

НГУЭН ТХИ КИЕН, А. Х. ХРГИАН

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

На основе многолетнего материала наблюдений ряда озонметрических пунктов в зоне от 40° с. ш. до 40° ю. ш. за общим количеством озона выявлены особенности распределения озона в тропической зоне — наличие пояса низкого малоизменчивого содержания озона с запаздывающими и весьма ослабленными его колебаниями. Обнаружено также заметное понижение озона в области тайфуна, связанное, очевидно, с общим восходящим движением в этой области.

Содержание озона в атмосфере тропической области представляет интерес прежде всего потому, что по фотохимической теории в верхней стратосфере находится постоянная область образования избытка озо-

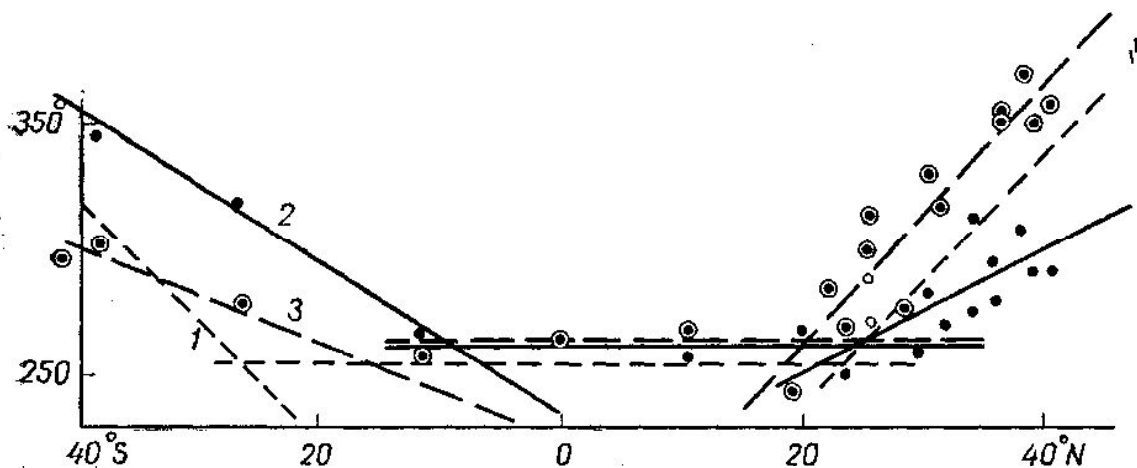


Рис. 1. Широтное распределение среднего количества озона: 1 — среднее годовое, 2 — среднее за май, 3 — среднее за октябрь

на  $O_3$ , уносимого затем регулярно воздушными течениями в более высокие широты на север и юг. С другой стороны, именно здесь, на высотах 30—37 км, концентрация  $O_3$  по отношению к воздуху может достигать порядка  $18 \cdot 10^{-6}$ , становясь опасной для пассажиров самолетов высотной авиации; особенно при длительных рейсах. В тропической зоне наблюдается постоянное воспроизводство  $O_3$  и высокая его концентрация в верхней стратосфере при сравнительно малом общем количестве озона.

Рассмотрим свойства озона тропиков, используя данные работы [1] об общем количестве озона на 1957—1969 гг. Данные озонметрических станций от Боулдера на севере до Веллингтона на юге приведены в табл. 1, использованы также данные нескольких станций умеренной зоны для сравнения с тропическими. Среднее многолетнее общее коли-

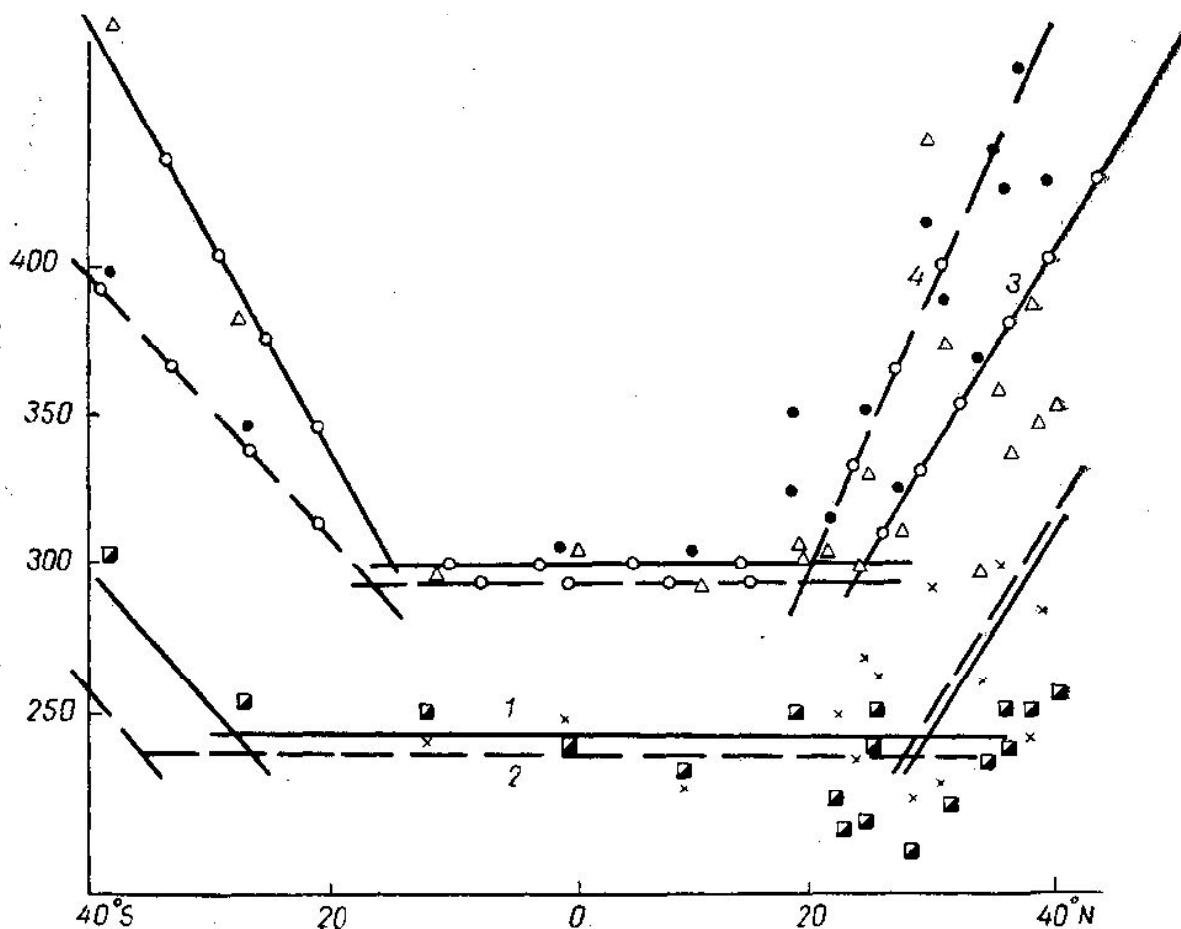


Рис. 2. Широтное распределение экстремумов озона. Абсолютный максимум: 1 — октябрь, 2 и 3 — май, 4 — октябрь

чество озона  $x$  для всех них приведено в табл. 1 в тысячных долях см (в так называемых «добсоновских единицах» — д. е.).

### Географические и сезонные различия

Мы видим прежде всего, что среднее годовое значение от Сринагара на севере до Брисбена на юге меньше  $300^\circ$  с. ш., а с приближением к экватору уменьшается даже до  $260^\circ$ . Низкие значения в этой области сохраняются весь год, лишь на окраинах ее немного выходя за пределы 300 весной или летом. Эту зону в дальнейшем для краткости мы будем обозначать как «основную».

В табл. 1 приведены также значения наибольших суточных максимумов и наименьших минимумов  $x$  за весь период наблюдений. Видно, что в тропической зоне  $x$  может уменьшаться до 200 и немного ниже. Местами даже максимумы  $x$  не превышают 300 — столь велика устойчивость озона в тропиках. В то же время и в основной зоне временами появляются сравнительно высокие максимумы  $x$ , как в Брисбене  $x=414$  в сентябре 1968 г. или даже  $x=474$  в Талахасси в июне 1965 г.

За пределами  $30^\circ$  широты (на севере уже в пределах основной зоны) максимумы быстро возрастают, т. е. вероятность резких возму-

Таблица 1

№ п/п	Среднее общее количество озона												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1	339	372	382	370	360	344	316	318	305	292	294	327	335
2	337	345	359	364	351	339	312	307	303	293	295	319	327
3	359	363	382	387	371	354	325	322	319	310	312	341	345
4	331	366	358	348	356	341	337	327	310	297	300	312	332
5	339	358	373	357	357	342	316	284	286	290	276	311	325
6	318	314	316	314	311	299	286	280	277	277	276	280	295
7	284	293	316	316	318	311	284	278	273	272	259	269	289
8	296	314	312	316	331	327	317	311	293	285	279	282	305
9	277	279	283	282	277	273	263	259	261	262	260	267	271
10	263	268	288	292	298	291	275	274	272	274	262	261	277
11	262	281	300	312	316	308	307	303	296	288	268	259	292
12	241	243	259	257	252	257	239	234	231	232	225	233	242
13	242	248	259	263	269	267	258	254	251	252	237	237	252
14	257	258	274	278	284	266	267	269	259	263	252	252	265
15	259	267	276	293	293	289	282	280	278	270	265	261	276
16	234	239	250	259	265	264	264	264	262	260	243	239	254
17	250	261	261	266	263	267	268	267	270	264	252	246	261
18	258	261	260	256	256	256	259	264	269	269	265	263	261
19	282	271	275	288	277	282	292	301	317	321	305	295	292
20	299	293	288	285	304	324	340	355	365	349	333	317	321
21	306	292	280	287	296	325	342	345	366	364	341	309	301

щений атмосферы, приносящих большие повышения  $x$ , увеличивается. Примечательно, что такие возмущения случаются даже на о. Ган, на экваторе в Индийском океане (табл. 2).

Таблица 2

№ п/п	Название станции	Координаты (град)		Экстремумы		Амплитуды		Фазы (град)	
		$\varphi$	$\lambda$	макс.	мин.	$c_1$	$c_2$	$\varphi_1$	$\varphi_2$
1	Боулдер	40°N	105°W	474	248	41,0	7,4	106	147
2	Элмас	39	9°E	497	209	33,5	2,0	108	146
3	Мессина	38	16°E	506	222	36,1	2,9	104	211
4	Нэшвилл	36	87°W	492	240	29,2	9,5	120	113
5	Татено	36	140°E	490	240	30,5	5,9	118	103
6	Сринагар	34	75°E	403	212	23,2	5,3	102	115
7	Кагосима	32	131°E	415	180	27,3	4,6	131	233
8	Талахасси	30	84°W	373	242	22,7	3,9	151	109
9	Нью-Дели	29	77°E	378	202	10,6	2,2	98	243
10	Бенарес	25	83°E	331	233	16,3	13,1	130	277
11	Тайбэй	25	122°E	373	221	25,5	8,6	178	210
12	Маунт-Эбу	25	73°E	284	201	14,2	2,1	128	225
13	Ахмедабад	23	73°E	299	207	13,8	3,5	164	219
14	Калькутта	23	88°E	320	196	11,4	5,2	151	239
15	Мауна-Лоа	20	156°W	380	216	14,8	4,6	174	251
16	Кодайканал	10	77°E	304	205	16,6	4,6	203	232
17	Ган	1°S	73°E	289	191	8,7	5,2	197	177
18	Уанкайо	12	75°W	298	235	5,4	2,6	310	196
19	Брисбен	27	153°E	414	200	14,3	7,9	270	233
20	Аспендейл	38	145°E	482	249	36,8	3,5	266	140
21	Веллингтон	41	175°E	545	225	22,3	1,5	271	191

Средние годовые  $x$  вычислены по средним месячным.

Амплитуда годового хода  $x$ , изучаемого по средним месячным, во всей основной зоне невелика и меньше 60, к экватору она уменьшается до 24. Это уменьшение идет вместе с убыванием сезонных различий количества радиации Солнца. В северной части зоны  $x$  достигает максимума обычно в мае, позднее, чем в умеренной зоне этого полушария, также обнаруживая в тропиках большое влияние высоты Солнца на ход озона. Отдельные большие повышения  $x$ , однако, случаются обычно раньше, в марте — апреле, в резонансе с колебаниями озона в более высоких широтах.

Возможно, что накапливающийся весной во всей толще высокоширотной стратосферы озон течениями воздуха в виде отдельных возмущений может проникать в тропическую зону.

В южной части основной зоны и наибольшее  $x$  и наибольшие его повышения наблюдаются также весной, в сентябре — октябре. Рассогласования их здесь нет. На экваторе, в Гане, двойной ход  $x$  обнаруживает следы влияний Солнца, поднимающегося до зенита дважды, в конце марта и в сентябре.

Минимум озона в северной части тропической зоны наблюдается в декабре — январе, когда Солнце там ниже всего над горизонтом. Здесь зимнее понижение  $x$  происходит, очевидно, за счет ослабления солнечной радиации и заведомо не может быть адвективного происхождения (не связано ни с горизонтальной, ни с вертикальной адвекцией).

Для наиболее объективного анализа годового хода  $x$  мы представили последний в виде гармонического ряда

$$x = x_0 + c_1 \cos(\omega t - \varphi_1) + c_2 \cos(2\omega t - \varphi_2)$$

и определили обычными методами постоянные  $c_1, c_2, \varphi_1, \varphi_2 \dots$  (см. табл. 3).

В нашей основной зоне амплитуда  $c_1$  главной годовой гармонике везде меньше 25 и резко увеличивается сразу за ее пределами. В зоне исключением являются лишь большое  $c_1$  в Кагосиме и Тайбэе, где годовые изменения озона аномально велики, вероятно, под влиянием довольно резкой смены муссонов этой части Восточной Азии.

Фазовый угол  $\varphi_1$ , отсчитываемый от 15.XII (когда  $\varphi_1 = 0$ ), равен  $110^\circ$  в поясе широт  $34-40^\circ$  с. ш., т. е. максимум первой гармонике приходится на  $\approx 5.IV$ ,  $\varphi_1$  увеличивается до  $151^\circ$  в поясе  $31-10^\circ$  с. ш. (максимум  $\approx 17.V$ ). В южном полушарии  $\varphi_1$  «перекидывается» почти на  $180^\circ$  и равна в среднем  $279^\circ$  ( $\approx 24.IX$ ).

Вторая гармоника везде существенно слабее первой, и ее амплитуда  $c_2$  в нашей основной зоне и в северном и в южном полушарии  $\approx 5,2$ . Первый максимум этой гармонике несколько опережает весенний максимум главной гармонике ( $\varphi_2 = 72^\circ$  и  $112^\circ$  в указанных выше зонах северного полушария) и усиливает его. Зато второй максимум ( $\varphi_2 = 252^\circ$  и  $292^\circ$ ) немного опережает главный минимум  $x$  и делает его более пологим. В южном полушарии, где для первого максимума

Таблица 3  
Среднегодовая изменчивость озона

Станция	$\varphi$	$\sigma$
Татено	$36^\circ$ с. ш.	15,6
Кагосима	$32^\circ$ с. ш.	16,9
Нью-Дели	$29^\circ$ с. ш.	16,1
Тайбэй	$25^\circ$ с. ш.	10,6
Мауна-Лоа	$20^\circ$ с. ш.	9,6
Кодайканал	$10^\circ$ с. ш.	4,7
Уанкайо	$16^\circ$ ю. ш.	5,3

$\varphi_2 = 10^\circ$ , и для второго  $\varphi_2 = 190^\circ$  вторая гармоника несколько ослабляет весенний максимум хода  $x$ .

Эти выводы несколько уточняют сделанные выше заключения о годовом ходе  $x$ .

Рассмотрим здесь изменчивость озона, важную для дальнейшего изучения его распределения. Известно (см., например, [2]), что в умеренных и полярных широтах изменчивость озона ото дня ко дню довольно велика, в особенности зимой и весной, отражая собой там большую изменчивость крупномасштабных воздушных течений. Мы характеризовали изменчивость  $x$  его средним квадратическим отклонением  $\sigma = \sqrt{(x - x_{\text{ср}})^2/n}$ . Из табл. 2 видно, что  $\sigma$  сравнительно велика в широтах  $29-36^\circ$  с. ш. (отчасти и в основной зоне),  $\sigma$  существенно уменьшается в более низких широтах северного и южного полушария, начиная примерно с  $25^\circ$  в сторону экватора. Это уменьшение изменчивости и тропической зоне зависит, несомненно, от большого постоянства ее воздушных течений. Они все-таки несколько неодинаковы в различные годы и месяцы: например в Уанкайо  $\sigma$  поднималась до 9,5 в октябре 1966 г., а в Кодайканале уменьшалась до 2,4 в августе 1969 г.

Изменчивость  $x$  наименьшая в летние и осенние месяцы и сильно увеличивается весной (см. табл. 4) соответствующего полушария. Ее колебания в течение года идут параллельно изменениям  $x$  в более высоких широтах, откуда, вероятно, приходят изредка большие повышения  $x$  в тропическую зону. Эти подъемы затухают с приближением к экватору.

Таблица 4

Годовые изменения  $\sigma$

Месяцы	I	III	V	VIII	X	XII
Кодайканал	4,8	5,3	5,8	3,8	4,4	4,2
Уанкайо	4,9	5,4	4,2	4,5	7,4	5,5

Заметим, что на о. Ган, вблизи экватора ( $1^\circ$  ю. ш.) изменчивость в общем тоже мала ( $\sigma = 6-10$ ). Однако наличие отдельных больших «выбросов»  $x$  (например до 351—5 апреля 1967 г.), реальность которых не удалось проверить наблюдениями смежных станций, не позволяет нам дать анализ хода  $\sigma$  на о. Ган.

Широтное распределение озона характеризуется замечательным разрывом между тропическим поясом весьма однородных и низких значений  $x$  и внетропической зоной быстрого возрастания с широтой  $\varphi$ .

Наиболее подходящая, подобранная по методу наименьших квадратов прямая на графике ( $\varphi, x$ ), описывающая это возрастание в более высоких широтах, в мае начинается от  $28^\circ$  с. ш., в октябре с  $25^\circ$  с. ш. и наклонена соответственно на 4,44 и 2,22 д. е. на  $1^\circ$  широты. Поскольку в течение года линия (широта) разрыва несколько смещается к югу и к северу, широтное распределение средних годовых  $x$  более «размазано», чем упомянутых средних месячных. Соответствующая интерполяционная прямая для средних годовых начинается уже от  $21^\circ$  с. ш. и поднимается к северу сравнительно полого — на  $4,28/1^\circ$ .

Распределение экстремумов озона также имеет разрывную форму. Они в общем низки в тропической зоне и растут за ее пределами. При этом высокие максимумы распространяются довольно глубоко в тропическую зону до  $20^\circ$  в мае и до  $25^\circ$  в октябре в соответствии с упомяну-

той выше большей интенсивностью процессов адвекции озона весной. При таком механизме случайной адвекции низкие минимумы, очевидно, должны наблюдаться до более высоких широт, чем высокие максимумы. Действительно, область нарастания минимумов к северу начинается примерно с  $28^\circ$  в мае и с  $30^\circ$  в октябре.

В южном полушарии описываемый разрыв также существует, но из-за малого числа наблюдающих станций его пока трудно изучить подробнее.

### Некоторые предполагаемые периодичности

Мы попытались также обнаружить наличие 26-месячного периода (который хорошо выражен в изменениях ветра и температуры тропической стратосферы) в изменениях общего количества озона над станциями от Мессины на севере до Аспендейла на юге. Для этого мы построили графики 12-месячных скользящих средних значений  $x$ . На них действительно нередко обнаруживаются небольшие максимумы, следующие друг за другом с интервалом 26 месяцев (например, в Брисбене в апреле 1958 г., мае 1960 г., — октябре 1962 г., июне 1965 г., июне 1967 г. и сентябре 1969 г.). Однако на отдельных станциях, даже близких, время этих максимумов не совпадает. Поэтому степень участия озона в таком еще не объяснимом циклическом процессе стратосферы пока проблематична.

Зависимость  $x$  от среднего месячного числа солнечных пятен  $R$  характеризуется приводимой таблицей коэффициентов корреляции  $r(x, R)$  (табл. 5).

Таблица 5

Значения  $r(x, R)$

Месяцы	I	III	V	VIII	X	XII
Мессина . . . . .	+0,51	-0,29	-0,54	+0,19	+0,01	+0,32
Татено . . . . .	-0,14	+0,17	-0,24	+0,12	-0,11	-0,22
Кагосима . . . . .	-0,23	-0,12	-0,11	-0,24	-0,24	-0,20
Нью-Дели . . . . .	-0,36	-0,11	-0,52	+0,40	-0,63	-0,70
Ахмедабад . . . . .	+0,19	+0,20	+0,34	-0,28	+0,16	-0,18
Брисбен . . . . .	+0,54	+0,61	+0,65	+0,21	-0,20	+0,47
Аспендейл . . . . .	-0,15	+0,53	+0,16	+0,06	-0,40	+0,33

В южном полушарии, в особенности в Брисбене, корреляция между озоном и активностью Солнца в общем положительная, т. е.  $x$  возрастает с ростом  $R$ . В отдельные месяцы тут  $r(x, R)$  доходит до +0,65, свидетельствуя об определенной прямой связи озона и активности.

В северном полушарии, вплоть до Татено ( $36^\circ$  с. ш.), преобладает отрицательная корреляция, но соответствующие значения  $r(x, R)$  в общем малы (кроме Нью-Дели). Абсолютные значения  $r(x, R)$  летом и осенью обычно больше, чем в другие сезоны. Механизм, связывающий  $x$  и  $R$ , очевидно, косвенный и еще требует своего выяснения.

### Озон и тайфуны

Тайфуны — тропические циклоны района Тихого океана — возникают преимущественно над океаном между  $5$  и  $20^\circ$  с. ш. и движутся вначале к западу (в области их так называемого прямого движения),

но, не доходя до материка Азии, поворачивают на север и северо-восток. В области тайфуна (кроме небольшой его центральной части — «глаза бури») вместе с сильными ветрами происходит мощная конвекция и облака вертикального развития вырастают до тропопаузы, иногда до 20 км.

Влияют ли эти сильные движения воздуха в тайфуне на изменения озоносферы? В поисках ответа на этот вопрос мы рассмотрели колебания  $x$  над станциями Тайбай, Кагосима и Татено в 1958—1969 гг., в те дни, когда по данным японского метеорологического бюллетеня вблизи них проходил тайфун. Заметим, что большая часть тайфунов наблюдается летом, и 63% их в наш период приходилась на месяцы с июля по сентябрь.

Оказалось, что в Тайбэе, вблизи которого проходящие тайфуны еще находятся на прямой ветви своего пути, количество озона заметно понижено на следующий день после тайфуна и равно 289, в то время как среднее  $x_{\text{ср}}$  для указанных месяцев равно 302. Небольшое понижение отмечено также и в Татено (288 по сравнению с нормой  $x_{\text{ср}}=293$ ).

Понижение  $x$  после прохождения тайфуна имеет место, очевидно, в его восточной части. Поскольку, однако, широтные различия  $x$  в этот сезон малы, трудно думать, что убывание озона вызывается горизонтальной адвекцией более бедного озона воздуха с юга, как это происходит, например, в восточном секторе циклона умеренных широт.

Пренебрегая возможным различием горизонтальной адвекции озона в восточной и западной частях тайфуна и учитывая, что он имеет довольно ясную круговую симметрию, мы попытались выяснить изменения  $x$  в зависимости от расстояния  $L$  наблюдающей станции от центра тайфуна (см. табл. 6).

Таблица 6

$L$ (км)	101—200	201—300	301—400	401—500	501—600	601—700	701—800	801—1000
Число наблюдений . . . . .	14	10	14	11	10	12	5	10
Среднее . . . . .	280	286	280	291	295	282	295	303

Следует помнить, что в среднем для этого района и сезона  $x_{\text{ср}}=293$ . Это значит (см. табл. 5), что в области тайфуна, в радиусе по меньшей мере 500 км, количество озона заметно ниже нормы. Это происходит, вероятно, за счет преобладающего вертикального движения воздуха в этой области.

Малое количество наблюдений, сделанных вблизи тайфунов, и разброс значений  $x$ , связанный с несовпадением сроков наблюдений и сроков составления синоптической карты, по которой оценивается  $L$ , не позволяет сделать более подробные выводы о зависимости  $x$  от  $L$ , в частности о возможном повышении, т. е. опускании воздуха за пределами  $L \geq 900$  км.

Заметим, что в известном нам случае зондирования озона в урагане «Джинни» С. Пенн [3] не обнаружил там существенного уменьшения общего количества озона. Эти наблюдения, однако, были сделаны лишь до уровня 50 мб (около 22 км), не захватили основной части слоя озона и их нельзя сравнивать с нашими выводами.

В итоге можно сказать, что для тропической зоны характерно однородное, мало колеблющееся содержание озона в поясе примерно между 27° ю. ш. и 34° с. ш. За его пределами как  $x$ , так и амплитуда  $s_1$

его годового хода начинают быстро возрастать и на север и на юг. Внутри этой «основной зоны» изменчивость озона — вероятность его больших колебаний — убывает с уменьшением широты и время годового максимума  $x$  приближается к моменту солнцестояния данного полушария, т. е. к моменту максимума, который определялся бы одним лишь фотохимическим равновесием озона.

Анализ изменчивости озона и связанных с ней таких случайных характеристик, как экстремумы  $x$  и т. д., выделяет несколько более узкую тропическую зону, чем «основная», простирающуюся, например, на север до 25—30°.

Как 26-месячная, так и 11-летняя цикличность в изменениях озона мало выражены в тропической зоне. Их дальнейшее исследование будет более перспективным, когда общий механизм таких циклических явлений атмосферы будет лучше понят.

Обнаруженное авторами уменьшение количества озона в области тайфуна, вероятно, имеет общий характер, но данное здесь его объяснение вертикальным переносом озона нуждается еще в проверке путем вертикальных зондирований озона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ozone data for the world. Publ. by Dept. Transport, Toronto, Canada, 1957—1969.
2. Хргиан А. Х., Кузнецов Г. И., Кондратьева А. В. Метеорологические исследования, сер. Результаты МГГ, № 8. М., 1965.
3. Pen n. S. Proc. Ozone Symp. Abbuque, 1964, p. 28—30.

Поступила в редакцию  
21. 12 1973 г.

Кафедра  
физики атмосферы