М-37 [1], в котором источником света являлся прожектор с зеркалом диаметром 1,5 м и специальной лампой накаливания вместо комплектного прожектора диаметром 0,45 м. Вторым фотометром, с базой 175 м \times 2, был прибор РДВ [2]. Приемная часть прибора М-37 и фотометрический блок прибора РДВ располагались в одном пункте так, что измерительные базы приборов были направлены в одну сторону под небольшим углом друг к другу.

Регистрация показаний двух приборов производилась непрерывно с помощью электронных потенциометров типа ЭПП-09. Скорость протягивания диаграммной бумаги была равна 60 мм/час. Результаты произведенной регистрации значений м. д. в. по двум приборам в дальнейшем подвергались анализу. Отсчеты по диаграммной ленте менее точны, однако проводить синхронные отсчеты по стрелкам измерительных приборов затруднительно при длительных экспериментах.

При синхронном сравнении значений м. д. в. по двум приборам была принята следующая скважность по времени между соседними отсчетами: 5 мин. в интервале м. д. в. 1—3 км, 10 мин. в интервале 3—5 км, 20 мин. в интервале 5—10 км.

Результаты произведенных по двум приборам сравнительных наблюдений м. д. в. в дожде, снегопадах и дымке представлены на рис. 1.

Всего на полях корреляции приведено 2465 случаев сравнительных наблюдений, из них 485 случаев в дождях, 1267 в снегопадах и 713 в дымках, чего вполне достаточно для оценки тесноты изучаемой связи.

Из рисунка видно, что при возрастании значений м. д. в. дисперсия распределений заметно уменьшается. Это свидетельствует о том, что размер неоднородностей в этих случаях возрастает и существенно превышает величину измерительных баз и результат измерения слабо зависит от длины измерительной базы фотометра. Влияние мелкомасштабных неоднородностей достаточно сглаживается за счет инерции прибора и осреднения на выбранных измерительных базах. Весь диапазон измеряемой дальности видимости от



1 до 10 км был разбит на три поддиапазона: 1—3, 3—6 и 6—10 км. В пределах этих поддиапазонов изучалась теснота связи значений м. д. в., измеренных приборами РДВ на базе 0,35 км и М-37 на базе 0,96 км. Поскольку число взятых случаев сравнительно ограниченно, производилась оценка точности полученных коэффициентов корреляции. Средняя квадратическая ошибка коэффициентов корреляции вычислялась по формуле

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}},\tag{3}$$

где n — число взятых случаев. При большом n значение коэффициента корреляции лежит в пределах $r \pm 3\sigma_r$.

Результаты произведенных вычислений представлены в табл. 1. Материалы табл. 1 показывают, что в диапазоне дальности видимости менее 3 км заметно сказывается влияние пространственной неоднородности помутнения и результаты измерений м. д. в. приборами с различной базой начинают различаться, особенно при измерении м. д. в. в дождях и снегопадах. Средние квадратические отклонения значений м. д. в. в этих случаях возрастают с уменьшением величины дальности видимости.





6*

Таблица 1

	Дож	(дь	Снег	опад	Дымка		
Диапазон м. д. в. (км)	коэф- фициент корреляции	среднее квад- ратическое отклонение значений м.д.в. (не более)	коэф- фициент корреляции	среднее квад- ратическое отклонение значений м.д.в. (не более)	коэф- фициент корреляции	среднее квад- ратическое отклонение значений м.д.в. (не более)	
1—3 3—6 6—10	$\begin{array}{c} 0,76 \pm 0,09 \\ 0,75 \pm 0,09 \\ 0,80 \pm 0,12 \end{array}$	0,34 0,29 0,21	$\begin{array}{c} 0,77 \pm 0,05 \\ 0,80 \pm 0,05 \\ 0,76 \pm 0,12 \end{array}$	0,32 0,26 0,22	$0,76 \pm 0,07$ $0,81 \pm 0,06$ $0,81 \pm 0,10$	0,23 0,23 0,22	

При оценке влияния базы на результаты измерения м. д. в. необходимо учитывать разброс точек, связанный с суммарной погрешностью измерений.

В пределах дальности видимости 1—10 км предельная ошибка единичного измерения м. д. в. по прибору М-37 составляет $\pm 15\%$, а по прибору РДВ $\pm 10\%$. Если исключить разброс, связанный с влиянием ошибок, то теснота связи будет выше, однако и в этом случае, главным образом при м. д. в. менее 3 км, проявится влияние пространственной неоднородности помутнения на результат измерения м. д. в. при различных измерительных базах прибора.

Локальные помутнения на разных участках базы вызывают различие в результатах осреднения, что приводит к появлению определенных методических погрешностей.

Как следует из рис. 1, форма связи между показаниями приборов во время всех явлений погоды одинаковая — линейная.

Выводы

1. При высокой прозрачности атмосферы величина измерительной базы практически не влияет на результат измерения дальности видимости.

2. В условиях низкой прозрачности при м. д. в. 3 км и менее величина базы начинает влиять на измерение, что связано с локальными неоднородностями и осреднением в ослабляющих слоях разной толщины.

3. Результаты приборных измерений м. д. в. с малой базой, порядка 0,2—0,3 км, при видимости менее 2—3 км в большинстве случаев отражают состояние видимости на небольшой территории, непосредственно примыкающей к месту установки прибора.

ЛИТЕРАТУРА

- Горышин В. И. Установка для измерения и регистрации прозрачности атмосферы. — Труды ГГО, 1960, вып. 100.
 Горышин В. И. Серийный образец автоматического фотометра для изме-
- Горышин В. И. Серийный образец автоматического фотометра для измерения и регистрации прозрачности атмосферы (РДВ). — Труды ГГО, 1968, вып. 213.

Г. К. ГУЩИН

ШИРОТНЫЙ ХОД И СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

Благодаря созданию сети озонометрических станций на континентах и островах к настоящему времени собран значительный материал по общему содержанию озона в атмосфере, позволивший составить карты горизонтального распределения озона для северного полушария по месяцам, сезонам и в среднем за год [2, 5, 8], а также провести сравнения колебаний озона и его распределения в северном и южном полушариях [4, 6, 7].

Однако при анализе материалов наблюдений встречаются трудности, связанные, во-первых, с неравномерным географическим распределением озонометрических станций (из 135 станций только 24 находятся в южном полушарии [5]), а во-вторых, с почти полным отсутствием наблюдений за озоном на океанах. Второе обстоятельство особенно важно, так как об океанах, занимающих большую часть обоих полушарий, можно судить лишь по данным немногих экспедиций. Частично этот пробел заполняют более или менее систематические измерения общего содержания озона, которые начиная с 1961 г. производятся на судах Гидрометслужбы.

В статье анализируются результаты наблюдений за общим содержанием озона, которые проводились в Индийском океане на и/с «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский» (1961—1970 гг.), на НИС «Академик Королев» (1968—1969 гг.) и д/э «Обь» (1966 г.) [1].

Измерения общего содержания озона во всех рейсах производились фильтровыми озонометрами системы Г. П. Гущина, которые перед каждым рейсом градуировались или по спектрофотометру Добсона в Ленинграде (ГГО), или по универсальному озонометру во Владивостоке (станция Сад-Город). Результаты судовых озонометрических наблюдений приводятся в приложении (средние за день значения) и представлены в виде кривых широтного хода озона на рис. 1.¹

¹ В настоящей работе в данные по озону не вносилась аэрозольная поправка [3]. Введение такой поправки в рассматриваемом случае приведет к увеличению значений озона на 10—15%.

В большинстве случаев наблюдения проводились в экваториальных и тропических районах (до 30—40° ю. ш.), а об особенностях распределения озона в средних широтах океана можно судить лишь по данным двух рейсов, один из которых освещает районы до 65° ю. ш. в летнее время [1], а другой (17-й рейс и/с «А. И. Воейков») — районы до 50° ю. ш. в осенне-зимний период. Ниже рассматриваются сезоны года для южного полушария.

Как видно на рис. 1, широтный ход общего содержания озона Ω имеет довольно сложный характер. К северу от озонного экватора величины Ω в среднем возрастают вплоть до континента.



Рис. 1. Широтный ход общего содержания озона (Ω) в Индийском океане.

А — весна — лето, Б — осень — зима. 1 — 4-й рейс и/с «Ю. М. Шокальский» (4—15 октября 1961 г., 70—100° в. д.); 2 — 4-й рейс и/с «Ю. М. Шокальский» (22 ноября — 5 декабря 1961 г., 60—110° в. д.); 3 — 17-й рейс и/с «Ю. М. Шокальский» (21 ноября — 5 декабря 1961 г., 60—110° в. д.); 3 — 17-й рейс и/с «Ю. М. Шокальский» (11 января — 14 февраля 1969 г., 20—90° в. д.); 5 — 19-й рейс НИС «Академик Королев» (20 февраля – 6 марта 1969 г., 20—90° в. д.); 5 — 19-й рейс и/с «Ю. М. Шокальский» (1 января — 26 февраля 1960 г., 87—100° в. д.); 6 — д/э «Объ» (4—14 января 1966 г., 91—113° в. д.); 7 — 1-й рейс НИС «Академик Королев» (13—19 августа 1968 г., 20—58° в. д.); 8 — 3-й рейс НИС «Академик Королев» (13—27 августа 1969 г., 65—100° в. д.); 9 — 18-й рейс и/с «Ю. М. Шокальский» (4 мая — 22 июня 1969 г., 65—100° в. д.).

К югу общее содержание озона увеличивается до 20—26° ю. ш., а затем резко уменьшается, и на 25—35° ю. ш. отмечается второй минимум, который по величинам Ω сравним с озонным экватором. Примерно с 35° ю. ш. количество озона резко возрастает, достигая больших значений около 55° ю. ш., и затем убывает в более высоких широтах. Рассмотренная картина широтного хода общего содержания озона в общих чертах сохраняется в течение всего года, но положение максимумов и минимумов и их интенсивность меняются от сезона к сезону.

Широтное положение озонного экватора φ_0 и второго озонного минимума φ' в разное время года показано на отдельном графике

(рис. 2). В течение примерно 10 месяцев озонный экватор находится вблизи географического экватора, и колебания его по широте составляют около 4°. В начале осени (март) озонный экватор занимает наиболее южное положение (4—5° ю. ш.) и к концу осени перемещается в северное полушарие, достигая в июне 2° с. ш.



Рис. 2. Годовой ход общего содержания озона на озонном экваторе Ω_0 (1) и втором озонном минимуме Ω' (2) и годовые колебания озонного экватора φ_0 (3) и второго озонного минимума φ' (4).

Положение озонного экватора и количество озона на нем Ω тесно связаны с внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). В частности, широта φ_0 , на которой в какой-либо момент находится озонный экватор, всегда располагается внутри ВЗК, структура которой определяет величины Ω_0 (табл. 1).

Таблица 1

-	Оз	онный экватор	B 3 K			
№ пп.	дата	ΨO	Ω ₀ .10-3 см	граница зоны	вертикальная мощность на широте озон- ного экватора (км)	
I 2 3 4 5	7/II 1969 г. 24/II 7/VI 25/VIII I0/I 1970 г.	2° ю. ш. 4,5° ю. ш. 2,3° с. ш. 1,5° с. ш. 0°	190 196 255 200 232	0—10° ю. ш. 0—9° ю. ш. 0—4° с. ш. 6° с. ш.—2° ю. ш. 4° с. ш.—6° ю. ш.	3,5 0 3 —	

Основные параметры, характеризующие озонный экватор и ВЗК в Индийском океане

Так как ВЗК не всегда располагается вдоль параллели, широтное положение озонного экватора зависит не только от сезона года, но и от географической долготы. В рассматриваемых случаях наблюдения проводились в основном вдоль 90° в. д. и только в 18-м и ¦19-м рейсах и/с «Ю. М. Шокальский» (№ 3 и 5 в табл. 1) вдоль 65° в. д. Таким образом, рассмотренные выше вариации озонного экватора характерны лишь для восточной части океана.

Как видно из табл. 1, общее содержание озона уменьшается при возрастании мощности ВЗК — высоты *z*, на которой скорость верти-



Рис. 3. Аэрологический разрез (A) и широтный ход общего содержания озона (Б) в Индийском океане (3-й рейс НИС «Академик Королев», 13—27 августа 1969 г.).

1 — изотермы (°С), 2 — изотахи (м/сек.), 3 — тропопауза.

кальных восходящих потоков становится равной нулю. Рассматриваемая зависимость Ω_0 от *z* может быть представлена формулой

$$\Omega_0 = \frac{0.255}{1+0.09z+0.002z^2},\tag{1}$$

где z берется в километрах.

Второй минимум на кривых широтного хода озона наблюдается в районе 28—34° ю. ш. В течение осени и зимы (март—август) этот минимум удерживается на 32—34° ю. ш. и затем к середине лета перемещается на 28—29° ю. ш. Годовые колебания широты второго озонного минимума аналогичны колебаниям озонного экватора, но запаздывают по фазе на два месяца по сравнению с фо.

О количестве озона в более высоких широтах можно судить лишь по данным одного рейса д/э «Обь» [1]. Эти наблюдения сви-

детельствуют о резком возрастании величины Ω до 0,480 см на 55—56°ю. ш. В 16-м рейсе и/с «А. И. Воейков» на этих же широтах в Тихом океане также отмечалось увеличение общего содержания озона, хотя и не столь резкое, как в Индийском океане, но качественно эти данные согласуются с наблюдениями на д/э «Обь».

Измерения общего содержания озона в океанах подтверждают предположение Мак-Доуэла и Раманатана о существовании в южном полушарии вблизи 55° ю. ш. кольцеобразной области повышенного содержания озона во все сезоны года [7]. Сравнительный анализ наблюдений в Антарктиде и в более низких широтах также показывает, что между 40 и 60° ю. ш. находится пояс максимальных величин Ω [4, 9].

Возникновение области повышенного содержания озона в средних широтах и резкое его уменьшение к 30° ю. ш. можно объяснить действием квазипостоянного субтропического струйного течения южного полушария, которое способствует накоплению озона на 50—60°ю. ш. Это струйное течение прослеживалось в каждом рейсе по синоптическим картам и аэрологическим разрезам на 33—35°ю. ш. Для примера на рис. З по данным наблюдений в 3-м рейсе НИС «Академик Королев» приводится типичная картина, наблюдаемая обычно на разрезах в Индийском океане

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белов В. Ф., Ерохин А. М., Коптев А. П., Федоров Р. Ф. Географическое распределение общего содержания озона по измерениям на д/э «Обь» (ноябрь 1965 г. — январь 1966 г.). — Метеорология и гидрология, 1967, № 3.
- 2. Бугаев В. А., Уранова Л. А. Распределение общего содержания озона над северным полушарием. — Метеорология и гидрология, 1967, № 8.
- 3. Гущин Г. П. Об аэрозольной погрешности данных общего содержания атмосферного озона, получаемых на озонометрических станциях СССР. — Труды ГГО, 1969, вып. 237.
- 4. Гущин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1964. 5. Гущин Г. П., Иванова Г. Ф. Горизонтальное распределение общего со-
- держания озона в северном полушарии. Труды ГГО, 1968, вып. 223.
- 6. Кузнецов Г. И., Хргиан А. Х. Общие черты распределения озона в ат-мосфере в период от МГГ до МГСС. Метеорология и гидрология, 1968, № 3.
- 7. Кулькарни Р. Н. Сравнение колебаний озона и его распределения по высоте в средних широтах в обоих полушариях. — В кн.: «Озон в земной атмосфере». Л., Гидрометеоиздат, 1966.
- 8. Лондон Ю. Распределение общего содержания озона в северном полушарии. Там же.
- 9. Aldaz Luis. Atmospheric ozone in Antarctica. J. Geophys. Res., 1965. v. 70, N. 8.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Средние за день величины общего содержания озона Ω в Индийском океане (судовые наблюдения)

· · · ·					-	
№ пп.	Дата	Широта	Долгот а	Число измерений	Ω.10-3 см	
		и/с «Ю. М.	Шокальский»		· · · ·	
$\begin{array}{c}1\\2\\3\\4\\5\\6\\7\\8\\9\\0\\1\\1\\2\\1\\1\\1\\1\\1\\1\\1\\1\\1\\1\\1\\2\\0\\1\\2\\2\\3\\2\\4\\2\\5\\6\\7\\8\\9\\0\\4\\1\\4\\2\\3\\3\\3\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4\\4$	3 X 1961 г. 4 5 6 7 8 9 10 12 13 15 16 18 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 1 XI 1961 г. 2 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 15 16 18 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 1 XI 1961 г. 2 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 15 16 18 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 1 XI 1961 г. 2 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 15 16 18 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 1 XI 1961 г. 2 4 5 16 17 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 17 17 17 17 10 10 11 12 13 14 15 16 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17	3° 00' 10. III. 6 54 9 14 10 25 14 00 16 40 19 15 21 18 27 00 29 24 30 06 30 06 30 06 30 06 30 06 30 06 30 06 30 06 30 06 30 06 28 45 28 00 28 00 29 30 33 52 34 42 35 15	107° 26' B. d . 105 00 101 35 98 29 95 00 90 56 87 30 85 03 75 23 71 30 70 24 70 24 72 10 74 00 74 00 75 55 72 15 68 07 63 47 60 00 58 00 58 00 58 00 58 00 58 00 58 00 58 00 58 00 58 00 59 54 101 00	$\begin{array}{c} 18\\18\\14\\23\\21\\20\\8\\20\\14\\9\\23\\6\\17\\21\\13\\17\\5\\25\\15\\27\\12\\17\\18\\14\\23\\24\\7\\19\\20\\20\\14\\13\\21\\16\\16\\8\\10\\19\\18\\9\\8\\16\\11\end{array}$	$\begin{array}{c} 315\\ 361\\ 294\\ 294\\ 264\\ 268\\ 294\\ 285\\ 271\\ 312\\ 283\\ 296\\ 295\\ 304\\ 300\\ 298\\ 293\\ 295\\ 277\\ 303\\ 258\\ 273\\ 277\\ 289\\ 279\\ 272\\ 284\\ 277\\ 265\\ 284\\ 280\\ 286\\ 286\\ 286\\ 286\\ 286\\ 286\\ 286\\ 286$	

№ пп.	Дата	Широта	Долгота	Число измерений	Q.10-3 см					
	и/с «А. И. Воейков»									
$\begin{array}{c}1\\2\\3\\4\\5\\6\\7\\8\\9\\10\\11\\12\\13\\14\\15\\16\\17\\18\\9\\21\\22\\34\\25\\26\\7\\28\\9\\30\\31\\32\end{array}$	17 V 1967 r. 22 23 24 25 27 28 31 1 VI 1967 r. 2 4 7 9 10 11 14 23 26 28 7 VII 1967 r. 8 9 14 18 1 VI 1967 r. 2 4 5 6 20 22 7 IX 1967 r.	$16^{\circ} 58'$ ю. ш. 20 13 23 40 27 10 29 52 30 00 30 00 30 00 30 00 30 00 30 00 26 24 27 37 25 45 28 45 41 57 43 09 32 41 23 56 22 30 25 43 27 38 26 01 22 27 19 41 20 00 20 05 20 00 20 00 5° 30' с. ш.	52° 08′ в. д. 51 12 53 55 57 22 60 05 59 30 59 30 59 30 59 30 59 30 59 30 59 30 59 30 59 30 60 00 61 54 62 14 60 35 59 45 60 36 58 32 57 53 60 28 60 45 61 26 60 04 62 06 60 00 64 50 65 00 65 00 97 33	$\begin{array}{c} 20\\ 10\\ 15\\ 9\\ 3\\ 11\\ 11\\ 12\\ 6\\ 4\\ 12\\ 12\\ 9\\ 21\\ 15\\ 3\\ 10\\ 9\\ 3\\ 15\\ 12\\ 3\\ 15\\ 12\\ 3\\ 11\\ 9\\ 15\\ 12\\ 17\\ 9\\ 15\\ 15\\ 12\end{array}$	$\begin{array}{c} 189\\ 235\\ 212\\ 184\\ 192\\ 201\\ 195\\ 193\\ 202\\ 210\\ 207\\ 206\\ 195\\ 200\\ 178\\ 193\\ 200\\ 213\\ 193\\ 200\\ 213\\ 181\\ 196\\ 185\\ 181\\ 190\\ 183\\ 216\\ 185\\ 181\\ 180\\ 202\\ 192\\ 185\\ \end{array}$					
				i. i						
$ \begin{array}{c} 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \end{array} $	14 VIII 1968 г. 16 17 19	пис «Акад 33° 53′ю.ш. 29 50 27 15 22 05	емик королев» 27° 15′ в. д. 38 54 45 10 57 51	15 24 27 15	214 246 265 180					
		и/с «Ю. М.	Шокальский»							
1 2 3 4 5 6 7 8 9	20 XII 1968 r. 23 25 27 28 29 30 3 I 1969 r. 4	0° 07'ю.ш. 10 40 17 00 20 00 20 00 20 00 20 00 25 00 25 00	88° 00′ в. д. 75 20 68 13 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00	3 4 5 15 9 9 17 6 3	270 280 273 240 272 251 237 239 185					

№ пп.	Дата	Широта	Долгота	Число измерений	Ω.10-3 см	
$10 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 14 \\ 15 \\ 16 \\ 17 \\ 18 \\ 19 \\ 20 \\ 21 \\ 22 \\ 23 \\ 24 \\ 25 \\ 25 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 1$	5 I 1969 г. 7 8 11 12 13 29 4 II 1969 г. 5 7 8 9 10 14 16 19	25° 00′ ю. ш. 25 00 25 00 24 30 22 44 21 00 10 08 5 50 1° 20′ с. ш. 4 40 8 50 12 32 18 43 11 39 5 42	65° 00' в.д. 65 00 65 00 65 00 64 02 61 00 61 18 65 00 65 05 65 05 65 06 65 07 65 08 65 08 65 09 65 00 65 05 65 05 65 06 65 07 65 08 </td <td>$\begin{array}{r} 17 \\ 9 \\ 12 \\ 6 \\ 18 \\ 11 \\ 15 \\ 15 \\ 15 \\ 12 \\ 23 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 23 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12$</td> <td>$\begin{array}{c} 300\\ 203\\ 198\\ 218\\ 278\\ 270\\ 266\\ 253\\ 210\\ 196\\ 212\\ 235\\ 234\\ 291\\ 211\\ 200\\ \end{array}$</td>	$ \begin{array}{r} 17 \\ 9 \\ 12 \\ 6 \\ 18 \\ 11 \\ 15 \\ 15 \\ 15 \\ 12 \\ 23 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 23 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12 \\ 12 \\ 9 \\ 15 \\ 12$	$\begin{array}{c} 300\\ 203\\ 198\\ 218\\ 278\\ 270\\ 266\\ 253\\ 210\\ 196\\ 212\\ 235\\ 234\\ 291\\ 211\\ 200\\ \end{array}$	
	· · ·	НИС «Акад	емик Королев»			
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13	20 II 1969 г. 22 23 24 26 27 28 1 III 1969 г. 2 3 4 5 6	00° 10′ю.ш. 0 10 2 45 5 32 12 00 15 24 18 46 21 54 24 36 26 52 29 52 32 57 34 52	89° 52′ в. д. 89 52 85 45 81 00 70 50 65 34 60 38 54 41 48 30 43 08 35 20 28 37 20 09	$ \begin{array}{r} 13 \\ 5 \\ 7 \\ 19 \\ 24 \\ 26 \\ 29 \\ 30 \\ 30 \\ 4 \\ 30 \\ 4 \\ 11 \\ \end{array} $	188 210 197 196 198 210 207 218 221 239 223 204 211	
		и/с «Ю. М	. Шокальский»			
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16	4 V 1969 r. 7 26 29 4 VI 1969 r. 5 8 10 11 12 13 15 19 20 21 22	11° 31′ ш. ю. 22 37 24 12 19 32 10 28 6 48 4° 00′ с. ш. 10 00 13 24 16 57 20 37 17 07 5 50 5 40 5 45 5 55	101° 39′ в.д. 94 13 65 00 58 06 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 00 65 02 82 10 86 40 91 46 95 58	3 6 9 18 3 15 8 9 3 15 6 15 9 3 3	280 268 284 306 320 270 347 296 272 296 327 340 302 304 308	

№ пп.	Дата Широта		Долгота	Число измерений	Q.103 см	
		НИС «Акад	емик Королев»			
I 2 3 4 5 6 7 8 9 10	13 VIII 1969 r. 14 15 16 17 18 20 21 25 27	34° 13′ ю. ш. 32 00 29 21 26 34 24 04 21 00 13 47 11 04 1° 55′ с. ш. 3 00	25° 16° в. д. 31 12 37 32 44 07 50 05 56 57 67 07 71 29 90 00 100 38	$ \begin{array}{c} 12\\ 14\\ 10\\ 17\\ 24\\ 6\\ 19\\ 11\\ 18\\ 8\\ \end{array} $	307 337 279 257 255 260 207 223 206 234	
		и/с «Ю. М.	Шокальский»			
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15	1 I 1970 г. 4 5 6 10 13 14 19 3 II 1970 г. 4 5 6 7 8 26	4° 18′ с. ш. 1 56 1 26 0 14 0 07 4° 48′ ю. ш. 8 09 20 09 28 06 29 46 30 04 29 53 30 12 31 00 37 00	86° 45′ в.д. 74 14 70 00 66 00 64 54 65 00 65 00 65 00 61 06 64 34 64 37 64 50 64 45 65 00 101 30	6 9 3 9 3 12 6 12 3 4 12 9 15	256 282 250 265 269 277 295 180 191 180 186 233 278 278 274	

Г. П. ГУЩИН

ФОТОХИМИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

1. Введение

Впервые теоретическое объяснение существования озонного слоя в атмосфере дал в 1930 г. Чепмен [1, 2]. Объяснение Чепмена легло в основу фотохимической теории озонного слоя, которая в настоящее время является общепринятой теорией образования озона в атмосфере.

По Чепмену, озон в атмосфере образуется из молекулярного кислорода. Молекулярный кислород фотодиссоциирует при поглощении солнечной радиации определенных длин волн. Получающийся при этом атомарный кислород рекомбинирует с молекулярным кислородом и образует озон. Энергия диссоциации кислорода равна 5,115 эв [3], что соответствует энергии кванта света с длиной волны 242 нм. Следовательно, если одновременно выполняются два условия: а) в атмосферу проникает ультрафиолетовая радиация короче 242 нм, б) молекулярный кислород имеет полосы поглощения в области длин волн короче 242 нм,— в атмосфере должен образовываться озон. Как будет показано ниже, оба эти условия одновременно выполняются в стратосфере и мезосфере.

Возможность образования озона в атмосфере под действием радиации с длиной волны короче 242 нм доказана экспериментально, путем сравнительно простых опытов. Если воздух облучается ртутной лампой, баллон которой прозрачен для ультрафиолета, то в воздухе образуется заметное количество озона. Излучение ртутной лампы содержит коротковолновую радиацию, которая активно диссоциирует молекулярный кислород и образует озон. Одновременно с образованием озона в атмосфере происходит его разрушение. Озон диссоциирует под действием солнечной радиации, а также вследствие столкновений с другими частицами и по другим причинам. Энергия диссоциации озона равна 1,1 эв [4], что соответствует энергии кванта света с длиной волны 1134 нм.

В результате действия двух противоположных процессов на некоторых высотах в атмосфере устанавливается некоторая плотность озона, определяемая фотохимическим равновесием. Фотохимическое равновесие озона обусловлено целым рядом физических и химических факторов. Прежде чем изложить данные об этих факторах, введем некоторые определения и формулы, придерживаясь в основном [3, 5].

В настоящее время результаты измерения поглощения радиации выражаются величиной сечения поглощения. Для длины волны λ сечение поглощения σ_{λ} см² в газе определяется уравнением

$$I_{\lambda} = I_{\lambda, 0} e^{-\sigma_{\lambda} n l}, \qquad (1)$$

где $I_{\lambda,0}$ и I_{λ} — интенсивность падающего и прошедшего монохроматического света соответственно, l — толщина слоя газа в сантиметрах, n — число частиц в 1 см³.

Если газ привести к нормальным условиям (давление 1013,2 мб, температура 0° С), уравнение (1) примет следующий вид:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda,0} e^{-\sigma_{\lambda} N_{L} x_{n}}, \qquad (2)$$

где N_L — число Лошмидта, x_n — эквивалентная оптическая толщина (толщина слоя газа, приведенная к нормальным давлению и температуре).

Для приведения газа к нормальным условиям применяется уравнение состояния идеального газа

$$p = knT,$$
 (3)

которое связывает давление газа p, число частиц в единице объема n и температуру газа T. В уравнении (3) k — постоянная Больцмана.

Из формулы (2) следует, что сечение поглощения σ_{λ} и коэффициент поглощения a_{λ} (десятичный) связаны между собой следующим соотношением:

$$a_{\lambda} = M \mathrm{N}_{\mathrm{L}} \sigma_{\lambda}$$
, (4)

где *M*=0,4343 — модуль перехода от натуральных логарифмов к десятичным.

Из формулы (4) видно, что сечение поглощения σ_{λ} представляет собой молекулярный коэффициент поглощения (т. е. коэффициент поглощения при основании *e*, относящийся к одной молекуле).

Если уравнение (1) прологарифмировать и продифференцировать по *l*, получим

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda}\sigma_{\lambda}n \, dl. \tag{5}$$

Уравнение (5) применяется для расчета поглощения солнечного ультрафиолетового излучения на разных высотах в атмосфере.

Процесс поглощения фотонов в веществе осуществляется с некоторой скоростью. Для расчета скорости поглощения фотонов и, следовательно, скорости фотохимических реакций применяется закон Эйнштейна. Согласно закону Эйнштейна о фотохимическом равновесии, в процессе поглощения монохроматического света число частиц данного вещества, поглотивших световые кванты, равно числу поглощенных фотонов. Количество фотонов, поглощающихся в веществе в единице объема за одну секунду, согласно (5), равно $I_{\lambda}\sigma_{\lambda}n$. Эта величина по закону Эйнштейна должна быть равна по абсолютной величине числу частиц в единице объема, поглотивших эти фотоны за одну секунду, т. е.

 $\frac{dn_i}{dt} = -I_{\lambda} \sigma_{\lambda} n_i, \qquad (6)$

где индекс *i* относится к данной атмосферной составляющей (знак минус поставлен потому, что увеличение n_i происходит за счет уменьшения I_{λ}).

Однако применение уравнения (6) осложняется тем, что наряду с поглощением происходят другие реакции, например рекомбинации. При теоретическом расчете фотохимических реакций обычно используется несколько переменных, несколько параметров и уравнений.

Из уравнения (6) следует, что произведение $I_{\lambda}\sigma_{\lambda}$ есть количество поглощенных фотонов (за одну секунду), приходящихся на одну частицу поглощающего вещества. Если это произведение обозначить через f'_{λ} , уравнение (6) примет следующий вид:

$$\frac{dn_i}{dt} = -f'_{\lambda}n_i, \tag{7}$$

где

$$f_{\lambda}^{'} = I_{\lambda} \sigma_{\lambda}. \tag{8}$$

Фотохимическое равновесие всегда устанавливается за конечный промежуток времени. В течение этого промежутка времени происходят как процессы фотодиссоциации, так и процессы рекомбинации, спонтанной или ударной дезактивации и др. Поэтому в результате подсчета за промежуток времени получается, что не каждый фотон участвует в фотохимической реакции. Это обстоятельство учитывается величиной квантового выхода ф. Квантовый выход показывает, сколько в данных условиях образуется (или разрушается) интересующих нас молекул или атомов при поглощении одного фотона. Отсюда следует, что скорость изменения числа частиц в 1 см³ при фотохимической реакции определяется уравнением

$$\frac{dn_i}{dt} = -f_{\lambda} n_i, \qquad (9)$$

где $f_{\lambda} = \varphi_{\lambda} f'_{\lambda}$.

Ввиду того что процессы поглощения осуществляются обычно в широких участках спектра, уравнение (9) рассчитывается для этих участков путем интегрирования по λ . Для области спектра, где происходит фотодиссоциация молекулярного кислорода,

$$f_2 = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi_{\lambda, 2} \sigma_{\lambda, 2} I_{\lambda} d\lambda, \qquad (10)$$

где $\varphi_{\lambda,2}$ и $\sigma_{\lambda,2}$ относятся к молекулярному кислороду, λ_1 и λ_2 — границы спектральной области, I_{λ} зависит от высоты над уровнем

моря и определяется формулой (12). Соответствующая величина f₃ для области спектра, где происходит фотодиссоциация озона, будет равна

$$f_{3} = \int_{\lambda_{3}}^{\lambda_{4}} \varphi_{\lambda, 3} \sigma_{\lambda, 3} I_{\lambda} d\lambda, \qquad (11)$$

где $\varphi_{\lambda,3}$ и $\sigma_{\lambda,3}$ относятся к озону, λ_3 и λ_4 — границы спектральной области.

2. Спектр поглощения молекулярного кислорода

Подробные сведения о спектре поглощения молекулярного кислорода в ультрафиолетовой области даны в обзорах [3, 6, 7]. Здесь мы кратко рассмотрим спектр поглощения кислорода в связи с образованием озона.

Как известно [6], молекулярный кислород поглощает радиацию:

1) в области континуума Шумана-Рунге (125-175 нм),

2) в области полос Шумана-Рунге (175-200 нм),

3) в области континуума Херцберга (200-242,3 нм),

4) в области полос Херцберга (242,3-260 нм).

Коэффициенты поглощения молекулярного кислорода в области континуума Шумана—Рунге настолько большие (10—100 см⁻¹), что солнечная радиация в области 125—175 нм практически, как будет показано в следующем параграфе, не проникает ниже 60 км. В области длинноволновой части континуума Херцберга и полос Херцберга, на высотах 50—70 км, сильное поглощающее действие оказывает атмосферный озон, что приводит к тому, что почти вся солнечная радиация задерживается выше 40 км. Поэтому с точки зрения озонообразования на высотах 30—50 км важное значение имеет радиация в области полос Шумана—Рунге и коротковолновой части континуума Херцберга (т. е. на участке 190—230 нм).

Характеристика спектра поглощения молекулярного кислорода в области 175—190 нм приводится в работе Ватанабе [3].

Что касается спектральной области 105—125 нм, то, несмотря на наличие здесь «окон» (т. е. глубоких минимумов на кривой поглощения), сечение поглощения везде больше 10⁻¹⁹ см². Кроме того, в этой области длин волн сильное поглощение оказывает озон. Сечение поглощения озона здесь [3] в среднем равно 10⁻⁴⁷ см² (т. е. десятичный коэффициент поглощения равен примерно 100 см⁻¹). Все это означает, что солнечная радиация указанных длин волн не проникает в атмосферу ниже 70 км. В области 85—105 нм сечение поглощения молекулярного кислорода также больше 10⁻¹⁹ см² [3]. Помимо кислорода и озона, в области 100—180 нм значительное поглощение вызывают окись азота и водяной пар, а в более коротковолновой области — окись азота, водяной пар, молекулярный азот и некоторые другие составляющие атмосферы [3]. Атомарный кислород начинает поглощать радиацию в области длин волн короче 100 нм [3].

7 Заказ № 615

3. Глубина проникновения ультрафиолетовой радиации в атмосферу

Для фотохимической теории атмосферного озона большое значение имеет глубина проникновения солнечной ультрафиолетовой радиации в атмосферу.

Под глубиной проникновения монохроматической радиации в атмосферу понимается такая высота над уровнем моря, выше которой задерживается определенная часть радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы (например, 90%). Иногда под глубиной проникновения понимается тот уровень в атмосфере, где первоначальная монохроматическая радиация ослабляется в e=2,7182 раз. Это означает, что выше этого уровня задерживается 63,2% всей радиации.

Расчет глубины проникновения радиации в атмосферу производится обычно по формуле

$$I_{\lambda,h} = I_{\lambda,0} \cdot 10^{-m \left[\frac{p_h}{p_0} \beta_{\lambda} + \omega_h \alpha_{\lambda} + \frac{p_h}{p_0} H_{O_2} \alpha_{O_2,\lambda}\right]}, \tag{12}$$

где Ω_h — общее содержание озона выше уровня h, H_{O_2} — высота однородной атмосферы для молекулярного кислорода ($H_{O_2} = 1,676 \cdot 10^5$ см), $\alpha_{O_2, \lambda}$ — коэффициент поглощения молекулярного кислорода в см⁻¹, остальные обозначения стандартные.

Формула (12) не учитывает поглощения, вызываемого другими составляющими атмосферы, которые присутствуют в ней помимо озона и кислорода. Кроме того, в формуле (12) предполагается, что плотность молекулярного кислорода убывает с высотой так же, как и плотность воздуха.

С помощью формулы (12) была рассчитана глубина проникновения солнечной радиации в атмосферу для четырех различных длин волн (180, 200, 220, 240 нм). Исходные данные для расчета приведены в табл. 1 [5, 8]¹, результаты расчета — в табл. 2. В первой графе табл. 2 указаны значения отношения

 $\frac{I_{\lambda,0}-I_{\lambda,h}}{I_{\lambda,0}}=\frac{\Delta I_{\lambda,h}}{I_{\lambda,0}}^{0}/_{0},$

которое выражает относительное количество радиации, задержанной в слое атмосферы выше уровня *h*, являющегося глубиной проникновения радиации. Расчет табл. 2 производился для трех различных высот Солнца — 30, 60 и 90°.

Из табл. 2 следует, что в слой атмосферы 20—40 км проникает небольшая часть радиации только из участка спектра 200—220 нм. Радиация более коротких и более длинных волн поглощается в вышележащих слоях атмосферы. Изменение высоты Солнца от 30 до 90° сравнительно мало отражается на глубине проникновения радиации в атмосферу. Последние 9,9% радиации поглощаются

¹ Распределение Ω_h взято из американских ракетных данных [9].

Таблица 1

0.6.10-4

1.16.10-4

	проникновения радиации в атмосферу								
λÅ	а _λ см−1	β _λ	α _{O2} , λ см-1	I _{0, λ} вт/см ² ·200 Å					
800	9,4 3.6	4,45 3,30	0,117 0.13.10-3	$0, 4 \cdot 10^{-5}$ 0 3 \cdot 10^{-4}					

 $0.7 \cdot 10^{-4}$

 $0.17 \cdot 10^{-4}$

2.08

1.41

2200

2400

21.0

93.7

Исходные данные для расчета глубины проникновения радиации в атмосферу

в сравнительно тонком слое. Например, для длины волны 220 нм при высоте Солнца 30° этот слой равен 36 км — 30 км = 6 км. Ниже 20 км в атмосферу проникает лишь совершенно незначительная часть ультрафиолетовой солнечной радиации в небольшом участке спектра вблизи 200 нм.

Таблица 2

Глубина проникновения h (км) прямой ультрафиолетовой солнечной радиации в атмосферу в разных участках спектра при различной высоте Солнца ϑ_{Θ}

$\Delta I_{\lambda,h}$	θ° 90 60 30		$\Delta I_{\lambda,h}$	θo			
$I_{\lambda,0}$ · 1000/0			30	$\overline{I_{\lambda,0}} \cdot 1000/_0$	90	60	30
λ-	=180 нм			λ=220 н	м		
63,2 90 99 99,9	78 73 68 65	79 75 69 66	81 78 72 69	63,2 90 99 99,9	37 33 28 24	38 34 29 26	41 36 33 30
λ=	=200 нм				λ=240 н	м	
63,2 90 99 99,9	31 25 20 17	32 27 21 18	36 30 25 22	63,2 90 99 99,9	$44 \\ 40 \\ 36 \\ 34$	45 41 37 36	$47 \\ 44 \\ 40 \\ 38$

Более подробные данные (по спектру) о проникновении в атмосферу солнечного ультрафиолетового излучения приводятся в работе [7]. Из [7] следует, что ниже 30 км солнечная радиация с длиной волны короче 280 нм практически не проникает. Данные табл. 2 и работы [7] в основном подтверждают друг друга.

Из вышеизложенного следует, что фотодиссоциация молекулярного кислорода и, следовательно, образование атмосферного озона в слое 30—50 км происходит под действием ультрафиолетовой солнечной радиации в сравнительно узком участке спектра (190— 240 нм).

Ne III.	Реакция	Обознач ен ие постоянной реакции	Размериость постоянной	Величина постоянной	Примечание
22	$0_3 + h_y \rightarrow 0_2 + 0(^{3}P)$	f_7	ceĸ1	$3,7.10^{-4}$	310 нм < λ < 1180 нм
23	$0_3 + I_1 \rightarrow 0_2 + O(^1D)$	f_8	R	9,35.10-3	$\lambda < 310 \text{ HM}$
24	$O(3P) + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$	k_{17}	cm ⁶ cek. ⁻¹	8.10-35	
25	$0(^{3}P) + 0_{3} \rightarrow 20_{2}$	k_{18}	cm ³ cek. ⁻¹	$5, 6.10^{-11}$	
26	$O(3P) + O(3P) + M \rightarrow O_2 + M$	k_{19}	cm6 cek1	2,7.10-33	
27	$0(1D) + 0_3 \rightarrow 20_2$	k20	cm ³ cex1	10-11	•
28	$O(^{1}D) + M \rightarrow O(^{3}D) + M$	k_{21}	ħ	10-12	
29	$H + O_3 \rightarrow OH + O_2$	k_{22}		2,6.10-11	:
30	$OH + O(^{3P}) \rightarrow H + O_3$	k_{23}		5.10^{-11}	
31	$OH + OH \rightarrow H_2O + O(3P)$	k_{24}	÷ #	$2, 8.10^{-12}$	
32	$H + HO_2 \rightarrow H_2 + O_3$	k_{25}	a f a	2.10-13	
33	$H + HO_2 \rightarrow 2OH$	k_{26}		10-11	
34	$0(^{3}P) + HO_2 \rightarrow OH + O_2$	k27	a p	10-11	
35	$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M$	k_{28}	cM ⁶ ceK. ⁻¹	$7, 4.10^{-32}$	
36	$H + OH + M \rightarrow H_2O + M$	k_{29}		2,5.10-31	·
37	$H + H + M \rightarrow H_2 + M$	k30		2,6.10-32	
38	$HO_2 + HO_2 \rightarrow H_2O_2 + O_2$	k_{31}	cm ³ cek-1	3.10-12	
39	$OH + H_2O_2 \rightarrow H_2O + HO_2$	k_{32}	2	4.10^{-13}	
40	$O(3P) + H_2O_2 \rightarrow OH + HO_2$	k_{33}	R	10-15	-
41	$H + H_2O_3 \rightarrow H_2 + HO_3$	k_{34}	8	10-13	
42	$O(^{1}D) + H_{2} \rightarrow OH + H$	k_{35}		10-11	
43	$0(3P) + OH + M \rightarrow HO_2 + M$	k_{36}	см6 сен1	$1, 4.10^{-31}$	
44	$H_2O + h_V \rightarrow OH + H$	f_9	cek1	10-5	λ < 239 нм
45	$H_2O_2 + h_V \rightarrow 2OH$	f_{10}			$\lambda < 565 \text{ hm}$
П любая	римечание. Значения f даны для молекvла или атом.	иулевой опти	ческой толщины. М	— третья частица, роль	которой может играть

4. Фотохимические и химические реакции в атмосфере, связанные с образованием и разрушением озона

В табл. 3 приведен перечень известных в настоящее время реакций в атмосфере, связанных с кислородом и озоном. В этой же таблице даны значения постоянных этих реакций и их размерности. Для приближенного представления о концентрации (количестве частиц в 1 см³) атмосферных компонентов, упомянутых в табл. 3, приводится табл. 4.

Таблица 4

<i>b</i>			Комп	оненть	иобс	значен	ияихк	онцент	рации		
и км	0	O_2	O ₃	NO	NO_2	OH	O ₂ H	Н	H ₂ O	O(1D)	O(3P)
KIW	<i>n</i> ₁	n_2	<i>n</i> ₃	n_4	<i>n</i> ₅	<i>n</i> ₆	<i>n</i> ₇	n ₈	<i>n</i> 9	<i>n</i> ₁₀	<i>n</i> ₁₁
10	1.105	1.1018	1.1011	5.107	2.109		1.107	_	4.1013		
15	1.106	8.1017	8.1011	5.106	7.108	1.106	2.107	—	3.1013	10	1.105
20	1.107	4.1017	4·10 ¹²	5.10^{5}	2.108	2.106	6.107	1	1.1013	1.102	1.106
30	3.108	8.1016	4.1012	2.10^{5}	1.107	5.106	3.108	10	2.1012	2.103	2.108
40	1.109	1.1016	2.1011	5.106	5.10^{6}	3.107	3.108	$5 \cdot 10^{4}$	6.1011	3.104	7.109
50	7.109	5.1015	5.1010	1.107	9.105	1.107	8.107	8.105	1.1011	1.104	9.109
60	7.1010	1.1015	1.1010	5.10^{6}	5.10^{3}	6.107	3.107	$4 \cdot 10^{6}$	2.1010	5.10 ³	1.1010
70	1.1011	$4 \cdot 10^{14}$	2.109	3.106	1.102	3.106	1.107	3.107	9.109	2.103	2.1010
80	3.1011	8.1013	5.108	9.105	10	6.105	1.106	3.108	1.105	3·10 ³	1.1011
	1		1	1 1							

Приближенная концентрация (см-³) различных атмосферных компонентов на разных высотах в дневных стационарных условиях [7, 11]

В классической фотохимической теории атмосферного озона¹ обычно рассматриваются следующие пять реакций из сорока пяти приведенных в табл. 3:

 $O_2 + h\nu \rightarrow O + O,$ (13)

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M, \tag{14}$$

$$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O, \tag{15}$$

$$O + O_3 \rightarrow 2O_2, \tag{16}$$

$$O + O + M \rightarrow O_2 + M. \tag{17}$$

Если учитывать эти пять реакций, скорости изменения атомарного кислорода, молекулярного кислорода и озона соответственно

¹ Здесь под классической фотохимической теорией атмосферного озона имеется в виду первоначальный вариант теории, разработанный в 1930—1950 гг.

будут равны:

$$\frac{dn_3}{dt} = 2f_2n_2 + f_3n_3 - 2k_3n_1^2n - k_2n_1n_2n - k_3n_1n_3, \qquad (18)$$

$$\frac{dn_2}{dt} = -f_2n_2 + f_3n_3 + k_1n_1^2n - k_2n_1n_2n + 2k_3n_1n_3,$$
(19)

$$\frac{dn_3}{dt} = -f_3n_3 + k_2n_1n_2n - k_3n_1n_3, \qquad (20)$$

где *n* — концентрация частиц, являющихся третьим партнером.

Уравнения (18)—(20) являются основными для построения классической фотохимической теории атмосферного озона.

5. Классическая фотохимическая теория атмосферного озона в неподвижной атмосфере

1. Стационарные фотохимические условия в слое озона. В стационарных условиях плотности озона, молекулярного и атомарного кислорода не изменяются со временем. В данном случае это такие условия, когда фотохимический приток озона в рассматриваемом объеме уравновешивается его оттоком. В реальных условиях стационарное распределение озона наблюдается не всегда и не на всех высотах.

Математически условие стационарности выражается уравнением

$$\frac{dn_1}{dt} = \frac{dn_2}{dt} = \frac{dn_3}{dt} = 0.$$
(21)

Плотности атомарного и молекулярного кислорода и озона в этих условиях называются стационарными или равновесными.

Если допустить, что уравнения (18) и (20) приводят к равновесным условиям, то на основании (21) можно написать

$$2f_2n_2 + f_3n_3 - 2k_1n_1^2n - k_2n_1n_2n - k_3n_1n_3 = 0, \qquad (22)$$

$$-f_3n_3 + k_2n_1n_2n - k_3n_1n_3 = 0. (23)$$

Уравнения (22) и (23) позволяют рассчитать вертикальное распределение озона и атомарного кислорода в атмосфере в стационарных условиях, если известны параметры f_2 , f_3 , k_1 , k_2 , k_3 и концентрации n_2 и n (см. табл. 3, 4).

Можно рассматривать три возможных случая стационарных условий в слое атмосферного озона:

а) дневные стационарные условия в стратосфере и мезосфере $(f_2 \neq 0, f_3 \neq 0);$

б) дневные стационарные условия в нижнем слое атмосферы, в основном в тропосфере ($f_2 = 0, f_3 \neq 0$);

в) ночные стационарные условия $(f_2 = f_3 = 0)$.

Стационарные условия в стратосфере и мезосфере в дневное время. Дневные стационарные условия в слое озона изучались Мекке [12], Вульфом и Демингом [13]. Гётцем [14], Дютшем [15], Шроером [16], Крейгом [17], Джонсоном и др. [9], Петцольдом [18, 19], Ватанабе [3], Лондоном и Прабхакара [7], Прабхакара [20], Николе [21] и др.

В советской научной литературе до настоящего времени не было работы, в которой теория стационарного распределения озона была бы изложена достаточно подробно и систематически. Ниже эта теория излагается с учетом ряда последних работ и с дополнениями, которые автор счел возможным внести.

Стационарная концентрация озона в дневных условиях находится из уравнений (22) и (23). Для этого (23) вычитается из (22). В результате получится уравнение

$$f_2 n_2 - k_1 n_1^2 n - k_3 n_1 n_3 = 0. (24)$$

Из (23) находится

$$n_1 = \frac{f_3 n_3}{k_2 n_2 n} \left(1 - \frac{k_3 n_3}{k_2 n_2 n} \right)^{-1}.$$
 (25)

После подстановки значения n_1 из (25) в (24) получится кубическое уравнение относительно n_3 :

$$\left(1 - \frac{f_3k_1}{k_2k_3n_2} - \frac{f_2k_3}{f_3k_2n} + \frac{k_3n_3}{k_2n_2n}\right) f_3k_2k_3n_2n_3^2 + 2f_2k_2k_3n_2^2n_3 - f_3k_2^2n_2^3n = 0.$$
(26)

Для упрощения уравнения (26) производится оценка трех членов, стоящих в скобках (табл. 5).

Значения n₃, которые использовались для расчета табл. 5, брались близкими к средним за год значениям концентрации озона

Таблица 5

Численное значение членов уравнения (26) в зависимости от высоты								
h	$f_{3}k_{1}$	_	$f_{2}k_{3}$	· · · · · ·	k_3n_2			
'M	bobot	70	fabon		banan			

ћ км	$\frac{\boldsymbol{f_{3}k_{1}}}{k_{2}k_{3}n_{3}}$	$\frac{f_2k_3}{f_3k_2n}$	$\frac{k_3n_2}{k_2n_2n}$
10	12.10-5	8.10-16	4.10-8
20	2.10-4	7.10-11	9.10-6
30	2.10-4	1.10-7	3 ⋅ 10-4
40	1.10-3	1 • 10-3	4 10-3
50	5.10-3	1.10-4	7.10-3
60	1.10-1	1.10-4	$1 \cdot 10^{-2}$
70	1 .	$2 \cdot 10^{-4}$	4.10-3
80	30	3.10-4	5.10-3
	· ·		

на разных высотах в атмосфере. Как видно из табл. 5, в интервале высот 10-80 км имеют место неравенства

 $rac{f_2k_3}{f_3k_2n}\!<\!0$,01 и $rac{k_3n_3}{k_2n_2n}\!\leqslant\!0$,01,

позволяющие без существенной ошибки пренебречь третьим и четвертым членами, стоящими в скобках в уравнении (26). В результате упрощения (26) получится уравнение

$$(f_{3}k_{2}k_{3}n_{2} - f_{3}^{2}k_{1})n_{3}^{2} + 2f_{2}k_{2}k_{3}n_{2}^{2}n_{3} - f_{3}k_{2}^{2}n_{3}^{3}n = 0.$$
⁽²⁷⁾

Решение уравнения (27) дает

$$n_{3} = \frac{k_{2}n_{2}}{f_{3}(k_{2}k_{3}n_{2} - f_{3}k_{1})} \left[f_{2}k_{3}n_{2} + (f_{2}^{2}k_{3}^{2}n_{2}^{2} + f_{2}f_{3}k_{2}k_{3}n_{2}^{2}n - f_{2}f_{3}^{2}k_{1}n_{2}n)^{\frac{1}{2}} \right].$$
(28)

Вместо решения (28) обычно используется более простое выражение для n_3 . Чтобы найти это выражение, производится оценка упомянутого ранее безразмерного параметра k_3n_3/k_2n_2n (табл. 5). В результате пренебрежения этим параметром в выражении (25) получится следующая формула для дневной равновесной концентрации атомарного кислорода в зависимости от равновесной концентрации озона:

$$n_1 = \frac{f_3 n_3}{k_2 n_2 n} \,. \tag{29}$$

После подстановки значения n_1 из (29) в выражение (24) получится уравнение

$$f_2 k_2^2 n_2^3 n - f_3^2 k_1 n_3^2 - f_3 k_2 k_3 n_2 n_3^2 = 0.$$
(30)

Отсюда находится величина равновесной концентрации озона

$$n_{3, p} = n_2 \left[-\frac{f_2 k_2 n}{f_3 k_3 \left(1 + f_3 k_1 / k_2 k_3 n_2\right)} \right]^{\frac{1}{2}}.$$
 (31)

Равновесная концентрация атомарного кислорода на основании (29) и (31) будет равна

$$n_{1, p} = \left[\frac{f_2 f_3}{k_2 k_3 n \left(1 + f_3 k_1 / k_2 k_3 n_2\right)}\right]^{\frac{1}{2}}.$$
(32)

Для высот ниже 50 км формулы (31) и (32) упрощаются на основании оценки безразмерного параметра $f_{3k_1/k_2k_3n_2}$, стоящего в знаменателе этих формул. Как видно из табл. 5, указанный параметр в интервале высот 10—50 км везде меньше 0,01. Следовательно, без заметной погрешности для результата в (31) и (32) можно пренебречь этим параметром. Тогда из (31) и (32) для высот 10—50 км получатся следующие удобные для расчетов выражения:

$$n_{3, p} = n_2 \left(\frac{f_2 k_2 n}{f_3 k_3}\right)^{\frac{1}{2}}, \qquad (33)$$

$$n_{1, p} = \left(\frac{f_2 f_3}{k_2 k_3 n}\right)^{\frac{1}{2}}.$$
 (34)

Формула (33) совпадает с формулой, выведенной Дютшем [22]. Значения $n_{3,p}$ и $n_{1,p}$ для летних условий на широте 45° приведены в табл. 6. Там же даны значения параметров фотохимических уравнений, с помощью которых были вычислены величины $n_{3,p}$ и $n_{1,p}$.

Таблица 6

(MC10, H0 C. III.)						
<i>ћ</i> КМ	T °K	<i>f</i> ₂ сек1	л _{з,р} см ^{−3}	$egin{array}{c} f_3 \ { m ceк.}^{-1} \end{array}$	n _{1, р} см ⁻³	k ₁ см ⁶ сек. ⁻¹
80	190	4.10-9	5.108	1.10-2	3.1011	7.10-33
70	220	2.10-9	2.109	1.10-2	1.1011	7.10-33
60	255	1.10-9	1.1010	1.10-2	7.1010	8.10-33
50	280	7.10-10	5.1010	$5 \cdot 10^{-3}$	7.109	8.10-33
40	265	5.10-10	$2 \cdot 10^{11}$	1.10-3	1.109	8.10-33
30	235	1.10-11	4.1012	$7 \cdot 10^{-4}$	3.108	7.10-33
20	220	4.10-14	4.1012	5.10-4	1.107	7.10-33
10	225	6.10-19	1.1011	3.10-4	1.105	7.10-33
<i>ћ</i> км	<i>T</i> ⁰K	k_2 см ⁶ сек1	k ₃ см ³ сек.−1	k₄ см ³ сек.−1	k ₅ см ³ сек.−1	n _{3,р,н} см ⁻³
80	190	3.10-34	1.10-16	6.10-40	6.10-36	1.1011
70	220	$3 \cdot 10^{-34}$	5.10-16	5.10-36	$2 \cdot 10^{-33}$	5.1011
60	255	3.10-34	2.10-15	9.10-31	4.10-29	7.1011
50	280	3.10-34	5.10-15	$5 \cdot 10^{-29}$	1.10-29	7.1012
40	265	3·10 ⁻³⁴	$3 \cdot 10^{-15}$	$2 \cdot 10^{-30}$	1.10-28	5.10^{13}
30	235	3·10 ⁻³⁴	1.10-15	1.10-33	1.10-32	1.1016
20	220°	$3 \cdot 10^{-34}$	5.10-16	5.10-35	1.10-33	3.1018
10	225	3.10^{-34}	6.10-16	$2 \cdot 10^{-34}$	$3 \cdot 10^{-33}$	5.1017
		1997 T		1		

Значения параметров фотохимических уравнений в зависимости от высоты над уровнем моря

(лето, 45° с. ш.)

Стационарные условия в нижнем слое атмосферы в дневное время. Примерно ниже 10 км солнечная радиация с длиной волны короче 242 нм практически не проникает (см. табл. 2). Ввиду этого при расчете стационарной концентрации озона и атомарного кислорода в этом слое можно положить, что $f_2 = 0$. Тогда из (22) будем иметь

$$f_3 n_3 - 2k_1 n_1^2 n - k_2 n_1 n_2 n - k_3 n_1 n_3 = 0.$$
(35)

Складывая уравнения (35) и (23), получим

$$n_1(k_3n_3+k_1n_1n)=0.$$
 (36)

Отсюда $n_1 = 0$. Тогда из (35) следует, что

$$n_3 = 0.$$
 (37)

Следовательно, в нижнем слое атмосферы (иногда он совпадает с тропосферой) по фотохимической теории в стационарных условиях концентрация озона и атомарного кислорода равна нулю. Очевидно, что толщина нижнего слоя атмосферы, в котором стационарная концентрация озона и атомарного кислорода равна нулю, будет зимой больше, чем летом, и в среднем за год будет возрастать от экватора к полюсу.

Стационарные условия в ночное время. Ночью $f_2 = f_3 = 0$. В этом случае уравнение (23) превращается в следующее:

$$k_2 n_1 n_2 n - k_3 n_1 n_3 = 0. (38)$$

Из (38) при *n*₁≠0 находится ночная равновесная концентрация озона

$$n_{3, p, H} = \frac{k_2 n_2 n}{k_3}$$
 (39)

Формула (39) впервые была выведена Николе [21]. Как будет показано ниже, в ночных условиях ниже 60 км концентрация n_1 быстро становится практически равной нулю (см. табл. 11). Следовательно, формула (39) верна для слоя атмосферы, расположенного выше 60 км.

Из сравнения формул (39) и (31) следует, что в стационарном состоянии

$$n_{3, p, H} > n_{3, p},$$
 (40)

поскольку в слое 10-80 км имеет место неравенство (см. табл. 10)

$$\frac{k_2n}{k_3} \geqslant \frac{f_2}{f_3}.\tag{41}$$

Значения $n_{3, p, H}$ приведены в табл. 6.

В слое атмосферы ниже 60 км, где концентрация n_1 в ночных условиях практически равна нулю, формула (39), как уже отмечалось, неприменима.

Если в (38) положить $n_1 = 0$, то стационарное значение ночной концентрации озона $n_{3, D, H}$ становится неопределенным.

В слое 10—60 км с наступлением ночи происходит быстрая рекомбинация кислородных атомов и превращение их в озонные молекулы. Однако ввиду незначительного количества кислородных атомов в этом слое (см. табл. 4) эта рекомбинация не приводит к сколько-нибудь заметному увеличению общего содержания озона. Из-за недостатка атомарного кислорода в слое 10—60 км ночная стационарная концентрация озона в этом слое никогда не достигается.

Для определения ночной стационарной концентрации атомарного кислорода применяется уравнение (22). Полагая в нем $f_2 = -f_3 = 0$, будем иметь

$$2k_1n_1^2n + k_2n_1n_2n + k_3n_1n_3 = 0, (42)$$

откуда *n*_{1, р, н}=0. Следовательно, в слое 10—80 км ночная стационарная концентрация атомарного кислорода равна нулю.

2. Нестационарные фотохимические условия в слое озона. Озонно-кислородная адаптация в атмосфере.

В реальных условиях атмосферный озон подвержен действию переменных факторов: солнечного излучения, температуры и др. Вследствие этого, а также по другим причинам бо́льшая часть озона в атмосфере находится в нестационарных условиях.

Нестационарные условия в слое озона изучаются с помощью уравнений (18) и (20). Однако поскольку аналитическое решение системы дифференциальных уравнений (18) и (20) вызывает значительные трудности, в ряде случаев для их решения использовались электронно-вычислительные машины [23]. В то же время аналитический способ решения позволяет быстро произвести анализ полученного результата в зависимости от изменений входящих в него параметров, что бывает важно для всестороннего исследования рассматриваемого вопроса.

Решение системы уравнений (18) и (20) можно значительно упростить и получить в аналитическом виде, если воспользоваться условием озонно-кислородной адаптации (приспособления). Это условие выводится из рассмотрения табл. 7 и уравнений (18) и (20). Как видно из табл. 7, главный вклад в изменения озона на высотах 10—70 км вносят члены уравнений (18) и (20) $f_{3}n_{3}$ и $k_{2}n_{1}n_{2}n$. Первый из членов обусловливается реакцией фотодиссоциации озона

$$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O_3$$

второй член — реакцией рекомбинации кислородных атомов и молекул

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$$
.

Из всех фотохимических реакций в атмосфере две указанные реакции имеют наибольшие скорости в слое 10—70 км.

Для последующего изложения важно рассмотреть случай, когда в атмосфере действуют только две фотохимические реакции — (14) и (15). В этом случае уравнения (18) и (20) превращаются в следующие:

$$\frac{dn_1}{dt} = f_3 n_3 - k_2 n_1 n_2 n, \qquad (43)$$

$$\frac{dn_3}{dt} = -f_3n_3 + k_2n_1n_2n. \tag{44}$$
Таблица 7

·			(лет	о, 45° с. ш.	.)	φορο	
ћ км	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$f_{3}n_{3}$ (7)	$\begin{vmatrix} k_2 n_1 n_2 n\\ (2) \end{vmatrix}$	$(3)^{k_3n_1n_3}$	$\begin{array}{c c} 2k_1n_1^2n\\ (1) \end{array}$	$\binom{k_4 n_2 n_3}{(4)}$	$\begin{vmatrix} 2k_5 n_3^2 \\ (5) \end{vmatrix}$
80	$6 \cdot 10^{5}$	5.106	3.106	2.104	5.104	2.10-17	3.10-18
70	1,5.106	2.107	2.107	1.105	3.105	4.10-12	2.10-10
60	2.106	1.108	1.108	1,5.106	4.105	1.10-5	8.10-9
50	7.106	2.108	2.108	2.106	2.104	1.10-2	5.10-8
40	1.107	2.108	2.108	6 105	8.102	4.10-3	8.10-6
30	1,5.106	3.109	3.109	1.106	$5 \cdot 10^{2}$	3.10-4	3.10-7
20	3.104	2.109	2.109	$2 \cdot 10^{4}$	0,3	2.10-5	2.10-9
10	2	3.107	3.107	6	8.10-4	4.10-6	6 • 10-13
		1]	1	
<i>ћ</i> км	$\left \begin{array}{c} k_6 n_3 n_4 \\ (9) \end{array}\right $	$\begin{smallmatrix} f_4n_5 \\ (8) \end{smallmatrix}$	$n_7 n_1 n_5$ (10)	$k_9 n_3 n_5$ (12)	$(17)^{k_{14}n_3n_6}$	$k_{15}n_3n_7$ (18)	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$
80	20	5.10-2	10	2.10-7	$2 \cdot 10^{2}$	5	4.106
70	2.102	0,5	40	7.10-6	3.103	$2 \cdot 10^{2}$	2.106
60	2.103	20	1.103	2.10-3	3.104	3.103	1.106
50	$2 \cdot 10^{4}$	5.103	3.104	2	$2 \cdot 10^{5}$	4.104	1.106
40	4.104	2.104	2.104	30	3.106	1.106	3.105
30.	3.104	2.104	1.104	1.103	1.107	1.107	1.103
20	8.104	1.105	8·10 ³	3.104	4.106	2.106	10
10	2.105	$2 \cdot 10^{5}$	8·10 ²	7 · 103	5.104	1.104	1
	1			• . *			

Приближенные значения скорости реакций (см⁻³ сек.⁻¹) при фотохимическом равновесии на разных высотах в атмосфере

Примечание. В скобках указаны номера реакций из табл. 3.

В стационарных условиях из (43) следует, что

$$f_3 n_3 - k_2 n_1 n_2 n = 0, (45)$$

откуда

$$\frac{n_3}{n_1} = \frac{k_2 n_2 n}{f_3} \,. \tag{46}$$

Такое же уравнение было приближенно получено выше — уравнение (29) — при рассмотрении более общих стационарных условий.

В атмосфере, где действуют только реакции (14) и (15), не образуется однозначная стационарная концентрация озона и атомарного кислорода, а имеет место лишь соотношение (46) между этими компонентами. Представляет интерес выяснить, насколько быстро устанавливается соотношение (46) на разных высотах в атмосфере. Для этого решаются уравнения (43) и (44):

$$n_1 = c_1 + c_2 \exp\left[-(f_3 + k_2 n_2 n) t\right], \tag{47}$$

$$n_3 = c_1 k_2 n_2 n / f_3 - c_2 \exp\left[-(f_3 + k_2 n_2 n) t\right].$$
(48)

Полагая в качестве начальных условий

$$t=0, \quad n_1=n_{1,0}, \tag{49}$$

$$t = 0, \quad n_3 = n_{3,0}, \tag{50}$$

найдем постоянные c_1 и c_2 и после их подстановки в (47) и (48) получим

$$n_{1} = \frac{f_{3}(n_{1,0} + n_{3,0})}{f_{3} + k_{2}n_{2}n} + \frac{k_{2}n_{2}nn_{1,0}}{f_{3} + k_{2}n_{2}n} \exp\left[-(f_{3} + k_{2}n_{2}n)t\right], \quad (51)$$

$$n_{3} = \frac{k_{2}n_{2}n(n_{1,0} + n_{3,0})}{f_{3} + k_{2}n_{2}n} - \frac{k_{2}n_{2}nn_{1,0} - f_{3}n_{3,0}}{f_{3} + k_{2}n_{2}n} \exp\left[-(f_{3} + k_{2}n_{2}n)t\right]. \quad (52)$$

Для простоты рассматривается решение (51) и (52), когда $n_{1,0}=0$. В этом случае решения (51) и (52) соответствуют мгновенному переходу из ночных (когда $n_1=0$, $n_3\neq 0$) в дневные условия. При $n_{1,0}=0$ из (51) и (52) будем иметь

$$n_1 = \frac{n_{3,0}f_3}{f_3 + k_2 n_2 n} \{1 - \exp\left[-\left(f_3 + k_2 n_2 n\right) t\right]\},\tag{53}$$

$$n_{3} = \frac{n_{3, 0}f_{3}}{f_{3} + k_{2}n_{2}n} \left\{ \frac{k_{2}n_{2}n}{f_{3}} + \exp\left[-\left(f_{3} + k_{2}n_{2}n\right)t \right] \right\}.$$
 (54)

С помощью (53) и (54) рассчитываются величины n_1 и n_3 в зависимости от времени и высоты над уровнем моря (табл. 8). Как видно из табл. 8, в атмосфере, где действуют только две реакции — (14) и (15), концентрация озона в слое 10—40 км со временем существенно не изменяется. В слое 40—70 км концентрация озона в течение первых 10—1000 сек. уменьшается со временем и затем практически не изменяется. Концентрация атомарного кислорода в слое 10—30 км менее чем за 1 сек. возрастает от нуля до некоторой величины, которая потом существенно не изменяется. В слое 30—70 км это увеличение концентрации происходит не более чем за 1000 сек.

Изменение концентрации атомарного кислорода со временем происходит значительно быстрее, чем изменение концентрации озона. В слое 10—70 км концентрация атомарного кислорода сначала быстро возрастает, а потом почти не изменяется со временем.

Существенное значение имеет время, за которое достигается соотношение между концентрацией озона и атомарного кислорода, определяемое формулой (46). Из формул (53) и (54) следует

$$\frac{n_3}{n_1} = \frac{k_2 n_2 n}{f_3} \frac{1 + \frac{f_3}{k_2 n_2 n} \exp\left[-\left(f_3 + k_2 n_2 n\right) t\right]}{1 - \exp\left[-\left(f_3 + k_2 n_2 n\right) t\right]} \,. \tag{55}$$

Таблица 8

Концентрация озона и атомарного кислорода на разных высотах в атмосфере в зависимости от времени

*	in a second	5 - 5 - 5	(лето, 45	с. ш., п _{1,0}	₀,=0)		······
h KM	п _{3,0} см ³	<i>t</i> =0 сек.	t = 1 сек.	<i>t</i> =10 сек.	<i>t</i> =10 ² сек.	<i>t</i> =10 ³ сек.	<i>t</i> == ∞ сек.
				Озон			
10 20 30 40 50 60 70	$\begin{array}{c} 1, 0 \cdot 10^{11} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 2, 0 \cdot 10^{11} \\ 5, 0 \cdot 10^{10} \\ 7, 0 \cdot 10^{11} \\ 5, 0 \cdot 10^{11} \end{array}$	$1, 0 \cdot 10^{11} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 2, 0 \cdot 10^{11} \\ 5, 0 \cdot 10^{10} \\ 7, 0 \cdot 10^{11} \\ 5, 0$	$\begin{array}{c} 1,0\cdot 1010\\ 4,0\cdot 1012\\ 4,0\cdot 1012\\ 2,0\cdot 1011\\ 5,0\cdot 1010\\ 7,0\cdot 1011\\ 5,0\cdot 1011\\ 5,0\cdot 1011\end{array}$	$1, 0.10^{11} \\ 4, 0.10^{12} \\ 4, 0.10^{12} \\ 2, 0.10^{11} \\ 4, 8.10^{10} \\ 6, 4.10^{11} \\ 4, 5.10^{11} \\ 4, 5.10^{11} \\ 100 $	$\begin{array}{c}1,0.10^{11}\\4,0.10^{12}\\4,0.10^{12}\\2,0.10^{11}\\4,4.10^{10}\\2,9.10^{11}\\1,9.10^{11}\end{array}$	$\begin{array}{c} 1, 0 \cdot 10^{11} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 2, 0 \cdot 10^{11} \\ 4, 4 \cdot 10^{10} \\ 0, 91 \cdot 10^{11} \\ 0, 1 \cdot 10^{11} \end{array}$	$\begin{array}{c} 1, 0 \cdot 10^{11} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 4, 0 \cdot 10^{12} \\ 2, 0 \cdot 10^{12} \\ 4, 4 \cdot 10^{10} \\ 0, 91 \cdot 10^{11} \\ 0, 1 \cdot 10^{11} \end{array}$
			Атомар	ный кислор	од.		
10 20 30 40 50 60 70	$\begin{array}{c} 1\cdot 10^{11} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 2\cdot 10^{11} \\ 5\cdot 10^{10} \\ 7\cdot 10^{11} \\ 5\cdot 10^{11} \end{array}$	0 0 0 0 0 0 0	$\begin{array}{c} 2,0\cdot 104\\ 8,3\cdot 106\\ 2,9\cdot 108\\ 2,0\cdot 108\\ 2,0\cdot 108\\ 7,0\cdot 109\\ 5,0\cdot 109\end{array}$	$2, 0.104 \\ 8, 3.106 \\ 2, 9.108 \\ 9, 0.108 \\ 2, 0.109 \\ 6, 9.1010 \\ 5, 0.109$	$\begin{array}{c} 2,0\cdot 10^4\\ 8,3\cdot 10^6\\ 2,9\cdot 10^8\\ 1,2\cdot 10^9\\ 5,9\cdot 10^9\\ 4,3\cdot 10^{11}\\ 5,2\cdot 10^{10}\end{array}$	$\begin{array}{c} 2,0\cdot 104 \\ 8,3\cdot 106 \\ 2,9\cdot 108 \\ 1,3\cdot 109 \\ 6,0\cdot 109 \\ 6,4\cdot 10^{11} \\ 5,0\cdot 10^{11} \end{array}$	$\begin{array}{c} 2,0\cdot 10^4\\ 8,3\cdot 10^6\\ 2,9\cdot 10^8\\ 1,3\cdot 10^9\\ 6,0\cdot 10^9\\ 6,4\cdot 10^{11}\\ 5,0\cdot 10^{11}\end{array}$

Примечание. Для высот 60 и 70 км значения $n_{3,0}$ взяты как равновесные для ночных условий.

Как видно из (55), с увеличением времени значение n_3/n_1 стремится к величине, определяемой формулой (46).

В табл. 9 приведены значения отношения n_3/n_1 , полученные из формулы (55) в зависимости от времени и высоты над уровнем моря. В этой же таблице в последнем столбце приведены стационарные значения n_3/n_1 , полученные по формуле (46). Из табл. 9 следует, что в слое 10—30 км стационарное значение отношения достигается менее чем за 1 сек. В слое 30—70 км требуется 100— 1000 сек. для достижения стационарной величины отношения n_3/n_1 .

Рассмотренное выше свойство озона и атомарного кислорода, заключающееся в том, что благодаря взаимным изменениям концентрации обоих компонентов быстро достигается и затем сохраняется значение отношения n_3/n_1 , определяемое формулой (46), можно назвать озонно-кислородной адаптацией.

Соотношение (46) между концентрацией озона и атомарного кислорода в дальнейшем будем называть адаптационным соотношением.

Адаптационное соотношение (46) между концентрацией озона и атомарного кислорода выполняется только в дневных условиях. Очевидно, в реальной атмосфере, где помимо реакций (14) и (15)

Таблица 9

h		n	₃ /n ₁ по форм	уле (55)		$n_{3}/n_{1} =$
КМ	$t=0\mathrm{cek}.$	t=1 сек.	t = 10 cer.	$t = 10^2 \text{ сек.}$	$t = 10^3$ сек.	$= k_2 n_2 n / f_3$
10	~	5,0.106	5,0.106	5,0.106	5,0.106	5,0.106
20	∞	$4, 8.10^{5}$	4,8.105	4,8.105	4,8.105	4,8.105
30	∞	1,4.104	1,4.104	1,4.104	1,4.104	1,4.104
40	∞	$1, 0.10^{3}$	220	150	150	150
50	∞ ~	98,0	24,0	7,5	7,3	7,3
60	∞	100	9,2	0,68	0,14	0,14
70	∞	100	9,0	0,58	0,020	0,020
	[[Į į		

Озонно-кислородная адаптация на разных высотах в атмосфере (лето, 45° с. ш., $n_{1,0}=0, 0 < n_{3,0} < \infty$)

действуют другие, менее быстрые реакции, соотношение (46) также имеет место в дневных нестационарных условиях.

Нестационарная концентрация озона в дневных условиях. Для нахождения нестационарной концентрации озона система уравнений (18) и (20) решается с помощью адаптационного соотношения (46). Полученное решение будет, очевидно, тем точнее, чем ниже расположен рассматриваемый слой атмосферы.

Из соотношения (46) следует

$$f_3 n_3 = k_2 n_2 n_1 n. \tag{56}$$

После подстановки величины f_3n_3 из (56) в уравнение (20) будем иметь

$$\frac{dn_3}{dt_5} = -k_3 n_1 n_3. \tag{57}$$

Из уравнений (57) и (56) следует, что в стационарных условиях концентрация озона для рассматриваемого случая равна нулю. Этот случай, как уже упоминалось, возможен в нижнем слое атмосферы. Однако уравнение (57) позволяет приближенно оценить изменение концентрации озона в неравновесных условиях и в более высоких слоях, в частности в стратосфере. Для этого значение n_1 в (57) заменяется соответствующим значением n_1 из (46), что приводит к уравнению

$$\frac{dn_3}{dt} = -\frac{f_3 k_3 n_3^2}{k_2 n_2 n},$$
(58)

или

$$lt = -\frac{k_2 n_2 n \, dn_3}{f_3 k_3 n_3^2} \,. \tag{59}$$

Интегрирование (59) в пределах от 0 до t (левая часть) и от $n_{3,0} \neq 0$ до $n_3 \neq 0$ (правая часть) приводит к формуле

$$t = \frac{k_2 n_2 n (n_{3,0} - n_3)}{f_3 k_3 n_{3,0} n_3} .$$
 (60)

Из формулы (60) находится

$$n_3 = \frac{k_2 n_2 n n_{3,0}}{f_{3k_3 n_{3,0}t + k_2 n_2 n}} \,. \tag{61}$$

Формула (61) позволяет рассчитать значение дневной концентрации озона в зависимости от времени и начального значения $n_{3,0}$. Как видно из формулы (61), в рассматриваемом случае с ростом времени концентрация озона уменьшается.

Для характеристики нестационарного состояния обычно применяется время жизни молекулы. Под временем жизни молекулы т понимается промежуток времени, необходимый для понижения концентрации молекул в рассматриваемом объеме до 50% первоначального значения.

В применении к озону время жизни τ_3 может быть определено из формулы (60). Полагая, что за время $t=\tau_3$ концентрация озона понизится вдвое и будет равна $n_3=\frac{1}{2}n_{3,0}$, из (60) получим

$$\tau_3 = \frac{k_2 n_2 n}{f_3 k_3 n_{3,0}} \,. \tag{62}$$

Из формулы (62) следует, что время жизни озона при данном начальном его значении пропорционально квадрату плотности воздуха и обратно пропорционально интенсивности солнечной радиации. При прочих равных условиях время жизни озона тем больше, чем меньше его начальное значение. В высоких широтах время жизни озона будет в среднем больше, чем в низких широтах.

Если в формуле (62) принять, что начальное значение озона $n_{3,0}$ равно равновесному значению $n_{3,p}$, определяемому формулой (33), то из выражений (62) и (33) получится формула

$$\tau_3 = \left[\frac{k_2 n}{f_2 f_3 k_3} \right]^{\frac{1}{2}}, \tag{63}$$

аналогичная формуле Дютша [24], выведенной им для времени полувосстановления озона. Под временем полувосстановления озона имеется в виду время, за которое отклонение фактической плотности озона от равновесной уменьшится наполовину относительно своей первоначальной величины.¹

Значения т₃, вычисленные по формуле (63) с помощью табл. 6, приведены в табл. 10. Как видно из табл. 10, время жизни озона быстро возрастает с уменьшением высоты над уровнем моря. На высоте 20—25 км время жизни озона по классической фотохимической теории становится соизмеримым с годичным периодом

¹ В некоторых последних работах время полувосстановления озона называется характеристическим временем [23].

8 Заказ № 615

колебаний основных факторов, в зависимости от которых изменяется концентрация озона (солнечная радиация, температура). Вследствие этого озон в нижней стратосфере должен обладать консервативными свойствами, проявляющимися в том, что его концентрация в воздухе достаточно медленно изменяется со временем. При наличии этих консервативных свойств озон можно использовать как естественный атмосферный трассер для исследования упорядоченных и неупорядоченных движений в нижней стратосфере.

Таблица 10

			1				
ћ км	τვ	τ ₁	$\tau_{3, H} = \tau_{1, H}$	$\frac{k_2n}{k_3}$	$\frac{f_2}{f_3}$	$\frac{an_{3, p}}{b}$	τ ₃ ' сек.
10	1.1011	6·103	5.10-4	2,5	2.10-15	7.10-6	3.105
20	3.108	1.102	· 3·10-3	2	8.10-11	0,2	3.107
30	4.106	80	7.10-2	0	1.10-8	30	4.10^{6}
40	1.105	90	5	5.10-3	5.10-7	20	1.105
50	2.104	7.102	1.102	2·10-3	1.10-7	70	2.104
6 0	8·10 ³	1.104	$5 \cdot 10^{2}$	$7 \cdot 10^{-4}$	10-7	$5 \cdot 10^{2}$	8·10 ³
70	8.103	1.104	3·10 ³	1.10-3	2.10-7	4.102	8·10 ³
80	5 · 103	1.105	7.104	1.10-3	4.10-7	2·103	$5 \cdot 10^{3}$

Время жизни озона τ_3 , установления равновесной концентрации атомарного кислорода τ_1 , полувосстановления равновесных условий в слое озона $\tau_{3,H}$, жизни атомарного кислорода $\tau_{1,H}$ в ночных условиях (сек.) и другие параметры

Нестационарная концентрация атомарного кислорода в дневных условиях. Нестационарная концентрация атомарного кислорода в дневных условиях находится с помощью уравнения (18). Применяя к уравнению (18) условие адаптации (46) и учитывая, что в слое 10—60 км реакция (19) рекомбинации кислородных атомов несущественна (см. табл. 7), получим следующее исходное уравнение:

$$\frac{dn_1}{dt} = 2f_2 n_2 - k_3 n_1 n_3. \tag{64}$$

После исключения n₃ из (64) с помощью (46) будем иметь

$$\frac{dn_1}{dt} = 2f_2n_2 - \frac{k_2k_3n_2nn_1^2}{f_3}.$$
(65)

Решение этого уравнения при начальных условиях

$$t=0, \quad n_1=n_{1,0} \tag{66}$$

имеет вид

$$t = \frac{1}{2n_2} \left[\frac{f_3}{2f_2k_2k_3n} \right]^{\frac{1}{2}} \ln \left| \frac{n_{1,0}n_1 - n_{1,p}n_1\sqrt{2} + n_{1,p}n_{1,0}\sqrt{2} - 2n_{1,p}^2}{n_{1,0}n_1 + n_{1,p}n_1\sqrt{2} - n_{1,p}n_{1,0}\sqrt{2} - 2n_{1,p}^2} \right|,$$
(67)

где *п*_{1, р} определяется формулой (34).

Полагая в формуле (67) $n_{1,0}=0$, получим

$$n_1 = n_{1, p} \sqrt{2} \frac{\exp(Pt) - 1}{\exp(Pt) + 1}, \qquad (68)$$

тде

$$P = 2n_2 \left[\frac{2f_2 k_2 k_3 n}{f_3} \right]^{\frac{1}{2}}.$$
 (69)

Формула (69) позволяет рассчитать концентрацию атомарного кислорода в зависимости от времени и высоты над уровнем моря. При этом начальные условия соответствуют случаю мгновенного перехода от ночных к дневным условиям.

С помощью (67) определяется время установления равновесной концентрации атомарного кислорода т₁. Под временем установлеиия равновесной концентрации (или равновесных условий) понимается промежуток времени, необходимый для того, чтобы концентрация какого-нибудь газа, равная в начале нулю, достигла 50% величины, соответствующей фотохимическому равновесию. Это время, как и время жизни или время полувосстановления равновесных условий, характеризует, с одной стороны, скорость всех предусмотренных фотохимических процессов в газе, а с другой стороны, устойчивость газа по отношению к внешним воздействиям (колебаниям радиации, температуры).

Если в формуле (67) положить $t = \tau_1$ и $n_1 = \frac{1}{2} n_{1, p}$, будем иметь

$$\tau_1 = \frac{0.37}{n_2} \left[\frac{f_3}{2f_2 k_3 k_3 n} \right]^{\frac{1}{2}}.$$
 (70)

Значение τ_1 на разных высотах в атмосфере для летних условий на широте 45° приведено в табл. 10. Как видно из табл. 10, время установления равновесной концентрации атомарного кислорода τ_1 в слое 10—50 км значительно меньше, чем время жизни озона τ_3 . Величина τ_1 достигает минимума на высоте около 30 км и составляет в рассматриваемом случае 80 сек.

Нестационарная концентрация озона и атомарного кислорода в ночных условиях. Полагая в уравнениях (18) и (20) $f_2 = f_3 = 0$ и пренебрегая второстепенными реакциями на основании оценки их скорости по табл. 9, получим следующие уравнения для определения ночной концентрации озона и атомарного кислорода:

$$\frac{dn_3}{dt} = k_2 n_2 n_1 n, \tag{71}$$

$$\frac{dn_1}{dt} = -k_2 n_2 n_1 n. \tag{72}$$

Общее решение системы уравнений (71) и (72) имеет вид

$$n_3 = c_1 - \exp\left[-(c_2k_2n_2n + k_2n_2nt)\right], \tag{73}$$

$$n_1 = \exp\left[-(k_2 n_2 n t - c_2 k_2 n_2 n)\right]. \tag{74}$$

Выбирая в качестве начальных условий

$$t = 0, \quad n_1 = n_{1,0}, \quad n_3 = n_{3,0}, \tag{75}$$

получим частное решение системы (71) и (72) в следующем виде:

$$n_3 = n_{3,0} + n_{1,0} - n_{1,0} \exp\left(-k_2 n_2 n t\right), \tag{76}$$

$$n_1 = n_{1,0} \exp\left(-k_2 n_2 n t\right). \tag{77}$$

Результаты расчета концентрации озона и атомарного кислорода по формулам (76) и (77) приводятся в табл. 11. В качестве начальных значений $n_{3,0}$ и $n_{1,0}$ для расчета были выбраны дневные равновесные значения $n_{3,p}$ и $n_{1,p}$. Как видно из табл. 11, в слое 10—40 км концентрация озона в течение ночи существенно не изменяется. В слое 40—80 км концентрация озона ночью увеличивается, достигая в предельном случае (t=0) значения $n_{3,p}+n_{1,p}$.

Таблица 11

Концентрация озона и атомарного кислорода на разных высотах в атмосфере в зависимости от времени в ночных условиях

 $(n_{1,0} = n_{1,p}; n_{3,0} = n_{3,p})$

فيستباد فستنتظ تستكمل	1	1	1	1	1	1	
h	t=0	t=1	t = 10	$t = 10^{2}$	$t = 10^3$	$t = 10^4$	$t = \infty$
KM	сек.	сек.	сек.	сек.	сек.	сек.	сек.
		1	1	1	<u> </u>	1	<u> </u>
			C	Эзон			
10 20 30 40 50 60 70 80	$\begin{array}{c} 1\cdot 10^{11} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 2\cdot 10^{11} \\ 5\cdot 10^{10} \\ 1\cdot 10^{10} \\ 2\cdot 10^9 \\ 5\cdot 10^8 \end{array}$	$\begin{array}{c}1\cdot10^{11}\\4\cdot10^{12}\\4\cdot10^{12}\\2\cdot10^{11}\\5\cdot10^{10}\\1\cdot10^{10}\\2\cdot10^9\\5\cdot10^8\end{array}$	$\begin{array}{c}1\cdot10^{11}\\4\cdot10^{12}\\4\cdot10^{12}\\2\cdot10^{11}\\5\cdot10^{10}\\1\cdot10^{10}\\2\cdot10^9\\5\cdot10^8\end{array}$	$\begin{array}{c}1\cdot10^{11}\\4\cdot10^{12}\\4\cdot10^{12}\\2\cdot10^{11}\\5\cdot10^{10}\\1\cdot10^{10}\\2\cdot10^9\\5\cdot10^8\end{array}$	$\begin{array}{c} 1\cdot 10^{11} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 2\cdot 10^{11} \\ 5\cdot 10^{10} \\ 6\cdot 10^{10} \\ 1\cdot 10^{10} \\ 5\cdot 10^{8} \end{array}$	$\begin{array}{c} 1\cdot 10^{11} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 4\cdot 10^{12} \\ 2\cdot 10^{11} \\ 6\cdot 10^{11} \\ 8\cdot 10^{10} \\ 9\cdot 10^{10} \\ 5\cdot 10^{8} \end{array}$	$\begin{array}{c} 1 \cdot 10^{11} \\ 4 \cdot 10^{12} \\ 4 \cdot 10^{12} \\ 2 \cdot 10^{11} \\ 6 \cdot 10^{11} \\ 8 \cdot 10^{10} \\ 1 \cdot 10^{11} \\ 3 \cdot 10^{11} \end{array}$
			Атомарны	ий ки сл оро	л		•
10 20 30 40 50 60 70 80	$ \begin{array}{r} 1 \cdot 10^{5} \\ 1 \cdot 10^{7} \\ 3 \cdot 10^{8} \\ 1 \cdot 10^{9} \\ 7 \cdot 10^{9} \\ 7 \cdot 10^{10} \\ 1 \cdot 10^{11} \\ 3 \cdot 10^{11} \end{array} $	$\begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ 3 \cdot 104 \\ 9 \cdot 108 \\ 7 \cdot 109 \\ 7 \cdot 1010 \\ 1 \cdot 1011 \\ 3 \cdot 1011 \end{array}$	$0 \\ 0 \\ 2 \cdot 10^8 \\ 5 \cdot 10^9 \\ 7 \cdot 10^{10} \\ 1 \cdot 10^{11} \\ 3 \cdot 10^{11}$	$0 \\ 0 \\ 4 \cdot 10^2 \\ 2 \cdot 10^8 \\ 7 \cdot 10^{10} \\ 1 \cdot 10^{11} \\ 3 \cdot 10^{11}$	$ \begin{array}{c} 0\\ 0\\ 0\\ 7 \cdot 10 - 7\\ 2 \cdot 10^{10}\\ 9 \cdot 10^{11}\\ 3 \cdot 10^{11} \end{array} $	$\begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 3 \cdot 104 \\ 1 \cdot 10^{10} \\ 3 \cdot 10^{11} \end{array}$	0 0 0 0 0 0 0

Концентрация атомарного кислорода ночью уменьшается тем быстрее, чем ниже рассматриваемый слой атмосферы, и в пределе (при $t = \infty$) становится равной нулю. Увеличение концентрации озона происходит за счет уменьшения концентрации атомарного кислорода.

Для подсчета времени полувосстановления озонной концентрации в ночных условиях $\tau_{3, H}$ положим в формуле (76), что при t =

=
$$\tau_{3, H}$$
 $n_3 = n_{3, 0} + \frac{1}{2} n_{1, 0}$. После подстановки в (77) получим

$$\tau_{3, H} = \frac{0.7}{k_2 n_2 n} \,. \tag{78}$$

Значения т_{3. н} приведены в табл. 10. Как видно из табл. 10, время полувосстановления равновесной концентрации озона в ночных условиях возрастает с высотой. На высотах 10—30 км равновесные условия в слое озона достигаются за доли секунды. На высоте 70 км требуется около часа, а на высоте 80 км около 20 часов для установления равновесной концентрации озона (или перехода атомарного кислорода в озон). В слое 10—70 км имеет место неравенство т₃>т_{3. н}.

Время жизни атомарного кислорода в ночных условиях $\tau_{1, H}$ находится из формулы (77). Полагая, что при $t = \tau_{1, H}$ $n_1 = \frac{1}{2} n_{1, 0}$, из (77) получим

$$\tau_{1, H} = \frac{0.7}{k_2 n_2 n} \,. \tag{79}$$

Из сравнения (78) и (79) следует, что $\tau_{1, H} = \tau_{3, H}$. В слое 10—80 км справедливо неравенство $\tau_{1, H} < \tau_1$.

6. Дальнейшее развитие фотохимической теории атмосферного озона

1. Стационарная концентрация озона в атмосфере, содержащей окислы азота. Одним из существенных недостатков классической фотохимической теории атмосферного озона является то, что эта теория основывается только на пяти (а в слое 0—50 км на четырех) фотохимических реакциях — (13), (14), (15), (16), (17).

Помимо этих пяти реакций в атмосфере действуют другие реакции (см. табл. 3), которые в ряде случаев играют важную роль в образовании озона.

В последние годы появились работы [25, 26], в которых приводятся данные измерений концентрации окиси азота NO и двуокиси азота NO₂ в атмосфере, а также результаты теоретических расчетов концентрации этих компонентов в мезосфере и ионосфере.

В монографии Юнге [25] приводятся пределы возможных значений объемной концентрации NO₂ на уровне моря, равные 0 и 6 мкг/м³, и среднее значение объемной концентрации для незагрязненных районов, равное 2—3 мкг/см³, что соответствует концентрации NO₂ 6 · 10¹⁰—1 · 10¹¹ см⁻³. На высоте 60 км, по вычислениям Барта [26], концентрация NO₂ составляет $5 \cdot 10^4$ см⁻³. По мнению Юнге [25], наиболее вероятным источником NO₂ в атмосфере является подстилающая поверхность, однако он отмечает, что окончательное решение вопроса об источниках NO₂ требует дальнейших исследований.

В работе Хартека и Ривса [10] и Ханта [11] приводятся сводки результатов последних измерений постоянных скоростей химических реакций в атмосфере, большая часть которых дана в табл. 3.

Представляет интерес более общий подход к проблеме атмосферного озона, основанный на использовании других фотохимических реакций, помимо тех пяти, которые применяются в классической фотохимической теории. В качестве примера рассмотрим фотохимические процессы образования и разрушения озона в сухой атмосфере, содержащей окислы азота.

Совместно с известными ранее пятью реакциями — (13), (14), (15), (16), (17) — для построения несколько более общей фотохимической теории атмосферного озона используем три реакции, связанные с озоном, атомарным кислородом и окислами азота:

$$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O,$$
 (80)

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$$
, (81)

$$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2. \tag{82}$$

Обозначения постоянных этих реакций и значения этих постоянных приводятся в табл. 3.

С учетом реакций (80)—(82) уравнения (18) и (20) превратятся в следующие:

$$\frac{dn_1}{dt} = f_3 n_3 + 2f_2 n_2 - k_2 n_2 n_1 n - k_3 n_3 n_1 + f_4 n_5 - k_7 n_1 n_5, \qquad (83)$$

$$\frac{dn_3}{dt} = -f_3n_3 + k_2n_2n_1n - k_3n_3n_1 - k_6n_3n_4.$$
(84)

Кроме того, будет иметь место уравнение

$$\frac{dn_5}{dt} = -f_4 n_5 + k_6 n_3 n_4 - k_3 n_1 n_5, \qquad (85)$$

где n_4 — число молекул NO в 1 см³, а n_5 — число молекул NO₂ в 1 см³.

Для стационарных условий из (83)—(85) получатся уравнения

$$f_3n_3 + 2f_2n_2 - k_2nn_1n_2 - k_3n_1n_3 + f_4n_5 - k_7n_1n_5 = 0,$$
(86)

$$-f_3n_3 + k_2nn_1n_2 - k_3n_1n_3 - k_6n_3n_4 = 0, (87)$$

$$-f_4 n_5 + k_6 n_3 n_4 - k_7 n_1 n_5 = 0. \tag{88}$$

Значения скоростей реакций (80)—(82) для равновесных условий даны в табл. 7. Из табл. 7 видно, что в слое 0—30 км эти реакции могут играть существенную роль. Для решения системы уравнений (86)—(88) находится n₁ из равнения (87)

$$n_1 = \frac{f_3 n_3}{k_2 n_2 n} \frac{1 + \frac{k_6 n_4}{f_3}}{1 - \frac{k_3 n_3}{k_2 n_2 n}} \,. \tag{89}$$

Из табл. 5 и 12 видно, что в слое 10—80 км $\frac{k_6 n_4}{f_3} \leq 0,01, \frac{k_3 n_3}{k_2 n_2 n} \leq 0,01$. Тогда из (89) следует, что и в атмосфере, содержащей экислы азота, соотношение (29) выполняется с большой точностью. С помощью соотношения (29) находится решение системы уравнений (86)—(88). Складывая (86) и (87), получим

$$2f_2n_2 - 2k_3n_1n_3 + f_4n_5 - k_6n_3n_4 - k_7n_1n_5 = 0.$$
⁽⁹⁰⁾

Складывая затем (90) и (88), будем иметь

$$f_2 n_2 - k_3 n_1 n_3 - k_7 n_1 n_5 = 0.$$
(91)

Подставляя в (91) значение n_1 из (29), получим

$$f_{3}k_{3}n_{3}^{2} + f_{3}k_{7}n_{5}n_{3} - f_{2}k_{2}nn_{2}^{2} = 0.$$
(92)

Решение (92) имеет следующий вид:

$$n_{3} = (q^{2} n_{5, p}^{2} + n_{3, p}^{2})^{\frac{1}{2}} - q n_{5, p}, \qquad (93)$$

где

$$q = \frac{k_7}{2k_3}$$
, (94)

а *n*_{3, р} определяется формулой (33). В дальнейшем равновесное значение концентрации озона, определяемое формулой (93), будем обозначать *n*'_{3, р}. Величины *n*'_{1, р} и *n*_{5, р} находятся из (29) и (93)

$$n'_{1, p} = \frac{f_3}{k_2 n n_2} \left[\left(q^2 n_{5, p}^2 + n_{3, p}^2 \right)^{\frac{1}{2}} - q n_{5, p} \right], \qquad (95)$$

$$n_{5, p} = \frac{n_{3, p}^2 - n_{3, p}}{2qn'_{3, p}} .$$
(96)

Из (96) следует, что $n_{3, p} ≥ n'_{3, p}$. Значение $n_{4, p}$ из уравнения (88) равно

$$n_{4, p} = \frac{f_4 n_{5, p} + k_7 n_{5, p} n_{1, p}}{k_6 n'_{3, p}} .$$
(97)

Величины $n'_{3, p}$, $n'_{1, p}$ и $n_{4, p}$ определяются из формул (93), (95) и (97) в том случае, если известна величина $n_{5, p}$. В настоящее время

Таблица 12

Приближенные значения некоторых параметров фотохимических уравиений иа разных высотах в атмосфере

<i>n</i> 3 (действитель- ные значения) см ⁻³		7.1011 6.1011 1.1012	4.1012 4.1012 3.1012 1.1012 8.1010	1.1010	4.1011 6.1011 1.1012 4.1012	5.10123.10128.10117.10108.1098.109
n', p		5.10 ² 2.107 2.1011	1.1012 5.1012 6.1012 1.1012 3.1010	1.1010	4 1.105 2.108 1.1011	$\begin{array}{c} 2.1012\\ 3.1012\\ 8.1011\\ 7.1010\\ 8.109\end{array}$
$\frac{qn_5, p}{n_3, p}$		$ \begin{array}{c} 8.104\\ 6.102\\ 2.5 \end{array} $	0,4 2.10-2 3.10-3 4.10-3	5.10-4	1.108 8.108 70 2	$5 \cdot 10^{-2} \\ 7 \cdot 10^{-3} \\ 4 \cdot 10^{-3} \\ 4 \cdot 10^{-3} \\ 4 \cdot 10^{-3} \\ 4 \cdot 10^{-4} \\ $
$qn_{5, p}$ cm ⁻³		$\begin{bmatrix} 6.1012 \\ 6.1012 \\ 2.1012 \\ 2.1012 \\ 0.12$	8.1011 1.1011 2.1010 3.109 3.108	5.106	6.1012 6.1012 2.1012 8.1011	$\begin{array}{c} 1.1011\\ 2.1010\\ 3.109\\ 5.106\\ 5.106\end{array}$
$q = \frac{k_7}{2k_8}$	с, Ш.	$\begin{array}{c}1.103\\3.103\\3.103\\3.103\\1.03\\1.03\\1.03\\1$	4.10° 3.103 7.103 3.102 3.102	1.103 30° с. ш.	$\begin{array}{c} 1 \\ 1 \\ 3 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 3 \\ 1 \\ 0 \\ 0 \\ 1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0$	3.103 2.103 3.102 3.102 1.103
$\frac{k_6n_{4, p}}{f_3}$	J lero, 30°	$\begin{bmatrix} 0, 1 \\ 6.10^{-3} \\ 5.10^{-4} \\ 4.0^{-4} \end{bmatrix}$	4.10-5 1.10-5 2.10-4 1.10-5	2.10-5 Зима,	0,2 1.10-2 8.10-3	2.10-5 2.10-5 4.10-5 10-5 -5 -5 -4 -5 -5
n _{3, р} см-3		8.107 1.1010 8.1011 8.1011	2.1012 5.1012 6.1012 8.1010 8.1010	1.1010	7.106 8.108 3.1010 4.1011	2.1012 3.1012 8.1011 7.1010 8.109
f4 cek1		5.10-5 1.10-4 5.10-4 7.10-4	5.10-3 5.10-3 5.10-3	5.10-3	2.10-5 6.10-5 2.10-5 1.10-5	5.10-3 5.10-3 5.10-3
n _{5, p} (NO ₂) cm ⁻³		6.109 2.109 7.108	4.107 1.107 5.106 9.105	5.103	6.109 2.109 2.108 2.108	5.100 5.100 5.100 5.100
n ₄ , p (NO) cm ⁻³		0.108 5.107 5.106	2.105 2.105 5.106 1.107	5.106	6.108 5.107 5.106 9.105	22:102
h KM		2010 or	50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 5	60	20 20 20 20 20 20 20	0.0400 000 000 000 000 000 000 000 000 0

нет достоверных сведений о вертикальном распределении NO₂ в атиосфере. В качестве первого приближения для NO₂ было принято гакое вертикальное распределение этой величины, при котором на уровне земли и на высоте 60 км значения *n*_{5, p} были близки к значениям концентрации NO₂, приведенным Юнге в его монографии [25]. В результате вычислений с помощью вышеуказанных значений была получена следующая приближенная формула для концентрации NO₂:

$$n_{5, p} = n_{5,0} \frac{n}{n_0} e^{-\tau h}, \tag{98}$$

где $n_{5,0}$ — концентрация молекул NO₂ на уровне моря, n_0 — концентрация молекул воздуха на уровне моря, h — высота над уровнем моря, r = 0,11.

Значения $n_{5, p}$ и $n_{4, p}$ в зависимости от высоты h приводятся в табл. 12. В этой же таблице приводятся приближенные значения f_4 и значения q и $n'_{3, p}$. Величины k_6 и k_7 даны в табл. З. Формулу (93) для удобства можно преобразовать. Если вынести за скобки $n_{3, p}$, получим

$$n_{3, p}^{'} = n_{3, p} \left[\left(1 + \frac{q^2 n_{3, p}^2}{n_{3, p}^2} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{q n_{5, p}}{n_{3, p}} \right].$$
(99)

Учитывая, что при *h*≥25 км $\frac{qn_{5, p}}{n_{3, p}}$ ≪1 (табл. 12), из (99) получим

$$n'_{3, p} = n_{3, p} (h \ge 25 \text{ km}).$$
 (100)

Равенство (100) означает, что выше 25 км в атмосфере, содержащей окислы азота, согласно (98), дневное равновесное распределение озона совпадает с классическим равновесным распределением.

Если в формуле (99) вынести $qn_{5, p}$, получим

$$n'_{3, p} = q n_{5, p} \left[\left(1 + \frac{n^2_{3, p}}{q^2 n^2_{5, p}} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right].$$
 (101),

Учитывая, что при 0<h<15 км $\frac{n_{3,p}^2}{q^2 n_{5,p}^2} \ll 1$ (табл. 12), из (101),

будем иметь

$$n'_{3, p} = \frac{n^2_{3, p}}{2qn_{5, p}} (h < 15 \text{ km}).$$
 (102),

Из формулы (102) и табл. 12 следует, что в атмосфере, содержащей окислы азота, на высотах меньше 20 км дневная равновесная концентрация озона тем меньше, чем больше концентрация NO₂.

Заканчивая рассмотрение дневных стационарных условий в атмосфере, содержащей окислы азота, можно сделать вывод чтоналичие окислов азота (NO и NO₂) вызывает уменьшение концент рации озона во всем слое озона. Однако выше 20 км это уменьшение озона мало заметно. Ниже 20 км под влиянием окислов азота кон центрация озона уменьшается существенно и тем больше, чем ниже рассматриваемый слой (табл. 12). На высоте 20 км уменьшение озона составляет около 50%, на высоте 15 км 75%, на высоте 10 км около 100% классической равновесной концентрации.

Ночная стационарная концентрация озона при наличии окислов азота определяется из уравнения (87). Полагая $f_3 = 0$, из (87) по лучим

$$n_{3, \text{ p, H}} = \frac{k_2 n_2 n_1 n}{k_3 n_1 + k_6 n_4} \,. \tag{103}$$

Уравнение (103) справедливо при наличии атомарного кислорода и окиси азота. Однако, как будет показано ниже, в стратосфере и тропосфере атомарный кислород и окись азота быстро исчезают в ночных условиях. Из сравнения (103) и (39) следует, что

$$n'_{3, p, H} < n_{3, p, H}.$$
 (104)

Ночная стационарная концентрация атомарного кислорода в ат мосфере, содержащей окислы азота, находится из формулы (86) Полагая $f_2 = f_3 = f_4 = 0$, из (86) будем иметь

$$k_2 n n_1 n_2 + k_3 n_1 n_3 + k_7 n_1 n_5 = 0, (105)$$

∞откуда

$$n'_{1, p, H} = 0.$$
 (106)

Стационарная концентрация окиси азота в ночных условиях определяется из формулы (88). При $f_4 = 0$ из формулы (88) получим

$$n_4 = \frac{k_7 n_1 n_5}{k_6 n_3} \,. \tag{107}$$

Однако вследствие равенства (106) из формулы (107) будем иметн

$$n'_{1,p,q} = 0.$$
 (108)

Что касается ночной стационарной концентрации двуокиси азота $n'_{5, p, H}$, то из уравнения (88) следует, что она имеет неопределенное значение.

2. Нестационарная концентрация озона в атмосфере, содержащей окислы азота. В дневных условиях нестационарная концентрация атмосферного озона при наличии окислов азота определяется из уравнения (84) и адаптационного соотношения (46). Принимая во внимание соотношение (46), из уравнения (84) имеем

$$\frac{dn_3}{dt} = -k_3 n_3 n_1 - k_6 n_3 n_4. \tag{109}$$

Решим это уравнение, предполагая, что $n_4 = n_{4, p} = \text{const.}$ Заменив в (109) n_4 , с помощью (46) получим

$$\frac{dn_3}{dt} = -\frac{f_3k_3n_3^2}{k_2n_2n} - k_6n_3n_{4, p}.$$
(110)

Решая уравнение (110) при начальных условиях t=0, $n_3=n_{3,0}$, будем иметь

$$t = \frac{1}{k_6 n_{4, p}} \ln \frac{n_{3, 0} (a n_3 + b)}{n_3 (a n_{3, 0} + b)}, \qquad (111)$$

где

$$a = \frac{f_{3}k_{3}}{k_{2}n_{2}n}, \qquad (112)$$

$$b = k_6 n_{4, p}.$$
 (113)

Находя n₃ из (111), получим

$$n_3 = \frac{n_{3,0}b}{n_{3,0}a \, [\exp(k_6 n_4 t) - 1] + b \exp(k_6 n_4 t)} \,. \tag{114}$$

С помощью (111) определим время жизни озона τ'_3 в дневных условиях при наличии в атмосфере окислов азота. Полагая, что при $t = \tau'_3 n_3 = \frac{1}{2} n_{3,0}$, из (111) будем иметь

$$\mathbf{r}_{3}^{\prime} = \frac{1}{k_{6}n_{4, \mathrm{p}}} \ln \frac{an_{3, 0} + 2b}{an_{3, 0} + b}.$$
 (115)

Выражение (115) можно преобразовать, имея в виду два случая (при этом полагаем $n_{3,0} = n_{3,p}$):

a)
$$\frac{an_{3, p}}{b} \ll 1.$$
 (116)

Как видно из табл. 10, неравенство (116) соблюдается при $h\!<\!<\!20$ км. В этом случае

$$\frac{an_{3, p}+2b}{an_{3, p}+b} = \frac{b\left(2+\frac{an_{3, p}}{b}\right)}{b\left(1+\frac{an_{3, p}}{b}\right)} \approx 2.$$

Тогда формула (115) превращается в

$$\tau_3' = \frac{0.7}{k_6 n_{4, p}}; \tag{117}$$

Из табл. 10 следует, что неравенство (118) выполняется при h > > 20 км. В этом случае

$$\frac{an_{3, p} + 2b}{an_{3, p} + b} = 1 + \frac{b}{an_{3, p} + b} = 1 + \frac{b/an_{3, p}}{1 + b/an_{3, p}} \approx 1 + \frac{b}{an_{3, p}}$$

Отсюда формула (115) на основании неравенства (118) превращается в

$$\tau_{3}' = \frac{1}{k_{6}n_{4, p}} \ln\left(1 + \frac{b}{an_{3, p}}\right) = \frac{b}{k_{6}n_{4, p}an_{3, p}} .$$
(119)

Подставляя в (119) значения а и b из (112) и (113), получим

$$\tau'_{3} = \frac{k_{2}n_{2}n}{f_{3}k_{3}n_{3,p}}.$$
 (120)

Из сравнения (120) и (62) следует, что при h > 20 км

$$\tau_3 = \tau_3. \tag{121}$$

Значения τ'_3 приводятся в табл. 10. Как видно из табл. 10, при $h \leq 20$ км

$$\tau_3 < \tau_3. \tag{122}$$

Однако из табл. 10 следует, что на высоте 20 км время жизни озона при наличии в атмосфере окислов азота уменьшается всего в 10 раз и остается достаточно большим, составляя 3 · 10⁷ сек., или 300 суток. Следовательно, при данной схеме расчета наличие окислов азота в атмосфере не приводит к нарушению консервативного свойства озона в нижней стратосфере.

3. Концентрация озона во влажной атмосфере. Ранее отмечалось [27], что в присутствии водяного пара при наличии ультрафиолетовой солнечной радиации происходит уменьшение концентрации озона. Однако расчет уменьшения концентрации озона во влажной атмосфере тогда не производился, поскольку не были известны постоянные соответствующих фотохимических реакций. В последние годы появились данные о таких постоянных (см. табл. 3) и поэтому возникла возможность расчета концентрации озона во влажной атмосфере.

В работе [28] приводится расчет стационарной концентрации озона во влажной атмосфере для ограниченной задачи, учитывающей десять реакций: № 16—20, 22—25 и 28 из табл. З. В работе [28] выводится следующая формула для стационарной концентрации озона во влажной атмосфере:

$$n_{3, p} = \frac{n_2 f_2 n_3^*}{n_3 f_3 + k n_3^* (4,76 w n_3' f_8)^{\frac{1}{2}}},$$
(123)

где

$$n_{3}^{*} = \frac{k_{2}}{k_{3}} n_{2}n,$$

$$k = \left[\frac{k_{13}k_{14}k_{15}}{k_{16}k_{21}}\right]^{\frac{1}{2}},$$

 n'_{3} — число молекул озона (см³ · сек.⁻¹), участвующих в реакции 23 (табл. 3), w — отношение смеси водяной пар/воздух. При w=0 формула (123) превращается в формулу (33). С увеличением w концент-





рация озона во влажной атмосфере уменьшается. Это обстоятельство иллюстрируется рис. 1 [28], на котором показаны теоретические кри-

вые вертикального распределения озона при разных значениях *w*. Уменьшение концентрации озона при увеличении *w* отмечается на высотах меньше 40 км (рис. 1). В работе [28] приводятся результаты расчета времени жизни озона на разных высотах в атмосфере при наличии водяного пара. При высоте Солнца 45°

Рис. 2. Вертикальное распределение логарифма концентрации различных атмосферных компонентов в дневных (сплошные линии) и ночных (пунктирные линии) условиях [11].



время жизни озона на высотах больше 35 км близко к рассчитанному по формуле (63). Ниже 35 км время жизни озона во влажной атмосфере меньше, чем в сухой атмосфере. Так, при $w = 1,8 \cdot 10^{-6}$ на высоте 30 км оно равно 100 дням, на высоте 25 км — 120 дням, на высоте 20 км — 130 дням и на высоте 15 км — 400 дням. С ростом влажности время жизни озона на указанных высотах уменьшается.

В работе Ханта [11] для расчета концентрации озона во влажной атмосфере было привлечено тридцать реакций: № 16-45 из табл. З. Расчет производился с помощью электронно-вычислительной машины. В результате расчета Хант получил значения стационарной концентрации различных компонент: H, O(¹D), O(³P), OH, О2Н и H2O (см. табл. 4). Значения концентрации озона, полученные Хантом [11] на высотах 15—100 км, заметно меньше концентрации озона, полученной им раньше без учета кислородно-водородных реакций [23], но ближе к имеющимся экспериментальным результатам. Максимальная концентрация озона, по расчетам Ханта [11]. должна наблюдаться в неподвижной атмосфере на высоте около 30 км. Ночная концентрация озона на высотах 15—55 км не отличается от дневной концентрации озона на этих высотах (рис. 2). Выше 55 км ночная концентрация озона заметно больше дневной. Это означает, что при учете тридцати упомянутых выше реакций (см. табл. 3) общее содержание озона заметно не изменяется в течение суток вследствие происходящих в атмосфере фотохимических процессов, связанных с восходом и заходом Солнца.

В заключение следует отметить, что приведенные здесь расчеты концентрации озона в атмосфере, где происходит множество фотохимических реакций (см. табл. 3), являются только первыми шагами в сравнительно мало изученную область исследований — фотохимию атмосферы. Еще весьма приближенно известны постоянные ряда фотохимических и химических реакций, требуют уточнения используемые сечения поглощения и квантовые выходы реакций. Возможно также действие других, не учтенных еще реакций.

Сравнение теоретических распределений озона с наблюдаемыми позволяет сделать вывод [5, 20, 24], что имеется ряд существенных отличий в этих распределениях. Эти отличия возникают вследствие того, что атмосфера постоянно находится в состоянии движения.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Chapman S. A theory of upper atmospheric ozone. Mem. Roy. Met. Soc., v. 3, 1930.
- Chapman S. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. Philos. Moq., v. 10, 1930.
- 3. Ватанабе К. Процессы поглощения ультрафиолетового излучения в верхней атмосфере. В кн.: "Исследование верхней атмосферы с помощью ракет и спутников". М., ИЛ, 1961.
- 4. Chapman S. Photochemical processes in the upper atmosphere and resultant composition. Compendiam of meteorology. Amer. Met. Soc., Boston, 1951.

- 5. Гущин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1964.
- 6. Хвостиков И. А. Озон в атмосфере. Успехи физических наук, 1956, т. 59, вып. 2.
- 7. Лондон Ю., Прабхакара К. Процессы поглощения в стратосфере и мезосфере. Пер. с англ. — В кн.: "Озон в земной атмосфере". Л., Гидрометеоиздат, 1966.
- 8. Гущин Г. П. Исследование атмосферного озона. Л., Гидрометеоиздат, 1963. 9. Johnson F. S., Purcell I. P., Tousey R., Watanabe K. Direct measurements of vertical distribution of atmospheric ozone to km altitude.-J. Geophys. Res., 1952, v. 57, N. 2.
- 10. Хартек П., Ривс Р. Недавние исследования химических реакций, имеющих большое значение в атмосфере. Пер. с англ. — В кн.: "Элементарные процессы в верхней атмосфере". М., "Мир", 1965. 11. Hunt B. G. Photochemistry of ozone in a moist atmosphere. — J. Geophys.
- Res., 1966, v. 71, N. 5.
- 12. Mecke R. The photochemical ozone equilibrium in the atmosphere. Transactions Faraday Soc. London, 1931, v. 27 (8).
- 13. Wulf O. R., Deming L. S. The theoretical calculation of the distribution of photochemically - fermed ozone in the atmosphere. Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electriciy, 1936, v. 41. 14. G öt z F. W. P. Zum Strahlungksklime des Spitzbergen — sommers Gerlans
- Beitr. Geophys., 31, 1931.
- 15. Dütsch H. U. Photochemische Theorie des atmosphärischen Ozone unter Berücksichtigung von Nichtgleichgewichszuständen und Luftbewegungen,
- diss. Zürich, 1946.
 16. S ch r öer E. Theorie der Entstehung, Zersetrung und Vertei Lung des atmosphärischen Ozons. Ber, Deutsch. Wetterdienst US—Zone, Nr. 11, 12, 1949.
 17. Graig R. A. The observations and photochemistry of atmospheric ozone atmospheric ozone and photochemistry of atmospheric ozone and photochemistry of atmospheric ozone atmospheric ozon
- their meteorological significance. Met. Monogr. Amer. Soc., v. 1, N. 2., 1950.
- 18. Paetzold H. K. The mean vertical ozone distibution resulting from the photochemical equilibrium, turbulence and current of air. - J. Atm. Terr. Phys., 1953, v. 3.
- Paetzold H. K. Die vertikale Verteilung des atmosphärischen Ozons nach dem photochemischen Gleichgewicht. Geofisica Pura et Applicata, 1953, v. 24.
- 20. Prabhakara C. Effects on non-photochemical processes on the meridional distribution and total of ozone in the atmosphere. Month. Weather Rev., 1963, v. 91, N. 9.
- 21. Николе М. Аэрономия. Пер. с англ. М., "Мир", 1964.
- 22. Dütsch H. U. Das utmösphärischen Ozone als Indibator für Strömungen in der Stratosphäre. Arch. Met. Geophys. Biokl., ser. A, 1956, Bd. 9.
- 23. H u n t B. G. A non-equilibrium investigation into the diurnal photochemical atomic oxygen and ozone variations in the mesesphere. - J. atm. terr. phys., 1965, v. 27, N. 2.
- 24. Дютш Г. У. Проблемы фотохимической теории атмосферного озона. Пер. с англ. — В кн.: "Озон в земной атмосфере". Л., Гидрометеоиздат, 1966.
- 25. Юнге Х. Е. Химический состав и радиоактивность атмосферы. Пер. с англ. М., "Мир", 1965.
- 26. Барт Ч. Реакция атомарного азота и кислорода в хемисфере. Пер. с англ. -В кн.: "Элементарные процессы в верхней атмосфере". М., "Мир", 1965.
- 27. Митра С. К. Верхняя атмосфера. М., ИЛ, 1955.
- 28. Roney P. L. On the influence of Water Vapour on the distribution of stratospheric ozone. — J. atm. terr. phys., 1965, v. 27.

Г. П. ГУЩИН

МЕЖДУНАРОДНЫЕ СРАВНЕНИЯ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ В ШИОФОКЕ (ВЕНГРИЯ)

11—22 мая 1969 г. в г. Шиофоке (ВНР) состоялись международные сравнения озонометрических приборов. Сравнения были организованы метеослужбой ВНР на основании решения директоров метеослужб социалистических стран. В этих сравнениях приняли участие специалисты семи стран: ВНР (спектрофотометр Добсона № 110 и озонометр М-83 № 22), ГДР (спектрофотометры Добсона № 64 и 71), ПНР (спектрофотометр Добсона № 84), СРР (озонометр М-83 № 51), СССР (озонометр М-83 № 60 и спектрограф ИСП-22), ЧССР (спектрофотометр Добсона № 74), СФРЮ (озонометр М-83 № 45). От Советского Союза в сравнениях озонометрических приборов приняли участие Г. П. Гущин и Р. С. Стеблова. В истории озонометрии неизвестен другой подобный случай, когда на сравнения было собрано столь большое количество приборов из разных стран.

Перед началом сравнений все озонометрические приборы были подвергнуты контролю с помощью специальных устройств, приданных к каждому прибору. В результате контрольных измерений было установлено, что все приборы сохранили параметры контроля, установленные во время их последней градуировки.

Сравнения в г. Шиофоке производились путем синхронных измерений общего содержания озона всеми приборами, установленными на измерительной площадке. Интервалы между соседними отсчегами изменялись в зависимости от высоты Солнца, состояния облачности и задач сравнений в основном от 5 мин. до 1 часа, составляя в среднем 15 мин. Количество отсчетов в течение одного дня менялось в основном от 10 до 20. Озонная масса µ изменялась в период сравнений от 1,14 до 3,02. Наиболее благоприятная погода для сравнений была 11-15 мая. Однако по ряду причин 11 и 14 мая работала только часть приборов, доставленных на сравнения (спектрофотометры Добсона в эти дни в основном не работали). Наибольшее количество измерений, произведенных одновременно всеми приборами, приходится на 12, 13 и 15 мая, причем продолжительность совместных наблюдений 12 мая составляла 10,5 часа, 13 мая — 9,5 часа, 15 мая — 2 часа.

По соглашению между всеми участниками сравнений для удобства в качестве условного эталона был принят спектрофотометр Добсона № 84 из ПНР. С данными этого прибора, полученными на двойной паре длин волн AD, сравнивались данные других приборов.





Наблюдения за озоном по спектрофотометрам Добсона осуществлялись на парах длин волн A, D, C и двойных парах AD и CD [1]. Наблюдения по озонометру М-83 № 60 производились с пятью светофильтрами ($\lambda_{1, max}$ =304 нм, $\lambda_{2, max}$ =330 нм, $\lambda_{3, max}$ =314 нм, $\lambda_{4, max}$ = =369 нм, $\lambda_{5, max}$ =530 нм). Первые два светофильтра являются новыми (рис. 1 б), три последних светофильтра — старые, применявшиеся на озонометрических станциях в 1957—1970 гг. (рис. 1 *a*). С помощью светофильтров $\lambda_{4, max}$ =369 нм и $\lambda_{5, max}$ =530 нм определялась спектральная оптическая толщина аэрозоля и затем аэрозольная поправка [3]. Обработка результатов наблюдений для всех

9 Заказ № 615

приборов производилась в согласии с инструкциями и методическими указаниями [1, 2, 3]. Результаты измерений по приборам М-83 были получены как с аэрозольной поправкой, так и без нее, причем аэрозольная поправка для приборов М-83 № 22, 45 и 51 была определена на основании измерений этой поправки по прибору М-83 № 60.

Основные результаты сравнений озонометрических приборов в г. Шиофоке приведены в табл. 1 и 2 и на рис. 2.¹



Рис. 2. Общее содержание атмосферного озона 12 мая 1969 г. Международные сравнения озонометрических приборов в г. Шиофоке.

В верху: 1— спектрофотометр Добсона № 84 (AD), 2— спектрофотометр Добсона № 71 (AD), 3— озонометр М-83 № 60 (старые светофильтры, с учетом аэрозоля). В низу: 1— спектрофотометр Добсона № 74 (CD), 2— спектрофотометр Добсона № 64 (CD), 3— озонометр М-83 № 60 (старые светофильтры, без учета аэрозоля).

Из табл. 1 и 2 можно сделать следующие выводы.

1. У каждого спектрофотометра Добсона наблюдались несовпадения среднедневных величин общего содержания озона, полученных на разных парах или двойных парах длин волн. Эти несовпадения достигали в отдельных случаях 20% и более (№ 64, 74).

2. Наблюдались значительные несовпадения среднедневных данных, полученных на одних и тех же парах или двойных парах длин волн по разным спектрофотометрам Добсона. Эти несовпадения в некоторых случаях превышали 20%.

¹ Полный комплект данных по общему содержанию атмосферного озона, полученных во время сравнений в г. Шнофоке, находится на хранении в метеослужбе ВНР.

3. Отклонения среднедневных величин обшего содержания озона. измеренных спектрофотометрами Добсона на основной двойной паре AD. от соответствующих данных, измеренных по спектрофотометру Добсона № 84 (ПНР), в ряде случаев превышали 10% (№ 71, 110).

4. Данные, полученные по пяти спектрофотометрам Добсона. позволяют разделить эти приборы на две группы с близкими значениями общего содержания озона. К первой группе относятся приборы № 84, 74 и 64, ко второй группе — приборы № 71 и 110. Приборы первой группы дают значения озона, в среднем на 10% (для AD) меньшие, чем приборы второй группы.

5. Отклонения среднедневных величин общего содержания озона, измеренных по приборам М-83, от соответствующих данных по спектрофотометру Добсона № 84 (АД) не превышали 20% (без аэрозольной поправки) и 13% (с аэрозольной поправкой).

6. Отклонения среднедневных величин, измеренных по озонометру М-83 № 60. от соответствующих данных по спектрофотометру Добсона № 84 (AD) во всех случаях не превышали 10,5%.

7. Значения средних квадратических отклонений за каждый день сравнений для спектрофотометров Добсона колебались в пределах 1,4 · 10⁻³—30,5 · 10⁻³ см, составляя в среднем около 10 · 10⁻³ см, для озонометров М-83 — в пределах 7.8 · 10⁻³ — 48.9 · 10⁻³ см. составляя в среднем около 25 · 10⁻³ см.

Анализ выводов (пп. 1-7) позволяет сделать следующее заключение. Значительные расхождения в показаниях спектрофотометров Добсона (пп. 1—4) можно объяснить либо плохой градуировкой последних, либо их неустойчивостью. Наличие двух групп спектрофотометров Добсона с разными значениями общего содержания озона (п. 4) говорит о неслучайности расхождений. Для улучшения качества данных наблюдений за общим содержанием озона, очевидно, необходимо повысить качество градуировки спектрофотометров Добсона и чаше производить эти градуировки.

Из п. 7 и табл. 1 следует, что средняя относительная величина средней квадратической ошибки, или коэффициент вариации, равна

для спектрофотометров Добсона $\frac{10 \cdot 100}{320} = 3,1\%$, для озонометров

M-83 $\frac{25 \cdot 100}{320} = 7,8\%$. В указанные величины коэффициентов вариа-

ции вошли дополнительные погрешности, вызванные колебаниями общего содержания озона в период сравнений. Если измерения общего содержания озона производятся в течение более короткого промежутка времени, чем это было при сравнениях, и с меньшими интервалами между отсчетами, то среднее значение коэффициента вариации будет меньше указанных здесь величин. Это подтверждается результатами, полученными в работе [4]. Из [4] следует, что среднее значение коэффициента вариации для общего содержания озона, измеренного прибором М-83 по прямому солнечному свету, равно 2,4%. Очевидно также, что средний коэффициент

9*

Среднедневные значения общего содержания озона Ω (10-3 см) по различным

Спектро Спектрофотометр Добсона № 84 (ПНР) AD А С CD А. зенит A Лата D 0 0 0 0 0 0 0 η η η η η η 12 [°]V 323 336 4.0 365 13.0 351 8,7 332 2.8332 -0.3 13 V 317 328 3.5364 14.8 3.8 328 345 8,8 329 318 0.33,5 15 V 324 336 373 13.6 338 4.33.7_____ Спектрофотометр Добсона № 71 (ГДР) Спектро AD. A С AD CD Α D Дата зенит Ω Ω Ω Ω Ω Ω Ω η η η η η η η 12 V 369 14.2 388 20.0 365 13,0 363 12,4 345 6.8 348 7.7 ____ 13 V 368 16.1 385 21.5 362 14.2362 14,2 342 7.9 365 15.1336 6,0 15 V 12.0 404 24.7 363 352 8.6 346 6.8 -----M-83 Спектрофотометр Добсона № 110 (ВНР) старые све Дата AD, С D CD А AD а зенит Ω Ω Ω Ω Ω Q Ω η η η η η η η 10.8 339 12,4 12 V 358 5.0340 5,3363 342 5,9 313 -3,111,7 333 12,9 340 13 V 354 5,0 337 6,3 358 7,3 363 14,8 296 -6,6 15 V 348 7,4 356 9,9 344 6,2 358 10,5

по спектрофотометру Добсона № 84 (ПНР) на

Примечание. а — без учета аэрозоля, б — с учетом аэрозоля.

Таблица 1

приборам и их отклонения $\left(\eta = \frac{\Omega - \Omega_{AD}}{\Omega_{AD}} \cdot 100\%\right)$ от значений, полученных двойной паре длин волн AD. Шиофок, 1969 г.

1 -																
	фот	ометр	о До	бсона	№ 64	(ГДР)						М- стар	-83 № зые св	22 (В) етофил	НР), іьтры
	I)		С	A	D		CD		AD	, зенит	r		a		б
	Ω	η	Ω	η	Ω	η	Q	γ	1	Q	η		Ω	η	Q	η
	362 356 378	12,1 12,3 16,7	30(30-	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$				—19 14 —),8 1,2	311		9	314 280 372	-2,8 -11,7 14,8	3 305 7 317 8 353	-5,6 0,0 9,0
	фот	ометр	до	бсона	№ 74	(4CC	CP))					V	ІСП-22	(CCC	P)
		D		С	A	5	(CD		30	AD, енит			В		C
	Q	η	Q	η	Ω	η	Ω	7	1	Ω	η		Ω	η	Q	η
	391 375 395	21,0 18,3 21,9	32) 32(—	8 1,5 6 2,8 	325 323 331	0,6 1,9 2,2	284 283 —	-12 -10 -	2,1),7	 325 	5 2,5 	;	325 320 —	0,6 0,9 `	324 .327 —	0,3 3,2 —
	№ (тофи	60 (С ільтрь		?) но	вые	N cr	I-83 гары	№ 4. е св	5 (етс	СФІ офил	РЮ), ьтры		М- стар	.83 № рые све	51 (С) етофил	РР), ьтры
		б		св фил	ето- іьтры		a			б			a		(5
	Ω	η		Ω	η	Ω		η		Q	η		Ω	η	Ω	η
	309 330 338	$\begin{array}{c c} -4 \\ -4 \\ 4 \\ 3 \\ 4 \end{array}$,3 ,1 ,3	302 292 291	—6,5 —7,9 —10,2	292 297 387		-9,6 -6,3 19,4	2 3 3	288 27 61	—10,8 3,2 11,4	3	311 295 389	3,7 6,9 20,0	305 328 366	5,6 3,5 13,0

Значения среднего квадратического отклонения (σ=]/

 $\sqrt{\frac{\Sigma\left(\Omega-\overline{\Omega}
ight)^{2}}{n-1}}\cdot$ 10⁻³ см)

л		С Доб	пек бсон	трофот ¦а № 84	ометр 4 (ПНР	?)		Спек	грофот № 6	гометр 4 (ГД	о Доб (Р)	бсона
дата	A	D	С	AD	CD	AD, зенит	A	D	С	AD	CD	AD, зенит
12 V 13 V 15 V	9,6 10,4 1,4	9,1 12 <u>,</u> 6 3,9	6, 4,	0 4,1 1 7,7 - 2,7	5,8 7,4 —		6,6 9,0 2,4	16,0 13,4 5,4	11,3 14,0 —	6,8 13,4 2,8	17,8 28,0 —	
	ИС (С	П-22 ССР)		M-83 (BE	№ 22 [P)	М-83 (СФ)	№ 45 РЮ)		M-83	№ 60	(CC	CP)
Дата	В		;	a	б	a	б	C	стај ветоф а	оые ильтр	ы	новые свето- фильтры
12 V 13 V 15 V	6,5 11,2 —	19 13 -	,8 ,6	34,8 17,7 19,2	15,2 30,0 7,8	22,8 17,3 19,2	48,9 32,6 13,3) 2 3 2 3 2	29,2 26,4 23,3	19 17 14	,0 ,1 ,2	24,5 20,7 14,9

Примечание. а — без учета аэрозоля, б — с учетом аэрозоля. вариации для спектрофотометра Добсона на двойной паре AD в ана-

вариации для спектрофотометра Добсона на двойной паре AD в аналогичных условиях будет не больше 2,4%.

Как известно, средняя квадратическая ошибка является ошибкой единичного измерения с доверительной вероятностью 0,68. Отождествив среднюю квадратическую ошибку со средним квадратическим отклонением (см. табл. 2), мы завысим эту ошибку за счет колебаний измеряемой величины. Учитывая, что в официальных изданиях публикуются среднедневные значения общего содержания озона, произведем оценку погрешности этого среднего значения для озонометра М-83, исходя из данных о средних квадратических отклонениях, полученных во время сравнений в г. Шиофоке.

Ошибка среднего арифметического значения $\sigma_{n,\overline{\Omega}}$ равна, как известно, средней квадратической ошибке единичного измерения, деленной на корень квадратный из числа измерений.

Для прибора М-83 № 60 со старыми светофильтрами без учета аэрозоля получим:

12 мая, $\sigma_{n, \overline{\Omega}} = \frac{29,2}{\sqrt{19}} = 6,7 \cdot 10^{-3}$ см, относительная величина этой

ошибки равна
$$\frac{6,7}{313} \cdot 100 = 2,1\%;$$

лля различных озонометрических приборов. Шиофок, 1969 г.

	Спек	трофот № 71	ометр (ГД) Доб Р)	сона		Спека	грофот № 74	ометр (ЧСС	Доб CP)	сона
A	D	C	AD	CD	AD, зенит	A	D	с	AD	CD	АD, зенит
6,6 4,1 7,8	15,3 7,3 9,1	4,1 5,5 —	7,6 5,6 6,9	10,3 12,3 —		11,3 6,9 2,4	9,3 20,4 4,7	11,0 14,6 —	9,2 10,7 3,9	26,2 30,5 —	10,1 —
M	83 № 8 (CPP)	51		(Спектроф	отометр	Добсо	она №	110 (BHP)
a		б	A		D	С	A	.D	CD		AD, зенит
19,2	2	2,7	6,	5	13,9	9,1	8	3,2	11,2		
30,5 38,8		:9,0 25,7	6,4 6,1	4 7	18,9 9,9	9,0		,2 ',1	13,9		7,8

13 мая, $\sigma_{n,\overline{\Omega}} = \frac{26,4}{\sqrt{15}} = 6,8 \cdot 10^{-3}$ см, относительная величина этой ошибки равна $\frac{6,8}{296} \cdot 100 = 2,3\%$;

15 мая, $\sigma_{n,\overline{\Omega}} = \frac{23,3}{\sqrt{11}} = 7,0 \cdot 10^{-3}$ см, относительная величина этой ошибки равна $\frac{7,0}{260} \cdot 100 = 2,7\%$.

Если ограничиться доверительной вероятностью 0,99, то доверительный интервал ошибки среднего арифметического, как известно, будет равен 2,6 σ_{m} —.

Учитывая, что средняя за три дня сравнений величина $\sigma_{n, \overline{\Omega}}$ для прибора М-83 была равна 6,9 · 10⁻³ см, получим, что ошибка среднедневного значения общего содержания озона с весьма высокой степенью вероятности равна $(\pm 2, 6) \cdot 6, 9 \cdot 10^{-3} = \pm 18 \cdot 10^{-3}$ см.

Относительная величина ошибки среднедневного значения общего содержания атмосферного озона, измеренного по прибору М-83 № 60, была равна во время сравнений $\pm \frac{18}{300} \cdot 100 = \pm 6\%$. Такая же или очень близкая величина ошибки получается для трех других приборов М-83 (№ 22, 45 и 51), если эту ошибку вычислить по указанной выше схеме.

приборов Международные сравнения озонометрических в г. Шиофоке показали, что в ряде случаев фиктивный суточный ход измеренных величин общего содержания озона наблюдается (см. рис. 2) как у озонометров М-83 (со старыми светофильтрами, без учета аэрозоля), так и у спектрофотометров Добсона (№ 64 и 74 на двойной паре CD и паре C). При этом фиктивный суточный ход измеренных величин общего содержания озона по спектрофотометрам Добсона № 64 и 74 характеризуется увеличением общего содержания озона с ростом озонной массы, подобно тому как это наблюдается у озонометров М-83 (со старыми светофильтрами), причем амплитуда изменений общего содержания озона в результате фиктивного хода была примерно одинаковой для обоих типов приборов (см. рис. 2). Значительный фиктивный суточный ход измеренных значений общего содержания озона наблюдался 12 и 13 мая 1969 г. у спектрофотометров Добсона № 64 и 74 (двойная пара СD и пара С) и озонометров М-83 № 51 и 60 (со старыми светофильтрами). Введение аэрозольной поправки в измеряемую величину общего содержания озона позволило избавиться от фиктивного суточного хода озона у приборов М-83 (рис. 2, кривая 3 вверху). Наличие фиктивного хода общего содержания озона, измеренного спектрофотометрами Добсона № 64 и 74, возможно, объясняется плохой градуировкой этих приборов на двойной паре CD и паре C, поскольку ошибка в определении внеатмосферной постоянной приводит к появлению фиктивного хода озона.

Фиктивный суточный ход общего содержания озона, измеренного озонометром М-83 (со старыми светофильтрами), объясняется двумя причинами:

1) значительным селективным аэрозольным помутнением атмосферы по вертикали;

2) несоответствием спектральной чувствительности прибора применяемой для расчетов озонной номограмме.

Чтобы избавиться от первой причины фиктивного суточного хода озона, нужно либо ввести аэрозольную поправку [3], либо использовать другие светофильтры (два светофильтра, максимумы пропускания которых более близки друг к другу по спектру, или три светофильтра, рис. 1 δ),

От второй причины фиктивного суточного хода озона можно избавиться путем более тщательного измерения спектральной чувствительности прибора и последующего расчета на ЭВМ соответствующей озонной номограммы.

Из двух указанных способов наиболее простым является использование новых светофильтров. В настоящее время новые светофильтры типа светофильтров, показанных на рис. 1 б, вводятся на сети озонометрических станций СССР [5].

В целом следует считать, что международные сравнения озонометрических приборов в г. Шиофоке позволили получить весьма ценные сведения о погрешности различных озонометрических приборов и, следовательно, об ошибках озонометрических данных, поступающих с мировой озонометрической сети.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Dobson G. M. B. Observers hanbook for the ozone spectrophotometer. Ann. IGY, 1957, vol. V.
- 2. Гущин Г. П. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона. Л., Гидрометеоиздат, 1961.
- Гущин Г. П. К методике введения аэрозольной поправки в результаты измерения общего содержания атмосферного озона. — Труды ГГО, 1969, вып. 237.
- 4. Архипова Т. Н. Оценка случайных погрешностей измерения общего содержания озона универсальным (М-83) и самолетным озонометрами. — Труды ГГО, 1967, вып. 213.
- 5. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона. Составитель Г. П. Гущин. Л., Гидрометеоиздат, 1970.

Г. П. ГУЩИН, В. В. ОСЕЧКИН, С. В. СОЛОНИН

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА И ЕГО ВЛИЯНИЯ НА ЭКСПЛУАТАЦИЮ СВЕРХЗВУКОВОГО ТРАНСПОРТА

Введение

Развитие авиации, как известно, сопровождалось непрерывным увеличением высоты регулярных трасс и потолка подъема самолетов. Трассы сверхзвуковых самолетов прокладываются в стратосфере, где особое значение имеет постоянно присутствующий там компонент — озон.

Влияние озона на сверхзвуковой транспорт в стратосфере осуществляется двояким образом — прямо и косвенно.

Под прямым влиянием озона понимается, во-первых, его токсическое действие, которое в некоторых случаях оказывает озон на экипаж и пассажиров, и, во-вторых, его вредное химическое воздействие на ряд материалов.

Под косвенным влиянием озона подразумевается связь озона с динамикой стратосферы, которая уже сама непосредственно влияет на режим полета самолетов.

Прежде чем осветить два вида воздействия озона на сверхзвуковой транспорт, кратко остановимся на ряде вопросов, связанных с проблемой атмосферного озона, возникшей около 40 лет назад.

Исследования последних лет [2, 6, 12—15] показали, что температурное поле и динамика стратосферы и мезосферы тесно связаны с атмосферным озоном. Эта связь обусловливается значительным положительным вкладом озона в энергетический баланс стратосферы и мезосферы.

В нижней стратосфере и частично в верхней тропосфере озон обладает консервативным свойством, благодаря которому его концентрация не изменяется в течение долгого времени. В силу этого свойства озон является естественным трассером в атмосфере, с помощью которого получены ценные сведения о циркуляции и турбулентности атмосферы.

Систематическое изучение атмосферного озона над территорией СССР началось после организации озонометрической сети. Озонометрическая сеть Советского Союза была создана в 1957 г. по инициативе Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова [6, 7]. В настоящее время озонометрическая сеть СССР насчитывает 45 станций, расположенных сравнительно равномерно по территории Советского Союза, что составляет около 30% мировой озонометрической сети.

Организации озонометрической сети СССР предшествовала разработка методики и аппаратуры для измерения озона [5], контрольной аппаратуры для наблюдения за работой приборов на станциях и способов привязки сетевой аппаратуры к эталонному прибору с целью идентификации показаний всех приборов.

1. Закономерности горизонтального и вертикального распределения озона

В результате исследований, выполненных за последние 15 лет, удалось собрать обширный материал наблюдений за атмосферным озоном на территории обоих полушарий [2, 6—8, 10, 12—14, 21, 25]. Общее содержание озона (суммарное его количество в вертикальном столбе атмосферы) на земном шаре колеблется в пределах 0,16—0,55 атм. см в зависимости от места и времени наблюдений.

Мгновенная картина горизонтального распределения общего содержания атмосферного озона довольно сложна в любой день и особенно в весенний период. Не наблюдается равномерного увеличения озона от экватора к полюсу или в другом каком-нибудь направлении. Отмечаются отдельные области или полосы с повышенным или пониженным содержанием озона, причем они перемещаются со временем по территории земного шара.

Средняя картина горизонтального распределения общего содержания озона характеризуется большей устойчивостью, а также широтным, долготным и сезонным ходом озона [6, 7, 14]. В среднем за год в северном полушарии общее содержание озона увеличивается с увеличением широты, а в южном полушарии оно достигает максимума на широте около 50°. Летом, осенью и зимой в северном полушарии максимальное содержание озона наблюдается на широтах 50—70°, весной — на Северном полюсе.

В северном полушарии наибольшее содержание озона отмечается в среднем весной, в это же время в южном полушарии (когда там осень) содержание озона минимальное. Осенью наблюдается обратная картина.

Среднее общее содержание озона изменяется с изменением долготы. В северном полушарии отмечаются области повышенного содержания озона над восточными окраинами материков Евразия и Северная Америка.

Горизонтальное распределение атмосферного озона над территорией СССР, среднее за период 1964—1965 гг., иллюстрируется рис. 1 [10].

Максимальное среднее общее содержание озона (0,360 см О₃) наблюдалось в Восточной Сибири и Приморье, минимальное (0,260 см О₃) — в Средней Азии и Закавказье. В юго-западной



Рис. 1. Среднее распределение общего содержания атмосферного озона (10⁻³ см О₃) над территорией СССР за период МГСС (1964—1965 гг.).







части СССР и Средней Азии хорошо заметен широтный ход озона, в восточной части Советского Союза прослеживается долготный ход озона.

Особенности годового распределения озона над территорией СССР в основном сохраняются в весенний и осенний периоды.

Вертикальное распределение атмосферного озона иллюстрируется рис. 2 [28]. Данные, приведенные на рис. 2, были получены в 1967—1968 гг. в Берлине с помощью электрохимического озонозонда.

Как видно из рис. 2 *а*, максимальное парциальное давление озона (150—200 нб) наблюдается на уровне около 40 мб (22— 23 км). Рисунок 2 *б* показывает, 30 что отношение смеси озон/воздух увеличивается с высотой вплоть 20 до уровня 10 мб (около 30 км) и 10 выше.

Из рис. 2 следует, что наибольшее парциальное давление озона или наибольшее отношение смеси озон/воздух наблюдается в нижней стратосфере в зимне-весенний период, а наименьшее в летне-осенний.



Рис. 3. Среднегодовое меридиональное распределение парциального давления озона по вертикали в северном полушарии.

Для суждения о среднегодовом меридиональном распределении озона по вертикали приведен рис. 3 [3], на котором нанесены изолинии парциального давления. Как видно из этого рисунка, на высотах 8—24 км парциальное давление озона увеличивается с увеличением широты места.

2. Связь атмосферного озона с метеорологическими условиями

Как уже говорилось, изучение связи озона с метеорологическими условиями важно для выяснения вопроса о косвенном влиянии озона на сверхзвуковой транспорт. Связи озона с температурным и барическим полем рассмотрены рядом исследователей, но изуони на сравнительно малом статистическом материале, чены охватывающем ограниченные районы земного шара. В работе [7] для этой цели использовался значительно более обширный материал наблюдений. Было установлено, что между температурой воздуха на разных высотах в тропосфере и нижней стратосфере и общим содержанием озона существует тесная корреляционная связь, причем в тропосфере она в среднем отрицательная (от -0,4 до -0.6), а в стратосфере положительная (0.2-0.6). С этой точки зрения тропопауза совпадает с поверхностью, разделяющей слои атмосферы, температура которых по-разному связана с общим содержанием озона. Существенно то обстоятельство, что корреляционная связь температуры и общего содержания озона в тропосфере не слабее, чем в стратосфере, хотя в тропосфере содержится около 10% всего количества озона. Из этого факта, по-видимому, вытекает, что связь температура—озон осуществляется через атмосферную циркуляцию.

Между общим содержанием озона и давлением на разных высотах существует тесная отрицательная корреляционная связь как в тропосфере, так и в стратосфере (от —0,3 до —0,6).

Теснота связи озон—температура и озон—давление зависит от высоты над уровнем моря и сезона.

Ввиду того что выше рассматривалась связь между общим содержанием озона и температурой и давлением на разных высотах, представляют интерес сведения о количественной характеристике связи между общим содержанием озона и его содержанием в слоях, расположенных на различных высотах.

Согласно данным [21], полученным с помощью электрохимического озонозонда, коэффициенты корреляции между общим содержанием озона и количеством его в отдельных слоях изменяются в зависимости от времени года и высоты слоя (табл. 1). Из табл. 1 следует, что наибольшее значение указанного коэффициента корреляции (0,6—0,9) наблюдается в слое 250—125 мб (около 11—14 км) в течение всего года. В слое 15,5—7,8 мб (около 28—33 км) рассматриваемый коэффициент корреляции мал и знакопеременен. Это означает, что колебания температуры и давления связаны в основном с колебанием количества озона на высотах 11—18 км. По некоторым сведениям связь температуры тонкого слоя в стратосфере с концентрацией находящегося там озона еще более тесная, чем с общим содержанием озона.

Важной характеристикой связи общего содержания озона с барическим полем является эффект Норманда. Он заключается в том, что в высотных ложбинах наблюдается повышенное общее содержание озона, а в высотных гребнях — пониженное.

В работе [7] приведены результаты исследования связи между общим содержанием озона и приземным барическим полем (циклонами и антициклонами). На сборных картах циклонов и антициклонов наблюдаются заметные отклонения общего содержания озона от средних величин. В тыловой части циклона эти отклонения достигают +0,070 см O₃, в передней части -0,030 см O₃; в левой части антициклона отклонения озона достигают -0,070 см O₃, в правой части +0,040 см O₃. Отмечается, что отклонения озона в циклонах и антициклонах в основном определяются высотным барическим полем (положением высотных ложбин, гребней, струйных течений).

Поле высотных изогипс связано с горизонтальным распределением общего содержания атмосферного озона [7]. На уровнях 300 и 200 мб изолинии озона близки по направлению к изогипсам. Возможно, это явление объясняется тем, что озон, опускаясь вследствие турбулентности из верхнего подслоя в средний и нижний подслои, увлекается быстрыми воздушными течениями, совпадающими по направлению с высотными изогипсами. Таблица

			содерия	нием ег	B TUHKI	1X CJIUHA	[12]				-	
Слой (мб)	- H	II	III	· IV	Λ	IΛ	ΝII	IIIV	IX	X	IX	IIX
Уровень моря—500	0,14	0,09	0,07	0,07	0,53	0,00	0,10	0,36	0,31	0,07	0,42	0,2
500-250	0,50	0,76	0,51	0,58	0,65	0,77	0,51	0,77	0,14	0,35	0,62	0,62
250125	0,79	06'0	0,82	0,90	0,84	0,88	0,57	0,85	0,56	0,77	0,76	0,78
125—62,5	0,79	0,80	0,78	0,64	0,57	0,62	0,18	0,52	0,62	0,42	0,81	0,76
62,5-31,2	0,53	0,66	0,39	0,37	0,33	0,33	0,25	0,21	0,79	0,00	0,12	0,75
31,2—15,6	0,11	-0,03	0,43	0,48	0,08	0,22	0,19	0,43	0,75	0,71	0,04	0,66
15,6-7,8	-0,09	0,13	0,12	0,46	0,01	-0,30	-0,31	-0,24	-0,21	0,30	0,07	0,07
										· <u>-</u> ,		• •

Коэффиценты корреляции между общим содержанием озона и средним

В последние годы значительное внимание уделяется исследованию связи между озоном и струйными течениями [7, 8]. В итоге экспериментальных и статистических исследований было выяснено, что атмосферный озон тесно связан с положением струйных течений. В левой части субтропического и внетропического струйных течений наблюдается повышенное общее содержание озона (рис. 4).



Рис. 4. Горизонтальное распределение общего содержания атмосферного озона в зонах струйных течений по измерениям с самолета.

а — 7 и 8 мая 1959 г., маршрут Мурманск—Киев; 6 — 11 мая 1960 г., Актюбинск—Ташкент (сечение под углом); в — 14 мая 1960 г., маршрут Алма-Ата—Омск; г — 19—20 апреля 1961 г., Мурманск-Киев; 6 — 26 апреля 1961 г., Алма-Ата—Омск. Высота полетов по маршрутам 3 км (на маршруте Алма-Ата—Омск высота полета 2,1 км). А — Актюбинск, Т — Ташкент. Зоны струйных течений заштрихованы.

В центральной зоне струйного течения горизонтальный градиент общего содержания озона резко увеличен (по сравнению со средним широтным градиентом) и направлен перпендикулярно изогипсам из циклонической в антициклоническую периферию струи. Эти особенности горизонтального распределения озона в струйном течении сохраняются в течение всего года и мало зависят от направления струйного течения. Вертикальное распределение озона в зоне струйного течения заметно отличается от распределения в спокойной атмосфере. В зоне струйного течения (в левой части) наблюдается значительное повышение плотности озона на уровнях 300— 50 мб (около 9—20 км). Это означает, что величина плотности
озона может быть использована для определения положения струйный течений и зон турбулентных болтанок самолетов (в том числе с самих самолетов), что очень важно для безопасности полетов. В этом случае озон выступает как атмосферный трассер, позволяющий обнаружить высотное образование в атмосфере.

Проведенные исследования подтвердили предположение, что зоны струйных течений являются теми местами в атмосфере, где озон в значительных количествах проникает из стратосферы в тропосферу.

В последние годы ряд исследователей [2, 12] отметил связь общего содержания и вертикального распределения озона с быстрыми потеплениями в стратосфере. Такие потепления сопровождаются заметным увеличением содержания озона на высотах 20—30 км. При этом траектория области тепла в стратосфере в ряде случаев близко совпадает с траекторией области повышенного содержания озона.

3. Интерпретация результатов наблюдений

Объяснение результатов наблюдений за атмосферным озоном и его связей с аэросиноптическими условиями является трудным и не решенным до конца вопросом физики атмосферы. Этот вопрос переплетается с другими до конца не решенными вопросами физики атмосферы, в частности с такими проблемами, как общая циркуляция и динамика атмосферы, ее температурный и турбулентный режим.

Разные стороны проблемы озона объяснены с различной степенью достоверности.

Горизонтальное и вертикальное распределение озона выше примерно 30 км удовлетворительно объясняется фотохимической теорией атмосферного озона [7, 12, 13].

Горизонтальное и вертикальное распределение озона, а также его суточные и сезонные колебания в слое атмосферы ниже 30 км фотохимическая теория не объясняет. Существуют разные мнения по поводу интерпретации этих основных фактов.

В работе Прабхакара [30] построена теоретическая модель вертикального и горизонтального распределения озона для зимы, весны, лета и осени. При этом учитывались фотохимические процессы, средняя турбулентность по вертикали и меридиану, средние значения скорости ветра в тех же направлениях. Рассматривался стационарный процесс. Для того чтобы получить теоретическое распределение озона близким к наблюдаемому, Прабхакара [30] пришлось сделать ряд искусственных допущений. В частности, он предположил, что средняя скорость ветра в стратосфере по вертикали и меридиану равна 20% скорости, полученной Маргетройдом и Синглетоном [29]. Сезонные и широтные изменения общего содержания озона Прабхакара в основном объясняет особенностями циркуляции в меридиональной плоскости (движением стратосферных масс воздуха из низких широт в высокие и опусканием их в полярных широтах с максимумом скорости зимой и весной).

10 Заказ № 615

В работах Хргиана и его сотрудников [14, 15] построена другая теоретическая модель озонного слоя, учитывающая вертикальное движение воздуха, движения в меридиональной плоскости, турбулентность и фотохимические процессы. В отличие от Прабхакара, указанные авторы рассматривали как стационарные, так и нестационарные процессы. В качестве модели циркуляции они использовали упрощенную модель Маргетройда и Синглетона [29].

Хргиан и его сотрудники применяли для расчетов дифференциальные уравнения, в которых искомой функцией является плотность озона, а не его концентрация (отношение озон/воздух), как у Прабхакара. В результате решения дифференциальных уравнений они получили картину широтных изменений вертикального распределения озона и его общего содержания, близкую к наблюдаемой (в высоких широтах получались несколько завышенные значения, а в низких — заниженные).

Сезонные колебания озона Хргиан, так же как Прабхакара, объясняет сезонными изменениями интенсивности циркуляции в меридиональной плоскости. Хргиан и его сотрудники пришли к заключению, что турбулентность не оказывает существенного влияния на распределение озона в атмосфере, а при отсутствии вертикальных движений даже приводит к уменьшению общего содержания озона. Основной причиной междусуточных колебаний озона они считают упорядоченные вертикальные движения в стратосфере.

Как Прабхакара, так и Хргиан для объяснения сезонного и широтного хода озона используют модель циркуляции, предложенную Маргетройдом и Синглетоном. Следует заметить, что более поздняя модель меридиональной циркуляции, полученная Гутерманом [4] на основании обработки данных наблюдений за ветром, отличается от модели Маргетройда и Синглетона. В частности, в отличие от модели [29], весной в нижней и средней стратосфере не наблюдаются нисходящие движения воздуха в районе полюса, а зимой в тропосфере и нижней стратосфере существуют восходящие движения вплоть до высоты 15—20 км на широтах 55—80° [4].

В работе Г. П. Гущина [7] и в его статье, помещенной в [2], для объяснения широтного и сезонного хода озона не привлекались модели циркуляции в меридиональных плоскостях.

Основными причинами суточных, сезонных, широтных и долготных изменений озона считаются турбулентность разных масштабов и фотохимические процессы, связанные с сезонными изменениями солнечной радиации. Под турбулентностью разных масштабов понимается как мелкомасштабная турбулентность, обеспечивающая перенос озона в вертикальном направлении, так и макротурбулентность, обеспечивающая горизонтальный перенос озона на большие расстояния.

В слое атмосферы, расположенном ниже 25 км, фотохимические процессы приводят к уменьшению плотности озона вследствие того, что существующая там плотность озона превышает равновесную. Убыль озона в слое ниже 25 км компенсируется турбулентным его притоком из вышележащих слоев, где он образуется. Дифференциальные уравнения, составленные с учетом двух указанных процессов, позволили [2, 7] в результате их решения объяснить как сезонный, так и широтный ход озона в низких и средних широтах.

Роль турбулентности в закономерностях распределения озона оказалась большой потому, что отношение смеси озон/воздух быстро уменьшается с уменьшением высоты в слое атмосферы 0— 30 км. Турбулентное перемешивание выравнивает концентрацию озона в этом слое, перемещая его сверху вниз, а фотохимические процессы восстанавливают концентрацию озона в слое выше 30 км до равновесной.

Повышенное содержание озона в зонах струйных течений обусловлено повышенной турбулентностью в этих зонах [7]. Увеличение горизонтального озонного градиента, перпендикулярного оси струйного течения, объясняется горизонтальным макротурбулентным обменом в нижней стратосфере слева и справа от оси струйного течения. Этот макротурбулентный обмен слева от оси струйного течения осуществляется циклоническими вихрями, справа от оси — антициклоническими вихрями.

Турбулентным обменом в вертикальном направлении с помощью вихрей более мелких масштабов объясняется повышенная плотность озона над струйным течением в левой его части. Суточные и иные быстрые колебания озона вызываются волнами Россби (длинными волнами), периодически смещающими в меридиональном направлении турбулентные зоны (зоны струйных течений).

Наличие озона в полярной области в зимнее время объясняется крайне медленным разрушением озона в ночных условиях и горизонтальным макротурбулентным обменом [7].

Приведенные выше объяснения представляют собой первые попытки интерпретировать данные об озонном слое. Для решения этой сложной задачи необходимы более достоверные знания об источниках и стоках озона в атмосфере, экспериментальные данные о турбулентности, вертикальных и меридиональных движениях и фотохимических процессах в атмосфере.

4. Влияние озона на эксплуатацию сверхзвукового транспорта

В предыдущих параграфах обсуждались вопросы, отражающие связь озона с метеорологическими условиями, т. е. вопросы, характеризующие влияние озона на работу авиации.

Теперь рассмотрим непосредственное воздействие озона на экипаж, пассажиров и некоторые авиационные материалы современных турбореактивных самолетов и на этой основе проанализируем возможное влияние озона на эксплуатацию перспективных сверхзвуковых транспортных самолетов (СТС).

В последние годы появилось много работ, посвященных изучению влияния озона на работу турбореактивных самолетов, выполняющих полеты на больших высотах (8—12 км), и априорной оценке озона как фактора, который должен оказывать определенное воздействие на условия эксплуатации СТС [1, 17, 22—24, 26, 27, 33].

Интерес к проблеме озона объясняется тем, что полеты СТС будут происходить на стратосферных эшелонах, т. е. в слоях с высокой концентрацией озона, являющегося токсичным газом.

При характеристике токсических свойств озона чаще всего используется объемная концентрация ¹ озона N_3 , представляющая собой отношение молей озона и воздуха. Отношение смеси озон/воздух r_3 связано с объемной концентрацией озона следующим образом:

$$N_3 = 0.6r_3$$
,

где N_3 в см² O_3/M^3 , а r_3 в мкг O_3/r .

Разные авторы дают различные величины предельно допустимой для человека объемной концентрации озона. Так, по данным [9], она равна 0,1-1,0 см³ O_3/M^3 или, что то же самое, $0,1 \cdot 10^{-6} - 1,0 \cdot 10^{-6}$ по объему.

В работах [9, 16, 28] приведены широтно-высотный и высотновременные разрезы концентрации озона, которые дают возможность в первом приближении определить степень токсикологической значимости озона.

Слой максимальной концентрации озона расположен на высотах 30-40 км. Однако концентрации, превышающие предельнодопустимые ($0,1 \cdot 10^{-6}$ по объему), наблюдаются начиная с высот 10-12 км; таким образом, на этих высотах может иметь место непосредственное воздействие озона на экипаж и пассажиров турбореактивных самолетов.

Вследствие подкачки забортного воздуха озон проникает в кабины турбореактивных самолетов. По данным Комхира [26], полученным 3 и 5 марта 1962 г., концентрация озона в кабине самолета КС-135 на высоте 12,5 км составляла 0,3—0,5 · 10⁻⁶ по объему. Янг, Шоу и Бейтс [33] нашли, что в самолете ДС-8, выполнявшем полеты на высотах 8—12 км, концентрация озона также достигала 0,5 · 10⁻⁶ по объему.

На эшелонах полетов СТС концентрация озона превышает предельно допустимые нормы в 5—10 раз и более. Этим и объясняется повышенное внимание ученых к данному аспекту проблемы озона.

Большая концентрация атмосферного озона на высоте полета требует создания специальных устройств для обезвреживания воздуха перед поступлением его в герметическую кабину самолета.

Однако для решения таких задач, помимо информации об озоне, содержащемся в окружающем воздухе, необходимо иметь данные об интенсивности его разрушения при поступлении в кабину и двигатель и, наконец, достоверные данные о критических концентрациях озона, вредных для организма. Говоря о влиянии озона на здоровье экипажа и пассажиров, следует отметить, что, по данным

¹ К сожалению, в ряде публикаций за объемную концентрацию озона (или отношение смеси озон/воздух) принимается парциальное давление озона. Как видно из рис. 2, между этими величинами имеется существенное различие.

ряда исследований, озон вызывает носовое и легочное воспаление, кашель, затруднение дыхания, депрессию, головную боль, общую боль тела, нарушение сердечной деятельности, обморочное состояние и даже смерть. Эффект воздействия озона зависит также и от индивидуальных особенностей каждого человека [24, 27, 31].

В 1955 г. на Американской конференции по индустриальной гигиене в качестве допустимой величины для работающих в помещениях была установлена концентрация озона $0,1 \cdot 10^{-6}$ по объему для 40-часовой 5-дневной рабочей недели. Учитывая, что экипаж СТС будет находиться в «озонном поясе» в течение 85 час. в месяц (месячная норма налета американских летчиков на реактивных лайнерах), Федеральное авиационное агентство США постановило принять в качестве предельно допустимой концентрации озона, обеспечивающей нормальную работу СТС, удвоенную величину, т. е. $0,2 \cdot 10^{-6}$ по объему [22]. Такое удвоение, по-видимому, связано с тем, что месячная норма налета летчика в два раза меньше обычного месячного рабочего времени. Подробные сведения о влиянии озона при полетах на высотах 18—30 км приведены в работе [32].

Федеральное авиационное агентство США установило предельно допустимые концентрации озона в кабине и салоне СТС при повреждении системы кондиционирования воздуха. В частности, при больших повреждениях концентрация озона не должна превышать 0,7 · 10⁻⁶ по объему в течение 1 часа, 1.0 · 10⁻⁶ в течение 30 мин., 2.0.10-6 в течение 10 мин. В случае любого повреждения концентрация должна быть доведена до 0.2 · 10-6 по объему и менее [22]. Как предложил Беннетт на симпозиуме в Балпе [18], концентрация озона в кабине самолета не должна превышать 0,1 · 10-6 по объему для нормальной работы, а в аварийных случаях эта величина не должна превышать (0,2÷0,5) · 10-6 в течение нескольких минут. Такое высокое содержание озона в кабине является, естественно, следствием высокой концентрации озона в окружающем воздухе. К сожалению, точных данных о том, какая часть озона разрушается в компрессоре и системе кондиционирования воздуха пока нет, поэтому представляет интерес проведение одновременных измерений концентрации озона внутри самолета и за бортом.

По данным Хепберна [24], в начале снижения СТС, примерно в течение 10 мин., при работе двигателя в режиме малого газа содержание озона в кабине может достигать $(0,2 \div 0,5) \cdot 10^{-6}$ по объему.

Применение каталитических фильтров в системе воздухоснабжения экипажа и пассажиров резко понижает концентрацию озона в кабине и салонах СТС. Однако, учитывая изложенное выше, несмотря на наличие фильтров, вполне возможно, что в отдельных случаях озон может представлять угрозу для здоровья экипажа и пассажиров.

Большое влияние на концентрацию озона внутри самолета оказывает температурный режим двигателя, который непосредственно обеспечивает подачу воздуха внутрь самолета, его сжатие (компрессию), а также регулирует систему кондиционирования и обогрева воздуха в кабине и салонах СТС.

Повышение температуры воздуха приводит к ускорению распада озона.

Из рис. 5 [17] видно, что приблизительно 90% озона окружающего воздуха разлагается под действием высокой температуры до



Рис. 5. Зависимость концентрации озона в кабине самолета (затущеванная область) и в окружающем воздухе от высоты полета для двух типов самолетов [17].

а — «Комета», температура воздуха на выходе из компрессора 240° С; б — «Боинг-707» (двигатели «Конвэй»), температура воздуха на выходе из компрессора 150° С.

вхола в кабину в самолете «Комета» и 75% — в самолете «Боинг-707». Эта разница связана в различными максималь. ными температурами в двигателях (между компрессором и системой охлаждения) разных типов самолетов. Если предположить, что 20% озона, нахолящегося в окружающем возпопадет в кабину. лухе. И учесть, что критическое содержание озона, согласно [17, 26], равно 0.3 мкг/г. то величина 1.5 мкг/г будет критическим отношения значением смеси озона в окружающем воздухе. Значения отношения смеси вые. более ше критических (т. 1,5 мкг/г) наблюдаются часто, поэтому необходимо учитывать время нахождения самолета в зонах повышенной концентрации озона.

У перспективных СТС температура отбираемого воздуха в турбореактивном двигателе с системой дожигания будет еще выше в области высоких температур двигателя, чем температура в аналогичных условиях у дозвуковых самолетов. Это дает возможность полагать, что тепло, вырабатывае-

мое высокоскоростным компрессором для получения нужного давления в кабине на высотах 21—24 км, должно разрушить значительно бо́льшую часть содержащегося в воздухе озона. К сожалению, эффективность этих компрессоров зависит от числа оборотов двигателя. Увеличение числа оборотов сокращает время нагревания окружающего воздуха в двигателе, что усложняет проблему.

Дополнительное увеличение озона в кабине СТС возможно также в результате его генерации электрическим оборудованием самолета. Влияние озона на авиационные материалы и техническое оборудование связано с тем, что озон является сильным окислителем. Имеются сообщения об окислении озоном заклепок обшивки фюзеляжа и об окислении контактов аккумуляторов. Однако эти сведения требуют детальной проверки, а сам вопрос — тщательного изучения.

Разрушающее воздействие озона на резину известно с давних пор. Сам факт повреждения резины послужил в свою очередь основой метода определения концентрации озона по степени растрескивания резины [9, 19, 31]. Известны случаи повреждения озоном



Рис. 6. Шланг пассажирской кислородной маски после 100-часового воздействия озона с объемной концентрацией 1 · 10⁻⁶.

резиновых пассажирских кислородных масок, применяемых на турбореактивных лайнерах, и пневматических шин шасси реактивных самолетов [20].

На рис. 6 [20] показан разрушенный озоном шланг кислородной маски после воздействия озона с концентрацией 1.10⁻⁶ по объему в течение около 100 час., т. е. примерно за месяц полетов.

Результаты выполненных исследований дают возможность сделать вывод, что имеющаяся информация еще не позволяет полностью ответить на вопрос о влиянии озона на условия полетов и эксплуатацию СТС. Отрывочные данные по этому вопросу носят скорее предостерегающий характер. Поэтому требуется осуществить широкую программу исследований озона, включающую все поставленные вопросы.

В заключение отметим, что, поскольку внедрение СТС будет качественно новым шагом в области авиационного транспорта, разработка физиологических и инженерных проблем должна предшествовать появлению СТС на воздушных трассах мира. Значит, для получения полной картины продолжительного воздействия озона на сверхзвуковой самолет, экипаж и пассажиров необходимо провести более детальное исследование, конечной целью которого должна быть разработка и принятие соответствующих мер, гарантирующих безопасность полетов СТС.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Астапенко П. Д. [и др.]. Озон в стратосфере и его влияние на полеты СТС. Труды ВАУ ГА, 1970, вып. 42.
- 2. Атмосферный озон. Мат-лы III Междуведомственного совещания по атмосферному озону, 21-23 мая 1963 г. Под ред. Г. П. Гущина. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
- 3. Божков Р. Д. Вертикальное распределение озона в земной атмосфере. --Метеорология и гидрология, 1965, № 10. 4. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием. Л.,
- Гидрометеоиздат, 1965.
- 5. Гущин Г. П. Универсальный озонометр. Труды ГГО, 1963, вып. 141.
- 6. Гущин Г. П. Исследование атмосферного озона. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
- 7. Гущин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1964.
- 8. Гущип Г. П., Романова Р. Г., Ромашкина К. И. Измерение общего содержания атмосферного озона во время горизонтальных полетов. --Труды ГГО, 1960, вып. 105.
- 9. Гущин Г. П. Атмосферный озон и его влияние на человека и некоторые виды растительности. Мат-лы III Междуведомственного совещания по атмосферному озону, 21—23 мая 1963 г. Под ред. Г. П. Гущина. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
- 10. Гущин Г. П. [и др.]. Некоторые результаты исследований атмосферного озона в СССР в период МГСС (1964—1965 гг.). — Труды ГГО, 1967, вып. 213.
- 11. Максимально допустимая концентрация паров некоторых веществ. Ракетная техника, 1958, вып. 32.
- 12. Озон в земной атмосфере. Сб. статей. Пер. с англ. под ред. Г. П. Гущина. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
- 13. Хвостиков И. А. Физика озоносферы и ионосферы. М., Изд. АН СССР, 1963.
- 14. Хргиан А. Х., Кузнецов Г. И., Кондратьева А. М. Исследование атмосферного озона. М., "Наука", 1965.
- 15. Хргиан А. Х. Связь распределения атмосферного озона с некоторыми формами общей циркуляции атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1966, № 9.
- 16. Хргиан А. Х. О вредных для человека концентрациях озона в нижней стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1969, № 4.
- 17. Bennett G. Ozone contamination of high-altitude aircraft cabins. Acrospace Med., 1962, vol. 33, No. 8.
- 18. Bennett G. Supersonic pilots-3. Balpa's symposium reviewed. Flight International, 1968, vol. 93, No. 3069.
- 19. Bradley C. E., Haagen-Smit. The application of rubber in the quantitative determination of ozone. Rub. Chem. Technology, 1951, vol. 24.
- 20. Claman H. G. Physical and medical aspects of ozone. In: Physics and Medicine of the Atmosphere and Space, ch. IX. Eds. O. O. Benson, H. Strughold. N. Y., Wiley, 1960.
- 21. Dütsch H. U. Two years of regular ozone soundings over Boulder, Colorado. NCAR, Technical Notes, 1966, No. 10.
- 22. Federal Aviation Agency: Tentative airworthiness standards for supersonic transport (Revision 2). Washington, Dec. 30, 1966.
- 23. Gerathewohl S. J. Aeromedical aspects of the supersonic transport. A review. Aerospace Med., 1967, vol. 38, No. 12.
- 24. Hepburn A. N. Human factors in the Concorde SST. Aerospace Med., 1968. vol. 39, No. 5.
- 25. Hering W. S., Borden T. R. Mean distributions of ozone density over North America, 1963—1964. United States Air Force, 1965.
- 26. Komhyr W. D. Report on ozone measurements conducted within the cabin of KC-135 aircraft. U. S. W. B. Rep., April, 1962.

- Lagerwerff J. M. Prolonged ozone inhalation and its effects on visual parameters. Aerospace Med., 1963, vol. 34, No. 6.
 Mädlow E. 21 months of regular electrochemical ozone soundings over
- Berlin. Symposium sur l'ozone atmospherique 2 an 7 septembre 1968. Paris, 1969.
- Murgatroyd R. L., Singleton F. Possible meridional circulation in the stratosphere and mesosphere. Quart. J. Roy. Met. Soc., 1961, vol. 83, No. 372.
 Prabhakara G. Effects on non-photochemical processes on the meridio-
- nal distribution and total amount of ozone in the atmosphere. Mon. Wea. Rev., 1963, vol. 91, No. 9.
- 31. Thorp C. W. Bibliography of ozone technology, vol. II. Armour Res. Foun-
- dation. Chicago, 1954.
 32. Waggoner J. N. Physiologic and engineering requirements for a Mach three supersonic transport. Aerospace Med., 1962, vol. 33, No. 3.
 33. Young W. A., Shaw D. B., Bates D. V. Presence of ozone in aircraft
- flying at 35.000 feet. Aerospace Med., 1962, vol. 33, No. 3.

Е. Н. ДОВІ'ЯЛЛО

О ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ В ГОРОДАХ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ЦЕНТРАХ

В течение многих лет на метеорологических станциях Советского Союза проводятся наблюдения за дальностью видимости. Результаты этих наблюдений в баллах международной шкалы вносятся в графу «видимость» таблиц ТМ-1. Длительное время наблюдения проводились по визуальной методике, и лишь в последние годы на многих станциях перешли к наблюдениям с помощью поляризационного измерителя видимости М-53. Наличие многолетнего ряда наблюдений позволило предпринять попытку их обработки. Были использованы наблюдения за 10-летний период с 1953 по 1963 г. Выбирались станции с объектами, позволяющими уверенно определять все градации помутнений. Подсчитывалась вероятность появления следующих градаций видимости:

> <1 км (0, 1, 2 и 3 балла); 1—4 км (4 и 5 баллов); 4—10 км (6 баллов); >10 км (7, 8 и 9 баллов)

Поскольку для практики наибольший интерес представляют низкие значения видимости и они увереннее определяются, этому диапазону помутнений было уделено основное внимание.

Все случаи высокой прозрачности объединены в одну градацию, так как не на всех станциях есть удаленные объекты и у тех станций, где таких объектов нет, в таблицах отсутствуют значения видимости более 20 км или они отмечаются крайне редко, что вряд ли соответствует действительности.

Нами были обработаны данные 253 станций, расположенных в различных районах Советского Союза. При беглом обзоре материала прежде всего бросается в глаза большое различие между прозрачностью в больших городах, крупных промышленных центрах и на метеостанциях, расположенных в том же климатическом районе, но не имеющих поблизости крупных предприятий.

Совершенно очевидно, что снижение прозрачности в крупных городах вызвано увеличением количества индустриальных продук-тов загрязнения на территории этих городов. Цель настоящей ра-

боты заключается в изучении закономерностей изменения прозрачности в крупных и маленьких городах в течение года и в отдельные месяцы.

Чтобы сравнить закономерности годового хода, удобнее пользоваться одной градацией. Для этих целей была подсчитана вероятность появления низких значений видимости, а именно менее 10 км.

В табл. 1 приведена вероятность (в процентах) появления видимости менее 10 км за 10 лет для нескольких пар пунктов. Из таблицы хорошо видно, что в течение всего года в промышленных центрах вероятность появления низких градаций видимости значительно больше, чем в других местах.

Если сравнить аналогичные данные по пятилетиям (табл. 2), то можно заметить, что эта разница во втором пятилетии, охватывающем период с 1959 по 1963 г., меньше, чем в первом. Любопытно, что в некоторых городах, например Архангельске, Ворошиловграде и Тахиаташе, во втором пятилетии вероятность видимости менее 10 км уменьшается. Возможно, это связано с улучшением качества наблюдений видимости, а может быть, с уменьшением количества выбрасываемых в атмосферу аэрозолей благодаря установке дымоулавливателей и т. п.

Если проследить ход вероятности видимости менее 10 км отдельно для каждого из приведенных 10 лет, то окажется, что общая закономерность, заключающаяся в увеличении прозрачности атмосферы в летнее время, сохраняется для всех пунктов и для каждогогода. В целом разброс от года к году больше зимой, весной и осенью; особенно он велик в промышленных центрах, причем в любое время года, даже летом. Это хорошо иллюстрирует табл. 3, гдеприведены данные годового хода вероятности (в процентах) появления видимости менее 10 км для Ворошиловграда, Каменной Степи, Архангельска и Суры.

Интересно проследить для каждой пары пунктов вероятность. появления отдельных градаций видимости. Здесь заметны существенные различия.

На рис. 1 показаны кривые, представляющие вероятность появления отдельных градаций видимости для каждого месяца в Ворошиловграде. Приведены данные, средние за 10 лет (1954—1963). Как следует из рисунка, ход кривых существенно различен в разные месяцы.

В Ворошиловграде с октября по март максимальная повторяемость приходится на интервал 4—10 км (6 баллов). Значительнореже встречается низкая и хорошая видимость (более 10 км) с апреля по сентябрь. Максимум перемещается в сторону больших значений видимости. Имеющийся в наличии материал не позволяет точно определить, какой интервал значений видимости наблюдается наиболее часто, но заведомо это видимость более 10 км. Наибольшее число случаев с видимостью менее 10 км отмечается в январе и декабре. Характер годового хода почти сохраняется из года в год, как это наглядно видно из табл. 4, составленной для Ворошиловграда. Таблица

<u>,</u>

XII XII	73,7 85,2	67,9 73,6	52,7 62,3	53,0 59,4	36,3 42,6
	33,9 61,3	45,0 53,4	42,0 51,3	34,0 42,0	0,3 6,9
X	53,2	54,2	40,4	41,0	39,1
	19,1	36,1	23,5	26,2	1,9
IX	32,0	28,6	31,6	30,0	34,0
	2,0	21,0	9,1	10,6	0,7
VIII	34,9 2,9	22,9	25,2 4,3	26,5	28,1
ΛII	30,0 2,6	20,3	25,8 2,9	14,9 4,9	3,6
IΛ	20,6	16,0	25,3	21,7	32,3
	2,7	9,0	2,7	4,0	2,7
Δ	32,5 5,8	19,7	25,5 4,5	22,6 3,6	45,5 3,2
IV	43,4	30,8	29,0	30,3	49,0
	15,7	17,0	12,7	8,3	3,9
111	64,6	47,7	43,6	46,5	43,8
	38,4	26,1	23,2	24,2	7,1
11	80,5 54,9	81,2	68,8 37,6	62,4 40,7	38,9 7,4
I	91,6 53,8	73,9 48,0	64,5 45,1	67,4 50,0	45,5
Станция	Ворошиловград Каменная Степь	Қалининград	Даугавлилс Гуреги	Архангельск	Тахиаташ

Таблица 2	ΝI	<i>6</i>	7,3 6,0 8,6 16,0 4,3 1,6 10,6 9,3 10,6 9,3 10,6 10,6 10,6 10,6 10,7 10,7 10,7 10,7 10,7 10,7 10,7 10,7	XII	a Q	34,5 54,2 11,3 54,2 55,8 84,5 58,8 64,5 9,5 20,7 9,1 78,3 36,1 78,3	
		Q	14,1 1,3 28,4 28,4 29,0 18,7 18,7 1		Q	44, 7 84, 7 84, 4 36, 0 10, 7 73, 2 73, 2 6 6 7 7 3, 2 6 6 7 8 7 8 4 4 4 4 4 7 6 6 7 8 7 7 6 6 7 8 7 7 8 7 7 8 7 7 8 7 7 8 7 7 8 7 7 8 7 7 8 8 7 7 8 7 7 8 8 8 7 7 8 8 7 7 8 7 7 8 8 8 7 7 8 8 8 7 7 8 8 8 7 7 8 8 8 7 7 8 8 8 7 9 7 9	
	Λ	a	$\begin{array}{c} 31\\ 35\\ 35\\ 35\\ 65\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 58\\ 82\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56\\ 56$	XI	<i>a</i>	61,3 80,7 63,4 63,4 62,0 62,7 62,7	
		Q	$\begin{array}{c} 20,0\\ 20,0\\ 14,6\\ 14,6\\ 29,3\\ 25,7\\ 25,7\\ \end{array}$		Q	25,2 29,6 20,6 16,1 16,1 16,1	
	١١	a	40,6 16,0 36,7 36,7 77	X	в	56,6 54,22 17,4 17,4 61,9 52,3	-1963 rr.
	I	Q	222,2 420,0 420,0 420,0 421,1	×	Q	18,0 10,6 31,3 2,6 16,7 0 27,3	стие 1959-
	II	a	60,6 61,4 65,1 57,0 57,0	T	a	$\begin{array}{c} 42,0\\10,6\\1,3\\1,3\\1,3\\30,0\end{array}$	пятиле
		б	54,6 445,8 722,3 490,6 133,4 81,5	11	ø	$\begin{array}{c} 19,9\\ 7,7\\ 30,9\\ 3,9\\ 1,2\\ 25,1\\ 25,1\end{array}$	1958 rr., 6
	II	a	70,2 88,77 66,22 94,15 80,91 80,81	Λ	a	20,66,4	ae 1954—1
		б	80,0 80,0 80,0 80,0 80,0 80,0 80,0 80,0	11,	ø	11,0 20,6 23,2 23,2 23,2 23,2 20,6 23,2 20,2 20,2 20,2 20,2 20,2 20,2 20,2	– пятилети
	Π	a	$\begin{array}{c} 74,2\\ 45,1\\ 90,3\\ 65,1\\ 85,1\\ 8,3\\ 67,7\\ 67,7\end{array}$	Σ	a	18,7 39,4 39,4 39,4 17,4	ние, а-
		Станция	Архангельск Сура Ворошилевград Каменная Степь Тахиаташ Алмола Калининград		Станция	Архангельск Сура Ворошиловярад Каменная Степь Тахиаташ Калининград	Примеча

Таблица З

Годы	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
				В	ороц	ило	вгра	д				
1954 1955 1956 1957 1958 1959 1960 1961 1962 1963	93,5 77,4 96,8 90,3 93,6 93,6 100 100 93,5 77,5	92,9 82,1 96,5 89,3 82,1 64,3 82,8 88,4 78,5 53,5	51,6 41,4 64,5 80,7 67,7 74,2 58,0 54,8 90,2 61,2	30,0 56,7 53,3 60,0 50,0 36,7 36,6 26,6 40,0 43,3	$\begin{array}{c} 32,3\\42,0\\25,8\\29,0\\54,8\\35,5\\19,4\\61,3\\22,6\\3,2\end{array}$	$10,0 \\ 40,0 \\ 23,3 \\ 10,0 \\ 40,0 \\ 20,0 \\ 10,0 \\ 20,0 \\ 16,6 \\ 16,7 \\ 16,7 \\ 10,0 \\ $	25,8 35,5 38,7 42,0 54,8 29,0 19,4 16,1 12,9 25,8	$\begin{array}{c} 46,6\\ 32,3\\ 32,3\\ 32,2\\ 51,6\\ 48,4\\ 38,7\\ 16,1\\ 12,9\\ 38,7 \end{array}$	$26,7 \\ 40,0 \\ 33,3 \\ 33,3 \\ 30,0 \\ 43,3 \\ 26,6 \\ 36,7 \\ 26,6 \\ 23,3 \\ 30,0 \\ 43,3 \\ 26,6 \\ 36,7 \\ 26,6 \\ 23,3 \\ 30,0 \\ 43,3 \\ 20,0 \\ $	71,035,558,054,848,447,471,045,261,335,5	66,7 63,3 76,7 60,0 50,0 96,7 90,0 88,9 35,5 76,6	80,7 83,9 90,3 87,1 87,1 77,4 83,9 95,8 74,2 90,3
Каменная Степь												
1954 1955 1956 1957 1958 1959 1960 1961 1962 1963	61,3 45,1 28,4 48,3 54,8 58,0 71,0 48,4 58,0 64,5	60,7 67,1 65,5 57,1 49,9 57,2 60,7 35,7 53,6 42,8	$19,3 \\ 35,5 \\ 45,5 \\ 58,0 \\ 25,8 \\ 51,6 \\ 35,5 \\ 19,3 \\ 48,4 \\ 45,1 \\$	$\begin{array}{c} 6,6\\ 30,0\\ 16,7\\ 16,7\\ 10,0\\ 3,3\\ 10,0\\ 10,0\\ 6,7\\ 39,9 \end{array}$	9,76,43,29,609,76,412,90	0 3,3 0 10,0 0 6,6 3,3 0	$\begin{array}{c} 0 \\ 3,2 \\ 6,4 \\ 0 \\ 3,2 \\ 3,2 \\ 3,2 \\ 6,4 \\ 0 \end{array}$	$\begin{array}{c} 3,2\\ 6,4\\ 0\\ 0\\ 3,2\\ 6,4\\ 3,2\\ 0\\ 6,4\\ \end{array}$	3,3 0 3,3 0 3,3 0 6,7 0 3,3	$\begin{array}{c} 22,5\\ 12,9\\ 29,0\\ 16,1\\ 6,4\\ 22,6\\ 22,5\\ 12,9\\ 22,6\\ 22,5\\ 12,9\\ 22,6\\ 22,5\\ \end{array}$	33,4 16,7 60,0 30,0 20,0 20,0 33,3 56,6 19,9 49,9	51,6 51,6 64,6 58,1 67,7 54,8 80,7 61,3 61,3
					Арх	анге	льск				r	1
1954 1955 1956 1957 1958 1959 1960 1961 1962 1963	54,9 61,3 80,6 87,1 87,1 74,2 48,4 58,1 41,6 71,0	53,571,344,992,989,349,862,360,746,453,5	38,7 64,6 45,1 90,3 64,5 38,7 35,5 22,5 25,8 38,7	$\begin{array}{c} 26,6\\ 16,6\\ 40,0\\ 86,7\\ 33,3\\ 46,6\\ 0\\ 23,3\\ 10,0\\ 20,0\\ \end{array}$	12,922,625,854,838,722,66,435,406,4	$\begin{array}{c} 33,3\\16,6\\43,3\\20,0\\23,3\\30,0\\20,0\\16,7\\10,0\\3,3\\\end{array}$	12,9 9,7 9,7 42,0 19,4 22,6 0 19,3 9,7 3,2	19,4 16,1 35,5 61,3 32,3 25,8 35,5 12,9 3,2 22,6	$\begin{array}{c} 26,6\\ 26,6\\ 53,3\\ 70,0\\ 33,3\\ 33,3\\ 23,4\\ 6,7\\ 16,7\\ 10,0\\ \end{array}$	54,942,064,487,135,525,89,748,435,46,4	$\begin{array}{c} 43,3\\56,7\\63,3\\83,4\\60,0\\46,7\\49,9\\50,0\\20,0\\56,6\end{array}$	48,4 45,1 87,1 54,8 45,1 54,8 51,6 45,1 74,2
						Cypa			1	1	1	1
1954 1955 1956 1957 1958 1959 1960 1961 1962 1963	$\begin{array}{c} 45,1\\ 38,7\\ 54,8\\ 45,2\\ 41,9\\ 74,2\\ 48,3\\ 58,0\\ 48,4\\ 45,2\end{array}$	50,0 46,4 10,3 39,3 39,3 46,4 44,8 57,2 35,7 39,2	29,0 25,8 38,7 29,0 19,3 22,6 12,9 29,0 22,6 12,9	$10,0 \\ 3,3 \\ 23,3 \\ 6,7 \\ 3,3 \\ 6,7 \\ 6,7 \\ 3,3 \\ 3,$	$ \begin{array}{c} 6,4\\6,4\\0\\6,4\\9,6\\0\\3,2\\3,2\\0\end{array} $	$ \begin{array}{c} 10,0\\6,7\\0\\6,6\\6,7\\0\\3,3\\0\\3,3\\3,3\\3,3\end{array} $	$ \begin{array}{c} 6,4\\3,2\\6,4\\3,2\\0\\6,4\\0\\3,2\\9,6\\9,7\end{array} $	$ \begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ 6,4 \\ 3,2 \\ 6,4 \\ 12,9 \\ 12,9 \\ 9,7 \\ 0 \\ 3,2 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 20,0\\ 6,7\\ 6,6\\ 13,3\\ 6,7\\ 10,0\\ 6,7\\ 10,0\\ 16,6\\ 10,0\\ \end{array}$	12,9 22,6 25,8 25,8 25,8 38,7 29,0 29,0 29,0 22,5	16,640,026,730,040,0 $36,643,320,036,750,0$	$\begin{array}{c} 41,9\\ 48,1\\ 54,9\\ 48,4\\ 42,0\\ 29,0\\ 45,1\\ 41,9\\ 45,2\\ 51,6\end{array}$

Интересно, что и в других крупных городах вероятность появления градации 4—10 км оказывается тоже наибольшей в зимние месяцы.



Рис. 1. Вероятность появления отдельных градаций видимости для каждого месяца в Ворошиловграде.

Таблица 4

Видимость (баллы)	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
$0-3 \\ 4-5 \\ 6 \\ 7-9$	9,7 25,8 58,0 6,5	3,2 16,1 58,1 22,6	$6,5 \\ 16,1 \\ 74,2 \\ 3,2 \end{cases}$	6,4 22,6 61,3 9,7	3,2 19,4 71,0 6,4	$3,2 \\ 35,5 \\ 54,9 \\ 6,4$	3,2 22,6 74,2 0	0 32,3 67,7 0	0 25,8 67,7 6,5	9,7 16,1 51,7 22,5

На рис. 2 приведены кривые распределения видимости по градациям в январе (средние за 10 лет) для Ворошиловграда, Калининграда, Даугавпилса, Архангельска. Как видно, все кривые имеют одинаковый ход с максимумом вероятности видимости 6 баллов.

Такое увеличение числа случаев с видимостью 4—10 км в промышленных центрах в зимнее время, по-видимому, можно объяснить инверсиями, которые способствуют скоплению промышленных продуктов загрязнения в приземном слое воздуха. Если имеет место сильная термическая конвекция, как это бывает, например, в летние месяцы, то конвективные потоки уносят вверх бо́льшую часть продуктов загрязнения, что приводит к увеличению прозрачности в нижнем слое. Характерно, что промышленные аэрозоли не дают увеличения вероятности низких градаций видимости. В табл. 5 приведены значения вероятности отдельных градаций видимости для Каменной Степи. Из рассмотрения таблицы следует, что на градацию 2—4 км в Каменной Степи приходится гораздо больше случаев, чем на градацию 4—10 км. Сравнение этих данных с вероятностью таких же градаций видимости в Ворошиловграде показывает, что в Каменной Степи гораздо больше случаев с дальностью видимости менее 1 км и 2—4 км. При рассмотрении закономерностей повторяемости различных градаций видимости за каждый год отдельно и для Каменной Степи, и для других пунктов об-



наружено, что характер хода сохраняется (с небольшими отклонениями) из года в год. Для Каменной Степи разброс значений вероятности низких градаций видимости больше в пятилетии 1954— 1958 гг., меньше в последующие годы.

Таблица 5

Видимость (баллы)	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
$0-3 \\ 4-5 \\ 6 \\ 7-9$	12,9 25,8 22,6 38,7	3,2 16,1 25,8 54,9	0 22,6 6,4 71,0	12,9 6,4 29,0 51,7	3,2 35,5 16,1 45,2	16,1 32,2 9,7 42,0	3,2 38,8 29,0 29,0	6,4 32,3 9,7 51,6	0 38,7 19,3 42,0	$6,4 \\ 35,5 \\ 22,6 \\ 35,5 \\ 35,5 \\ $

Следует заметить, что в отдельные месяцы как в промышленных, так и в непромышленных городах бывают изменения типичной кривой распределения вероятности видимости по градациям. При детальном изучении выяснилось, что это связано с изменением термического режима в эти месяцы.

Таким образом, в результате проведенной работы удалось установить следующее:

1) вероятность видимости менее 10 км выше в промышленных центрах и в крупных городах, чем в небольших поселках, не имеющих промышленности;

2) в промышленных центрах увеличение вероятности видимости менее 10 км обусловлено в основном увеличением числа случаев с видимостью 6 баллов (4—10 км), тогда как в небольших населенных пунктах увеличение вероятности видимости менее 10 км связано главным образом с увеличением числа случаев с видимостью менее 4 км.

Е. Н. ДОВГЯЛЛО, В. А. КОВАЛЕВ

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫХ ИСПЫТАНИЙ УСТАНОВКИ «НАКЛОННЫЙ ЛУЧ»

Измерение наклонной прозрачности атмосферы имеет большое значение для обеспечения безопасности взлета и посадки самолетов в сложных метеорологических условиях. Несмотря на многочисленные разработки, проблема измерения наклонной прозрачности остается нерешенной, и в метеорологической практике обеспечения авиации до сих пор пользуются данными только о горизонтальной прозрачности. Однако это не всегда оправдано, так как горизонтальная прозрачность может существенно отличаться от наклонной [1, 2]. Большое значение имеют условия термического режима атмосферы в месте наблюдения, наличие подоблачной дымки и т. д.

Основоположником отечественных работ по измерению наклонной прозрачности был В. А. Гаврилов, в течение многих лет занимавшийся оптическими исследованиями атмосферы. Совместно с В. Ф. Беловым им впервые была высказана идея о возможности использования эффекта обратного светорассеяния для измерения наклонной прозрачности атмосферы [3]. Главное достоинство данного метода состоит в том, что он позволяет производить измерение прозрачности атмосферы в разных азимутах и под любыми углами к горизонту из одной точки, что очень важно в условиях аэродрома. Идея получила практическое воплощение в созданной под руководством В. А. Гаврилова опытной установке «Наклонный луч» [4]. Первые испытания этой установки, проведенные в горизонтальном направлении, подтвердили практическую возможность измерения прозрачности атмосферы методом обратного светорассеяния. Проверка работы установки в наклонных направлениях была затруднена отсутствием эталонных приборов. Использование для этой цели базисных приборов требует сооружения на местности специальной вышки.

В 1970 г. на фотометрическом полигоне в Воейково была установлена 30-метровая вышка от башенного крана СБК-1, позволившая измерять наклонную прозрачность атмосферы базисным методом и сопоставлять эту величину с результатами, полученными установкой «Наклонный луч». Методика измерения наклонной прозрачности, основанная на теоретических положениях, опубликованных ранее, изложена в [5].

В данной работе мы кратко остановимся на условиях проведенного эксперимента, полученных результатах и на тех особенностях, которые присущи измерению прозрачности атмосферы в наклонном направлении. При измерении наклонной прозрачности нами использовались градуировочные кривые, полученные экспериментально в процессе градуировки прибора в горизонтальном направлении. Работа с прибором показала сезонную стабильность этих характеристик. Предварительно проведенные испытания показали, что при измерении в горизонтальном направлении коэффициент корреляции сопоставляемых приборов в среднем равен 0,8—0,9 при любых типах туманов. Единственным и главнейшим условием, которое обязательно должно выполняться при сравнении установки обратного рассеяния с любым эталонным прибором, является равенство их измерительных баз. При выполнении этого условия даже клочковатые радиационные туманы не приводят к сколько-нибудь заметному ухудшению тесноты связи между данными сравниваемых приборов.

При испытании опытной установки в наклонном направлении в качестве эталонного прибора использовался серийный регистратор прозрачности типа РДВ-2. Отражатель прибора на первом этапе исследования располагался на вышке башенного крана в переоборудованной кабине крановщика на высоте около 10 м над поверхностью земли. Вышка башенного крана установлена на краю крутого холма; общее превышение верхней точки измерительной трассы (отражатель) над нижней точкой (фотометрический блок) составляет 30 м. При длине наклонной трассы 145 м это соответствует углу наклона линий визирования к горизонту примерно 12°. Пучок света прожектора установки «Наклонный луч» посылался в атмосферу параллельно и несколько выше линии визирования эталонного прибора. Одновременно с измерением наклонной прозрачности регистрировалась горизонтальная прозрачность атмосферы прибором М-37. Расхождение между показаниями горизонтального и наклонного регистраторов прозрачности, взятыми синхронно с отсчетом по испытываемой установке, характеризовало степень неоднородности помутнения. Испытания проводились в темное время суток в условиях пониженной видимости, интересующей службу метеорологического обеспечения авиации.

Рисунки 1 а и в иллюстрируют характер связи между значениями коэффициента ослабления $\alpha_{\rm HP}$, измеренного эталонной установкой РДВ-2, и $\alpha_{\rm H}$, измеренного испытываемой установкой обратного рассеяния. На рис. 1 б и г сопоставляются наклонный ($\alpha_{\rm HP}$) и горизонтальный ($\alpha_{\rm r}$) коэффициенты ослабления, измеренные приборами РДВ-2 и М-37 соответственно. На рис. 1 а и б представлены материалы, полученные в ноябре 1970 г., на рис. 1 в и г — в декабре и январе 1970-71 г. Крайние параллельные линии на рисунках соответствуют разбросу величин α , равному $\pm 35\%$. Анализ рис. 1 б и г показывает, что в периоды проведения эксперимента наклонная ирозрачность атмосферы, как правило, была хуже горизонтальной, что объясняется наличием низкой облачности и влиянием подоблачной дымки [2].

Из рассмотрения рис. 1 следует, что в ноябре неоднородность помутнения атмосферы была больше, соответственно бо́льшим оказывается разброс между значениями α_{H9} и α_{H} . Коэффициент корреляции между этими величинами для ноября равен

$$r = 0.77 \pm 0.03$$
.

Для декабря и января эта величина составляет

$$r = 0.83 \pm 0.02$$
.

Детальный анализ различных диапазонов помутнения позволяет. заметить, что более низкой прозрачности соответствует больший разброс между величинами а_н и а_{нэ}. Так, если 1 км⁻¹ ≤ а_{нэ} ≤ 4÷ ÷5 км⁻¹, то разброс составляет 25—30%; при $\alpha_{\rm H9} > 5$ км⁻¹ разброс. увеличивается. Полученные результаты хорошо согласуются с теорией, и их можно объяснить тем, что при малых значениях а атмосфера более однородна, что хорошо видно из рис. 1 б и г. Кроме того, длина измерительной базы прибора РДВ недостаточно хорошо соответствует фактической глубине эффективного проникновения испытываемой установки [6]. Выполненные теоретические расчеты показали, что при используемой геометрии эксперимента эффективная глубина зондирования установки «Наклонный луч» составляет 100-120 м. Эти выводы хорошо согласуются с результатами экспериментальных исследований установки, проведенных в горизонтальном направлении в неоднородных радиационных туманах.

Таким образом, при измерении в наклонном направлении протяженность слоя атмосферы, исследуемого установкой обратного рассеяния, не соответствует слою в 145 м, зондируемому установкой РДВ-2. В таких условиях разброс между сопоставляемыми величинами α_н и α_{нэ} должен быть больше.

Не следует забывать, что в этот разброс вносит вклад и сам эталонный прибор РДВ-2. Для нашей измерительной базы теоретическая ошибка этого прибора при $\alpha_{\rm H9} \approx 15$ км⁻¹ достигает 40% [7], а фактическая ошибка в рассматриваемых специфических условиях может быть еще больше. Это связано с тем, что проверка достоверности показаний базисного прибора, установленного в наклонном направлении, сопряжена с большими трудностями, особенно в осеннее и зимнее время. Низкая облачность, существующая непрерывно в течение длительного времени, не позволяет проконтролировать его работу даже в моменты улучшения горизонтальной видимости. Необходимым условием достоверности такой проверки является ясное небо или по меньшей мере заведомо высокая облачность, исключающая влияние подоблачной дымки. Вызывает затруднение и контроль работы установленного на вышке отражателя.

11*



Рис. 1. Экспериментальные данные о наклонной и горизонтальной прозрач



ности атмосферы, полученные при испытании установки «Наклонный луч».

н - С Следует обратить внимание еще на один источник дополнительных ошибок. Проведенные испытания показали, что измерение прозрачности атмосферы установкой «Наклонный луч» методом последовательного сканирования визирной линии приемника по лучу прожектора [4] не очень удобно. В случае быстрой смены интенсивности обратного рассеяния, что часто имеет место при клочковатом характере тумана или подоблачной дымки, практически невозможно взять отсчеты по разным зонам сканирования так, чтобы за время измерения условия эксперимента остались неизменными. Наиболее целесообразно поэтому измерять сигналы обратного рассеяния от разных участков одновременно. Такая измерительная схема при использовании методики, описанной в [5], позволит осуществить непрерывную регистрацию сигнала с последующим его осреднением и исключить возможность взятия случайного отсчета.

Таким образом, можно считать, что проведенное исследование подтверждает основные теоретические положения, полученные ранее [5, 8] и доказывающие возможность измерения прозрачности как однородной, так и неоднородной атмосферы методом обратного рассеяния. Уже на первом этапе исследования получены существенные результаты, которые позволяют надеяться на широкое практическое использование метода обратного рассеяния в будущем.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Довгялло Е. Н. Прозрачность атмосферы в вертикальном и горизонтальном направлениях. Труды ГГО, 1965, вып. 169.
- 2. Рацимор М. Я. Вертикальное распределение горизонтальной видимости под облаками и в облаках. — Труды ЦИП, 1966, вып. 157.
- 3. Гаврилов В. А., Белов В. Ф. Авторское свидетельство № 94145. Бюлл. изобретений, 1952, № 8.
- 4. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
- 5. Ковалев В. А. Об усовершенствовании методики измерения прозрачности атмосферы по интенсивности рассеянного назад света. См. настоящий сборник, стр. 201.
- 6. Ковалев В. А. Некоторые вопросы теории реальной схемы обратного рассеяния. — Труды ГГО, 1970, вып. 255.
- 7. Горышин В. И. Об оденке точности объективных измерений метеорологической дальности видимости. — Труды ГГО, 1965, вып. 169.
- 8. Ковалев В. А. Теоретическая модель схемы измерения прозрачности атмосферы по интенсивности рассеянного назад света. — Труды ГГО, 1970, вып. 255.

Г. Ф. ИВАНОВА

О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ОЗОНА В ЗОНАХ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Как известно, современные авиатрассы проходят на высотах, где формируются, развиваются и разрушаются струйные течения, с которыми непосредственно связаны турбулентные зоны, представляющие в ряде случаев определенную опасность для самолетов. В связи с этим обстоятельством важно исследовать особенности распределения озона в зонах струйных течений.

В 1960—1964 гг. Г. П. Гущин с сотрудниками опубликовал ряд работ [2—6], в которых было впервые показано, что в зонах струйных течений наблюдаются определенные закономерности в распределении общего содержания озона. Эти закономерности сводятся к следующему:

1) в зоне струйного течения наблюдается повышенное по сравнению с обычным общее содержание озона с максимумом в левой части струи, где это повышение может достигать 20—30%;

2) в зоне струйного течения наблюдается повышенный по сравнению со средним горизонтальный градиент общего содержания озона, направленный из левой в правую часть струи.

Впоследствии в работах В. Ф. Васина и В. И. Воробьева [1], Д. Ф. Харчилавы [10] вышеназванные закономерности были подтверждены и уточнены.

В 1964 г. Г. П. Гущин [6] отметил, что вертикальное распределение озона в струйных течениях обладает рядом особенностей. Однако приведенный в работе [6] материал состоял всего из 16 кривых вертикального распределения озона, что было недостаточно для статистического обоснования полученного вывода и не позволило автору сделать какое-либо заключение о зависимости полученных выводов от времени года.

Ниже излагаются результаты исследования закономерностей вертикального распределения озона (парциального давления) в струйных течениях на значительно большем статистическом материале.

Парциальное давление озона определялось по данным подъемов озонозондов, опубликованным в работе [8]. Исследовались материалы 12 озонометрических станций Северной Америки за периоды

декабрь 1962 г.-март 1963 г. и сентябрь 1963 г.- декабрь 1965 г.:

декабрь 1962 г. — март 1963 г. и сентябрь 1963 г. — декабрь 1965 г.; всего 1220 подъемов. Положение оси струи относительно станции устанавливалось по картам максимального ветра, построенным в Арктическом и Ан-тарктическом научно-исследовательском институте, по картам ба-рической топографии 500, 300, 100 и 50 мб, опубликованным в «Си-ноптическом бюллетене» [9], и картам барической топографии 100 и 50 мб, построенным Шерхагом [7]. При этом за основу были взяты карты максимального ветра. Для дальнейшей обра-ботки отбирались следующие ситуации: ось струи располагается над станцией ось струи слева или справа от станции на раснад станцией, ось струи слева или справа от станции на расстоянии до 1500 км. Все остальные случаи, в том числе и наличие струй одновременно слева и справа от станции. не рассматривались.

Некоторые затруднения при определении положения оси струи были вызваны несовпадением сроков измерения озона (как правило, 11-13 час. по Гринвичу) со сроками карт барической топографии и карт максимального ветра (00 час. по Гринвичу). Поскольку время запуска озонозонда приходилось примерно на середину между двумя сроками карт (00 час. тех суток, в которые проводились измерения озона, и 00 час. следующих суток), то в качестве расчетного положения оси струи принято среднее из положений осей струйных течений в эти два срока.

В результате проведенного анализа были отобраны данные 846 подъемов озонозондов. Все данные были сгруппированы по сезонам и внутри сезонов (независимо от того, удалялась или приближалась струя) по следующим градациям расстояния от станции до оси струи (d в километрах): 0,0, 10-250, 250-500. 500-750, 750—1000. Группировка производилась отдельно для левой и правой частей струи. Для каждой градации рассчитывались средние значения парциального давления озона Р₃ по данным всех станций и его среднее квадратическое отклонение на различных BUCOTAX. (The president aller or a light paner

> Barren Ha	KAMPOSÍ	Ganque 1810	_orena nove	rucio	home
HUT & Darry 4 TS	1 740	$\left(\begin{array}{c} n \\ \mathbf{N} \left(p \right) \\ \mathbf{D} \right)^{n}$	2 31 Hape	wax O-	paseer
TA Deller in		$/ \sum_{r=1}^{r} (r_3 - r_3)$	77.41.00	14.5 HO	assul
y - un regin pro	$\sigma_{P_3} = V$	$\frac{n-1}{n-1}$	f	94	(1)
had	-05.	160	n,	241.	

Mederabeletico Tadal. Kanyo- lecto yennocis. Данные расчета приведены в табл. 1 и на рис. 1.

Кроме абсолютных значений парциального давления озона в струйных течениях, были рассчитаны отклонения парциальных давлений озона ΔP_3 от среднесезонных значений, т. е.

$$\Delta P_3 = P_3 - \overline{P_3},$$

" and " wants где P_3 — среднесезонное парциальное давление озона на данной высоте в нанобарах. Результаты расчета величины ΔP_3 на разных высотах и в разные сезоны приведены в табл. 2 и на рис. 2. 168 To report to some apartition gabe 2 upic 2.

$H \text{ kM} = \frac{1}{750-1000} \text{ 500-750} \text{ 250-500} \text{ 10-250} \text{ 10-250} \text{ 250-500} \text{ 10-250} \text{ 250-500} \text{ 250-500} \text{ 250-500} \text{ 500-750} \text{ 250-500} \text{ 250-750} \text{ 750-1000} \text{ 500-750} \text{ 250-500} \text{ 500-750} \text{ 750-1000} \text{ 250-750} \text{ 750-1000} \text{ 250-500} \text{ 250-500} \text{ 250-500} \text{ 250-500} \text{ 250-500} \text{ 250-750} \text{ 250-750} \text{ 250-1000} \text{ 250-750} \text{ 250-1000} \text{ 250-750} \text{ 250-200} \text{ 250-750} \text{ 250-200} \text{ 250-20} 250-$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$		/ KM 750-1000 500-750 250-500 10-250 0,0 10-250 250-500 500-750 750-1000	правая сторона	Расстояние от оси струи (км)	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
--	---	--	--	----------------	------------------------------	--

			7501000	P_3 σ_{P_3}		n = 12	$\begin{array}{c} 21\\ 15\\ 15\\ 15\\ 24\\ 15\\ 24\\ 15\\ 24\\ 15\\ 24\\ 15\\ 22\\ 15\\ 22\\ 12\\ 22\\ 12\\ 22\\ 12\\ 22\\ 22\\ 22\\ 22$
	-	На	0—750	a P3		= 17	1212223428506010000000000000000000000000000000000
		cropol	20	P_3		<i>u</i>	22 23 24 25 25 25 25 25 25 25 25 25 25
		левая		σ _{P3}		= 32	14 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28
S.			250	P_3		u	22022 2022 2022 2022 2022 2022 2022 20
	(м)	-	-250	a P ₃		= 25	115 115 115 115 115 115 115 115 115 115
	руи (I		10-	P_3		-u	82028222222222222222222222222222222222
	оси ст		0,0	^G P ₃	на	= 35	2122496125989070 21724401259961259990 1 8 1 8 1 8 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2
	ние от		Ų.	P_3	Bec	- u	27 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28 28
	Расстоян		-250	a _{P3}		= 20	2002 2002 2002 2002 2002 2002 2002 200
			10-	P_3		u	25 25 25 25 25 25 25 25 25 25 25 25 25 2
i e		Ia	500	a P3		= 22	100008222880000 710212365522880000 7102123000074
		сторон	250	P_3		=u	21 22 22 22 22 22 22 22 22 22 22 22 22 2
		abaa	-750	\mathfrak{c}_{P_3}		8	
		du	200	P_3		= u	$\begin{array}{c} & & \\ & & &$
			-1000	G _{D3}		= 4	
			750—	P_3		= u	26 133 135 133 133 133 133 133 10 11 11 133 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10
			H KM			. –	3222228864110 3222228864120 3222228864120 3222228864120 3222228864120 322228864120 322228864120 322228864120 32228864120 32228864120 32228864120 32228864120 32228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 3228864120 32864120 32864120 32864120 32864120 32864120 32864100 328641000000000000000000000000000000000000

-		750—1000	$P_3 = \sigma_{P_3}$		u = 7	135 14 155 115 115 115 115 115 115 115 115
	торона	500750	$P_3 = \frac{\sigma_{P_3}}{\sigma_{P_3}}$		n=8	5221 101 101 101 101 101 101 101 101 101
	левая с	250500	P_3 σ_{P_3}		n = 14	$\begin{array}{c} 19 \\ 200 \\ $
уи (км)		10-250	P_3 σ_{P_3}		n = 11	20 20 20 20 20 20 20 20 20 20
ие от оси стр		0,0	P_3 σ_{P_3}	Лето	n = 13	221 222 222 222 222 222 222 222 223 223
Расстоян		10-250	$P_3 \sigma_{P_3}$		n = 15	222 222 222 222 222 222 222 222 222 22
	торона	250500	P_3 σ_{P_3}		n = 19	24 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20
	правая с	500750	P_3 σ_{P_3}	-	n = 26	29 29 29 29 29 29 29 29 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 29 27 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20
		7501000	P_3 σ_{P_3}		n=6	224 161 162 112 112 112 112 112 112 112 112
		H KM	· · ·			328282222864520 328282528864520 3282855864520

	1	1	1 .	1 ·	1		
			-1000	a P _s		= 16	12,00,00,00,00,00,00,00,00,00,00,00,00,00
			750-	P_3		=u	$\begin{array}{c} 16\\ 18\\ 18\\ 123\\ 153\\ 123\\ 153\\ 103\\ 79\\ 70\\ 70\\ 70\\ 70\\ 70\\ 70\\ 70\\ 70\\ 70\\ 70$
			-750	a p ₃		13	0.08082222280.087 440.046.087 280.0900004 440.046.0900004
		горона	500-	P_3		<i>u</i>	$\begin{array}{c} 22\\ 25\\ 25\\ 25\\ 25\\ 25\\ 25\\ 25\\ 25\\ 25\\$
		евая с	-500	a p ₃	· ·	13	00000000000000000000000000000000000000
			250-	P_3		= u	155 155 155 155 155 155 155 155 155 155
•	(и		-250	a P ₃		= 15	24,02 22,02 22,02 24,02 20,020 20,020 20,000 20,000 20,00000000
	руи (к		10-	P_3		<u>u =</u>	$\begin{array}{c} 15\\15\\15\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\16\\$
	оси ст		0	a p ₃	4	- 32	66,2 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0
	ине от		0	P_3	Осен	<i>u</i> =	$\begin{array}{c} 19\\ 18\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12$
	асстоян		250	σ_{P_3}		= 28	11 11 12 12 12 12 12 12 12 12
	P. P.		10—	P_3		=u	$\begin{array}{c}18\\16\\16\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\18\\$
		н	-500	$^{\mathfrak{a}}_{P_3}$		= 24	16 16 16 16 16 16 16 16 16 16
		сторона	250-	P_3		= <i>u</i>	21 18 18 12 12 12 12 12 12 12 12 12 12 12 12 12
		равая	-750	\mathfrak{a}_{P_3}		= 18	15, 37, 15, 15, 15, 15, 15, 15, 15, 15, 15, 15
			200-	P_3	-	= <i>u</i>	25 16 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17 17
	r		-1000	^σ P ₃		- 14	216,27,238,287,567,564,579 11.157,538,586,564,579,564,572,584,572,594,572,594,572,594,594,594,594,594,594,594,594,594,594
			750	P_3		<i>u</i> = <i>u</i>	$\begin{array}{c} 138\\ 178\\ 128\\ 128\\ 128\\ 128\\ 128\\ 128\\ 128\\ 12$
			H KM				828282826110 × 0 × 0 × 0 × 0 × 0 × 0 × 0 × 0 × 0

OОтклонение парциального давления озона ΔP_3 (нб) в зоне струйного течения от среднесезонного профиля (п — число случаев) Banch expection , a zoe some? In Helle cracol Расстояние от оси струи (км) правая сторона левая сторона Н км 0.0 750---1000 50-1000 -750 500 500 500-750 0-2500--250 220 800 220-Зима = zu we Jash 1 n $n = 11 \mid n = 15 \mid n = 18 \mid n = 11 \mid n = 29 \mid n = 25 \mid n = 17 \mid n = 24$ n = 153 -3 -3 4 -2 -1 -1 -1 -7 6 8 10 -3 -2 .3 02662560 -2-5 -1 -2 -8 ā -7 -11 4 4 $-1\overline{1}$ -7 -11 ---7 -1Õ -12 18 -1 -1 -12 - 16 - 19 - 24-15-9-17-321621 12 -8 -11 -15 -4 0 -14 -13 14 -10-2-22621-7 -15 -7 16 18 4 -1Ō 18 5 2 10 19 19 5 2 -2 -6 11 Ō 38 20 22 24 26 -6 5 1 7 -7 -10 15 14 3 3 -13 11 $\frac{10}{3}$ -7 500 0 8 6 ž $\tilde{2}$ 6 28 30 -2 5 ŏ -12 -3 1 -2 -6 5 -6 -3 -10 _4 0 16 -6 Весна $n = 8 \mid n = 22 \mid$ $n = 20 \mid n = 35 \mid n = 25 \mid n = 34 \mid n = 17 \mid n$ n = 12n=4-3 -2 -2 -2 $\begin{array}{c}
-2 \\
-3 \\
2 \\
-3 \\
-4 \\
-4 \\
-2 \\
10 \\
10
\end{array}$ -3 4 -1 -6 -3 4 _4 6 _4 -6 _4 -3 -3 __6 8 -10^{-1} -356335221525--8 --3 --7 -15 -8 -8 -7 -6 4 -20 -31 -23 -23 3 9 10 -18 8 2 -19 2 7 1 0 2 2 -17 1 12 -18 11 14 -31 -15 22 7 14 8 -8 -4 16 -12-3 16 12 8 10 -16 18 20 22 24 26 28 30 9 15 14 13 -4 -1 .12 13 2 -8 17 11 9 9 14 -24 2 0 4 0 -7 4 -2 -8 —1Ō -2 2 4 -17 -7 -10 -5 0 -3 -19 —7 -1

Таблица 2

				Расстояние от
Н км	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	правая	сторона	• • •
	750—1000	500—750	250—500	10—250
				Ле
an a star star to sur	n=6	n = 27	n = 19	n = 27
$ \begin{array}{c} 4\\ 6\\ 8\\ 10\\ 12\\ 14\\ 16\\ 18\\ 20\\ 22\\ 24\\ 26\\ 28\\ 30\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} -3 \\ -10 \\ -4 \\ -6 \\ -12 \\ -4 \\ -2 \\ 1 \\ -6 \\ 5 \\ 7 \\ 6 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \end{array} $	$ \begin{array}{r} -5 \\ -4 \\ -4 \\ -6 \\ -12 \\ -12 \\ -12 \\ 9 \\ 4 \\ 5 \\ 0 \\ -6 \\ -5 \\ -9 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} -5 \\ -5 \\ -6 \\ -13 \\ -15 \\ -6 \\ 0 \\ 9 \\ 13 \\ 14 \\ 6 \\ 0 \\ -4 \\ -6 \end{array}$	$ \begin{array}{c} 1\\ 0\\ -2\\ -1\\ 7\\ 1\\ 12\\ 6\\ 1\\ 0\\ -5\\ -7\\ -12\\ -11\\ \end{array} $
				Oce
	n = 14	n = 18	n = 24	n = 30
$ \begin{array}{c} 4\\ 6\\ 8\\ 10\\ 12\\ 14\\ 16\\ 18\\ 20\\ 22\\ 24\\ 26\\ 28\\ 30\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} -2 \\ -1 \\ -3 \\ -4 \\ -8 \\ -7 \\ -4 \\ 3 \\ -6 \\ -5 \\ -4 \\ -6 \\ -3 \\ -1 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} -3 \\ -2 \\ -4 \\ -8 \\ -7 \\ -8 \\ -8 \\ -1 \\ 0 \\ -7 \\ -11 \\ -8 \\ -6 \\ 2 \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ -1 \\ -4 \\ -9 \\ -3 \\ 0 \\ 7 \\ 13 \\ 3 \\ 0 \\ -4 \\ -3 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1\\ -4\\ -5\\ -3\\ -5\\ 2\\ 7\\ 7\\ 8\\ 0\\ -1\\ -1 \end{array} $

оси струи (км) левая сторона 0,0 10-250 250-500 500-750 750-1000 n = 8n = 13n = 11n = 14n = 7 $\begin{array}{r} -3 \\ -2 \\ -6 \\ -2 \\ -11 \\ 5 \\ 5 \\ -1 \\ -7 \\ 4 \\ -6 \\ -2 \end{array}$ $\begin{array}{c}
-6 \\
-4 \\
-13 \\
-10 \\
-2 \\
-9 \\
-1 \\
4 \\
-2 \\
3 \\
2 \\
3 \\
4 \\
\end{array}$ $\begin{array}{r} -4 \\ -2 \\ -6 \\ -9 \\ 11 \\ 8 \\ 13 \\ 7 \\ 13 \\ 7 \\ 4 \\ -2 \\ -11 \\ -11 \end{array}$ $\begin{array}{c}
-6 \\
-3 \\
-8 \\
-11 \\
-8 \\
-13 \\
19 \\
2 \\
-2 \\
9 \\
1 \\
-9 \\
7
\end{array}$ -7 -11 -2 -4 -17 13 14 -8 -3 -1 -6 -4HЬ n = 17n = 32n = 14n = 14n = 16 $\begin{array}{c} 0 \\ -2 \\ -2 \\ -7 \\ -11 \\ -3 \\ 1 \\ 4 \\ -1 \\ -2 \\ -4 \\ -5 \\ -3 \\ 1 \end{array}$ 2 0 2 7 13 2 9 3 -2 -4 -7 -12 -12 $\begin{array}{c} -3 \\ 0 \\ -6 \\ -2 \\ 1 \\ 4 \\ 18 \\ 14 \\ 3 \\ -1 \\ 0 \\ -5 \\ -1 \\ -2 \end{array}$ $\begin{array}{c} 0 \\ -2 \\ -6 \\ -6 \\ -11 \\ -6 \\ 9 \\ 7 \\ 8 \\ 14 \\ 3 \\ -2 \\ -8 \end{array}$ $\begin{array}{c} -3 \\ -2 \\ 12 \\ 9 \\ 10 \\ 17 \\ 11 \\ 5 \\ -6 \\ -8 \\ -8 \end{array}$



Рис. 1. Вертикальное распределени а — зима, б — весна, в — лето, г — осень; 1 — изолинии парциально

Как видно из рис. 2, в левой части струйного течения на высотах 10—20 км имеют место положительные отклонения парциального давления озона от среднесезонного значения, а в правой части — отрицательные. На других же высотах знак отклонения не изменяется при переходе из одной части струи в другую. Это позволяет считать, что влияние струйных течений на вертикальное распределение озона не распространяется выше 20 км. Наиболее отчетливо влияние струйных течений выражено весной и осенью.

Поскольку выше использовались средние данные по всем станциям, важно выяснить, не отразился ли широтный ход озона на вы-

TONGES Brown



озона в зоне струйных течений. давления озона, 2 — высота озонопаузы, 3 — высота тропопаузы.

деленные границы влияния струйных течений. Это можно сделать путем сравнения среднего профиля, построенного по данным всех станций, со средним профилем одной какой-либо станции. В качестве такой станции была взята станция Бедфорд (США) с наибольшим количеством подъемов озонозондов. Средние озонные профили для станции Бедфорд показаны на рис. 3. Сравнивая рис. 3 с рис. 1, можно заключить следующее:

1) широтный ход озона не сказывается на профиле вертикального распределения озона как при использовании данных одной станции, так и при использовании материалов нескольких станций . (для расстояний, не превышающих 1000 км от оси струи);

12 Заказ № 615



Рис. 2. Отклонение парциального давления от средне Уел. обозначения

2) озонные профили в обоих случаях в основном аналогичны. Чтобы выяснить влияние направления движения оси струйного течения на профиль отклонений озона, рассматривались отдельно случаи приближения оси к станции и случаи ее удаления и для них было подсчитано среднее отклонение парциального давления озона от среднесезонного в левой и правой частях струи (табл. 3).

Как видно из табл. 3, в левой части струи на высотах 10—22 км зимой отклонения парциального давления озона от среднесезопного значения положительные и достигают 6—21 нб при приближении струи; при удалении же струи отклонения отрицательные.



сезонного профиля в зоне струйных течений. см. рис. 1.

В правой части струи особых различий в отклонениях вертикального распределения от среднесезонного профиля при удалении струи и при ее приближении не обнаружено.

В результате анализа отклонений парциального давления в струйных течениях было замечено, что зона наибольшего отклонения озона зимой находится в левой части струи вблизи дельты и входа струй, а также при слиянии или расходимости нескольких струй. Это обстоятельство подтверждается данными табл. 4.

В остальные сезоны случай приближения, удаления, сходимости или расходимости струй разделить не удалось.



Рис. 3. Вертикальное распределение озона в зоне Эточние изма начания стр. 7 став к распоредсе истор ист. обозначения

В результате анализа всех профилей вертикального распределения озона в струйных течениях были сделаны следующие выводы.

1. Струйное течение оказывает заметное влияние на средний профиль парциального давления, построенный перпендикулярно оси струи; в вертикальном направлении это влияние прослеживается в пределах высот 10—18 км, а в горизонтальном направлении до 1000 км от оси струи.

2. В зоне струйных течений наблюдается заметный градиент парциального давления озона, образующийся под влиянием струй-


труйных течений на станции Бедфорд. м. рис. 1.

ного течения, направленный из левой части струи в правую и равный в среднем 10—15 нб/100 км. Осенью, зимой и весной он наблюдается на высотах 10—16 км, летом — на высотах 16—18 км. Наибольшее значение средний градиент принимает зимой (15 нб/100 км).

3. На профиле парциального давления озона, построенном по данным одной станции, градиент озона, направленный из левой части струи в правую, наблюдается на высотах 10—18 км с максимумом весной, при этом на высоте 12 км он равен 28 нб/100 км.

Таблица З

Средние отклонения парциального давления озона (нб) от среднесезонного профиля при приближении оси струйного течения к станции и ее удалении (*n* — число случаев)

Высота Левая ча	Левая части	ь струи	Правая часть струи		
(км)	приближение	удаление	приближение	удаление	
4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30	n = 17 -2 0 0 7 9 13 21 6 6 9 -3 -7 -5 -3	n = 10 1 -1 -6 2 -7 -18 -19 -21 6 31 4 6 -1 -6	n = 846161682 15 5 3 042	n = 6 -3 -4 -8 -11 -8 -11 -30 -26 -10 3 5 4 4 9	

Таблица 4

Средние отклонения парциального давления озона $\Delta \overline{P}_3$ (нб) вблизи дельты и входа струй и при сходимости и расходимости струй в левой части струйного течения зимой

Высота (км)	Дельта и вход струй	Сходимость и расходимость нескольких струй	Высота (км)	Дельта и вход струй	Сходимость и расходимость нескольких струй
4 6 8 10 12 14	n = 6 2 4 2 34 28 47	n = 5 0 4 8 18 57 26	$ \begin{array}{r} 16 \\ 18 \\ 20 \\ 22 \\ 24 \\ 26 \\ 28 \\ 30 \\ \end{array} $	$58 \\ 8 \\ 9 \\ 14 \\ -15 \\ -5 \\ -7 \\ -12$	$\begin{array}{r} 30\\ -11\\ 28\\ 23\\ 1\\ -12\\ -11\\ 12\end{array}$

4. Осенью, зимой и весной в левой части струи на высотах 8— 18 км наблюдаются положительные отклонения парциального давления озона с максимумом осенью (до 15 нб), в правой части струи — отрицательные отклонения с максимумом весной (до 25 нб).

5. В зонах сходимости и расходимости струйных течений (в левой стороне) наблюдаются повышенные положительные отклоне-

ния парциального давления озона. Среднее значение отклонения на высотах 12—16 км в этих случаях достигает 57 нб зимой, что составляет 70—80% среднего парциального давления на указанных высотах.

Не менее важными элементами вертикального распределения озона являются высота озонопаузы и ее положение относительно тропопаузы в струйных течениях. За высоту озонопаузы была принята высота, на которой происходит первое резкое возрастание вертикального градиента парциального давления озона (при рас-



Рис. 4. Вертикальное распределение озона в зоне струйного течения 6 ноября 1963 г.

a — правая сторона струи (—250 км), станция Нью-Мексико; δ — правая сторона струи (—100 км), станция Колорадо; s — левая сторона струи (100 км), станция Вашингтон; I — профиль озона 6 ноября 1963 г., 2 — среднесезонный профиль для данного пункта, 3 — высота озонопаузы 6 ноября 1963 г., 4 — высота тропопаузы 6 ноября 1963 г.

смотрении кривой парциального давления озона снизу вверх). Высота тропопаузы снималась с вертикальных профилей температуры воздуха, измеренной одновременно с парциальным давлением озона.

В результате анализа положения тропопаузы и озонопаузы относительно друг друга (см. рис. 1—3) выяснилось, что при переходе из правой части струи в левую происходит резкое опускание на 1,5—2 км тропопаузы и озонопаузы (возможен при этом и разрыв тропопаузы). Особенно это характерно для весны и осени. В правой части струи озонопауза располагается либо выше тропопаузы, либо совпадает с ней, а в левой озонопауза ниже тропопаузы в среднем на 0,5—1,0 км. В отдельных случаях озонопауза в левой части струи лежит на несколько километров ниже тропопаузы. В этих случаях озонопаузе тоже соответствует изменение вертикального градиента температуры, но меньшее, чем для тропопаузы.

Рассмотренные выше особенности вертикального распределения озона в струйных течениях установлены по средним данным. Еще более отчетливо они должны проявляться в каждом отдельном случае. Для примера приведем вертикальное распределение озона в струйном течении 6 ноября 1963 г. в районе станций Вашингтон, Колорадо и Нью-Мексико. Станции Колорадо и Нью-Мексико расположены в правой части струи, а Вашингтон — в левой. Вертикальное распределение озона на этих станциях за 6 ноября 1963 г. показано на рис. 4. Там же нанесены среднесезонные вертикальные профили и положение озонопаузы и тропопаузы. Рисунок 4 наглядно показывает, что существенное положительное отклонение от среднесезонного профиля наблюдается только на станции Вашингтон и характеризуется оно появлением вторичного максимума парциального давления на высотах 8-16 км. Положение вторичного максимума по осредненным данным выражено слабее, что можно объяснить значительными его вариациями по высоте в конкретных случаях.

Кривые вертикального распределения озона показывают, что на станции Вашингтон по сравнению со станциями Колорадо и Нью-Мексико заметно также существенное опускание тропопаузы (на 5,6 км) и озонопаузы (на 6,4 км), причем последняя ниже первой на 0,7 км.

Таким образом, для струйных течений характерны не только резкие изменения общего содержания озона при переходе из правой части струи в левую, но и изменение его вертикального профиля на высотах 10—20 км, которое сводится в основном к появлению в левой части струи вторичного максимума парциального давления озона и к проникновению стратосферного озона в тропосферу.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Васин В. Ф., Воробьев В. И. К вопросу распределения общего содержания озона в струйных течениях. — Труды ГГО, 1967, вып. 184.
- 2. Гущин Г. П. Предварительные результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время МГГ в СССР. Труды ГГО, 1960, вып. 105.
- Гущин Г. П., Романова Р. Г., Ромашкина К. И. Измерение общего содержания атмосферного озона с самолета во время горизонтальных полетов. — Труды ГГО, 1960, вып. 105.
- 4. Гущин Г. П. Закономерности горизонтального распределения и колебаний во времени содержания атмосферного озона. — В сб.: «Атмосферный озон». Под ред. А. Х. Хргиана. Изд. МГУ, 1961.
- 5. Гущин Г. П., Шатунов И. А. Атмосферный озон и струйные течения. Труды ГГО, 1964, вып. 154.
- 6. Гущин Г. П. Озон и аэросиноптические ўсловия в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1964.
- 7. Meteorologische Abhandlungen. Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Bd XIII-LV; H. 1-4.
- 8. Ozonesonde Observations over North America, vol. I, 3, 4.
- 9. Синоптический бюллетень. М., Гидрометеоиздат, XII 1962—XII 1965.
- 10. Харчилава Д. Ф. Озон и струйные течения. Труды ЗакНИГМИ, 1967, вып. 2 (27).

Г. Ф. ИВАНОВА

ВЗАИМНАЯ ДИНАМИКА ВЫСОТ ТРОПОПАУЗЫ И ОЗОНОПАУЗЫ

Взаимная динамика высот тропопаузы и озонопаузы освещена в литературе сравнительно слабо. Вместе с тем она может иметь существенное значение для более полного представления как о самой тропопаузе, так и об особенностях распределения озона в атмосфере.

Термин «озонопауза» использовался А. Х. Хргианом [3], причем он определяет озонопаузу как уровень, выше которого начинается быстрое возрастание парциального давления озона. По расчетам Хргиана, основанным на данных 11 озонометрических станций Северной Америки за период с декабря 1962 г. по март 1963 г., в среднем по всем станциям озонопауза лежит на 0,18 км ниже тропопаузы. Только над Эльбруком она находится на 0,77 км выше тропопаузы. По данным Шимизу [2], полученным при 28 подъемах озонозондов на антарктической станции Сёва в 1966 г., озонопауза всегда расположена ниже тропопаузы. Разность высот озонопаузы и тропопаузы (ΔH) в 93% случаев меньше 2,5 км и в среднем равна 1,25 км. Величина ΔH , рассчитанная Мак-Доуэллом и Смитом [1] по данным 16 подъемов озонозондов на антарктической станции Холли-Бей, меньше 0,5 км, кроме одного случая.

Перечисленные выше авторы показывают, что озонопауза в основном лежит около тропопаузы и только в отдельных случаях, которые требуют специального рассмотрения, озонопауза находится на несколько километров ниже тропопаузы.

Именно такой случай обнаружил Бриланд [4] при анализе 14 подъемов озонозондов, проведенных с интервалом 4,5 часа в течение 2,5 дня в районе станции Альбукерке (Нью-Мексико). Этот период совпал с прохождением коротковолновой ложбины через длинноволновую. Анализ показал, что при приближении коротковолновой ложбины происходило опускание тропопаузы, которое сопровождалось еще более сильным опусканием озонопаузы. В этом случае озонопауза располагалась намного ниже тропопаузы, т. е. имело место проникновение озона в тропосферу.

Из вышеизложенного видно, что выводы разных авторов о взаимном расположении озонопаузы и тропопаузы относятся к разным сезонам, к различным географическим районам и не согласуются между собой. Поэтому автор данной статьи счел необходимым более тщательно рассмотреть этот вопрос на большем материалечтобы по возможности выявить годовой и широтный ход взаимного положения тропопаузы и озонопаузы и оценить тесноту связи между высотами этих уровней.

В статье использован материал 12 озонометрических станций Северной Америки за периоды декабрь 1962 г. — март 1963 г. и август 1963 г. — декабрь 1965 г.; всего 1220 подъемов. Для анализа синоптической ситуации в отдельных случаях привлекались карты максимального ветра, построенные в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте, синоптические бюллетени ГМЦ (поверхности 700, 500, 300, 100, 30 мб) и карты барической топографии (100, 30, 10 мб), построенные Шерхагом [7].

Высота озонопаузы определялась как уровень изменения вертикального градиента парциального давления озона, а высота тропопаузы — по профилям вертикального распределения температуры, измеренной одновременно с парциальным давлением озона.

Как показывают материалы обработки, озонопауза может располагаться выше и ниже тропопаузы. В 85% случаев она находится вблизи тропопаузы, отклоняясь от последней на ±1 км (табл. 1). В среднем для всей Северной Америки озонопауза на 0,3 км ниже тропопаузы. Однако в отдельных случаях отклонения весьма значительны и могут достигать 4—9 км. Как правило, в таких случаях озонопаузе соответствует изменение вертикального градиента температуры.

Таблица l

						ΔH	КМ			· .			
Сезон	.		2		, 0	, —I	, _2	,3	. 4	. 5	, _6	, _7	,
	32	$2 - \frac{2}{3}$		0		-2	-3	4	-5	9	L—	8	6
Зима Весна Лето Осень	$\frac{1}{1}$	2 5 2 2	8 8 9 9	163 116 94 106	172 131 102 149	30 23 17 11	9 6 1 7	4 8 —	$1 \\ 3 \\ 2 \\ 2$	2 1 	1 		2 1
Сумма Сумма (%) .	2 0,2	11 1,0	34 2,8	479 39,6	554 45,8	78 6,4	23 2,0	12 1,0	8 0,7	$\overset{3}{0,2}$	$\overset{3}{0,2}$	-	$\overset{3}{0,2}$

Распределение повторяемости (число случаев) отклонения ΔH ($\Delta H = H_{os} - H_{rp}$) по различным градациям

Для оценки тесноты связи между высотой озонопаузы H_{03} и высотой тропопаузы H_{TP} были рассчитаны коэффициенты корреляции в двух вариантах (табл. 2). В первом варианте в расчетах использованы все данные, включая и случаи резких отклонений H_{03} и H_{TP} . Во втором варианте резкие отклонения исключались. В этом слуае вместо высоты тропопаузы взята высота изменения вертикалього градиента температуры H_{т. гр}.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между высотой озонопаузы и высотой изменения градиента температуры $(K_{H_{03}, H_{T, TO}})$ и между высотой озонопаузы

и высотой тропопаузы (Кы

					(1103	, птр)			
	я Зима		Bec	сна	Ле	Лето Осень			
Станция	Число случаев	<i>К</i> _{Ноз} , <i>Н</i> _{т, гр}	$K_{H_{03}, H_{\mathrm{TP}}}$	$K_{H_{03}}, H_{\mathrm{r.\ rp}}$	$K_{H_{03}}, H_{\mathrm{TP}}$	$K_{H_{03}}, H_{\mathrm{T. rp}}$	$K_{H_{03}}, H_{\mathrm{Tp}}$	K _{H03} , H _{1. rp}	$K_{H_{03}}$, H_{Tp}
она Панам- ского канала оанд-Тёрк лорида ью-Мексико олорадо едфорд рин-Бэй ашингтон уз-Бэй ерчилл ляска уле	$\begin{array}{c} 63\\ 50\\ 118\\ 264\\ 128\\ 182\\ 52\\ 129\\ 108\\ 72\\ 82\\ 66\end{array}$	0,73 0,66 0,99 0,98 0,97 0,97 0,97 0,99 0,97 0,98 0,94 0,91 0,92	0,53 0,30 0,97 0,83 0,90 0,77 0,85 0,57 0,91 0,69 0,86 0,64	0,76 0,96 0,95 0,996 0,97 0,90 0,999 0,999 0,999 0,999 0,999	0,28 0,77 0,89 0,71 0,74 0,86 0,89 0,80 0,75 0,84 0,87 0,93	0,96 0,95 0,84 0,96 0,98 0,98 0,98 0,95 0,94 0,97 0,97	0,97 0,60 0,92 0,95 0,69 0,72 0,97 0,94 0,86 0,69 0,96 0,97	0,90 0,88 0,98 0,91 0,98 0,96 0,97	0,74 0,90 0,58 0,99 0,95 0,86 0,91 0,71 0,95 0,85 0,92 0,75

Точность определения коэффициентов корреляции К для числа лучаев n < 50 оценивалась с помощью функции Фищера [8]

$$Z = 1,151 \lg \frac{1+K}{1-K}$$
, (1)

і для *n*>50 — по формуле

$$\sigma_K = \pm \frac{1-K^2}{\sqrt{n}}.$$

Вычисленные по этим формулам ошибки К лежат в пределах ,01—0,16, в среднем они равны 0,03, что указывает на достаточную гочность расчетов коэффициентов корреляции.

Из табл. 2 видно, что коэффициент корреляции между высотами: ропопаузы и озонопаузы высокий. Некоторое снижение коэффициента корреляции происходит из-за нескольких случаев резкого увеичения ΔH , что следует из сравнения $K_{H_{03}, H_{\text{тр}}}$ и $K_{H_{03}, H_{\text{т, гр}}}$.

Определенный интерес представляет исследование взаимного попожения озонопаузы и тропопаузы на различных широтах в различные сезоны. Для этого рассчитаны среднесезонные значения высот эзонопаузы и тропопаузы. Для оценки точности использованных

 $(2)^{\circ}$

среднесезонных значений высот озонопаузы и тропопаузы прове дена проверка статистических рядов на нормальность распределе ния с помощью критерия согласия Пирсона [9]. Анализ показал что кривые распределения плотности в основном близки к нормаль ным, за некоторыми исключениями. К этим исключениям относятся данные станций Аляски и Туле для весны и станции Черчилл для лета. Причиной этого, по-видимому, является недостаточное коли чество материалов.

Поскольку статистические ряды в основном подчиняются за кону нормального распределения, оценка точности среднесезонных значений высот озонопаузы проводилась по формуле

$$\sigma_{\overline{H}_{03}} = \pm \sqrt{\frac{\sum (H_{03} - \overline{H}_{03})^2}{n(n-1)}}.$$
(3)

Значения о_п приведены в табл. 3. Как видно из этой таблицы

ошибка среднесезонных значений высот озонопаузы составляет в среднем около 0,3 км.

Таблица З

Ошибки среднесезонных	значений	высот	озонопаузы	$\sigma_{\overline{H}}$	(км)
-----------------------	----------	-------	------------	-------------------------	------

					·				
	мско- нала ц-Тёрк		Фл	орида	Нью-М	Лексико	ексико Колорадо		
Сезон	Зона Панам го кан	Гранд	пол.	троп.	ида Нью-Мексико Колора, троп. пол. троп. пол. т 0,27 0,26 0,18 0,31 0,27 0,26 0,18 0,31 0,13 0,40 0,10 0,32 0 1 0,39 0,13 0,30 0,13 0,40 0,10 0,32 0 1 1 1 1 0,27 0,26 0,18 0,31 0,13 0,40 0,10 0,32 0,13 0,40 0,10 0,32 0,24 0,27 0,21 0,18 0,25 0,23 0,44 0,29 0,45 0,32 0,30 0,28	троп.			
Зима Весна Лето Осень	0,14 0,11 0,38 0,15	$0,18 \\ 0,34 \\ 0,48 \\ 0,48 \\ 0,48$	0,22 0,22 0,39	0,27 0,21 ,34 0,13	0,26 0,39 0,40	$ \begin{array}{ } 0,18\42\\ 0,13\\ 0,10\\ \end{array} $	0 0 0,32	,31 ,26 ,30 0,14	
Cepou	Бедф	рорд	Бэй	нгтон	йес	ЦПЛ	ка	·.	
Ceson	пол.	троп.	Грин-	Ваши	Гуз-Е	Черчі	Алясі	Туле	
Зима Весна Лето Осень	0, 0, 0, 0,19	21 32 39 0,28	$0,35 \\ 0,40 \\ 0,60 \\ 0,55$	$0,24 \\ 0,25 \\ 0,40 \\ 0,45$	0,27 0,23 0,31 0,32	0,21 0,44 0,32 0,30	0,18 0,29 0,27 0,28	$0,32 \\ 0,29 \\ 0,29 \\ 0,27$	

Примечание. пол. — полярная, троп. — тропическая.

Известно, что в высоких и средних широтах наблюдается низкая тропопауза (полярная), а в субтропиках — высокая (тропическая). Рисунок 1 показывает, что низкой тропопаузе соответствует низкая озонопауза (8—13 км), а высокой тропопаузе — высокая озонопауза (14—17 км). Зона перехода от одного типа озонопаузы и тропопаузы к другому типу располагается между 30—40° широты. Здесь они могут существовать одновременно, накладываясь одна на другую. Тропическая озонопауза располагается выше тропиче-





a— зима, δ — весна, β — лето, ϵ — осень. I— высота озонопаузы, II— высота тропопаузы, I— зона Панамского канала, 2— Гранд-Тёрк, 3— Флорида, 4— Нью-Мексико, 5— Колорадо, 6— Бедфорд, 7— Грин-Бэй, 8— Вашингтон, 9— Гуз-Бэй, I0— Черчилл, II— Аляска, I2— Тулс.

ской тропопаузы весной на всех широтах, а в остальные сезоны на широтах 20—40° она может либо совпадать с тропической тропопаузой, либо располагаться несколько ниже ее. Полярная озонопауза всегда лежит ниже полярной тропопаузы.

На широтах 40—48° на фоне низкого положения тропопаузы и озонопаузы заметно некоторое увеличение высот последних. Это приводит к образованию «ступеньки», особенно четко выраженной зимой. Такая же «ступенька» образуется на широте 65° весной и осенью. Этот факт можно объяснить влиянием струйных течений. Действительно, между высотой озонопаузы на станции и расстоянием станции от оси струи существуют довольно тесные зависимости. Коэффициенты корреляции между ними, по нашим расчетам, имеют следующие абсолютные величины: для зимы 0,91, для весны 0,92, для лета 0,95, для осени 0,92.

В табл. 4 приведены средние расстояния станций от оси струйного течения. Станции расположены в порядке возрастания широты. Знак минус означает, что станция находится на антициклонической стороне струи, знак плюс — на циклонической.

В табл. 4 отчетливо прослеживается общая для всех сезонов закономерность изменения средних значений расстояния станций от оси струи с увеличением широты. Вначале наблюдается уменьшение расстояния на антициклонической стороне струи, затем возрастание

Таблица 4

			Tuniqini or			
Сезон	Зона Панамского канала (9° с. ш., 80° в. д.)	Гранд-Тёрк (22° с. ш., 71° з. д.)	Флорида (30° с. ш., 84° з. д.)	Нью-Мексико (35° с. ш., 167° з. д.)	Колорадо (41° с. ш., 105° з. д.)	Бедфорд (42° с. ш., 71° з. д.)
Зима Весна Лето Осень	$-2000 \\ -1625 \\ -2600 \\ -2450$	$ \begin{array}{c}950 \\1175 \\ -2025 \\ -2050 \end{array} $	325 300 1000 800	$ \begin{array}{c c} -125 \\ -100 \\ -900 \\ -675 \end{array} $	$50 \\ 175 \\ -400 \\ -225$	$\begin{array}{c} 225\\ 300\\325\\100\end{array}$
Сезон	Грин-Бэй (44° с. ш., 88° з. д.)	Вашингтон (47° с. ш., 122° з. д.)	Гуз-Бэй (53° с. ш., 60° з. д.)	Черчилл (59° с. ш., 94° з. д.)	Аляска (65° с. ш., 48° з. д.)	Туле (76° с. ш., 69° з. д.)
Зима Весна Лето Осень	$ \begin{array}{r} 150 \\ 125 \\ -350 \\ -275 \end{array} $	$-300 \\ 50 \\ -25 \\ -75$	675 650 400 500	375 550 725 450	225 375 575 575	1225 400 950 975

Среднее расстояние (км) станций от оси струйного течения

на циклонической стороне. Однако имеют место и нарушения отмеченной тенденции, которые вызваны непараллельностью оси струйного течения широте и различиями в положении станций по долготе.

Сравнение табл. 4 с рис. 1 показывает, что эти нарушения и «ступеньки» на кривых широтного хода высот озонопаузы и тропопаузы приходятся на одни и те же широты. Следовательно, «ступеньки», очевидно, обусловлены влиянием струйных течений на широтный ход озонопаузы и тропопаузы.

Из сопоставления табл. 4 с рис. 1 можно сделать еще один вывод. На циклонической стороне струи тропопауза и озонопауза низкие (полярные), на антициклонической — высокие (тропические). Особо следует подчеркнуть, что переход от одного типа озонопаузы и тропопаузы к другому происходит около оси струйного течения на антициклонической стороне.

Не менее важной стороной взаимной динамики высот озонопаузы и тропопаузы является их годовой ход. Он показан на рис. 2 для 11 станций, расположенных в порядке возрастания широты. Для станций средних широт годовой ход построен по среднемесячным значениям высот озонопаузы и тропопаузы; в субтропических и высоких широтах из-за малого количества данных использованы только среднесезонные значения высот озонопаузы и тропопаузы. По этой причине ниже приводится только качественная характеристика годового хода высот озонопаузы и тропопаузы на разных широтах.

На рис. 2 видно, что полярная и тропическая озонопауза и тропопауза имеют противоположный годовой ход. Тропическая озонопауза и тропопауза летом понижается, а полярная — повышается. Амплитуда годового хода тропической озонопаузы больше амплитуды тропической тропопаузы. Различия в амплитудах полярных озонопаузы и тропопаузы незначительны.

Сравнивая рис. 2 с табл. 4, легко обнаружить, что летом ось струи смещается на север по отношению к ее положению зимой. Поэтому в средних широтах зимние, полярные озонопауза и тропопауза сменяются летом тропическими озонопаузой и тропопаузой. В результате этого амплитуда годового хода высоты озонопаузы и тропопаузы в средних широтах резко увеличивается по сравнению с их амплитудами в тропических, субтропических и полярных широтах.

Из противоположного годового хода тропической и полярной озонопауз и тропопауз следует также, что летом расстояние между ними должно быть меньше, чем зимой. Это подтверждает рис. 1.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие выводы.

1. Озонопауза тесно связана с тропопаузой, о чем свидетельствуют высокие коэффициенты корреляции между их высотами.

2. С тропической тропопаузой связана тропическая озонопауза, причем озонопауза в этом случае весной расположена выше тропопаузы, в остальные сезоны в тропических широтах озонопауза несколько выше тропопаузы; в субтропических широтах расстояние





I — высота озонопаузы, II — высота тропопаузы. I — зона Панамского канала, 2 — Гранд-Тёрк, 3 — Флорида, 4 — Нью-Мексико, 5 — Колорадо, 6 — Бедфорд, 7 — Вашингтон, 8 — Гуз-Бэй, 9 — Черчилл, 10 — Аляска, 11 — Туле. между ними сокращается и озонопауза может опускаться несколько ниже тропопаузы.

3. С полярной тропопаузой связана полярная озонопауза, при этом полярная озонопауза всегда ниже полярной тропопаузы.

4. Зона перехода между двумя типами тропопаузы и озонопаузы расположена около оси струйного течения на антициклонической стороне.

5. Полярная озонопауза, так же как и полярная тропопауза, имеет годовой ход, противоположный годовому ходу тропических озонопаузы и тропопаузы. Полярные озонопауза и тропопауза летом располагаются выше, чем зимой, тропические — наоборот.

6. Амплитуда годового хода высот озонопаузы и тропопаузы принимает наибольшие значения в средних широтах и связана со сменой летних, тропических, высоких озонопаузы и тропопаузы зимними, полярными, низкими озонопаузой и тропопаузой.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Mac Dowall G. and Smith I. A. Ozone sonndings. Roy. Soc., I. G. I. Expedition, Halley Bay, 1955-1959, III. Seismology, Meteorology, 1966.
- Shimizu M. Vertical ozone distribution at Syowa station, Antarctica in 1966. J. Sci. reports. Ueno park, Tokyo, Japan, March 1969.
- 3. Хргиан А. Х. О вертикальном распределении атмосферного озона. Геомагнетизм и аэрономия, 1967, 7, № 2.
- Breiland John J. Variations in the vertical distribution of atmospheric ozone during the passage of a short wage in the werterlies. J. Geophys. Res., 1969, 74, No. 18.
- 5. Ozonesonde Observations over North America, vol. 1, 3, 4.
- 6. Синоптический бюллетень. М., Гидрометеоиздат, XII 1962-XII 1965.
- 7. Meteorologische Abhandlungen. Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin, Bd XIII-LV, H. 1-4.
- 8. Фишер Р. А. Статистические методы для исследователей. М., Госстатиздат, 1958.
- 9. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., "Наука", 1969.

В. А. КОВАЛЕВ

ИЗМЕРЕНИЕ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ СВЕТОВЫХ ИМПУЛЬСОВ МАЛОЙ ДЛИТЕЛЬНОСТИ

Анализ метода обратного рассеяния показывает, что для получения однозначной зависимости между интенсивностью света, рассеянного назад к источнику, и прозрачностью произвольно стратифицированной атмосферы необходима определенная геометрия эксперимента и в качестве основного условия эксперимента наличие идеального параллельного пучка света [1]. Поскольку для любых реальных источников плотность светового потока, согласно закону квадратов, быстро падает с увеличением расстояния от источника, то соответственно будет быстро уменьшаться с расстоянием и интенсивность рассеянного назад света. При таких условиях сигнал обратного рассеяния создается преимущественно близкими к источнику слоями атмосферы, а вклад удаленных слоев в суммарный сигнал достаточно мал. В этих условиях метод обратного рассеяния обладает четко выраженной локальностью действия [2]. Практические возможности увеличения дальности действия устройств обратного рассеяния достаточно ограниченны и базируются главным образом на создании так называемых теневых зон [3, 4, 5], устраняющих попадание на приемник сильной засветки от наиболее близких к источнику слоев атмосферы.

Заметим, что для увеличения дальности действия схемы обратного рассеяния необходимо, вообще говоря, только одно — увеличить в общем суммарном сигнале удельный вес слабых сигналов от удаленных слоев атмосферы. При введении теневых зон, как мы видели, эта задача решается путем уменьшения вклада сигналов от близких к источнику слоев атмосферы. Другой путь решения задачи — этот путь мы и будем здесь рассматривать — заключается в искусственном увеличении удельного веса сигналов от удаленатмосферы. Решить эту задачу непосредственно, ных слоев а именно каким-либо образом увеличить приходящую от этих удаленных слоев долю световой энергии, не увеличивая одновременно долю энергии и от близких ярко светящихся слоев, можно только при использовании определенной геометрии эксперимента и только в ограниченных пределах. Простое же увеличение мощности источника путем использования, например, оптических квантовых генераторов [6] практически совершенно не увеличит дальности действия схемы обратного рассеяния.

Эта задача может быть решена и другим путем. Если какимлибо образом компенсировать уменьшение интенсивности света, приходящего от удаленных слоев атмосферы, то по конечному результату это будет эквивалентно тому, как если бы мы непосредственно увеличили приходящую от этих слоев световую энергию. Такая компенсация может быть выполнена, например, соответствующим увеличением усиления приемника по мере поступления на



него сигналов малой интенсивности от удаленных слоев атмосферы. Техническая реализация этого способа принципиально может быть осуществлена на основе импульсной техники измерения. При использовании импульсного источника света приход сигнала от каждого участка исследуемого слоя атмосферы соответствует строго определенному моменту времени, и это позволяет соответственно менять усиление принятых сигналов, увеличивая его по мере прихода слабых сигналов от более удаленных участков исследуемого слоя [7].

Рассмотрим принципиальную схему измерения (рис. 1).

Импульсный источник света, расположенный в точке Ó, излучает короткий импульс световой энергии длительностью τ_0 . Здесь мы оговорим только одно исходное условие: длительность τ_0 этого импульса должна быть весьма мала по сравнению с временем *T* прохождения этим импульсом исследуемого участка атмосферы. Рядом с источником света располагается приемник *P* с углом поля

195

зрения ω , при этом пучок света источника O целиком лежит внутри конуса зрения приемника. Излученный импульс распространяется в исследуемой мутной среде и в каждый момент времени t создает на приемнике P некоторый сигнал, зависящий как от рассеивающих свойств исследуемой среды, так и от расстояния, на которое успел удалиться этот импульс света. Полагая в момент запуска переднего фронта импульса t'=0, рассмотрим величину сигнала на приемнике в некоторый фиксированный момент времени t. Предположим, что к этому моменту времени передний фронт импульса прошел в атмосфере некоторый путь l_2 , отразившись, вернулся назад и достиг приемника P. Очевидно, что в этом случае $l_2 = \frac{ct}{2}$, где c — скорость света. Задний фронт импульса к этому времени пройдет несколько меньший путь l_1 , равный соответственно $l_1 = \frac{c(t-\tau_0)}{2}$

(см. рис. 1).

Таким образом, в каждый момент времени t зондируется слой атмосферы, определяемый длительностью импульса τ_0 и равный $\Delta l_0 = l_2 - l_1 = \frac{c\tau_0}{2}$. Разобьем весь импульс τ_0 на ряд элементар-

ных импульсов и рассмотрим величину сигнала на приемнике от некоторого элементарного импульса $d\tau$, сдвинутого на время τ относительно момента запуска переднего фронта импульса. В момент времени t этот импульс $d\tau$ будет создавать на приемнике сигнал от некоторого элементарного слоя атмосферы dl, удаленного от источника на расстояние l, равное

$$t = \frac{c(t-\tau)}{2} \,. \tag{1}$$

Величина сигнала, создаваемого импульсом *d*τ на приемнике *P*, будет равна

$$d\Phi = k\Phi(\tau)\varphi\rho_l \frac{e^{-2\bar{a}l}}{l^2} dl, \qquad (2)$$

где k — коэффициент пропорциональности, φ — коэффициент, определяющий индикатрису рассеяния под углом 180° относительно направления падающего света, ρ_l — коэффициент рассеяния слоя dl, $\overline{\alpha}$ — среднее значение коэффициента ослабления на участке l, $\overline{\alpha}l$ — оптическая толщина слоя l.

Для упрощения последующих математических выкладок будем считать импульс света прямоугольным; в этом случае $\Phi(\tau) = \Phi_0 = -\cos t$. Полагая, кроме того, коэффициент φ , определяющий индикатрису рассеяния, постоянным, а исследуемую среду непоглощающей (т. е. такой, ослабление света в которой вызывается только рассеянием, следовательно, $\rho_l = \alpha_l$, где α_l —коэффициент ослабле-

ния), найдем общую величину сигнала на приемнике в момент времени *t*:

$$\Phi(t) = \Phi'_{0} \int_{\frac{c(t-\tau_{0})}{2}}^{\frac{ct}{2}} \alpha_{l} \frac{e^{-2\overline{a}l}}{l^{2}} dl, \qquad (3)$$

где $\Phi'_0 = \varphi k \Phi_0$.

Произведем замену переменных. Учитывая, что в данном случае $t - \phi$ иксированная величина, и дифференцируя (1), находим $dl = -\frac{c}{2} d\tau$. Выражение (3) перепишется в виде

$$\Phi(t) = \frac{2}{c} \Phi'_0 \int_0^{\tau_0} \alpha_t e^{-c\bar{\alpha}(t-\tau)} \frac{1}{(t-\tau)^2} d\tau, \qquad (3a)$$

где



Сигнал $\Phi(t)$ поступает на фотоприемник 1 (рис. 2) с чувствительностью γ_{Φ} и преобразуется в электрический сигнал, который





затем поступает на усилитель 2 с коэффициентом усиления k(t). Величина тока на выходе усилителя 2

$$i_{\text{Bblx}} = \gamma_{\Phi} \Phi(t) k(t).$$
(4)

Для того чтобы повысить удельный вес сигналов, приходящих от более удаленных слоев исследуемого участка L, коэффициент усиления k(t) электрических сигналов необходимо в заданных пределах времени $t_0 \leq t \leq T$ менять по закону

$$k(t) = k_0 t^2; \tag{5}$$

при $t < t_0$ и t > T усиление должно быть снижено до нуля.

Величина времени T определяется величиной исследуемого участка атмосферы L и находится из условия L = cT/2, а величина t_0 определяется временем начала работы схемы регулировки и выбирается из условия $t_0 \ge \tau_0$. Подставив (3a) и (5) в (4), получим значение тока $i_{\text{вых}}$ для любого момента t в интервале $t_0 \le t \le T$:

$$i_{\text{Bbix}} = \gamma_{\Phi} \frac{2}{c} \Phi'_{0} k_{0} \int_{0}^{\tau_{0}} \alpha_{l} e^{-c\overline{\alpha}(t-\tau)} \frac{d\tau}{\left(1-\frac{\tau}{t}\right)^{2}} , \qquad (6)$$

или, обозначив

$$\gamma_{\Phi} \Phi'_{0} k_{0} = I \quad \mathbf{H} \quad \frac{1}{\left(1 - \frac{\tau}{t}\right)^{2}} = \beta\left(\frac{\tau}{t}\right),$$
$$i_{\text{BMX}} = I \frac{2}{c} \int_{0}^{\tau_{0}} \alpha_{l} \beta\left(\frac{\tau}{t}\right) e^{-c\overline{\alpha}(t-\tau)} d\tau.$$
(7)

Применив теорему о среднем, получим

$$i_{\rm BMX} = I \frac{2}{c} \beta \left(\frac{\tau_{\rm cp}}{t} \right) \int_{0}^{\tau_0} \alpha_l e^{-c \overline{\alpha} (t-\tau)} d\tau, \qquad (7a)$$

где

$$\beta\left(\frac{\tau_{\rm cp}}{t}\right) = \left(1 - \frac{\tau_{\rm cp}}{t}\right)^2.$$

Средняя интегральная величина $\beta(\tau_{cp}/t)$, вообще говоря, есть функция величины $\overline{\alpha}$, однако зависимость между ними тем слабее, чем короче импульс света, т. е. чем сильнее неравенство $t > \tau_0$. В пределе при $t \gg \tau_0 \beta(\tau_{cp}/t) \rightarrow 1$ и не зависит от $\overline{\alpha}$.

Преобразуем величину оптической толщины — $c\alpha(t-\tau)$ в формуле (7а):

$$c\overline{a}(t-\tau) = c \int_{0}^{t-\tau} a \, dt = c \int_{0}^{t} a \, dt + c \int_{0}^{t-\tau} a \, dt =$$
$$= c \int_{0}^{t} a \, dt - c \int_{t-\tau}^{t} a \, dt = c\overline{a}_{t}t - c\overline{a}_{\tau}\tau,$$

где

$$c\int_{0}^{t} \alpha dt = c \overline{\alpha_{t}} t$$

— оптическая толщина слоя атмосферы l₂,

$$c\int_{t-\tau}^{t}a dt = c\overline{a}_{\tau}\tau$$

- оптическая толщина участка $\Delta l_{\tau} = l_2 - l = c\tau/2$. Выражение (7а) можно представить в виде

$$i_{\rm BMX} = I \frac{2}{c} \beta \left(\frac{\tau_{\rm cp}}{t} \right) e^{-c \bar{a}_t t} \int_0^{\tau_0} \alpha_l e^{c} \int_{-\tau}^{t} \frac{dt}{d\tau} d\tau.$$

76)

Поскольку мы оперируем с очень короткими световыми импульсами, допустимо предположить, что на любом участке $\Delta l_0 = c\tau_0/2$, расположенном внутри исследуемого слоя атмосферы *L*, атмосфера однородна. В этом случае соответственно

$$c\int_{t-\tau}^{t}\alpha\,dt=c\alpha_{t}\tau,$$

где α_t — показатель ослабления в слое от l_1 до l_2 (см. рис. 1). Формула (7б) в этом случае принимает вид

$$i_{\text{BMX}} = I - \frac{2}{c^2} \beta \left(\frac{\tau_{\text{cp}}}{t} \right) e^{-c\overline{a}_t t} \left(e^{ca_t \tau_0} - 1 \right).$$
(8)

Ввиду малости τ_0 оптическая толщина $c\alpha_t \tau_0$ весьма мала, и, согласно приближенным формулам,

$$e^{c\alpha_t \tau_0} - 1 \approx c\alpha_t \tau_0;$$

тогда формула (8) принимает вид

$$i_{\rm BSIX} = I \frac{2\tau_0}{c} \beta \left(\frac{\tau_{\rm cp}}{t} \right) \alpha_t e^{-c\overline{\alpha_t}t} \,. \tag{8a}$$

Этот сигнал поступает далее на накопитель 3 (см. рис. 2). Напряжение на выходе накопителя за время накопления от t_0 до T равно

$$U_{\rm Bbix} = \frac{1}{C_0} \int_{t_0}^{T} \dot{i}_{\rm Bbix} dt = I \frac{2\tau_0}{cC_0} \int_{t_0}^{T} \beta\left(\frac{\tau_{\rm cp}}{t}\right) \alpha_t e^{-c\bar{\alpha}_t t} dt, \qquad (9)$$

где C₀ — величина емкости накопительного конденсатора.

Величину β (τ_{cp}/t) по теореме о среднем можно вынести за знак интеграла. Обозначив среднее для данных пределов интегрирования значение этой функции как β_{cp} , получим

$$U_{\rm BMX} = I \frac{2\tau_0}{cC_0} \beta_{\rm cp} \int_{t_0}^{t} \alpha_t e^{-c\overline{\alpha_t}t} dt.$$
 (9a)

Произведя замену переменных $x = c\alpha_t t$ аналогично тому, как это было сделано в [1], и учитывая, что $dx = c\alpha_t dt$, находим

$$U_{\rm BMX} = I \frac{2\tau_0}{c^2 C_0} \beta_{\rm cp} \int_{x_0}^{X} e^{-x} dx = U_0 \beta_{\rm cp} \left[e^{-c \bar{\alpha} t_0} - e^{-c \bar{\alpha}_T T} \right], \tag{10}$$

$$U_0 = I \frac{2\tau_0}{c^2 C_0}, \quad x_0 = c \overline{\alpha} t_0,$$
$$X = c \overline{\alpha}_T T.$$

где

199

При выборе определенных соотношений между τ_0 и T величина $\beta_{cp} \rightarrow 1$ и мало зависит от $\overline{\alpha}_T$. Величина t_0 , как указывалось выше, должна быть соразмерна с длительностью импульса τ_0 , и в этом случае $c\overline{\alpha}t_0$ мало́, поэтому $e^{-c\overline{\alpha}t_0} \rightarrow 1$.

Окончательно величина выходного сигнала равна

$$U_{\rm BMX} \approx U_0 \left(1 - e^{-c \, \widetilde{\alpha}_T \, T} \right), \tag{11}$$

т. е. определяется только оптическими свойствами атмосферы на участке зондирования.

Как следует из формулы (11), искомую величину α_T можно определять и по величине суммарного результирующего сигнала $U_{вых}$, и по величине времени *T*, в течение которого этот сигнал достигает заданного уровня относительно максимального значения U_0 . Принципиально оба варианта равнозначны, однако в последнем случае исключается влияние индикатрисы рассеяния и нестабильности параметров измерительной аппаратуры, хотя и усложняется несколько измерительная схема.

И в заключение отметим следующее. Как мы уже указывали в [1], дальность действия схемы обратного рассеяния не может быть выбрана произвольно, без учета степени замутненности измеряемой среды. Другими словами, при расчете измерительной схемы необходимо учитывать, что метод обратного рассеяния может удовлетворительно работать только в строго ограниченном диапазоне оптических толщин. Это положение, естественно, остается полностью справедливым и для рассмотренной здесь импульсной схемы измерения. Эта схема есть одно из лучших приближений к «идеальной схеме» [1], и, следовательно, ее предельно достижимые параметры, в первую очередь точность измерения, принципиально не могут быть лучше, чем у «идеальной схемы».

ЛИТЕРАТУРА

- Ковалев В. А. Теоретическая модель схемы измерения прозрачности атмосферы по интенсивности рассеянного назад света. — Труды ГГО, 1970, вып. 255.
- 2. Гольберг М. А. Теория нефелометрической установки обратного рассеяния. — Труды НИИГМП, 1965, вып. 13.
- 3. Гаврилов В. А., Ковалев В. А., Белов В. Ф. Авт. свидетельство № 142787 (зависимое от авт. свидетельства № 94145). — Бюлл. изобретений, 1961, № 22.
- 4. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
- 5. Ковалев В. А. Некоторые вопросы теории реальной схемы обратного рассеяния. — Труды ГГО, 1970, вып. 255.
- 6. Кольцов В. В. Авт. свидетельство № 254817. Бюлл. "Открытия, изобретения, промышленные образцы и товарные знаки", 1969, № 32.
- 7. Ковалев В. А. Авт. свидетельство № 309338. Бюлл. "Открытия, изобретения, промышленные образцы и товарные знаки", 1971, № 22.

В. А. КОВАЛЕВ

ОБ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ ПО ИНТЕНСИВНОСТИ РАССЕЯННОГО НАЗАД СВЕТА

Как было показано нами ранее [1], для измерения прозрачности атмосферы методом обратного светорассеяния необходимо производить как минимум два измерения:

1) измерение рассеянного света от удаленных относительно источника слоев атмосферы;

2) измерение рассеянного света от ближней зоны яркого свечения.

Общая прозрачность исследуемого слоя атмосферы определяется на основе этих двух измерений по методике, изложенной в [2]. Вкратце суть этой методики сводится к следующему. Вначале в условиях однородной атмосферы производится градуировка установки, т. е. при различных значениях коэффициента ослабления α измеряются значения сигналов обратного рассеяния U_5 и U_{π} для ближнего и дальнего зондируемых участков соответственно. Величина коэффициента ослабления α, соответствующая данным величинам $U_{\mathfrak{g}}$ и $U_{\mathfrak{g}}$, определяется по показанию синхронно работающего эталонного регистратора прозрачности типа М-37 или РДВ. По найденным экспериментальным точкам строятся исходные градуировочные графики вида $U_5 = \phi_1(\alpha)$ и $U_{\pi} = \phi_2(\alpha)$. Эти графики (в дальнейшем мы будем их называть первичными градуировочными графиками), вообще говоря, могут быть рассчитаны и теоретическим путем, если известны характеристики пучка света источника и параметры приемника установки обратного рассеяния. На основе полученных кривых для дальнего участка зондирования рассчитывается и строится основной градуировочный график U_{пп}= $= \phi_{a}'(\alpha)$, где $U_{\pi\pi} = U_{\pi}/e^{-2\xi(l_{1})}$. Здесь l_{1} — величина теневой зоны для дальнего зондируемого участка, т. е. расстояние от приемника до точки входа его визирной линии в пучок света источника; $\xi(l_1) =$ = f adl есть оптическая толщина теневой зоны l1 дальнего зонди-

руемого участка.

Величина U_{дп} представляет собой так называемую приведенную величину сигнала по дальней теневой зоне; она определяет уровень сигнала обратного рассеяния от дальнего участка зондирования при отсутствии потерь света на участке теневой зоны l_1 . Градуировочный график $U_{\pi\pi} = \varphi'_{\sigma}(\alpha)$ и первичный градуировочный график ближней зоны измерения $U_{0} = \varphi_{1}(\alpha)$ являются основными рабочими графиками при измерении наклонной прозрачности атмосферы. Процесс определения этой величины сводится к следуюшему. Измеряются значения сигналов обратного рассеяния U_б и U_п для ближнего и дальнего зондируемых участков. По измеренной величине сигнала от ближней зоны и графику $U_5 = \omega_1(\alpha)$ находится величина коэффициента ослабления α₁ на ближнем зондируемом участке, после чего рассчитывается оптическая толщина теневой зоны $\xi(l_1)$ и прозрачность $e^{-2\xi(l_1)}$ этого участка. По найденной величине прозрачности $e^{-2\xi(l_1)}$ и измеренной величине сигнала от дальнего зондируемого участка U_п определяется приведенное значение сигнала $U_{\pi\pi} = U_{\pi}/e^{-2\xi(l_1)}$ и далее по графику $U_{\pi\pi} = \varphi'_{\alpha}(\alpha)$ — величина коэффициента ослабления α_2 на дальнем зондируемом участке $l_1 - l_2$. Общая оптическая толщина $\xi_{\Sigma}(l_2)$ зондируемого слоя атмосферы находится как

$$\xi_{\Sigma}(l_2) = \alpha_1 l_1 + \alpha_2 (l_2 - l_1),$$

а среднее значение коэффициента ослабления на участке зондирования l_2 определяется как

$$\alpha_{\rm cp} = \frac{\xi_{\Sigma}(l_2)}{l_2}.$$

Таким образом, методика измерения оказывается достаточно сложной. Другие ее крупные недостатки — невозможность непосредственной и непрерывной регистрации определяемого параметра и несинхронность измерения по дальней и ближней зонам измерения. Все это приводит к возможности случайного отсчета (например, в условиях быстро изменяющейся прозрачности), нехарактерного для данного состояния атмосферы. В то же время достоинством такой методики является возможность осуществления послойного зондажа атмосферы. Для исследовательской практики это представляет несомненный интерес, так как позволяет, например, определять высоту верхней границы поземного тумана, характер изменения прозрачности с высотой и т. д.

Для оперативной практики решение таких широких задач не представляет интереса. Гораздо более важным в этом случае является другое, а именно оперативность и быстрота выдачи данных, возможность непрерывной регистрации определяемого параметра. Это важное требование и заставило нас рассмотреть еще один вариант методики измерения. Видоизмененная методика, значительно упростившая обработку полученных данных, была испытана нами на практике при работе с опытной установкой обратного светорассеяния «Наклонный луч» [3]. Принципиально такая методика измерения при некоторой переделке измерительной схемы позволяет вообще исключить необходимость в какой-либо дополнительной обработке, т. е. позволяет непосредственно измерять и регистрировать сам определяемый параметр. Суть рассматриваемой методики заключается в том, что измеренные сигналы обратного рассеяния U_6 и $U_{\rm d}$, взятые в определенных пропорциях, суммируются; найденная таким образом сумма этих величин и определяет, как будет показано далее, прозрачность атмосферы на всем исследуемом участке.

Разъясним вначале физический смысл, лежащий в основе такой методики измерения. Если мы используем простую схему измерения, когда приемник света смотрит непосредственно «вслед лучу», захватывая его целиком, то, вообще говоря, мы измеряем всю сумму сигналов, пришедших как от ближних, так и от удаленных относительно источника света слоев атмосферы. В то же время следует иметь в виду, что интенсивность сигналов, пришедших от удаленных слоев атмосферы, весьма мала и, следовательно, основная доля в суммарном сигнале принадлежит сигналам от ближних слоев. В этих условиях сигнал обратного рассеяния есть функция прозрачности только близких к источнику слоев атмосферы и дальность действия схемы обратного рассеяния оказывается малой.

Чтобы измерять прозрачность удаленных от источника слоев атмосферы, необходимо в сигнале обратного рассеяния повысить удельный вес сигналов от этих слоев. Ранее это было сделано путем полного исключения попадания на приемник сигналов от самых близких и соответственно от наиболее сильно освещенных слоев атмосферы [3]. Хотя в результате общая величина сигнала обратного рассеяния уменьшилась, в то же время в этом сигнале возрос удельный вес сигналов от удаленных слоев атмосферы. Однако такая операция — исключение из общего сигнала обратного рассеяния сигнала от ближней зоны яркого свечения — сопряжена с определенными неудобствами [2].

Предлагаемая нами методика измерения основана на следующей простой идее: раздельно измеряется и затем суммируется количество света, рассеянного назад от ближней зоны яркого свечения и от удаленных слоев атмосферы. Чтобы удельный вес слабых сигналов от удаленных слоев атмосферы был ощутимым, сигнал от ближней зоны яркого свечения необходимо значительно ослабить, и только после этого его следует суммировать со слабым сигналом, пришедшим от удаленных слоев. Иначе говоря, сигнал от ближней зоны яркого свечения не исключается, а лишь достаточно сильно ослабляется. Очевидно, что, чем сильнее ослаблен сигнал от зоны яркого свечения, тем больше в суммарном сигнале удельный вес сигналов от удаленных слоев атмосферы. Таким образом. идея используемой методики измерения заключается в определенном выравнивании уровней сигналов от различно удаленных участков прожекторного пучка. Это позволяет искусственно компенсировать ослабление сигналов, вызванное расходимостью светового пучка источника света. В заключение отметим, что схема измерения с полным исключением зоны яркого свечения (например, с помощью теневых зон [3]) и схема измерения без всякого исключения зоны яркого свечения, по сути, являются двумя предельными вариантами рассмотренной здесь схемы измерения с частичным ослаблением сигнала от ближней зоны.

До сих пор мы ограничивались анализом физических принципов, положенных в основу рассматриваемой методики. Как выглядят в этом случае основные математические соотношения теории обратного рассеяния? Рассмотрим обычно используемую нами схему измерения с двумя теневыми зонами — ближней и дальней. Первое измерение при малой теневой зоне l_0 и глубине зондирования l_1 определяет характеристику исследуемой среды непосредственно в зоне яркого свечения. Величина сигнала обратного рассеяния на приемнике в этом случае равна

$$\Phi_{6} = k \int_{l_{0}}^{l_{1}} E_{1}(l) \rho_{l} e^{-2\xi(l)} dl, \qquad (1)$$

где k — коэффициент пропорциональности, ρ_l — коэффициент рассеяния в слое dl на произвольном расстоянии l от источника, $\xi(l)$ оптическая толщина слоя l, $E_1(l)$ — функция, определяемая геометрией эксперимента [1] для ближней зоны яркого свечения. Ход этой функции при $l_0 \approx 8 \div 10$ м и угле поля зрения приемника $\beta = 2,5^{\circ}$ изображен на рис. 1 a.

Аналогичная формула может быть получена и для дальней теневой зоны:

$$\Phi_{\pi} = k \int_{l_1}^{l_2} E_2(l) \rho_l e^{-2\xi(l)} dl, \qquad (2)$$

где l_1 — величина теневой зоны, l_2 — глубина эффективного зондирования.

Ход функции $E_2(l)$ при $l_1 = 25$ м и тех же параметрах приемника также приведен на рис. 1 *а*.

Если теперь, предварительно уменьшив в n раз сигнал от ближней зоны Φ_{5} , просуммировать его с сигналом от дальней зоны Φ_{d} , то их сумма определится выражением

$$\Phi_{\Sigma} = \frac{1}{n} \Phi_{6} + \Phi_{A} = k \int_{l_{0}}^{l_{2}} E'(l) \rho_{l} e^{-2\xi(l)} dl, \qquad (3)$$

где

$$E'(l) = \frac{1}{n} E_1(l) + E_2(l).$$

Справедливость этого выражения вытекает из того, что $E_1(l) \approx 0$ при $l > l_1$, а $E_2(l) \approx 0$ при $l < l_1$ (рис. 1 *a*). Поэтому можно записать

$$\int_{l_0}^{l_0} E_1(l) \rho_l e^{-2\xi(l)} dl = \int_{l_0}^{l_0} E_1(l) \rho_l e^{-2\xi(l)} dl$$

$$\int_{l_2}^{l_2} E_2(l) \rho_l e^{-2\xi(l)} dl = \int_{l_2}^{l_2} E_2(l) \rho_l e^{-2\xi(l)} dl,$$

откуда при суммировании и получается формула (3).

204

И

Следует отметить, что при использовании такой методики измерения весьма важен правильный выбор величины ослабления n сигнала от ближней ярко светящейся зоны. Как видно из формулы (3), методика суммирования сигналов с предварительным ослаблением сигнала от близких к источнику слоев атмосферы по конечному результату эквивалента определенному изменению геометрии эксперимента. Это изменение выражается в получении некоторой новой кривой E'(l) при той же теневой зоне l_0 . Очевидно,



Рис. 1. К теории усовершенствованной методики измерения прозрачности атмосферы.

что величину ослабления n сигнала от ближней зоны следует выбирать так, чтобы получить возможно более близкий к идеальному ход кривой E'(l). На рис. 1 δ приведен ход функции E_0 для идеальной схемы [4] и ход функции E'(l) для реальной схемы при указанных выше параметрах приемника и n=5. Из рисунка видно, что при использованном нами коэффициенте n=5 ход реальной кривой E'(l) приближается к идеальному.

Таким образом, уже комбинация двух теневых зон при определенных соотношениях между суммируемыми сигналами обратного рассеяния может дать довольно хорошее приближение к идеальной схеме измерения. В то же время весьма важным достоинством данной методики измерения является и то, что такое суммирование сигналов может производить непосредственно сама измерительная схема. В этом случае выходным параметром установки сразу может быть определяемый параметр (прозрачность исследуемого слоя

атмосферы), полученный без какой-либо дополнительной обработки. Для этого, очевидно, необходимо одновременно визировать два разных участка прожекторного пучка, суммируя в определенных пропорциях величины сигналов обратного рассеяния.

Данная методика была применена нами при экспериментальном измерении наклонной прозрачности атмосферы, проводившемся в 1970 г. в Воейково. Для измерения была использована разрабо-



Рис. 2. Характер хода градуировочных кривых при измерении прозрачности атмосферы методом обратного светорассеяния.

танная ранее схема обратного рассеяния с последовательным сканированием линии визирования приемника по лучу прожектора [3]. Суммирование сигналов производилось при последующей обработке, и суммировались не световые потоки, а сигналы на выходе приемника U_{5} и U_{μ} . Это вызвано тем, что наша измерительная схема, вообще говоря, не приспособлена к вышеописанной методике измерения. Наиболее целесообразной для такой методики является, очевидно, схема с одновременным визированием различных участков пучка света источника, хотя принципиально оба варианта равнозначны.

Градуировочная кривая суммарного сигнала, т. е. зависимость между величиной суммарного сигнала $U_{\Sigma} = \frac{1}{n} U_6 + U_{\pi}$ и величи-

ной а. в диапазоне а от 1 до 20 км⁻¹ для использованной нами измерительной схемы изображена на рис. 2 (кривая 1). Здесь U₅ и U_п — величины сигналов на выходе приемника при визировании ближнего и дальнего зондируемых участков соответственно. Ослабление n сигнала U_{5} от ближнего зондируемого участка выбрано равным 5. Кривая суммарного сигнала U_{Σ} построена на основе ранее полученных нами экспериментальных зависимостей $U_5 = \phi_1(\alpha)$ (кривая 2) и $U_{\pi} = \varphi_2(\alpha)$ (кривая 3). Из рис. 2 видно, что добавка к сигналу U_{π} небольшой части сигнала U_{δ} от ближнего зондируемого участка выпрямляет градуировочную кривую, причем особенно заметно при больших значениях α.

Таким образом, в конечном счете видоизмененная методика измерения сводилась к следующему:

1) измерялись значения сигналов обратного рассеяния U_{5} и U_{π} ; 2) сигналы U_{δ} и U_{μ} в определенном соотношении $(0,2U_{\delta}+U_{\mu})$ суммировались;

3) по найденной суммарной величине с помощью градуировочного графика суммарного сигнала (кривая 1, рис. 2) определялось среднее значение α на трассе измерения.

В процессе измерения наклонной прозрачности атмосферы были проанализированы и сопоставлены обе методики обработки полученных данных — методика обработки, изложенная в начале данной работы, и методика с суммированием сигналов. Сопоставление полученных данных с результатами измерения эталонным прибором (регистратором прозрачности РДВ-2) показало, что обе методики обработки дают приблизительно одинаковую погрешность по сравнению с эталонным прибором. При сильных помутнениях методика с суммированием сигналов обеспечила более высокую точность измерения; однако пока неясно, какой характер носит это явление — систематический или случайный. Проведенные расчеты показали, что коэффициент корреляции между величинами коэффициента ослабления а, найденными с помощью этих двух методик, равен 0,99±0,005 при 0,3 км⁻¹ ≤ α ≤ 3,0 км⁻¹ и 0,8±0,04 при 0,3 км⁻¹≤α≤14 км⁻¹.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Ковалев В. А. К измерению прозрачности атмосферы методом обратного светорассеяния. — Труды ГГО, 1969, вып. 237.
- 2. Ковалев В. А. Некоторые вопросы теории реальной схемы обратного рассеяния. — Труды ГГО, 1970, вып. 255. 3. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
- 4. Ковалев В. А. Теоретическая модель схемы измерения прозрачности атмосферы по интенсивности рассеянного назад света. - Труды ГГО, 1970, вып. 255.

Л. В. ЛУЦЬКО

ПОВЕРКА ФОТОМЕТРОВ, ИЗМЕРЯЮЩИХ ЕСТЕСТВЕННУЮ ОСВЕЩЕННОСТЬ, ПО АКТИНОМЕТРАМ С ФИЛЬТРАМИ

Громоздкость оборудования для поверки фотометров по эталонным лампам накаливания и сложность поддержания режима их питания с точностью до 0,1% [3] были причиной поисков возможности поверки фотометров по радиометрам. Однако спектральные диапазоны, выбранные Онгстремом и Драммондом [4] и выделяемые актинометром с фильтрами, не были достаточно близки к видимой области спектра, вследствие чего световой эквивалент прямой солнечной радиации этого спектрального диапазона имел заметный ход с высотой солнца. В актинометрической лаборатории Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова для поверки фотометров использовалась спектральная область прямой солнечной фотосинтетически-активной радиации, ФАР (0,38-0,71 мкм), выделяемой фильтрами БС-8 (толщиной 3 мм) и КС-19 (5 мм). Измерения прямой солнечной ФАР производятся сейчас на некоторых агрометеорологических станциях с целью поверки фитопиранометров.

Измерения прямой солнечной ФАР и прямой освещенности для определения их связи производились в различных метеорологических условиях в Воейково и Крыму на уровне моря и на горе Чегет (Кавказ) на высоте 3100 м над уровнем моря. Диапазон абсолютной влажности был 1,5—16 мб, диапазон фактора мутности 1,5— 6, а высоты солнца изменялись от 4 до 60° при открытом диске солнца и свободной от облаков околосолнечной зоне неба радиусом 5°.

Прямая солнечная радиация в диапазоне ФАР измерялась двумя актинометрами типа AT-50 с упомянутыми фильтрами. Отсчеты по актинометрам с целью повышения точности измерения ФАР снимались одновременно. Спектральное пропускание светофильтров в области спектра 0,26—4,6 мкм осреднялось по измерениям спектрофотометрами четырех типов. Редукционные множители, приводящие показания актинометров к идеальным [5], подсчитаны по спектральным распределениям прямой солнечной радиации по данным Авасте, Молдау, Шифрина [1] для всех приведенных выше условий наблюдений. Оказалось, что редукционные множители в предельных случаях различаются на 0,5%. Актинометры тщательно сравнивались друг с другом и поверялись по компенсационным пиргелиометрам Онгстрема во всем использованном диапазоне температур. Зависимость переводного множителя от температуры учтена.

Прямая освещенность измерялась визуальным фотометром с описанными ранее [2] конструктивными изменениями. Фотометр снабжен насадкой в виде диафрагмированной трубы, аналогичной по соотношению всех размеров трубке актинометра AT-50 [6]. Наблюдения по фотометру производились одновременно с отсчетами по актинометрам.

Отнощение $L_{\text{фар}}$ прямой солнечной освещенности к энергетической прямой солнечной освещенности в спектральной области ФАР (световой эквивалент прямой ФАР) подсчитано для всех параллельных 1500 наблюдений. Средние данные измерений для нескольких диапазонов высот солнца и вероятные отклонения среднего арифметического приведены в табл. 1. Здесь же представлены средние расчетные данные для всех приведенных в [1] значений коэффициента прозрачности вертикального столба атмосферы, количества осажденной воды, массы атмосферы и высот над уровнем моря. Как видно, расчетные данные расходятся с измеренными не более чем на 3%, т. е. в пределах погрешности измерений. Измеренные и расчетные значения $L_{_{{\mathfrak{D}}{\scriptscriptstyle A}{\scriptscriptstyle P}}}$ не зависят от содержания водяного пара и прозрачности атмосферы с точностью до 0,5% при массе атмосферы от 1 до 4. Изменения $L_{\phi AP}$ с массой атмосферы в диапазоне 1 < m < 4 находятся в пределах 5%, а с высотой над уровнем моря — в пределах 2%. При высотах солнца более 12° изменения $\hat{L}_{\phi_{AB}}$ оказываются меньше 1%.

Таблица 1

h_{\odot}°	<i>L</i> _{ФАР} клк/кал. см ⁻² мин. ⁻¹	E º/0	Расчетные данные (клк/кал. см ⁻² мин. ⁻¹)
3,5-4,5 4,5-5,5 5,5-6,5 6,5-7,5 7,5-8,5 8,5-9,5 9,5-10,5 10,5-11,5 11,5-12,5 12,5-13,5 12,5-52	126 135 143 151 158 163 166 167 168 168 168	$\begin{array}{c}\pm 2,0\\ 2,1\\ 1,7\\ 1,1\\ 0,9\\ 0,8\\ 0,8\\ 0,8\\ 0,3\\ 0,7\\ 0,6\\ 0,5\end{array}$	$ \begin{array}{c}$

Средние данные измерений $L_{\Phi AP}$ и вероятные погрешности среднего арифметического E для 11 диапазонов высот солнца h_{Θ}

14 Заказ № 615

209

Учитывая простоту измерений актинометром с фильтрами, можно считать удобной поверку фотометров в полевых условиях по прямой солнечной ФАР, применяя среднее значение $L_{\phi AP}$, равное 169 клк/кал. см⁻²мин.⁻¹. Предложенный способ был проверен в применении к фотоэлектрическому фотометру, измерявшему суммарную и рассеянную освещенность, и к селективному фотометру, измерявшему прямую освещенность. Контроль градуировки фотомет-



ров производился двумя способами: 1) по контрольному визуальному фотометру, 2) по $L_{\phi AP}$. При контрольных измерениях одновременно снимались отсчеты по фотоэлектрическому и селеновому фотометрам, двум актинометрам с фильтрами БС-8 и КС-19, актинометру без фильтров и контрольному визуальному фотометру, измерявшему прямую освещенность.

Результаты измерений, обработанные по двум способам градуировки (рис. 1), показывают, что оба способа дают расхождение, лежащее в пределах случайной погрешности измерений, равной ±2,4%.

ЛИТЕРАТУРА

 Авасте О., Молдау Х., Шифрин К. С. Спектральное распределение прямой и рассеянной радиации. — Исследования по физике атмосферы, № 3. Ин-т физики и астрономии АН ЭССР, Тарту, 1962.

- 2. Луцько Л. В., Янишевский Ю. Д. Усовершенствование методики исследований естественной освещенности. Труды ГГО, 1966, вып. 184.
- 3. Тиходеев П. М. Световые измерения в светотехнике. М. Л., Госэнерго-
- Angström A., Drummond A. J. On the evaluation of natural illumina-tion from radiometric measurements of solar radiation. Arch. Meteorol., Geophys. u. Biokl., Ser. B, 1962, 12, H. 1.
 Foitzik L., Hinzpeter H. Sonnenstrahlung und Lufttrübung, VIII. Leip-in 1057
- zig, 1958.
- 6. Pastiels R. Contribution à l'étude du problème des méthodes actinométriques. Publ. Inst. Roy. Meteorol. de Belgique, 1959, ser. A, nº 11.

14*

О. С. ЛЬВОВА

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ КАК ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАЧНОСТИ ПО АКТИНОМЕТРИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ В ВОЕЙКОВО

Выяснению влияния облачности на приток солнечной радиации к земной поверхности посвящено большое количество работ [1, 2, 4—6 и др.]. В этих работах доказано существование общих и устойчивых связей между обычными метеорологическими характеристиками облачности и актинометрическими характеристиками — суммарной радиации Q и рассеянной радиации D.

В упомянутых работах указывается также на рациональность применения следующих относительных актинометрических характеристик: $Q/Q_0 = Q^*$ и $D/D_0 = D^*$, т. е. отношений наблюдаемых величин суммарной Q и рассеянной D радиации к величинам Q_0 и D_0 (Q_0 — величина суммарной радиации при отсутствии облаков и той же высоте солнца, при которой измерялось Q, D_0 — величина рассеянной радиации при отсутствии и той же высоте солнца, при которой измерялось D).

Была поставлена задача выяснить возможности использования величин относительной суммарной радиации Q* для характеристики облачных систем.

В отличие от предшествующих работ, где подсчитывались средние суточные или средние месячные значения суммарной радиации, мы брали не суммы, а отдельные конкретные измерения.

Для расчетов относительной радиации Q^* в данной работе взяты срочные наблюдения (сроки 6 час. 30 мин., 9 час. 30 мин., 12 час. 30 мин., 15 час. 30 мин., 18 час. 30 мин.) за 4-летний период (1959—1962 гг.), не аномальный по условиям прозрачности на метеорологической станции Воейково, за исключением случаев наблюдений при малых высотах солнца (меньше 10°).

Величины Q_0 и D_0 для средней прозрачности атмосферы взяты из монографии [5], где они помещены в табл. 26 и 27.

Следует отметить, что на станции Воейково для холодного периода мало данных, пригодных для расчетов (мала высота солнца), и поэтому проведенный анализ в основном относится к данным, полученным в летние периоды. Предварительно для выяснения вопроса о возможном влиянии высоты солнца на величину отношения Q^* были подсчитаны средние месячные значения этого отношения за 4 месяца теплого периода в различные сроки наблюдений. Результаты приведены в табл. 1.

Таблица 1

	Сроки наблюдений (час. мин.)							
Месяц	6 30	9 30	12 30	15 30	18 30			
Май Июнь Июль Август Среднее	0,60 0,68 0,67 0,56 0,63	0,66 0,65 0,61 0,69 0,65	0,58 0,77 0,65 0,54 0,64	0,62 0,76 0,61 0,47 0,62	0,60 0,67 0,64 0,48 0,60			

Средние месячные значения Q* для различных сроков наблюдений. Воейково, 1961 г.

Как следует из табл. 1, различные сроки измерения существенно не влияют на средние величины отношения Q^* . Для сроков от 6 час. 30 мин. до 12 час. 30 мин. средние за 4 месяца значения Q^* отличаются друг от друга не более чем на 0,02, хотя высота солнца в эти сроки меняется от 20 до 53°. Таким образом, если и существует зависимость величин Q^* от высоты солнца, то она выражена настолько слабо, что ею свободно можно пренебречь. Такой вывод совпадает с результатами работы [8].

Соотношение между радиационными и метеорологическими оценками облачности

Зависимость суммарной радиации от характеристик облачности является функцией многих параметров: количества облаков, их формы, расположения облаков по небесному своду, микроструктуры и фазового состояния облаков, количества слоев в облаке, их вертикальной протяженности и пр. Для такой многофакторной зависимости проще всего использовать таблицы, связывающие величины Q* с баллом общей или нижней облачности или с формами облаков.

Отношение Q/Q₀ характеризует в первую очередь влияние облачности, в меньшей степени влияние альбедо подстилающей поверхности и влияние рассеянной радиации безоблачного неба [3].

В табл. 2 представлены материалы, характеризующие связь величины Q* с баллами общей облачности. При этом рассмотрены три климатологические градации состояния неба: ясно, 0—2 балла; облачно, 3—7 баллов; пасмурно, 8—10 баллов. Произведено также разделение по сезонам: теплый сезон (с мая по октябрь), холодный сезон (с декабря по апрель).

Таблица 2

Engravius O*	Te	плый пер	иод	Холодный период		
т радации у	0—2 балла	3—7 баллов	8—10 баллов	0—2 балла	3—7 баллов	8—10 баллов
$\begin{array}{c} 0,00-0,20\\ 0,21-0,40\\ 0,41-0,60\\ 0,61-0,80\\ 0,81-1,00\\ > 1,00 \end{array}$	0,5 0,5 3 65 31	2 13 8 6 35 36	23 27 20 8 12 10	$\frac{-}{2}$ $\frac{-}{2}$ $\frac{-}{41}$ 57	$ \begin{array}{c} \overline{11}\\ 7\\ 2\\ 48\\ 32 \end{array} $	17 29 26 16 6 6
Всего случаев	550	411	2003	89	44	565

Повторяемость (%) градаций величин Q* в зависимости от количества общей облачности. Воейково, 1959—1962 гг.

Материалы наблюдений, относящиеся к переходным периодам (апрель, октябрь и ноябрь), когда льбедо подстилающей поверхности колеблется от 70—80 до 8—20%, в рассмотрение не принимались, так как эти значительные изменения альбедо могут внести неопределенность в исследуемые зависимости.

Изменения прозрачности атмосферы в данной работе не учитывались. Значения отношения Q^* были сгруппированы по шести градациям (см. табл. 2).

В 70% случаев с пасмурным состоянием неба отмечались величины Q^* от 0,0 до 0,60. Однако при наличии просветов в облаках и прямой солнечной радиации (значки сияния \odot и \odot^2) Q^* может быть близко к единице и даже превышать ее.

При облачности 3—7 баллов величины отношения могут меняться в широком диапазоне в зависимости от расположения облаков по небесному своду и в зависимости от того, закрыто солнце облаками или нет; в 71% случаев наблюдаются значения отношения, равные 0,81—1,00 или превышающие единицу.

При незначительной облачности (0—2 балла) величины отношения 0,81—1,00 и больше единицы наблюдаются в 96% случаев.

Как видно из табл. 2, повторяемость значений отношения связана с баллом общей облачности: более вероятными значениями Q^* при малой и средней облачности (0—2 и 3—7 баллов) являются 0,81—1,00; при облачности 8—10 баллов максимальная вероятность характерна для значений отношения 0,00—0,60.

В табл. З представлены результаты расчетов, характеризующие распределение отношения Q^* в зависимости от формы облаков. Отметим, что в таблицу включены случаи, когда количество облаков указанных в ней форм составляет 8—10 баллов. Именно эти баллы характерны для облачных систем, рассмотренных в следующем параграфе.

Как и следовало ожидать, наиболее плотными облаками оказались Ns и Cb: для этих форм характерны преимущественно малые значения Q^* , порядка 0,00—0,30.

214

Таблица 3

Относительная суммарная радиация для облаков различных форм. Облачность 8—10 баллов. Теплый период. Воейково, 1959—1962 гг.

C.	0 /0	-024112402	100
Ci +	.Э., ^р	2821 1 - 2 2 2 2 2 3 2 4 2 1 1 1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	105
- Ac	0/0	5530 184 191 192 192 192 192 192 192 192 192 192	100
Ci +	.э.,ғ	2 55 55 30 <u>55</u> 50 5 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 5	99
C	0/0	+ 1255 ∞ 57 50 60 90	100
+ Ci	•Э •h	$\begin{array}{c c} 35\\ 35\\ 35\\ 35\\ 35\\ 35\\ 35\\ 35\\ 35\\ 35\\$	139
As, - As	0/0	- თოფოოებებე	100
Ac, Ac⊣	.Э.,Р	01-10-20000-10-8-70-	69
Frnb	0/0	16 16 16 16 16 16 16 16 16 16	100
Sc +	.Э.Р	85 2 0 85 2 0 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	185
u + Sc	0/0	5000400 - 000 <u>7</u> 2500	100
Cu, C	.Э.h	21 21 21 21 21	93
υ	0/0	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	100
	.Э.ŀ	110 3220- 110 3222	110
3 c (Cu)	0/0	0214 42-02	100
Cb + 5	.Э.ŀ	533 <i>2</i> -22-1 4:19 23 <i>2</i> -22-1 4:19	86
q	0/0	335 19 19 19 19 19 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	100
	.Э.,Р	26 144 75	175
Vs	0/0	044 047 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	100
	•ວ່•h	60 130 149	149
St	0/0	0.2833	100
	.э.н	4.6.6.7	41
	і радации Q*	$\bigvee (\begin{array}{c} 0 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\$	Общее число случаев

Примечание.ч.с. — число случаев.

Всего 1162 случая

Для облаков среднего яруса величины Q* составляют преимущественно 0,40—0,60.

Для облаков верхнего яруса, наиболее «прозрачных», отношение Q^* значительно выше: оно приближается к единице и даже превышает ее.

Обращают на себя внимание следующие частные случаи.

1. При наличии прямой солнечной радиации и при облаках, состоящих из отдельных образований (Си, Си med., Cu cong., Cb, Sc,



Рис. 1. Распределение отношения *Q*/*Q*₀=*Q*^{*} для различных форм облаков. Воейково, 1959—1962 гг. *1* − St. Ns. 2 − Sc. 3 − Cb. 4 − Cu. 5 − Ac. 6 − Ci.

Ас), при баллах 8—10, но при состоянии солнечного диска \odot^2 и \odot отмечаются величины Q^* , бо́льшие единицы. Этот факт связан с увеличением роли рассеянной радиации. Действительно, облака указанных форм имеют изрезанные и хорошо развитые по вертикали края в виде сегментов, на которых интенсивнее происходит рассеяние прямой радиации.

2. Тонкие облака Сі, полностью покрывающие небо (облачность 10/0), хорошо пропускают прямую радиацию (знак солнца ⊙) и существенно рассеивают ее, обусловливая увеличение Q* до значений, бо́льших единицы. Этому частному случаю можно найти объяснение с точки зрения теории рассеяния, когда атмосфера чиста (мало аэрозоля) и при этом происходит нейтральное рассеяние на крупных частицах тонкого слоя Сі.
То же, естественно, происходит и при комбинации этих частных случаев.

Сопоставление табл. 3 с данными Рикера [7] для Мюнхена обнаруживает вполне удовлетворительное совпадение. Это доказывает, что отношение Q* является устойчивой характеристикой для достаточно большой территории.

Для облаков верхнего, среднего и нижнего ярусов четко выделяются максимумы повторяемости значений Q*.

Была составлена таблица, подобная табл. 3, для случая полной облачности (10/10) указанных форм и построены кривые распределения величины Q^* (рис. 1). Как видно из рис. 1, кривые распределения для различных форм облаков неодинаковы. Наиболее узкой является кривая распределения для Сі, наиболее размытой — для Ас. Однако из-за недостаточного количества статистического материала полученные кривые характеризуют повторяемость значений Q^* лишь в первом приближении.

Изменчивость относительной суммарной радиации пасмурного неба как характеристика прохождения облачных систем

Понятие об облачных системах, впервые введенное французскими учеными Шерешевским и Верле, получило развитие и в работах советских ученых [4 и др.].

Уже первые фотографии земной поверхности с искусственных спутников Земли подтвердили, что облачность над земной поверхностью распределяется неравномерно: большие площади сплошной облачности, связанной обычно с фронтальными разделами, отделены пространствами, так называемыми интервалами, свободными от облаков или занятыми небольшими локальными облачными образованиями.

Информация со спутников является в настоящее время одним из наиболее ценных видов информации по этому вопросу.

Вместе с тем наблюдения на мировой сети метеорологических станций также могут дать информацию о положении облачных систем.

В настоящей работе в качестве характеристики облаков, образующих систему, предлагается использовать указанную выше характеристику — относительную суммарную радиацию Q*.

При прохождении через место наблюдения облачной системы, состоящей в различных частях ее из облаков разных форм, естественно ожидать закономерные изменения величины Q^* . Рассмотрение же изменений отношения Q^* в пространстве и времени, т. е. сопоставление данных от срока к сроку и ото дня ко дню, дает возможность проследить за движением облачной системы.

Такие изменения Q^* для дневного времени суток представлены графически на рис. 2. По оси ординат отложены величины Q^* , по оси абсцисс — дни месяца (с 1 по 31 мая) и сроки наблюдений. Срок 12 час. 30 мин. совпадает с числом месяца, сроки 9 час. 30 мин. и 6 час. 30 мин. расположены слева от отметки числа месяца, сроки 15 час. 30 мин. и 18 час. 30 мин. — справа. Под осью абсцисс указаны проходившие через Воейково атмосферные фронты.

На рис. 2 видно, что с 1 по 4 мая пункт наблюдения находился в интервале между облачными системами (периферия антициклона). В этот период величины отношения, вычисленные по наблюдениям, были близки к единице; наблюдались облака верхнего и среднего ярусов. С 5 мая погоду определял циклон, центр которого располагался над Исландией, поэтому отмечалось резкое уменьшение Q*, вызванное появлением облачной системы, связанной с фронтом окклюзии, который 5 мая примерно в 9 час. проходил через Воейково.



Рис. 2. Изменение относительной суммарной радиации $Q/Q_0 = Q^*$ в течение мая 1961 г., Воейково.

За облачной системой этого фронта окклюзии проходили облачные системы других фронтов окклюзии, следовавших один за другим, и холодных вторичных фронтов (7 мая в 3 часа, 8 мая в 13 и 21 час, 12 мая в 6 и 9 час., 15 мая в 9 час.). Значения Q^* в эти дни колебались от 0,05 до 0,50 и лишь при появлении просветов между облаками нижнего яруса снова возрастали, достигая значений, близких к единице.

Новый переход к интервалу отмечался 15 мая; он был обусловлен влиянием антициклона, центр которого располагался над Φa -рерскими островами. С 15 до 19 мая значения Q^* колебались от 0,70 до 1,00.

С 20 по 25 мая наблюдался переход к облачным системам фронтов. 20 мая между 9 и 15 час. через Воейково проходила система облаков теплого фронта, затем отмечалась облачность теплого сектора циклона. 22 мая прошел холодный фронт с мощными Сb, значения Q* понизились до 0,04. За холодным фронтом наблюдалось кратковременное поднятие облачности и разрывы в ней под влиянием отрога (23 мая в сроки 6 час. 30 мин. и 9 час. 30 мин.). Затем снова район Воейкова попал под влияние глубокого циклона

218

с центром над Исландией: 24 мая через Воейково проходил фронт окклюзии, 25 мая — вторичный холодный фронт. Сразу за этим холодным фронтом наступило прояснение. В конце месяца Воейковонаходилось под влиянием ядра высокого давления (с центром над Витебской областью), вливавшегося в отрог антициклона, расположенного над Нарьян-Маром. Весь этот период времени наблюдались облака верхнего яруса.

Аналогичные результаты дает анализ изменения Q^* и в другие летние месяцы рассматриваемого периода, когда чередование облачных систем и интервалов между ними прослеживается не менее отчетливо, чем в мае.

Графики величин Q^* позволяют обнаружить и при сплошном облачном покрове прохождение отдельных облачных систем, связанных с атмосферными фронтами, т. е. увидеть то, что недоступно наземному наблюдателю.

Вышеуказанное позволяет сделать предварительные выводы.

Относительная суммарная радиация Q^* является радиационной характеристикой облачности в дневное время суток; величина ее не зависит от высоты солнца и времени года и устойчива по территории.

Относительная суммарная радиация Q^* не определяет однозначно количество и формы облаков; она представляет собой некоторую обобщенную характеристику и связывается только статистически с обычными метеорологическими характеристиками (количество, форма облаков). Вероятно, эту характеристику можно будет использовать в следующих целях:

a) относительная суммарная радиация может служить как простое средство контроля и корректировки существующих методов характеристики облачности (визуального, локационного, спутникового);

б) систематическое определение Q^* через определенные промежутки времени позволит следить за движением облачных систем над пунктом наблюдения, а при наличии сети станций давать характеристику поля облачности и его изменений над соответствующей территорией.

Следует отметить важное преимущество радиационных характеристик перед обычными визуальными характеристиками, заключающееся в том, что они получаются путем измерения по приборам и поэтому свободны от субъективных ошибок и легко могут быть переведены на автоматическую основу. Поскольку данные, касающиеся прохождения облачных систем, в недалеком будущем будут подвергаться машинной обработке, естественно, необходим поиск новых объективных характеристик облачности.

Настоящая работа является лишь первой попыткой показать целесообразность применения радиационных характеристик облачности. Необходима дальнейшая работа в этом направлении.

Автор выражает благодарность С. И. Сивкову за руководство работой.

ЛИТЕРАТУРА

- Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гл. IV, § 1. Л., Гидрометеоиздат, 1961.
 Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Рассеянная и суммарная солнечная
- радиация при различных условиях. Труды ГГО, 1964, вып. 152.
- 3. Калитин Н. Н. Актинометрия. Л., Гидрометеоиздат, 1932.
- 4. Новожилов Н. И. В мире облаков. Важнейшие структуры облачного покрова земли. — "Природа", 1966, № 12. 5. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л.,
- Гидрометеоиздат, 1968.
- 6. Чижевская М. П. Закономерности суммарной радиации по наблюдениям в Воейково. — Труды ГГО, 1964, вып. 160.
- 7. Rieker Tasso. Der Einfluss der Wolkenarten auf die Globalstrahlung. Meteorol. Rolsch., 1970, Bd 23, Nr 1.
- 8. Wörner H. Zur Frage der Automatisierbarkeit der Bewölkunsangaben durch Verwendung von Strahlungsgrößen. Abhandlungen Meteorol. Dinstes der DDR, 1967, Nr 82 (Bd XI).

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 279

Актинометрия, атмосфсрная оптика, озонометрия

Редакторы А. И. Вайцман, Г. Я. Русакова Гехн. редактор Г. В. Ивкова Корректор А. В. Хюркес

Сдано в набор 29/Х 1971 г. Подписано к печати 31/V 1972 г. М. Облано в набор 29/Х 1971 г. Подписано к печати 31/V 1972 г. Уч.-изд. л. 15,09. Тираж 700 экз. Индекс МЛ1142. Заказ № 615. Цена I руб. 05 коп. Гидрометеонадат. Заказ № 615. Цена I руб. 05 коп. Гидрометеонадат.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфирома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Ленинград, Прачечный пер., 6

512	стика облачности по актинометрическим наблюдениям в Воейково
907	шенность, но актинометрам с фильтрами радиация как характери-
1000	Л. В. Луцько. Поверка фотометров, измеряющих естественную осве-
102	Ности атмосферы по интенсивности рассеяниого назад света
761	товых импульсов малой длигельности
182	Г. Ф. Ковалев. Взамная динамика высот трополаузы и озонопаузы В. А. Ковалев. Измерение прозрачности атмосферы с помощью све-
291	Т. Ф. Иванова. О вертикальном распределении озона в зонах струй-
191	с. п. довгяляю, р. д. говаясь гезультаты предварительных испытаных копытаных «Наклонный луч»
121	мышленных центраса соло со Карана Карана Настания и Карана Кар
138	сверхзвукового транспорта
	следованни атмосферного озона и его влияния на эксплуатацию
871	в Шиофоке (Бенгрия)
	Г. П. Гушин. Международные сравнения озонометрических приборов
⁺76 . 128	
	измерительной оззой ход и сезонные колебания общего содержа- Г. К. Гушин. Широтный ход и сезонные колебания общего содержа-
00	рений метеорологической дальности видимости фотометрами с малой
79	ности приземного слоя атмосферы в видимои ооласти сиектра В. И. Горышин, В. И. Кориненко. О репрезентативности изме-
20	.В. И. Горышин. Устойчивость характеристик спектральной прозрач-
-69	И. А. Говорушки, Г. П. Гушин. Методика измерения эритемно- загарной рацияти и вопросы градиировки ультрафиолетиета.
22	при различий облачности пронисси истори различий облачий и пронисси истории и пронисси истории и прониссии и пр
·0Ŧ	Б. М. Гальперин. Средние значения суммарной солнечиой радиации
01	А. М. Броунштейн, А. Д. Фролов. Расчетная градуировка опти-
44	и изоправлоо иодног инрикан имп импрамоции изораранио вдогом кин и изколости и низкой прозранием и и изорирости
	А. М. Броунштейн, К. В. Казакова. О возможности примене-
75	сферы в инфракрасной области спектра
	А. М. Броунштейн, В. В. Демидов, И. Л. Сакин. Стацио-
₽2	арачиоства атмосферы в некоторых участках инфракрамрамрамети
	С. С. Богданов, А. М. Броунштейн, А. Д. Фролов. Про-
П	иределение восходящего длинноволо излучения при осзоолачном атмосфере
	Е. П. Барашкова, И. П. Биноградова. Теографическос рас-
8	и. Александров. Эмпыуагационные ососенности интегратора

177

*чинужа*ядоэ