

КОМИТЕТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ ПРИ КАБИНЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

Выпуск

533

АТМОСФЕРНАЯ ОПТИКА,
ОЗОНОМЕТРИЯ
И МАЛЫЕ ГАЗОВЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Под редакцией
д-ра техн. наук Г. П. ГУЩИНА
и канд. физ.-мат. наук А. М. БРОУНШТЕЙНА

778

УДК 551.501

Сборник посвящен теоретическим и экспериментальным работам в области атмосферной оптики, озонOMETрии и малых газовых компонент атмосферы. Излагаются вопросы методики наблюдений, разработки приборов, обобщения и анализа получаемых данных.

Предназначен для научных работников и аспирантов, занимающихся физикой атмосферы.

The publication deals with theoretical and experimental studies in the field of atmospheric optics, ozonometry and atmospheric trace gases. The problems of observation techniques, instrument development, generalization and analysis of data are discussed. The publication is meant for researchers and post-graduates engaged in atmospheric physics.

720559

A 1805040400-092
069(02)-91 30-90(1)
ISBN 5-286-00557-8

© Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1991 г.

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
1-я 135106 Малохитинский пр., 98

Е. П. Барашкова

ЗАВИСИМОСТЬ ГОДОВЫХ СУММ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ ОТ ШИРОТЫ МЕСТА И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ

Наблюдаемая изменчивость годовых сумм суммарной радиации $\Sigma_2 Q$ заданном пункте вызвана главным образом изменением облачности и, как следствием этого, изменением продолжительности солнечного сияния τ_2 . Изменение годовых сумм по территории связано не только изменением продолжительности солнечного сияния, но также с изменением широты места φ , определяющей угол падения солнечной радиации на горизонтальную поверхность. В [2] на основании эмпирической формулы С.И. Сивкова [6], связывающей месячные суммы суммарной радиации продолжительностью солнечного сияния за месяц и полуденной высотой солнца на середину месяца, для диапазона широт $30-70^\circ$ была получена простая формула, учитывающая зависимость $\Sigma_2 Q$ (МДж/м²) от φ и τ_2 :

$$\Sigma_2 Q = 41,9 (134,01 - 1,77 \varphi + 0,0297 \tau_2), \quad (1)$$

где φ - широта в градусах; τ_2 - продолжительность солнечного сияния за год в часах.

Отклонение рассчитанных по этой формуле $\Sigma_2 Q$ от измеренных для территории СССР в 96% всех рассмотренных случаев не превышает $\pm 10\%$.

Однако линейная зависимость $\Sigma_2 Q$ от φ нарушается как в области более высоких, так и более низких широт. Это отчетливо прослеживается на возможных годовых суммах $\Sigma_2 Q_0$, полученных на основании возможных дневных сумм, приведенных в [3]. На рис. 1 представлена зависимость возможных $\Sigma_2 Q$ от широты. В пределах 70° ю.ш. - 70° с.ш. ход $\Sigma_2 Q_0$ (МДж/м²) практически совпадает с ходом кривой

$$\Sigma_2 Q_0 = 8380 (\cos \varphi + 0,2), \quad (2)$$

значительно отклоняясь от нее в полярных районах. На участке кривой от 35 до 65° изменение $\Sigma_2 Q_0$ с широтой имеет линейный характер, что и отражается формулой (1). Коэффициент $k_0 = 8380$ МДж/м² соответствует максимальной - возможной продолжительности солнечного сияния. Коэффициенты k , соответствующие реально наблюдаемым значениям продолжительности солнечного сияния, меньше k_0 и могут быть определены на основании результатов измерений $\Sigma_2 Q$ по формуле (2). В дальнейшем для оценки k были использованы результаты

наблюдений мировой актинометрической сети [5] за 1974-1979 гг. в 397 пунктах, расположенных от 80° в.ш. до 80° с.ш. Наибольшее число пунктов (126) находилось в широтном поясе $40-50^{\circ}$.

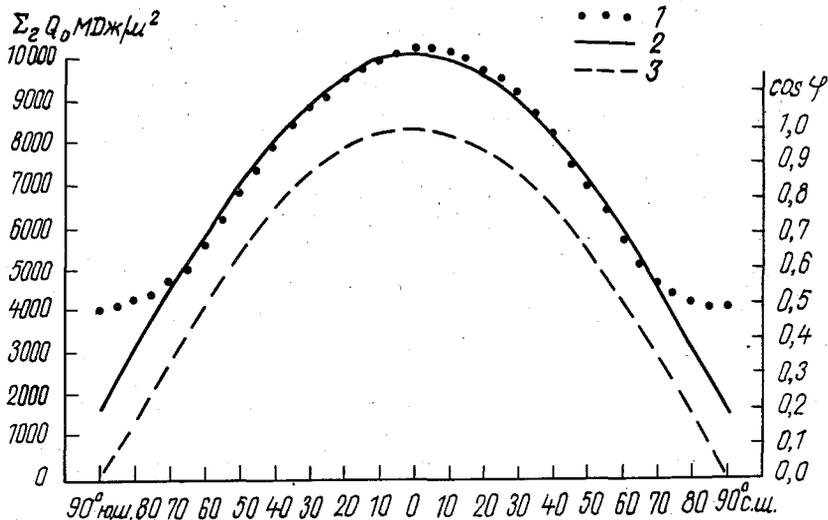


Рис. I. Зависимость возможных годовых сумм суммарной радиации от широты места.

1 - годовые возможные суммы суммарной радиации;
2 - уравнение (2); 3 - $\cos \varphi$

Трудность анализа результатов измерений мировой актинометрической сети связана с имеющимися различиями используемых приборов и методов. Информация распределена по типам используемых приборов следующим образом:

соляриметр Молля-Горчинского	441
актинометр биметаллический Робица	393
пиранометр Белани сферический	113
пиранометр Янишевского	149
пиранометр звездчатый	44
пиранометр Эшли	130
пиранометр термоэлектрический (Япония)	87
прочие	42
всего	1399 случаев

Для регистрации продолжительности солнечного сияния также использовались гелиографы разных типов. В подавляющем большинстве случаев использовался гелиограф Кэмпбелля-Стокса, реже гелиограф Джордана.

Сравнение часовых сумм суммарной радиации, полученных пиранометрами Янишевского, Молля-Горчинского, Эшли и Дирмхирн (звездчатый) проведенные в 1965 г. в Ленинграде [4], дали следующие результаты:

а) показания пиранометра Янишевского и соляриметра Молля-Горчинского практически совпадают,

б) пиранометр Эшпи дает несколько заниженные значения при $\sum_{\mu} Q < 170 \text{ МДж/м}^2$ и завышенные значения при $\sum_{\mu} Q > 200 \text{ МДж/м}^2$,

в) показания звездчатого пиранометра на 10-15% меньше показаний пиранометра Янишевского.

Различия в показаниях приборов в одних и тех же условиях приводит и к различию зависимости k от продолжительности солнечного сияния. В табл. I представлена сводка коэффициентов корреляции r , величин $k = \sum_{\mu} Q / (\cos \varphi + 0,2)$ и продолжительности солнечного сияния за год τ_2 , полученных по материалам измерений различными типами приборов. Там же приведены и коэффициенты уравнений регрессии

$$(\sum_{\mu} Q) / (\cos \varphi + 0,2) = a + b\tau_2.$$

Из табл. I следует, что наибольший коэффициент корреляции получен для совокупности измерений, выполненных соляриметром Молля-Горчинского. Для совокупности данных измерений, полученных с помощью соляриграфа Робича, коэффициент корреляции значительно ниже, несмотря на их близкую статистическую обеспеченность. Более детальный анализ указывает на существенное различие зависимости $k(\tau_2)$ для Италии и Венесуэлы, что приводит к значительному разбросу значений k при постоянном значении τ_2 в общей совокупности данных. Исключение результатов наблюдений этих двух регионов приводит к увеличению коэффициента корреляции. Для Венесуэлы коэффициенты уравнения регрессии не рассчитывались из-за низкого значения $r_{k,\tau}$.

Так как соляриметру Молля-Горчинского соответствовало наибольшее число наблюдений, самое высокое значение коэффициента корреляции $r_{k,\tau}$ и наибольшая точность в определении коэффициентов уравнения регрессии, то соответствующее этому прибору уравнение регрессии $k = a + b\tau_2$ использовалось для характеристики зависимости k от τ_2 . В результате было получено следующее выражение для зависимости годовых сумм $\sum_{\mu} Q$ (МДж/м²) от продолжительности солнечного сияния τ_2 (ч) и широты места:

$$\sum_{\mu} Q = (2346 + 1,383 \tau_2) (\cos \varphi + 0,2) \text{ МДж/м}^2. \quad (3)$$

Формула (3) не работает в полярных областях. Из анализа данных, соответствующих $\varphi > 70^\circ$, следует, что в полярной области практически отсутствует широтная зависимость годовых сумм и наблюдается линейная зависимость от продолжительности солнечного сияния (рис. 2), которая может быть представлена формулой (3) при $\varphi = 60^\circ$ (сплошная линия).

Для проверки справедливости формулы (3) результаты расчетов по этой формуле сравнивались с результатами измерений. В качестве харак-

Таблица I

Сводка коэффициентов корреляции r_{kT} и коэффициентов a и b (МДж/м²) уравнений регрессии $k = a + bT$

Тип прибора	n	$r + \sigma_r$	$a \pm \sigma_a$	$b \pm \sigma_b$	$S_f(\tau)$
Пиранометр Яншевского (СССР)	149	0,798 ± 0,030	2473,78 ± 249,72	1,316 ± 0,080	± 339,81
Пиранометр Эптли	130	0,843 ± 0,025	3059,54 ± 285,76	1,016 ± 0,054	± 478,08
Соляриметр Молли-Горчинского	441	0,897 ± 0,009	2345,95 ± 151,26	1,383 ± 0,042	± 344,42
Соляриметр Робица					
а) по всей совокупности данных	393	0,684 ± 0,027	3101,86 ± 270,26	1,077 ± 0,075	± 621,38
б) по наблюдениям в Венесуэле	83	0,511 ± 0,081			
в) по наблюдениям в Италии	114	0,692 ± 0,048	2391,65 ± 452,52	1,580 ± 0,151	± 464,25
г) по всем остальным пунктам (за исключением Венесуэлы и Италии)	182	0,875 ± 0,017	2792,22 ± 266,06	1,215 ± 0,060	± 447,49
Японский пиранометр	85	0,753 ± 0,047	1790,81 ± 400,14	1,399 ± 0,134	± 348,19
Пиранометр Белани-сферический	113	0,659 ± 0,053	2685,79 ± 466,77	1,148 ± 0,122	± 564,39

Примечание. n - число случаев; σ_r - средняя квадратическая ошибка коэффициента корреляции; σ_a , σ_b - средние квадратические ошибки a и b ; $S_f(\tau)$ - средняя квадратическая ошибка k , рассчитанного по уравнению регрессии для n случаев.

теристике степени приближения одних данных к другим использовалось отношение рассчитанных сумм $\Sigma_2^p Q$ к измеренным $\Sigma_2^4 Q$.

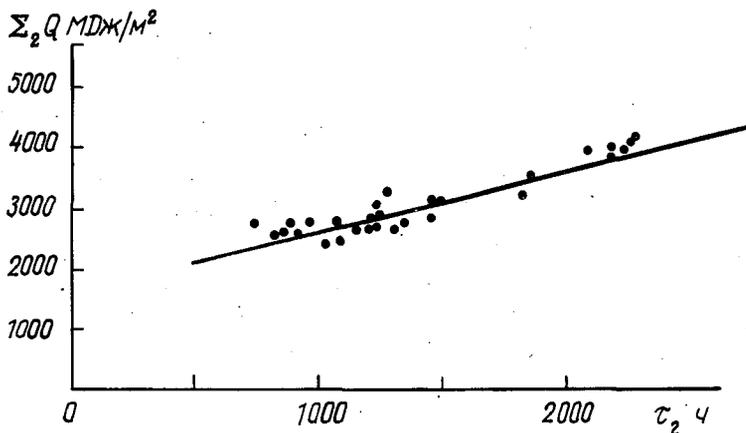


Рис. 2. Зависимость годовых сумм суммарной радиации от продолжительности солнечного сияния τ_2 при $\varphi > 70^\circ$.

Для сравнений были использованы результаты регистрации пиранометром Янишевского на территории СССР за 1969–1987 гг. и результаты регистрации соляриметром Молля–Горчинского за 1986 г. на мировой сети. Повторяемость отношения $\Sigma_2^p Q / \Sigma_2^4 Q$ для того и другого случая приведены в табл. 2.

Таблица 2

$\Sigma_2^p Q / \Sigma_2^4 Q$	Пиранометр Янишевского		Соляриметр Молля–Горчинского	
	n	$P\%$	n	$P\%$
0,875 – 0,925	5	2,5	–	–
0,925 – 0,975	57	28,8	12	15,0
0,975 – 1,025	80	40,5	33	41,2
1,025 – 1,075	43	21,7	27	33,8
1,075 – 1,125	9	4,5	4	5,0
1,125 – 1,175	4	2,0	3	3,8
1,175 – 1,225	–	–	1	1,2

В интервале $0,9 \leq \Sigma_2^p Q / \Sigma_2^4 Q \leq 1,10$ сосредоточено 94% от общего числа случаев как для пиранометра Янишевского, так и для соляриметра Молля–Горчинского.

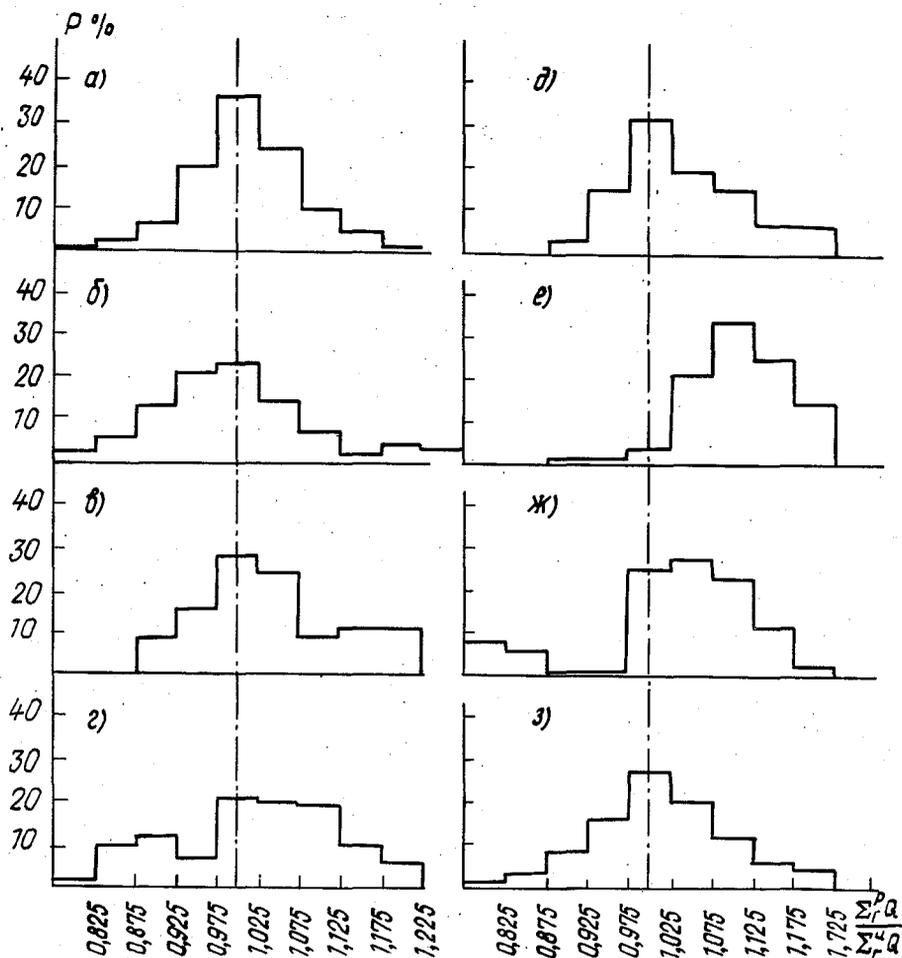


Рис.3. Повторяемость P (%) отношения рассчитанных годовых сумм суммарной радиации к измеренным ($\frac{\sum Q}{\sum Q}$):
 а) для соляриметра Моля-Горчинского; б) для соляриметра Робица;
 в) для пиранометра Эппли; г) для пиранометра Бедани со сферической поверхностью; д) для пиранометра Янишевского; е) для японского термоэлектрического пиранометра; ж) для звездчатого пиранометра; з) для всех приборов

Результаты сравнения расчетов по формуле (3) с измерениями приборами других типов за период 1974-1979 гг. представлены в виде истограмм на рис.3.

По-видимому, формула (3) может быть использована для оценки годовых сумм суммарной радиации в пунктах, располагающих информацией продолжительности солнечного сияния, для контроля метрологического оответствия актинометрической информации, а также для косвенных равнений информации, получаемой приборами различного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- . Актинометрический ежемесячник. Л., СЗ УГМС, 1969-87, № 12.
- . Б а р а ш к о в а Е.П. Закономерности изменения годовых сумм суммарной радиации и их распределение по месячным интервалам.- Труды ГГО, 1985, вып.499, с. 3-8.
- . Б е р л я н д Т.Г. Распределение солнечной радиации на континентах.- Л.: Гидрометеиздат, 1961. - 224 с.
- . Л е б е д е в а К.Д., С и в к о в С.И., Ф а т е е в а К.А., Я н и ш е в с к и й Ю.Д., Я с т р е б о в а Т.К. О сравнимости показаний пиранометров и балансометров разных типов. Б кн.: Труды 6-го межведомственного совещания по актинометрии и оптике атмосферы. - Тарту, 1966.
- . С о л н е ч н а я радиация и радиационный баланс (мировая сеть).- Ежегодные данные 1974-1979. Ч.1, ч.2. - Изд. ГГО, 1982.
- . С и в к о в С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. - М.: Гидрометеиздат, 1968. - 232 с.

В.В.Белобородов, Я.М.Коржин, А.И.Решетников

ОБ ОПТИМАЛЬНОМ ВЫБОРЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ИНТЕРВАЛОВ
 ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ
 ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ В АТМОСФЕРЕ МЕТОДОМ
 КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

При индикации загрязняющих компонент атмосферы (ЗКА) корреляционным прибором выполняется выделение спектральных потоков солнечной радиации, прошедших толщу атмосферы, в узких спектральных интервалах, соответствующих максимумам и минимумам поглощения в спектре соответствующей ЗКА. При этом говорят о корреляции аппаратной функции прибора и спектра регистрируемой ЗКА. В простейшем случае сигнала на выходе прибора V определяется выражением

$$V = k \frac{\sum_{i=1}^n P_{\Delta \lambda_{1,i}}}{\sum_{i=1}^n P_{\Delta \lambda_{2,i}}}, \quad (I)$$

где n - число выделяемых участков пропускания (максимумов или минимумов в спектре поглощения исследуемой ЗКА); $P_{\Delta \lambda_{1,i}}$ - энергетическая освещенность на входе прибора в спектральном интервале, соответствующем i -му минимуму в спектре поглощения ЗКА; $P_{\Delta \lambda_{2,i}}$ - энергетическая освещенность на входе прибора в спектральном интервале, соответствующем i -му максимуму в спектре поглощения ЗКА; k - коэффициент пропорциональности, зависящий от коэффициента усиления системы обработки сигнала.

Энергетическая освещенность на входе прибора может быть представлена следующим образом:

$$P_{\Delta \lambda_{j,i}} = \int_{\Delta \lambda_j} P_0(\lambda) \exp[-\sigma(\lambda)D] d\lambda, \quad (2)$$

где $P_0(\lambda)$ - спектральная энергетическая освещенность на верхней границе слоя ЗКА; $\Delta \lambda_j$ - j -й интервал пропускания прибора; $\sigma(\lambda)$ - сечение поглощения ЗКА; D - общее содержание ЗКА на трассе.

В (2) полагалось, что слой, исследуемый ЗКА, расположен в нижней тропосфере, а P_0 определяется рассеянием излучения вышележащими слоями атмосферы.

Подставим (2) в (I), тогда (при постоянстве структуры аэрозоля и общего содержания газовых компонент атмосферы, селективно погло-

цающих в исследуемом участке спектра, а также при заданном зенитном угле Солнца) сигнал на выходе прибора будет пропорционален общему содержанию ЗКА на трассе визирования. Однако при изменении зенитного угла Солнца в течение дня сигнал V в отсутствие ЗКА на трассе не будет постоянен, т.е. при данном способе регистрации будет наблюдаться так называемый временной дрейф базовой линии (линия, соответствующая $D = 0$, от уровня которой ведется отсчет показания прибора, соответствующего содержанию SO_2).

Рассмотрим причины дрейфа базовой линии, который является источником погрешности при измерениях сернистого газа в атмосфере корреляционным прибором. Участок электронной полосы спектра поглощения SO_2 , который целесообразно использовать, и спектральные интервалы, выделяемые системой монохроматизации, приведены на рис. I. (выделяемые спектральные интервалы заштрихованы). Спектральная зависимость $P_0(\lambda)$ условно аппроксимируется прямыми линиями, соответствующими двум зенитным углам Солнца ν_1^* и ν_2^* , причем $\nu_1^* < \nu_2^*$. Будем полагать, что прибор выделяет по три соседних максимума и минимума в спектре поглощения SO_2 (т.е. в выражении (I) $n = 3$), тогда в числителе (I) стоит сумма по интервалам 2, 4, 6, а в знаменателе - по интервалам 1, 3, 5 (см. рис. I).

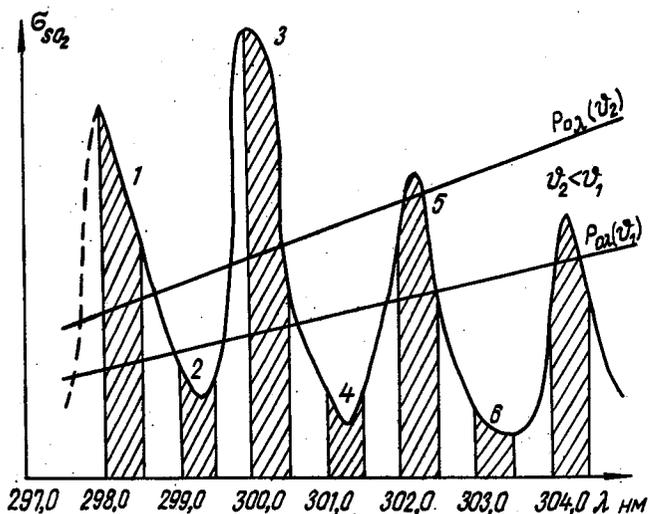


Рис. I. Спектр поглощения SO_2 и вид аппроксимации спектрального хода P_{02} для двух значений зенитного угла ν^*

Обозначим центральную длину волны по трем интервалам в числителе как $\bar{\lambda}_1$, а в знаменателе - $\bar{\lambda}_2$, при этом $\bar{\lambda}_1 > \bar{\lambda}_2$. Из (I) сле-

дует, что при постоянстве содержания SO_2 на трассе визирования или его отсутствии численное значение в числителе при изменении зенитного угла Солнца будет изменяться неадекватно численному значению в знаменателе, что и приводит к дрейфу базовой линии.

Указанный недостаток обычно устраняют путем введения еще одной – третьей маски, настроенной на максимумы поглощения. Рассмотрим метод снижения дрейфа базовой линии в приборе "КОСПЕК-ГУВ" [4]. В этом приборе последовательно регистрируются суммарные энергетические освещенности: P_1 , поступившие на вход фотоприемника в интервалах 1, 3, 5; P_2 в интервалах 2, 4, 6; P_3 в интервалах 3, 5, 7 и снова P_2 . Сигнал на выходе прибора определяется выражением

$$V = \alpha \left[\left(1 - \frac{P_1}{P_2}\right) - \beta \left(1 - \frac{P_2}{P_3}\right) \right], \quad (3)$$

где α и β – экспериментально установленные константы.

Методика экспериментального подбора констант α и β по минимуму значения дрейфа базовой линии изложена в [4]. В приборах, построенных на рассмотренном принципе, достигается удовлетворительная компенсация дрейфа базовой линии. Однако такое решение сильно усложняет систему электронной обработки сигнала.

Предлагаемый метод выделения спектральных интервалов для измерений позволяет упростить прибор, отказавшись от элементов электронной схемы для стабилизации базовой линии. Сущность предлагаемого метода состоит в обеспечении совпадения центральных длин волн ($\lambda_1 = \lambda_2$) для двух групп интервалов пропускания аппаратной функции прибора, с тем чтобы обеспечить аналогичную реакцию на изменение спектрального состава приходящей на его вход рассеянной радиации при изменении зенитного угла Солнца в обоих каналах прибора. Это достигается с помощью реализации неравного числа спектральных интервалов пропускания в группах. Действительно, если в случае регистрации SO_2 взять регулярно расположенные спектральные интервалы (см. рис. I) и первую группу совместить с минимумами поглощения 2, 4, 6, а вторую – с максимумами 1, 3, 5, 7, то центральные длины волн для обеих групп совпадут. При этом изменение угла наклона кривой спектрального хода энергетической освещенности на верхней границе слоя SO_2 в атмосфере должно одинаково изменить значения P_1 и P_2 , соответствующие первой и второй группам интервалов пропускания. Сигнал на выходе прибора, построенного на таком принципе, будет определяться выражением (I), в котором в сумму, стоящую в числителе вместо n , надо подставить n_1 , а в сумму, стоящую в знаменателе, $n_2 = n_1 + 1$. Изложенная методика может применяться к любым ЗКА, имеющим электронный спектр с колебательной структурой, близкой к регулярной. К таким ЗКА относятся, например, NO_2 , NH_3 и ряд других.

Авторами настоящей статьи были выполнены численные оценки дрейфа базовой линии для случаев применения в приборах, где устройства монохроматизации имели один из 18 вариантов, аппаратных функций (рис. 2). Для первых девяти аппаратных функций используется метод компенсации дрейфа базовой линии, примененный в [4], остальные построены на основе предлагаемого принципа. При численном эксперименте были использованы следующие исходные данные: спектральная энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы была взята из [2]; объемные коэффициенты ослабления аэрозоля из [3]; сечения поглощения SO_2 из [1]. Вычисления выполнялись для стандартной модели умеренных широт "USA - 1962" для января и июля. Данные о сезонном вертикальном распределении содержания озона были взяты для озонозондовой станции Эдмонтон (Канада, 53° с.ш.), сечения поглощения озона и их температурная зависимость - из [5]. Атмосфера разбивалась на 70 горизонтально однородных плоско-параллельных слоев толщиной 1 км. Вычисления проводились в приближении однократного рассеяния со спектральным разрешением 0,1 нм.

Результаты расчетов, расположенные в порядке возрастания относительного дрейфа базовой линии $\Delta V/V$ (номера аппаратных функций соответствуют приведенным на рис. 2), можно записать в виде:

Номер АФ...	13	10	11	18	16	14	8	12	15	17
$\frac{\Delta V}{V}$	0,7	1,6	2,1	4,4	6,3	12,6	12,7	14,4	16,6	18,9
Номер АФ ...	9	4	2	6	5	1	3	7		
$\frac{\Delta V}{V}$	21,2	22,7	56,6	57,1	62,2	62,8	64,8	67,4		

Таким образом, предлагаемый принцип выбора спектральных интервалов при построении корреляционных приборов для индикации ЭКА атмосферы позволяет, упростив схему прибора, добиться улучшения стабильности его базовой линии в период измерений от минимального значения зенитного угла Солнца до 75-80°.

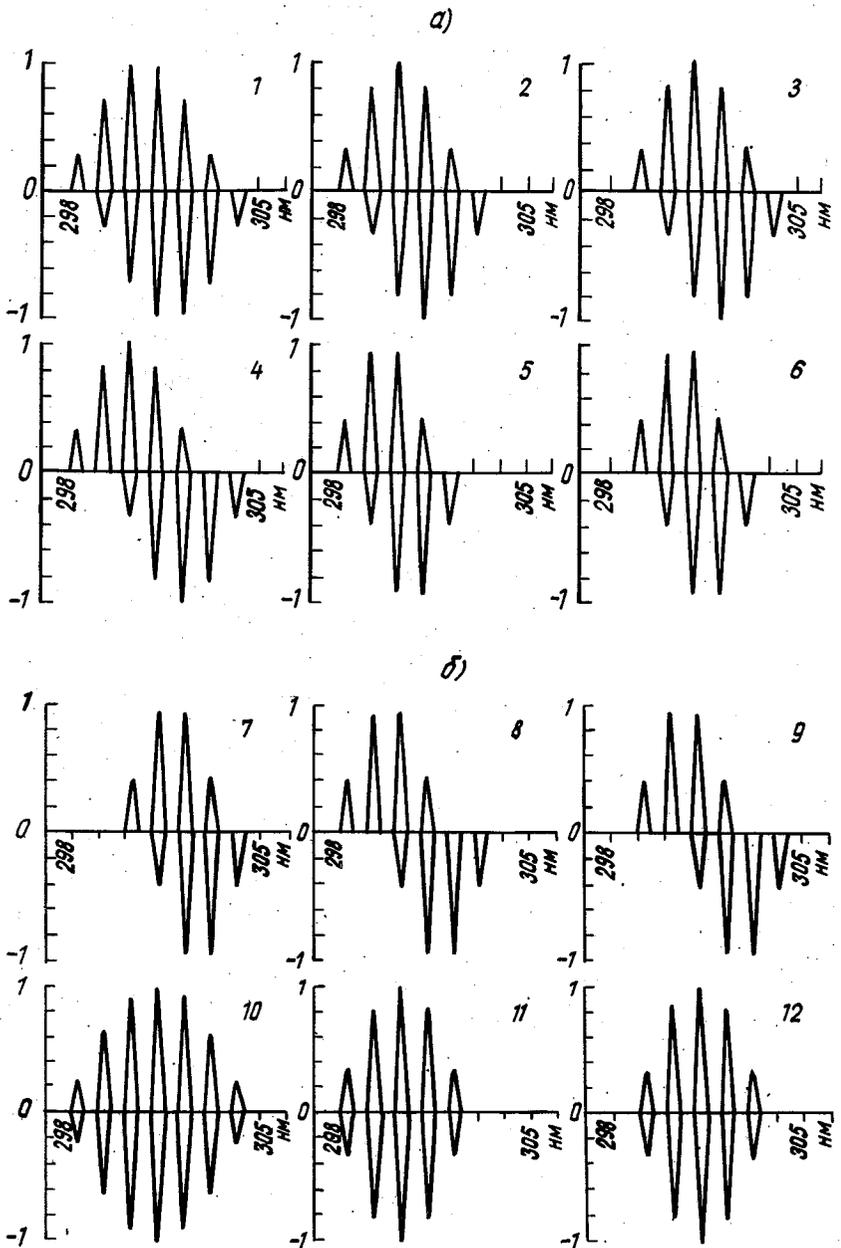


Рис. 2

б)

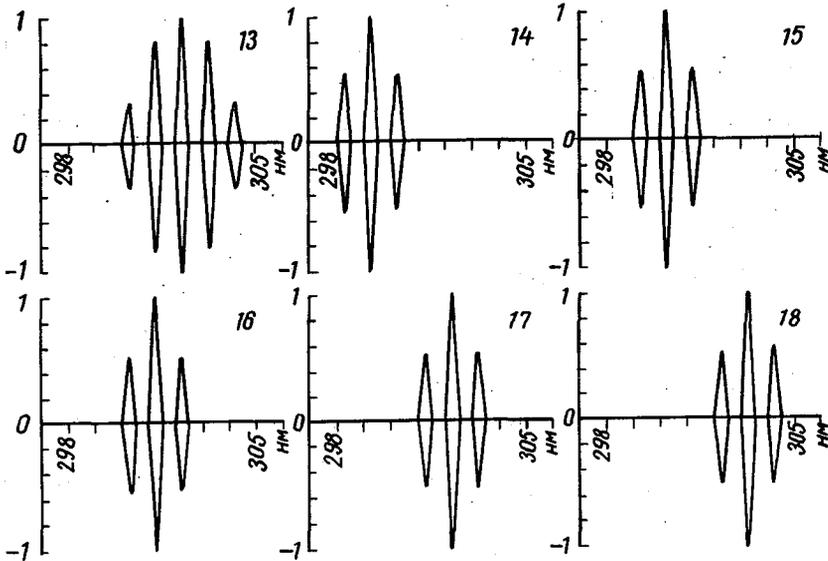


Рис.2. Варианты аппаратных функций прибора для измерений содержания SO_2 в атмосфере (а,б,в).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Brassington D.J. Sulfur dioxide absorption cross-section measurements from 290 nm to 317 nm.-Applied Optics, 1981, v.20, N 21, p. 3774-3779.
2. Broadfoot A.L. The Solar spectrum 2100-3200 A.-The Astrophys. J., v.173, 1972, p.681-689.
3. McClatchey R., Bolle H., Kondratiev K. Report on the JAMAR Radiation commission Working group on a Standard radiation atmosphere.-Washington, 1978, p.24.

4. M i l l a n M.M., H o f f R.M. How to minimize the baseline drift in a COSPEC remote sensor.-Atmos. Envir., 1977, v.II, N 4, p.857-860.
5. M o l i n a L.T., M o l i n a M.J. Absolute cross-sections of ozone in the 185 to 350 nm wavelength range.-J.Geophys. Res., 1987, N D-13, p.4601-4608.

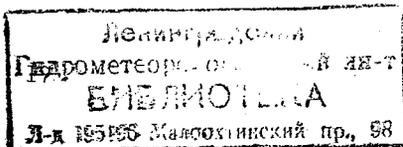
Л. П. Быкова

ОДНОМЕРНАЯ НЕСТАЦИОНАРНАЯ МОДЕЛЬ ВЛИЯНИЯ
ЗАГРЯЗНЕНИЯ НА ТЕРМИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ АТМОСФЕРЫ

Создание физически обоснованных моделей теории климата требует адекватного описания процессов энергообмена на подстилающей поверхности и во всей толще атмосферы. Для этого необходимо максимально приблизить моделируемые процессы к реальным условиям, что возможно на базе модели, детально учитывающей термодинамику стратифицированного потока.

Для моделирования радиационной энергетики атмосферы широко используются радиационно-конвективные модели (РКМ), основанные на принципах конвективного приспособления (параметрического описания турбулентности). К настоящему времени разработано большое количество РКМ различной степени сложности, обзор которых можно найти в монографиях [4,7]. В настоящей работе предлагается замкнутая одномерная адияционно-турбулентная модель термического режима атмосферы с учетом суточного хода инсоляции. Высокое разрешение по вертикали позволило применить в модели достаточно точные схемы расчета потоков адияции, турбулентного тепло- и влагообмена, взаимодействия с поверхностью суши. Очевидно, что параметризация этих процессов становится ненужной, если исходные уравнения и разрешение модели обеспечивают гораздо более полный их учет, чем параметрические связи.

Модель вертикальной термической структуры атмосферы построена с учетом естественного расслоения атмосферы. Так, в стратосфере основным механизмом формирования температурного режима является радиационный теплообмен, в то время как в тропосфере во всей ее толще достаточно хорошо развито турбулентное перемешивание. С другой стороны, на фоне хорошо перемешанной тропосферы выделяется пограничный слой со своими характерными особенностями, которые формируются в результате взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью в суточном ходе. Без учета суточного хода не может быть выделен термический пограничный слой атмосферы и, соответственно, не представляется возможным реалистически описать теплообмен с поверхностью, режим стратификации и развитие конвективных движений.



Постановка задачи

В теории атмосферной турбулентности физически наиболее обоснованной моделью замыкания считается модель, использующая соотношение баланса кинетической энергии турбулентности. В этой модели эффекты конвекции учтены через генерацию энергии плавучести. Плавучесть является главным источником энергии турбулентности на больших высотах, тогда как вблизи подстилающей поверхности максимальна роль динамической продукции.

Схема замыкания включает дифференциальные уравнения для средней энергии турбулентных пульсаций $\bar{\delta}$ и средней скорости диссипации турбулентной энергии $\bar{\epsilon}$, а также соотношение приближенного подобию Колмогорова

$$\frac{\partial \bar{\delta}}{\partial t} = k_M \left(\frac{\partial \bar{c}^2}{\partial z} \right) - k_H \left(\frac{g}{T} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + 0,61g \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k_M \frac{\partial \bar{\delta}}{\partial z} - \bar{\epsilon}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial t} = C_\epsilon \bar{\epsilon} \left[k_M \left(\frac{\partial \bar{c}^2}{\partial z} \right) - k_H \left(\frac{g}{T} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + 0,61g \frac{\partial q}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} k_M \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial z} - C_{\epsilon_2} \frac{\bar{\epsilon}}{\bar{\delta}}, \quad (2)$$

$$\bar{\epsilon} = C_0 \bar{\delta}^2 / k_M, \quad (3)$$

где \bar{c} - модуль скорости ветра; k - динамический коэффициент турбулентного обмена по вертикали; T , q - температура и удельная влажность воздуха соответственно; v - потенциальная температура; g - ускорение свободного падения; C_0 , C_{ϵ_1} , C_{ϵ_2} - эмпирические постоянные

Вертикальные масштабы процессов, разрешаемых данной моделью - от мелкомасштабной турбулентности вблизи поверхности до конвективных движений в средней тропосфере. В модели упрощенно представлена динамическая продукция энергии турбулентности - она отлична от нуля в нижнем 2-км слое и не меняется в течение расчетного периода. Профиль скорости ветра в пограничном слое аппроксимируется логарифмическим законом. Генерация энергии турбулентности, обусловленная плавучесть рассчитывается на каждом временном шаге во всей толще тропосферы.

Коэффициенты турбулентного обмена для тепла и влаги k_H связаны с коэффициентом k_M зависимостью $k_H = 1,35 k_M$ (см. [13]).

Граничные условия динамической части модели записываются на уровне шероховатости $z_0 = 2$ см и верхней границе пограничного слоя $H = 2$ км:

$$\begin{aligned} \bar{c} = 0, \quad \frac{\partial \bar{\delta}}{\partial z} = 0, \quad \bar{\epsilon} = C_0 \frac{\bar{\delta}^{3/2}}{k_M} \quad \text{при } z = z_0; \\ \bar{c} = G, \quad \bar{\delta} = 0, \quad \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = H. \end{aligned} \quad (4)$$

Вертикальные профили температуры и влажности в тропосфере (0-10 км) находятся из решения нестационарных уравнений притока тепла и влаги

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_H \frac{\partial \vartheta}{\partial z} - \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial R}{\partial z}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_H \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (6)$$

где R - радиационный баланс; c_p - удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ - плотность воздуха.

На высотах 10-50 км решается задача чисто радиационного переноса тепла

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = - \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial R}{\partial z}. \quad (7)$$

Граничными условиями для уравнений (5), (6) служат: заданное значение температуры на глубине затухания суточной температурной волны в почве $T_s(\xi_s) = const$; относительная влажность на поверхности, а также температура и влажность на верхней границе тропосферы (температура на уровне H рассчитывается из уравнения (7)).

Взаимодействие атмосферы с поверхностью суши описывается соотношением теплового баланса поверхности совместно с уравнением теплопроводности почвы:

$$(1-A)F_0 - E^{\uparrow} + E^{\downarrow} = -c_p \rho k \frac{\partial \vartheta}{\partial z} - L \rho k \frac{\partial q}{\partial z} - k_s \frac{\partial T_s}{\partial \xi} \text{ при } z=0, \quad (8)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \xi} k_s \frac{\partial T_s}{\partial \xi},$$

где F_0 - поток солнечной радиации; E^{\uparrow} , E^{\downarrow} - потоки теплового излучения; A - альбедо поверхности; L - удельная теплота конденсации; k_s - коэффициент молекулярной теплопроводности почвы. Нижний индекс s относится к характеристикам почвы. Ось ξ направлена в глубь почвы. Члены правой части уравнения (8) представляют собой турбулентные потоки явного и скрытого тепла на поверхности, а также поток тепла в почву.

Начальные профили температуры и влажности, а также содержание аэрозоля в стратосфере задаются по климатическим данным. Расчеты выполнены для следующих значений параметров: $\varphi = 50^\circ$ (широта места), $\delta^{**} = 18^\circ$ (склонение Солнца), $G = 8$ м/с, $A = 20\%$.

Причиной нестационарности метеорологического режима являются периодические колебания коротковолновой (солнечной) радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы. Эта величина рассчитывается по астрономическим формулам с учетом широты места и склонения Солнца.

Область интегрирования - от глубины 1 м в почве до высоты 50 км. Вертикальная сетка включает 108 узлов с переменным шагом по высоте. Шаг по времени составляет 15 мин; интегрирование уравнений модели осуществлялось до 30 сут.

Учет радиационного влияния загрязнения в гидродинамических задачах требует создания по возможности простой, но достаточно физической обоснованной аэрозольной модели. Выбор аэрозольной модели сводится к установлению осредненных микрофизических и оптических характеристик аэрозоля, его концентрации и вертикального распределения.

Важнейшей характеристикой микроструктуры аэрозоля является функция распределения частиц по размерам. Физически наиболее обоснованным считается логарифмическое-нормальное распределение частиц

$$f(r) = \frac{1}{z_0 \sigma \sqrt{2\pi} r} \exp\left[-\frac{\ln^2(r/z_0)}{2\sigma^2}\right], \quad (9)$$

где σ - дисперсия логарифмов радиусов частиц; z_0 - медианный радиус ($z_0 = z_m \exp(\sigma^2)$); z_m - модальный радиус (положение максимума на шкале радиусов). В работе [12] отмечается относительная стабильность значений σ для различных мод аэрозольного загрязнения (среднее значение σ составляет 0,65).

Содержание аэрозоля в атмосфере характеризуется счетной концентрацией частиц N (см^{-3}). По данным экспериментальных исследований концентрация аэрозоля в приземном слое составляет в сельской местности $\approx 3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, в городах она возрастает до 10^5 см^{-3} и более. Для фонового аэрозоля средняя концентрация частиц оценивается как 1300 см^{-3} .

Объем частиц аэрозоля в единице объема пространства представляет собой фактор заполнения $V = \frac{4}{3} \pi N \int r^3 f(r) dr$. По данным [11], значение V меняется от 10^{-12} (чистая атмосфера) до 10^{-9} (густая дымка).

Оптические свойства аэрозольных частиц описываются с помощью комплексного показателя преломления вещества $m = n - i\kappa$ где n - показатель преломления, κ - показатель поглощения. Численные значения этих параметров зависят от длины волны падающего света (λ), размеров частиц и химического состава вещества. Поглощающие и рассеивающие свойства аэрозоля определяются соотношением между действительной и мнимой частями комплексного показателя преломления.

К основным оптическим характеристикам аэрозоля, которые непосредственно используются для расчета переноса радиации в атмосфере, относятся объемные коэффициенты поглощения α_λ и рассеяния $\sigma_{p\lambda}$ (км^{-1}). В данной работе предполагалось, что оптические характеристики вещества не зависят от влажности.

Оптическая толщина загрязнения связана с коэффициентами поглощения и рассеяния следующей зависимостью:

$$\tau_\lambda = \int \alpha_\lambda(z) + \sigma_{p\lambda}(z) dz.$$

Согласно экспериментальным данным [8], при высокой прозрачности атмосферы оптическая толщина aerosols на длине волны 0,55 мкм изменяется в пределах 0,125-0,2; при наличии слабой дымки она соответствует ~0,3; при сильном загрязнении атмосферы может достигать значений 0,6-0,8.

Относительно роль рассеяния в общем ослаблении радиации характеризирует следующее соотношение: $\frac{\omega}{\sigma} = \frac{2 + \sigma_p}{\sigma}$. В индустриаль-ных районах по данным [8], на длине волны 0,55 мкм значение ω изме-няется от 0,5 до 0,65, а в районах, удаленных от источников промыш-ленного загрязнения, - до 0,89-0,94.

В работе [6, 8, 9, 12] предложены aerosolные модели, пред-назначенные для радиационных расчетов, в основном на длине волны 0,55 мкм. Взаимосвязи между коэффициентами поглощения в различных участ-ках спектра фактически отсутствуют. Далее будет сделана попытка на основе обобщения результатов измерений составить радиационные эф-фекты aerosols в различных спектральных интервалах.

Аerosolная модель

Моделирование aerosolного aerosols подразумевает значительные труд-ности из-за большого разнообразия химического состава, формы, микро-физических и оптических характеристик частиц, а также ответственности временной и пространственной неравномерности распределения aerosols в атмосфере. В связи с этим необходимо принять те или иные упрощаю-щие предположения, которые позволят конкретизировать задачу.

Экспериментальные исследования микрофизики aerosols показали, что в атмосферном загрязнении можно выделить несколько уровней: атомно-микронную фракцию, особенность которой является слабая чувствительность микроразмерных характеристик к химическому составу и трюсности частиц. Распределение атомно-микронной фракции aerosols по размерам хорошо описывается логарифмически-нормальным законом. Максимум в распределении частиц приходится на радиус (2...6) · 10⁻² мкм. На длину атомно-микронной фракции приходится более половины общей массы aerosols.

В ряде исследований [9-12] указывается точка зрения о том, что образование радиации атмосферным aerosolом происходит почти исклю-чительно за счет поглощения и рассеяния частицами атомно-микронной фракции. При этом поглощение радиации в основном осуществляется о существенным образом с помощью дифракции, образованной частицами сажки со следующими ха-рактеристиками: $2m = 0,025$ мкм; $l = 1,5 \dots 1,7$; $z = 0,5 \dots 0,7$, где l - длина волны $\lambda = 0,55$ мкм). На длину сажки приходится около 10% атмосферного загрязнения. В индустриальных районах содержание сажки в атмосферных aerosols может достигать 30%. Частицы сажки практически не влияют на процесс рассеяния.

(222/222)

возможное затрясывание ответственно за поглощение радиации в азотном диапазоне солнечного спектра, так как вольный пар и углекислый газ преломляются не поглощают в этой области. Ослабление радиации в диапазоне поглощения в основном обусловлено сложением микроной фракции азота, роль которой в радиации азота области ничтожна.

В [8] отмечается, что поглощение омикронными частями в области спектра 0,3...3 мкм носит слабое селективный характер. Это подтверждается данными измерениями ширины (см. [10]), согласно которым поглощение радиации азотом оказывается весьма незначительным, что поглощение в области 0,4...2,4 мкм. На нейтральной высоте азотом характер поглощения солнечного излучения указывается и в [5, 11]. Вывод о том, что поглощение радиации углеродной фракцией незначительно, делается в работах [8, 9, 11]. Таким образом, оптическая толщина азотоза, по-видимому, слабо изменяется во всем диапазоне солнечного спектра.

В ряде работ (см., например, [8, 11]) предполагается, что влияние азотоза на перенос теплового излучения надземной поверхностью оказывается в атмосферном окне прозрачности 8...12 мкм. Радиационный эффект азотоза особенно важно учитывать именно в этой области, поскольку вне ее радиация интенсивно поглощается водяным паром и углекислым газом. В [11] подчеркивается, что в области ИК-радиации основной вклад в азотозное поглощение по-прежнему вносит омикронная фракция, причем поглощение сажей остается преобладающим. Однако в области длинноволновой радиации может оказывать заметный и влияние крупных пылевых частиц.

Азотозное поглощение в длинноволновой области спектра имеет селективный характер. При этом его максимальное значение приходится на область окна прозрачности [8]. В [11] отмечается, что ошестояется высокая степень корреляции коэффициента поглощения в области длинноволнового излучения о коэффициентом поглощения в видимом участке спектра, что дает возможность оценить оптическую толщину азотоза в диапазоне по оптическим измерениям в видимом участке спектра. На основе многолетних данных наблюдений в г. Звенигороде [10] получены некоторые данные о значении в среднем инфракрасном интервале поглощения азотоза и области 8-12 мкм не слишком разнятся. На этот факт указывается и результаты измерений, представленные в работе [8]. Таким образом, можно предположить, что в настоящее время вряд ли есть основания считать коэффициент излучения азотозного поглощения в длинноволновой и коротковолновой областях спектра величинами разных порядков.

Оптические коэффициенты поглощения для оптических частей могут быть рассчитаны по формулам Ми. Более простое аппроксимация этих величин предложена Ван де Хулстом [3]. Так, для радиационных частей можно пользоваться следующим приближением

$$\alpha_{\lambda} = \frac{12\pi n x}{(n^2 + 1)^2 \lambda} \cdot V \quad (10)$$

Последнее соотношение может быть применено для расчета коэффициентов поглощения, осредненных по некоторому спектральному интервалу. В данной работе коэффициенты аэрозольного поглощения рассчитываются для трех спектральных диапазонов: видимой области солнечного излучения; ближней инфракрасной солнечной радиации и области атмосферного окна прозрачности.

Анализ информации об оптических константах атмосферного аэрозоля в различных участках спектра свидетельствует о том, что действительная часть комплексного показателя преломления аэрозоля меняется незначительно от 1,5 до 1,7. В то же время мнимая часть, характеризующая поглощательные свойства аэрозоля, обнаруживает существенную изменчивость. Так, по данным [5, 6, 8-11], в коротковолновой области спектра x меняется в пределах $10^{-4} \dots 0,165$, а в длинноволновой — от 0,1 до 0,35. На основе обобщения имеющихся данных приняты следующие осредненные значения оптических констант: $n = 1,57$, $x = 0,015$ (видимый участок спектра); $n = 1,7$, $x = 0,10$ (ближняя инфракрасная область); $n = 1,7$, $x = 0,25$ (диапазон 8-12 мкм). Оптические константы аэрозоля, естественно, можно варьировать с учетом свойств вещества, преобладающего в аэрозольной дымке.

Подставляя осредненные оптические характеристики аэрозоля в уравнение (10), приходим к следующей упрощенной связи:

$$\alpha = C_{\lambda} V = C_{\lambda} \frac{4}{3} \pi N \int_0^{\infty} r^3 f(r) dr, \quad (11)$$

где α — в км^{-1} ; коэффициент C в выбранных спектральных интервалах изменяется в пределах $(0,11 \dots 0,15) \cdot 10^9 \text{ км}^{-1}$.

Полученная связь, безусловно, весьма упрощена и может быть использована лишь для ограниченного типа аэрозолей, например, при моделировании загрязнения в городах. Формулы типа (11) удобны для использования, так как позволяют перейти от концентрации с заданным временным и пространственным распределением к радиационным параметрам аэрозоля в различных участках спектра. Подобные связи между содержанием аэрозоля и его оптическими характеристиками при $\lambda = 0,55 \text{ мкм}$ предложены в [9, 12].

Радиационная модель атмосферы

В настоящей работе учитывается радиационное влияние водяного пара, углекислого газа и аэрозолей. Рассмотрим сначала модель переноса тепловой радиации. Ранее уже было отмечено, что радиационные эффекты аэрозоля особенно существенны в атмосферном окне прозрачности. Исходя из этого, аэрозольное поглощение учитывается в интервале длин

волн 8...12 мкм, в то время как поглощение газовыми компонентами рассматривается во всем ИК-диапазоне. Расчет потоков длинноволновой радиации E^{\uparrow} и E^{\downarrow} выполняется по аппроксимационным соотношениям

$$E^{\uparrow}(\tau) = B(\tau) + \sum_{\tau_i=0}^{\tau} D(\tau-\tau_i) [B(\tau_{i-1}) - B(\tau_i)], \quad (I2)$$

$$E^{\downarrow}(\tau) = B(\tau) - \sum_{\tau_i=\tau}^0 D(\tau_i-\tau) [B(\tau_i) - B(\tau_{i+1})], \quad (I3)$$

с граничными условиями

$$E^{\uparrow}(0) = B(\tau_0); \quad E^{\downarrow}(\infty) = 0; \quad \tau(z=0) = 0.$$

Здесь $B(\tau) = \epsilon' \tau^4$ - излучение абсолютно черного тела (ϵ' - постоянная Стефана-Больцмана); $D(\tau)$ - интегральная функция пропускания поглощающих субстанций τ . В настоящей работе используется функция пропускания, предложенная Е.М.Фейгельсон. При учете аэрозольного поглощения компоненты этой функции, соответствующие области атмосферного окна, умножаются на $e^{-\tau a}$.

При моделировании переноса солнечной радиации основную трудность представляет учет рассеяния. Эффект рассеяния наиболее существенно сказывается в области видимого света. Поэтому целесообразно проводить расчеты переноса коротковолновой радиации в видимой и ближней инфракрасной областях спектра отдельно.

В ближнем ИК-диапазоне солнечной радиации эффекты рассеяния малы по сравнению с поглощением и ими можно пренебречь. Это позволяет использовать интегральную функцию пропускания, дополнив ее множителем, учитывающим аэрозольное поглощение. Поток солнечной радиации в ближней ИК-области рассчитывается по соотношению

$$F^{ИК} = J_0^{ИК} \sec \vartheta D'(\tau) e^{-\tau a \sec \vartheta}, \quad (I4)$$

где J_0 - внеатмосферный поток солнечной радиации; ϑ - зенитный угол Солнца.

В видимом диапазоне спектра уравнения переноса потоков восходящей F^{\uparrow} и нисходящей F^{\downarrow} солнечной радиации записываются в двух-поточковом приближении Эддингтона

$$\frac{2}{3} \frac{d(F^{\uparrow} - F^{\downarrow})}{d\tau} = -(1 - \omega \langle \cos \vartheta \rangle) (F^{\uparrow} - F^{\downarrow}) - \omega \langle \cos \vartheta \rangle J_0 \sec \vartheta \exp(-\tau/\mu), \quad (I5)$$

$$\frac{1}{2} \frac{d(F^{\uparrow} - F^{\downarrow})}{d\tau} = -(1 - \omega) (F^{\uparrow} - F^{\downarrow}) + \frac{\omega}{2} J_0 \sec \vartheta \exp(-\tau/\mu), \quad (I6)$$

с граничными условиями

$$\tau=0: F^{\downarrow} = J_0 \sec \vartheta; \quad \tau=\tau_{max}: F^{\uparrow} = AF^{\downarrow}(0); \quad \tau(z \rightarrow \infty) = 0.$$

Здесь μ - косинус угла рассеяния; $\langle \cos \vartheta \rangle$ - фактор асимметрии рассеяния. Расчеты выполнены при следующих значениях параметров: $\omega = 0,7$; $\mu = 0,52$; $\langle \cos \vartheta \rangle = 0,64$. Для упрощения расчетного алгоритма вводится функция $F' = F' - F'$; решение уравнений (I5), (I6) выполняется методом итераций.

Анализ результатов расчета

Как известно, для достижения радиационного равновесия требуется продолжительное время интегрирования (≈ 100 сут). Однако в данном случае задача облегчается тем, что в высоких слоях атмосферы принятое климатическое распределение температуры близко к равновесному, а в тропосфере установлению термического равновесия в значительной степени способствует турбулентный обмен.

Интегрирование уравнений модели по времени выполняется до установления режима, близкого к периодическому (когда изменение температуры за сутки на любой высоте не превышает $0,2$ К). Расчеты проводились для условий безоблачной атмосферы при различных характеристиках загрязнения.

В теоретических моделях много внимания уделяется вопросу об аэрозольном ослаблении солнечного излучения, в то время как влияние загрязнения на перенос длинноволновой радиации изучено явно недостаточно. Численные эксперименты, выполненные в [2], показали, что наиболее существенные и сложные эффекты загрязнения связаны с воздействием его на перенос длинноволновой радиации.

В настоящей работе исследовано влияние локализации аэрозольной пымки на температурный режим земной поверхности и нижней атмосферы. Расчеты выполнены для трех типов вертикального распределения аэрозоля (рис. I): а) аэрозольное загрязнение локализовано в нижнем 2-км слое атмосферы (I); б) загрязнение распространяется на всю тропосферу (2); в) аэрозоль сосредоточен в верхней части тропосферы в слое 8-10 км (3). В случаях а) и в) концентрация аэрозоля не менялась с высотой, в варианте б) концентрация аэрозоля в тропосфере линейно убывала. Заштрихованные области дают представление об изменении амплитуды суточных колебаний температуры.

Основные радиационные эффекты загрязнения сводятся к следующему:

1) ослабление солнечного излучения приводит к уменьшению потока радиации, поступающей к земной поверхности; уменьшение инсоляции непосредственно определяется оптической толщиной загрязнения и не зависит от его локализации;

2) поглощение солнечной радиации обуславливает повышение температуры аэрозольных слоев; рассеяние изменяет альбедо системы Земля - атмосфера;

3) длинноволновое излучение радиационно-активных слоев аэрозольного облака резко увеличивается; при этом парниковый эффект аэрозоля существенно зависит от его локализации и вертикального распределения.

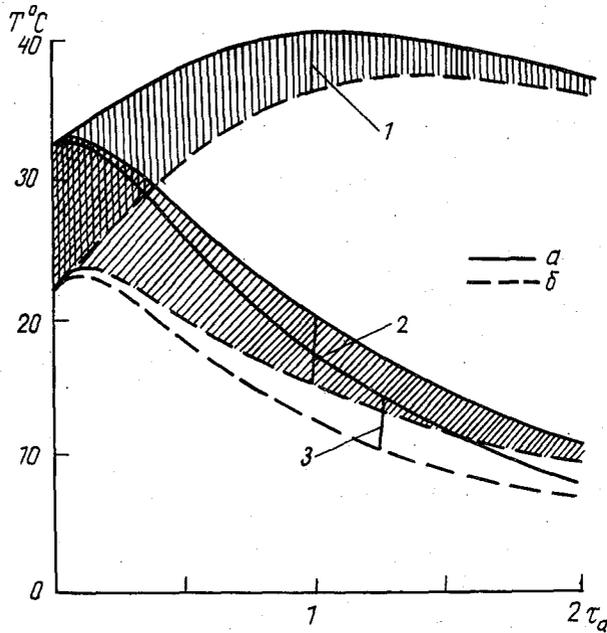


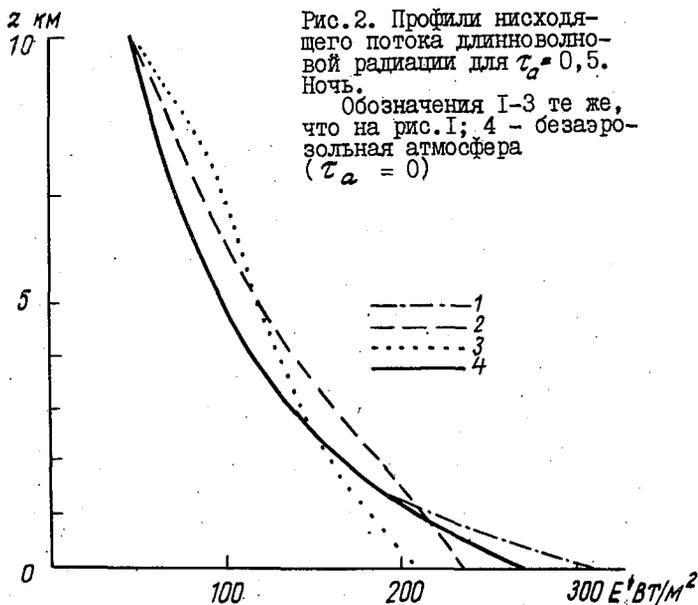
Рис. 1. Зависимость температуры подстилающей поверхности от оптической толщины загрязнения: а - 14 ч, б - 04 ч.

На рис. 2. приведено вертикальное распределение потока нисходящего теплового излучения (разность $E'(\tau_a) - E''(\tau_a) = 0$) при $\alpha \rightarrow 0$ непосредственно определяет парниковый эффект аэрозоля).

Рассмотрим случай, когда аэрозольная дымка расположена в пограничном слое атмосферы. Длинноволновое излучение нагретых аэрозольных слоев резко увеличивается. Нисходящий поток теплового излучения, достигая подстилающей поверхности, обуславливает значительный парниковый эффект. Такой характер радиационного режима создает условия для повышения температуры поверхности и приземного воздуха в загрязненной атмосфере. При $\tau_a \approx 1$ среднесуточная температура поверхности повышается на $10,5^\circ\text{C}$ по сравнению с чистой атмосферой. Таким образом, оказывается, что даже при значительном экранировании поверхности для прямой солнечной радиации температура поверхности и приземного слоя повышается благодаря интенсивному турбулентному и радиационному теплообмену.

Тенденция к повышению температуры при увеличении загрязнения характерна до определенных значений оптической толщины аэрозоля (для

2-км aerosольного слоя $\tau_a \approx 1 \dots 1,5$). При дальнейшем возрастании τ_a область повышенных температур локализуется в верхних слоях aerosольного облака, а в нижележащих слоях устанавливается инверсионная стратификация. Однако турбулентный и радиационный теплообмен между различными слоями и в этом случае остается довольно существенным, а значение температуры поверхности в этом случае выше, чем для условий чистой атмосферы.



Сравним эти эффекты с воздействием aerosольного облака, занимающего всю тропосферу. При малых оптических толщинах загрязнения характер его радиационного влияния сходен с воздействием низко расположенной aerosольной дымки. Это связано с тем фактом, что радиационно-активная зона загрязнения смещена в нижние слои тропосферы.

В сильно загрязненной атмосфере с увеличением высоты aerosольного слоя парниковый эффект уменьшается. Здесь можно назвать две причины. Во-первых, исходная температура верхних радиационно-активных aerosольных слоев на $40-50^\circ\text{C}$ ниже, чем в пограничном слое, и, следовательно, их тепловое излучение менее интенсивно. Кроме того, повышенное излучение высоких слоев атмосферы "не ощущается" поверхностью, так как нисходящее тепловое излучение этих слоев почти полностью трансформируется в оптически плотной средней тропосфере. Парниковый эффект такого загрязнения незначителен; влияние ослабления солнечной радиа-

ции оказывается преобладающим. Понижение температуры поверхности при $\tau_a = 3$ достигает 22°C .

Еще менее выражен парниковый эффект аэрозольной дымки, пеленой охватывающей верхний слой тропосферы. В этом случае интенсивное излучение высоких слоев почти не достигает поверхности (в то время как при равномерном загрязнении тропосферы коротковолновое нагревание проникает в средние слои тропосферы, несколько повышая длинноволновый нисходящий поток).

Обобщая результаты проведенных численных экспериментов, отметим следующее:

1) аэрозольное облако, локализованное в пограничном слое атмосферы, резко увеличивает парниковый эффект; интенсивный радиационный и турбулентный теплообмен в этом слое способствует повышению температуры поверхности и нижней атмосферы;

2) основной эффект аэрозольного загрязнения, распространяющегося на всю тропосферу, состоит в уменьшении инсоляции, что обуславливает понижение температуры земной поверхности; парниковый эффект такого загрязнения мал.

Таким образом, при значительном загрязнении мощных слоев атмосферы можно ожидать изменения климата в сторону похолодания, в то время как аэрозольное загрязнение пограничного слоя атмосферы создает условия для повышения температуры поверхности и приземного слоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б ы к о в а Л.П. Численное моделирование влияния лучистого теплообмена на процессы в пограничном слое атмосферы. - Труды ГГО, 1982, вып. 468, с. 16-27.
2. Б ы к о в а Л.П., Р е з в о в а Н.И. Численные эксперименты по моделированию влияния аэрозоля на перенос длинноволновой радиации / Численные методы в краевых задачах математической физики. - Труды ЛИСИ, 1985, с. 129-137.
3. В а н д е Х ю л с т . Рассеяние света малыми частицами. - М.: Изд-во иностр. лит., 1961. - 536 с.
4. В и н н и к о в К.Я. и др. Вулканы, атмосферный аэрозоль и климат земли / К.Я. Винников, М.Л. Асатуров, М.И. Будыко, П.Я. Гройсма, А.С. Кабанов, И.Л. Кароль, З.И. Пивоварова, Е.В. Розанов, С.С. Хмелевцов. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 256 с.
5. Г а л к и н а Л.В. и др. Поглощение природным органическим аэрозолем в инфракрасной области спектра / Л.В. Галкина, Ю.С. Любовцев, М.В. Шишкина, Л.Г. Яскович. - Изв. АН СССР. ФАО, 1983, т. 19, № 7, с. 683-695.

5. И в л е в Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. - Л., Изв. ЛГУ, 1982. - 368 с.
7. К о н д р а т ь е в К.Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - 278 с.
8. К о н д р а т ь е в К.Я., М о с к а л е н к о Н.И., П о з д н я к о в Д.В. Атмосферный аэрозоль. - Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 224 с.
9. Р о з е н б е р г Г.В. О природе аэрозольного поглощения в коротковолновой области спектра. - Изв. АН СССР. ФАО, 1979, т.15, № 12, с. 1280-1292.
10. Р о з е н б е р г Г.В. и др. Оптические параметры атмосферного аэрозоля. - В кн.: Физика атмосферы и проблемы климата. - М.: Наука, 1980, с. 216-254.
11. Р о з е н б е р г Г.В. и др. Субмикронная фракция аэрозоля и поглощение света в окне прозрачности 8-12 мкм / Г.В. Розенберг, Ю.С. Георгиевский, В.Н. Капустин, Е.С. Любовцева, А.Н. Орлов, С.М. Пирогов, А.И. Чавро. - Изв. АН СССР. ФАО, 1977, т.13, № 11, с. 1185-1192.
12. Т а р а с о в а Т.А., Ф е й г е л ь с о н Е.М. Об учете эффекта аэрозоля в лучистом теплообмене. - Изв. АН СССР. ФАО, 1981, т.17, № 1, с. 18-26.
13. T h e r y G., L a s a r r e r e P. Improving the eddy-kinetic energy model for planetary boundary layer description. - Boundary-Layer Meteor., 1983, v.25, p.63-88.

ДИНАМИЧЕСКО-ХИМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ВЕСЕННЕГО
УМЕНЬШЕНИЯ ОЗОНА В АНТАРКТИЧЕСКОЙ АТМОСФЕРЕ

I. Введение

В течение последних лет неоднократно обсуждался вопрос об антропогенном воздействии на атмосферный озон, в результате которого может произойти уменьшение содержания озона с отрицательными и даже катастрофическими последствиями для биосферы [1, 2, 5, 8, 10, 15, 20].

До 1984 г. информационные и метеорологические службы в СССР и за рубежом не отмечали значительных уменьшений содержания озона в атмосфере [2, 5, 8, 10, 20].

В 1985 г. появилась первая публикация о значительном весеннем уменьшении суммарного озона (СО) в Антарктике (в среднем на 37% за 10 лет, а в отдельных случаях на 50% [23]), подтвержденная впоследствии спутниковыми данными [33]. В другое время года уменьшение СО в Антарктике было менее заметным. Это явление впоследствии получило не вполне правильное название - "озонная дыра" в атмосфере.

На советской антарктической станции Мирный в течение ряда лет наблюдалось заметное уменьшение СО в сентябре-октябре [8], составившее с 1976 по 1987 г. около 30% (рис. 1). Уменьшение СО в Мирном регистрировалось по советским озонметрам М-83 и М-124 [5, 9], которые по своему устройству и методике измерений отличаются от зарубежных озонметрических приборов, что и позволило подтвердить достоверность наблюдающегося уменьшения СО.

На рис. 2 показаны осредненные за месяц данные об СО на Южном полюсе за 1964-1979 гг. и 1980-1985 гг., полученные по спектрофотометру Добсона [28]. Из рис. 2 следует, что начало уменьшения СО на Южном полюсе, превышающее погрешность измерений, наблюдается в августе и достигает максимума в октябре, когда уменьшение СО по отношению к периоду 1964-1979 гг. составляло 20%. Более отчетливо это весеннее уменьшение озона с августа по конец сентября проявляется на рис. 3, где приведены значения СО на Южном полюсе по данным за 1986 и 1987 гг. [26]. На рис. 3. отчетливо видно, что начало быстрого уменьшения СО совпадает с началом полярного дня.

Изменения вертикального распределения озона на Южном полюсе с августа по декабрь 1987 г. показаны на рис. 4. Из рис. 4 следует, что

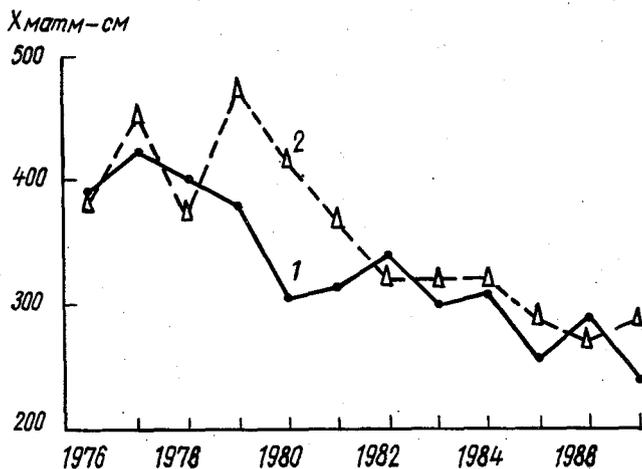


Рис. 1. Средние за месяц значения суммарного озона в Мирном (Антарктида) в сентябре (1) и октябре (2) за 1976-1987 гг.

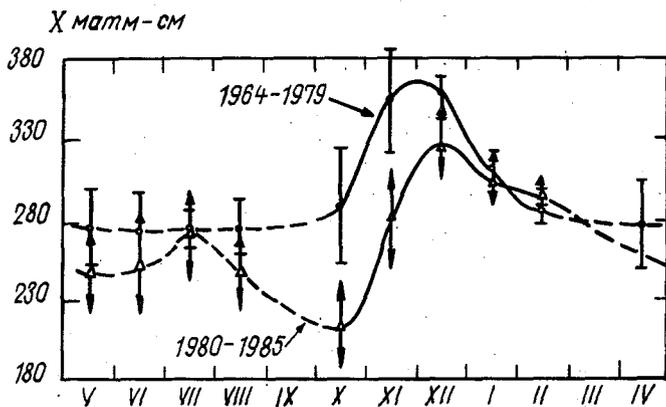


Рис. 2. Сезонные вариации средних за месяц значений суммарного озона на Южном полюсе за 1964-1979 и 1980-1985 гг.:

Вертикальные отрезки показывают среднее квадратическое отклонение соответствующих значений ОС [28].

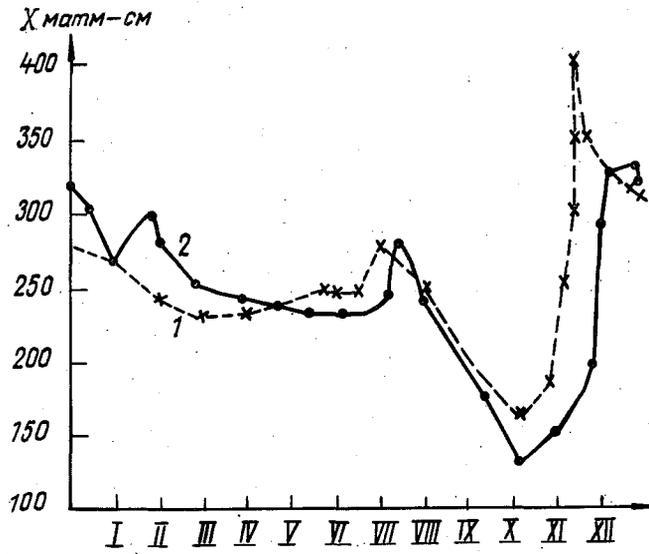


Рис.3. Суммарный озон на Южном полюсе в 1986 г. (1) и 1987 г. (2) [26]

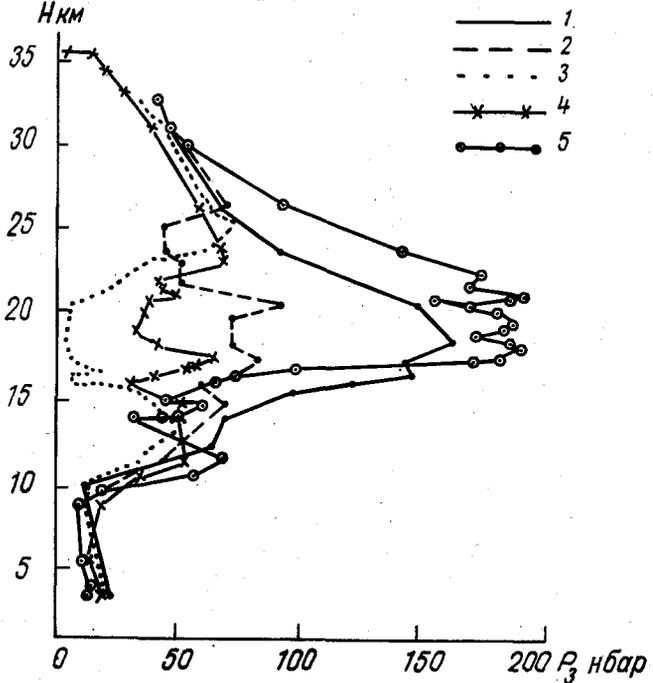


Рис.4. Вертикальное распределение озона на Южном полюсе в августе-декабре 1987 г. [30]:
 1 - 16.08; 2 - 17.09; 3 - 16.10;
 4 - 17.11; 5 - 16.12

значительные изменения парциального давления озона происходили за указанный период в слое 10–30 км, ниже 10 км и выше 30 км эти изменения были менее заметны. На высоте 20 км уменьшение парциального давления озона было наибольшим и составило в середине октября 95%.

Значительный интерес вызвали результаты измерений с самолета БР-2 отношения смеси CO_2 и озона O_3 в июле–сентябре 1987 г. в Южном полушарии на широтах $61-72^\circ$ и на высоте около 18,5 км [17, 19]. На рис.5 приведены результаты измерений CO_2 и O_3 в одном из полетов. Из рис.5 следует, что на широте около 70° ю.ш., совпадающей с южным полярным стратосферным фронтом, происходит резкое увеличение CO_2 и резкое уменьшение O_3 с ростом широты. При этом отношение смеси CO_2 увеличилось в 15 раз, а отношение смеси O_3 уменьшилось в 3 раза. За период измерений с 8 августа по 22 сентября отношение смеси CO_2 увеличилось примерно в 1,5 раза [19].

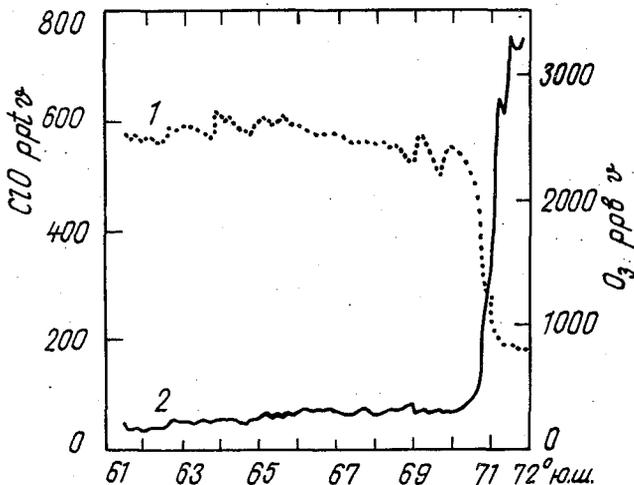


Рис.5. Отношение смеси O_3 (1) и CO_2 (2) в зависимости от широты в южном полушарии на высоте около 18,5 км 21 сентября 1987 г. по данным полета на самолете БР-2 [19].

Значительное увеличение отношения смеси CO_2 наблюдалось также в северном полярном стратосферном циклоне в феврале 1989 г. [16], причем вне полярного вихря оно составляло 20–50 pptv.

Следует отметить, что ни одна из опубликованных до 1985 г. моделей озонного слоя [2, 10, 20] не предсказала весеннего уменьшения озона в Антарктике.

$$1 \text{ pptv} = 10^{-12}, 1 \text{ ppbv} = 10^{-9} \text{ (по объему)}.$$

В настоящее время имеются различные объяснения причин весеннего уменьшения озона в Антарктике, в том числе связанных с солнечной активностью, с динамикой атмосферы, со стратосферным аэрозолем и ледяными стратосферными облаками (ЛСО), а также с происходящими в атмосфере химическими и фотохимическими реакциями [10, 18, 19, 22, 31, 32]. Общепринятого объяснения обнаруженного уменьшения ОЗ в настоящее время не существует.

Ниже приводится описание возможного динамическо-химического механизма весеннего уменьшения озона в Антарктике, включающего новые, недавно обнаруженные физические свойства атмосферы [6, 7], и отличающегося от опубликованных ранее [10, 18, 19, 29, 31, 32] механизмов.

Рассматриваемый в настоящей статье механизм состоит из динамической и химической части. Каждая часть в отдельности не объясняет рассматриваемый эффект. Только совокупное действие обеих частей образует механизм весеннего уменьшения озона в Антарктике.

2. Динамическая часть механизма

Основой динамической части механизма является наличие в стратосфере южного полушария замкнутого изолирующего слоя, который, как было впервые показано в работах [6, 7], совпадает со слоем максимальных ветров, окружающих центральную часть зимнего полярного стратосферного циклона и распространяющихся до высот 40 км и более [3]. Толщина слоя максимальных ветров в антарктической стратосфере составляет несколько километров или десятков километров. Этот атмосферный слой обладает свойствами, близкими к ламинарному, так как значение числа Рейнольдса в нем близко к нулю [6, 7]. Изолирующий слой отождествляется с зимним стратосферным полярным фронтом, который благодаря своей замкнутости динамически изолирует центральную часть антарктического полярного циклона от остальной атмосферы.

Отличительным свойством атмосферного фронта, как было впервые установлено в работах [6, 7], является его способность препятствовать вихревому турбулентному перемешиванию различных масс, расположенных по разные стороны от фронта. Хорошо развитая фронтальная поверхность непроницаема для турбулентных вихрей. Наблюдения за полем атмосферного озона, окиси хлора и за перемещением в атмосфере вулканических извержений подтвердили обнаруженный эффект [5, 6, 7, 18, 20, 23] и позволили установить, что атмосферные фронты действительно препятствуют горизонтальному турбулентному перемешиванию различных воздушных масс как в тропосфере, так и в стратосфере.

Важными отличиями полярного стратосферного фронта южного полушария от аналогичного фронта северного полушария являются его повышенная устойчивость, способность сохранять конфигурацию, близкую к круглой, и неразрывность на всем его протяжении в течение зимней половины

года и первые весенние месяцы [14]. Этого не наблюдается в северном полушарии, где зона полярного стратосферного фронта в зимнее полугодие нередко терпит разрыв (происходит преобразование одноцентрового полярного циклона в двухцентровый [14]) или существенную деформацию.

После осенней перестройки атмосферной циркуляции и возникновения полярного циклона в антарктической стратосфере образуется изолированная область, отделенная от остальной атмосферы высоким полярным фронтом, который препятствует горизонтальному турбулентному перемешиванию воздушных масс полярных и умеренных широт в период осенне-весенней перестройки циркуляции. Полярный фронт является преградой для поступления озона в антарктическую атмосферу из стратосферы низких и средних широт, где он образуется, и преградой для обмена других малых составляющих атмосферы. После публикации работ о наличии в атмосфере слоев с ламинарными свойствами, препятствующими турбулентному обмену [6, 7], появились публикации с подтверждением этого явления. В работе [21] отмечается, что анализ данных самолетных наблюдений в Антарктике на высотах 12 и 18,5 км в сентябре-октябре 1987 г. привел к выводу о наличии отчетливой границы раздела внутри (но не у края) циркумполярного вихря, южнее которого начинается сильное увеличение отношения смеси окиси хлора и уменьшение отношения смеси окислов азота. В другой работе [24] говорится, что главная (внутренняя) часть полярного стратосферного циклона в Антарктике остается удивительно непроницаемой даже для мелкомасштабных вторжений окружающего воздуха.

Если бы полярный стратосферный фронт не препятствовал горизонтальному турбулентному перемешиванию, то внутри полярного вихря южного полушария в течение зимы и весны свободно поступало бы извне значительное количество озона, которое не позволило бы образоваться "озонной дыре". Подсчитаем это возможное поступление озона.

Поток озона через цилиндрическую поверхность S , высотой h равен

$$F = \rho K \frac{\partial z_3}{\partial t} S, \quad (1)$$

где ρ - средняя плотность атмосферы в слое 15-25 км, равная $8,9 \cdot 10^7$ мкг/м³, K - коэффициент турбулентности для мезомасштабного обмена, равный, согласно [13], $1,5 \cdot 10^6$ м² с⁻¹, S - для широтного круга 70° равна $S = 2\pi R h = 6,28 \cdot 22 \cdot 10^5 \times 10^4 = 1,38 \cdot 10^{11}$ м² (рассматривается слой атмосферы от 15 до 25 км, $h = 10$ км).

Средний градиент отношения смеси озона на широте 70° в рассматриваемом слое (см. рис. 5) равен

$$\frac{dz_3}{dt} = \frac{2500 \cdot 10^{-9} - 750 \cdot 10^{-9}}{2 \cdot 10^5} = 8,75 \cdot 10^{-12} \text{ м}^{-1}.$$

Отсюда

$$F = 8,9 \cdot 10^7 \cdot 1,5 \cdot 10^6 \cdot 8,75 \cdot 10^{-12} \cdot 1,38 \cdot 10^{11} = 1,61 \cdot 10^{14} \text{ мкг} \cdot \text{с}^{-1}.$$

Это количество озона приходится на площадь полярного вихря, принятую равной

$$\pi R^2 = 3,14 \cdot (22 \cdot 10^5)^2 = 1,55 \cdot 10^{13} \text{ м}^2.$$

Учитывая, что $1 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ озона соответствует $0,125 \text{ атм} \cdot \text{см} / \text{мес}$ [5], получим, что средний турбулентный прирост суммарного озона внутри полярного вихря при указанных условиях будет равен

$$\Delta X = \frac{1,61 \cdot 10^{14}}{1,55 \cdot 10^{13}} \cdot 0,125 = 1,3 \text{ атм} \cdot \text{см} / \text{мес}.$$

Такой прирост в шесть раз превышает наблюдавшееся весеннее уменьшение суммарного озона в Антарктике. Это означает, что при отсутствии непроницаемого для турбулентных вихрей полярного стратосферного фронта, антарктическая стратосфера довольно быстро бы перемешалась со стратосферой умеренных широт, что исключило бы возможность образования "озонной дыры".

Важной особенностью полярного антарктического циклона, как динамически изолированной системы, является вертикальное распределение в нем малых составляющих, отличающееся от распределения в окружающей атмосфере, подверженной горизонтальному макротурбулентному перемешиванию, и обусловленное в значительной степени вертикальной турбулентной диффузией, действующей в зимне-весеннюю часть года. При этом наибольшее отличие в вертикальном распределении внутри циклона будут иметь те составляющие, которые обладают наибольшим вертикальным градиентом (например, $ClO [2]$, (рис.6)).

Из изложенного следует, что при исследовании колебаний OS внутри полярного стратосферного циклона ^I допустимо пользоваться одномерной моделью. При этом, как будет показано, необходимо рассматривать отдельно ночные и дневные условия в атмосфере.

3. Химическая и фотохимическая части механизма

3.1. Газофазная химия

Сразу после обнаружения "озонной дыры" начались поиски химического агента, ответственного за разрушение озона в Антарктике [23, 29, 32]. Следовало ожидать, что этим агентом является вещество антропогенного происхождения, поскольку ранее (1957-1985 гг.) заметных весенних уменьшений озона в Антарктике не наблюдалось. Были исследованы внутренние части полярного стратосферного циклона, отделяющиеся от внешней полярной стратосферной фронтальной областью с максимальной скоростью ветра.

следованы все известные до сих пор газофазные химические реакции с участием различных атмосферных компонентов, разрушающих озон.

В табл. I приводятся десять таких реакций вместе с постоянными скорости этих реакций, температурой воздуха, концентрацией компонентов и временем уменьшения концентрации озона наполовину (на высоте 20 км) под действием этих компонентов. Следует отметить, что

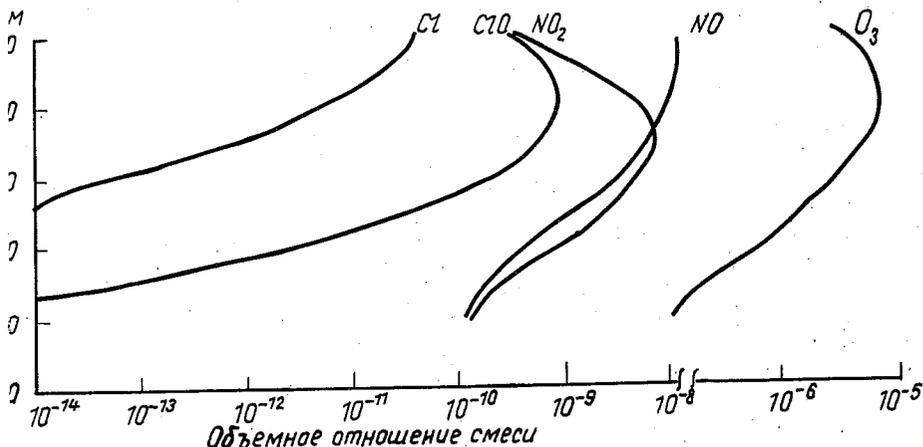
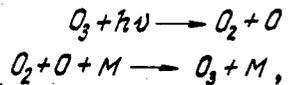


Рис. 6. Вертикальное распределение отношения смеси Cl , ClO , NO_2 , NO и O_3 в атмосфере в дневных условиях, по модельным расчетам [2]

скорости реакций в табл. I приведены по последним данным [20], но они все еще являются приближенными, а концентрации компонентов требуют дальнейших уточнений.

Что касается главной фотохимической реакции разрушения озона и компенсирующей ее реакции рекомбинации, т.е.



Итого: нуль

то эти две реакции в атмосфере, как известно [2, 4], быстро уравновешивают друг друга и позволяют поддерживать дневной баланс озона.

Время, необходимое для уменьшения концентрации озона в два раза (см. табл. I), находилось из известного уравнения [2, 4]

$$\frac{d(O_3)}{dt} = -c(O_3), \quad (2)$$

где t - время в секундах; c - коэффициент пропорциональности; (O_3) - концентрация озона.

Решение уравнения (2) имеет следующий вид:

Таблица I

Постоянные скорости и другие параметры химических реакций, разрушающих атмосферный озон (высота 20 км)

№ реакции	Реакция озона с компонентом	Температура атмосферы T , К	Концентрация компонента, см^{-3} , и ис-точник	Постоянная скорости реакции k , $\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, по данным [19]	Время уменьшения концентрации O_3 наполовину, сут.	Примечания
I	$\text{O}_3 + \text{Vz} \rightarrow \text{VzO} + \text{O}_2$	200	$1,1 \cdot 10^5$ [2]	$1,4 \cdot 10^{-11} \text{e}^{-755/T}$	229	
Ia	$\text{O}_3 + \text{Vz} \rightarrow \text{VzO} + \text{O}_2$	200	$6,3 \cdot 10^4$	То же	400	ночь; (Bz) по формуле (15)
Iб	$\text{O}_3 + \text{Vz} \rightarrow \text{VzO} + \text{O}_2$	230	$1,3 \cdot 10^5$	— " —	118	день; (Bz) по формуле (14)
2	$\text{O}_3 + \text{VzO} \rightarrow \text{Vz} + \text{O}_2$	200	$6 \cdot 10^6$ [16, 17]	$1 \cdot 10^{-12} \text{e}^{-1600/T}$	4030	
3	$\text{O}_3 + \text{Cl} \rightarrow \text{ClO} + \text{O}_2$	200	$1,5 \cdot 10^3$ [2]	$2,8 \cdot 10^{-11} \text{e}^{-257/T}$	694	
3a	$\text{O}_3 + \text{Cl} \rightarrow \text{ClO} + \text{O}_2$	200	$5,4 \cdot 10^3$	$2,8 \cdot 10^{-11} \text{e}^{-257/T}$	193	ночь; (Cl) по формуле (12), Антарктика
3б	$\text{O}_3 + \text{Cl} \rightarrow \text{ClO} + \text{O}_2$	230	$5,9 \cdot 10^5$	" "	1,8	день; (Cl) по формуле (11), Антарктика
4	$\text{O}_3 + \text{ClO} \rightarrow \text{ClO}_2 + \text{O}_2$	230	$1,85 \cdot 10^9$ [16, 19]	$1,0 \cdot 10^{-12} \text{e}^{-4000/T}$	8-10 II	
5	$\text{O}_3 + \text{NO} \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$	230	$7,0 \cdot 10^8$ [2]	$1,8 \cdot 10^{-12} \text{e}^{-1370/T}$	4,4	день; средние широты
5a	$\text{O}_3 + \text{NO} \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$	230	$1,0 \cdot 10^8$	" "	69	день; весна, полярные широты

№ реак-ции	Реакция озона с компонентом	Температура атмосферы, Т, К	Концентрация компонента, см ⁻³ , и ис-точник	Постоянная скорости реакции к, см ³ ·с ⁻¹ , по данным [19]	Время уменьшения кон-центрации О ₃ наполо-вину, с/ут	Примечания
5	О ₃ + NO → NO ₂ + O ₂	200	7,0·10 ⁵	" "	6030	ночь; полярные широты
6	О ₃ + NO ₂ → NO ₃ + O ₂	230	1,8·10 ⁹ [2]	$1,2 \cdot 10^{-13} e^{-2450/T}$	1600	
7	О ₃ + OH → HO ₂ + O ₂	230	2,6·10 ⁶ [15]	$1,6 \cdot 10^{-12} e^{-940/T}$	2,1·10 ⁸	
8	О ₃ + HO ₂ → OH + 2O ₂	230	2,3·10 ⁶ [15]	$1,4 \cdot 10^{-14} e^{-580/T}$	3100	
9	О ₃ + SO ₂ → SO ₃ + O ₂	230	3,7·10 ⁶ [2]	$3 \cdot 10^{-12} e^{-7000/T}$	4·10 ¹⁹	
10	О ₃ + O → O ₂ + O ₂	230	6,25·10 ⁵ [15]	$8 \cdot 10^{-12} e^{-2060/T}$	1,2·10 ⁴	

$$(O_3) = (O_3)_0 \cdot e^{-ct}, \quad (3)$$

где $(O_3)_0$ — начальная концентрация озона на данной высоте над уровнем моря.

Полагая в уравнении (3) $(O_3) = 1/2 (O_3)_0$, получим, что время, необходимое для уменьшения концентрации озона наполовину, равно на данной высоте

$$t_{0,5} = \frac{0,693}{c}. \quad (4)$$

Если в уравнении (2) положить $(O_3) = 1/10 (O_3)_0$, то получим, что время, необходимое для уменьшения концентрации озона в десять раз (это справедливо и для других компонентов), равно на данной высоте

$$t_{0,1} = \frac{2,30}{c}. \quad (5)$$

Коэффициент c в уравнениях (2), (3), (4) и (5) равен произведению концентрации компонента на постоянную скорости реакции. В частности для реакции 3 (см. табл. I)

$$c = k \cdot (Cl), \quad (6)$$

а скорость реакции 3 равна

$$P(O_3) = k \cdot (O_3) \cdot (Cl). \quad (7)$$

Из табл. I следует важный вывод: при учете газофазных реакций только атомарный хлор (Cl) и окись азота (NO) могут быть теми агентами, которые способны при прочих равных условиях быстро понизить концентрацию озона в изолированной атмосфере и образовать "озонную дыру". При этом (как это будет показано) атомарный Cl может существовать в достаточной для этого концентрации только в дневной полярной стратосфере. Участие атомарного брома в образовании "озонной дыры" возможно, как это следует из табл. I, при повышении его концентрации в антарктической стратосфере в 10 раз и более.

Для дальнейших рассуждений нам понадобится критическое значение концентрации Cl , вызывающее заметное уменьшение концентрации озона в атмосфере.

Под критической концентрацией атомарного хлора $(Cl)_{кр}$ здесь принята такая его концентрация, которая вызывает под действием реакции 3 уменьшение концентрации озона на 30% за 30 суток. Это уменьшение концентрации озона нетрудно выделить на фоне сезонных и иных его колебаний. Из формулы (3), полагая в ней в соответствие с приведенным определением $t = 30 \text{ сут} = 2,59 \cdot 10^6 \text{ с}$ и $\frac{(O_3)_0 - (O_3)}{(O_3)_0} = 0,3$,

получим

$$0,7 = e^{-ct},$$

откуда

$$c_{кр} = \frac{-\ln 0,7}{2,59 \cdot 10^6} = 0,138 \cdot 10^{-6}$$

Из (6) находим критическое значение $(Cl)_{кр}$:

$$(Cl)_{кр} = \frac{c_{кр}}{K}. \quad (8)$$

Значение постоянной скорости реакции 3 при $T = 230$ К равно

$$K = 2,8 \cdot 10^{-11} e^{-257/230} = 0,92 \cdot 10^{-11} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$$

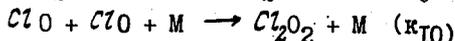
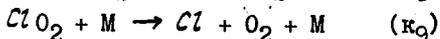
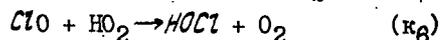
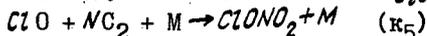
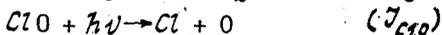
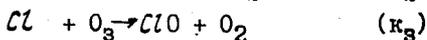
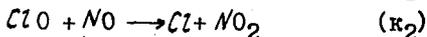
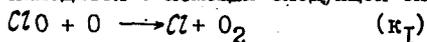
Тогда

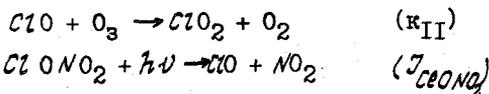
$$(Cl)_{кр} = \frac{0,138 \cdot 10^{-6}}{0,92 \cdot 10^{-11}} = 1,45 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}.$$

Отсюда следует, что заметное уменьшение концентрации озона, вызываемое действием атомарного хлора в течение 30 сут, наступает при концентрациях хлора, превышающих $1,45 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. При этом имеется ввиду, что компенсирующего поступления озона в рассматриваемый объем не происходит.

Необходимо пояснить концентрации Cl и NO , приведенные в табл. I. Прямые измерения концентраций Cl и NO в антарктической стратосфере не известны. Концентрации Cl рассчитывались для дневных и ночных условий по значению концентрации ClO , полученной в результате измерений [16, 17, 19], и по теоретическому соотношению между Cl и ClO , полученному для условий фотохимического или химического равновесия.

Фотохимически равновесное соотношение между концентрациями (ClO) и (Cl) находится с помощью следующей системы реакций:





Из системы этих реакций следует, что

$$\begin{aligned} \frac{d(\text{ClO})}{dt} = & -\kappa_1(\text{ClO})(\text{O}) - \kappa_2(\text{ClO})(\text{NO}) + \kappa_3(\text{Cl})(\text{O}_3) - J_{\text{ClO}}(\text{ClO}) - \\ & - \kappa_5(\text{ClO})(\text{NO}_2)(\text{M}) - \kappa_7(\text{ClO})(\text{BzO}) - \kappa_9(\text{ClO})(\text{HO}_2) - \\ & - 2\kappa_{10}(\text{ClO})^2(\text{M}) - \kappa_{11}(\text{ClO})(\text{O}_3) + J_{\text{ClONO}_2}(\text{ClONO}_2), \end{aligned} \quad (9)$$

откуда для стационарных условий при $\frac{d(\text{ClO})}{dt} = 0$ получим

$$(\text{Cl}) = \frac{(\text{ClO})[\kappa_1(\text{O}) + \kappa_2(\text{NO}) + \kappa_5(\text{NO}_2)(\text{M}) + \kappa_7(\text{BzO}) + \kappa_9(\text{HO}_2) + 2\kappa_{10}(\text{ClO})(\text{M}) + \kappa_{11}(\text{O}_3) + J_{\text{ClO}}] - J_{\text{ClONO}_2}(\text{ClONO}_2)}{\kappa_3(\text{O}_3)} \quad (10)$$

Оставив в (10) только доминирующие члены, получим для дневных условий

$$(\text{Cl})_g = \frac{(\text{ClO})[\kappa_2(\text{NO}) + \kappa_5(\text{NO}_2)(\text{M}) + 2\kappa_{10}(\text{ClO})(\text{M})]}{\kappa_3(\text{O}_3)} \quad (11)$$

Для ночных условий из (10) получим

$$(\text{Cl})_H = \frac{(\text{ClO})[\kappa_5(\text{NO}_2)(\text{M}) + 2\kappa_{10}(\text{ClO})(\text{M})]}{\kappa_3(\text{O}_3)} \quad (12)$$

Исчезновение члена $\kappa_2(\text{NO})$ в (12) объясняется тем, что ночная концентрация NO по модельным расчетам и наблюдениям на 3-4 порядка меньше, чем дневная [2].

Оценка дневной концентрации Cl на высоте 20 км по (11) при условии, что постоянные скорости реакций и концентрации компонентов соответствуют [2, 13, 20, 31] и концентрация ClO на этой высоте соответствует данным наблюдений внутри полярного вихря в Антарктике в весенний период [17, 19], т.е. $(\text{ClO}) = 1,85 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$, а температура $T = 230 \text{ K}$, дает

$$(\text{Cl})_g = \frac{1,85 \cdot 10^9 (5,4 \cdot 10^{-3} + 1,5 \cdot 10^{-4} + 3,4 \cdot 10^{-4})}{18,4} = 5,9 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$$

Оценка ночной концентрации Cl на высоте 20 км по формуле (12) при условии, что в июне-июле в Антарктике внутри полярного вихря $(\text{ClO}) = 5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$, а температура $T = 200 \text{ K}$, дает

$$(\text{Cl})_H = \frac{5 \cdot 10^8 (1,5 \cdot 10^{-4} + 1,85 \cdot 10^{-4})}{30,8} = 5,4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$$

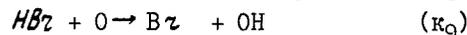
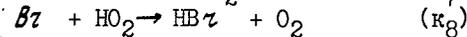
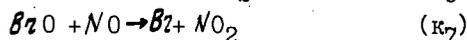
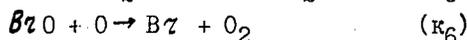
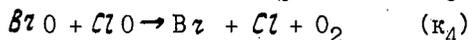
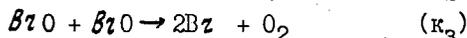
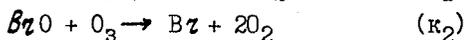
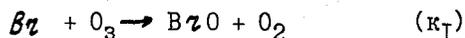
Как указано в [18], на высоте 18,3 км с 20 августа по 22 сентября 1987 г. концентрация ClO внутри антарктического вихря увеличилась от $1,46 \cdot 10^9$ до $2,28 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$. Полагая, что на высоте 20 км концентр

ция ClO мало отличается от концентрации Cl на высоте 18,3 км, из (12) получим, что в начале указанного периода концентрация Cl составляла

$$(Cl)_н = \frac{1,46 \cdot 10^9 (1,5 \cdot 10^{-4} + 2,68 \cdot 10^{-4})}{30,8} = 1,3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}.$$

Из сравнения полученных значений $(Cl)_g, (Cl)_н$ с указанным значением $(Cl)_{кр} = 1,45 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ следует, что в ночной стратосфере заметного разрушения озона атомарным хлором в нестационарных условиях не происходит, так как $(Cl)_н < (Cl)_{кр}$. В конце полярной ночи и в особенности с наступлением полярного дня в стратосфере начинается быстрое разрушение озона под воздействием атомарного хлора, поскольку $(Cl)_g > (Cl)_{кр}$. Указанный теоретический характер количественных изменений атмосферного озона совпадает с экспериментальной картиной его изменений на рис. 3.

Аналогичным образом были рассчитаны химически равновесные концентрации атомарного брома. Были использованы следующие реакции:



Из этой системы реакций в условиях химического равновесия следует выражение для концентрации атомарного брома:

$$(Br) = \frac{K_2(BrO)(O_3) + 2K_3(BrO)^2 + K_4(BrO)(ClO) + K_6(BrO)(O) + K_7(BrO)(NO) \dots + K_9(HBr)(O)}{K_1(O_3) + K_8(HO_2)} \quad (13)$$

Используя доминирующие члены в выражении (13) и учитывая, что ночная концентрация NO значительно меньше, чем дневная, получим для дневных условий:

$$(Br)_g = \frac{K_2(BrO)(O_3) + K_4(BrO)(ClO) + K_7(BrO)(NO)}{K_1(O_3)} \quad (14)$$

для ночных условий:

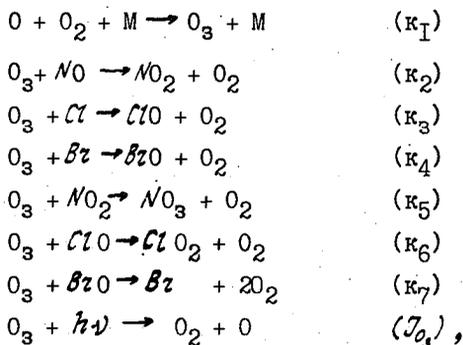
$$(Br)_н = \frac{K_2(BrO)(O_3) + K_4(BrO)(ClO)}{K_1(O_3)} \quad (15)$$

Подстановка в (14) и (15) значений постоянных скорости реакций k_1, k_2, k_4, k_7 [20] и концентраций компонентов [2, 15] позволяет получить оценки химически равновесных значений атомарного брома

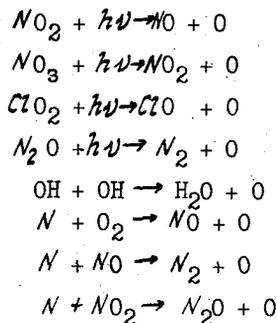
$$(\text{Br})_g = 1,3 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}; (\text{Br})_n = 6,3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}.$$

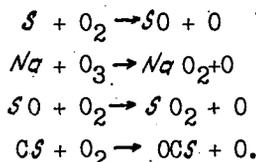
Если по формуле (8) рассчитать критическое значение $(\text{Br})_{кр}$, по достижении которого начинается заметное разрушение озона под действием атомарного брома, то получим $(\text{Br})_{кр} = 2,6 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. Из сравнения значений $(\text{Br})_g$ и $(\text{Br})_n$ со значением $(\text{Br})_{кр}$ следует что заметного разрушения озона атомарным бромом в атмосфере не происходит ни днем, ни ночью, хотя днем озон разрушается бромом с большей скоростью.

Для целей настоящей работы представляют интерес стационарные (фотохимически и химически равновесные) концентрации озона на разных высотах в атмосфере, полученные с учетом реакций разрушения и образования озона в дневной и ночной атмосфере. Модельные расчеты концентрации озона на разных высотах в неподвижной атмосфере были сделаны на основании использования следующих известных химических и фотохимических реакций [15, 20]:



а также реакций образования атомарного кислорода, который может затем быстро рекомбинировать в озон





Последние восемь реакций, как и первые семь, могут происходить в дневных и в ночных условиях.

Из приведенных выше реакций следует уравнение:

$$\frac{d(O_3)}{dt} = k_1(O)(O_2)(M) - k_2(O_3)(NO) - k_3(O_3)(Cl) - k_4(O_3)(Br) + k_5(O_3)(NO_2) + k_6(O_3)(ClO) + k_7(O_3)(BrO) - J_3(O_3) \quad (I6)$$

Из уравнения (I6) для стационарных условий, когда $\frac{d(O_3)}{dt} = 0$, получим

$$(O_3) = \frac{k_1(O)(O_2)(M)}{k_2(NO) + k_3(Cl) + k_4(Br) + k_5(NO_2) + k_6(ClO) + k_7(BrO) + J_3} \quad (I7)$$

В результате оценки членов выражения (I7) по имеющимся данным о постоянных скорости реакций [15, 20], о концентрации компонентов и о коэффициенте фотодиссоциации [2, 15] из (I7) без заметного ущерба для точности получим в дневных условиях:

$$(O_3)_g = \frac{k_1(O)(O_2)(M)}{J_3} \quad (I8)$$

в ночных условиях:

$$(O_3)_n = \frac{k_1(O)(O_2)(M)}{k_2(NO) + k_3(Cl) + k_4(Br)} \quad (I9)$$

Выражение (I8) совпадает с выражением для (O_3) , приведенным в работе [2].

Оценим значения $(O_3)_g$ и $(O_3)_n$ для высоты 20 км над уровнем моря. Подобные оценки по формулам (I8) и (I9) можно сделать и на других высотах. В дневных условиях зимой в средних широтах, что близко к весенним условиям в Антарктике, значение концентрации $(O) = 2,5 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ [15]. Коэффициент фотодиссоциации $J_3 = 5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ [2], постоянная скорости реакции $k_1 = 6,0 \cdot 10^{-34} (T/300)^{-2,3}$ [20]. Отсюда, полагая, что $T = 200 \text{ К}$, $(O_2) = 4 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$ (M) = $1,85 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$, будем иметь $(O_3)_g = \frac{15,2 \cdot 10^{-34} \cdot 6,25 \cdot 10^5 \cdot 4 \cdot 10^{17} \cdot 1,85^{18}}{5 \cdot 10^4} = 1,4 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3}$,

то соответствует парциальному давлению озона на высоте 20 км.

$p_3 = 25 \text{ нбар}$. По другим данным $(O) = 9,4 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ [2], а

$J_3 = 1,6 \cdot 10^{-4}$ [15].

Полагая $T = 230 \text{ K}$, из (18) получим

$$(O_3)_g = \frac{7,69 \cdot 10^8}{1,6 \cdot 10^{-4}} = 4,8 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3}.$$

Указанное значение $(O_3)_g$ соответствует $P_3 = 86 \text{ нбар}$. В обоих случаях фотохимически равновесное значение $(O_3)_g$ заметно меньше действительного значения (O_3) , наблюдаемого на высоте 20 км вне полярного стратосферного циклона (см. рис. 4, кривая 5), но больше, чем внутри этого циклона. Несовпадение объясняется тем, что в реальной атмосфере вне полярного циклона к фотохимически равновесному значению O_3 прибавляется турбулентная добавка, обусловленная вертикальным и горизонтальным перемешиванием атмосферы, а внутри полярного циклона действует химический нестационарный процесс, разрушающий озон.

В условиях полярной ночи химически равновесная концентрация озона в наибольшей степени зависит от концентрации атомарных кислорода и хлора, которые до сих пор непосредственно не измеряются. Согласно модели суточных вариаций соединений азота и хлора [2], концентрация NO ночью на высотах 20 и 40 км более чем на три порядка меньше, чем днем (днем она близка к $7,0 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ [2]). По данным наблюдений на высоте 26,5 км [2] концентрация NO в течение 3 часов после восхода Солнца увеличилась на несколько порядков. Поэтому было принято, что ночная концентрация NO равна $7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. Ночные концентрации Cl и Br в антарктической стратосфере, рассчитанные выше для равновесных условий на высоте 20 км, равны соответственно $5,4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ и $6,3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. В качестве ночной концентрации атомарного кислорода на высоте 20 км была принята концентрация в 10^3 раз меньшая, чем дневная, т.е. $(O) = 6,25 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$. Полагая в (19) постоянные скорости реакций k_2 , k_3 , и k_4 соответствующими представленным в табл. I, а ночные концентрации O , NO , Cl и Br теми, что были указаны выше, получим оценку ночной концентрации озона при заданных условиях:

$$(O_3)_H = \frac{7,0 \cdot 10^5}{1,13 \cdot 10^{-7}} = 6,2 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3},$$

что соответствует 110 нбар.

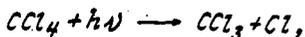
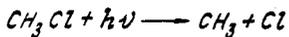
Из выражения (18), результатов расчета $(O_3)_g$ и табл. I следует, что образование "озонной дыры" происходит в результате действия нестационарного процесса, обусловленного химическим взаимодействием озона с активным атмосферным компонентом, которым, с большой долей вероятности, является атомарный хлор.

Из изложенного следует, что если в стратосфере к моменту окончания полярной ночи накопилось достаточное количество окиси хлора и

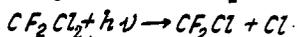
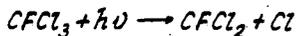
в результате взаимодействия этой окиси хлора с другими газовыми компонентами атмосферы образовалась соответствующая концентрация атомарного хлора (больше его критической концентрации), то стратосферный озон начинает заметно разрушаться атомарным хлором. Скорость разрушения озона увеличится с восходом Солнца. Уменьшение концентрации озона внутри полярного вихря будет в этом случае тем больше, чем больше географическая широта рассматриваемого объема атмосферы. Вследствие горизонтального турбулентного перемешивания воздуха внутри полярного вихря процесс уменьшения концентрации озона будет идти со скоростью меньшей, чем указано в табл. I, поскольку не все пространство внутри полярного вихря будет освещено солнечным излучением. Кроме того, скорость разрушения озона зависит также от скорости взаимодействия озона с другими компонентами атмосферы.

Наибольший интерес и наибольшую трудность для рассматриваемой проблемы "озонной дыры" имеет вопрос о доставке повышенных количеств окиси хлора на высоты 10-30 км внутри полярного стратосферного циклона.

Как известно [2], под действием коротковолнового солнечного излучения ($\lambda < 226$ нм) в стратосфере происходит фотодиссоциация ряда хлорсодержащих соединений естественного и антропогенного происхождения с образованием атомов хлора, например,

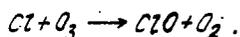


а также хлорфторметанов



и других веществ антропогенного происхождения, которые в результате турбулентного перемешивания попадают на высоты 30-40 км и там фотодиссоциируют.

Окись хлора образуется в стратосфере в результате реакции



Примеры модельных вертикальных распределений Cl и ClO , относящиеся к 1980 г., показаны на рис. 6 [2]. Быстрое увеличение производства хлорфторметанов и других хлорсодержащих соединений за последние 50 лет привело к увеличению содержания окиси хлора в стратосфере. Из рис. 6 следует, что на высотах 25 и 30 км по принятой модели [2] объемное отношение смеси окиси хлора равно $3 \cdot 10^{-11}$ и $1 \cdot 10^{-10}$ соответственно, что эквивалентно концентрации ClO соответственно $2,5 \cdot 10^7$ см⁻³ и $3,8 \cdot 10^7$ см⁻³. В то же время по данным измерений Андерсона и Менсиса в 1976-1979 гг. объемное отношение смеси ClO на вы-

соте 25 км колебалось в пределах от $7 \cdot 10^{-12}$ до $4 \cdot 10^{-10}$ ($7 \dots 400 \text{ pptv}$) а на высоте 30 км от $7 \cdot 10^{-11}$ до $2 \cdot 10^{-9}$ ($70 \dots 2000 \text{ pptv}$), что соответствует пределам концентраций ClO от $5,8 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ до $3,3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ и от $2,7 \cdot 10^7$ до $7,7 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$.

Доставка окиси хлора в атмосфере на высоту ниже 30 км происходит внутри изолированного полярного стратосферного циклона с помощью вертикальной турбулентной диффузии. Максимум объемного отношения смеси ClO лежит на высоте около 40 км (см. рис. 6), ниже концентрация ClO резко убывает с высотой. Для решения задачи о турбулентно-диффузионном переносе ClO сверху вниз допустима одномерная модель. Полагая, что ClO является консервативной примесью (в ночное время это близко к истине), используем для решения поставленной задачи известное уравнение турбулентной диффузии [II]:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \kappa_z \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}, \quad (20)$$

где z - объемное отношение смеси ClO ; t - время; κ_z - коэффициент турбулентности; x - вертикальная координата.

Пусть имеется неограниченная плоская часть атмосферы толщиной l м. Начиная с некоторого момента, принимаемого за начальный, на верхней плоскости, соответствующей $x = 0$, поддерживается постоянное отношение смеси ClO , равное z_1 , а на нижней плоскости, соответствующей $x = l$, постоянное отношение смеси z_2 . Определим отношение смеси ClO в любой момент времени и на любой высоте, полагая известным начальное вертикальное распределение отношения смеси. Для отыскания решения следует проинтегрировать дифференциальное уравнение (20) при пограничных условиях $z|_{x=0} = z_1$, $z|_{x=l} = z_2$ и при начальных условиях $z|_{t=0} = f(x)$, где через $f(x)$ обозначено начальное распределение отношения смеси.

Решением уравнения (20) является следующее выражение [II]:

$$z = z_1 + (z_2 - z_1) \frac{x}{l} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n z_2 - z_1}{n} \sin \frac{n\pi x}{l} \times e^{-\frac{n^2 \pi^2 \kappa_z t}{l^2}} + \frac{2}{l} \sum_{n=1}^{\infty} \sin \frac{n\pi x}{l} e^{-\frac{n^2 \pi^2 \kappa_z t}{l^2}} \int_0^l f(x) \sin \frac{n\pi x}{l} dx. \quad (21)$$

Полагая в выражении (21) $z_1 = 2000 \text{ pptv}$, $z_2 = 0,5 \text{ pptv}$, $l = 20 \text{ км}$ (слой атмосферы от 10 до 30 км), $\kappa_z = 25 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, $t = 100 \text{ сут} = 8,64 \cdot 10^6 \text{ с}$, получим

$$z = z_1 + (z_2 - z_1) \frac{x}{l}, \quad (22)$$

поскольку все члены рядов в (21) будут меньше 5 pptv , что составит погрешность z , не превышающую 2% на высотах 12-30 км. Значение коэффициента турбулентности κ_z , принятое равным для слоя стратосфе-

ры внутри полярного вихря $K_z = 25 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, не противоречит данным, полученным в работе [12], и сводке данных о коэффициентах турбулентности, опубликованной в [4]. Постоянное отношение смеси z , на высоте 30 км может поддерживаться за счет перемешивания с вышележащим слоем атмосферы, где $z > z_1$ (см. рис. 6); z_1 было выбрано в соответствии с максимальным значением отношения смеси C_{10} , измеренным в 1976–1979 гг. [2]. Результаты решения уравнения (20) приводятся в табл. 2.

Из табл. 2 следует, что для принятой модели отношение смеси C_{10} за 100 сут увеличивается на высоте 20 км на 2120%, а на высоте 15 км – на 9900%, так что полученные отношения смеси C_{10} оказываются близкими к наблюдавшимся в антарктическом и (арктическом) полярном стратосферном циклоне [16, 17, 19] на близких высотах, использованных в августе – сентябре 1987 г. и январе 1988 г. соответственно.

Для газофазной химии озона важен вопрос о влиянии на процессы разрушения и образования озона водородных радикалов OH и HO_2 . Из табл. 1 следует, что непосредственное влияние этих радикалов на разрушение озона ничтожно. В условиях полярной ночи это влияние еще меньше, поскольку концентрация водородных радикалов согласно модели, приведенной в работе [20], достигает зимой на Южном полюсе на высоте 20 км значений: $(\text{OH}) = 2 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ и $(\text{HO}_2) = 1 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$, что заметно меньше, чем указано в табл. 1.

Другим важным вопросом газофазной химии озона является вопрос о взаимодействии атмосферных компонентов C_{10} и NO_2 .

В табл. 3 приводятся основные реакции разрушения C_{10} и NO_2 , происходящие в ночной атмосфере (без участия радикалов OH и HO_2 вследствие их малой концентрации), и скорости этих реакций. Из табл. 3 следует, что скорость разрушения NO_2 в атмосфере больше, чем C_{10} .

Главным отличием двух указанных процессов является то, что в ночных условиях озон регулирует разрушение C_{10} , а разрушение NO_2 озон не регулирует. Известны ночные каталитические циклы разрушения озона с участием C_{10} , в результате которых происходит очень медленное разрушение озона, но при этом концентрация катализаторов C_{10} , Cl , BrO и Br остается неизменной [18]:

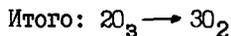
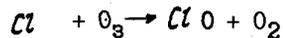
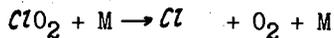
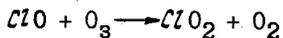


Таблица 2

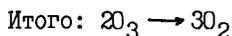
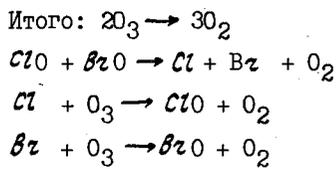
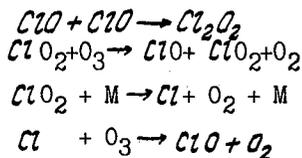
Влияние вертикальной турбулентной диффузии на вертикальное распределение объемного отношения смеси χ и концентрации n окиси хлора ClO при отсутствии в атмосфере горизонтального турбулентного обмена и при $K_z = 25 \text{ м}^2/\text{с}$.

Параметр	Высота, км					
	30	25	20	15	10	
Начальное значение ClO	χ ppbv	2000	360	45	5	0,5
	n мол./см ³	$7,7 \cdot 10^8$	$3,0 \cdot 10^8$	$8,3 \cdot 10^7$	$2,0 \cdot 10^7$	$4,3 \cdot 10^6$
Значение ClO через 100 сут (ночь)	χ ppbv	2000	1500	1000	500	0,5
	n мол./см ³	$7,7 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^9$	$1,8 \cdot 10^9$	$2,0 \cdot 10^9$	$4,3 \cdot 10^6$
Увеличение ClO за 100 сут, %		0	317	2120	9900	0

Таблица 3

Основные реакции химического разрушения ClO и NO_2 в ночной стратосфере и скорости P этих реакций (высота 20 км)

Реакция ClO	Скорость реакции $P, \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$	Реакция NO_2	Скорость реакции $P, \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$ClO + NO_2 + M \rightarrow ClONO_2 + M$	$6,0 \cdot 10^3$	$NO_2 + ClO + M \rightarrow ClONO_2 + M$	$6,0 \cdot 10^3$
$ClO + O_3 \rightarrow ClO_2 + O_2$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2$	$2,0 \cdot 10^3$
$ClO + CH_4 \rightarrow HCl + CH_3$	0, II	$NO_2 + NO_3 + M \rightarrow N_2O_5 + M$	5,65



Для NO_2 ночные каталитические циклы разрушения озона не известны. Поэтому в течение полярной ночи на высоте 20 км (и в слое 15–25 км) происходит рост концентрации ClO за счет вертикальной турбулентной диффузии и одновременное уменьшение концентрации NO_2 , что и наблюдается в действительности внутри полярного вихря [16, 17, 19]. Вне полярного вихря концентрации O_3 , ClO и NO_2 регулируются в значительной мере горизонтальным макротурбулентным обменом.

В конце октября или ноябре озон начинает поступать в антарктическую стратосферу из средних широт вследствие перестройки циркуляции и связанного с ней крупномасштабного турбулентного перемешивания. В результате действия всех указанных процессов в южной полярной области в октябре наблюдается минимум содержания озона, который колеблется от года к году вследствие возможных колебаний антропогенных поступлений хлорсодержащих соединений, включая ClO , в высокоширотную стратосферу, а также вследствие возможной неустойчивости стратосферного полярного фронта в Антарктике в отдельные годы. То что "озонная дыра" не обнаруживалась до 1985 г. можно объяснить тем, что в начале 80-х гг. концентрация хлорсодержащих соединений антропогенного происхождения в антарктической стратосфере достигла критического уровня, при котором стало заметно весеннее уменьшение озона.

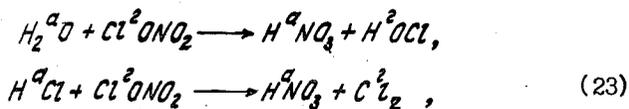
Несколько вариантов расчетов уменьшения концентрации озона под действием хлорсодержащих соединений для антарктической стратосферы приводится в [18].

3.2. Гетерогенная химия

В начале 80-х гг. произошло резкое повышение уровня исследований гетерогенных (точнее, гетерофазных) химических процессов в атмосфере [27, 34]. Эти процессы в отличие от газофазных, происходящих в газовой среде, происходят в смешанных средах: газе, жидкости

и твердом теле, причем в двух последних случаях они происходят в основном на поверхности этих тел. Указанными телами в атмосфере являются твердые и жидкие частицы аэрозолей. В полярных областях ранее было отмечено появление в зимнее время полярных стратосферных облаков (PCO) [27]. В Антарктике PCO встречаются с середины июля до середины августа на высоте 14–16 км. Как правило, PCO возникают при температуре 190 К. Авторы [27] предполагают, что PCO образуются из капель концентрированного водного раствора азотной кислоты и возникают на ядрах серно-кислотного аэрозоля. Авторы [27] также предполагают, что испарение PCO весной сопровождается выбросом в атмосферу HOCl и HNO_3 с последующей фотодиссоциацией HOCl и выделением атомарного хлора.

В [34] сообщается, что в результате экспериментов было подтверждено, что при низких температурах (до -183 К) имеют место гетерогенные реакции:



где а – аэрозоль; г – газ.

HNO_3 остается связанной с частицами PCO; HOCl и Cl_2 выделяются в виде газа с последующей фотодиссоциацией и выделением атомарного хлора. Следует заметить, что в атмосфере на высотах 10–30 км нитрат хлора ClONO_2 содержится в больших концентрациях, чем окись хлора ClO [2], что облегчает задачу доставки в весеннее время повышенных концентраций атомарного хлора в полярную стратосферу. Известно, также, что ряд гетерогенных реакций в атмосфере происходит весьма интенсивно.

Однако до последнего времени не известны с достаточной точностью постоянные гетерогенных реакций, поскольку скорости этих реакций зависят от состояния поверхностей, на которых они происходят: температуры, агрегатного и химического состава аэрозолей, концентрации в них химических веществ и от других физико-химических свойств. При использовании гетерогенных реакций для построения механизма весеннего уменьшения озона в Антарктике становятся неясными причины возникновения "озонной дыры" в 80-е гг. Концентрация нитрата хлора ClONO_2 и в 70-е гг. была больше, чем концентрация ClO [2], и поэтому она могла обеспечить появление "озонной дыры" в Антарктике в то время, но "озонной дыры" тогда не наблюдалось. Гетерогенный механизм образования "озонной дыры" не объясняет появления повышенных концентраций окиси хлора в высокоширотной арктической стратосфере внутри полярного вихря в январе и начале февраля 1989 г. [16], когда туда не попадало солнечное излучение. Для превращения HOCl и Cl_2 в атомарный

лор и окись хлора необходимо солнечное излучение, способное фотоиссоциировать эти соединения, но в январе и начале февраля в высоких широтах господствует полярная ночь. Гетерогенный механизм, если он существует, без рассмотренной здесь динамической части не работает, так как горизонтальная мезо-и макротурбулентная диффузия озона исключила бы в этом случае возможность возникновения "озонной дыры". Кроме того, в антарктической стратосфере после испарения частиц ПСО в августе [27], когда возможная гетерогенная часть механизма перестает работать, действует газофазная часть механизма образования "озонной дыры", рассмотренная выше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Э.Л., Седунов Ю.С. Человек и стратосферный озон. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 104 с.
2. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Химия и физика стратосферы и мезосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 413 с.
3. Гайгеров С.С. О зимних стратосферных потеплениях и весенних перестройках в Антарктике и Арктике. - Метеорология и гидрология, 1967, № 10, с. 22-31.
4. Гуцин Г.П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. - Л.: Гидрометеиздат, 1964. - 341 с.
5. Гуцин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. - Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 238 с.
6. Гуцин Г.П. О ламинарных образованиях в атмосфере. - Труды ГГО, 1985, вып. 499, с. 48-59.
7. Гуцин Г.П. Исследование динамики атмосферы методом совместного анализа полей ветра, озона и других малых составляющих атмосферы. - В кн.: Атмосферный озон. Труды VI Всесоюзного симпозиума. - Л.: Гидрометеиздат, 1987, с. 217-230.
8. Гуцин Г.П. Динамика атмосферного щита биосферы - озонного слоя за последние 50 лет. - В кн.: Атмосферный озон. Труды VI Всесоюзного симпозиума. - Л.: Гидрометеиздат, 1987, с. 9-15.
9. Гуцин Г.П. и др. Озонометр М-124 /Г.П.Гуцин, С.А.Соколенко, Б.Г.Дудко, В.В.Лагутина. Труды ГГО, 1985, вып. 499, с. 60-67.
10. Кароль И.Л. Уменьшение содержания озона в стратосфере Антарктики в весенние периоды 80-х годов. - Изв. АН СССР. ФАО, 1987, т. 23, № 11, с. 1123-1130.
11. Лыков А.В. Теплопроводность нестационарных процессов. - Л.: Гидрометеиздат, 1948.
12. Матвеев Л.Т. Количественные характеристики турбулентного обмена в вертикальной тропосфере и нижней стратосфере. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958, № 7, с. 927-931.

13. Модели общей циркуляции атмосферы/ Под. ред Ю.Чанга. - Л.: Гидрометеоиздат, 1981. - 350 с.
14. П о г о с я н Х.П. Общая циркуляция атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1972. - 394 с.
15. Радиационно-фотохимические модели атмосферы/ Под ред.И.Л.Кароля. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. - 192 с.
16. A i r b o r n e Arctic stratospheric Expedition. Preliminary findings. February 17, 1989, p. 14.
17. A l b r i t t o n D., W a t s o n R. Airborne Antarctic Ozone Experiment. Verbal Summaries. NASA, NOAA, GMA, NSF, Washington DC, Sept. 30, 1987. 13 p.
18. A n d e r s o n J.G., B r u n e W.H., L l o y d S.A., S a n d e r S.P., S t a r r W.L., L o e w e n s t e i n M., P o d o l s k e J.R Kinetics of O₃ Destruction by ClO and BrO Within the Antarctic Vortex: An Analysis Based on In Situ ER-2 Data.-J.Geophys. Res, 1989, v.94.
19. A n d e r s o n J.G., B r u n e W.H., P r o f f i t t M.H. Ozone Destruction by Chlorine Radicals Within the Antarctic Vortex: The Spatial and Temporal Evolution of ClO-O₃ Anticorrelation Based on In Situ ER-2 Data.-J.Geophys. Res., 1989, v.94.
20. A t m o s p h e r i c ozone.-WMO Report N 16,-1985, v.1,2,3, p.1095.
21. B r e u e r Bericht Georg. Wie entsteht das Ozon-Loch?-Naturwiss. Rdsch, 1988, t.41, N 2, p.62-64.
22. C o l l i n s L i n w o o d B., N a t a r a j a n M u r a l : The Antarctic ozone minimum: relationship to odd nitrogen, odd chlorine, the final warming and the 11-year solar cycle.-J. Geophys. Res., 1986, v.D91, N 10, p.1771-1796.
23. F a r m a n J.C., G a r d i n e r B.G., S h a n k l i n J.D. Large Losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction.-Nature, 1985, v.315, N 6016, p.207-210.
24. F a r m a n J.C. Recent measurements of total ozone at British Antarctic Survey stations.-Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1987, v. A323, N 1575, p.629-644.
25. F r e s e W. Zerrei t der Ozon - Schleier der Erde?-Kalte - und Klimatechn, 1987, t.40, N 5, S.201, 202-204.
26. G e o p h y s i c a l Monitoring for Climatic Change No 16.- In: Summary Report 1987, Boulder, Colorado. 1988, p.I-110.
27. H a m i l l P., T u r c o R.P. The ozone hole: the role polar stratospheric cloud particles.-ALAA Pap., 1987, N 211, p.I-7.

3. Komhyr W.D., Grass R.D. Total ozone decrease at South Pole, Antarctica, 1964-1985.-Geophys. Res. Lett., 1986, v.13, N 12, p.1248-1251.
4. Morfroy M.B., Salamitch R.J., Wofsy S.C. Antarctic O₃: chemical mechanisms for the spring decrease.-Geophys. Res. Lett., 1986, v.13, N 12, p.1296-1299.
5. Ozone data for the World.-Toronto: Dep. Transport, 1960-1900.
6. Rodriguez J.M., Malcolm K.W. Ko, Nien Dak Sze. Chlorine chemistry in the Antarctic stratosphere; impact of OCl₂ and Cl₂O₂ and implications for observations.-Geophys. Res. Lett., 1986, v.13, N 12, p.1292-1295.
7. Schoeberl M.R., Krueger A.J. Overview of the antarctic ozone depletion issue.-Geophys. Res. Lett., 1986, vol.13, N 12, p.1191-1192.
8. Stolarski R.S. et al. Nimbus 7 SBUV/TOMS measurements of the springtime Antarctic ozone hole.-Nature, 1986, v.322, p. 808-811.
9. Zurer Pamela S. Chemist solve key puzzle of antarctic ozone hole.-Chem. and Eng. News., 1987, v.65, N 48, p.25-27.

Г.П.Гущин, Хуан Карлос Пелаэц, С.А.Соколенко
О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ РЕГУЛЯРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
СУММАРНОГО ОЗОНА НА О.КУБА

С целью увеличения плотности озонметрических станций в тропической зоне (ТЗ) земного шара и изучения колебаний суммарного озона (СО) во взаимосвязи с циркуляционными системами атмосферы, характерными для островной части ТЗ, были открыты пункты озонметрических наблюдений в Республике Куба (Гавана - в 1981 г., Камагуэй - 1984 г. и Сантьяго-де-Куба - 1984 г.) в рамках деятельности смешанной советско-кубинской лаборатории по тропической метеорологии и исследованию ураганов.

Изменение слоя озона, особенно его уменьшение, отрицательно влияет на биосферу Земли из-за увеличения ультрафиолетовой радиации поступающей на земную поверхность.

В настоящее время существует ряд исследований о влиянии повышенных доз УФ-радиации на здоровье людей (заболевание раком кожи, угнетение иммунной системы, появление катаракты).

Возрастание потока УФ-радиации отрицательно скажется на экономике в связи:

- со снижением урожайности некоторых сельскохозяйственных культур и влиянием на конкуренцию между растениями;
- с разрушением полимеров;
- с возрастанием приземного озона в городах и увеличением вероятности появления смога.

Эти и многие другие аспекты, связанные с истощением слоя озона, были рассмотрены в предварительном отчете координационного комитета ЮНЕП по исследованию озонового слоя, стратосферных изменений и изменения климата [4].

До открытия указанных озонметрических пунктов на о.Куба не проводилось регулярных измерений СО.

Исследования проводились по следующим направлениям:

- регулярные измерения СО с целью накопления информации;
- оценка антропогенного влияния большого промышленного города на измеряемое значение СО;
- установление связи между зенитным коэффициентом озонметра и толщиной облачного покрова над местом наблюдения.

Наблюдения с 1981 г. выполнялись озонетрами М-83 [2], а с октября 1984 г. - озонетрами М-124 [1]. Обработка наблюдений проводилась согласно методике [2].

В ходе наблюдений за ОС значительное время было уделено зенитной градуировке прибора в пункте наблюдений, так как около 50% наблюдений проводились по рассеянному излучению, исходящему от зенита неба. Зенитные градуировки проводились два раза в год: зимой в сухой период со значительным количеством солнечных дней и летом в мае-июне перед наступлением сезона дождей.

На рис.1. приведены результаты зенитной градуировки (по ясному зениту) в Гаване зимой 1982-1983 гг. и летом 1983 г. Вид графика и разброс точек на нем оказался таким же, как и в случае зенитной градуировки на территории СССР [2].

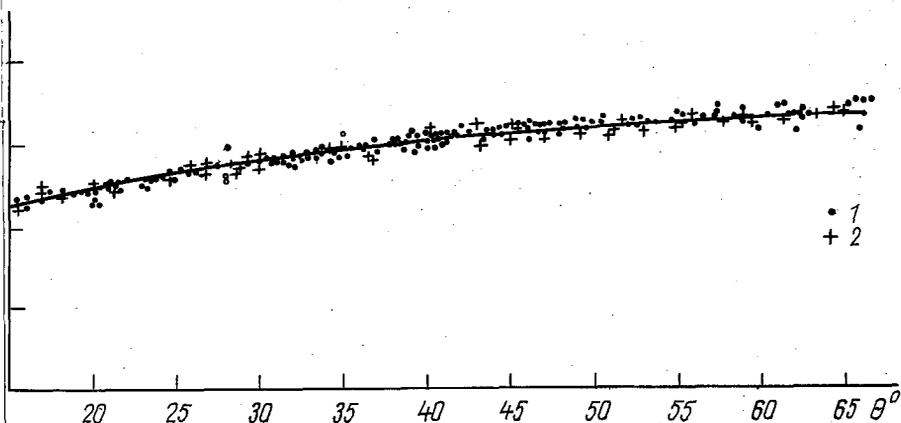


Рис.1. График зенитной градуировки озонетра М-83 № 210. Гавана, 1983 г.

1 - декабрь-февраль 1983 г. 2 - май-июнь 1983 г.

В [3] отмечается зависимость графика зенитной градуировки от значений ОС. В данном случае эта зависимость не была обнаружена, что связано с малыми пределами изменения ОС в тропической зоне.

Исследовалась и была обнаружена зависимость измеряемых значений ОС от типа и толщины облачного покрова в зените. Полученные зависимости поправочного облачного коэффициента от типа и толщины облачности приведены на рис.2. Эти коэффициенты были получены как путем синхронных измерений Солнце - зенит (облачный), так и несинхронных, т.е. измерений в один и тот же день при различных ситуациях облачности в зените (при этом полагалось, что ОС в течение дня постоянен). Ряды градуировочных измерений проводились синхронно с радиолокационными измерениями, в результате которых оценивалась толщина облачного покрова.

Полученные в Гаване и Камагуэе значения поправочного облачного коэффициента близки к аналогичным поправочным коэффициентам, полученным по визуальным наблюдениям за состоянием облачности в зените в работе [3].

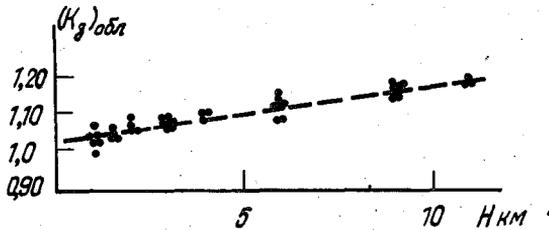


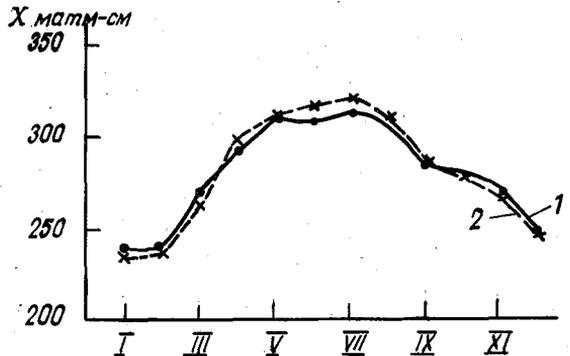
Рис. 2. Значения поправочного облачного коэффициента $(K_g)_{obl}$ зенитной градуировки в зависимости от толщины облачного покрова над местом наблюдения

Следует отметить, что, по данным зенитных наблюдений за ОС по спектрофотометру Добсона [5], влияние средней и мощной облачности на ОС не превышает 2 % при значениях ОС 0,250–0,325 атм-см. Различия значениях облачных поправок для озонметров М-124 (М-83) и спектрофотометров Добсона объясняется тем, что для первого прибора используется фильтровая двухканальная оптика, а для второго прибора — четырехканальная призматическая оптика.

Сравнительные данные измерений ОС в Гаване в 1983 г. по прямому солнечному излучению и излучению от зенита неба (облачного или ясного) приводятся на рис. 3, из которого следует, что средние за месяц значения ОС, измеренные по Солнцу и зениту, отличаются друг от друга не более чем на 3%. При анализе результатов измерений оценивалось

Рис. 3. Средние за месяц значения ОС. Гавана, 1983 г.

1 — значения ОС, измеренные по прямому солнечному излучению; 2 — значения ОС, измеренные по рассеянному излучению от участка неба в зените (облачного и ясного)



влияние направления ветра и действие явных источников загрязнения атмосферы в большом промышленном городе, каким является Гавана, на

значения ОС. Это связано с тем, что выбросы источников загрязнения могут в некоторых случаях вызывать заметное увеличение ослабления солнечного излучения в ультрафиолетовой области спектра.

На рис.4 построена "роза озона" в координатах направление ветра и параметр $X_i / X_{ср.дн}$, где X - текущее значение ОС по срокам наблюдений при i - м направлении ветра; $X_{ср.дн}$ - среднее за день значение ОС. Параметр $X_i / X_{ср.дн}$ выбран с целью привлечения как можно большего количества данных об ОС.

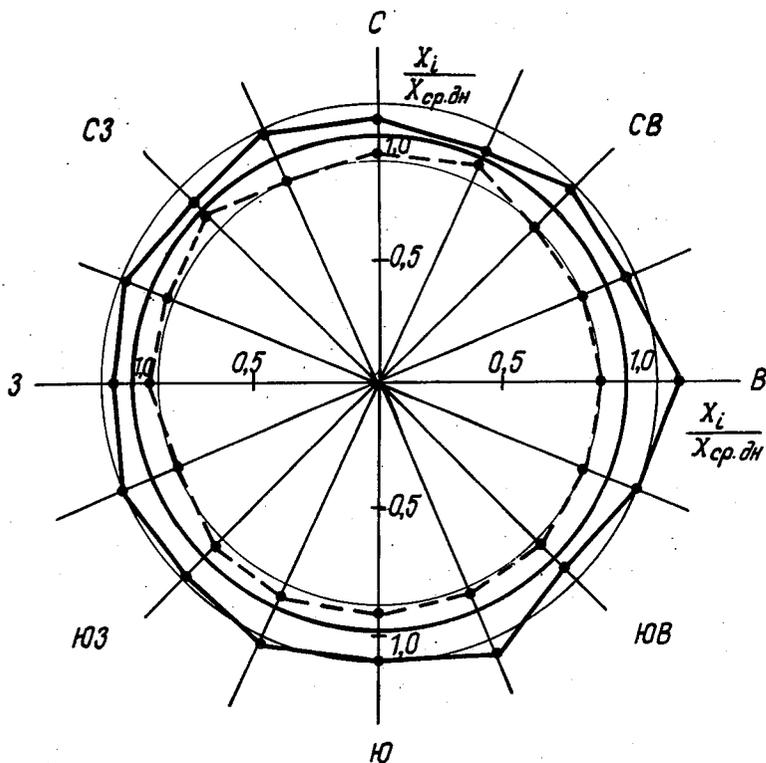


Рис.4. Максимальные (сплошные линии) и минимальные (пунктир) значения параметра $X_i / X_{ср.дн}$ в зависимости от направления ветра

Из рис.4 следует, что для осредненных значений параметра зависимость от направления ветра в Гаване незначительна. Разброс параметра $X_i / X_{ср.дн}$ незначительно увеличивается для восточных и южных направлений ветра (в южном и восточном районах в основном и наблюдаются источники загрязнения, создающие нестабильность атмосферы над местом наблюдения).

Были проведены также серии совместных наблюдений за ОС в Гаване и его пригороде г.Сантьяго-де-Лас-Вегас (в 20 км на юго-запад от Гаваны). Данные этих наблюдений приведены в табл. I.

Из табл. I видно, что значение ОС в пригороде систематически меньше, чем в городе, возможно, это объясняется атмосферным загрязнением, но значения этих отклонений лежат в пределах погрешностей измерений ОС. Таким образом, можно сделать вывод, что промышленное загрязнение атмосферы в Гаване в среднем не оказывает существенного влияния на измеряемое значение ОС.

Таблица I

Данные синхронных наблюдений за ОС (матм-см)
в Гаване и Сантьяго-де-Лас-Вегас

Место наблюдения	20.10.81	22.10.81	5.11.81	26.01.82	2.04.82
Гавана	245	240	265	269	275
Сантьяго-де-Лас-Вегас	237	237	251	252	267
Относительное отклонение ОС, %	-3,0	-1,5	-5,6	-6,7	-2,9

Для суждения о достоверности данных наблюдений за ОС на о. Куба представляют интерес сравнения значений ОС, измеренных в Гаване и на близлежащей регулярно действующей озонметрической станции, в качестве которой была выбрана станция Мехико (табл. 2). На станции Мехико для измерения ОС используется спектрофотометр Добсона.

Из табл. 2 видно, что максимальные различия в средних месячных значениях ОС на соседних станциях составляют в основном 20-25 м атм-см, т.е. не превосходят 7-9%.

Из результатов измерений следует, что средние данные наблюдений за ОС, полученные в Гаване за 4,5 года (1981-1985 гг.), и характер их сезонных изменений близки к таковым на станции Мехико.

Таблица 2

Средние месячные значения ОС (матм-см) в Гаване ($\varphi = 23^{\circ}09'$ с.ш.; $\lambda = 83^{\circ}24'$ з.д.) и Мехико ($\varphi = 19^{\circ}29'$ с.ш.; $= 99^{\circ}11'$ з.д.)

Год	Место наблюдения	Месяц											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1981	Мехико	-	-	-	-	-	294	305	306	302	276	274	275
	Гавана	-	-	-	-	-	285	288	277	268	255	263	274
1982	Мехико	262	272	293	297	287	303	310	306	296	274	261	260
	Гавана	277	261	270	306	291	288	-	-	299	285	265	257
1983	Мехико	249	277	269	275	277	-	298	307	291	250	261	262
	Гавана	277	276	278	301	302	301	309	307	297	281	274	257
1984	Мехико	262	277	269	283	287	308	301	304	281	280	259	241
	Гавана	254	264	269	290	307	307	316	307	283	-	-	251
1985	Мехико	238	249	262	276	298	296	306	306	297	283	266	267
	Гавана	238	240	269	290	307	307	316	307	283	266	269	255

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гу щ и н Г.И. и др. Новый малогабаритный озонметр М-124, предназначенный для измерения суммарного озона. - В кн.: Атмосферный озон. Труды VI Всесоюзного симпозиума. - Л.: Гидрометеиздат, 1987, с. 49-56.
2. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона / Сост. Г.П.Гущин.- Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 45 с.
3. Р о м а ш к и н а К.И. Усовершенствованная методика градуировки озонметров М-83 по свету от зенита неба. - Труды ГГО, 1984, вып.472, с.100-107.
4. Draft Report to the united nations environment programme coordinating committee on the ozone layer effects of stratospheric modification and climate change. November 19-21, 1986.- S.I, 1986.- 51 p.
5. Observers manual Dobson ozone spectrophotometer (Comprehensive Program of observations).-U.S.Department of Commerce Weather Bureau, USA. 154 p.

Г.П.Гущин, Т.А.Павлюченкова

О КОЛЕБАНИЯХ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ И ОПТИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Как известно, на территории СССР создана и регулярно действует сеть станций по измерению спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферного аэрозоля [2,3]. Указанная сеть действует с целью регулярного контроля за состоянием атмосферной прозрачности и прозрачности атмосферного аэрозоля, поскольку с каждым годом возрастает поступление в атмосферу аэрозольных частиц антропогенного происхождения.

В результате анализа данных сети станций были получены средние за год значения спектральной прозрачности атмосферы P_{λ} в шести участках спектра (344, 369, 463, 530, 572, 627 нм) и средние значения спектральной оптической плотности аэрозоля δ_{λ} в тех же участках спектра за 5-летний период (1971-1975 гг.) [1]. Определение величин P_{λ} и δ_{λ} и формулы для их расчета приводятся в работах [2,3].

В настоящей работе подверглись обобщению и анализу данные о P_{λ} и δ_{λ} за 17-летний период (1971-1987 гг.).

На рис.1 приведены средние за год значения спектральной прозрачности атмосферы P_{λ} для $\lambda = 369$ нм по 11 станциям СССР с наиболее длинным периодом наблюдений и минимумом перерывов в них. На рис.2 приведены аналогичные значения P_{λ} для $\lambda = 530$ нм.

Из рис.1 и 2 следует, что спектральная прозрачность атмосферы на указанных станциях не претерпела существенных изменений за последние 17 лет. На станции Владивосток отмечалось уменьшение средних значений спектральной прозрачности атмосферы в первые 10 лет наблюдений (до 1981 г.), после чего произошло небольшое увеличение прозрачности до уровня $P_{\lambda=369} = 0,45$. В Воейково произошло небольшое увеличение средней спектральной прозрачности атмосферы до уровня $P_{\lambda=369} = 0,50$ за период с 1977 и по 1984 г. Небольшое увеличение средних значений P_{λ} наблюдалось в Омске с 1980 по 1987 г. На остальных станциях не наблюдалось заметных изменений P_{λ} в одну сторону, отмечались лишь колебания этой величины около ее средних значений. Наибольшие в среднем значения P_{λ} (см.рис.1) наблюдались на станциях Печора, Петропавловск-Камчатский, Чарджоу, наименьшие - в Феодосии (Карадаг).

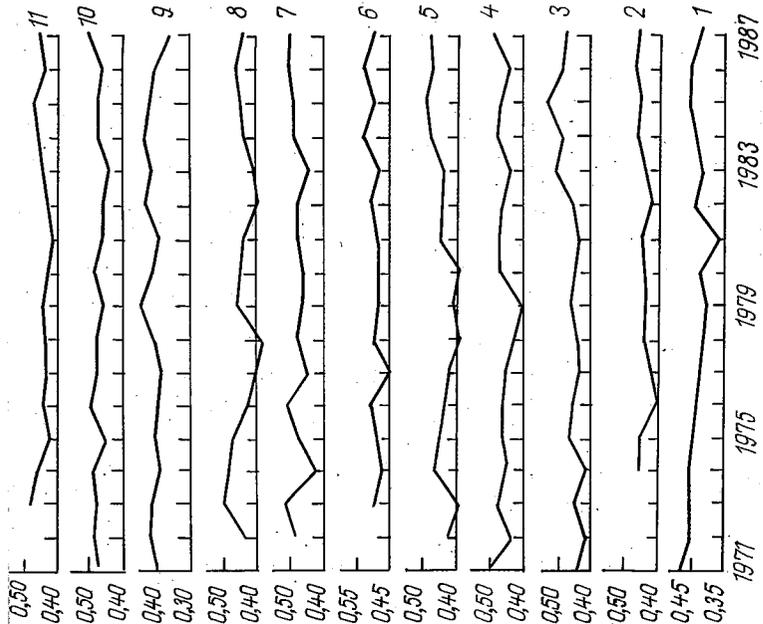


Рис. 1. Средние за год значения спектральной прозрачности атмосферы P_{λ} ($\lambda = 369$ нм).
 1 - Владивосток; 2 - Воронеж; 3 - Ленинград (Войtkовo); 4 - Мурманск; 5 - Омск;
 6 - Петропавловск-Камчатский; 7 - Печора;
 8 - Свердловск; 9 - Фесодосья (Карадаг);
 10 - Чарджоу; 11 - Жыс-Сахалинск

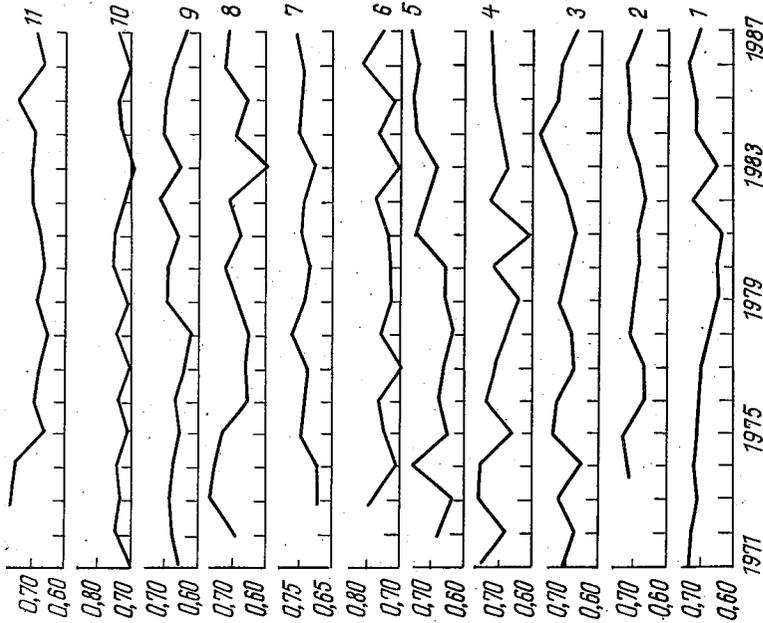


Рис. 2. Средние за год значения спектральной прозрачности атмосферы P_{λ} ($\lambda = 530$ нм).
 Усл. обозначения см. рис. 1

Средние за год значения оптической плотности

Станция	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977
$\lambda = 369 \text{ нм}$							
Владивосток	118	116	127	119	127	137	153
Воронеж	213	166	-	126	123	179	159
Ленинград (Воейково)	135	169	136	168	120	125	158
Мурманск	145	163	105	125	111	113	121
Омск	211	157	198	117	131	145	160
Петропавловск- Камчатский	125	-	078	100	088	077	128
Печора	078	092	072	166	099	078	121
Свердловск	276	137	080	102	115	154	190
Феодосия (Карадаг)	183	167	167	183	173	186	201
Чарджоу	100	081	082	074	118	090	109
Южно-Сахалинск	140	144	103	128	152	130	138
$\lambda = 530 \text{ нм}$							
Владивосток	075	079	089	083	112	093	099
Воронеж	142	108	-	081	097	117	117
Ленинград (Воейково)	093	117	085	123	078	091	117
Мурманск	102	119	058	062	098	074	083
Омск	173	120	133	059	122	109	130
Петропавловск- Камчатский	089	-	049	078	074	061	104
Печора	042	065	089	101	064	072	073
Свердловск	196	099	052	061	076	120	130
Феодосия (Карадаг)	125	112	104	111	112	120	142
Чарджоу	085	061	065	064	086	073	096
Южно-Сахалинск	099	104	059	067	115	098	102

атмосферного аэрозоля ($\sigma_{\lambda} \cdot 10^3$)

1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	Средн.
166	171	163	225	140	163	139	121	133	168	146
139	138	147	151	165	150	126	134	125	144	149
141	125	132	148	123	081	095	058	108	115	136
157	182	114	113	117	134	103	114	150	101	128
190	174	189	131	135	147	101	089	110	100	146
097	090	081	096	065	109	066	084	059	086	089
102	102	114	103	107	136	088	090	088	074	101
212	131	142	153	200	171	-	140	131	139	155
178	135	164	194	150	169	140	156	179	221	173
097	124	101	107	118	133	103	108	118	086	103
147	134	154	164	147	125	123	107	147	135	136
$\lambda = 530 \text{ нм}$										
116	133	132	142	091	130	088	072	073	100	100
091	092	100	107	118	110	088	091	088	111	104
107	084	086	107	086	078	044	076	085	117	093
115	126	069	-	077	111	091	083	088	075	089
139	125	118	067	088	100	067	064	074	055	103
067	066	078	068	051	097	060	079	038	061	070
058	070	083	071	073	107	064	068	070	057	072
138	104	088	109	093	164	-	128	086	092	108
147	101	090	116	087	127	089	101	113	140	114
070	097	065	066	095	115	079	076	090	070	079
123	104	114	107	102	090	090	073	109	106	098

Для характеристики многолетних колебаний спектральной оптической плотности атмосферного аэрозоля δ_{λ} на территории СССР приводится таблица, из которой следует, что значения δ_{λ} , как и ρ_{λ} , не претерпели существенных односторонних изменений за последние 17 лет. Это означает, что в настоящее время атмосфера несмотря на антропогенное воздействие способна очищаться от аэрозольного загрязнения, в частности, с помощью вымывания аэрозольных частиц осадками.

Подобный вывод об устойчивости аэрозольного слоя атмосферы был сделан на основании наблюдений за оптической плотностью аэрозоля на сети станций США в работе [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Г у щ и н Г.П., П а в л ю ч е н к о в а Т.А., Р о м а ш к и н а К.И. Колебания средних значений спектральной прозрачности атмосферы и аэрозоля на территории СССР. - Труды ГГО, вып.384, 1977, с.50-53.
2. Г у щ и н Г.П. Методы, приборы и результаты измерений спектральной прозрачности атмосферы. - М.: Гидрометеиздат, 1988. - 200 с
3. Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей /Сост. Г.П.Гущин. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 53 с.
4. P e t e r s o n I.T., F l o w e r s E.C. Interactions between air pollution and solar radiation.-Solar Energy, 1977, v.19, p. 23-32.

К ИССЛЕДОВАНИЮ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КРУПНОМАСШТАБНЫХ
ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ КРИТЕРИЕВ РЕЙНОЛЬДСА И
РИЧАРДСОНА

Настоящая статья является продолжением работ [1, 2], в которых исследовались динамические свойства воздушных течений в свободной атмосфере. Основной ее целью является расчет и анализ чисел Рейнольдса и Ричардсона для трех случаев крупномасштабных течений в атмосфере.

Широко известны полуэмпирические критерии перехода течений жидкостей и газов из ламинарного в турбулентное состояние [5, 10].

Критерий Рейнольдса

$$Re > Re_{кр}, \quad (1)$$

где Re - число Рейнольдса, равное

$$Re = \frac{uL}{\nu}; \quad (2)$$

u - средняя скорость течения относительно стенки сосуда или соседнего слоя жидкости или газа; L - характерный размер течения (например, диаметр трубы); ν - кинематическая вязкость жидкости или газа; $Re_{кр}$ - критическое значение числа Рейнольдса, определяющее переход течения из одного состояния в другое.

Критерий Ричардсона для атмосферы

$$Ri < Ri_{кр}, \quad (3)$$

где Ri - число Ричардсона, равное

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

g - ускорение свободного падения; T - средняя абсолютная температура рассматриваемого слоя атмосферы; γ_a, γ - адиабатический и действительный вертикальные градиенты температуры атмосферы; β_1 - вертикальный градиент скорости ветра в атмосфере, определяемый выражением

$$\beta_1^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2;$$

u и v - соответствующие скорости ветра по осям X и Y , z - высота; $Ri_{кр}$ - критическое значение числа Ричардсона.

Критерии ламинарного состояния в атмосфере выводятся из неравенств (I) и (3) и имеют вид

$$0 \leq Re \leq Re_{кр}, \quad (5)$$

$$Ri > Ri_{кр}. \quad (6)$$

Причем для критерия (6) рассматриваются состояния, когда $\gamma_a - \gamma > 0$ (эти состояния наблюдаются в атмосфере в подавляющем числе случаев).

Значения $Re_{кр}$ колеблются в пределах от $2 \cdot 10^3$ до $2 \cdot 10^4$, значения $Ri_{кр}$ - от 0,25 до 2,0 [3,5,10].

Значения кинематической вязкости воздуха на разных высотах, по данным Леттау [7] и по ГОСТ 4401-81 "Атмосфера стандартная, параметры", приведены в табл. I.

Числа Рейнольдса и Ричардсона неоднократно применялись для оценок динамического состояния атмосферных слоев [3-5, 7, 10]. В частности, числа Ричардсона использовались для выявления в атмосфере районов повышенной турбулентности - зон болтанки самолетов [3,7,10].

При этом по данным аэрологических наблюдений за ветром и температурой рассчитывались значения чисел Ричардсона для слоев, толщиной 300-500 м, и для еще больших по толщине слоев, образуемых основными изобарическими поверхностями. Расчеты чисел Ричардсона для более тонких слоев в свободной атмосфере, насколько нам известно, не делались как из-за отсутствия необходимых для расчетов данных, так и из-за значительного увеличения погрешности значений Ri , возникающей при уменьшении толщины слоев.

Таблица I

Кинематическая вязкость воздуха ν (m^2/c)

Высота, км	[7]	ГОСТ 4401-81
0	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$
10	$1 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$
20	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$
30	$1 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
40	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$
50	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$

Указанные расчеты чисел Ричардсона не позволяли выявить тонкую динамическую структуру атмосферы.

Для исследований тонкой динамической структуры атмосферы были выполнены модельные расчеты чисел Ричардсона и Рейнольдса в сравнительно тонких слоях атмосферы (100–200 м). В качестве модели были использованы типичные распределения ветра и температуры в свободной атмосфере [6, 8, 9]. При этом полагалось, что модельные распределения исходных величин являются заданными и не имеют погрешностей.

В виде примера в табл. 2 приводится в качестве модельного вертикальное распределение ветра u и температуры t в свободной атмосфере в интервале высот 1,4...19,0 км с шагом 0,2 км. Из приведенного распределения температуры следует, что тропопауза в рассматриваемом случае располагалась на высоте 12 км. На этой же высоте ветер достигал максимальной скорости, равной 35,0 м/с. В модели было принято, что ветер в свободной атмосфере имеет одно и то же направление в выбранном интервале высот (составляющая скорости ветра по оси y равна нулю).

Для расчета чисел Ричардсона важным является выбор способа разбивания атмосферы на слои и выбор значений постоянных γ_a и g .

Поясним принятый способ расчета и выбор указанных постоянных конкретным примером. На высоте 10 км для слоя $\Delta z = 200$ м были получены следующие значения величин:

$$\begin{aligned}\gamma_a - \gamma &= 0,010 - \frac{-50 + 50,8}{200} = 0,0060 \text{ } ^\circ\text{C/м}; \\ \frac{g(\gamma_0 - \gamma)}{T} &= \frac{9,8 \cdot 0,0060}{273,1 - 50,0} = 0,263 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}; \\ \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 &= \frac{27,3 - 25,8}{200} = 0,0562 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}; \\ Ri &= \frac{0,263 \cdot 10^{-3}}{0,0562 \cdot 10^{-3}} = 4,68.\end{aligned}$$

Из анализа данных, представленных в табл. 2, следует, что значения чисел Ричардсона в разных слоях атмосферы отличаются друг от друга более чем в 1000 раз. В подавляющем числе случаев $Ri > Ri_{кр}$, что соответствует ламинарному режиму воздушных течений (в качестве $Ri_{кр}$ было принято значение, равное 2). На высотах 9,8 км ($Ri = 1,56$) и 3,6 км ($Ri = 2,11$) в узких слоях отмечается турбулентный или близкий к турбулентному режим воздушных течений, поэтому эти слои можно рассматривать и как зоны болтанки самолетов.

Наиболее важным результатом модельных расчетов являются максимальные значения чисел Ричардсона на высотах 12,0 и 12,2 км, где отмечаются максимальные скорости ветра. Число Ричардсона на высоте 12,0 км равно 2001, а на высоте 12,2 км – 2090. На этих высотах существует наиболее устойчивый ламинарный режим воздушных течений, превосходящий по устойчивости все другие атмосферные слои в рассматриваемом интервале высот.

Таблица 2

Температура воздуха t , скорость ветра u и число
Ричардсона Ri на разных высотах в атмосфере

z км	t °C	u м/с	Ri	z км	t °C	u м/с	Ri
1,4	9,8	8,1	416	6,0	-21,3	13,0	51,9
1,6	8,4	8,2	487	6,2	-22,7	13,4	52,2
1,8	7,1	8,3	122	6,4	-24,1	13,9	29,5
2,0	5,8	8,5	492	6,6	-25,5	14,4	24,7
2,2	4,5	8,6	424	6,8	-27,0	14,9	35,4
2,4	3,1	8,7	496	7,0	-28,6	16,4	31,1
2,6	1,8	8,8	125	7,2	-29,9	16,0	30,2
2,8	0,5	9,0	430	7,4	-31,3	16,6	30,4
3,0	-0,9	9,1	144	7,6	-32,7	17,2	19,6
3,2	-2,1	9,3	434	7,8	-39,1	18,0	16,4
3,4	-3,5	9,4	509	8,0	-35,6	18,7	16,5
3,6	-4,8	9,5	110	8,2	-37,1	19,6	16,6
3,8	-6,2	9,7	57,1	8,4	-38,6	20,4	6,58
4,0	-7,5	10,0	III	8,6	-40,1	21,3	12,0
4,2	-8,9	10,2	57,7	8,8	-41,4	22,2	6,61
4,4	-10,2	10,5	130	9,0	-42,9	23,2	8,65
4,6	-11,5	10,7	49,9	9,2	-44,4	24,1	6,35
4,8	-12,9	11,0	66,9	9,4	-45,8	25,1	2,99
5,0	-14,1	11,3	42,0	9,6	-47,3	26,3	4,30
5,2	-15,6	11,6	114	9,8	-48,7	27,5	1,56
5,4	-17,0	11,8	42,5	10,0	-50,0	28,7	4,68
5,6	-18,5	12,2	135	10,2	-50,8	29,8	3,66
5,8	-19,8	12,5	43,0	10,4	-51,6	30,8	6,28
10,6	-52,4	31,7	8,02	15,6	-54,7	21,8	75,4
10,8	-53,1	32,4	11,6	15,8	-54,6	20,8	75,3
11,0	-53,8	33,1	21,9	16,0	-54,6	19,9	75,3
11,2	-54,6	33,7	29,9	16,2	-54,4	18,8	123
11,4	-55,4	34,2	22,1	16,4	-54,2	17,8	123
11,6	-56,2	34,6	121	16,6	-54,0	16,7	71,6
11,8	-57,0	34,8	317	16,8	-54,0	15,8	117
12,0	-57,6	35,0	2001	17,0	-53,9	14,8	209
12,2	-57,4	34,9	2090	17,2	-53,8	13,8	117
12,4	-57,1	34,8	212	17,4	-53,7	12,8	188
12,6	-57,0	34,5	125	17,6	-53,6	11,8	117
12,8	-56,8	34,1	24,6	17,8	-53,5	10,8	208
13,0	-56,6	33,7	40,6	18,0	-53,4	10,0	75,0

z км	t °C	u м/с	Re	z км	t °C	u м/с	Re
3,2	-56,4	33,2	8,84	18,2	-53,3	9,4	117
3,4	-56,2	32,5	3,59	18,4	-53,2	9,0	117
3,6	-56,1	31,8	2,11	18,6	-53,1	8,0	117
3,8	-56,0	31,0	2,94	18,8	-53,0	8,2	208
4,0	-55,8	30,0	3,45	19,0	-52,9	7,9	208
4,2	-55,6	29,0	75,7				
4,4	-55,5	28,0	138				
4,6	-55,3	26,7	40,4				
4,8	-55,1	25,9	38,5				
5,0	-55,0	24,8	80,0				
5,2	-54,9	23,9	52,4				
5,4	-54,8	22,8	75,4				

Для исследования тонкой динамической структуры атмосферы в горизонтальном направлении (вдоль меридиана) были рассчитаны числа Рейнольдса в узких горизонтальных слоях на разных высотах в атмосфере.

В качестве модельных распределений ветра на разных изобарических поверхностях были использованы распределения, полученные Х.П.Поголяном [8] по данным радиозондирования, которые были проинтерполированы и приводятся в табл. 3 и 4 для поверхностей 300 и 200 гПа в интервале широт 20-40° с.ш.

Расчет чисел Рейнольдса проводился для тонких и узких горизонтальных слоев, расположенных вдоль широтных кругов на одной и той же изобарической поверхности.

Скорости горизонтального ветра u на изобарической поверхности 300 и 200 гПа, принятые в качестве модельного распределения, также приводятся в табл. 3 и 4. С помощью указанных скоростей ветра были рассчитаны относительные скорости $u_{\text{отн}}$, представляющие собой средние скорости ветра в каждом слое относительно соседних слоев. По относительным скоростям ветра и размерам слоев (ширине слоя, равной 100 м) были затем рассчитаны числа Рейнольдса в каждом слое.

Приведем пример расчета числа Re на расстоянии 50 км (к югу) от слоя с максимальной скоростью ветра, равной 220 км/ч:

$$u = \frac{(218,5 - 217) \cdot 0,3}{2} \cdot 0,1 = 2,25 \cdot 10^{-3} \text{ м/с};$$

$$Re = \frac{2,25 \cdot 10^{-3} \cdot 100}{10^{-5}} = 22500.$$

Цифра 2 в знаменателе формулы появилась вследствие того, что рассчитывается средняя относительная скорость ветра, множитель

Таблица 3

Скорость ветра u на уровне 300 гПа и число Рейнольдса Re в горизонтальных слоях атмосферы шириной 100 м на расстоянии H (по меридиану) от слоя с максимальной скоростью ветра

H км	u км/ч	Re	H км	u км/ч	Re
-935	130	13600	-70	217,8	4500
-880	135	13600	-60	218,1	4500
-825	140	13600	-50	218,4	4500
-770	145	19100	-40	218,7	4500
-715	152	21800	-30	219	6000
-660	160	27300	-20	219,4	7500
-605	170	21800	-10	219,9	1500
-550	178	19100	0	220	3000
-495	185	21800	10	219,8	1500
-440	193	13600	20	219,7	3000
-385	198	13600	30	219,5	7500
-330	203	13600	40	219,0	7500
-275	208	10900	50	218,5	22500
-220	212	8190	60	217	22500
-165	215	4100	70	215,5	22500
-110	216,5	6000	80	214	22500
-100	216,9	4500	90	212,5	22500
-90	217,2	4500	100	211	30000
-80	217,5	4500	110	209	38200
165	195	54600	550	87	21800
220	175	68300	605	79	21800
275	150	54600	660	71	16400
330	130	41000	715	65	16400
385	115	32800	770	59	13600
440	103	21800	825	54	10900
495	95	21800	880	50	13600
			935	45	13600

Таблица 4

Скорость ветра u на уровне 200 гПа и число Рейнольдса Re в горизонтальных слоях атмосферы шириной 100 м на расстоянии H (по меридиану) от слоя с максимальной скоростью ветра

H км	u км/ч	Re	H км	u км/ч	Re
1100	115	81900	-660	140	10900
1045	118	81900	-605	144	10900
-990	121	81900	-550	148	10900
-935	124	81900	-495	152	10900
-860	127	81900	-440	156	13600
-825	130	81900	-385	161	16400
-770	133	81900	-330	167	30000
-715	136	10900	-275	178	35500
-220	191	60100	110	222	46400
-165	213	30000	165	205	35500
-110	224	30000	220	192	27300
-100	226	30000	275	182	24600
-90	228	15000	330	173	19100
-80	229	30000	385	166	16400
-70	231	15000	440	160	27300
-60	232	15000	495	150	27300
-50	233	12000	550	140	27300
-40	233,8	9000	605	130	19100
-30	234,4	6000	660	123	16400
-20	234,8	9000	715	117	16400
-10	235,2	4500	770	111	16400
0	235,5	4500	825	105	16400
10	235,2	7500	880	99	13700
20	234,7	7500	935	94	10900
30	234,2	9000	990	90	13700
40	233,6	12000	1045	85	10900
50	232,8	19500	1100	81	10900
60	231,5	37500			
70	229	15000			
80	228	15000			
90	227	30000			
100	225	45000			

0,1 - вследствие того, что относительная скорость рассчитывается не на ширину слоя в 1 км, а на 100 м.

Аналогичный расчет числа Re для уровня 200 гПа и на расстоянии 550 км (севернее) от слоя с максимальной скоростью ветра, равной 235,5 км/ч, дает

$$u = \frac{(148 - 152) \cdot 0,3}{2 \cdot 55} \cdot 0,1 = 1,09 \cdot 10^{-3} \text{ м/с};$$

$$Re = \frac{1,09 \cdot 10^{-3} \cdot 100}{10^{-5}} = 10900$$

Из табл.3 и 4 следует, что значения чисел Рейнольдса в разных слоях атмосферы в большинстве случаев больше $Re_{кр}$, что означает наличие турбулентного режима в этих слоях. При этом за критическое значение числа Рейнольдса принято значение $Re_{кр} = 10000$.

На изобарической поверхности 300 гПа на расстояниях от - 220 до 40 км от максимума скорости течения значения чисел Рейнольдса меньше $Re_{кр}$, что означает существование в этих слоях ламинарного режима.

На уровне 200 гПа ламинарный режим воздушных течений наблюдается в слоях атмосферы, расположенных на расстоянии от - 40 до 30 км от максимума скорости течения, т.е. там, где $Re < 10000$.

Как видно из табл.3 и 4 наиболее устойчивый ламинарный режим наблюдается на разных высотах в слоях атмосферы, совпадающих с максимумом скорости течения. В этих слоях значения Re достигают наименьших значений и колеблются в пределах от 1500 до 4500, что значительно меньше $Re_{кр}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Г у щ и н Г.П. О ламинарных образованиях в атмосфере. - Труды ГГО, 1985, вып.499, с.48-59.
- Г у щ и н Г.П. Исследование динамики атмосферы методом совместного анализа полей ветра, озона и других малых составляющих атмосферы. - В кн.: Атмосферный озон. Труды VI Всесоюзного симпозиума. - Л.: Гидрометеиздат, 1987, с.217-230.
- З а в а р и н а М.В. Некоторые особенности распределения вероятности зон повышенной турбулентности в тропосфере. - В кн.: Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания. Том 5. - Л.: Гидрометеиздат, 1963, с.215-221.
- М а м а к и н В.Н. О зависимости числа Ричардсона от высоты. - Метеорология и гидрология, 1950, № 7, с.29-30.
- М о н и н А.С., Я г л о м А.М. Статистическая гидромеханика. Ч.1, - М.: Наука, 1965. - 639 с.
- П а л ь м е н Э., Н ь ю т о н Ч. Циркуляционные системы атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 398 с.
- П и н у с Н.З., Ш м е т е р С.М. Аэрология. ч.2. Физика свободной атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1965. - 351 с.
- П о г о с я н Х.П. Общая циркуляция атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1959. - 260 с.
- П о г о с я н Х.П. Общая циркуляция атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 394 с.
- П и н у с Н.З. и др. Турбулентность в свободной атмосфере/ Н.З.Пинус, Н.К.Виниченко, С.М.Шметер, Г.И.Шур. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 287 с.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЛИДАРНОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ В НАКЛОННЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ

Уравнение лазерной локации в приближении однократного рассеяния имеет следующий вид:

$$P(x) = Ax^{-2} z_x(x) \exp[-2 \int_0^x \mu'(z) dz], \quad (1)$$

где $P(x)$ - сигнал обратного рассеяния, соответствующий расстоянию x ; A - аппаратная постоянная; $z_x(x)$ - показатель рассеяния для угла 180° ; $\mu'(x)$ - натуральный показатель ослабления.

В работах [1, 2, 4-6] сделано заключение о возможности использования степенной зависимости вида:

$$z_x(x) = \kappa_0 [\mu'(x)]^n, \quad (2)$$

где κ_0 и n - постоянные коэффициенты.

Учитывая соотношение (2), решение уравнения (1) можно записать в виде [6]:

$$\mu'(x) = \frac{S(x)}{B - \frac{2}{n} \int_0^x S(z) dz}, \quad (3)$$

где

$$S(x) = [P(x) x^2]^{\frac{1}{n}}; \quad B = (AT_0^n \kappa_0)^{\frac{1}{n}},$$

$T_0 = \exp[-2 \int_0^{z_0} \mu'(z) dz]$ - коэффициент пропускания атмосферы в теневой зоне лидара на участке $(0, z_0)$.

Будем полагать, что коэффициент n известен из априорных соображений. Величину B можно найти разными способами. Сложность ее непосредственного определения связана с необходимостью измерений аппаратной постоянной A и характеристик атмосферы κ_0 и T_0 . В [3] предлагается для определения B использовать априорное допущение о равенстве средних значений показателей ослабления на участках двух трасс в пределах горизонтальных слоев, толщина которых существенно превышает пространственную протяженность зондирующего импульса. Данный метод имеет несколько недостатков, к основным из них следует отнести, во-первых, отсутствие достаточно простого критерия выбора слоев атмосферы, где справедливо исходное допущение; во-вторых, нес

ходимость решать трансцендентное уравнение, заданное в неявном виде. С целью исключения упомянутых недостатков был разработан метод интерпретации данных лидарного зондирования атмосферы в наклонных направлениях. В его основу положено допущение об однородности атмосферы в горизонтальных плоскостях на разных высотах, которое, в частности, используется при разработке метода, представленного в [3]. Рассмотрим суть предлагаемого метода.

Пусть атмосфера зондируется вдоль двух трасс, составляющих углы φ_1 и φ_2 с горизонтом. Тогда, согласно (3), выражения для определения показателей ослабления вдоль этих трасс для одной и той же высоты $H_i = H_0 + (i-1) \cdot \Delta H$ (H_0 - высота, определяемая теневой зоной лидара; ΔH - шаг по высоте) можно записать следующим образом:

$$\mu'_{1i} = \frac{S_{1i}}{B_1 - J_{1i}}, \quad (4)$$

$$\mu'_{2i} = \frac{S_{2i}}{B_2 - J_{2i}}, \quad (5)$$

где S_{1i}, S_{2i} - функции типа $S(z)$, соответствующие углам зондирования φ_1 и φ_2 ;

$$J_{1i} = \frac{2}{n} \int_{H_0/\sin \varphi_1}^{H_i/\sin \varphi_1} S_1(z) dz,$$

$$J_{2i} = \frac{2}{n} \int_{H_0/\sin \varphi_2}^{H_i/\sin \varphi_2} S_2(z) dz, \quad i=1, 2, \dots, M.$$

Величины B_1 и B_2 можно определить, используя априорное допущение об однородности атмосферы в горизонтальных плоскостях на разных высотах

$$\mu'_{1i} = \mu'_{2i}, \quad (6)$$

и соотношения (4) и (5)

$$y_i = B_1 + B_2 x_i, \quad (7)$$

где $x_i = -\frac{S_{1i}}{S_{2i}}; \quad y_i = J_{1i} + x_i J_{2i}.$

Следовательно, если справедливо соотношение (6), то величины x_i и y_i связаны линейной зависимостью (7). Выбрав на графике зависимости y от x линейный участок (x_{iN}, x_{iK}), можно методом наименьших квадратов [7] найти B_1 и B_2 :

$$B_1 = \frac{\sum_{i=iN}^{iK} y_i \sum_{i=iN}^{iK} x_i^2 - \sum_{i=iN}^{iK} x_i \sum_{i=iN}^{iK} x_i y_i}{\Delta}, \quad (8)$$

$$B_2 = \frac{N \sum_{i=1}^{iK} x_i y_i - \sum_{i=1}^{iK} x_i \sum_{i=1}^{iK} y_i}{\Delta}, \quad (9)$$

где $\Delta = N \sum_{i=1}^{iK} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{iK} x_i \right)^2$, $N = iK - iH + 1$. (10)

Среднеквадратические погрешности определения B_1 и B_2 обусловленные случайными отклонениями значений величин y_i от линейной зависимости, можно оценить по формулам, приведенным в [7],

$$|\Delta B_1| = D \sqrt{\sum_{i=1}^{iK} \frac{x_i^2}{\Delta}}; \quad (11)$$

$$|\Delta B_2| = D \sqrt{\frac{N}{\Delta}}, \quad (12)$$

где $D = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{iK} (y_i - B_1 - B_2 x_i)^2}{N}}$. (13)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О.Д., Довгялло Е.Н., Полякова Е.А. Экспериментальные исследования оптических свойств приземного слоя атмосферы. - Труды ГГО, 1967, вып.220, с.226-228.
2. Горчаков Г.И., Исаков А.А., Свириденков М.А. Анализ корреляционных связей между коэффициентом направленного светорассеяния и коэффициентом рассеяния. - В кн.: Материалы докладов I-го Всесоюзного совещания по атмосферной оптике. - Томск, 1976, с.206-210.
3. Игнатенко В.М., Ковалев В.А., Кузьмин А.Г. О возможности интерпретации лидарных данных в условиях неоднородной атмосферы. - Труды ГГО, 1983, вып.456, с.57-60.
4. Креков Г.М., Панченко М.В., Рахимов Р.Ф. К вопросу о среднестатистической изменчивости угловых характеристик аэрозольного светорассеяния. - В кн.: Тезисы докладов 7-го Всесоюзного симпозиума по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. - Томск, 1982, с.127-130.
5. Лопухин Е.А. Результаты измерения хода суммарной освещенности. - Метеорология и гидрология, 1948, № 6, с.315-321.
6. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 343 с.
7. Худсон Д. Статистика для физиков. - М.: Мир, 1970. - 199 с.

ИЗМЕРИТЕЛЬ РАДИАЦИОННОГО ПРИТОКА ТЕПЛА В АТМОСФЕРЕ

Известно, что радиационный приток тепла (РПТ) - один из важнейших механизмов, формирующих термическое состояние атмосферы. Однако из-за сложности процесса переноса радиации сама возможность прямого измерения РПТ в атмосфере ранее оспаривалась [12].

Предложенный оптико-акустический (ОА) метод измерения РПТ впервые позволил создать макет "идеального" приемника для измерения РПТ [3]. В этом макете при измерениях выходной сигнал $U = c\varepsilon$, где c - приборная постоянная, определяемая при градуировке [4] и имеющая размерность чувствительности ($B \cdot m^3 / кВт$), ε - значение РПТ ($кВт / m^3$), равное по определению

$$\varepsilon = \int_0^{\infty} \sum_i \rho_i \kappa_{\lambda i} [B_{\lambda} - E_{\lambda}(\tau)] d\lambda, \quad (I)$$

где B_{λ} - плотность потока монохроматического излучения из верхней или нижней полусферы на уровне измерений; E_{λ} - плотность потока монохроматического излучения черного тела при температуре воздуха на уровне измерений; $\rho_i, \kappa_{\lambda i}$ - плотность и массовый монохроматический показатель поглощения i -й газовой компоненты атмосферы.

Результаты исследований макета и полевых измерений изложены ранее в [3, 4]. Описанный макет, однако, имел ряд конструктивных недостатков, снижающих точность измерений. Во-первых, приемник обладал паразитной чувствительностью из-за неселективного поглощения радиации стенками лучеприемной камеры (ЛПК). Это проявилось в полевых условиях, где эффективное излучение в области окна прозрачности ...12 мкм весьма значительно. Появление паразитной чувствительности было, в частности, вызвано тем, что для улучшения угловой характеристики приемника, на стенки цилиндрической ЛПК наносилась полоска чернения. Во-вторых, приемник перегревался в дневное время из-за поглощения коротковолновой радиации элементами конструкции. Особенно существенное влияние на точность измерений оказывал перегрев модулятора из-за его недостаточной радиационной защиты. Элементная база измерителя РПТ, в том числе микрофонный преобразователь, устареела. Надежность измерителя была недостаточной. Ряд вопросов методического характера также требовал доработки.

В настоящей работе описан макет нового измерителя РПТ, в значительной степени лишенного перечисленных недостатков, а также рассмотрены некоторые вопросы методики измерений.

На рисунке показана схематически конструкция приемника и структурная схема измерителя РПТ. Измеритель работает следующим образом. При вращении модулятора I в ЛПК 3 через окно 4 попадает излучение из полусферы, модулируемое излучением I. Если радиационный баланс объема воздуха в ЛПК не равен нулю (что соответствует условию $\epsilon \neq 0$), то в ЛПК, содержащей воздух с компонентами, поглощающими излучение (водяной пар, CO_2 , аэрозоль и т.д.), возникают периодические колебания температуры, амплитуда и фаза которых соответствуют модулю и знаку РПТ. Эти колебания температуры в акустически жесткой лучеприемной камере вызывают колебания давления, воспринимаемые мембраной измерительного микрофона 5, и преобразуются микрофонным каскадом 6 в переменное напряжение. Это напряжение усиливается трехкаскадным

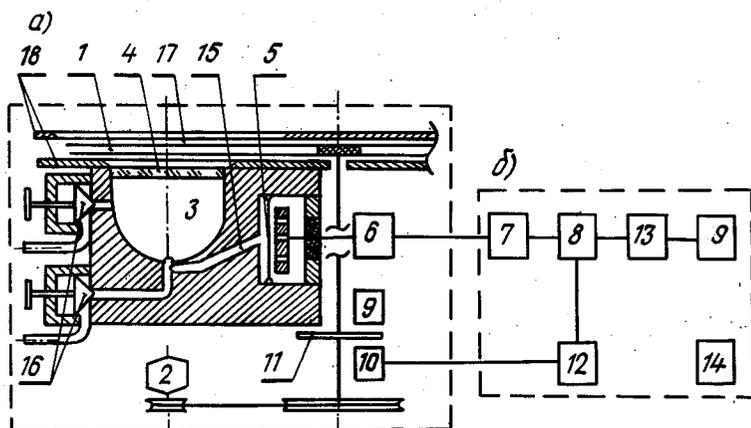


Схема измерителя радиационного притока тепла:
а - приемник; б - измерительный блок

усилителем низкой частоты (УНЧ) 7, снабженным многозвенными *RC* фильтрами [2] для подавления шумов с частотами ниже и выше частоты модуляции, составляющей 15 Гц. Полоса частот на уровне пропускания 0,5 составляет 8-30 Гц. Измерительный сигнал после усиления синхронным детектором 8 с целью определения фазы сигнала, соответствующей знаку РПТ. Сигнал, управляющий детектором, формируется генератором опорного напряжения - оптопарой, состоящей из светодиода 9, фотоэлемента 10 и малого модулятора II, расположенного между ними на одной оси с модулятором I. При вращении модулятора II излучение светодиода

адающее на фотодиод, периодически прерывается, что создает переменную составляющую тока в цепи фотодиода, которая после усилителя 2 поступает на ключ однополупериодного, двухполярного детектора [2]. Сигнал после выпрямления подается на вход оконечного каскада I3, собранного по схеме усилителя постоянного тока (УПТ), содержащего интегрирующую RC цепочку, и после этого подается либо настроенный микроамперметр I9, либо на внешний милливольтметр.

В качестве первичного измерительного преобразователя был использован высокостабильный измерительный микрофон MF-102 конденсаторного типа с микрофонным каскадом $MV=102$, выполненным по схеме истокового повторителя [11]. УНЧ 7, оконечный каскад I3, усилитель I2 собраны на микросхемах серии 5443Д2А, оптопара содержит светодиод Л-107А и фотодиод ФД-3. В приборе используется электродвигатель типа ДПМ-25. Ключ синхронного детектора собран на транзисторе ТЗ12А.

Блок питания I4 измерителя РИТ служит для обеспечения напряжения поляризации микрофона (170 В), питания микрофонного каскада (80 В), усилителей (12 В, -12 В), электродвигателя (12 В) и светодиода (1 В) при сетевом питании 220 В, 50 Гц. Блок питания содержит соответственно шесть источников напряжения постоянного тока, пять из которых содержат параметрические стабилизаторы на транзисторах [8].

Измеритель РИТ состоит из выносного приемника и измерительного блока, соединенных через разъем десятижильным экранированным кабелем.

Основой приемника (см. рисунок) является узел лучеприемника, представляющий собой массивный блок, в теле которого расположены ЛПК 3 микрофонная камера, соединенные каналом I5 для передачи звукового сигнала. ЛПК снабжена клапанами I6, позволяющими перезаполнять ее в открытом положении и обеспечивать достаточную акустическую жесткость в закрытом положении, т.е. при измерениях. ЛПК имеет стенки из зеркально отражающего дюралюминия и плоское окно 4 из иодисторомистого таллия (спектральный диапазон пропускания 0,7-60 мкм).

Конструкция микрофонной камеры и микрофона позволяет (при необходимости) контролировать чувствительность микрофона либо посредством подачи на него звукового давления от тонального генератора звука, либо подачей синусоидального напряжения на специальный электрод микрофона. Эти методы контроля [8,9] не заменяют обязательной градуировки измерителя по задаваемому на лабораторной установке значению РИТ [34].

Необходимая герметичность в местах соединений деталей обеспечивается с помощью вакуумной смазки. Узел лучеприемника крепится на резиновых амортизаторах.

Узел модулятора содержит двухлопастные модуляторы I и II, жестко закрепленные на одной оси. Вращение оси модуляторов осуществляется через понижающую шкивную передачу посредством электромотора 2. Для регулировки фазы детектируемого сигнала оптопара может поворачиваться вокруг оси модуляторов в пределах угла 90° . Модулятор I, согласно [3], должен иметь температуру, близкую к температуре воздуха. Поэтому для предотвращения перегрева модулятор снабжен тремя радиационными экранами. Экран I7, вращающийся вместе с модулятором и теплоизолированный от него, имеет лопасти той же конструкции, что и лопасти модулятора. Имеются также два неподвижных экрана I8, расположенных параллельно по обе стороны от модулятора, с отверстиями напротив окна 4. Поверхность лопастей модулятора I, обращенная к окну ЛПК, зачернена. Другая поверхность модулятора, как и вращающийся экран, зеркально отражает радиацию. Неподвижные экраны и кожух приемника (на рисунке не показан) окрашены белой эмалью. Ось модулятора имеет токосъемные кольца (на рисунке не показаны), что позволяет при необходимости измерять температуру вращающегося модулятора I, например, с помощью микротермосопротивления.

Узлы лучеприемника, модулятора, радиационные экраны и кожух крепятся к несущей вилке (на рисунке не показана). Приемник имеет форму цилиндра диаметром I70 и высотой 80 мм, с массой 2 кг.

Измерительный блок (переносный), содержит собственно измерительную схему и блок питания, описанные выше, размещенные на отдельных платах.

Чувствительность измерителя РПТ составляет на выходе микрофонного каскада 0,1 В/Вт, на шкале милливольтметра $40 \text{ мВ} \cdot \text{ч} \cdot \text{К}^{-1}$ ($\text{К} \cdot \text{ч}^{-1}$ — скорость радиационного изменения температуры воздуха, соответствующая РПТ в воздух ЛПК).

Постоянная времени электрической схемы измерителя при периоде модуляции 0,06 с увеличена до 3 с с целью уменьшения влияния акустических шумов. Однако постоянная времени при полевых измерениях РПТ определяется тепловой инерцией модулятора и составляет около 1 мин.

Методика измерения включает в себя исследование источников погрешностей. Рассмотрим некоторые методические вопросы, недостаточно освещенные ранее в [3,4]. Они касаются линейности измерителя, угла угловой характеристики приемника, влияния селективности пропускания окна и многократных отражений в ЛПК на спектральную поглощающую способность газа в ЛПК.

Структурная схема измерителя РПТ, представленная на рисунке, является схемой прямого многозвенного преобразователя. Поэтому выражение для чувствительности U/E выразим в виде

$$\varepsilon = \frac{U}{1/l \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} A_{\lambda} [B_{\lambda} - E_{\lambda}] d\lambda} \frac{\Delta T}{\Delta P} \frac{\Delta C}{\Delta P} \frac{U}{\Delta C} \frac{U}{U}, \quad (2)$$

где A_{λ} - функция поглощения газа; l - эффективная глубина ЛПК; λ_1, λ_2 - границы спектрального интервала пропускания окна; $\Delta T, \Delta P$ - амплитуда периодических колебаний соответственно температуры и давления, средняя для объема ЛПК; ΔC - амплитуда периодических колебаний электрической емкости капсулы конденсаторного микрофона; U, U - выходной сигнал микрофонного преобразователя (напряжение переменного тока) и измерительной схемы (выпрямленное напряжение).

В правой части (2) сомножители характеризуют чувствительность звеньев схемы, именно ЛПК, микрофонной камеры, капсулы микрофона, микрофонного каскада, усилителя с оконечным каскадом соответственно.

Из сравнения (1) и (2) следует, что при переходе энергии импульсов поглощенной в ЛПК радиации в колебания температуры необходимо, чтобы соблюдался закон линейного поглощения

$$A_{\lambda} = l \sum_i \rho_i \kappa_{\lambda i}. \quad (3)$$

Согласно оценкам, полученным для максимальных концентраций основных поглотителей нижней тропосферы - водяного пара и CO_2 , при $l \approx 5$ см, $A_{\lambda} \ll 1$ условие (3) соблюдается с относительной погрешностью не более 1%. Кроме того, будем считать (согласно, например, [1, 6]), что значение κ_{λ} не зависит от значения плотности потоков в условиях атмосферы, а также, что влияние фазовых процессов (при влажности меньшей 100%), а также фотохимических эффектов в инфракрасном диапазоне пренебрежимо мало.

В описанной выше конструкции ЛПК для уменьшения влияния неселективного поглощения радиации стенками последние имеют зеркально отражающую поверхность. При этом из-за многократных отражений, а также из-за селективности пропускания и отражения радиации окном и поглощения ее в воздухе, значение l может зависеть от длины волны.

Рассмотрим поглощение радиации в плоско-параллельном слое воздуха с $A_{\lambda} \ll 1$, ограниченном, с одной стороны, окном с коэффициентом пропускания $\tau_{\lambda \text{ок}}$ и коэффициентом отражения $R_{\lambda \text{ок}}$, с другой стороны, дном с неселективным коэффициентом отражения R . Можно показать, что при нормально падающей радиации, при бесконечном количестве отражений поглощение в этом слое составит $A_{\lambda} z_{\lambda}$, чему соответствует эффективная глубина $l z_{\lambda}$. Здесь z_{λ} - множитель, учитывающий влияние многократных отражений при $R \neq 0 \neq R_{\lambda \text{ок}}$

$$z_{\lambda} = \frac{\tau_{\lambda \text{ок}} [1 + R(1 - A_{\lambda})]}{1 - R R_{\lambda \text{ок}} (1 - A_{\lambda})^2}. \quad (4)$$

Результаты расчета A_1 и α_2 для характерных длин волн приведены в таблице для следующих условий: $l = 4$ см; $\rho_i = 10^{-5}$ г/см³ (водяной пар); значения K_2 согласно [13], значения τ_{20k} окна из иодисто-бромистого таллия (КРС-5) толщиной 2,5 мм определены экспериментально; значение R_{20k} согласно [10]; значение R принято равным 0,7.

Характеристики окна ЛПК и поглощения радиации в слое для различных длин волн

Характеристика	λ мкм					
	6,3	10	30	40	50	60
τ_{20k}	0,66	0,68	0,69	0,60	0,24	0,05
R_{20k}	0,34	0,32	0,31	0,20	0,13	0,11
A_1	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$
α_2	1,46	1,49	1,49	1,18	0,44	0,09
α_2/τ_{20k}	2,21	2,19	2,17	1,96	1,85	1,82

Из таблицы следует, что значение α_2 практически не зависит от A_1 и обусловлено главным образом уменьшением τ_{20k} при $\lambda \geq 40$ мкм. Соответствующая систематическая погрешность измерения РПТ максимальна для условий приземного слоя, где основной вклад вносят спектральные интервалы сильного поглощения, и не превышает 5% [5]. Отношение α_2/τ_{20k} характеризует влияние селективности A_1 и R_{20k} . Как видно, это отношение мало зависит от λ , следовательно, искажением спектрального поглощения в (3) за счет многократных отражений можно пренебречь.

Рассмотрим еще один возможный источник нелинейности. Он заключается в том, что при достаточно большой концентрации поглощающего газа в ЛПК, когда $A_1 < 1$, значительная доля излучения вблизи центра полос поглощается непосредственно в слое газа в ЛПК, примыкающем к поверхности окна, где из-за заметной теплоотдачи к окну ΔT значительно уменьшается $[I]$. В описанном приемнике этот эффект не обнаруживается при заполнении ЛПК воздухом с абсолютной влажностью от 2 до 14 г/л и обнаруживается при заполнении ЛПК смесью CO_2 и N_2 . Рассмотрим результаты определения зависимости чувствительности приемника от концентрации CO_2 в ЛПК:

Концентрация CO_2 , %	0,025	0,5	1,0	1,5	8,0
Чувствительность, отн. ед.	1,0	1,0	1,0	0,8	0,2

Как видно, при градуировке необходимо использовать смесь с концентрацией, не превышающей 1,0%.

Таким образом, ЛПК является линейным преобразователем при плотностях потоков и концентрациях газов, встречающихся в тропосфере.

Второй член правой части (2) характеризует чувствительность микрофонной камеры. Согласно [6], из уравнения газового состояния следует, что при оптико-акустическом эффекте

$$\frac{\Delta T}{T} = \frac{\Delta P}{P} + \frac{\Delta V}{V}, \quad (5)$$

где ΔV - периодическое изменение объема микрофонной камеры из-за прогиба мембраны микрофона; V - объем лучеприемной и микрофонной камер.

Из решения уравнения, описывающего работу мембраны микрофона, следует

$$\frac{\Delta P}{P} / \frac{\Delta T}{T} = F(z, f, S_M, V), \quad (6)$$

где z - акустическое сопротивление микрофона в приемнике; f - частота модуляции излучения; S_M - площадь мембраны капсюля микрофона; $F < 1$ и постоянно для заданной конструкции приемника и частоты модуляции.

Член $(\Delta C / \Delta P \text{ и } u / \Delta C)$ в уравнение (2) характеризует чувствительность микрофонного преобразователя, в том числе капсюля микрофона $\Delta C / \Delta P$ и микрофонного предусилителя $u / \Delta C$. Для описанного измерителя максимальное измеряемое значение РПТ для работы в средних широтах задавалось равным 32 К/ч, т.е. минимальным, соответствующим пороговой чувствительности 0,1 К/ч. Этим значениям РПТ (в единицах жорости радиационного изменения температуры) соответствуют (при $T = 300 \text{ К}$; $P = 10^5 \text{ Па}$; $\Delta P / P = \Delta T / T$; $f = 10 \text{ Гц}$) значения звукового давления - минимальное $5 \cdot 10^{-4} \text{ Па}$, максимальное 0,17 Па. Согласно [11], чувствительность используемого капсюля MF-102 с предусилителем MV=102 постоянна в диапазоне ΔP от $2 \cdot 10^{-5}$ до 200 Па, что, как видно, значительно шире диапазона ΔP измерителя РПТ.

Член u / u характеризует чувствительность усилителя и синхронного детектора. Чувствительность этих звеньев, как было установлено экспериментально, постоянна в пределах, соответствующих измеряемым значениям РПТ.

Описанный приемник должен иметь угол зрения, близкий к полусферическому. Оптимальная форма ЛПК с отражающими стенками (см. рисунок) была выбрана после экспериментов с ЛПК различной конфигурации.

Значения чувствительности приемника с принятой конфигурацией ЛПК, нормированные на значение чувствительности при нормально падающей радиации следующие:

θ° ...	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90
Чувствительность, отн.ед...	0,98	0,95	0,92	0,92	0,94	0,94	0,95	0,92	0,0

Таким образом, чувствительность приемника при $\theta = 80^\circ$ мало зависит от угла падения радиации. Согласно расчету, при измерении РПТ из полусферы соответствующая неопределенность при изменении углового распределения интенсивности падающего излучения [7] не превышает 1,5%.

Ранее в [3,4] были рассмотрены погрешности методики градуировки прибора и измерений РПТ. Наиболее значительная составляющая суммарной погрешности обусловлена погрешностью задаваемых при градуировке значений функции поглощения слоя газа, заполняющего ЛПК, а также пространство между источником излучения и окном ЛПК. При учете этих оценок и рекомендаций, для описанного измерителя РПТ предел допускаемой погрешности составляет $(0,5 + 0,25 \epsilon)$ К/ч при диапазоне измеряемой величины ϵ от -8 К/ч до 32 К/ч.

Порядок измерения в полевых условиях следующий. Приемник РПТ, экранированный от прямой солнечной радиации, размещается на уровне измерений и выдерживается не менее двух минут, чтобы температура модулятора приняла температуру окружающего воздуха. Клапаны ЛПК в это время открыты для перезаполнения. После окончания выдержки клапаны закрываются, после чего производится измерение (или запись) сигнала, соответствующего РПТ, например, из верхнего и после переворачивания приемника окном вниз из нижнего полупространства. РПТ из сферического угла вычисляется как сумма обоих измеренных значений. Путем вертикального перемещения приемника в слое с выдержкой на площадках для измерений не менее двух минут получают вертикальный профиль РПТ в слое и рассчитывают среднее значение РПТ в слой. Значение нерадикационного притока тепла в точку или в слой можно получить как разность фактического и радиационного измеренных значений притоков тепла. Фактический приток тепла ϵ_{ϕ} , т.е. изменение теплоемкости воздуха, вычисляется при этом в виде $\epsilon_{\phi} = c_p \rho \frac{\Delta T}{\Delta t}$, где c_p, ρ - теплоемкость при постоянном давлении и плотность воздуха, ΔT - изменение температуры воздуха за время Δt .

Автор приносит благодарность Е.П.Смирнову за консультации при разработке электрической схемы измерителя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б р е с л е р П.И. Оптические абсорбционные газоанализаторы и их применение. - Л.: Энергия, 1980. - 163 с.
2. Г о р о ш к о в Б.И. Радиоэлектронные устройства (справочник). - М.: Радио и связь, 1984. - 400 с.
3. Е л и с е е в А.А. Оптико-акустический метод прямого измерения лучистого притока тепла в атмосфере. - Изв. АН СССР. ФАО, 1977, т.13, № 10, с.1018-1024.
4. Е л и с е е в А.А. К исследованию характеристик оптико-акустического измерителя лучистого притока тепла в атмосфере. - Труды ГГО, 1984, вып.483, с.113-118.
5. Е л и с е е в А.А. К оценке погрешностей, вносимых фильтрами при измерении длинноволновой радиации. - Труды ГГО, 1973, вып.295, с.25-29.
6. Ж а р о в Б.П., Л е т о х о в В.С. Лазерная оптико-акустическая спектроскопия. - М.: Наука, 1984. - 320 с.
7. К о н д р а т ь е в К.Я. Актинометрия. - Л.: Гидрометеиздат, 1965. - 691 с.
8. Л е н к Дж. Электронные схемы. - М.: Мир, 1985. - 344 с.
9. О п т и к о - а к у с т и ч е с к и й м е т о д в л а з е р н о й с п е к т р о с к о п и и м о л е к у л я р н ы х г а з о в / П о д р е д . Ю.С.Макушкина. - Новосибирск: Наука, 1984.
10. О п т и ч е с к и е м а т е р и а л ы д л я и н ф р а к р а с н о й т е х н и к и / С о с т . Е.М.Воронкова, Б.Н.Гречушников, Г.И.Дистлер, И.П.Петров. - Л.: Наука, 1965.
11. С в о й с т в а и п р и м е н е н и е и з м е р и т е л ь н ы х м и к р о ф о н о в и п р и н а д л е ж н о с т е й . К а т а л о г R o b o t r o n - m e s s e l e k t r o n i k . D D R , 1 9 8 2 .
12. F u n k J.P. Behaviour of freely exposed absorbers in radiation fields. - J.Opt.Soc.Amer., 1960, v.50, N 10.
13. W a r k D.Q., Y a m a m o t o G., L i e n e s c h I.H. Methods of estimating infrared flux and surface temperature from meteorological satellites. J.Atmos.Sci., 1962, v.19, N 15, p. 369-384.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВИДИМОСТИ ОГНЕЙ ВЫСОКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ НА АЭРОДРОМАХ

Для определения видимости огней высокой интенсивности (ОВИ) на аэродромах в настоящее время повсеместно используется выражение Аллара [1, 3], записываемое в этом случае в виде

$$E_n = \frac{J}{S^2} e^{-\mu S}, \quad (1)$$

где J - сила света наблюдаемого огня; E_n - пороговая освещенность глаза при существующих условиях наблюдения; S - дальность видимости наблюдаемого огня; μ - значение показателя ослабления, определяемое на аэродромах по базисным регистраторам прозрачности атмосферы. Максимальное значение дальности видимости огня S_m при $\mu \rightarrow 0$ согласно (1) равно

$$S_m = \sqrt{\frac{J}{E_n}}; \quad (2)$$

тогда формула (1) может быть записана в виде

$$S = S_m e^{-0,5\mu S}. \quad (3)$$

В светосигнальных системах аэропортов применяются огни малой и высокой интенсивности с силой света от 1000 до 2500 кд. Значения E_n , используемые для расчетов видимости огней на аэродромах гражданской авиации в СССР, равны $8 \cdot 10^{-7}$ лк для темного времени суток, 10^{-4} лк для сумерек и 10^{-3} лк для светлого времени суток. Значения E_n для ночных условий лежат в пределах от 35 до 180 км, в сумерках - от 3 до 16 км и днем - от 1 до 5 км. Типичный ход кривых, показывающих изменение дальности видимости огней S в светлое и темное время суток в зависимости от показателя ослабления атмосферы μ , приведен на рис. 1. Главной особенностью представленных зависимостей является резкое уменьшение дальности видимости огней относительно максимального значения по мере увеличения замутненности атмосферы. В таких условиях увеличение силы света наблюдаемого огня с целью повышения его дальности видимости, особенно когда речь идет об огнях высокой интенсивности, вообще говоря, малоэффективно. Например, если при высокой прозрачности атмосферы увеличение силы света огня от 1000 до 20000 кд увеличивает его дальность видимости более чем в

раза, то при $\mu = 2 \text{ км}^{-1}$ это увеличение составляет всего 50%, а при $\mu = 20 \text{ км}^{-1}$ - 30%. Если при высокой прозрачности атмосферы в темное время суток видны на расстояниях, более чем в 35 раз превышающих их дальность видимости в светлое время, то при $\mu = 2 \text{ км}^{-1}$ это увеличение для огней с силой света $\mathcal{J} = 20000 \text{ кд}$

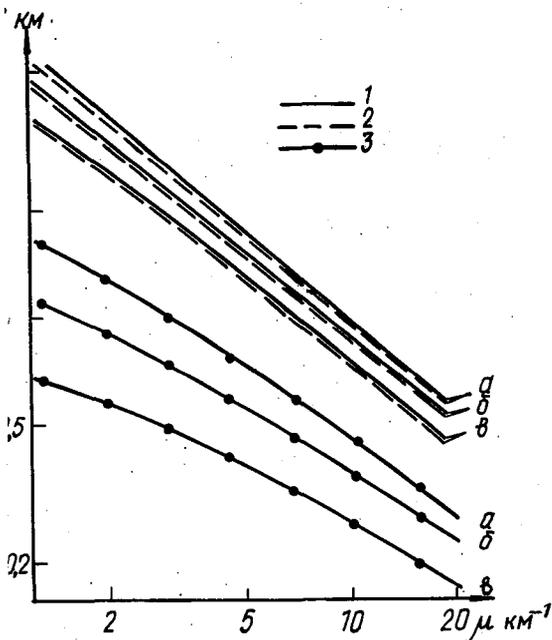


Рис. I. Зависимость дальности видимости огней высокой интенсивности от показателя ослабления μ при разных значениях E_n и \mathcal{J} :

- 1) $E_n = 8 \cdot 10^{-7}$ лк;
 - 2) $E_n = 10^{-6}$ лк;
 - 3) $E_n = 10^{-8}$ лк.
- а) $\mathcal{J} = 20000$ кд;
 б) $\mathcal{J} = 5000$ кд;
 в) $\mathcal{J} = 1000$ кд.

ого около 3; в туманах при $\mu = 20 \text{ км}^{-1}$ дальность видимости огней в темное время суток всего в 2 раза больше дальности видимости таких огней в дневное время. Можно показать, что изменение силы света огней в ρ раз (или пороговой освещенности в $1/\rho$ раз) приводит к существенно меньшему изменению дальности видимости огней в K раз; соотношение между этими величинами имеет вид

$$\rho = K^2 [T(S)]^{1-K},$$

где $T(S) = e^{-\mu S}$. (4)

учетом (3) выражение (4) может быть записано в виде

$$\rho = K^2 \left(\frac{S^2}{S_m^2} \right)^{1-K}. \quad (5)$$

Для иллюстрации вида этой зависимости на рис.2 приведены функции $K=f(\rho)$, где начальные условия $\rho = 1$, $K = 1$ соответствуют значению $S = 1$ км. Видно, что в темное время суток увеличение силы света огней от 20000 до 60000 кд повысит их дальность видимости относительно первоначального значения (1 км) всего на 10%.

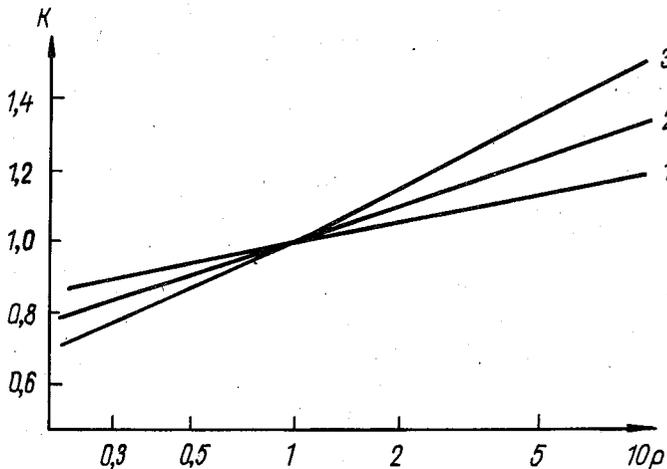


Рис.2. Относительное изменение дальности видимости огня в зависимости от его силы света при разном уровне яркости окружающего фона:

- 1) $f(\rho) = 4 \cdot 10^{-5} \rho$ ($S_m = 158$ км);
- 2) $f(\rho) = 5 \cdot 10^{-3} \rho$ ($S_m = 14,1$ км);
- 3) $f(\rho) = 0,05 \rho$ ($S_m = 4,47$ км).

Если учесть, что значительное увеличение силы света огней в условиях пониженной видимости приведет к тому же к сильному возрастанию эффектов многократного рассеяния, существенно ухудшающих восприятие групповых огней высокой интенсивности, то становится очевидным, что к выбору параметров светотехнического оборудования, устанавливаемого на ВПП, следует подходить с большой осторожностью. К сожалению, какие-либо достаточно серьезные критерии оптимального выбора этих параметров для специфических условий аэродромов в настоящее время отсутствуют; на практике в этом вопросе до сих пор господствует эмпирический подход.

Другим весьма важным вопросом, особенно в настоящее время, когда на аэродромах СССР предполагается использовать приборы для регистрации яркости окружающего фона, является вопрос о выборе численного значения порога контрастной чувствительности глаза E_n при разном уровне окружающего фона в формуле (1).

Использование известных зависимостей между значениями яркости окружающего фона и пороговой освещенности глаза [4] осложняется неопределенностью того, яркость какого конкретного объекта можно считать адекватной уровню яркости окружающего фона, или иначе говоря, яркость какого объекта должны измерять яркомеры, устанавливаемые у ВПП. Известно, что дальность видимости того или иного огня в общем случае является функцией яркости фона, на котором этот огонь виден из точки наблюдения [2]. Это означает, что существенную роль в качестве восприятия огня на разных дистанциях играет яркость воздушной дымки между огнем и наблюдателем. Отсюда следует, что яркость фона зависит от дистанции обнаружения огня, а следовательно, от силы света наблюдаемого огня. При одних и тех же условиях наблюдения, яркость фона для огней высокой и малой интенсивности может быть различной. Поэтому вопрос о том, яркость какого объекта необходимо определять с помощью аэродромных яркомеров, отнюдь не является таким простым, как это представляется с первого взгляда.

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Яркость фона, на котором наблюдается тот или иной огонь в общем виде может быть записана в виде функции дальности видимости огня

$$L(s) = L_{\phi} T(s) + L_g(s) + L_p(s), \quad (6)$$

где L_{ϕ} — яркость поверхности, на которой располагается огонь, при наблюдении с близкого расстояния (т.е. без учета яркости вуализующей дымки); $L_g(s)$ — яркость воздушной дымки в слое S в направлении на наблюдаемый огонь, обусловленная посторонними источниками света (например, вследствие освещения этого слоя солнечными лучами, другими огнями и т.д.); $L_p(s)$ — яркость фона многократного рассеяния, создаваемая самим наблюдаемым огнем.

Нетрудно понять, что вклад каждой составляющей в общее численное значение $L(s)$ зависит от конкретных условий наблюдения, в том числе от времени суток (день, ночь, сумерки), степени помутнения атмосферы, азимутального положения наблюдаемого огня относительно Солнца, от силы света наблюдаемого огня и т.д. Для применяемых на аэродромах огней высокой интенсивности (ОВИ) значение $T(s)$ обычно весьма мало, ответственно роль первого слагаемого несущественна. Например, $T(s)$ при дальности видимости огня $S = 1$ км и силе света 20000 кд для дневных, сумеречных и ночных условий равны соответственно $5 \cdot 10^{-2}$; $1 \cdot 10^{-3}$ и $4 \cdot 10^{-5}$; при силе света 5000 кд соответственно 0,2; 0,02 и $1,6 \cdot 10^{-4}$. Значение $L_g(s)$, пропорциональное $(1 - T(s))$ в этом случае велико, особенно в условиях яркого дня. Наконец, значение яркости фона многократного рассеяния, создаваемой самим огнем даже в приближении наличия рассеяния только первой кратности, пропорцио-

нально оптической толщине $\tau(S) = -\ln T(S)$, т.е. наиболее сильно выражено в темное время суток. Таким образом, при определении видимости огней высокой интенсивности, как правило, собственная яркость самой поверхности, на которой располагается огонь, никакого значения не имеет. Поэтому встречающиеся иногда в литературе рекомендации проводить оценку пороговой освещенности путем измерения яркости фона, на котором расположен огонь, неверны, если под этой яркостью фона понимается яркость поверхности, на которой этот огонь находится, и невыполнимы, если под этой величиной понимать значение $I(S)$, описываемое выражением (6).

Из сказанного однозначно следует, что в реальных условиях сколь-нибудь точное определение пороговой освещенности глаза невозможно даже при использовании высокоточных приборных методов определения яркости окружающего фона, возможна лишь приближенная оценка этой величины. В настоящее время такая оценка значений E_n при определении видимости на аэродромах чаще всего производится по яркости воздушной дымки (или неба), измеренной в направлении горизонта. При этом расчетное значение дальности видимости ОВИ в той или иной степени зависит от выбранного азимутального направления оптической оси яркомера, что в ряде случаев может оказаться нежелательным. С точки зрения автора, оптимальным параметром для оценки E_n при существующих аппаратурных и методических ограничениях является (по крайней мере для дневных и сумеречных условий) естественная освещенность горизонтальной поверхности, измеряемая обычным люксметром с достаточно большим углом зрения.

Следует также отметить очевидную необоснованность использования в ряде стран (в том числе и в СССР) при расчете видимости огней в ночных условиях значения $E_n = 8 \cdot 10^{-7}$ лк вместо приближенного значения 10^{-6} лк. При этом создается впечатление, что для ночных условий величина E_n определена точнее, чем для светлого времени. В действительности, учитывая реальные условия аэродромов, точность оценки этой величины приблизительно одна и та же и для темного времени суток и для светлого, поэтому гораздо более логично для темного времени использовать (как это делается в ряде стран [3]) приближенное значение $E_n = 10^{-6}$ лк. Расхождения между значениями видимости вычисленными при значениях E_n , равных $8 \cdot 10^{-7}$ и 10^{-6} лк, незначительны (см. рис. 1), и нет никаких оснований считать, что кривые 1 более точно отражают зависимость S от μ , чем кривые 2.

Сформулируем основные выводы. В общем случае пороговая освещенность глаза при прочих равных условиях (время адаптации, условия наблюдения и т.д.) определяется яркостью фона, на котором обнаруживается огонь на пределе восприятия. Этот параметр, в свою очередь, зависит от следующих характеристик:

- степени атмосферного помутнения,
- уровня освещенности окружающего фона,
- силы света наблюдаемого огня,
- коэффициента яркости поверхности, на которой располагается наблюдаемый огонь (или огни), в направлении наблюдателя (эта характеристика существенна только при наблюдении слабых огней).

Очевидно, что определять пороговую освещенность E_n как функцию всех этих параметров невозможно. В то же время нетрудно заметить, что из всех этих параметров наиболее важным и одновременно наиболее изменчивым является освещенность окружающего фона, поэтому ее, по-видимому, надлежит использовать как исходную величину при оценке численного значения E_n (изменчивость атмосферного помутнения в данном случае менее существенна, поскольку вопрос об определении видимости огней на аэродромах возникает в сравнительно ограниченном диапазоне помутнений).

В заключение отметим, что в условиях III и отчасти II категорий ИКАО использование методики определения видимости огней на базе соотношения Аллара (I) представляется неприемлемым в связи с существенным возрастанием эффектов многократного рассеяния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. К о в а л е в В.А. Видимость в атмосфере. - Л.: Гидрометеиздат, 1988. - 216 с.
2. Ш а р о н о в В.В. Видимость далеких предметов и огней. - М.: Упр. воен.-морск. изд-ва, 1944. - 455 с.
3. Manual of Runway Visual Range Observing and Reporting Practices, 1981, ICAO, Doc. 9328-AN/908.
4. В л а с к в е л л Н.Р. Contrast Thresholds of the Human Eye.- J.Opt.Soc. Amer., 1946, V.36, N II, p.624-643.

Я.М.Корхин, А.А.Кутепов, В.В.Розанов, Ю.М.Тимофеев
 МЕТОДИКА ПРЯМОГО РАСЧЕТА СПЕКТРА СОБСТВЕННОГО
 ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ НАРУШЕНИЯ
 ЛОКАЛЬНОГО ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ

В настоящее время значительное количество информации о параметрах физического состояния атмосферы в глобальном масштабе (температуре, составе и т.д.) в оперативных и научно-исследовательских целях получают с помощью спутниковых методов измерений [5,7,8]. Современные методы дистанционного зондирования в тепловой области спектра основаны на предположении о выполнимости условий локального термодинамического равновесия (ЛТР). Однако хорошо известно, что в верхних слоях атмосферы, начиная с определенных высот (различных для разных полос поглощения), условия ЛТР нарушаются, прежде всего за счет неравновесного заселения колебательных уровней молекул [14]. В таблице в качестве примера приведены уровни нарушения условий ЛТР в атмосфере Земли для ряда важнейших полос поглощения [5,7].

Уровни нарушения ЛТР в атмосфере Земли

Полоса поглощения, мкм	Газовая составляющая	Уровень, км
15	CO_2	60-70
4,3	CO_2	40-50
6,3	H_2O	65 (день) 80 (ночь)
9,6	O_3	50 (день) 70-80 (ночь)
14	O_3	105

Важность учета отклонений от условий ЛТР в задаче термического зондирования по измерениям уходящего излучения в 15-мкм полосе поглощения CO_2 впервые на количественной основе была показана в работе А.А.Кутепова и Ю.М.Тимофеева [9].

Потребность в получении глобальной и периодической информации о термической структуре и газовом составе верхних слоев атмосферы,

обусловленная современными исследованиями сложного комплекса радиационных, фотохимических и динамических процессов в этих слоях, делает чрезвычайно актуальной разработку дистанционных методов зондирования в условиях нарушения ЛТР, что позволит значительно поднять "потолок" зондирования атмосферы с помощью спутниковых методов измерений. В работе [3] предложена методика интерпретации уходящего излучения в 15-мкм полосе CO_2 в касательных направлениях при нарушении условий ЛТР при точно заданных параметрах колебательной релаксации молекул CO_2 и составе атмосферы. При этом предполагалось, что измерения уходящего излучения осуществляются прибором со средним спектральным разрешением [16].

Значительное количество информации о физических параметрах атмосферы и параметрах колебательной релаксации несомненно содержится в спектрах уходящего излучения, измеренных с высоким спектральным разрешением. В связи с созданием в последние годы специализированной спутниковой и аэростатной аппаратуры встает проблема решения прямых и обратных задач теории переноса излучения при нарушении ЛТР для достаточно высокого спектрального разрешения: $\Delta\nu \approx (0,1-0,5) \text{ см}^{-1}$. В этом случае приближение изолированных спектральных линий, составляющее основу методики расчетов, развитой Г.М.Шведом с сотрудниками [10, 14, 15, 17], не позволяет получить спектральные зависимости радиационных характеристик атмосферы. Кроме того, данная методика может давать большие погрешности, например, при расчетах в Q ветвях 15-мкм полосы, где расстояние между спектральными линиями составляет $(0,001-0,01) \text{ см}^{-1}$. В связи с этим в настоящей работе излагается новая методика расчета уходящего излучения в ИК-области спектра при нарушении условий ЛТР.

Рассмотрим величины, входящие в уравнение переноса излучения в полосе поглощения атмосферного газа [2]. Обозначим колебательно-вращательное состояние молекулы двумя индексами v и j , первый из которых представляет собой совокупность колебательных квантовых чисел состояния, а второй соответствует вращательному квантовому числу. Штрихом обозначим верхнее энергетическое состояние, а индексом α - изотопическую разновидность молекулы.

При перекрытии спектральных линий объемный коэффициент поглощения ϵ_ν на частоте ν представляет собой сумму

$$\epsilon_\nu(x) = \sum_{\alpha, v', v_j} \epsilon_{\nu, v', v_j}^{(\alpha)}(x), \quad (1)$$

где $\epsilon_{\nu, v', v_j}^{(\alpha)}(x)$ - объемный коэффициент поглощения на частоте ν в отдельной спектральной линии перехода $v'j' \rightarrow v_j$, который удобно представлять в следующем виде:

$$\epsilon_{\nu, v', v_j}^{(\alpha)}(x) = S_{\nu, v', v_j}^{(\alpha)}(x) \cdot f_{v', v_j}^{(\alpha)}(\nu, x) \cdot n^{(\alpha)}(x), \quad (2)$$

где $n^{(\alpha)}(z)$ - концентрация молекул сорта α ; $f_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(\nu, z)$ - нормированная к единице по частоте функция, описывающая контур линии $(\int_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)} f_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(\nu, z) d\nu = 1)$; $S_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(z)$ - интенсивность спектральной линии перехода $\nu_j' \rightarrow \nu_j$ в расчете на одну молекулу поглощающего газа.

Учитывая оптические процессы поглощения и испускания фотонов в линии, принимая полное перераспределение по частотам в пределах спектральной линии [4] и пользуясь известными соотношениями для эйнштейновских коэффициентов, величину $S_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(z)$ можно записать следующим образом:

$$S_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(z) = \frac{c^2}{8\pi(\nu_j'; \nu_j)^2} \cdot \frac{g_{\nu_j'}^{(\alpha)}}{g_{\nu_j}^{(\alpha)}} \cdot A_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)} \frac{n_{\nu_j'}^{(\alpha)}(z)}{n^{(\alpha)}(z)} \left(1 - \frac{g_{\nu_j}^{(\alpha)}}{g_{\nu_j'}^{(\alpha)}} \frac{n_{\nu_j}^{(\alpha)}(z)}{n^{(\alpha)}(z)} \right), \quad (3)$$

где $\nu_j'; \nu_j$ - частота центра линии; $g_{\nu_j'}^{(\alpha)}$ - статистический вес колебательно-вращательного состояния; $A_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}$ - эйнштейновский коэффициент спонтанного излучения перехода $\nu_j' \rightarrow \nu_j$; $n_{\nu_j}^{(\alpha)}$ - населенность состояния ν_j .

Функция источников J_{ν_j} может быть записана в следующем виде:

$$J_{\nu_j} = \frac{\sum_{\nu_j'; \nu_j} \sigma_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)} S_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(z)}{\epsilon_{\nu_j}(z)}, \quad (4)$$

где $\sigma_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(z)$ - обычная для теории переноса излучения функция источников в отдельной спектральной линии [4]

$$\sigma_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)}(z) = \frac{2h(\nu_j'; \nu_j)^3}{c^2} \left(\frac{g_{\nu_j'}^{(\alpha)}}{g_{\nu_j}^{(\alpha)}} \frac{n_{\nu_j'}^{(\alpha)}(z)}{n_{\nu_j}^{(\alpha)}(z)} - 1 \right)^{-1}. \quad (5)$$

При выполнении в атмосфере условий колебательно-вращательного ЛТР (справедлив закон Больцмана для населенностей энергетических состояний данной молекулы) интенсивность спектральной линии имеет следующий вид [12]:

$$S_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha) ЛТР}(z) = \frac{c^2}{8\pi(\nu_j'; \nu_j)^2} \frac{g_{\nu_j'}^{(\alpha)}}{g_{\nu_j}^{(\alpha)}} A_{\nu_j'; \nu_j}^{(\alpha)} \frac{g_{\nu_j}^{(\alpha)}}{Q^{(\alpha)}(T(z))} e^{-\frac{E_{\nu_j}^{(\alpha)}}{KT(z)}} \left(1 - e^{-\frac{h\nu_j'; \nu_j}{KT(z)}} \right), \quad (6)$$

где $E_{\nu_j'}^{(\alpha)} = E_{\nu}^{(\alpha)} + E_{j, \nu}^{(\alpha)}$ - энергия колебательно-вращательного состояния молекулы, состоящая из суммы энергии колебательного состояния $E_{\nu}^{(\alpha)}$ и вращательной энергии в данном колебательном состоянии $E_{j, \nu}^{(\alpha)}$; K - постоянная Больцмана; $T(z)$ - кинетическая температура; $Q^{(\alpha)}(T(z))$ - статистическая сумма состояний для данной молекулы. Функция источников в (5) при ЛТР совпадает с функцией Планка [12].

В верхних слоях атмосферы для большинства молекул атмосферных азот наблюдается нарушение ЛТР для населенностей колебательных состояний при сохранении бoльцмановского распределения молекул по вращательным состояниям каждого колебательного состояния v (вращательное ЛТР) [14]. При этом отношение населенностей состояний описывается следующим выражением:

$$\frac{n_{v'j'}^{(\alpha)}(z)}{n_{vj}^{(\alpha)}(z)} = \frac{g_{v'}^{(\alpha)}}{g_v^{(\alpha)}} \frac{n_{v'}^{(\alpha)}(z)}{n_v^{(\alpha)}(z)} \frac{g_{v'}^{(\alpha)}(j')}{g_v^{(\alpha)}(j)} e^{-\frac{E_{j';v'}^{(\alpha)} - E_{j,v}^{(\alpha)}}{kT(z)}}, \quad (7)$$

где $g_v^{(\alpha)}$ и $n_v^{(\alpha)}(z)$ - статистический вес и населенность колебательного состояния v ; ($n_v^{(\alpha)} = \sum_j n_{vj}^{(\alpha)}(z)$); $g_{v'}^{(\alpha)}(j')$ - статистический вес вращательного подуровня j' состояния v' .

Населенность колебательных состояний при нарушении ЛТР определяется при решении систем уравнений стационарности для рассматриваемых колебательных состояний. Для ряда полос атмосферных газов такие задачи рассмотрены в [10, 15, 17]. Отклонения для колебательных населенностей от закона Больцмана удобно описывать с помощью набора колебательных температур, вводимых следующим образом:

$$\frac{n_{v'}^{(\alpha)}(z)}{n_v^{(\alpha)}(z)} = \frac{g_{v'}^{(\alpha)}}{g_v^{(\alpha)}} e^{-\frac{E_{v'}^{(\alpha)} - E_v^{(\alpha)}}{kT_{v'v}^{(\alpha)}(z)}}, \quad (8)$$

где $T_{v'v}^{(\alpha)}(z)$ - колебательная температура для перехода $v' \rightarrow v$ молекулы изотопической разновидности α . Используя понятие колебательных температур, можно записать коэффициенты поглощения и функции сточников в линиях при нарушении ЛТР.

Будем предполагать при ЛТР известными интенсивности линий $S_{0v'j'}^{v'j'(\alpha)}(T_0)$ для некоторой заданной температуры T_0 [18]. Тогда, воспользовавшись соотношениями (3), (6), (7), можно записать следующее выражение для $S_{0v'j'}^{v'j'(\alpha)}(z)$ в (2) при нарушении ЛТР:

$$S_{0v'j'}^{v'j'(\alpha)}(z) = S_{0v'j'}^{v'j'(\alpha)}(T_0) \frac{Q_{rot}^{(\alpha)}(T_0)}{Q_{rot}^{(\alpha)}(T(z))} \cdot Q_{vib}^{(\alpha)}(T_0) \times \\ \times \exp\left[\frac{E_v^{(\alpha)} - E_{v'}^{(\alpha)}}{k} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_{v'v}^{(\alpha)}(z)}\right)\right] \cdot \exp\left[-\frac{E_{j';v'}^{(\alpha)}}{k} \left(\frac{1}{T(z)} - \frac{1}{T_0}\right)\right] \times \\ \times \left\{ 1 - \exp\left[-\frac{E_{v'j'}^{(\alpha)} - E_{vj}^{(\alpha)}}{kT_0}\right] \right\}^{-1} \left\{ 1 - \exp\left[-\frac{E_{v'j'}^{(\alpha)} - E_{vj}^{(\alpha)}}{kT_{v'v}^{(\alpha)}(z)} - \frac{E_{j';v'}^{(\alpha)} - E_{j,v}^{(\alpha)}}{kT(z)}\right] \right\}, \quad (9)$$

где $T_{v'v}^{(\alpha)}(z)$ - колебательная температура возбуждения состояния v' относительно основного состояния $v = 0$, а $T_{v'v}^{(\alpha)}(z)$ - колебательная температура для перехода $v' \rightarrow v$.

В (9) принято предположение о слабой степени возбуждения молекул, справедливое для большинства атмосферных ситуаций [14]

$$n^{(\alpha)} = \sum_v n_v^{(\alpha)} \approx n_0^{(\alpha)}, \quad (10)$$

а также учтено, что при пренебрежении взаимодействием колебательных и вращательных состояний $Q^{(\alpha)}(\tau)$ из (6) может быть представлено в виде:

$$Q^{(\alpha)}(\tau) \approx Q_{vib}^{(\alpha)}(\tau) Q_{rot}^{(\alpha)}(\tau), \quad (II)$$

где

$$Q_{vib}^{(\alpha)}(\tau) = \sum_{\nu} g_{\nu}^{(\alpha)} e^{-\frac{E_{\nu}^{(\alpha)}}{kT}} \quad Q_{rot}^{(\alpha)}(\tau) = \sum_{j} g_{\nu}^{(\alpha)}(j) e^{-\frac{E_{j,\nu}^{(\alpha)}}{kT}} \quad (I2)$$

- колебательная и вращательная статистические суммы соответственно, причем последняя предполагается не зависящей от ν .

Пользуясь выражениями (7) и (8), функция источников в линии (5) при нарушении ЛТР может быть записана в виде:

$$\tilde{S}_{\nu j'; \nu j}^{(\alpha)}(z) = \frac{2h(\nu_{\nu j'; \nu j}^{(\alpha)})^3}{c^2} \left[\exp\left(\frac{E_{\nu'}^{(\alpha)} - E_{\nu}^{(\alpha)}}{kT_{\nu'}^{(\alpha)}(z)} + \frac{E_{j',\nu'}^{(\alpha)} - E_{j,\nu}^{(\alpha)}}{kT(z)} \right) - 1 \right]^{-1} \quad (I3)$$

В выражение (2) для коэффициента поглощения в линии входит функция $f_{\nu j'; \nu j}^{(\alpha)}(\nu, z)$, описывающая контур линии. Хорошим приближением для контура спектральной линии в верхних слоях атмосферы является контур Фойгта, методика расчета которого описана, например, в [II].

Рассмотрим интенсивности спектральных линий при нарушении ЛТР на примере 15-мкм полосы CO_2 . Рассмотрение будем проводить для линии соответствующих фундаментальному колебательному переходу и "горячим" переходам не выше второго порядка.

1. Фундаментальный переход ($\nu=0, \nu'=1$):

$$S_{\nu j'; \nu j}^{(\alpha)}(z) = S_{00j}^{(\alpha)}(T_0) \left(\frac{T_0}{T(z)} \right) \left[1 - \exp\left(-\frac{E_1^{(\alpha)}}{kT_{10}^{(\alpha)}(z)} - \frac{E_{j',1}^{(\alpha)} - E_{j,0}^{(\alpha)}}{kT(z)} \right) \right]^{-1} \exp\left[-\frac{E_{j,0}^{(\alpha)}}{k} \left(\frac{1}{T(z)} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \quad (I4)$$

2. Горячие переходы первого порядка ($\nu=1$):

$$S_{\nu j'; \nu j}^{(\alpha)}(z) = S_{01j}^{(\alpha)}(T_0) \left(\frac{T_0}{T(z)} \right) \exp\left[\frac{E_1^{(\alpha)}}{k} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_0(z)} \right) \right] \exp\left[-\frac{E_{j',1}^{(\alpha)}}{k} \left(\frac{1}{T(z)} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \times \left[1 - \exp\left(-\frac{E_{\nu'}^{(\alpha)} - E_{\nu}^{(\alpha)}}{kT_{\nu'}^{(\alpha)}(z)} - \frac{E_{j',\nu'}^{(\alpha)} - E_{j,\nu}^{(\alpha)}}{kT(z)} \right) \right]^{-1} \exp\left[-\frac{E_{j,\nu}^{(\alpha)}}{kT_0} \right] \quad (I5)$$

3. Горячие переходы второго порядка:

$$S_{\nu j'; \nu j}^{(\alpha)}(z) = S_{00j}^{(\alpha)}(T_0) \left(\frac{T_0}{T(z)} \right) \exp\left[\frac{E_2^{(\alpha)}}{k} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_0(z)} \right) \right] \times$$

$$\times \exp \left[\frac{E_i^{(k)}}{K} \left(\frac{1}{T_{01}^{(k)}(z)} - \frac{1}{T_{10}^{(k)}(z)} \right) \right] \exp \left[- \frac{E_i^{(k)}}{K} \left(\frac{1}{T(z)} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \times \\ \times \left[1 - \exp \left(- \frac{E_{j'v'}^{(k)} - E_{jv}^{(k)}}{K T_{j'v'}^{(k)}(z)} - \frac{E_{j'v'}^{(k)} - E_{jv}^{(k)}}{K T(z)} \right) \right] \left[1 - \exp \left(- \frac{E_{j'v'}^{(k)} - E_{jv}^{(k)}}{K T_0} \right) \right]^{-1}. \quad (16)$$

Запишем выражение для монохроматической интенсивности теплового излучения в точке S :

$$I_{\nu}(S) = \int_S^{\infty} J_{\nu}(S') \epsilon_{\nu}(S') \exp \left[- \int_S^{\infty} \epsilon_{\nu}(S'') ds'' \right] ds'. \quad (17)$$

Значения интенсивности излучения в конечных спектральных интервалах $\Delta\nu$ можно получить численным интегрированием монохроматической интенсивности с учетом аппаратной функции прибора, т.е. прямым методом [13]. Подставив (1) и (4) в (17), с учетом (9) и (13) можно рассчитать интенсивность уходящего излучения при нарушении ЛТР.

На основе приведенных соотношений нетрудно получить выражения для вариационных производных уходящего излучения по $T(z)$, $T_{j'v}^{(k)}(z)$ и $n^{(k)}(z)$. Анализ вариаций уходящего излучения при помощи методики, изложенной в [6], позволяет определить возможности интерпретации этого излучения в условиях нарушения ЛТР с целью определения вертикальных профилей кинетической и колебательных температур, а также $n^{(k)}(z)$.

Перечислим основные особенности, характеризующие изложенную методику:

- для расчета функций пропускания и излучения используется прямой метод интегрирования по частоте [13] с привлечением современных данных о параметрах тонкой структуры полос поглощения атмосферных азотов [18];

- в качестве исходных параметров используются сведения о вертикальных профилях термодинамических параметров атмосферы (температуры $T(z)$, состава $n^{(k)}(z)$ и колебательных температур различных состояний, полученных в результате решения соответствующих уравнений стационарности [10, 15, 17]).

Расчеты интенсивности излучения при нарушении колебательного ЛТР в однородной среде проводятся также в целях интерпретации лабораторных измерений излучения колебательно-вращательных полос молекул см., например, [1]). Отличие данной работы от других исследований состоит в том, что расчеты интенсивности излучения при нарушении ЛТР выполнены для случая неоднородной атмосферы и при строгом учете перекрытия спектральных линий в полосе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верникова Н.Г., Маркачев Ю.Е. Сравнение двух методов расчета интенсивности излучения в полосе 4,7 мкм молекулы CO при восстановлении колебательной температуры. - ЖПС, 1987, т.47, № 1. С.76-81.
2. Гуди Р. Атмосферная радиация. Ч.1. Основы теории. - М.: Мир, 1966. - 522 с.
3. Демьяников А.И., Кутепов А.А. О возможности дистанционного термического зондирования верхних слоев атмосферы на наклонных трассах с учетом отклонения от локального термодинамического равновесия. - Изв. АН СССР. ФАО, 1987, т.23, № 5. с.510-518.
4. Иванов В.В. Перенос излучения в спектрах небесных тел. - М.: Наука, 1969. - 472 с.
5. Кароль И.Л. и др. Газовые примеси в атмосфере/ И.Л.Кароль, В.В.Розанов, Ю.М.Тимофеев. - Л.: Гидрометеиздат, 1983. -192 с.
6. Козлов В.П. Математические вопросы обращения радиационных данных. - В сб.: Инверсия Абеля и ее обращения. - Новосибирск: Изд. Института теор. и прикл. механики СО АН СССР, 1978, с. 68-95.
7. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. - 280 с.
8. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 410 с.
9. Кутепов А.А., Тимофеев Ю.М. Влияние нарушения локального термодинамического равновесия на точность зондирования верхних слоев атмосферы. - В кн.: Тез. докл. XI Всесоюз. совещ. по актинометрии. - Таллин: 1980, с. 105-108.
10. Кутепов А.А., Швед Г.М. Перенос излучения 15 мкм полосы CO_2 при нарушении локального термодинамического равновесия в атмосфере Земли. - Изв. АН СССР. ФАО, 1978, т.14, № 1, с.28-43
11. Матвеев В.С. Приближенное представление коэффициента поглощения и эквивалентной ширины линий с фойгтовским контуром. - ЖПС, 1972, т.16, № 2, с. 228-233.
12. Пеннер С.С. Количественная молекулярная спектроскопия и излучательная способность газов. - М.: Иностран. лит., 1963. - 492 с
13. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. Эффективный алгоритм прямого расчета функции пропускания и примеры его использования. В сб.: Дистанционное зондирование атмосферы со спутника "Метеор" Л.: Гидрометеиздат, 1979, с.105-112.

4. Ш в е д Г.М. Перенос излучения в колебательно-вращательных полосах линейных молекул при нарушении локального термодинамического равновесия. - *Астроном. журн.*, 1974, т.51, № 4, с. 841-851.
5. Ш в е д Г.И. и др. Перенос излучения 4,3 мкм полосы CO_2 при нарушении локального термодинамического равновесия в атмосфере Земли/Г.М.Швед, Г.И.Степанова., А.А.Кутепов. - *Изв. АН СССР. ФАО*, 1978, т.14, № 8, с.833-845.
16. G i l l e J.T., et. al., Validation of temperature retrievals obtained by the Limb infrared monitor of the stratosphere (LIMS) experiment on Nimbus-7.-*J.Geophys. Res.*, 1984, 89, N D4, p. 5147-5160.
17. M a n u i l o v a R.O., S h v e d G.M. The 2.7 and 6.3 H_2O band emission in the middle atmosphere.-*J.Atmos. Terr.Phys.*, 1985, 47, N 5, p.413-422.
18. M c C l a t c h e y R.A. et al. AFCL Atmospheric Absorption Line Parameters Compilation Rep. AFCL-TR-73-0096.-Cambridge, Mass.: Air Force Cambridge Res. Lab., 1973.

Н.Н.Парамонова, Э.С.Андреева, А.В.Жуков,
К.В.Казакова, Т.Н.Капустина, О.А.Немец, В.И.Привало

АРХИВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО НЕПРЕРЫВНОМУ
ОСЛАБЛЕНИЮ ИК-ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРОЙ

В течение ряда лет на экспериментальной базе ГГО (Воейково) проводились исследования спектрального пропускания атмосферы в ИК-окнах прозрачности на приземной горизонтальной трассе и во всей толще атмосферы. К настоящему времени накоплен значительный материал, который для удобства использования и расширения возможностей анализа записан на магнитную ленту (МЛ) ЕС ЭВМ. Указанные данные представляют интерес для разработки и проверки методик расчета пропускания атмосферы в связи с решением различного рода прикладных задач, а также задач моделирования радиационных процессов в атмосфере. В настоящей статье приводится описание полученного в ГГО массива экспериментальных данных и созданного на его базе архива.

Спектры пропускания атмосферы в области 2-12 мкм записывались на установке ИКАУ-1 [1]. Спектральное разрешение в области окон прозрачности атмосферы 2,0-2,2 мкм; 3,4-4,0 мкм; 8-12 мкм при измерениях на приземной горизонтальной трассе составляло соответственно 6; 2; 3 см⁻¹, во всей толще атмосферы 4,0; 1,5; 2,0 см⁻¹. Методика измерений описана в работах [1, 2].

Показатели непрерывного ослабления приземного слоя атмосферы μ_λ и оптическая плотность вертикального столба атмосферы, обусловленная непрерывным ослаблением D_λ , определялись по коэффициентам пропускания в микроокнах прозрачности (наиболее свободных от селективного поглощения участков спектра). Оценки погрешностей [2, 8] показывают, что случайная средняя квадратическая погрешность единичного измерения μ_λ составляет $\pm 0,02$ см⁻¹; систематическая погрешность, связанная с градуировкой системы, может составлять 0,02-0,03 км⁻¹; средняя квадратическая погрешность в определении D_λ составляет $\pm 0,02$.

Непрерывное ослабление определялось в 25 микроокнах прозрачности ИК-диапазона спектра для всей толщи атмосферы и для приземного слоя атмосферы в 26 микроокнах. Перечень используемых микроокон приведен в таблице.

Перечень микроокон прозрачности, используемых
для определения непрерывного ослабления

ν см ⁻¹	λ мкм	ν см ⁻¹	λ мкм
765	13,07	1044	9,58
788	12,69	1070	9,35
820	12,19	1096	9,12
832	12,02	1115	8,97
845	11,83	1127	8,87
861	11,61	1143	8,75
875	11,43	1161	8,61
901	11,10	1182	8,46
915	10,93	1203	8,31
932	10,73	1233	8,11
962	10,39	2700	3,70
987	10,13	3159	3,16
1024	9,76*	4668	2,14

Значительная часть материала на приземной горизонтальной трассе была получена только в трех основных микроокнах прозрачности у $\lambda = 2,14; 3,7; 11,1$ мкм. С использованием всего экспериментального материала образован массив с сокращенной по спектру информацией (3 микроокна). Этот массив охватывает большее число серий и соответственно более широкий диапазон изменения условий измерений.

При определении показателя непрерывного ослабления было учтено, что в микроокнах прозрачности ИК-диапазона спектра присутствует селективное поглощение, обусловленное слабыми линиями поглощения атмосферных газов. На основе прямого расчета был оценен его вклад и определены соответствующие поправки $\Delta \mu_{\lambda c}$ и $\Delta D_{\lambda c}$ к определяемым по коэффициентам пропускания в микроокнах прозрачности значениям показателя ослабления приземного слоя атмосферы μ_{λ} и оптической плотности вертикального столба атмосферы D_{λ} [9, 10].

В области окна прозрачности 8–12 мкм, где непрерывное ослабление обусловлено двумя факторами – аэрозольным ослаблением и непрерывным поглощением водяным паром, было проведено разделение указанных компонент. Метод разделения основан на расчете одной из компонент – непрерывного поглощения водяным паром – по зависимостям, полученным в лабораторных измерениях Берчем [12]. Обоснование указанного метода было проведено путем сопоставления результатов натуральных и лабораторных экспериментов [8, 11].

* Микроокно $\lambda = 9,76$ мкм не используется при обработке спектров пропускания всей толщи атмосферы из-за преобладающего вклада селективного поглощения озона.

Таким образом, показатель аэрозольного ослабления приземного слоя атмосферы $\mu_{\lambda a}$ и аэрозольная оптическая плотность вертикального столба атмосферы $D_{\lambda a}$ определялись следующим образом:

$$\mu_{\lambda a} = \mu_{\lambda} - \mu_{\lambda w} - \Delta \mu_{\lambda c};$$

$$D_{\lambda a} = D_{\lambda} - D_{\lambda w} - \Delta D_{\lambda c},$$

где μ_{λ} и D_{λ} - показатель ослабления приземного слоя атмосферы и оптическая плотность вертикального столба атмосферы, определенные по коэффициентам пропускания в микроокнах прозрачности; $\Delta \mu_{\lambda c}$ и $\Delta D_{\lambda c}$ - соответствующие поправки на селективное поглощение; $\mu_{\lambda w}$ и $D_{\lambda w}$ - показатель непрерывного ослабления водяным паром в приземном слое атмосферы и оптическая плотность вертикального столба атмосферы, обусловленная непрерывным поглощением водяным паром, вычисленные на основе лабораторных данных [12].

Необходимые для расчета $\mu_{\lambda w}$ температура и абсолютная влажность измерялись непосредственно на горизонтальной трассе установки ИКАУ-1 во время записи спектра пропускания атмосферы. Для расчета $D_{\lambda w}$ использовались данные радиозондирования, проводящегося на расстоянии 500 м от места наблюдений. Разделение компонент непрерывного ослабления проводилось только для спектров, совпадающих по времени (+1 ч) с запуском радиозонда.

Описанные спектральные измерения сопровождались рядом сопутствующих наблюдений.

Одновременно с записью спектров пропускания всей толщи атмосферы производились измерения содержания водяного пара в вертикальном столбе атмосферы инфракрасным гигрометром [3] и интегрального потока солнечной радиации актинометром АТ-50.

По методике [6] определялся коэффициент интегральной прозрачности для числа атмосферных масс, равного двум (P_{u2}). Для того чтобы актинометрическую прозрачность можно было использовать для характеристики аэрозольного состояния атмосферы, из P_{u2} исключался вклад за счет поглощения солнечной радиации водяным паром P_{w2} . P_{w2} вычислялось на основе расчетных формул, приведенных в [5]. Характеристика аэрозольного состояния атмосферы D_{ua} находилась из соотношения

$$D_{ua} = -\frac{1}{2} \ln \frac{P_{u2}}{P_{w2}}.$$

Дополнительно к указанным данным была привлечена информация об общем содержании озона (Ω), измеряемом на озонметрической станции в Воейково [7], и типе воздушной массы (ТВМ) в районе наблюдений. Границы между арктической, умеренной и тропической воздушными массами определялись по картам абсолютной топографии АТ₃₀₀, АТ₂₀₀ с учетом представлений, изложенных в [4].

Одновременно с записью спектров пропускания приземного слоя атмосферы производились измерения температуры $t^{\circ}\text{C}$, относительной влажности f (%), парциального давления водяного пара e (гПа), показателя ослабления в видимой области спектра $\mu_{0,55} \text{ км}^{-1}$; концентрации ядер конденсации счетчиком Шольца $\Delta N_{\text{ш}}$ ($\tau = 0,001 \dots 0,1 \text{ мкм}$), аспределения аэрозольных частиц по размерам фотоэлектрическим счетчиком АЗ-5 в диапазонах радиусов 0,2-0,25; 0,25-0,3; 0,3-0,35; ,35-0,4; 0,4-0,45; 0,45-0,5; 0,5-0,75; 0,75-1; 1-2; 2-3,5; ,5-5; $> 5 \text{ мкм}$.

Температура и влажность воздуха измерялись психрометром, установленным непосредственно на горизонтальной трассе. Показатель ослабления в видимой области спектра в основном определялся на специально разработанном дополнительном канале установки ИКАУ-1. Случайная редняя квадратическая погрешность определения $\mu_{0,55}$ составляет примерно 0,03-0,04 км^{-1} .

Измеряемое счетчиком АЗ-5 распределение аэрозольных частиц по размерам аппроксимировалось распределением Юнге:

$$\frac{dN}{dz} = \frac{A}{z^2}$$

Экспериментальные распределения отличаются от юнговского завышенными значениями числа частиц в области радиусов $z > 0,7 \text{ мкм}$, однако показатель γ в рассматриваемой зависимости может быть использован как обобщенная характеристика соотношения числа мелких и крупных астиц.

По результатам измерений счетчиком АЗ-5 определялось число аэрозольных частиц в 4 диапазонах радиусов:

ΔN_1 : 0,2-0,35 мкм; ΔN_2 : 0,35-0,5 мкм; ΔN_3 : 0,5-0,2 мкм,
 ΔN_4 : $> 2 \text{ мкм}$.

Дополнительно к указанным данным была привлечена информация о скорости C и направлении ветра δ во время проведения наблюдений.

На базе полученного экспериментального материала создано три вида архивов на МЛ ЕС ЭВМ:

- архив результатов измерений непрерывного ослабления всей толщи атмосферы в 25 микроокнах прозрачности;
- архив показателей непрерывного ослабления приземным слоем атмосферы в 26 микроокнах прозрачности;
- архив показателей непрерывного ослабления в 3 микроокнах прозрачности.

Информация записана в архив в виде последовательности блоков, каждый из которых соответствует одной серии измерений.

В блок информации, соответствующий серии измерений во всей толще атмосферы, внесены: номер серии N_c ; дата и время записи серии;

число атмосферных масс m ; содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы W_z ; коэффициент интегральной прозрачности P_{u2} ; характеристика аэрозольного состояния атмосферы D_{ua} , определенная по актинометрическим измерениям; среднее за день общее содержание озона Ω ; тип воздушной массы (ТВМ); оптическая плотность вертикального столба атмосферы в микроокнах прозрачности D_{λ} ; оптическая плотность вертикального столба атмосферы $D_{\lambda w}$, обусловленная непрерывным поглощением водяным паром (в областях, где непрерывное поглощение водяным паром отсутствует $D_{\lambda w} = 0$); аэрозольная оптическая плотность вертикального столба атмосферы $D_{\lambda a}$.

В архив данных по непрерывному ослаблению всей толщey атмосферы включено 65 серий измерений, совпадающих по времени с запуском радиозонда, что необходимо для корректного выделения аэрозольной компоненты ослабления. Указанные данные охватывают следующий диапазон изменения: $0,2 \text{ г/см}^2 \leq W_z \leq 2,7 \text{ г/см}^2$; $0,35 \leq P_{u2} \leq 0,66$; $0,280 \text{ атм-см} \leq \Omega \leq 0,480 \text{ атм-см}$. Среднее значение $D_{\lambda a}$ составляет $0,04-0,05$ при среднем квадратичном отклонении, изменяющемся по спектру от $0,025$ до $0,04$.

В блок информации, соответствующий серии измерений на приземной горизонтальной трассе, внесены: номер серии N_c ; дата и время записи серии; парциальное давление водяного пара e (гПа); температура (t °C); относительная влажность f (%); направление ветра θ° ; скорость ветра C (м/с); показатель степени в распределении аэрозольных частиц по размерам Кунге (γ'); концентрация ядер конденсации ΔN_w (см^{-3}); число аэрозольных частиц в четырех диапазонах радиусов; показатель ослабления в видимой области спектра $\mu_{0,55}$; показатели ослабления в микроокнах прозрачности μ_{λ} ; показатели непрерывного поглощения водяным паром $\mu_{\lambda w}$; показатели аэрозольного ослабления $\mu_{\lambda a}$. Указанный архив содержит 137 серий измерений

Архив данных по непрерывному ослаблению приземным слоем атмосферы в трех микроокнах прозрачности построен аналогичным образом, он содержит ту же самую сопутствующую информацию и значения μ_{λ} , $\mu_{\lambda w}$, $\mu_{\lambda a}$ в трех микроокнах прозрачности для $\lambda = 2,14$; $3,7$; $11,1$ мкм. В архив включено 310 серий измерений.

В результате для приземной горизонтальной трассы были получены следующие диапазоны изменения условий измерений: $2 \text{ гПа} \leq e \leq 2 \text{ гПа}$ $0,05 \text{ км}^{-1} \leq \mu_{0,55} \leq 0,90 \text{ км}^{-1}$; $-8^\circ\text{C} \leq t \leq 26^\circ\text{C}$; $31 \leq f \leq 95$.

Созданные архивы будут пополняться в процессе дальнейшего накопления экспериментального материала. Часть вошедших в архивы данных их анализ представлены в работах [8, II].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов С.С. и др. Аппаратура и методика измерений спектральной прозрачности атмосферы в инфракрасной области спектра / С.С.Богданов, А.М.Бронштейн, В.В.Демидов, И.Л.Сакин. - Изв. АН СССР. ФАО, т.9, № I, 1973, с.47-53.
2. Бронштейн А.М., Демидов В.В., Казакова К.В. Методика измерений абсолютной спектральной прозрачности горизонтальных приземных слоев воздуха в ИК-области спектра. - Труды ГГО, 1976, вып.357, с.18-30.
3. Бронштейн А.М., Казакова К.В. Об оптическом определении общего содержания водяного пара в атмосфере. Труды ГГО, 1969, вып.237, с.18-22.
4. Волкова Н.В. и др. Воздушные массы в полях общего содержания озона, температуры и давления / Н.В.Волкова, А.М.Шаламянский, К.И.Ромашкина, Н.Д.Ионина. Труды ГГО, 1985, вып.499, с.125-134.
5. Зверева С.В. О поглощении солнечной радиации атмосферным водяным паром. - В кн.: Труды УІ межведомственного совещания по актинометрии и оптике атмосферы. - Таллин: Валгус, 1968. с.117-121.
6. Методические указания по определению характеристик прозрачности атмосферы для актинометрических отделов (групп) гидрометеорологических обсерваторий УГКС. - Л.: Гидрометеоиздат, 1965.
7. Общее содержание озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР. - Л.: Гидрометеоиздат, 1975-1984.
8. Парамонова Н.Н., Бронштейн А.М. О непрерывном ослаблении солнечной радиации в ИК-окнах прозрачности атмосферы. - Труды ГГО, 1980, вып.419, с.110-119.
9. Парамонова Н.Н., Бронштейн А.М., Фролов А.Д. О систематических ошибках в определении спектрального пропускания всей толщи атмосферы и коэффициентов непрерывного ослабления в ИК-области спектра. - Труды ГГО, 1978, вып.406, с.101-114.
10. Парамонова Н.Н., Гуляева Т.И., Бронштейн А.М. Об учете селективного поглощения в ИК микроокнах прозрачности на горизонтальных трассах. - Труды ГГО, 1983, вып.456, с.77-86.
11. Парамонова Н.Н. Сравнение новых лабораторных данных по поглощению в континууме водяного пара в области 8-12 мкм с результатами натуральных экспериментов. - Труды ГГО, 1985, вып.496, с.79-83.

I2. R o b e r t s R.E., S e l b y E.A., B i b e r m a n L.M.
Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in
the 8-12 m window.-Appl.Opt., 1976, v.15, N 9, p.2085-2090.

В.И.Привалов, А.А.Шашков, К.И.Ромашкина, Н.В.Волкова

ИЗМЕРЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В ТИХОМ ОКЕАНЕ
С НИС "АКАДЕМИК КОРОЛЕВ" ОКТЯБРЕ-ДЕКАБРЕ 1983 г.

В рамках советско-американского соглашения о сотрудничестве в области охраны окружающей среды в соответствии с программой советско-американского газово-аэрозольного Тихоокеанского эксперимента ЗАГАТЭКС в октябре-декабре 1983 г. была проведена экспедиция НИС "Академик Королев". С борта НИС проводились регулярные измерения общего содержания озона (ОСО) озонметром М-83 по маршруту экспедиции. Результаты наблюдений представлены в табл. I. Основной массив данных состоит из наблюдений по Солнцу, и незначительная часть - по зениту облачного неба, погрешность которых незначительно больше солнечных. Поскольку программой рейса НИС предусматривались маршруты вдоль определенной широты и долготы и их продолжительность по сравнению с сезонными измерениями ОСО была незначительной, целесообразным представлялось исследование распределения ОСО в связи с расположением воздушных масс (ВМ), а для маршрута по долготе - еще и в зависимости от внутритропической зоны конвергенции (ВЗК).

В работе [1] было установлено, что мгновенное (за мгновенное принималось среднее за день) распределение ОСО связано не с широтными поясами, а с расположением ВМ арктического воздуха (АВ), умеренного (УВ) и тропического (ТВ), причем в АВ наблюдаются наибольшие, а в ТВ наименьшие значения; распределение ОСО в каждой ВМ довольно однородно, за исключением АВ в зимний период.

За границу АВ и УВ принимается осевая изогипса полярно-фронтального струйного течения, хорошо прослеживаемого на картах АТ₃₀₀, а за границу УВ и ТВ - осевая изогипса субтропического струйного течения, прослеживаемого на картах АТ₂₀₀. В табл. 2 приводятся значения геопотенциалов, соответствующих этим изогипсам, для периода рейса НИС.

Как показал анализ результатов наблюдений, проведенных по пути следования НИС через Тихий океан с запада на восток вдоль 50° с.ш. (9-15 октября) и с востока на запад вдоль 35° с.ш. (II декабря), связь ОСО с расположением границ ВМ четко прослеживается. Значения ОСО от 0,300 до 0,320 атм-см наблюдались в ТВ; от 0,330 до 0,340 атм-см - в переходной зоне между ТВ и УВ; от 0,350 до 0,380 атм-см - в УВ и переходной зоне между УВ и АВ. При этом с

Таблица I

Результаты наблюдений за ОСО в районе Тихого океана,
1983 г. (X_{\odot} — ОСО по Солнцу; X_z — по зениту)

Дата	X_{\odot} атм-см	X_z атм-см	Координаты НМС		Воздушная масса
			φ°	λ°	
Октябрь					
9		0,303	46 с.ш.	I46 в.д.	ТВ-УВ
10		0,350	49	I54	УВ
11	0,342	0,345	50	I62	УВ-АВ
13	0,345	0,350	50	I71	УВ-АВ
14	0,373	0,377	50	I60	УВ-АВ
15	0,365	0,375	50	I51	АВ-УВ
23	0,298		45	I26	ТВ
28	0,285		26	I50	ТВ
29	0,292		23	I52	ТВ
30	0,272		19	I54	ТВ
31	0,264		16	I55	ТВ
Ноябрь					
1		0,280			ТВ
2	0,249	0,257	9 с.ш.	I55 в.д.	ТВ (ВЗК)
4	0,234		2	I55	ТВ
5	0,246		0	I55	ТВ
6	0,248		4 ю.ш.	I55	
7	0,247		8	I55	
8	0,271		12	I54	
9	0,292		15	I54	
10	0,293		18	I54	
11		0,306	21	I55	
12	0,318		25		
13	0,324				
14		0,334	30	I55	
15	0,319				
16		0,340	24	I52	
17		0,320			
22	0,278		12	I41	
23	0,283		11	I38	
24	0,285		10	I34	
25	0,265		6	I33	

Окончание табл. I

Дата	X_0 атм-см	X_2 атм-см	Координаты НИС		Воздушная масса
			φ°	λ°	
27	0,250		3 с.ш.	I33	ТВ (ВЗК)
28	0,253		7	I32	ТВ
29	0,268		I2	I33	ТВ
30	0,276		I7	I33	ТВ

Декабрь

I	0,267		22	I3I	ТВ
2	0,282		26	I28	ТВ
II		0,3I8	34	I38	ТВ
I2		0,3I8	34	I43	ТВ
I4	0,335	0,320	35	I56	ТВ-УВ
I6	0,340	0,330	36	I70	ТВ-УВ
I7		0,340	36	I77	ТВ-УВ
20		0,3I6	36	I7I	ТВ
22	0,373	0,385	36	I59	УВ

Таблица 2

Значение геопотенциалов AT_{300} (H_N) и AT_{200} (H_g), соответствующих границам воздушных масс. 1983 г.

Месяц	H_N г.п. дкм	H_g г.п. дкм
Октябрь	904	I200
Декабрь	872	II76

учетом положения границ ВМ отмечалась хорошая согласованность этих значений с данными континентальных станций Дальнего Востока СССР и западных районов Канады и США. В качестве иллюстрации приводятся карты AT_{300} за 14 октября и 22 декабря (рис. I и 2).

Результаты наблюдений ОСО вдоль меридиана от 40° с.ш. до 30° ю.ш. в Тихом океане представлены на рис. 3, на котором также нанесены результаты наблюдений ОСО для соответствующих дат на станциях Мауна-Лоа ($\varphi = 19^\circ 43'$ с.ш., $\lambda = 155^\circ 04'$ з.д.) и Самоа ($\varphi = 14^\circ 15'$ ю.ш., $\lambda = 170^\circ 34'$ з.д.), мимо которых проходил маршрут НИС, и отмечена ВЗК.

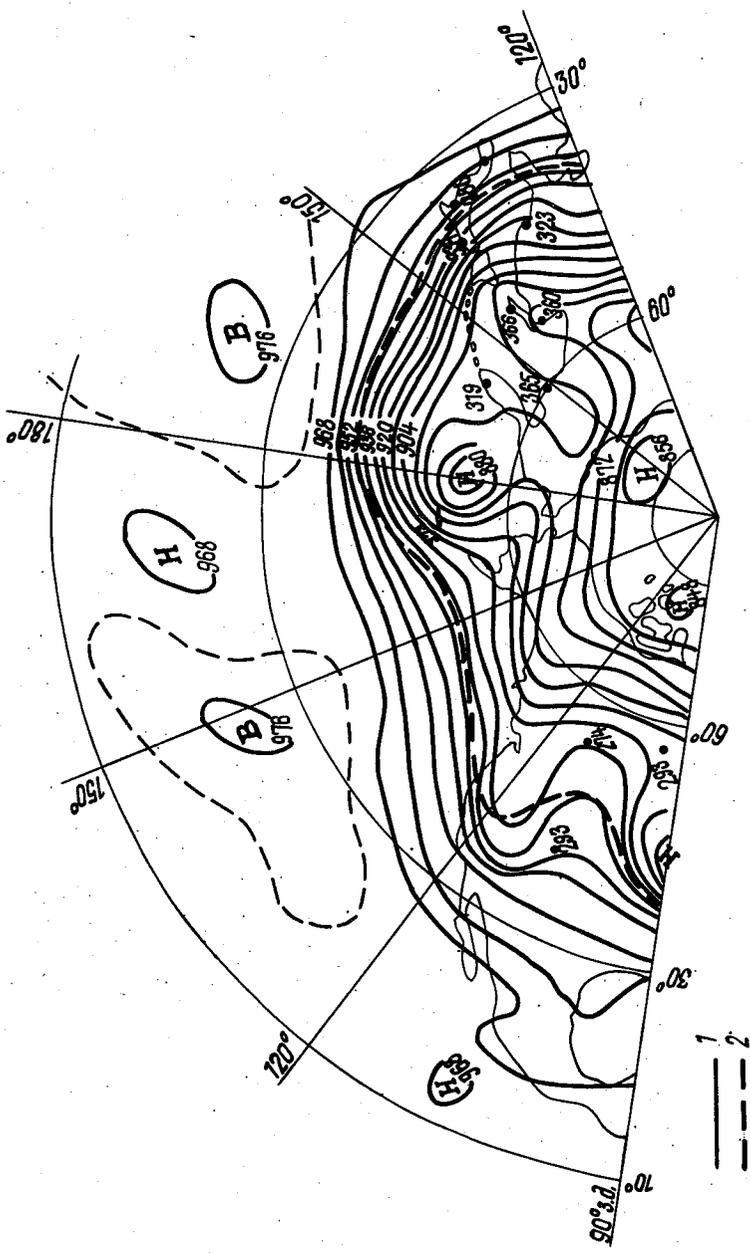


Рис. 1. Карта АТ300. 14 октября 1983 г.:

1 - граница между АВ и УВ; 2 - граница между УВ и ТВ, переиесенная с карты АТ200 (1200 г.п. дкм); местоноложение НИС

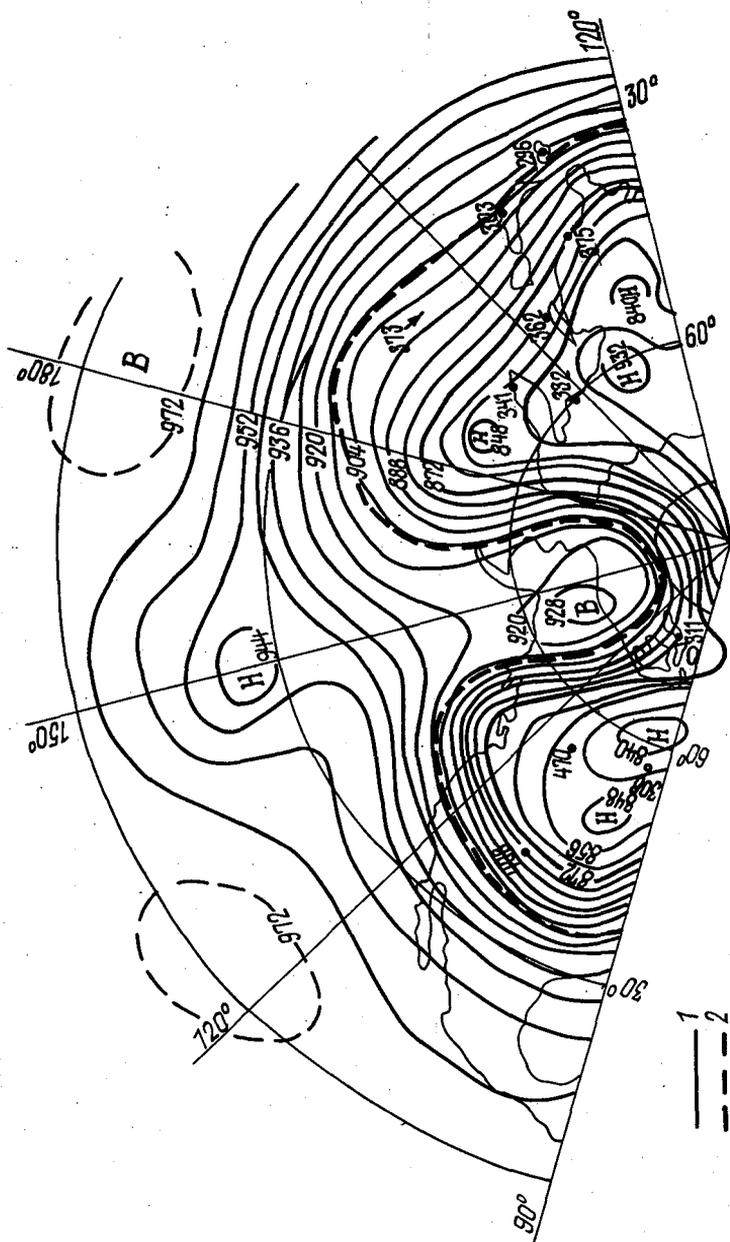
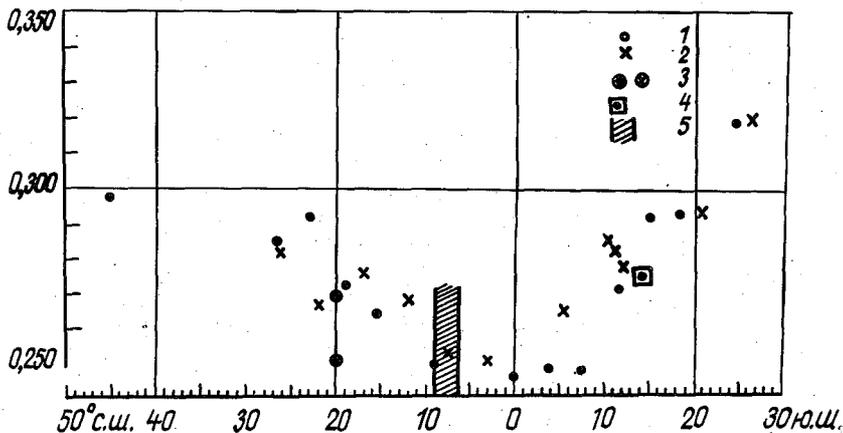


Рис. 2. Карта АТ 300. 22 декабря 1963 г. :
 1 - граница между АВ и УВ; 2 - граница между УВ и ТВ, перенесенная с карты АТ 200
 (1176 Г.Л. Дкм)

Как видно из представленного материала, резкое изменение ОСО по маршруту НИС в северном полушарии совпадает с положением ВЗК. Как

X атм-см



Е.В.Фабер, И.Л.Семка, В.И.Мединец, Ю.М.Савиных

ИЗМЕРЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ CO_2 В ФОНОВЫХ УСЛОВИЯХ

Обнаруженный в последние десятилетия рост CO_2 в воздухе, по-видимому, уже в ближайшем будущем может оказать заметное влияние на климат планеты [2]. До недавнего времени измерения концентрации CO_2 производились только на зарубежных фоновых станциях, число которых превышает 30. В СССР аналогичные работы начаты в 70-х гг. с применением интегрального спектроскопического метода измерения общего содержания CO_2 в столбе атмосферы [3]. В 80-х гг. в ИГО был освоен окальный метод измерения концентрации CO_2 в пробах воздуха, использующийся на мировой сети.

Методика получения данных

Измерительным прибором в локальном методе служит недисперсионный инфракрасно-акустический газоанализатор URAS-2T фирмы "Хартман и Браун" (FRG) [1]. В качестве калибровочных смесей используются стандарты МО CO_2 в воздухе, предоставленные Национальным управлением по океану и атмосфере (НУОА) США. Концентрации CO_2 выражаются в шкале ВМО 1980 г. Измерения производятся в пробах воздуха, регулярно отбираемых на фоновых станциях и пересылаемых по почте в ИГО для анализа. Погрешность измерений соответствует международному уровню и составляет 0,3-0,5 млн⁻¹ для единичного анализа.

В период 1983-1986 гг. отбор проб воздуха для анализа на концентрацию CO_2 осуществлялся в стеклянные сосуды объемом 0,5 л с двумя вакуумными кранами путем прокачки через них десятикратного объема воздуха. С 1986 г. отбор переведен на специальные металлические ляги, изготовленные из нержавеющей стали с одним бессмазочным вакуумным краном, объемом 1,5 л. (Отбор осуществляется напуском воздуха вакуум).

Для отбраковки и обработки результатов применяются следующие процедуры, аналогичные применяемым на других станциях мировой сети [7]:

- 1) если расхождение в значениях концентрации CO_2 в пробах, отобранных за один срок, не превышает 1 млн⁻¹, берется их среднее значение;
- 2) если это расхождение превышает 1 млн⁻¹, принимается во внимание только минимальное значение;

3) по оставшимся данным проводится 3-месячное скользящее параболическое сглаживание;

4) данные, отклоняющиеся от сглаженной кривой более чем на два среднеквадратических отклонения, отбраковываются;

5) по оставшимся данным вновь проводится параболическое сглаживание.

Для контроля адекватности условий отбора и сохранности проб воздуха пробы отбираются парами. На рис. I приведена гистограмма, показывающая повторяемость расхождений между значениями концентрации CO_2 в пробах одной пары; 77% всех пар имеют расхождения меньше $1,0 \text{ млн}^{-1}$, что свидетельствует о хорошем качестве получаемых результатов.

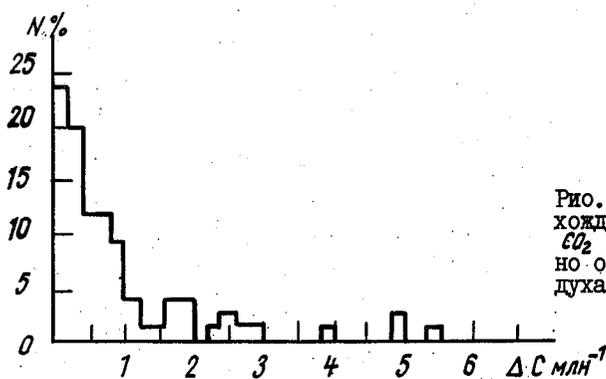


Рис. I. Гистограмма расхождений концентраций CO_2 в парах одновременно отобранных проб воздуха

Краткое описание расположений станций

Концентрации CO_2 в любой точке приземной атмосферы формируются под действием двух факторов: местных источников и стоков и переносом CO_2 из других районов. Для исключения влияния мелкомасштабных флуктуаций расположение фоновых станций выбирается с большой тщательностью. Предполагается, что локальные концентрации углекислого газа в этих местах являются репрезентативными для крупномасштабных регионов (порядка $10^3 - 10^4 \text{ км}$) и будут таковыми на протяжении нескольких десятков лет. Как правило, таким требованиям удовлетворяют станции на небольших островах в океанах, а также некоторые береговые станции при определенных ветровых условиях. Например, четыре наиболее представительные фоновые станции НУОА расположены:

- "Мауна-Лоа" - Гавайские острова (Тихий океан);
- "Самоа" - острова Самоа (Тихий океан);

- "Барроу" - побережье Аляски;

- "Южный полюс" - Антарктида.

В СССР фоновый мониторинг CO_2 осуществляется в настоящее время на трех станциях:

- "С" - Северная Атлантика;

- "о. Беринга" - Командорские острова (Дальний Восток);

- "о. Котельный" - Новосибирские острова (Арктика).

Станция "С" входит в число океанских станций Северной Атлантики, на которых по международному соглашению несут вахту научно-исследовательские суда погоды (НИСП) из разных стран.

В период 1969-1972 гг. на станции "С" измерения концентрации CO_2 производились НУОА. Затем их сменили суда Одесского отделения ГОИН. Указанные измерения были возобновлены в 1982 г.

Станция "С" представляет собой выделенный квадрат в Атлантическом океане со стороной, равной одной миле, координаты станции - $52^{\circ}45'$ с.ш., $35^{\circ}30'$ з.д. Каждое судно ведет работы на станции в течение 35 сут. За это время проводится четыре отбора проб воздуха. (До 1986 г. отбор производился восемь раз за 35 сут.). Время от отбора до анализа составляет 2-3 месяца.

"о. Беринга" представляет собой гидрометеорологическую станцию, расположенную на рифе, высота которого 5 м, в северо-западной части о. Беринга, неподалеку от поселка Никольское. При ветрах с моря отбор производится два раза в месяц. Время от отбора до анализа составляет 1-3 мес.

"о. Котельный" представляет собой гидрометеорологическую станцию, расположенную на северо-западном побережье одноименного острова. Отбор производится два раза в месяц. Время от отбора до анализа составляет 4-6 мес.

В целях получения информации о перемещении воздушных масс к моменту отбора проб для всех трех станций строятся траектории переноса за предыдущие 5-7 сут по картам барической топографии АТ850.

Результаты измерений (обсуждение)

Поскольку на станции "С" в начале 70-х гг. производились измерения концентрации CO_2 , представляет интерес сравнить их с данными, полученными в 80-х гг.

В таблице приведены некоторые характеристики изменений CO_2 на станции "С", по данным НУОА [7] и измерениям ИГО.

Как следует из приведенных за 18 лет данных, содержание углекислого газа в атмосфере выросло на 8%, средняя скорость роста за этот период составила $1,52 \text{ млн}^{-1} \cdot \text{год}^{-1}$.

Форма кривой сезонного хода CO_2 несколько изменяется от года к году (рис.2), что связано с климатическими особенностями каждого

Характеристики измерений концентрации CO_2 на станции "С"

Характеристика	1969	1970	1971	1972	1983	1984	1985	1986	1987
Среднее годовое значение, млн ⁻¹	324,0	326,4	326,8	327,5	344,4	345,1	347,9	349,3	351,3
Размах сезонных вариаций, млн ⁻¹	11,1	10,9	13,0	13,5	15,0	12,6	13,3	9,0	11,6
Амплитуда положительной части, млн ⁻¹	4,7	4,4	5,2	5,1	6,0	4,5	4,6	3,7	3,6
Амплитуда отрицательной части, млн ⁻¹	6,4	6,5	7,8	8,4	9,0	8,1	8,7	5,3	7,8
Тренд, млн ⁻¹ .год ⁻¹	-	2,4	0,4	0,7	-	0,7	2,8	1,4	2,0

года, однако начало понижения концентрации в конце апреля и возрастание ее в конце августа - начале сентября сохраняется неизменным. Аномальным представляется 1986 г., когда весенние значения концентрации CO_2 остались практически на уровне весны 1985 г., в то время как летние оказались на 5-6 млн⁻¹ выше ожидавшихся.

Весьма вероятно, что высокие летние концентрации CO_2 на станции "С" явились результатом сильной засухи в Северной Америке в июне-августе 1986 г. [6]. Об этом же, возможно, свидетельствует и высокое среднегодовое значение концентрации CO_2 в 1986 г., отмеченное также и на фоновой станции НУОА в Атлантическом океане на Азорских островах, где оно составило 349,2 млн⁻¹ [5] (на станции "С" - 349,3 млн⁻¹). К сожалению, в этом районе Атлантики других станций мониторинга CO_2 нет, остальные станции такой аномалии не отметили. В Тихом океане, в том же широтном поясе, что и станция "С", находится станция "о.Беринга". Как и следовало ожидать, близкое расположение станции к Камчатке (около 180 км) оказывает заметное влияние на местный режим CO_2 . Анализ зависимости значений концентраций CO_2 от траекторий переноса воздушных масс показал, что в период развития процессов фотосинтеза разность содержания углекислого газа в воздушных массах, пришедших с континента и океана, может достигать 5 млн⁻¹.

С близостью континента, по-видимому, связан и аномально большой размах сезонного хода CO_2 , отмеченный на "о.Беринга" (около 20 млн^{-1}). Известно, что по модельным расчетам [4] в Восточной Сибири в том же широтном поясе находится район с самым мощным на планете природным источником/стоком CO_2 - Сибирской тайгой. Среднегодовое значение концентрации на "о.Беринга" за 1986 г. составило $348,5 \text{ млн}^{-1}$. Для станции "Шемайа" (НУОА), расположенной на той же широте на 1000 км восточнее, это значение составило $348,2 \text{ млн}^{-1}$ [5].

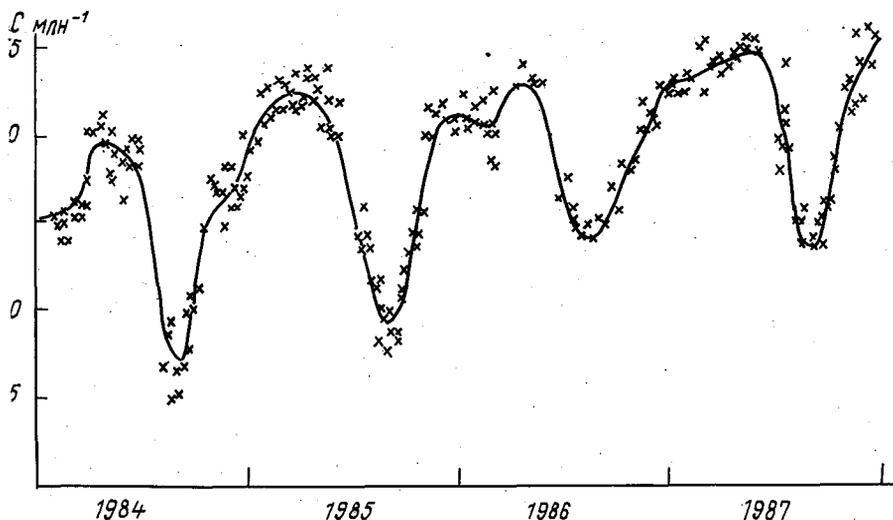


Рис.2. Концентрации CO_2 в воздухе на станции "С" (1983-1987 гг.)

Измерения на станции "о.Котельный" показывают, что размах сезонного хода CO_2 составляет около 16 млн^{-1} , среднегодовая концентрация в 1987 г. была $351,5 \text{ млн}^{-1}$.

Особенностью режима CO_2 в высоких широтах является более позднее, чем в умеренном поясе, начало вегетационного периода. Спад концентрации начинается только в июне, подъем - в конце августа.

На рис.3 приведены сглаженные кривые изменения концентрации CO_2 на всех трех станциях, которые показывают различия в закономерностях изменения фоновых значений CO_2 в трех различных географических районах.

Заклучение

Работа по развитию сети станций мониторинга CO_2 в СССР продолжается. В ближайшие годы предполагается начать измерения еще на двух арктических станциях, т.е. в местах адвективных выносов антропогенных примесей из умеренных широт. Учитывая возрастающий интерес к режимам CO_2 непосредственно над континентами, предполагается начать

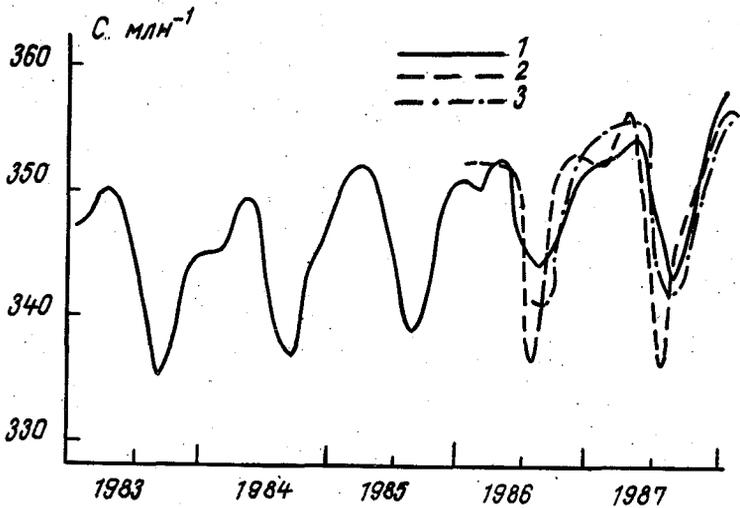


Рис. 3. Сглаженные кривые изменения концентрации CO_2 в воздухе на станциях:
1 - "С" (Северная Атлантика); 2 - "о. Беринг" (Дальний Восток); 3 - "о. Котельный" (Арктика).

измерения общего содержания углекислого газа в столбе атмосферы интегральным спектроскопическим методом в районах Восточносибирской тайги и пустыни Кызылкум.

Данные, получаемые с такой сети, будут полезны при построении и проверке моделей углеродного цикла на фактическом материале.

В заключение авторы выражают благодарность К.В. Казаковой, Э.С. Андреевой и О.А. Немец за помощь в организации измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Броунштейн А.М., Фабер Е.В., Шашков А.А. Газоаналитическая установка для осуществления мониторинга CO_2 в атмосферном воздухе. Труды ГГО, 1984, вып.472, с.11-16.
- 2. Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л. Гидрометеоздат, 1984.
- 3. Оптический метод определения общего содержания CO_2 в вертикальном столбе атмосферы / Броунштейн А.М., Парамонова Н.Н., Фролов А.Д., Шашков А.А. Труды ГГО, 1976, вып.369, с.5-24.
- 4. Fung I., Prentice K. et al. Three-Dimensional Tracer Model Study of atmospheric CO_2 : Response to Seasonal Exchange with the Terrestrial Biosphere.-J.Geophys. Res., 1983, v.88, N.c2, p.1281-1294.
- 5. Geophysical Monitoring for Climatic Change. Summary Rept., N 15, 1986/Ed. by R.C.Schnell.-NOAA Environ. Res.Lab., Boulder, Colo., USA, 1987.
- 6. Harper M.S., Repolewski C.F. The global climate for June-August 1986 dry conditions plague part of the Northern Hemisphere.-Mon. Wea. Rev., 1987, 115, N 3, p. 705-720.
- 7. Komhyr W.D. et al. Global Atmospheric CO_2 Distribution and Variation from 1968-1982 NOAA/GMCC Flask Samples Data.- NOAA/GMCC technical paper. Boulder, Colo., 1984.

УГЛЕКИСЛЫЙ ГАЗ В АТМОСФЕРЕ
(ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

I. Задачи и структура обзора

При развитии национальной системы наблюдений за содержанием в атмосфере энергоактивных малых газовых примесей (МГП), очевидно, существует необходимость периодического обобщения накопленного в мире опыта по организации таких наблюдений, использованию аппаратуры, метрологическим процедурам, анализу результатов, интерпретации наблюдений и т.п., что позволит выбирать наиболее рациональный путь развития исследований, обеспечивать проведение работ на мировом уровне. Глобальная сеть мониторинга CO_2 представляет с этой точки зрения значительный интерес, так как является наиболее старой и соответственно наиболее развитой и сложившейся системой наблюдений за фоновым содержанием в атмосфере малой газовой примеси. Общее количество станций этой сети приближается к 50, а наиболее длинные ряды наблюдений насчитывают более 30 лет. Основу системы составляют различные национальные программы мониторинга CO_2 [1, 4, 5, 8, 11, 17, 18, 19, 21, 35, 39, 45, 47, 52, 53, 56, 64, 73, 75], координируемые ВМО в рамках программы GMCC [70]. Как следствие этих усилий, CO_2 в настоящее время является одной из наиболее изученных МГП атмосферы. Однако по-прежнему в наших знаниях о глобальном поле концентраций углекислого газа остаются существенные "белые пятна". К ним прежде всего относится структура поля концентраций CO_2 над континентами и Северным Ледовитым океаном.

В задачи данного обзора входит краткое изложение сложившихся к настоящему времени представлений об основных механизмах, обуславливающих вариации концентрации CO_2 в атмосфере, пространственно-временных масштабах этих вариаций, ознакомление со структурой сети станций, осуществляющих мониторинг углекислого газа и данными их измерений, характеристика наиболее распространенных подходов к анализу этих данных, а также обзор и обобщение имеющейся экспериментальной информации о поле концентрации атмосферного углекислого газа над фоновыми районами (океанами).

2. Пространственно-временные масштабы наблюдаемых в атмосфере вариаций CO_2 и связанные с ними процессы

2.1. Полученные на сети станций данные (см., например, [55, 71, 72] показывают, что концентрация CO_2 в атмосфере над различными регионами земного шара может испытывать существенные вариации, характеризующиеся широким диапазоном временных и пространственных масштабов. Как правило, выделяют три основных масштаба таких вариаций, связанных с процессами соответствующих масштабов в биохимическом цикле углерода [21, 33, 52].

Синоптический масштаб, для которого сходные тенденции в вариациях CO_2 имеют место на территориях порядка сотен километров. Они отражают влияние погодных явлений на обмен CO_2 с наземной биотой и на его перенос в атмосфере. Характерный временной масштаб для этих колебаний от одних до нескольких суток. Над сушей наиболее ярко выраженное колебание концентрации атмосферного CO_2 с синоптическим масштабом имеет период в одни сутки и обусловлено суточным циклом дыхания наземной растительности. В нижних слоях атмосферы, над лесами умеренных широт амплитуда суточных вариаций концентрации может достигать 60 млн^{-1} [12], однако амплитуда этих колебаний быстро падает с высотой [18, 64]. В то же время над океанами суточные колебания концентрации практически отсутствуют [45, 73].

Для получения данных о характеристиках крупномасштабных вариаций CO_2 используются результаты измерений, из которых исключены суточные и другие колебания синоптического масштаба.

Макромасштаб (или сезонный), для которого характерно наличие сходных по параметрам вариаций концентрации CO_2 на территориях с размерами порядка $10^3 - 10^4 \text{ км}$ (например, над характерными природными зонами на континентах или внутри широтных поясов над океанами). Наиболее выраженным изменением такого рода является сезонный ход концентрации CO_2 в атмосфере, отчетливо проявляющийся в результатах измерений практически всех станций мониторинга. По существующим представлениям, основные источники сезонного хода включают сезонные изменения процессов поглощения и выделения углекислого газа биосферой, крупномасштабного атмосферного переноса, обмена углекислым газом на границе океан-атмосфера [33]. Качественно эти процессы рассмотрены в пп. 2 и 3, а количественные характеристики сезонных вариаций концентрации CO_2 в атмосфере приводятся в разделе 5, где анализируются данные экспериментальных наблюдений.

Глобальный (или межгодовой) масштаб вариаций, характеризующий ситуацию, когда сходные изменения концентрации CO_2 наблюдаются над регионами глобального масштаба (океанами, материками, полушариями, всем земным шаром). В качестве главных причин такого рода крупно-

масштабных изменений, очевидно, выступают глобальные процессы в биосфере и океане, такие как сжигание ископаемого топлива, антропогенное воздействие на наземную биоту, крупномасштабные аномалии в температурном режиме поверхностных вод океанов [33].

Следует отметить, что за исключением нескольких специальных программ [42, 55, 56] станции существующей сети мониторинга углекислого газа располагаются таким образом, чтобы исключить по возможности влияние на результаты измерений процессов с синоптическим и более мелкими масштабами.

Основной характеристикой глобальных изменений концентрации CO_2 в атмосфере является квазимонотонное увеличение ее среднегодового значения (хорошо известный тренд концентрации CO_2). По существующим представлениям, наличие тренда связано с постоянно действующими антропогенными источниками – сжиганием ископаемого топлива, производством цемента и уничтожением лесов [2, 10].

По оценкам Р.М.Ротти [57], в атмосферу при сжигании ископаемого топлива ежегодно поступает около 5 Гт углерода. Географическое распределение источников этого поступления, приведенное в [46], показывает, что наиболее мощные источники расположены в Европе, Японии и на востоке США. В этих районах ежегодно в атмосферу выбрасывается до 100 кт углерода с площади $5 \times 5^\circ$; 90% от всей антропогенной эмиссии приходится на широтный пояс $20-60^\circ$ с.ш. Часть антропогенного CO_2 остается в атмосфере, остальное количество, по-видимому, распределяется между океанами и биосферой. По оценке [39], за последние годы на долю антропогенного CO_2 , оставшегося в атмосфере, приходится в среднем 57%.

Различные модельные оценки (см., анализ в [38] показывают, что океан может поглощать от 25 до 50% антропогенного CO_2 с вероятным значением в диапазоне от 40 до 50% для сравнительно совершенных моделей. Однако по мнению широкого круга специалистов (см., например, [38, 59, 60, 74], а также программы [32, 50, 65] наибольшую неопределенность в существующие представления о глобальном цикле углерода вносят процессы обмена углекислым газом между атмосферой и растительностью суши. Оценки суммарных газовых потоков углерода между биосферой и атмосферой, выполненные за последние десятилетия, различаются очень сильно, причем не только по значению, но и по знаку: от -2 до $+20$ Гт углерода в год [10]. До сих пор дискутируется вопрос о вкладе биоты в вековой тренд концентрации CO_2 в атмосфере – является ли она итоговым стоком или источником атмосферного CO_2 при анализе долговременных процессов. Необходимость организации специальных экспериментальных исследований долговременной активности наземной биоты, как источника стока CO_2 сформулирована в ряде глобальных научных программ, сформированных в настоящее время [32, 50, 65]. Один

из наиболее перспективных подходов заключается в осуществлении спутникового мониторинга наземной растительности [I, II, 67]. При этом из-за неоднозначности интерпретации спутниковых данных, проблем юлговременной устойчивости аппаратуры на спутнике и т.п. необходима также организация системы наземных наблюдений за крупномасштабными характеристиками атмосферно-биотного обмена CO_2 над континентами. Для такого рода измерений весьма перспективным представляется ювый интегральный спектроскопический метод измерения содержания CO_2 , разработанный в ГГО и внедряемый в настоящее время на территории ХССР [I, 6, 9, II, 13, 52].

Для вариаций концентрации атмосферного CO_2 , имеющих сезонный масштаб, наиболее характерной особенностью является наличие устойчивого сезонного цикла изменений концентрации с хорошо воспроизводимыми из года в год параметрами. Как уже говорилось, основными причинами, обуславливающими такого рода колебания концентрации являются сезонная изменчивость интенсивностей процессов фотосинтеза и выделения CO_2 биосферой, обмена с поверхностными водами океанов, процессов атмосферного переноса, а также сезонные колебания в потреблении ископаемого топлива [33]. Некоторое представление о состоянии количественных вкладов перечисленных механизмов в сезонные вариации концентрации CO_2 в атмосфере дают, например, модельные расчеты [33], результаты которых частично приводятся в п.6. Они показывают, что характерный сезонный цикл концентрации CO_2 в атмосфере с весенним максимумом и летним минимумом вызван главным образом поглощением углекислого газа биосферой в процессе фотосинтеза в теплое время года и выделением его из почвы в процессе микробного разложения в течение всего года [26].

Для большинства районов поглощение CO_2 биотой и выделение его из почвы различаются по интенсивности в течение года, что связано с зависимостью этих процессов от температуры воздуха и почвы [26]. Например, в умеренном широтном поясе быстрый рост биомассы и соответствующее поглощение CO_2 из атмосферы происходит поздней весной и ранним летом. Это поглощение значительно сильнее выделения из почвы, следовательно, суммарный поток углекислого газа направлен из атмосферы в биосферу. Осенью, когда листва стареет и отмирает, доминирует микробное разложение. В этот период суммарный поток углекислого газа направлен из биосферы в атмосферу. В экваториальных районах поглощение и выделение CO_2 относительно постоянны и равны по значению в течение года, что приводит практически к отсутствию сезонных изменений в суммарном обмене углекислого газа между атмосферой и биосферой. В высоких широтах северного полушария поглощение и выделение CO_2 биотой суши имеет место только в короткий теплый период года, что приводит к хорошо выраженной сезонности в атмосферно-биосферном

обмене CO_2 . Как следствие, амплитуда сезонного хода концентрации CO_2 имеет явно выраженную широтную зависимость (см., например, [21, 29, 39]).

Океаны вносят лишь небольшой вклад в сезонную изменчивость атмосферного углекислого газа. Амплитуда сезонных вариаций CO_2 в поверхностном слое океана имеет значение, на порядок превышающее аналогичные колебания в атмосфере над океанами [48, 69], однако из-за слабого обмена на границе океан - воздух, влияние океана на сезонный цикл CO_2 в атмосфере невелико (некоторые оценки этой величины приведены в п.6). Только в южном полушарии, где площадь океанов значительно превышает площадь континентов, вклад океана в формирование сезонных вариаций концентрации CO_2 сравним с вкладом наземной биосферы [33].

3. Система мониторинга CO_2 в атмосфере

Начиная с 1958 г. ведутся регулярные измерения концентрации CO_2 на фоновых станциях. В качестве основного измерительного прибора используются недисперсионные оптико-акустические газоанализаторы [3, 9, 41, 52, 62]. Основными типами применяемых газоанализаторов являются *URAB, UNOR, LIRA, ULTRAMAT*. В ряде программ для измерения CO_2 начинает внедряться газовая хроматография [30, 52, 70].

В настоящее время применяется два подхода к наблюдениям (так называемые станции I и II типов [32]): 1) измерения *in situ*, когда газоанализаторы установлены непосредственно на станциях, анализируемый воздух непрерывно прокачивается через измерительный объем газоанализатора; 2) отбор проб воздуха на станциях с последующей отсылкой в центральные национальные лаборатории для анализа. Обычно частота отбора проб на станциях колеблется от 2 до 8 раз в месяц. При отборе выбираются метеорологические условия, отвечающие фоновому состоянию атмосферы в районе станции.

Концентрация углекислого газа определяется путем сравнения отклика прибора для исследуемого воздуха с реакцией на специальные градуировочные смеси. В качестве градуировочных используются смеси CO_2 в воздухе, хранящиеся под высоким давлением в баллонах. Для сопоставимости результатов измерений разных станций градуировочные смеси проходят регулярную калибровку в Центральной лаборатории CO_2 ВМО и Скриппсовском океанографическом институте (США) [35, 40, 52, 68]. Погрешность единичного анализа в измерениях, как правило, составляет $\pm 0,1\%$ [3, 9, 52, 62]. Поскольку целью фонового мониторинга CO_2 является получение данных, представительных для больших регионов, существенным оказывается выбор мест расположения станций. Даже незначительные искажения от местных источников/стоков CO_2 резко сужают область репрезентативности получаемых результатов. Поэтому существ-

ующие станции расположены, как правило, на мелких островах в океанах, на побережьях океанов и высоких горах, лишенных растительности.

В настоящее время в мире насчитывается свыше 40 станций, на которых проводятся измерения концентрации CO_2 . Список станций и их характерные особенности приведены в табл. I и графическое расположение представлено на рис. I [21, 30, 52].

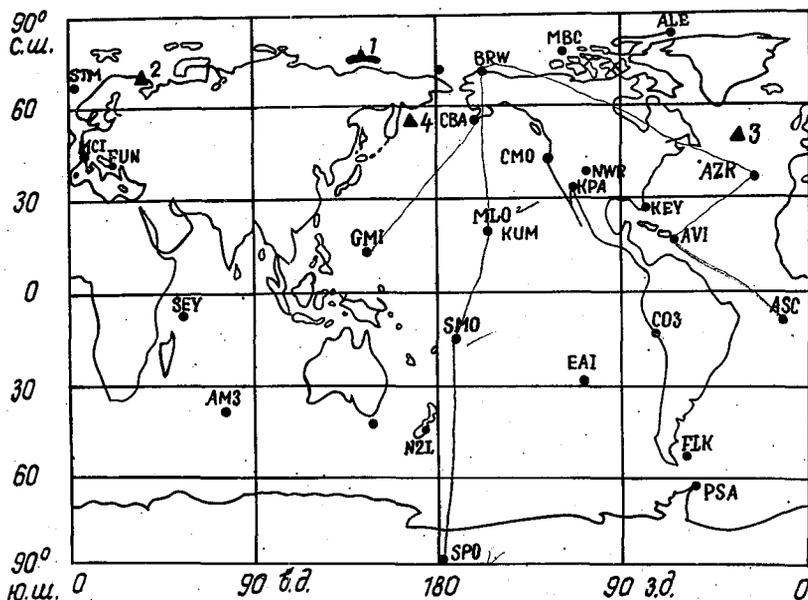


Рис. I. Сеть станций мониторинга атмосферного CO_2

• зарубежные станции; ▲ советские станции:

1 - "о. Котельный", 2 - "Териберка", 3 - станция "С",
4 - "о. Беринга".

Для исследования глобального углеродного цикла значительный интерес представляет разделение вкладов в вариации атмосферного CO_2 от различных источников/стоков, в частности, выделение вклада наземной биоты. Одну из возможностей для этого представляют измерения изотопного состава атмосферного CO_2 , поскольку процессы изотопного фракционирования при поглощении и выделении углекислого газа наземными растениями приводят к различным значениям отношения $\delta^{13}C^{13}/C^{12}$ для углекислого газа, выделяемого биотой суши, выбрасываемого при сжигании ископаемого топлива и выделяемого океаном [31]. По этой причине в последние годы на ряде станций мониторинга углекислого газа осуществляется регулярный анализ изотопного состава CO_2 в пробах воздуха [30].

Таблица I

Список станций мониторинга CO_2 [21, 29, 30, 52, 61]

Название станции (регион)	Код станции	Страна	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м	Год начала наблений
Алерт (Арктика)	<i>ALT</i>	Канада	82°31' с.ш.	62°18' з.д.	142	1975
Мууд-Бэй (Арктика)	<i>MBC</i>	Канада	76°14' с.ш.	119°20' з.д.	15	1980
О. Котельный (Арктика)	<i>KTL</i>	СССР	76°06' с.ш.	137°54' в.д.	5	1986
Барроу (Аляска)	<i>BRW</i>	США	71°19' с.ш.	156°36' в.д.	11	1961
Океанская станция "М" (Северная Атлантика)	<i>STM</i>	США	66°00' о.ш.	2°00' в.д.	6	1981
Колд-Бэй (Аляска)	<i>CBA</i>	США	55°12' с.ш.	162°43' з.д.	25	1978
О. Беринга (Тихий океан)	<i>BRI</i>	СССР	55°12' о.ш.	165°59' в.д.	10	1985
Шемайа (Тихий океан)	<i>SHM</i>	США	52°75' о.ш.	174°08' з.д.	40	1985
Лангенбротге (Европа)	-	ФРГ	52°48' с.ш.	10°46' з.д.	74	1967
Океанская станция "С" (Северная Атлантика)	<i>STC*</i>	СССР	52°45' о.ш.	35°30' з.д.	6	1968
Океанская станция "Р" (Тихий океан)	<i>STR</i>	США	50°00' с.ш.	145°00' з.д.	6	1969
Дейвельбах (Европа)	-	ФРГ	49°46' с.ш.	7°03' в.д.	480	1967
Бротьякльригель (Европа)	-	ФРГ	48°49' с.ш.	13°13' в.д.	1016	1967
Шауинсланд (Европа)	-	ФРГ	44°55' о.ш.	7°55' в.д.	1205	1967
Кейп-Меаре	<i>CMO</i>	США	45°29' с.ш.	124°00' в.д.	30	1982
Монте-Чимоне (Европа)	<i>MCI</i>	Италия	44°11' с.ш.	10°42' в.д.	2165	1978
О. Сейбол (Северная Атлан- тика)	<i>SBI</i>	Канада	43°56' о.ш.	60°01' з.д.	5	1975

* 1968-1972 гг. - США; 1983 г. - СССР

Название станции (регион)	Код станции	Страна	Широта	Долгота	Высота над уровнем мо- ря, м	Год начала наблюдений
Найот-Ридж (Колорадо)	<i>NWR</i>	США	40°03' с.ш.	105°38' з.д.	3797	1967
О. Терсейра (Азорские о-ва)	<i>ATP</i>	Португа- лия, США	38°45' с.ш.	27°05' з.д.	30	1980
О. Мидуэй (Тихий океан)	<i>MIO</i>	США	28°20' с.ш.	177°38' в.д.	4	1985
Кей-Бисэйне (Флорида)	<i>KEY</i>	США	25°40' с.ш.	80°10' з.д.	3	1973
Мауна-Кеа (Гавайи, Тихий океан)	<i>MKA</i>	США	20°00' с.ш.	155°00' в.д.	4200	1978
Мауна-Лоа (Гавайи, Тихий океан)	<i>MLO</i>	США	19°32' с.ш.	155°35' з.д.	3397	1958
Кейп-Кумукахи (Гавайи, Тихий океан)	<i>KUM</i>	США	19°31' с.ш.	154°49' з.д.	3	1976
О. Санта-Крус Атлантический океан)	<i>ATI</i>	США	17°45' с.ш.	64°45' з.д.	3	1979
Гуам (Тихий океан)	<i>GMI</i>	США	13°26' с.ш.	144°47' з.д.	2	1978
О. Фаннинг (Тихий океан)	<i>FNI</i>	США	4°00' с.ш.	154°00' з.д.	0	1972
О. Кристмас (Тихий океан)	<i>CHR</i>	США, Кирибати	2°00' с.ш.	157°18' з.д.	3	1974
Маунт-Кения (Африка)	-	Кения, США	0°50' с.ш.	37° з.д.	4000	
Сейшлы (Индийский океан)	<i>SEY</i>	Сейшельские Острова, США	4°40' ю.ш.	55°10' в.д.	3	1979
О. Вознесения (Южная Атлантика)	<i>ASC</i>	Англия, США	7°55' ю.ш.	14°25' з.д.	54	1979

Окончание табл. I

Название станции (регион)	Код станции	Страна	Широта	Долгота	Высота над уровнем морья, м	Год начала наблюдений
Космос (Перу)	<i>COS</i>	Перу, США	12°12' ю. ш.	75°33' з. д.	4600	1979
Самоа (Тихий океан)	<i>SMO</i>	США	14°15' ю. ш.	170°34' в. д.	30	1973
Виллинга (Австралия)	—	Австралия	32°30' ю. ш.	116° в. д.	0	1979
О. Амстердам (Индийский океан)	<i>AMS</i>	Франция, США	37°52' ю. ш.	77°32' в. д.	54	1979
Кейп-Трим (Тасмания, Тихий океан)	<i>CGO</i>	Австралия, США	40°41' ю. ш.	144°41' в. д.	94	1976
Беринг-Хед (Австралия)	<i>BRH</i>	Новая Зеландия	41°00' ю. ш.	175°00' в. д.	0	1972
Кайторете-Спит (Новая Зеландия)	<i>NZL</i>	Новая Зеландия	43°50' ю. ш.	172°38' в. д.	3	1983
О. Южная Георгия (Южная Атлантика)	<i>SGI</i>	США	54°00' ю. ш.	38°00' з. д.		1985
О. Макуори (Австралия)	—	Австралия	54°00' ю. ш.	159°00' в. д.	0	1979
Палмер (о. Анверс, Антарктида)	<i>PSA</i>	США	64°55' ю. ш.	64°00' з. д.	33	1979
Моусон (Антарктида)	—	Австралия	68°00' ю. ш.	61°00' в. д.	0	1977
Суова (Антарктида)	—	Япония	69°00' ю. ш.	39°35' в. д.	23	1983
Халли-Бэй (Антарктида)	<i>HBA</i>	Англия	75°40' ю. ш.	37°00' в. д.	3	1983
Амундсен-Скотт, Южный полюс	<i>SPQ</i>	США	89°59' ю. ш.	24°48' в. д.	2810	1957

Получаемые на станциях данные о концентрации углекислого газа публикуются в ежегодниках *BARMON* [55, 71, 72], *GMCC* [28, 29, 30]. Подробные таблицы данных по отдельным программам опубликованы также в работах [4, 5, 17, 18, 19, 21, 35, 36, 39, 45, 47, 53, 73]. Публикуемые данные, как правило, являются предварительными и могут впоследствии незначительно корректироваться авторами для учета небольших дрейфов в концентрациях газовых эталонов, а также вследствие применения различных подходов к отбраковке данных.

4. Подходы, используемые при анализе данных

Отмеченные ранее основные особенности крупномасштабных вариаций фоновой концентрации CO_2 в атмосфере (вековой тренд, устойчивый сезонный ход с амплитудой, зависящей от широты) хорошо иллюстрируются данными с 4 базовых фоновых станций американской программы "Геофизический мониторинг для климатических изменений" (GMCC), расположенных в различных широтных поясах (рис. 2 и табл. 2). Данные других станций качественно сходны с приведенными на рис. 2. Следствием

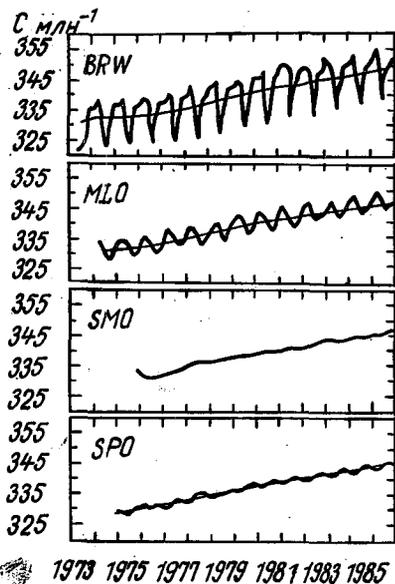


Рис. 2. Концентрация CO_2 в воздухе на станциях "Барроу", "Мауна-Лоа", "Самоа" и "Южный полюс" [30]

Таблица 2

Среднемесячные и среднегодовые значения концентрации CO_2 ($млн^{-1}$) по данным измерений на четырех станциях [30]

Месяц	<i>BRW</i>	<i>MLO</i>	<i>SMO</i>	<i>SPO</i>
Январь	350,28	346,03	344,14	344,53
Февраль	351,78	346,71	344,19	344,41
Март	353,60	347,28	344,06	344,38
Апрель	353,09	349,35	344,14	344,47
Май	353,43	349,82	345,53	344,60
Июнь	351,49	349,30	346,24	344,88
Июль	344,75	347,39	346,27	345,37
Август	339,47	345,51	345,88	345,77
Сентябрь	342,26	344,20	345,95	346,03
Октябрь	345,11	343,70	346,03	346,23
Ноябрь	348,61	345,04	346,02	345,97
Декабрь	350,96	346,29	346,16	345,76
Год	348,73	346,73	345,38	345,28

этого к первоначальным целям анализа относятся выделение регулярных составляющих (сезонной и межгодовой), оценка их параметров, отделение вклада регулярных составляющих и анализ оставшихся аномальных вариаций данных.

Общепринятые подходы состоят в применении различных методов аппроксимации к полученным рядам и разделении их по принципу различных временных масштабов сезонной и вековой составляющих. В качестве примера можно привести: построение гармонической функции методом наименьших квадратов [35, 36]; выделение среднего сезонного цикла последующим построением кубического сплайна для определения долгопериодного тренда [39]; нелинейные численные фильтры для выделения компонент со специфическими частотами [20]; метод наименьших квадратов в сочетании экспоненциального тренда; сезонного цикла по четырем гармоникам и кубического сплайна для оставшейся части [15]; метод скользящего кубического сплайна [21].

Поскольку применяемые методы аппроксимации носят приближенный характер и обладают своей спецификой, полученные оценки параметров изменчивости поля концентрации CO_2 могут зависеть от выбранного подхода.

Например, в [23] отмечается, что применение кубического сплайна с узлами каждые 12 мес дает концевые искажения и возможно даже сдвиг по фазе аппроксимирующей кривой относительно результатов измерений. Это следует иметь в виду, сравнивая данные разных авторов.

5. Данные наблюдений и их интерпретация

5.1. Сезонный цикл CO_2 . На рис. 3 представлен трехмерный график средних по широтным поясам изменений концентрации CO_2 на уровне океана как функция широты и времени; полученный по данным сети фоновых станций Национального управления по океану и атмосфере (НУОА) США [21]. При построении графика не учитывались данные горных станций *NWR* и *MLO* и станций, "чувствующих" влияние континента *KEY* и *AZR*. Таким образом, график построен только на основе данных измерений над океаном в предположении широтной однородности поля кон-

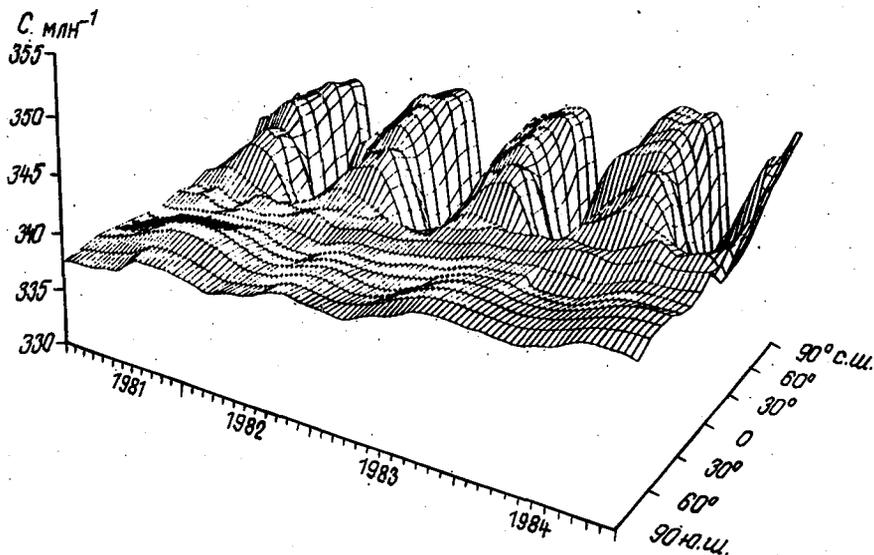


Рис. 3. Трехмерное представление изменений концентрации CO_2 в зависимости от широты и времени [21]

центрации CO_2 и не отражает изменчивости его над континентами. Не отражает он также и имеющиеся небольшие различия в результатах измерений на одинаковых широтах в разных океанах. Авторами [73] отмечается, что в Северной Атлантике амплитуда сезонного цикла на 50° с.ш. на $млн^{-1}$ больше, чем на той же широте в Тихом океане. Измерения в Индийском океане [47] дают меньшую амплитуду, чем в Тихом на той же широте; между ними наблюдаются также существенные различия в фазовых характеристиках.

Немногочисленные измерения над континентом [19, 55, 63, 64, 75] дают основание считать, что широтная однородность — неадекватное приближение для глобального поля концентрации CO_2 . Модельные расчеты поля CO_2 показывают, например, что над Европейским континентом

амплитуда сезонного цикла приземной концентрации CO_2 может меняться от 12 до 26 млн⁻¹ на одной и той же широте [26].

Поскольку все источники/стоки CO_2 расположены на поверхности Земли, их влияние на более высокие слои атмосферы сказывается через процессы вертикального переноса в атмосфере. Как следствие, с ростом высоты амплитуды сезонных изменений уменьшаются и происходит запаздывание по фазе (рис. 4). Если на широте Японии у поверхности

максимальные и минимальные концентрации CO_2 наблюдаются в апреле и сентябре, то в верхней тропосфере это происходит в мае и октябре [64]. Разность в значениях амплитуды сезонного цикла на этих уровнях составляет 6,7 млн⁻¹. Аналогичные результаты получены при полетах над Северной Атлантикой [18]. Сравнение данных, полученных над северо-западом СССР [4], Скандинавией [18], Швейцарией [75] и над озером Иссык-Куль [8], показывают, что вариации CO_2 над континентом имеют большую амплитуду и опережающую фазу по сравнению с вариациями над океаном. В южном полушарии наблюдается обратная тенденция изменения амплитуды с высотой. Так, в районе станции Кейп-Грим (Австралия) наземные измерения дают значение амплитуды 0,92 млн⁻¹, а в средней тропосфере - 1,23 млн⁻¹. Сдвиг по фазе с высотой в районе этой станции также отличен от северного полушария: здесь минимум у поверхности запаздывает относительно средней тропосферы [30]. Это позволяет авторам предположить, что в южном полушарии часть сезонных изменений концентрации CO_2 обусловлена процессом атмосферного переноса углекислого газа из северного полушария в средней и верхней тропосфере.

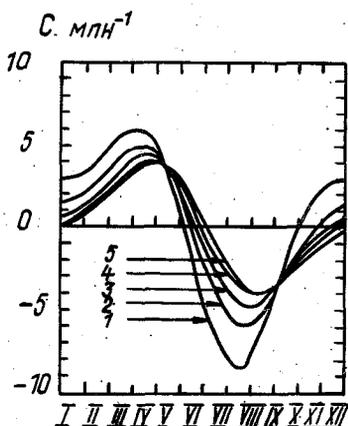


Рис. 4. Средние сезонные вариации концентрации атмосферного CO_2 над Японией [64].

1 - 0...2 км,
2 - 2...4 км, 3 - 4...6 км,
4 - 6...8 км, 5 - 8 км
(тропопауза)

Широтная зависимость амплитуды сезонного хода CO_2 представлена на рис. 5. Максимальное значение 16 млн⁻¹ наблюдается на арктической станции Барроу, к югу оно уменьшается до 1 млн⁻¹ на станции Самоа [21]. В южном полушарии амплитуда почти не меняется. Такое различие в сезонных вариациях связано с тем, что в умеренных и высоких широтах северного полушария расположено значительно больше континентальной биоты, чем в южном. По данным, опубликованным в [2], поток углерода из атмосферы в биосферу за период вегетации для северного и южного полушария составляет 6,1 и 0,7 Гт/год соответственно.

Специально проведенные исследования показали наличие небольшого роста амплитуды сезонного цикла CO_2 за последние 25 лет. Так, на станции Мауна-Лоа за 1958–1982 гг. этот рост составил 0,7% в год [15]. Для Мауна-Лоа амплитуда возросла с 5,6 млн⁻¹ в 1958 г. до 5,2 млн⁻¹ в 1978 г.; для станции Южный полюс с 1 млн⁻¹ до 1,3 млн⁻¹ за 1965–1978 гг. по данным [20]. Авторы считают, что основная часть этого изменения связана с увеличением активности биоты.

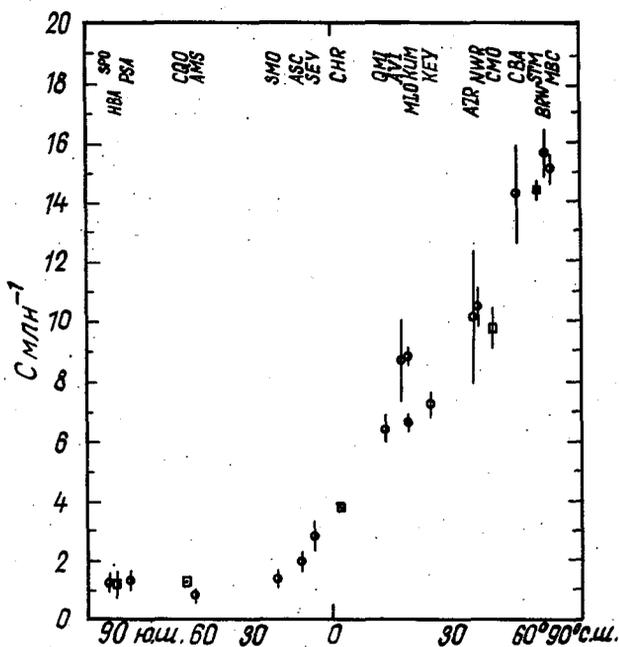


Рис. 5. Широтная зависимость амплитуды сезонных вариаций концентрации CO_2 [21].
Вертикальные отрезки — средние квадратические отклонения

Такой вывод подвергается сомнению в [7], в которой проведена оценка возможного изменения амплитуды сезонного цикла CO_2 за счет увеличения интенсивности производства сельскохозяйственных культур, рубки тропических лесов и восстановления лесов умеренной зоны, а также за счет увеличения содержания CO_2 в атмосфере. По этим оценкам оказалось, что суммарный эффект перечисленных факторов может привести лишь к половине того значения, которое отмечено в данных измерений. Авторы [7] высказывают мнение, что это различие в оценках может быть вызвано либо неизвестным пока сдвигом фаз между фото-

синтезом и деструкцией в ежегодном цикле, либо наблюдаемые изменения завышены из-за разброса данных и короткого ряда наблюдений.

Большой определенности в этом вопросе можно достигнуть, по-видимому, при прямых измерениях над наземной биотой, поскольку в этих условиях указанные измерения должны носить более ярко выраженный региональный характер.

Важной характеристикой сезонного цикла CO_2 является фаза его вариаций. Дата достижения максимальных и минимальных значений концентрации определяются не совсем точно из-за довольно мало меняющейся формы кривой (см. рис. 2). Кроме того, эти моменты могут варьироваться в зависимости от местных или региональных воздействий. Поэтому в качестве фазовой характеристики используются даты пересечения ("спад" и "подъем") графика сезонного хода CO_2 с кривой, аппроксимирующей межгодовой рост [21]. Эти даты мало меняются от года к году для каждой станции (рис. 6).

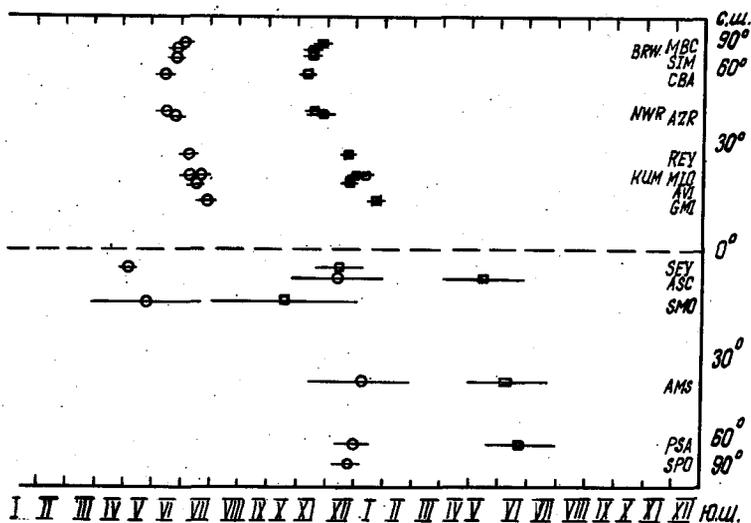


Рис. 6. Широтная зависимость фаз сезонного цикла CO_2

[21]:

○ даты "спада", □ даты "подъема"; горизонтальные отрезки - средние квадратические отклонения

В северном полушарии дата указанного пересечения на спаде кривой сохраняется постоянной в пределах ± 1 неделя для всех станций.

аблюдаемая стабильность объясняется тем, что основной причиной ачала сезона роста наземной растительности, вызывающей изменение CO_2 в атмосфере, является достаточное количество приходящей солнечной радиации, которое меняется от года к году на данной широте одним тем же стабильным образом. Этот результат, по мнению авторов [21], связан с суммарным эффектом по крайней мере трех факторов: началом процесса фотосинтеза, температурной зависимостью дыхания экосистем атмосферным переносом.

В более северных широтах сезон роста растительности и, следовательно, уменьшение атмосферного CO_2 начинается позднее, чем в южных. Зональные вариации концентрации, обусловленные переносом CO_2 из средних широт на север, также имеют отставание по фазе, зависящее от времени переноса. Таким образом, на севере как местный сезонный цикл, так и действия процессов переноса дают отставание в наблюдаемом сезонном ходе CO_2 по отношению к широте 50° с.ш. Южнее 50° с.ш. ситуация более сложная. Здесь сезон роста начинается раньше, в тропиках и вообще продолжается круглый год. В этих широтах выделение CO_2 растительностью в результате их дыхания и гниения почти совпадает по фазе с фотосинтезом, что приводит к малой амплитуде сезонных вариаций из-за местных факторов. При этом наблюдаемый сезонный ход концентрации является результатом влияния более северных широт через механизм атмосферного переноса, а, следовательно, имеет место соответствующее запаздывание по фазе. Рост концентрации CO_2 в конце теплого сезона начинается тоже на широте 50° с.ш. и запаздывает к югу и северу от нее. Однако, как видно из рис.6, даты "подъемов" определяются с большим разбросом, чем даты "спадов". Это объясняется тем, что возврат CO_2 в атмосферу меньше зависит от температуры и влажности, чем от продолжительности светового дня (т.е. количества пришедшей солнечной радиации) [21].

В южном полушарии даты "подъема" и "спада" оказываются менее стабильными и имеют другую закономерность широтного распределения. Это связано с существенно меньшей по сравнению с северным полушарием площадью активной наземной биоты, ее широтным распределением, соответственно большим влиянием океана, а также межполушарным обменом. табл.3 приведены средние фазы сезонного цикла CO_2 по данным для станций GMCC [21].

5.2. Межгодовые вариации CO_2 . Значения среднегодовых концентраций CO_2 по данным наблюдений также зависят от широты (рис.7). Разность концентраций между Южным и Северным полюсом в среднем за последние годы составляла $3,1 \text{ млн}^{-1}$. Такое распределение объясняется тем, что подавляющая доля (свыше 90%) эмиссии антропогенного CO_2 имеет место в средних и умеренных широтах северного полушария. Второй характерной особенностью широтного распределения среднегодовых кон-

Таблица 3

Средние характеристики фазы сезонного цикла CO_2 [21]

Код станции	Дата "спада"	σ сут	Дата "подъема"	σ сут
<i>AMS</i>	7 января	55	10 июня	42
<i>ASC</i>	13 декабря	48	16 мая	44
<i>AVT</i>	18 июля	3	26 декабря	13
<i>AZR</i>	22 июня	3	28 ноября	16
<i>BRW</i>	28 июня	2	17 ноября	7
<i>CBA</i>	15 июня	5	10 ноября	5
<i>GMI</i>	30 июля	7	22 января	8
<i>KEY</i>	10 июля	6	24 декабря	7
<i>KUM</i>	11 июля	3	2 января	12
<i>MBC</i>	5 июля	2	26 ноября	10
<i>MLO</i>	22 июля	5	11 января	1
<i>NWR</i>	16 июня	4	19 ноября	11
<i>PSA</i>	1 января	18	25 июля	36
<i>SEY</i>	8 мая	4	15 декабря	25
<i>SNO</i>	27 мая	58	19 октября	77
<i>SPD</i>	25 декабря	19	13 июля	11
<i>STM</i>	27 июня	2	15 ноября	4

центраций CO_2 является наличие небольшого максимума ~ 1 млн⁻¹ в районе экватора, причиной появления которого, по-видимому, является обмен с океаном. В экваториальных районах Тихого океана поверхностные воды перенасыщены углекислым газом на 30% в результате подъема глубинных вод [21]. Часть избытка CO_2 выделяется в атмосферу в процессе обмена на границе воздух - океан. К такому же выводу приходят и изотопные измерения, которые подтверждают отсутствие экваториального максимума в широтном распределении δ^{13} [49].

В табл. 3 σ - среднее квадратическое отклонение по четырем годам наблюдений (рис. 8). Полученные результаты подтверждают, что океаны играют преимущественную роль по сравнению с тропической биосферой в формировании приэкваториального максимума концентрации CO_2 в атмосфере.

Из рис. 8 видно, что отличительной чертой широтного распределения концентрации CO_2 и δ^{13} является их поведение по мере приближения к Южному полюсу. Если концентрация CO_2 монотонно спадает в этом направлении, то δ^{13} несколько возрастает. Это явление связывают с температурной зависимостью изотопного разделения на границе воздух-вода [49]. Возвращаясь к рис. 7, следует отметить, что аномально выглядит кривая 1982 г., когда приэкваториальный максимум не наблю-

гался. Существуют два предположения, объясняющие это явление. В [39] его связывают с известным явлением Эль-Ниньо, имевшем место в 1982–1983 гг., в результате которого имел место более слабый, чем

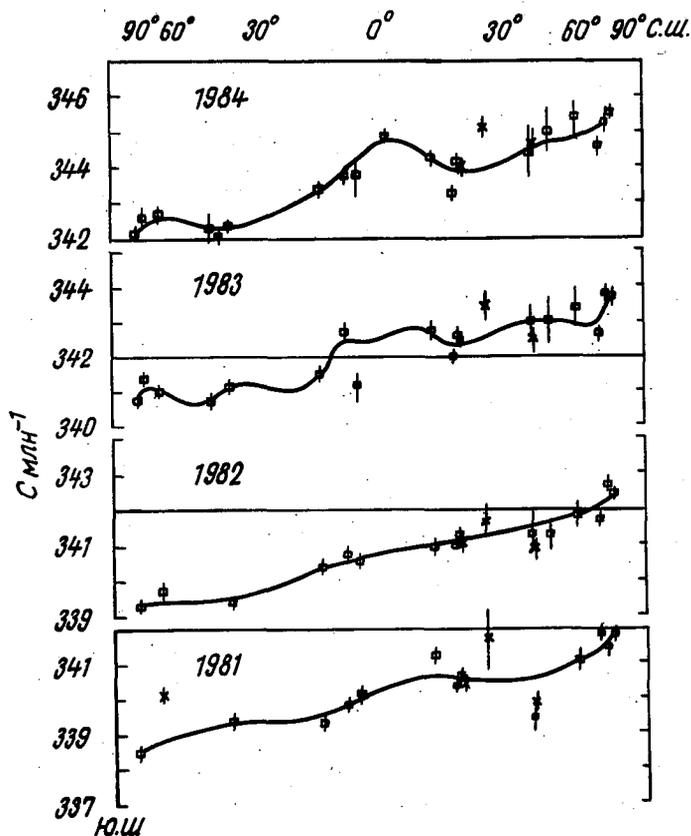


Рис. 7. Среднегодовые значения концентраций CO_2 в зависимости от широты [21]

обычно подъем глубинных вод, сопровождавшийся меньшим пересыщением CO_2 в поверхностном слое и слабыми ветрами, что привело к ослаблению экваториального источника углекислого газа. В [66] на основании анализа изотопных измерений делается вывод о том, что значительную роль в этой аномалии сыграла наземная биота.

Скорость роста концентрации CO_2 в среднем одинакова на всех станциях, однако она испытывает заметные флуктуации, носящие как глобальный, так и региональный характер (рис. 9). Из представленных на этом рисунке 18 рядов данных 16 указывают на наличие характерной особенности: скорость роста концентрации углекислого газа была минимальна

в 1982 г. и максимальная в 1983 г. [21]. Такое явление связывается с сильным Эль-Ниньо 1982-1983 гг., хотя механизм этой связи до конца еще не ясен [14, 16, 24, 37, 43].

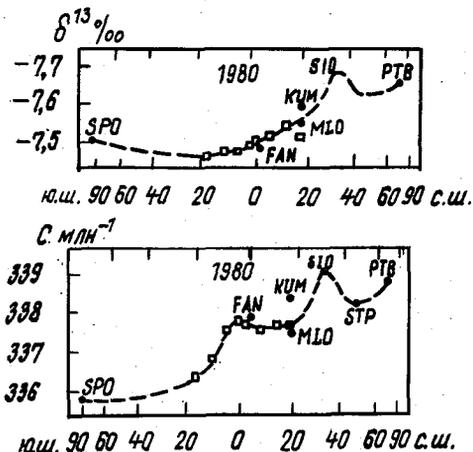


Рис.8. Широтное распределение среднегодовых значений концентрации CO_2 и δ^{13} [48]

Средние значения скорости роста CO_2 для различных станций приведены в [21]. Средняя глобальная скорость роста, рассчитанная по статистически обеспеченным данным за 1968-1982 гг. составила $1,35 \pm 0,1$ млн⁻¹.год⁻¹. Этому значению соответствует доля оставшегося в атмосфере антропогенного CO_2 , равная 0,57 [39].

6. Некоторые сведения о применении моделей для интерпретации данных по концентрации CO_2

Очевидно, что исследование характеристик глобального углеродного цикла, углубление понимания процессов, включенных в этот цикл, могут быть достигнуты только на основе интерпретации полученных данных с использованием различных физических моделей углеродного цикла.

Существующие модели, следуя [22], можно разбить на шесть основных классов.

Построение аппроксимирующих кривых

По имеющимся данным наблюдений строится аппроксимирующая кривая роста CO_2 , которая экстраполируется экспоненциальной зависимостью на будущее:

$$C(t) = C(-\infty) + A \exp(\alpha t). \quad (1)$$

Такая модель не дает возможности исследовать альтернативные сценарии изменения содержания углекислого газа в атмосфере.

Постоянство доли CO_2 антропогенного вклада, оставшейся в атмосфере

В этой группе моделей концентрации CO_2 в будущем определяются сценарием будущих изменений скорости роста сжигания ископаемого топлива $f(t)$:

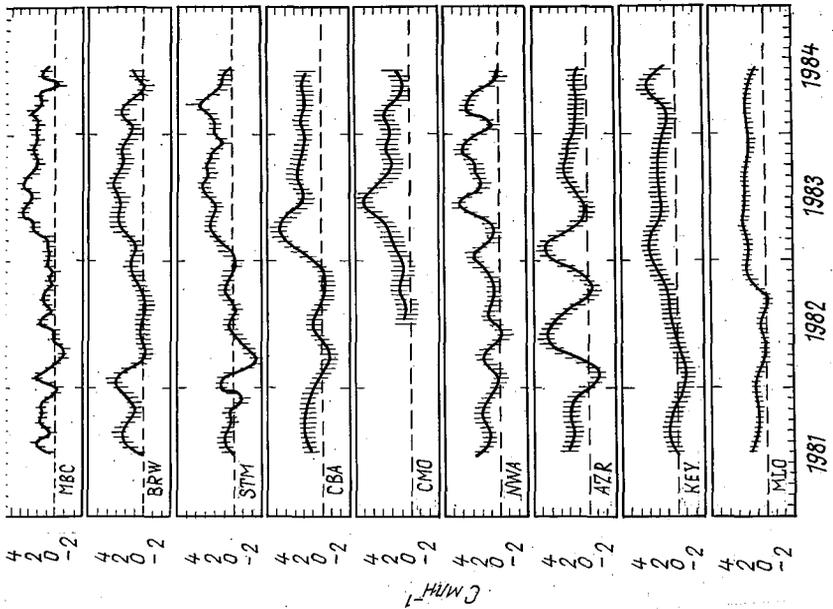
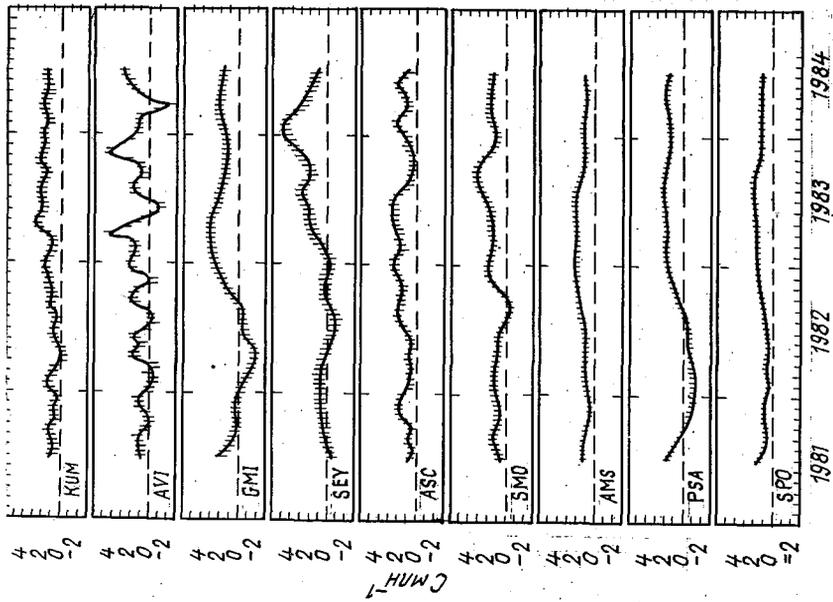


Рис.9. Рост концентрации CO_2 на фоновых станциях [21]

$$C(t) = C_0 + z f(t), \quad (2)$$

где z — доля остающегося в атмосфере антропогенного CO_2 .

Приближение функции отклика

В этих моделях скорость поступления CO_2 в атмосферу $S(t)$ представляется в виде суммы антропогенного вклада и биоты. Атмосферная концентрация углекислого газа рассматривается с привлечением функции отклика $R(t)$, которая дает долю оставшегося в атмосфере CO_2 :

$$C(t) = C_0 + \int_{-\infty}^t R(t-t') S(t') dt'. \quad (3)$$

Такая модель позволяет исследовать случаи, отличающиеся от экспоненциального развития. Авторы [51], используя данную модель, показали, как различные оценки вклада биоты в прошлом могут изменить существующие представления о доле оставшегося антропогенного CO_2 в атмосфере.

Модели углеродного цикла низкого разрешения

Модели данного класса используют известные закономерности обмена между отдельными "резервуарами" CO_2 , такими как атмосфера, биосфера, океан, которые могут подразделяться на старую биоту, новую биоту, поверхностный и глубинный океан. Процессы же внутри выделенных "резервуаров" описываются как "черный ящик". Такие модели могут калиброваться натурными измерениями CO_2 и его изотопным составом.

Модели среднего разрешения

В этих моделях рассматриваются физические процессы, имеющие место внутри "резервуаров". Этот тип моделей не дает возможности описать детально глобальный углеродный цикл, их исследование ограничивается, например, описанием отдельно океана, атмосферы, выяснением широтной зависимости происходящих внутри них процессов и т.п.

Модели высокого разрешения

В моделях этого класса исследуются как широтное, так и долготное распределение CO_2 . Например, в [26] рассматривается трехмерная модель атмосферы с использованием параметров переноса из модели общей циркуляции атмосферы, глобальной карты вегетации и характеристик обмена CO_2 между биосферой и атмосферой.

Основная часть разрабатываемых в последнее время моделей принадлежит к последним трем классам. Вопросы, на которые желательно было бы получить ответы при помощи моделей, следующие:

а) согласуется ли наблюдаемое пространственное и временное распределение концентрации CO_2 и его изотопов с имеющимся в настоящее время представлением об источниках и стоках;

б) какие вариации в атмосферной концентрации CO_2 обусловлены отдельно биосферой и поверхностным слоем океанов;

в) какая доля в наблюдаемых вариациях концентрации CO_2 обусловлена только атмосферной циркуляцией;

г) как воздействуют на наблюдаемые режимы концентрации CO_2 местные источники и стоки (региональные условия).

Различные модели достигают неодинаковых успехов в описании наблюдаемых вариаций CO_2 . Например, модель К.Юнге и Г.Чеплака [34] дает удовлетворительное согласие с экспериментом в значениях амплитуды, но расходится с ним в фазовых соотношениях. Модель Л.Махты [44] хорошо описывает самолетные вертикальные измерения, но не учитывает горизонтальные градиенты. Модель Г.Пирмана [54] дает близкое к наблюдаемому распределению концентрации CO_2 в северном полушарии, но имеет расхождение с данными по южному.

Наиболее значительными в области моделирования являются уже упоминавшиеся работы [25, 26, 33]. В этих работах впервые сделана попытка описать распределение концентрации CO_2 не только в фоновых условиях, но и над континентами. Результаты исследований показали значительную зональную неоднородность поля CO_2 особенно в северном полушарии. Согласно расчетам, наибольшее значение амплитуды сезонного цикла (26 млн^{-1}) приходится на район Восточной Сибири [25] (рис. 10). В работе [48] сделаны модельные оценки вклада в сезонный цикл CO_2 различных источников: наземной биоты отдельно южного и северного полушарий; океана и сжигания топлива. Океанский источник/сток углекислого газа разделен на две составляющие: сезонную, зави-

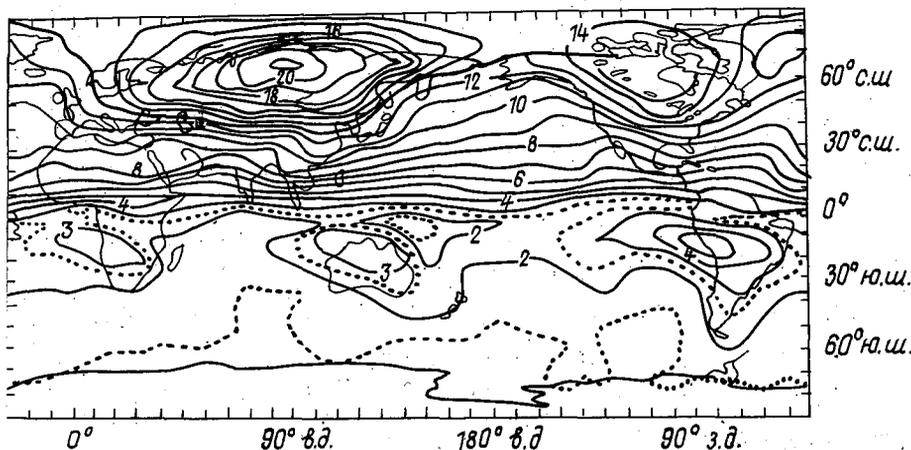


Рис. 10. Изоплеты модельных амплитуд сезонных вариаций CO_2 над поверхностью Земли [26]

сящую от сезонного изменения температуры поверхностного слоя океана и интенсивности фотосинтеза океанской биоты, и стационарную, отражающую широтную зависимость распределения теплых и холодных вод Мирового океана. На рис. II приведены данные, полученные для станций Южный полюс и Мауна-Лоа. Характерными чертами приведенных графиков являются противофазность вариаций CO_2 , вызванных наземной биотой и океаном, подавляющая роль наземной биоты по сравнению с другими источниками/стоками в формировании сезонного цикла. Имеются экспериментальные данные, подтверждающие модельные оценки. В работе [58] исследовалось влияние температуры поверхностного слоя океана на сезонный цикл CO_2 . Оказалось, что океан "уменьшает" амплитуду сезонных вариаций для станции Барроу на 25%, для станции Мауна-Лоа на 15%. К сожалению, имеется ограниченное количество данных для достоверной оценки мощности океана как источника/стока CO_2 . До последнего времени считалось, что холодные воды северных широт являются стоком. Однако в [50] приводятся результаты измерений в этих широтах в зимнее время, которые, по мнению авторов, доказывают, что в среднем за год северо-западные районы Тихого океана выступают как источник CO_2 , обеспечивая выделение в атмосферу количества CO_2 , равного 5% глобальных промышленных выбросов.

Наибольшая неоднородность поля CO_2 , как уже указывалось, наблюдается над континентами [26]. Происходящие в последние десятилетия изменения в наземной биосфере в результате сельскохозяйственной деятельности, уничтожения лесов, мелиорации и т.д., по-видимому, имеют глобальные последствия. Существуют известные трудности в экспериментальном определении деформации поля CO_2 над континентами. Применяемые в настоящее время локальные методы определения концентрации CO_2 малопригодны для получения приземной картины, отражающей как раз региональные вариации, поскольку имеют место значительная вертикальная неоднородность и суточные вариации синоптического масштаба.

В связи с этим приобретает все большее значение разработка подходов, позволяющих оценить изменения CO_2 над континентами. В [27] указывается: "... глобальная сеть мониторинга CO_2 в атмосфере должна быть расширена на главные наземные биомассы как в тропиках, так и в более высоких широтах..."

В СССР система мониторинга атмосферного CO_2 развивается именно в этом направлении. В планируемую сеть входят четыре уже действующие фоновые станции, измерения над континентом с помощью самолетов и измерения общего содержания CO_2 в столбе атмосферы с помощью интегрального спектроскопического метода [6].

Уникальная по размерам, географическому положению и количеству природных зон территория СССР дает возможность получить данные, которые помогут лучшему пониманию роли наземной биоты в глобальном углеродном цикле.

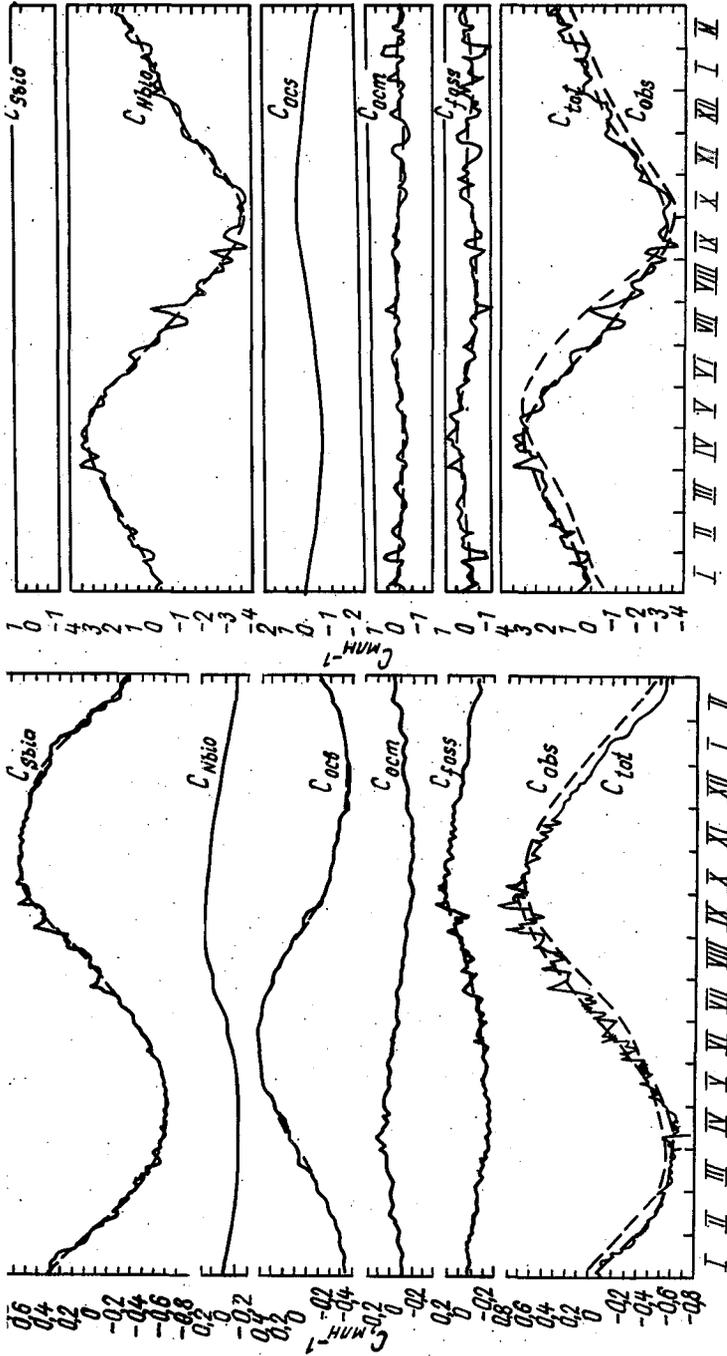


Рис. 11. Модельные концентрации CO_2 на станциях Южный Полюс (а) и Мауна-Лоа (б) от различных источников [48].
 C_{bio} - наземная биота южного полушария; C_{vol} - то же северного полушария; C_{oss} - сезонный океанический источник; C_{act} - постоянный океанический источник/сток; C_{foss} - антропогенный источник/сток; C_{tot} - суммарное действие; C_{obs} - по данным наблюдений

Заключение

Кратко изложенное в обзоре положение дел в настоящее время с исследованием атмосферного углекислого газа свидетельствует о высокой информативности существующей системы мониторинга.

Важнейшие выводы по глобальному углеродному циклу сделаны благодаря высокой организованности и целенаправленности проводящихся исследований, четкости функционирования всей сети станций. Однако следует отметить, что существующая мировая сеть станций имеет ряд особенностей, которые ограничивают области применения получаемых на них данных. Как уже указывалось, большинство станций расположено в районе Тихого океана, другие территории освещены измерениями слабо, что не дает возможности построения реального глобального распределения CO_2 над поверхностью Земли. Практически нет регулярных измерений над континентами.

Следует отметить к тому же, что измерения в фоновых условиях отражают конечный итог взаимодействия всех факторов, формирующих поле CO_2 - наземной биоты, океана, антропогенных источников и атмосферного перемешивания. Разделить их корректно, исходя из существующей системы наблюдений, практически не представляется возможным. В то же время на нынешней стадии изучения углеродного цикла представляют интерес прямые измерения для оценки источников/стоков CO_2 . Поскольку главные источники возмущений поля CO_2 расположены на континентах, то именно там и должны быть организованы соответствующие наблюдения. В первую очередь, конечно, интерес представляет мониторинг состояния биосферы. Не менее информативными были бы прямые оценки деятельности антропогенных источников, например, исследование распределения CO_2 вокруг крупных промышленных центров. Накопление такого рода данных кроме самостоятельного интереса было бы полезно для развития моделей углеродного цикла. Включение в систему мониторинга в последние годы все новых газовых составляющих, таких как CH_4 , SO_2 , N_2O , фреонов, азотистых соединений [29,30], позволит получить характеристики их глобального распределения и, таким образом, дать информацию о динамике состояния окружающей среды, подверженной влиянию человека.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- . А к и м е н к о Р.М. и др. Определение содержания углекислого газа в атмосфере в районе оз. Иссык-Куль в 1980...1985 гг. спектроскопическим методом. - Труды ИЭМ, 1987, вып. 19 (125), с. 54-57.
- . Б о р и с е н к о в Е.П., К о н д р а т ь е в К.Я. Круговорот углерода и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1988. - 319 с.
- . Б р о у н ш т е й н А.М., Ф а б е р Е.В., Ш а ш к о в А.А. Газоаналитическая установка для осуществления мониторинга концентрации CO_2 в атмосферном воздухе. - Труды ИГО, 1984, вып. 472, с. II-16.
- . Б р о у н ш т е й н А.М. и др. Измерения вертикального распределения концентрации CO_2 над континентальными районами. - Труды ИГО, 1988, вып. 519, с. 34-42.
- . Б р о у н ш т е й н А.М. и др. Измерения концентрации CO_2 в воздухе на океанской станции "С" (Северная Атлантика). - Труды ИГО, 1988, вып. 519, с. 27-33.
- . Б р о у н ш т е й н А.М. и др. Оптический метод определения общего содержания CO_2 в вертикальном столбе атмосферы. - Труды ИГО, 1976, вып. 369, с. 5-24.
- . Б ю т н е р Э.К. и др. Анализ тренда амплитуд годового хода содержания углекислого газа в атмосфере. - Метеорология и гидрология, 1985, № 2, с. 45-49.
- . К а з а к о в а К.В. и др. Измерение концентрации углекислого газа в атмосфере в районе оз. Иссык-Куль. - Труды ИЭМ, 1987, вып. 19 (125), с. 56-65.
- . К а м е н о г р а д с к и й В.Н., Ш а ш к о в А.А. Экспериментальные исследования атмосферного углекислого газа. - Труды ИЭМ, 1981, вып. 10 (84), с. 73-90.
- О. К о б а к К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. - Л.; Гидрометеиздат, 1988. - 245 с.
- 1. Разработка структуры комплексной сети климатического мониторинга CO_2 и других газовых примесей и исследование пространственных и временных характеристик их содержания. Отчет о НИР (заключительный)/ИГО: Руководитель А.М. Броунштейн. № ГР 01.84. 0.085365, 1965. - 155 с.
- 2. Ф а б е р Е.В. Вариации концентрации CO_2 в приземном воздухе вблизи Ленинграда. - Труды ИГО, 1988, вып. 519, с. 151-158.
- 3. Ш а ш к о в А.А. Методические основы применения интегрального спектроскопического метода в системе мониторинга CO_2 - Дисс. канд. физ.-мат. наук: 01.04.12. - Л., 1986. - 170 с.

14. B a c a s t o w R.B. et al. Atmospheric carbon dioxide, the Southern Oscillation, and weak 1975 El Nino//Science.-1980.- N 210.- P.66-68.
15. B a c a s t o w R.B., K e e l i n g C.D., W h o r f T.P. Seasonal amplitude increase in atmospheric CO₂ concentration at Mauna Loa, Hawaii, 1959-1982//J.Geophys. Res.-1985.-V.90.- P. 10529-10540.
16. B a c a s t o w R.B. Modulation of atmospheric carbon dioxide by Southern Oscillation//Nature.-1976.- N 261.- P.II6-II8.
17. B e a r d s m o r e D.J., P e a r m a n G.I. Atmospheric carbon dioxide measurements in the Australian region: data from surface observatories//Tellus.-1987.-V.39B.-P.42-66.
18. B o l i n B., B i s c h o f W. Variation of the CO₂ content of the atmosphere in the Northern hemisphere//Tellus.-1970.- N 22.- P. 431-442.
19. C i a t t a g l i a L., G u n d a r i V., C o l o m b o T. Further measurements of atmospheric carbon dioxide at Mt.Cimoro Italy: 1979-1985// Tellus.-1987.- N 39B.- P.I3-20.
20. C l e v e l a n d W.S., F r e e n y A.K., G r a e d e l T.I. The seasonal component of atmospheric CO₂: information from new approaches to the decomposition of seasonal time series//J.Geophys. Res.-1983.-V.88.- P.I0934-I0946.
21. C o n w a y T.J. et al. Atmospheric carbon dioxide measurements in the southern global troposphere, 1981-1984//Tellus.-1988.- V.40B.- N 2.- P.81-II5.
22. E n t i n g I.G. A modelling spectrum from carbon dioxide studies//Math. and Comp. in Simulation.-1987.- N 29.- P.75-85.
23. E n t i n g I.G. Potential problems with the use of least squares spline fit to filter CO₂ data//J.Geophys. Res.-1986.- V.91.- N D6. - P. 6668-6670.
24. F e e l y R.A. et al. Distribution of chemical tracers in the eastern equatorial Pacific during and after the 1982-1983 El Nino/Southern Oscillation event// J.Geophys. Res.-1987.-V.92.- P. 6545-6558.
25. F u n g I.Y. Analysis of the seasonal and geographical pattern of atmospheric CO₂ distributions with a three-dimensional tracer model//The changing carbon cycle: A global analysis/Ed. by J.R.Trabalka, D.E.Reichle.-1986.-Springer-Verlag, N.Y.- P. 459-473.
26. F u n g I.Y. Three-dimensional tracer model study of atmospheric CO₂: Response to seasonal exchanges with the terrestrial biosphere//J.Geophys. Res.- 1983.- V.88.- P. 1281-1294.

27. G a m m o n R.H., K o m h y e W.D., P e t e r s o n J.T.
The global atmospherical CO₂ distribution 1968-1983: Interpretation of the results of the NOAA/GMCC measurement program// The changing carbon cycle: A global analysis./Ed. by J.R.Trabal-
ka, D.E.Reichle.-1986.-Springer-Verlag, N.Y.-P.I-15.
28. Geophysical Monitoring for Climatic Changes: Summary Report
1984./Ed. by E.C.Nickerson, ERL ARL.-Boulder, Colo.-1986.-
N I3.-I09 P.
29. Geophysical Monitoring for Climatic Change: Summary Report
1985/ Ed. by B.C. Schnell, ERL ARL.-Boulder, Colo.-1986.-N I4-
I46 P.
30. Geophysical Monitoring for Climatic Change: Summary Report
1986/ Rd. by R.C.Schnell, ERL ARL.-Boulder, Colo.-1987.- N I5.-
I55 P.
31. G i l l e t e D.A., B o x E.O. Modelling seasonal change of
atmospheric carbon dioxide and carbon I3//J.Geophys. Res.-1986.-
V.91.- N D4.- P.5287-5304.
32. Global Tropospheric Chemistry: Plan for the US research effort:
Report N 3/ OIES.-Boulder, Colo.-1986.-IIO P.
33. H e i m a n n M., K e e l i n g C.D., F u n g I.Y. Simula-
ting the atmospheric carbon dioxide distribution with a three-
dimensional tracer model//The changing carbon cycle: A global
analysis./Ed by J.R.Trabal-
ka, D.E.Reichle.-Springer-Verlag,
N.Y.-1986.-P.I6-49.
34. J u n g e C.E., C z e p l a k G. Some aspects of the seasonal
variation of carbon dioxide and ozone//Tellus.-1968.-V.20.-
P.422-434.
35. K e e l i n g C.D. et al. Atmospheric carbon dioxide variations
at Mauna Loa observatory, Hawaii // Tellus.-1976.-N 28.-
P.538-551.
36. K e e l i n g C.D. et al. Atmospheric carbon dioxide variations
at the South Pole//Tellus.-1976.-V.38.- P.552-564.
37. K e e l i n g C.D., R e v e l l R. Effect of El Nino/Southern
Oscillation on the atmospheric content of carbon dioxide//Neteo-
ritics.-1985.- N 20.- P. 437-450.
38. K o h l m a i e r C.H. et al. Modelling aspects of the global
carbon cycle // Proc. NATO Adv. Study Inst., Island of Corfu,
Sept.28.-Oct.10, 1981.-1982.-P.203-216.
39. K o m h y r W.D. et al. Global atmospheric CO₂ distribution
and variations from 1968 - 1982 NOAA/GMCC CO₂ flask sample data//
J.Geophys. Res.-1985.-V.90.-N D3.- P.5567-5596.

40. Komhyr W.D., Harris T.B., Waterman L.S. Calibration of nondispersive infrared CO₂ analyzer with CO₂-in-air reference gases.//J.Atmos. and Oceanic Technol.-1985.- N 2.- P.82-88.
41. Komhyr W.D., Waterman L.S., Taylor W.R. Semiautomatic nondispersive infrared analyzer apparatus for CO₂ air sample analyses.//J.Geophys. Res.-1983.-V.88.- P. 1315-1322.
42. Levin I. Atmospheric CO₂ in continental Europe - an alternative approach to clean air CO₂ data//Tellus.-1987.- N 39B.- P. 21-28.
43. Machta L., Hanson K.L., Keeling C.D. Atmospheric carbon dioxide and some interpretation//The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans./Ed. by K.R.Anderson and A.Malahoff.-Plenum Press, N.Y.-1977.- P.131-143.
44. Machta L. Global scale atmospheric mixing//Adv.Geophys. 1974.- N 18B.- P. 33-56.
45. Manning M.R., PohI K.P. Atmospheric carbon dioxide monitoring in New Zealand, 1971-1985: RPT/Institute of nuclear sciences.-Lower Hutt, New Zealand, 1986.- 31 P.
46. Marland G., Rotty R.M., Treat N.L. CO₂ from fossil fuel burning: global distribution of emissions//Tellus. 1985.-V.37B.- P. 243-258.
47. Monfray P. et al. Seasonal variations of atmospheric CO₂ in the southern Indian Ocean//Tellus.-1987.-V 39B.- P. 67-71.
48. Mook W.G. et al. Seasonal, latitudinal and secular variations in the abundance and isotopic ratios of atmospheric carbon dioxide. I. Results from land stations//J.Geophys. Res.-1984.- V.88.- P. 10915-10933.
49. Mook W.G. ¹³C in the atmospheric CO₂ // Netherland J. of sea research.-1986.-V.20.- P. 211-223.
50. National climate program: 1986 annual report / National Clim. Program Office, NASA.-Rockville. MD.-1987.- 50 P.
51. Oeschger H., Heimann M. Uncertainties in predictions of future atmospheric CO₂ concentrations//J.Geophys. Res. 1983.- V.88C.- P. 1258-1262.
52. Pearman G.I. Atmospheric CO₂ concentration measurements: A review of methodologies, existing programmes and available data: RPT N 3 // WMO.- Geneva, 1980.- 12 P.
53. Pearman G.I., Beadsmore D.I. Atmospheric carbon dioxide measurements in the Australian region: ten years of aircraft data.//Tellus.-1984.-V.36B.- P. 1-24.

54. P e a r m a n G.I., N y s o n N., F r a s e r P.J. The global distribution of atmospheric carbon dioxide, I. Aspects of observations and modelling// J.Geophys. Res.-1983.-V.88.- P. 3581-3590.
55. Provisional daily atmospheric carbon dioxide concentrations as measured at BAPMON sites for the year 1984: Tech. doc./WMO.- TD 158.-Geneva, 1986.- 80 p.
56. R e i t e r R., K a n t e r H.J. Reasons for seasonal and daily variations of CO₂ and O₃ at 0,7; 1,8; 3,0 km altitude recorded since 1977// Phys.-Chem. Behav. Atmos. Pollutants: Proc. 2nd Eur. Symp., 29 Sept.-1 Oct. 1981.-Varese, 1982.- P.551-560.
57. R o o t y R.M. A look at 1983 CO₂ emissions from fossil fuels (with preliminary data for 1984)// Tellus.-1987.- V.39B.- P. 203-208.
58. S c h n e l l R.C., H a r r i s J.M., S c h r o e d e r J.A. A relationship between Pacific ocean temperatures and atmospheric carbon dioxide concentrations at Barrow and Mauna Loa//Proc. WMO/ICSU/UNEP Sci. Conf. on Anal. and Interpret. of Atmos. CO₂ Data, Bern, 14-18 Sept., 1981 /WMO.-Bern, 1981.- P.356-372.
59. S i e g e n t h a l e r V., O e s c h g e r H. Predicting future atmospheric carbon dioxide levels.//Science.-1978.-N 199.- P. 388-395.
60. S t u i v e r M. Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes//Science.-1987.- N 199.- P. 253-258.
61. T a n a k a M. et al. Variations of atmospheric carbon dioxide concentration at Syowa station (Antarctica) // Tellus.- 1987.- V. 39B.- P.72-79.
62. T a n a k a M., N a k a s a w a T., A o k i S. High quality measurements of concentrations of atmospheric carbon dioxide// J. of Meteor. Soc. of Japan.- 1983.- V.64, N 4.- P. 678-685.
63. T a n a k a M., N a k a s a w a T., A o k i S. Seasonal and meridional variations of atmospheric carbon dioxide in the lower troposphere of the northern and southern hemispheres //Tellus.- 1987.- V.39B.- P.29-41.
64. T a n a k a M., N a k a s a w a T., A o k i S. Time and space variations of the tropospheric carbon dioxide over Japan// Tellus.-1987.-N 39B.- P. 3-12.
65. The Atmospheric Sciences: A vision for 1989-1994: Report of the NSF-UCAR long-Range Planning Committee/NSF-UCAR.-1987.- 48 P.
66. T h o m p s o n M.L. et al. Interannual variation of atmospheric CO₂ concentration.//J.of Atm. Chem.-1987.- N 4.- P.125-155.

67. T u k e r C.J. et al. Continental and global scale remote sensing of land cover.//The changing carbon cycle: A global analysis/Ed. by T.R.Trabalka, D.E.Reichle.-Springer-Verlag, N.Y.-1986.- P.22I-24I.
68. W a t e r m a n L.S. NOAA/GMCC calibrations of CO₂-in-air reference gases: 1979-85: NOAA tech. Memo. (ERL ARL 150)/Environ. Res. Lab.-Boulder, Colo.-1987.-63 P.
69. W e i s s R.H. Gas chromatograph for CO₂, CH₄: Paper presented at the XVIII General Assambly of the international Union of Geodesy and Geophysies. - Hamburg, Germany, 1983. - 8 p.
70. WMO. Provisional daily atmospheric carbon dioxide concentration as measured at BAPMoN sites for the year 1982: Tech. doc./WMO.- Geneva, 1984.-92 P.
71. WMO. Provisional daily atmospheric carbon dioxide concentrations as measured at BAPMoN sites for the year 1983: Tech. doc. WMO.-Geneva, 1985.-105 P.
72. WMO. Report of the WMO/UNEP/ICSU meeting of instruments, standardization and measurement techniques for atmospheric CO₂. Geneva 8-II Sept. 1981: Env. Poll. Mon. Prog./WMO.-Geneva, 1982.-20 P.
73. W o n g C. et al. Trends of atmospheric CO₂ over Canadian WMO background stations at the ocean weather station P, Sable Island, Alert//J.Geophys. Res.-1984.-V.89, N D6.- P.9527-9539.
74. W o o d w e l l G.N. et al. The biota and the world carbon budget.//Science.-1978.- N I99.- P. I4I-I46.
75. Z u m b r u n R. et al. Measurements with an infrared laser spectrometer on flask samples collected at Jungfrauoch high-altitude research station (3500m asl) and with light aircraft up to 8000 meters over Switzerland//J.Geophys. Res.-1983.-V.88. P. 6853-6857.

Г.П.Гушин, Т.А.Павлюченкова

О КОЛЕБАНИЯХ СУММАРНОГО ОЗОНА
ПО ДАННЫМ НАЗЕМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В ряде публикаций [2, 4, 6, 8, 9] отмечалось, что суммарный озон (СО) в северном полушарии в последние годы (начиная с 1981 г.) уменьшился, причем это уменьшение наиболее заметно в средних и высоких широтах. Уменьшение СО связывается с усилением антропогенной деятельности и, в том числе, с увеличением поступления галогенов в атмосферу и, в первую очередь, хлора. Оценка уменьшения СО у разных второв различна, что объясняется использованием при расчетах разных периодов наблюдений и регионов.

С целью оценки уменьшения СО в средних и высоких широтах северного полушария авторами была произведена обработка данных наблюдений мировой [7] и советской сети [3] озонметрических станций по простой схеме. Для обработки были выбраны станции средних и высоких широт минимальными перерывами в наблюдениях. Были найдены среднегодовые начения СО и средние из годовых значений за периоды 1963-1980 гг., 1971-1980 гг. и 1981-1987 гг. отдельно для советских и зарубежных станций. Затем были найдены отклонения СО $\Delta X = \frac{X_{81-87} - X_{71-80}}{X_{71-80}} \cdot 100$ для каждой станции (для зарубежных станций период сравнения составлял 1963-1980 гг).

Результаты обработки приводятся в табл. I и 2. Из табл. I следует, что отклонение СО ΔX по советским станциям в среднем было отрицательным и составило -1,35%. По зарубежным станциям северного полушария отклонение ΔX составило в среднем -0,80%, что близко к отклонениям по советским станциям. Это означает, что в период 1981-1987 гг. в северном полушарии произошло небольшое в среднем уменьшение СО, не превышающее естественных колебаний СО за прошедшие годы [1, 5].

Для более наглядного представления о колебаниях СО от года к году приводится рисунок, на котором показаны значения СО по пяти советским и трем зарубежным станциям. Хорошо виден минимум СО, отмечавшийся в 1983 г. на многих станциях и, в том числе, в Лервике, ейкьявике, Москве, Свердловске, Владивостоке. Менее заметен минимум СО в 1985 г., который отмечался в Лервике, Владивостоке и Саппо.

Таблица I

Изменение суммарного озона за 1971-1987 гг.
по озонметрическим станциям СССР

Станция	φ	λ	X_{71-80}	X_{81-87}	$\Delta X \%$
			мдтм - см		
Абастумани	41°45' с.ш.	42°50' в.д.	325	334	2,77
Владивосток	43 07	131 54	367	374	1,91
Воронеж	51 42	39 10	363	350	-3,58
Гурьев	47 01	51 51	355	344	-3,10
Душанбе	38 35	68 47	328	333	1,52
Караганда	49 48	73 08	345	354	2,61
Киев	50 24	30 27	360	352	-2,22
Красноярск	56 00	92 53	380	380	0,00
Ленинград	59 58	30 18	358	353	-1,40
Маркове	64 41	170 25	391	392	0,26
Москва	55 45	37 34	361	350	-3,05
Мурманск	68 58	33 03	374	358	-4,28
Нагаево	59 35	150 47	399	392	-1,75
Омск	54 56	73 24	368	361	-1,90
Петропавловск- Камчатский	52 58	158 45	405	385	-4,94
Печора	65 07	57 06	363	354	-2,48
Рига	56 58	24 04	367	350	-4,63
Свердловск	56 48	60 38	354	354	0,00
Феодосия	45 02	35 23	352	347	-1,42
Южно-Сахалинск	46 55	142 44	396	380	-4,04
Якутск	62°05' с.ш.	129°45В.д.	384	389	1,30
Среднее:					-1,35

Таблица 2

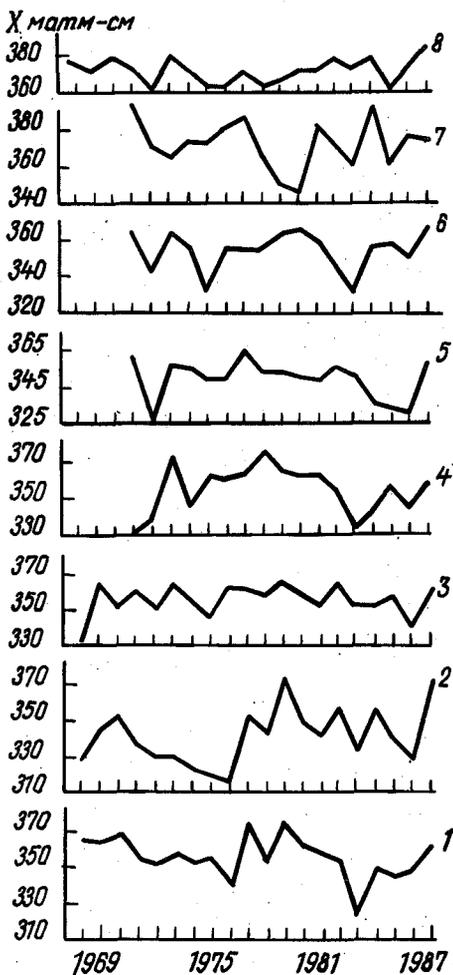
Изменение суммарного озона за 1963-1987 гг.
по зарубежным озонметрическим станциям

Станция	φ	λ	X_{63-80}	X_{77-80}	ΔX
			МТМ-СМ		
Кагосима	31°38' с.ш.	130°36' в.д.	294	298	1,36
Сринагар	34 05	74 50	302	300	-0,66
о. Уоллопс	37 51	75 31	330	332	0,61
Саппоро	43 03	141 21	370	375	1,35
Ароза	46 46	9 40	331	325	-1,81
Хохенпелсен- берг	47 48	11 01	338	338	0,00
Укиль	50 48	04 21	359	350	-2,51
Потсдам	52 23	13 03	352	350	-0,57
Гус-Бей	53 19	60°23' в.д.	379	373	-1,58
Эдмонтон	53 34	113 31	360	356	-1,11
Черчилл	58 45	94 04	383	380	-0,78
Леруик	60 08	01 11	356	346	-2,81
Рейкьявик	64 08	21 54	343	346	0,87
Резольют	74 43	94 59	394	380	-3,55
Среднее:					-0,80
Хобарт	42 83 ю.ш.	147°49' в.д.	318	315	-0,94
Макуори	54 29	158 58	342	340	-0,58
Среднее:					-0,76

Из рисунка следует, что колебания средних за год значений ОС после 1981 г. не превысили по амплитуде соответствующих значений ОС за предыдущие годы.

В табл. 2 приведены средние данные об ОС для двух станций южного полушария (станции Хобар и Макуори). Из табл. 2 следует, что значения ОС на этих станциях в среднем незначительно уменьшились, примерно так же, как и в северном полушарии.

Весеннее уменьшение ОС в Антарктике, наблюдавшееся в 1981-1987 гг. и заметно превышающее уменьшение ОС в средних широтах и Арктике, рассматривается в [2].



Средние за год значения суммарного озона X (матм-см) за 1968-1987 гг.:

- 1 - Лерувик; 2 - Рейкьявик;
- 3 - Ленинград (Воейково);
- 4 - Москва (Долгорудный);
- 5 - Феодосия (Карадаг);
- 6 - Свердловск; 7 - Владивосток
- 8 - Саппоро

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- . Г у щ и н Г.П. Динамика атмосферного щита биосферы - озонного слоя за последние 50 лет. - В кн.: "Атмосферный озон. Труды VI Всесоюзного симпозиума". - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - с. 9-15.
- . Г у щ и н Г.П. Динамическо-химический механизм весеннего уменьшения озона в антарктической атмосфере. - См. наст. сборник.
- . Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР за 1973-1986 гг./ Под ред. Г.П. Гущина. - Л.: Гидрометеиздат, 1975-1987.
- . Х р г и а н А.Х. Аномалии озона в северном полушарии // Изв. АН СССР. ФАО, - 1987, № II, с. II31-II33.
- . A n g e l l J.K., K o r s p o v e r J. Global variation in Total Ozone and Lagel-Mean Ozone: an Uptate through 1981.-Journ. Clim. Appl. Met., 1983, N 9, p. I611-I627.
- . H e a t h D o n a l d E. Non-sasonal changes in total column ozone from satellite observations, 1970-86 // Nature, - 1988, - V. 332, N 6161, p. 219-227.
- . Ozone data for the World.-Toronto. Den. Transport, 1960-1988.
- . W a t s o n R o b e r t T. Atmospheric ozone. Eff. Changes Stratospher. Ozone and Global Clim.-In: Proc. Int. Conf. Health and Environ Eff. Ozone Modif. and Clim. Change. Vol. I.-Washington D.C., 1986, p. 69-82.
- . Z u r e r P a m e l a. Ozone layer: Study finds alarming global losses.-Chem. and Eng. News, 1988,- V. 66, N 12, p. 6-7.

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НЕПРЕРЫВНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ
ВСЕЙ ТОЛЩЕЙ АТМОСФЕРЫ В ОКНЕ ПРОЗРАЧНОСТИ 8-13 МКМ

Исследованию закономерностей непрерывного ослабления в области 8-13 мкм по-прежнему уделяется пристальное внимание [9, 10, 13, 16]. Особое место здесь занимают результаты измерений в натуральных условиях, которые, с одной стороны, являются материалом для проверки создаваемых методик расчета, а с другой стороны, основой для изучения закономерностей непрерывного ослабления.

Наиболее важной задачей при анализе данных, полученных в натуральных условиях, является выделение и исследование закономерностей аэрозольного ослабления как наиболее сложной для моделирования компоненты.

Экспериментальные данные по аэрозольному ослаблению всей толщей атмосферы в области 8-13 мкм крайне малочисленны. Связано это как с трудоемкостью получения данных по спектральному пропусканию атмосферы, так и со сложностью выделения аэрозольной компоненты ослабления из измеряемого пропускания, которое формируется тремя факторами - селективным поглощением в линиях атмосферных газов, непрерывным поглощением водяным паром и аэрозольным ослаблением. В зарубежных экспериментах 60-х гг., проведенных на наклонных трассах по Солнцу (см., например, [11]), было выявлено несоответствие экспериментальных результатов представлениям о линейной зависимости оптической плотности непрерывного поглощения от содержания водяного пара. В дальнейшем основные усилия за рубежом были направлены на исследования непрерывного ослабления в лабораторных кюветах и на приземных трассах [12, 13, 16 и др.], где достаточно хорошо контролируются условия измерений.

В отечественных работах основное внимание уделялось выработке методов разделения компонент непрерывного ослабления [3, 6, 10]. С использованием разных методов в указанных работах получены оценки диапазонов изменения аэрозольной компоненты ослабления. Спектральная структура аэрозольного ослабления солнечного излучения в окне прозрачности 8-13 мкм представлена в [6, 10] в виде среднего хода аэрозольного ослабления для массива данных, полученного на экспериментальной базе ГГО (Воейково) [6] и в виде отдельных реализаций

в разных климатических условиях (морская и аридная зоны, зона умеренных широт, в том числе при сильном задымлении атмосферы) [10].

Массив данных ГГО по сравнению с анализируемым (39 реализаций) в работе [6] расширен в 1983–1984 гг., получено еще 26 спектров, совпадающих по времени с запуском радиозондов, что является необходимым для корректного выделения аэрозольной компоненты ослабления. Кроме того, измерения 1983–1984 гг. более подробны по спектру (использовано 22 микроокна в области 8–13 мкм).

На базе имеющегося экспериментального материала создан архив данных по непрерывному ослаблению всей толщey атмосферы на МЛ ЕС ЭВМ [7]. В архив включены оптические плотности вертикального столба атмосферы в микроокнах прозрачности D_{λ} , оптические плотности, обусловленные непрерывным поглощением водяным паром $D_{\lambda W}$ и аэрозольные оптические плотности $D_{\lambda a}$. Кроме того, архив содержит сопутствующую информацию, которая подробно описана в [7].

Аэрозольная оптическая плотность $D_{a\lambda}$ определялась по разработанной ранее методике (подробнее см. [7]) следующим образом:

$$D_{a\lambda} = D_{\lambda} - D_{W\lambda} - \Delta D_{c\lambda}, \quad (1)$$

где D_{λ} – оптическая плотность вертикального столба атмосферы в микроокнах прозрачности; $\Delta D_{c\lambda}$ – поправки на селективное поглощение; $D_{W\lambda}$ – вычисленная на основе лабораторных данных Берча [17] оптическая плотность, обусловленная непрерывным поглощением водяным паром.

Для исследования спектральной структуры непрерывного и аэрозольного ослабления всей толщey атмосферы в окне прозрачности 8–13 мкм применен корреляционный анализ. В данной работе рассмотрены статистические связи, которые выявляют закономерности непрерывного ослабления.

На рис. 1 показаны коэффициенты корреляции оптической плотности, обусловленной полным непрерывным ослаблением D_{λ} , с содержанием водяного пара в вертикальном столбе атмосферы W_{λ} и характеристикой аэрозольного ослабления D_u , полученной из актинометрической прозрачности (см. [7]).

Как и следовало ожидать, D_{λ} в области 8–13 мкм наиболее сильно связано с W_{λ} ($R \approx 0,9$). Этот факт еще раз свидетельствует о том, что основные вариации ослабления в этой области спектра вызваны континуумом водяного пара.

Интерес представляют особенности изменения коэффициентов корреляции в области 8,5–9,5 мкм (см. рис. 1). Связь D_{λ} и W_{λ} ослабевает (примерно до $R = 0,8$) и существенно возрастает корреляция с характеристикой аэрозольного ослабления D_u . Это свидетельствует о том, что область 8,5–9,5 мкм существенно сильнее подвержена влия-

нию аэрозольного ослабления, чем другие части окна прозрачности 8–13 мкм. Причиной этого является наличие в рассматриваемой области спектра сильной полосы поглощения аэрозольного вещества, центрированной у $\lambda = 9,2$ мкм [5]. По оценкам, проведенным в [5], наличие такой полосы должно приводить к увеличению показателя аэрозольного поглощения примерно в четыре раза.

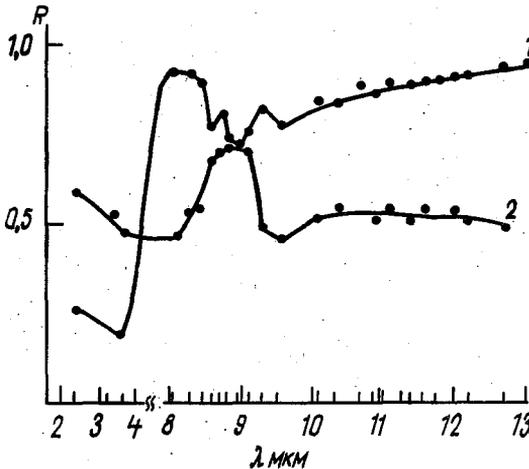


Рис. 1. Коэффициенты корреляции полного непрерывного ослабления $D_{a\lambda}$ с параметрами: $W(\lambda)$ (1); D_u (2)

Подобные особенности проявились и при анализе аэрозольной оптической плотности. На рис. 2 показаны коэффициенты корреляции $D_{a\lambda}$ в области 8–13 мкм с D_u , а также с оптической плотностью у $\lambda = 2,14; 3,7$ мкм, которые обусловлены главным образом аэрозольным ослаблением. Как видно из рис. 2, в спектральном диапазоне 8,5–9,5 мкм происходит возрастание коэффициентов корреляции $D_{a\lambda}$ с характеристиками аэрозольного ослабления в коротковолновых участках спектра.

Особенно ярко указанные закономерности проявились для массива данных 1983–1984 гг. Соответствующие коэффициенты корреляции показаны на рис. 3. Для этого массива в области полосы поглощения аэрозольного вещества в районе 9 мкм происходит резкое увеличение коэффициентов корреляции $D_{a\lambda}$ с D_u и особенно с $D_{2,14}$ и $D_{3,7}$ ($R(D_{a\lambda}, D_{2,14})$ и $R(D_{a\lambda}, D_{3,7})$) достигает значения 0,75).

Кроме того, проявляется еще ряд особенностей, которые также связаны с оптическими свойствами аэрозоля. Увеличение коэффициентов корреляции в области 11,5 мкм может быть объяснено вторым, более слабым максимумом коэффициента поглощения аэрозольного вещества, вызванным присутствием карбонатов. Подъем R при $\lambda > 12$ мкм обусловлен полосой поглощения жидкой воды. Оптические аэрозольные модели (например [15]), построенные на основе данных о микроструктуре аэрозоля, отражают указанные особенности спектрального хода. Эти особенности проявились также при анализе данных непосредственных оптических измерений на приземной горизонтальной трассе [1, 8].

Для всей толщи атмосферы влияние поглощающих свойств аэрозоля на спектральную зависимость аэрозольной оптической плотности показана

о в [10]. Возрастание $D_{a\lambda}$ в районе $\lambda = 9,5$ мкм было отмечено для реализаций, полученных в условиях сильного задымления атмосферы в результате крупномасштабных торфяных и лесных пожаров в Под-

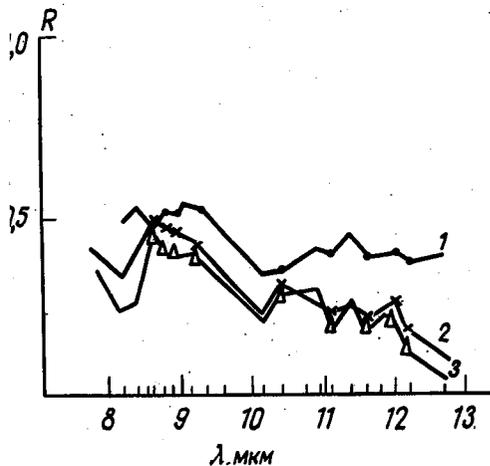
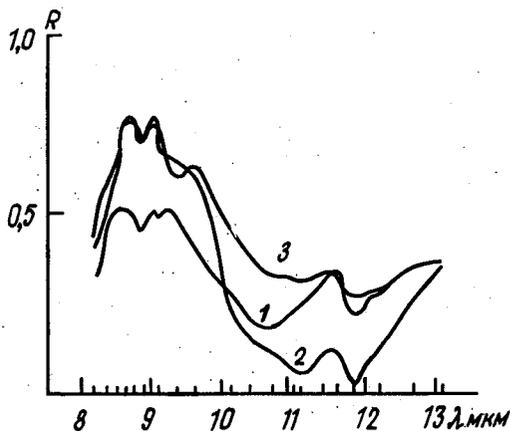


Рис. 2. Коэффициенты корреляции aerosольного ослабления $D_{a\lambda}$ в области 8–13 мкм с aerosольным ослаблением в коротковолновой области спектра: $D_{4,1}$ (1); $D_{2,14}$ (2); $D_{3,7}$ (3)

Рис. 3. Коэффициенты корреляции aerosольного ослабления $D_{a\lambda}$ в области 8–13 мкм с aerosольным ослаблением в коротковолновой области спектра для выгрузки 1983–1984 гг. Обозначения см. на рис. 2



московье в августе 1972 г. и пыльных бурь в аридной зоне. В условиях возмущенной атмосферы умеренных широт спектральный ход $D_{a\lambda}$ в области 8–13 мкм оказался нейтральным, как и для анализируемого ранее массива ПГО [6].

Существенные отличия в проявлении поглощающих свойств aerosоля прежнем массиве ПГО и массиве 1983–1984 гг. (см. рис. 2 и 3) могут быть обусловлены несколькими факторами: спектральный ход $D_{a\lambda}$ в

массиве [6] не достаточно подробный, в частности, в нем отсутствуют несколько микроокон в районе $\lambda = 9$ мкм. Кроме того, массив 1983–1984 гг. сформировался таким образом, что в нем отсутствует связь характеристики аэрозольного ослабления D_u с содержанием водяного пара ($R = 0,16$), в то время как для массива [6] соответствующий коэффициент корреляции составлял 0,65. Отсутствие связи D_u с W_2 способствует выявлению спектральных особенностей аэрозольного ослабления, так как в этом случае не возникает дополнительных опосредованных связей $D_{a\lambda}$ с D_u и W_2 . Такие связи могут появиться при недостаточно корректном выделении континуума водяного пара. В этом случае возникает зависимость $D_{a\lambda}$ от W_2 за счет влияния остаточного поглощения в континууме H_2O и через связь D_u с W_2 зависимость $D_{a\lambda}$ с D_u , не связанная с аэрозольным ослаблением.

Еще одной возможной причиной сильного проявления поглощающих свойств аэрозоля в массиве 1983–1984 гг. является возмущение стратосферы вулканическим аэрозолем в результате извержения вулкана Эль-Чичон в апреле 1982 г. Исследования, проведенные в рамках стратосферного аэрозольного эксперимента в 1978–1985 гг. [14], обнаружили резкое возрастание (в десятки раз) оптической плотности стратосферного аэрозоля на длине волны 1 мкм после извержения вулкана Эль-Чичон. Оптическая плотность от уровня 200 гПа до верхней границы атмосферы в полярных широтах северного полушария возросла от 0,002 (1981 – начало 1982 гг.) до 0,05 (1983 г.) и оставалась равной $\approx 0,02$ (1984 г.).

Более определенное заключение о причинах резкого проявления поглощающих свойств аэрозоля в массиве данных 1983–1984 гг. требует более подробного анализа, проведение которого может столкнуться с серьезными трудностями из-за отсутствия регулярного ряда наблюдений.

Как уже отмечалось, неточности в определении поглощения в континууме водяного пара при выделении $D_{a\lambda}$ могут привести к деформации как $D_{a\lambda}$, так и закономерностей ее изменения, в том числе спектрального хода. Для выявления указанных эффектов были рассчитаны коэффициенты корреляции $D_{a\lambda}$ с W_2 , которые приведены на рис. 4.

Интенсивный рост $R_{D_{a\lambda} W_2}$ в коротковолновой части окна прозрачности 8–13 мкм и заметное его увеличение к длинноволновому краю окна указывает на недостаточно корректное вычитание поглощения в континууме водяного пара при выделении $D_{a\lambda}$. Для получения количественных оценок необходимого уточнения данных по поглощению в континууме водяного пара были рассчитаны коэффициенты в уравнении линейной регрессии

$$D_{a\lambda} = \delta_1 D_{W\lambda} + \delta_0 \quad (2)$$

Значения $D_{W\lambda}$, как уже указывалось, рассчитывались по данным [17] для каждого конкретного распределения температуры и влажности высотой.

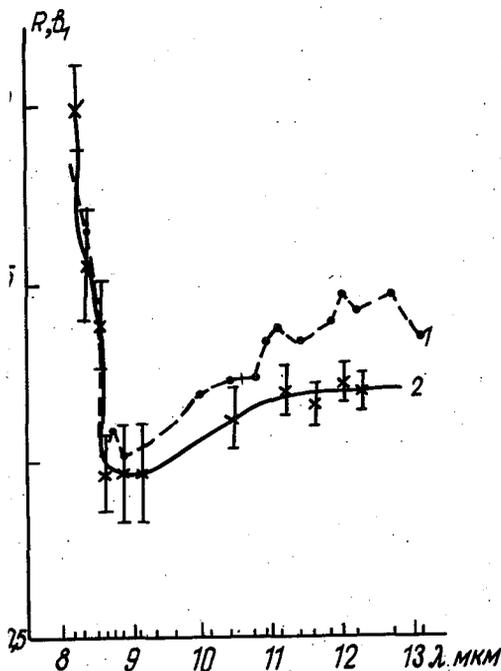


Рис. 4. Зависимость остаточного аэрозольного ослабления от характеристик влажности:

1 - коэффициенты корреляции $D_{a\lambda}$ с W_2 ; 2 - коэффициент δ_1 в уравнении линейной регрессии (2)

Поглощение в континууме водяного пара в общем виде описывается зависимостью

$$D_{W\lambda} = (K_1 P + K_2 e) W, \quad (3)$$

где P - общее давление; e - парциальное давление водяного пара; W - содержание водяного пара на пути луча; K_1, K_2 - коэффициенты, которые в предположении обусловленности континуума наличием периферии полос поглощения H_2O описывают уширение другими газами и самоуширение линий. Каждый из этих коэффициентов имеет свою спектральную и температурную зависимость [9].

Коэффициент δ_1 в уравнении (2) определяет значение поправки в целом для $D_{W\lambda}$ без указания того, в какой части зависимости (3) допущены неточности. Спектральный ход δ_1 указанием погрешности его определения показан на рис. 4, из которого

следует, что в длинноволновой части окна прозрачности 8-13 км используемые при расчете соотношения примерно на 20% занижают значения

$D_{W\lambda}$, для $\lambda < 8,5$ мкм занижение достигает 100%.

Указанные оценки согласуются с результатами независимых исследований. Лабораторные измерения Берча, проведенные при $T=392$ К [12], и результаты натуральных экспериментов [13] показали, что наблюдается резкий рост поглощения в континууме водяного пара в коротковолновой части окна при $\lambda < 8,5$ мкм. По этим данным значение $D_{W\lambda}$ для $\lambda = 8$ мкм возросло примерно в два раза по сравнению с более ранними данными Берча [17]. Основываясь на этих результатах, в шестой

версии известной методики LOWTRAN - [18] проведена корректировка поглощения в континууме водяного пара с учетом его увеличения в коротковолновой области окна 8-13 мкм. Увеличение поглощения в континууме водяного пара при $\lambda < 9$ мкм отмечено в [10] при определении коэффициентов поглощения непосредственно по натурным данным методом минимальных точек.

Теоретические расчеты поглощения в крыльях линий, выполненные с использованием обобщенного контура [9], также подтверждают рост континуума в коротковолновой части окна 8-13 мкм, что объясняется спектральным ходом члена, описывающего уширение линий другими газами (коэффициент k_7 в (3)). Относительный вклад этого члена в целом не велик, однако в коротковолновой части окна 8-13 мкм он сравним со вторым членом, описывающим самоуширение линий H_2O . Кроме того его влияние растет с увеличением высоты [9], что делает учет этого члена необходимым при расчетах поглощения в континууме водяного пара для всей толщи атмосферы.

Необходимо отметить, что широко используемые для расчетов поглощения в континууме водяного пара зависимости, полученные на основе лабораторных экспериментов [2], не описывают рост поглощения при $\lambda < 8$ мкм.

Таким образом, проведенный анализ показал, что требуется уточнение расчетов поглощения в континууме водяного пара, дальнейшее исследование аэрозольного ослабления в рассматриваемой области спектра следует проводить после указанного уточнения. На данном этапе можно привести лишь средний спектральный ход аэрозольного ослабления, используя тот факт, что коэффициент σ_0 в уравнении регрессии (2) дает оценку указанной величины.

На рис. 5 показан спектральный ход аэрозольного ослабления для выборки 1983-1984 гг. и всего массива данных. Видно, что в области полосы поглощения аэрозольного вещества у $\lambda = 9,2$ мкм средние значения $D_{a\lambda}$ в выборке 1983-1984 гг. примерно в 1,5 раза выше, чем для областей вне ее. Увеличение $D_{a\lambda}$ для микроокна с центром у $\lambda = 11,8$ мкм может быть связано с дополнительной более слабой полосой поглощения аэрозольного вещества [4], однако здесь требуется тщательная проверка учета селективного поглощения, поскольку изменение $D_{a\lambda}$ происходит только в одном микроокне прозрачности.

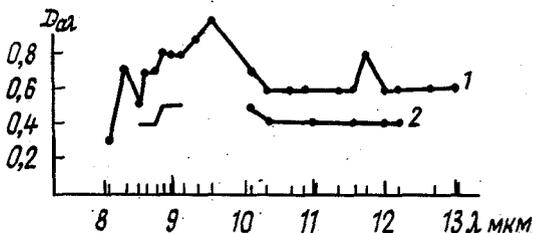


Рис. 5. Спектральная зависимость аэрозольного ослабления:
1 - массив 1983-1984 гг.; 2 - весь массив данных

ка учета селективного поглощения, поскольку изменение $D_{a\lambda}$ происходит только в одном микроокне прозрачности.

Возможные причины различий спектрального хода $D_{a\lambda}$ для всего массива и выборки 1983–1984 гг. были обсуждены ранее. Расхождения средних значений $D_{a\lambda}$ для указанных массивов вне полос поглощения аэрозольного вещества частично обусловлены различием в средней аэрозольной мутности: для выборки 1983–1984 гг. среднее значение $D_u = 0,28$, а для всего массива $D_u = 0,25$.

Таким образом, в результате проведенного анализа получены количественные оценки необходимой корректировки данных, используемых для расчета поглощения в континууме водяного пара в области 3–13 мкм, показано, что область спектра 8,5–9,5 мкм подвержена существенно более сильному влиянию аэрозольного ослабления за счет расположенной у $\lambda = 9,2$ мкм сильной полосы поглощения аэрозольного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.Д. и др. О некоторых особенностях спектрально-го пропускания атмосферных дымок в видимой и инфракрасной области спектра/ С.Д.Андреев, В.Е.Зуев, Л.С.Ивлев, М.В.Кабанов, Ю.А.Пхалагов. // Изв. АН СССР. ФАО.-1972.-Т.8, № 12.- с.1261–1267.
2. Арефьев В.Н., Погадаев Б.Н., Сезов Н.И. Исследования поглощения излучения перестраиваемого CO_2 лазера водяным паром в диапазоне 9–11 мкм.-Квантовая электроника,-1983, т.10, № 3, с. 496–502.
3. Дианов-Клоков В.И., Иванов В.М. Об ослаблении радиации 8–13 мкм водяным паром атмосферы при различных метео-условиях.-Изв.АН СССР. ФАО, 1978, т.14, № 8, с.847–855.
4. Ивлев Л.С., Попова С.И. Комплексный показатель преломления диспергированной фазы атмосферного аэрозоля.-Изв. АН СССР. ФАО, 1973, т.9, № 8, с.1034–1043.
5. Любовева Ю.С. О роли поглощения субмикронной фракцией атмосферного аэрозоля в окне прозрачности 8–13 мкм.-ДАН СССР, 1981, т.257, № 2, с.319–323.
6. Парамонова Н.Н., Броунштейн А.М. О непрерывном ослаблении солнечной радиации в ИК окнах прозрачности атмосферы. - Труды ГГО, 1980, вып.419. с.110–119.
7. Парамонова Н.Н. и др. Архив экспериментальных данных по непрерывному ослаблению ИК излучения атмосферой./Н.Н.Парамонова, Э.С.Андреева, А.В.Жуков, К.В.Казакова, Т.Н.Капустина, О.А.Немец, В.И.Привалов. - См. наст. сб.
8. Парамонова Н.Н. и др. О проявлении поглощения аэрозо-лем в области 8–12 мкм/ Н.Н.Парамонова, А.М.Броунштейн, К.В.Казакова, О.А.Немец. - Труды ГГО, 1985, вып.496, с.94–99.

9. Телегин Г.В., Фомин В.В. Изменение с высотой континуального поглощения в атмосферном окне прозрачности 8-12 мкм.-Изв. АН СССР. ФАО, 1983, т.10, № 9, с.995-998.
10. Шукуров А.Х. О спектральной структуре аэрозольного ослабления солнечного излучения в окне прозрачности 8-13 мкм.-Изв. АН СССР. ФАО, 1986, т.22, № 10, с.1034-1041.
11. Bignell K., Saiedy F., Shepard F.A. On the atmospheric infrared continuum //J.Opt. Soc. Amer.-1963, N 4.- P. 466-479.
12. Burch D.E. Continuum absorption by H₂O. Air Force Geophysics Laboratory Report AFGL-TR-81-0300 (1982).
13. Devir A.D. e.a. Long path atmospheric transmittance measurements: technique, instrumentation and results//Int. Conf.Opt. and Millim. Wave Propag. and Scatter. Atmos.-Florence, May, 27-30, 1986, Dig.- P.235-238.
14. McCormick M.F., Trepte C.R. Polar stratospheric optical depth Observed between 1978 and 1985 //J.Geophys.Res.-1987.-V.92, N D4.- P. 4297-4306.
15. Nilsson B. Meteorological influence on aerosol extinction in the 0,2-40 μm wave length range//Appl. Opt.-1979.-V.18, N 20.- P.3457-3473.
16. Nilsson B. Relations between meteorological parameters and the atmospheric aerosol extinction in the visible and the IR wavelength range./ Acta. univ. upsal. Compr. Summ.Uppsala. Diss Fac. Sci.-Sweden, Stockholm, 1986.-33 p.
17. Roberts R.E., Selby E.A., Biberman L.M. Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μm window/Appl. Opt.-1976.-V.15, N 9.- P.2085-2090.
18. Selby J.E.A., Shettle E.P., McClatchey R. Atmospheric transmittance from 0,25 to 28,5 μm. Supplement LOWTRAN-3B (1976) AFGL-TR-76-0258.-Environ. Res. Papers., 1976, N 587.- 50 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Е.П. Барашкова. Зависимость годовых сумм суммарной радиации от широты места и продолжительности солнечного сияния.....	3
В.В. Белобородов, Я.М.Корхин, А.И.Решетников. Об оптимальном выборе спектральных интервалов для измерений общего содержания загрязняющих газовых компонент атмосферы методом корреляционной спектроскопии.....	10
Л.П. Быкова. Одномерная нестационарная модель влияния загрязнения на термическую структуру атмосферы.....	17
Г.П. Гущин. Динамическо-химический механизм весеннего уменьшения озона в антарктической атмосфере.....	30
Г.П. Гущин, Хуан Карлос Пелаэц, С.А. Соколенко. О некоторых результатах регулярных измерений суммарного озона на о.Куба.....	56
Г.П. Гущин, Т.А. Павлюченкова. О колебаниях спектральной прозрачности и оптической плотности атмосферного аэрозоля на территории СССР.....	62
Г.П. Гущин, М.П. Жукова. К исследованию динамических свойств крупномасштабных воздушных течений с помощью критериев Рейнольдса и Ричардсона.....	67
В.М. Игнатенко. О возможности интерпретации данных лидарного зондирования атмосферы в наклонных направлениях.....	76
А.А. Елисеев. Измеритель радиационного притока тепла в атмосфере.....	79
В.А. Ковалев. Некоторые вопросы определения видимости огней высокой интенсивности на аэродромах.....	88
Я.М. Корхин, А.А. Кутепов, В.В. Розанов, Ю.М. Тимофеев. Методика прямого расчета спектра собственного излучения атмосферы в условиях нарушения локального термодинамического равновесия.....	94
Н.Н. Парамонова, Э.С. Андреева, А.В. Жуков, К.В. Казакова, Т.Н. Капустина, О.А. Немец, В.И.Привалов. Архив экспериментальных данных по непрерывному ослаблению ИК-излучения атмосферой.....	102
В.И. Привалов, А.А. Шашков, К.И. Ромашкина, Н.В. Волкова. Измерения общего содержания озона в Тихом океане с НИС "Академик Королев" в октябре-декабре 1983 г.	109

Е.В. Ф а б е р, И.Д. С е м к а, В.И. М е д и н е ц,	
Ю.М. С а в и н ы х. Измерения концентрации CO_2 в фоновых условиях.....	115
А.А. Ш а ш к о в, Е.В. Ф а б е р. Углекислый газ в атмосфере (обзор экспериментальных исследований).....	122
Г.П. Г у щ и н, Т.А. П а в л ю ч е н к о в а. О колебаниях суммарного озона по данным наземных наблюдений.....	153
Н.Н. П а р а м о н о в а, А.М. Б р о у н ш т е й н,	
А.В. М а р к о в. Особенности спектральной структуры непрерывного ослабления всей толщей атмосферы в окне прозрачности 8-13 мкм.....	158

Сборник научных трудов
руды ГГО, вып.533

Атмосферная оптика, озонметрия
малые газовые компоненты

Редактор С.С.Судакова. Технический редактор
А.А.Иванова. Корректоры Л.В.Гришкина, Н.А.Иванова

Подписано в печать 25.06.91. Формат 60 x 90 1/16. Бумага книжная.
Печать офсетная. Печ.л. 11,0. Уч.-изд.л. 10,41. Кр.-отт. 11,25.
Тираж 430. Индекс МОЛ-59. Заказ 718 Цена 70 коп.

Издательство Гидрометеоиздат 199226 Ленинград, ул.Беринга, 38

ОП ВНИИГТИ-МЦ 249020 г.Обнинск, ул.Королева, 6.

УДК 551.521

Зависимость годовых сумм суммарной радиации от широты места и продолжительности солнечного сияния. Б а р а ш к о в а Е.П. Труды ИГО, 1990, вып. 533, с. 3-9

На основании анализа результатов измерений мировой актинометрической сети получена эмпирическая формула, связывающая годовые суммы суммарной радиации с продолжительностью солнечного сияния и широтой места.

Табл.2. Ил.3. Библ. 6

УДК 551.510.534 + 551.510.42

Об оптимальном выборе спектральных интервалов для измерений общего содержания загрязняющих газовых компонент атмосферы методом корреляционной спектроскопии. Б е л о б о р о д о в В.В., К о р х и н Я.М., Р е ш е т н и к о в А.И. Труды ИГО, 1990, вып. 533, с. 10-16

Проанализированы возможности снижения погрешности измерений содержания загрязняющих компонент атмосферы корреляционными спектрометрами. Показано, что одна из важных составляющих этой погрешности может быть значительно снижена за счет построения соответствующей аппаратной функции прибора, обеспечиваемой посредством двух интерференционных поляризационных фильтров. Анализ выполнен на примере спектра поглощения сернистого газа. Показано, что для снижения зависимости величины сигнала от изменения зенитного угла Солнца целесообразно в обоих каналах прибора обеспечить совпадение центральных длин волн при неравном числе интервалов пропускания.

Табл.1. Ил.2. Библ. 5