

Государственный комитет РСФСР по делам науки и высшей школы

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

---

# АТМОСФЕРНЫЙ ОЗОН

*Сборник научных трудов  
(межвузовский)*

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

1991

измерениям концентрации озона в кабинах транспортных самолетов, т. е. представилась возможность практически оценить ту степень озоновой опасности, ради которой в ЛГМИ начались исследования озона.

Первые летные эксперименты осуществлялись на самолетах Академии гражданской авиации (руководитель программы профессор Павел Дмитриевич Астапенко; исполнители: В. В. Осечкин, В. С. Волкова). В последующие годы (начиная с 1972 г.) измерения озона проводились на самолетах ГосНИИГА и на рейсовых самолетах Аэрофлота (руководители программы: от ЛГМИ — С. В. Солонин, от ГосНИИГА — И. А. Медведков; исполнители: В. В. Осечкин, А. Ю. Баскин, В. И. Павлов).

В 1972 г. сотрудники ЛГМИ были приглашены в экспедицию по наблюдению полного солнечного затмения, организованную Академией наук СССР. Во время экспедиции был выполнен очень важный эксперимент: произведены параллельные измерения концентрации озона в гермокабине и грузовом отсеке транспортного самолета Ан-12 на воздушной трассе Анадырь — Уэллен — Анадырь (В. В. Осечкин, В. С. Волкова). Эксперимент обнаружил отсутствие термического распада озона в компрессорах авиадвигателей и бортовой системы кондиционирования воздуха. Теоретическое обоснование этого эффекта было получено автором в 1974 г.

В 1977 г. впервые в СССР измерения озона были осуществлены на сверхзвуковом транспортном пассажирском самолете Ту-144 на воздушных трассах Москва — Алма-Ата — Москва и Москва — Актюбинск — Москва (руководитель программы заслуженный летчик-испытатель СССР Эдуард Ваганович Елян, исполнители В. В. Осечкин). С 1971 по 1980 г. в общей сложности было выполнено 162 исследовательских полета на отечественных транспортных самолетах практически всех типов.

Перечислим некоторые итоги исследований озона в НИИАМ.

1. Изучены аэросиноптические условия наблюдений высоких концентраций озона (выше ПДК =  $0,1 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ ) в гермокабинах ТРС на воздушных трассах Аэрофлота в полярных, умеренных и южных широтах СССР. Разработаны соответствующие рекомендации по условиям полетов ТРС для ГосНИИГА.

2. Решен вопрос об озоновой безопасности для экипажа и пассажиров сверхзвуковых транспортных самолетов (теоретически и экспериментально; В. В. Осечкин).

3. Изучены закономерности пространственно-временной структуры вертикального и горизонтального распределения концентрации озона в тропосфере и нижней стратосфере. Проведена соответствующая типизация вертикальных и горизонтальных профилей концентрации озона в связи с различными аэросиноптическими условиями (В. В. Осечкин, Л. А. Куликова, Т. М. Соболева, Л. А. Усенкова).

4. Исследованы связи вертикальных движений в атмосфере, потенциального вихря скорости с горизонтальным распределением озона в тропосфере и нижней стратосфере по данным измерений на рейсовых самолетах (Л. И. Толстоброва).

5. Разработана методика измерения концентрации озона применительно к условиям работы экспериментатора на борту рейсового самолета. Внедрены химический (В. В. Осечкин, В. С. Волкова; 1971 г.) и два автоматических метода измерения концентрации озона: электрохимический (В. В. Осечкин, В. Г. Самойлович, В. Г. Кашко, Г. И. Карпук, 1972 г.) и хемилюминесцентный (ХЛ). Самолетный электрохимический озонометр был сконструирован на базе кулонометрической ячейки газоанализатора «Атмосфера-2». Измерения озона ХЛ методом осуществлялись приборами двух типов: с чувствительными элементами на отечественном родамине (В. В. Осечкин, Л. Д. Прибытков, М. Т. Дмитриев; 1976 г.). ХЛ озонометр на родаминовом хемилуминофоре успешно использовался также для исследований междусуточной изменчивости концентрации озона в горах Памиро-Алая (А. К. Суслов; 1974 г.).

Внезапная преждевременная кончина Сергея Васильевича Солонина (1978 г.) не только существенно сузила размах деятельности НИИАМ, но и роковым образом сказалась на его судьбе. В 1980 г. НИИАМ как общественная структурная научно-исследовательская единица был упразднен. Работы по озону (как и многие другие работы, поставленные С. В. Солониным) начали постепенно свертываться. В 1978—1983 гг. НИИАМ — КАМИ принимал участие в межведомственной программе «Оценка влияния деятельности человека на климат». По этой программе проводились исследования воздействия самолетных выбросов на химический состав атмосферы. В частности, путем численного фотохимического моделирования была решена задача о локальном образовании «озоновой дыры» за двигателем летящего самолета (В. В. Осечкин). Этой работой завершился цикл исследований атмосферного озона в коллективе, созданном профессором С. В. Солониным. Дальнейшие исследования (с 1986 г.) озона осуществлялись некоторыми сотрудниками старого коллектива, но уже в рамках другого подразделения и по другим научным направлениям: в метеорологической лаборатории исследования океана (отдел «Система»). Основные результаты работ, выполненных в отделе «Система», будут рассмотрены ниже.

На кафедре общей метеорологии работы по озону проводились под руководством профессора Виталия Георгиевича Морачевского. В 1967 г. была создана научно-исследовательская лаборатория, которую можно смело назвать лабораторией оптики атмосферы. Возглавил ее известный экспериментатор и изобретатель, оставивший свой след во многих областях физики атмосферы, Арнольд Николаевич Отто. В недавнем прошлом сподвижник Павла Николаевича Тверского и Сергея Федоровича Родионова, А. Н. Отто сравнительно за короткий срок сумел сплотить вокруг себя друж-

ный творческий коллектив исследователей-энтузиастов, таких, как А. П. Афанасьева, Е. Г. Головина, Т. Д. Жуковская, М. М. Коханович, Ю. И. Марченко и др. Непосредственно к озоновой тематике группа А. Н. Отто приступила в 1973 г.

Исследования по атмосферному озону были представлены следующими направлениями: разработка специальной аппаратуры для измерения общего содержания озона с метеорологических спутников Земли, микроволновые спектральные исследования атмосферы, работы по усовершенствованию сетевого фильтрового озонметра М-83, автоматизация измерений общего содержания озона. Сотрудники группы А. Н. Отто успешно работали не только в лабораториях, но и участвовали во многих экспедициях (Эстония, Казахстан, Камчатка и др.).

С приходом на кафедру В. А. Баженова (1979 г.) постепенно начала формироваться еще одна озонметрическая группа: Е. Л. Микушинская, Е. Г. Головина, Е. Г. Аронова, А. В. Шашкин и др. Под руководством В. А. Баженова был разработан новый способ определения общего содержания озона, исключаяющий влияние фоновой структуры спектра поглощения солнечной ультрафиолетовой радиации озонном на точность измерения. Сущность предложенного метода заключается в проведении серии измерений озона не через равные промежутки времени, как это принято на мировой озонметрической сети, а через равные отрезки оптической воздушной массы. На этой основе упомянутыми выше сотрудниками был сконструирован целый ряд автоматических озонметров для использования в научных исследованиях. Был выполнен также цикл работ по усовершенствованию метеорологического обеспечения озонметрии и подготовлены соответствующие рекомендации для учреждений, пользующихся фильтровыми озонметрами. К сожалению, В. А. Баженов в своих методических статьях в основном ссылается лишь на результаты собственных исследований. Поэтому в настоящем сборнике статья В. А. Баженова публикуется в порядке дискуссии. Хотелось бы узнать мнение о разработках В. А. Баженова у ведущих специалистов озонметрической службы СССР.

Говоря о методических разработках, нельзя не упомянуть о работах А. В. Шашкина, сконструировавшего автоматический комплекс для измерения общего содержания озона (совместно с Л. А. Соколовой), а также предложившего метод определения общего содержания озона по измерениям солнечной УФР в узком интервале длин волн ( $\lambda \approx 319,5 \text{ нм} \div 329,5 \text{ нм}$ ) широкополосными фильтровыми озонметрами.

В 1982 г. на базе учебной практики ЛГМИ (пос. Даймище Ленинградской области) по инициативе и при непосредственном участии А. Н. Отто была построена озонметрическая обсерватория для обучения студентов основам озонметрии, а также для проведения научных изысканий. Большой вклад в создание обсерватории внес сотрудник кафедры В. В. Яковлев. Этот экспериментатор под

руководством профессора В. Г. Морачевского в 1985—1989 гг. выполнил несколько серий измерений общего содержания озона в различных морских экспедициях. В результате выполненных им судовых измерений, получена новейшая картина пространственно-временного распределения общего содержания озона над некоторыми акваториями Атлантического и Тихого океанов.

Следует отметить роль теоретических исследований, выполненных на кафедре общей метеорологии. Это следующие работы: методами численного моделирования оценена роль гетерогенных процессов в фотохимии озоносферы (С. Г. Звенигородский, С. П. Смышляев), исследовано воздействие планетарных волн на крупномасштабный перенос консервативных субстанций в стратосфере (В. А. Юдин, В. А. Зубов), создание новых фотохимических моделей вертикального распределения озона и других малых составляющих атмосферы (С. П. Смышляев), применение асимптотических методов в задачах фотохимии (В. А. Марков, В. А. Федотов).

К числу научно-исследовательских работ последнего времени можно отнести такие работы, как исследование влияния атмосферных загрязнений на точность измерения общего содержания озона широкополосными фильтровыми спектрофотометрами (А. Г. Попов, Т. Д. Жуковская), воздействие выбросов атомных электростанций на общее содержание озона в атмосфере (В. С. Ежов) и др.

На кафедре физики к изучению озона приступили в 1975 г. под руководством доцента Виталия Георгиевича Сироты. Определенный вклад в постановку некоторых работ внес профессор В. Г. Морачевский.

Первые исследования по озоновой тематике на кафедре были посвящены одной из фундаментальных проблем химической кинетики: изучению условий образования кислых аэрозолей в результате фотоокисления двуокиси серы озоном (В. Г. Сирота, Л. Г. Копьева, С. Н. Хворостовский). С появлением на кафедре талантливого ученого В. П. Челибанова эти работы значительно расширились. Вскоре указанной группе экспериментаторов удалось оценить сток озона в его эффективной реакции с триплетно-возбужденной молекулой  $\text{SO}_2^*$ . Полученные лабораторные данные о константе скорости упомянутой реакции впоследствии были использованы для численного моделирования процессов образования сернокислых аэрозолей в стратосфере в результате фотоокисления вулканической двуокиси серы озоном (В. Г. Сирота, С. Н. Хворостовский).

Другое направление работ было связано с лабораторным моделированием эффективности гибели озона на твердотельных аэрозолях (преимущественно на окислах металлов). Эти исследования показали, что скорость фотокаталитического распада озона сравнима со скоростью темнового аэрозольного стока в условиях, близких к стратосферным (В. Г. Сирота, А. Л. Скобликова).

Немало сделано на кафедре и непосредственно в области озонотрии. Этим работам предшествовали многочисленные лабораторные эксперименты по исследованию механизмов окисления хемиллюминофоров (на родеминовой основе, пропитанной галловой кислотой) под воздействием озонвоздушных и озонкислородных смесей. Наряду с этим был изучен спектр свечения галловой кислоты (В. П. Челибанов, С. Г. Лебедев).

В результате лабораторных исследований были изучены новые хемиллюминесцентные (ХЛ) композиции, которые широко использовались в качестве чувствительных элементов ХЛ озонметров (В. Г. Сирота, В. Г. Челибанов, С. Г. Лебедев, М. А. Мамаев, И. К. Шургалина).

Фундаментальные исследования механизмов хемиллюминесценции и создание на их основе новых чувствительных элементов позволили перейти непосредственно к разработкам ХЛ озонметров. На кафедре была сконструирована целая серия ХЛМ озонметров различных модификаций (В. Г. Сирота, В. П. Челибанов, С. Г. Лебедев). Изготовленные ХЛ озонметры в 1989 г. прошли успешные испытания в Советско-западногерманской экспедиции в море Узделла (Л. Н. Юрганов), в исследовательских рейсах учебно-экспедиционного судна «Профессор Сергей Дорофеев» (Ю. Н. Гуляев, А. В. Дикинис; 1988—1989 гг.), а также в полевых условиях при изучении вариаций приземной концентрации озона (Л. С. Ивлев).

Некоторые модификации ХЛ озонметра использовались для исследования вертикального распределения концентрации озона на шарах-зондах. Еще одна конструктивная разработка, выполненная на кафедре, связана с созданием генератора озона, работающего на фотолитическом принципе (С. И. Краско, С. Г. Лебедев, В. П. Челибанов).

В метеорологической лаборатории отдела «Система» (1986—1990 гг.) исследованиями озона занимались под руководством профессора К. В. Кондратовича. В отделе «Система» атмосферный озон изучался как связующее звено между изменениями климата и геомагнитным полем.

Еще в 1962 г. К. В. Кондратович, изучая механизмы изменения климата, выдвинул гипотезу происхождения географической сопряженности геомагнитного поля и термобарического поля тропосферы. Свою гипотезу К. В. Кондратович впоследствии назвал «парамагнитным дрейфом кислорода». Гипотеза К. В. Кондратовича в полной мере не смогла объяснить природу крупномасштабных климатических очагов общего содержания озона. Однако она оказалась толчком для продолжения поиска озono-геомагнитных связей.

Автор, совместно с Е. В. Гниловским, исследовал упомянутую выше сопряженность. В частности, они предложили ориентироваться в другом направлении: особое внимание обратить на роль галактических космических лучей и электронных высыпаний. Предварительные оценки, полученные указанными исследова-

телями, позволили считать данное направление исследований перспективным.

По климатической программе отдела «Система» Е. Г. Аронова выполнила статистическую обработку результатов наблюдений общего содержания озона на мировой озонометрической сети за 1967—1987 гг. На основании обработанных данных, Е. Г. Аронова вычислила климатические тренды общего содержания озона для различных регионов северного полушария.

В заключение отметим, что по различным проблемам атмосферного озона за рассмотренный период специалистами ЛГМИ опубликовано более 200 научных работ, многие из которых обсуждались на всесоюзных и международных конференциях и симпозиумах.

Автор впервые предпринял попытку подвести некоторые итоги исследований озона за достаточно большой период. Эта задача оказалась далеко не простой, нужно было вспомнить все основные работы, выполненные в ЛГМИ за рассматриваемое время, и поименно всех участников этих работ. Автор заранее просит извинить его, если он кого-либо случайно не упомянул.

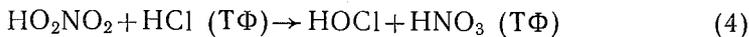
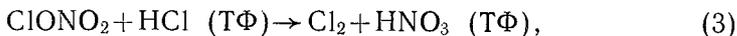
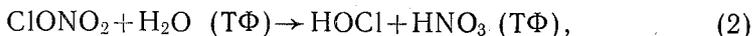
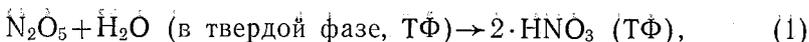
УДК 551.510.4 : 551.588.7 : 551

*И. Г. ДЕМИНОВ (НГУ)*

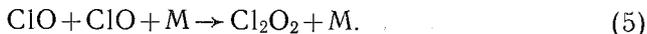
## **ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕСЕННЕЙ АНОМАЛИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АНТАРКТИКЕ ПО ДВУХМЕРНОЙ РАДИАЦИОННО-ФОТОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ**

**Введение.** В последние годы проявляется большой интерес к неожиданно обнаруженному после 1979 г. резкому уменьшению содержания озона в Антарктике весной с максимумом изменений в октябре каждого года [1]. Этот феномен, получивший название «озоновой дыры», явился для многих специалистов полной неожиданностью. Однако достаточно надежные экспериментальные данные по регулярному определению содержания озона со спутников Земли [2,3] и на наземной сети станций [1,4—7] не дают оснований для сомнений в объективности регистрации этого явления и требуют его научного объяснения. Имеющиеся к настоящему времени гипотезы, обосновывающие весенний спад общего содержания озона (ОСО) в Антарктике, можно разбить на две категории: первая касается химических механизмов возникновения озоновой дыры [8—12], вторая — объясняет все динамическими процессами [13—16]. Экспериментальные данные [5,17—19], появившиеся в последнее время, указывают на определяющую роль первой из них.

В настоящей работе, развивая идеи, используемые автором ранее [9,12], предложен такой фотохимический механизм весеннего спада ОСО в Антарктике, в котором ключевую роль играют гетерогенные реакции:



и димеризация радикалов ClO по реакции [20]



На основе этого механизма в рамках двухмерной радиационно-фотохимической модели озоносферы [21] приведены численные эксперименты, имитирующие сезонно-широтные вариации общего содержания озона в Антарктике.

**Описание модели.** Двухмерная радиационно-фотохимическая модель озоносферы, используемая в расчетах, основана на традиционной К-теории турбулентного перемешивания и турбулентного теплообмена. Достаточно подробно эта модель рассмотрена автором в работе [21]. Поэтому отметим только некоторые ее особенности.

Пространственно-временные вариации состава озоносферы, описываемые системой зонально усредненных уравнений непрерывности, рассматриваются для 32 малых нейтральных составляющих:  $\text{O}_3$ ,  $\text{O}(^3\text{P})$ ,  $\text{O}(^1\text{D})$ ,  $\text{H}$ ,  $\text{OH}$ ,  $\text{HO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}_5$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HO}_2\text{NO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{Cl}_2$ ,  $\text{ClO}$ ,  $\text{ClOO}$ ,  $\text{OCIO}$ ,  $\text{Cl}_2\text{O}_2$ ,  $\text{ClONO}_2$ ,  $\text{HOCl}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{CCl}_4$ ,  $\text{CH}_3\text{Cl}$ ,  $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ ,  $\text{CFCl}_3$ . Взаимодействие всех этих составляющих учитывается в 115 фотохимических реакциях.

Нагрев озоносферы определяется с учетом притоков тепла, обусловленных адвекцией, турбулентным теплообменом, солнечной и тепловой радиацией. Основными оптически активными компонентами считаются углекислый газ, озон и водяной пар. Характерная для этих составляющих тонкая структура спектров учитывается для таких полос поглощения, как 2,7 и 15 мкм для  $\text{CO}_2$ , (0,175—0,9) и 9,6 мкм для  $\text{O}_3$ ; 0,94, 1,1, 1,38, 1,87, 2,7, 3,2, 6,3 мкм и вращательные полосы для  $\text{H}_2\text{O}$ . При выбросах в атмосферу загрязняющих веществ, содержащих хлорфторуглеродные соединения (ХФУС), закись азота и метан, учитываются притоки тепла, обусловленные переносом собственного длинноволнового излучения в полосах 9,22 и 11,82 мкм для  $\text{CFCl}_3$ , 8,68, 9,13 и 10,93 мкм для  $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ , 4,5, 7,78, 8,57 и 17 мкм для  $\text{N}_2\text{O}$  и 7,6 мкм для  $\text{CH}_4$ .

Температурная стратификация озоносферы рассчитывается при условии теплового равновесия во всей рассматриваемой области.

Самосогласованные профили состава и температуры озоносферы получаются при совместном решении уравнений непрерывности для каждой составляющей и уравнения теплового баланса.

**Результаты расчетов.** Фоновое распределение состава и температуры озоносферы определяется в области высот от 0 до 50 км

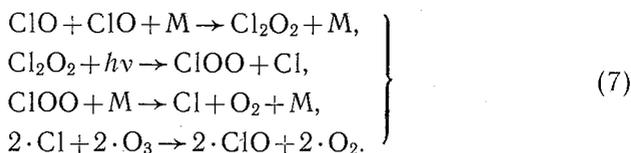
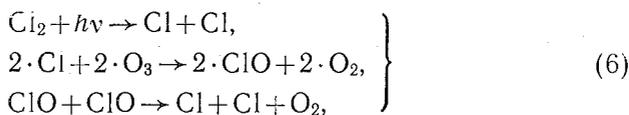
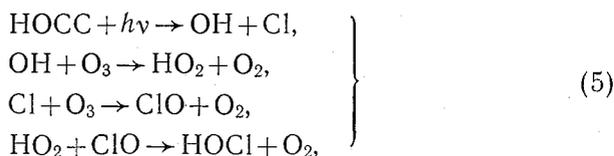
и в диапазоне широт от Северного до Южного полюса. Расчеты проводятся численным методом на сетке  $26 \times 37$  с шагом по высоте 2 км и по широте  $5^\circ$ . Шаг по времени переменный. Погрешность расчетов составляет менее 1% для малых нейтральных составляющих и менее 0,1К — для температуры.

Полученные результаты показывают, что фоновое распределение состава и температуры озоносферы как в области Северного, так и Южного полушарий удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными. Многочисленные примеры таких сопоставлений представлены в работах [21, 22]. Адекватное воспроизведение нейтрального состава и термического режима озоносферы дает возможность использовать разработанную автором модель для изучения сезонно-широтных вариаций озона и температуры в Южном полушарии.

Исследование проводится для антропогенно-возмущенной озоносферы, обусловленное выбросами в окружающую среду  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  и ХФУС. Мощность выбросов указанных загрязняющих веществ начиная с 1950 г. принята такой же, что и в работе [23].

Оценки воздействия всех этих антропогенных факторов на содержание озона и температуру, проведенные для Южного полушария с учетом только гомогенных реакций, показывают, что полученное в расчетах на уровень 1985 г. уменьшение концентрации озона в Антарктике весной, вообще говоря, незначительно и отличается от тренда, выявленного в [1], более чем на порядок величины. Вариации температуры тоже не существенны. В связи с этим был проведен анализ различных процессов, способных привести к наблюдаемым эффектам. Оказалось, что одним из таких факторов может быть резкое перераспределение в период полярной ночи содержания компонент нечетного хлора ( $\text{Cl}_x$ ) и нечетного азота ( $\text{NO}_x$ ) с последующим откликом антарктической озоносферы на перераспределение всех этих компонент при появлении весной солнца. Определяющую роль при этом играет уникальная особенность антарктической атмосферы. Заключается она в том, что довольно устойчивый циркумполярный вихрь в Антарктике блокирует поступление более теплого воздуха из средних широт и создает тем самым условия, при которых температура в области нижней стратосферы становится очень низкой ( $\lesssim 195$  К, что на  $\approx 20$ —30 К ниже, чем в Арктике [24]). Это приводит к образованию стабильных полярных стратосферных облаков (ПСО) [24] и, как следствие, к интенсификации гетерогенных реакций на поверхностях частиц ПСО. Наиболее важными из них, как показывают расчеты, являются гетерогенные химические реакции (2)—(4). В период полярной ночи они совместно с гомогенными реакциями  $\text{NO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{O}_2$  и  $\text{NO}_3 + \text{NO}_2 + \text{M} \rightarrow \text{N}_2\text{O}_5 + \text{M}$ , а также гетерогенной реакцией  $\text{N}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O} (\text{ТФ}) \rightarrow 2 \cdot \text{HNO}_3 (\text{ТФ})$  ведут к значительному снижению концентраций почти всех азотных компонент и трансформации сравнительно химически инертных  $\text{ClONO}_2$

и  $\text{HCl}$  в активные формы соединений хлора. При появлении весной солнца последние инициируют эффективные каталитические циклы разрушения озона в виде таких цепочек, как



Одновременно происходит восстановление  $\text{NO}_x$ . Причем время этого восстановления, в значительной степени определяемое динамическими процессами, является фактически временем восстановления антарктического озона к его первоначальному состоянию.

Используя описанный выше фотохимический механизм, проведена серия расчетов, имитирующая все характерные особенности аномалий озона в Антарктике. При этом считается, что стратосферные облака образуются в период 15 июня — 15 сентября на  $60^\circ$ — $90^\circ$  ю. ш. в слое 15—25 км. Скорости гетерогенных реакций рассчитываются по методике, предложенной в [10]. Размер частиц ПСО, на поверхностях которых происходят эти реакции, принят равным 0,4 мкм, а их концентрация  $6 \text{ см}^{-3}$ .

Результаты численного моделирования показывают, что для принятых условий наибольшие изменения общего содержания озона на уровень 1985 г. по сравнению с 1975 г. (рис. 1, а) происходят в сентябре-октябре на  $70^\circ$ — $85^\circ$  ю. ш. Это вызвано резким увеличением содержания активных хлорных компонент. В этой области широт они достигают своего максимального изменения в сентябре на высотах  $\approx 10$ —30 км. Причем, эти изменения столь велики, что для  $\text{ClO}$ , например, на некоторых высотах  $75^\circ$  ю. ш. (рис. 2, кривая А) они превышают фоновые (рис. 2, кривая С) более чем на два порядка. Такое резкое увеличение концентраций хлорных компонент приводит к значительному уменьшению содержания озона в полярных широтах Южного полушария на тех же высотах. Действительно, на  $70^\circ$ — $90^\circ$  ю. ш. в октябре 1985 г. максимальные относительные изменения озона ( $\leq -24\%$ ) происходят (рис. 1, б) в области высот  $\approx 15$ —25 км.

Антропогенно-обусловленный тренд общего содержания озона, рассчитанный при рассматриваемых выше условиях на  $75^\circ$  ю. ш. (рис. 3, а, кривая А), качественно отражает наблюдаемый [1] приблизительно до 1982 г. Однако через несколько лет, например,

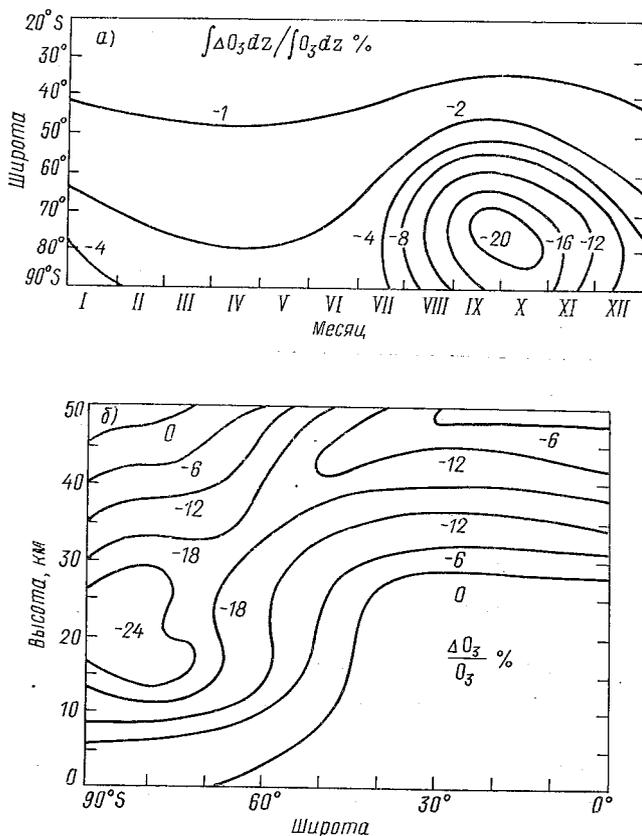


Рис. 1. Антропогенно-обусловленные изменения содержания озона в 1985 г. (а) по сравнению с 1975 г. (б)

в 1985 г., прослеживается уже резкое отличие. Сезонный характер относительного изменения ОСО на уровень 1985 г. по сравнению с 1975 г. (рис. 3, б, кривая А) тоже значительно отличается для этой же широты от экспериментальных данных (рис. 3, б, кривая С).

Чтобы получить результаты, удовлетворительно согласующиеся с экспериментом, используется такой вариант расчетов, при котором концентрация и размер частиц полярных стратосферных облаков соответственно равны  $9 \text{ см}^{-3}$  и  $0,8 \text{ мкм}$ .

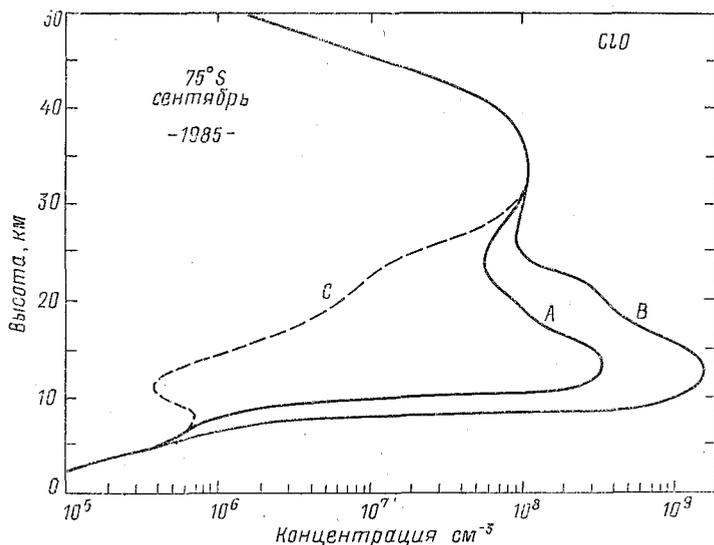


Рис. 2. Вертикальные профили окиси хлора, рассчитанные с учетом гетерогенных процессов (A, B) и без учета (C)

В этом случае и антропогенно-обусловленный тренд общего содержания озона (рис. 3, а, кривая B), и сезонный ход его относительного изменения (рис. 3, б, кривая B) на  $75^\circ$  ю. ш. хорошо отражают экспериментальные данные на уровень 1985 г. Это обусловлено еще более значительным увеличением содержания хлорных компонент, которое, например, для ClO почти на всех высотах от 10 до 25 км на  $75^\circ$  ю. ш. (рис. 2, кривая B) отличается от предыдущих изменений (рис. 2, кривые A и B) более чем в четыре раза.

Таким образом, предложенный выше фотохимический механизм, использующий совокупность таких факторов, как повышенное содержание в атмосфере ХФУС, присутствие полярных стратосферных облаков, способствующих значительному усилению роли гетерогенных процессов, ведущих к резкому перераспределению компонент  $\text{Cl}_x$  и  $\text{NO}_x$  в период полярной ночи и отклик атмосферы

на такое перераспределение при появлении весной солнца, позволяет вполне удовлетворительно описать основные особенности весенней аномалии озона в Антарктике.

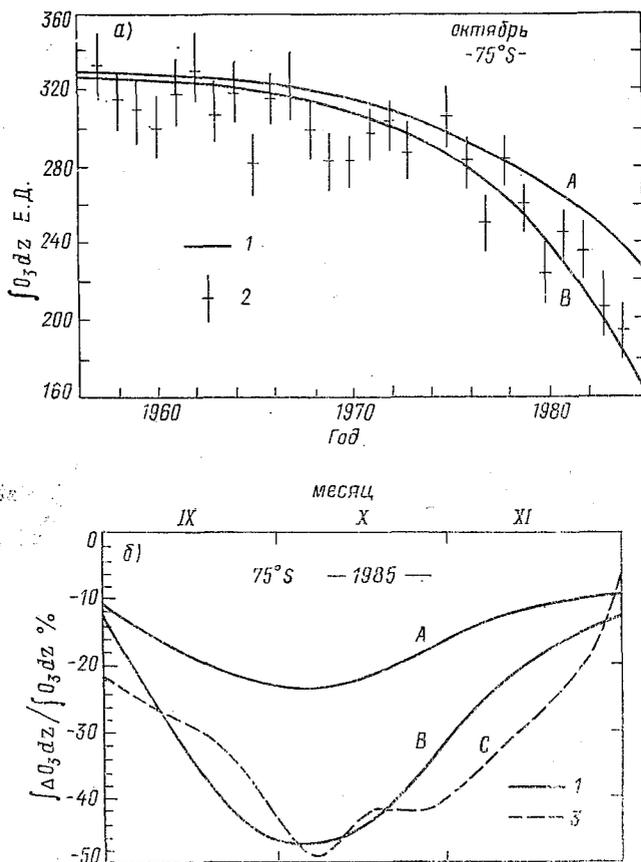


Рис. 3. Антропогенно-обусловленный тренд общего содержания озона (а) и сезонный ход его относительных изменений (б) в 1985 г. по сравнению с 1975 г. (модельные профили: 1 — данные наблюдений; 2 — из [1]; 3 — из [4]).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Farman J. C., Gardiner B. C., Shanklin 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.
2. Stolarski R. S. et al. Nimbus 7 satellite measurements of the springtime Antarctic ozone decrease. — Nature, 1986, v. 322, N 6082, p. 808—811.

3. *McCormic M. P., Larsen J. C.* Antarctic measurements of ozone by SAGE-II in the spring of 1985, 1986 and 1987. — *Geoph. s. Res. Lett.*, 1988, v. 15, N 8, p. 907—910.
4. *Gardiner B. G., Shankin J. D.* Recent measurements of Antarctic ozone depletion. — *Geophys. Res. Lett.*, 1986, v. 13, N 12, p. 1199—1201.
5. *Farmer C. B. et al.* Stratospheric trace in the spring 1986 Antarctic atmosphere. — *Nature*, 1987 v. 329, N 6135, p. 126—130.
6. *Воскресенский А. И. и др.* Вариации атмосферного озона в весенне-летний период по данным советских антарктических станций. — *Метеорология и гидрология*, 1989, № 2, с. 113—116.
7. *Брезгин Н. И. и др.* Исследование весенней аномалии озона в Антарктике ракетными и наземными озонометрами. — *Метеорология и гидрология*, 1989, № 8, с. 50—54.
8. *Solomon S. et al.* On the depletion of Antarctic ozone. — *Nature*, 1986, v. 321, N 6072, p. 755—758.
9. *Дёминов И. Г., Гинзбург Э. И.* Антропогенно-обусловленный тренд в меридиональном распределении стратосферного озона. — Всес. симп. по фотохимическим процессам земной атмосферы. — Сб. тез. докл. Черноголовка, 1986, с. 101—103.
10. *Isaksen I. S. A., Stordal F.* Antarctic ozone depletion: 2-d model studies. — *Geophys. Res. Lett.* 1986, v. 13, N 12, p. 1327—1330.
11. *McElroy M., Salawitch R. J., Wofsy S.* Chemistry of the Antarctic stratosphere. — *Planet. and Space Sci.*, 1988, v. 36, N 1, p. 73—87.
12. *Дёминов И. Г.* Аномалии стратосферного озона в Антарктике: исследование возможных механизмов весеннего минимума по двухмерной радиационно-фотохимической модели. — Всес. конф. по атмосферному озону. — Тез. докл. Долгопрудный, 1988, с. 23.
13. *Tung K.-K. et al.* Are Antarctic ozone variations a manifestation of dynamics or chemistry. — *Nature*, 1986, v. 322, N 6082, p. 811—814.
14. *Mahlman J. D., Fels S.* Antarctic ozone decreases: a dynamical cause. — *Geophys. Res. Lett.*, 1986, v. 13, N 12, p. 1316—1319.
15. *Бекорюков В. И.* О возможной причине резкого уменьшения озона в Антарктике в весенний период. — *Метеорология и гидрология*, 1988, № 10, с. 133—136.
16. *Жадин Е. А., Лысенко Е. В.* Долгопериодные изменения динамики стратосферы и уменьшения озона в Антарктике. — *Метеорология и гидрология*, 1988, № 10, с. 136—140.
17. *DeZafra R. L. et al.* High concentration of chlorine monoxide at low altitudes in the Antarctic spring stratosphere: diurnal variation. — *Nature*, 1987, v. 328, N 6129, p. 408—411.
18. *Solomon P. M. et al.* High concentrations of chlorine monoxide at low altitudes in the Antarctic spring stratosphere: secular variation. — *Nature*, 1987, v. 328, N 6129, p. 411—413.
19. *Mount G. H. et al.* Visible spectroscopy at McMurdo station Antarctica. 1. Overview and daily variations of NO<sub>2</sub> and O<sub>3</sub>, Austral spring, 1986—*J. Geophys. Res.*, 1987, D 92, N 7, p. 8320—8328.
20. *Molina L. T., Molina M. J.* Production of Cl<sub>2</sub>O<sub>2</sub> from the self-reaction of the ClO radical. — *J. Phys. Chem.*, v. 91, N 7, p. 433—439.
21. *Дёминов И. Г.* О влиянии изменения состава малых газовых примесей на термический режим озоносферы. — *Оптика атмосферы*, т. 1, № 9, с. 63—72.
22. *Дёминов И. Г., Гинзбург Э. И., Задорожный А. М.* Численное моделирование озоносферы. Новосибирск, 1985. — Деп. в ВИНТИ/НГУ, № 2014-85.
23. *Дёминов И. Г., Гинзбург Э. И.* Исследование вариаций озона и температуры средней атмосферы при антропогенных возмущениях. — *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*, 1989, т. 25, № 6, с. 563—572.
24. *Salawitch R. J., Wofsy S. C., McElroy M.* Influence of polar stratospheric clouds on the depletion of Antarctic ozone. — *Geophys. Res. Lett.*, 1988, v 15, N 8, p. 871—874.

## ОПТИМИЗАЦИЯ АЛГОРИТМА ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЙ ДВУХМЕРНОЙ СРЕДНЕЗОНАЛЬНОЙ ФОТОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Хорошо известно, что концентрации малых газовых примесей и аэрозоля в атмосфере определяются совокупностью протекающих совместно и взаимосвязанных фотохимических, динамических и радиационных процессов. В этой связи на современном уровне развития моделирования атмосферных процессов становится актуальным создание интерактивных самосогласованных фотохимических моделей. В подобных моделях подразумевается одновременная работа и взаимодействие фотохимических моделей газового состава, динамических моделей, определяющих параметры переноса малых газов в атмосфере и радиационных моделей атмосферы. Поскольку ни для одного из перечисленных видов атмосферных моделей пока не разработаны аналитические методы, при составлении алгоритмов их решения приходится использовать численные методы. При конкретной реализации наиболее часто применяемых методов решения уравнений атмосферных фотохимических, динамических и радиационных моделей на ЭВМ возникают сложности, связанные с ограниченной оперативной памятью и быстрым действием даже наиболее мощных современных вычислительных машин. В этой связи возникает необходимость разработки специальных алгоритмов, оптимизированных с точки зрения их использования в интерактивных моделях. Попытка создания подобного алгоритма для двухмерной среднезональной фотохимической модели описана в настоящей статье.

Пространственно-временное распределение малых газовых составляющих в двухмерной модели описывается системой уравнений неразрывности при наличии химических реакций с начальными и граничными условиями (смешанная краевая задача):

$$\frac{\partial r}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial F_y \cos \theta}{\partial \theta} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho F_z}{\partial z} = Q, \quad (1)$$

$$F_y = vr - K_{yy} \frac{\partial r}{\partial y} - K_{yz} \frac{\partial r}{\partial z}, \quad (2)$$

$$F_z = wr - K_{zy} \frac{\partial r}{\partial y} - K_{zz} \frac{\partial r}{\partial z}, \quad (3)$$

$$r|_{t=0} = r_0, \quad (4)$$

$$F_z|_{z=0} = \frac{S}{M} - w_d r, \quad (5)$$

$$F_z|_{z=H} = 0, \quad (6)$$

$$F_y|_{\Theta=\pm 90^\circ} = 0. \quad (7)$$

Здесь  $r = (r_1, r_2, \dots, r_N)^T$  — вектор отношений смеси,  $N$  — количество рассматриваемых компонентов;  $t$  — время,  $a$  — радиус Земли,  $\Theta$  — широта;  $z$  — высота от уровня земной поверхности;  $F_y$  — поток по широте;  $F_z$  — поток по высоте,  $\rho$  — плотность воздуха;  $Q$  — фотохимический источник (скорость фотохимического изменения);  $w$  — скорость упорядоченного переноса в вертикальном направлении;  $v$  — скорость упорядоченного переноса в горизонтальном направлении;  $K_{ij}$  — компоненты тензора турбулентной диффузии;  $r_0$  — вектор начальных значений;  $S$  — инъекции с земной поверхности;  $w_d$  — скорость осаджения на земную поверхность;  $H$  — высота верхней границы,  $dy = a d\Theta$ .

Поскольку мы имеем систему уравнений в частных производных, то для обеспечения возможности применения разностных численных методов необходимо, прежде всего, свести смешанную краевую задачу к задаче Коши (задаче с начальными данными). Для этого нужно производные по пространственным переменным в (1)–(7) аппроксимировать конечными разностями на выбранном шаблоне, тогда каждое уравнение системы (1) заменится системой  $k$  дифференциально-разностных уравнений, где  $k$  число узлов сетки.

Поскольку решается задача создания алгоритма для двухмерных уравнений неразрывности и нет оснований для выбора сложных пространственных сеток, то целесообразно выбрать двумерную прямоугольную сетку в приближении плоско-параллельной атмосферы. Так как для каждого узла сетки необходимо аппроксимировать первые и вторые производные, в том числе и смешанные, то представляется логичным выбрать для конечно-разностного представления девятиточечный шаблон:

$$\begin{array}{ccc} i+1, k-1 & i+1, k & i+1, k+1, \\ i, k-1 & i, k & i, k+1, \\ i-1, k-1 & i-1, k & i-1, k+1, \end{array}$$

где  $i$  — обозначает номер высотного уровня (от 0 км до верхней границы);  $k$  — номер широтного уровня (от  $-90^\circ$  до  $+90^\circ$ ).

Тогда, используя интегро-интерполяционный метод [1] на выбранной замкнутой ячейке, операторы по пространственным переменным, можно аппроксимировать разностными уравнениями следующим образом:

$$\frac{1}{\cos \Theta} \frac{\partial F_y \cos \Theta}{\partial y} = \frac{1}{\cos \Theta_k \Delta y} [(F_y)_{i, k+1/2} \cos \Theta_{k+1/2} - (F_y)_{i, k-1/2} \cos \Theta_{k-1/2}], \quad (8)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho F_z)}{\partial z} = \frac{1}{\rho_i \Delta z} [(F_z)_{i+1/2, k} \rho_{i+1/2} - (F_z)_{i-1/2, k} \rho_{i-1/2}], \quad (9)$$

$$(F_y)_{i, k+1/2} = v_{i, k+1/2} \frac{r_{i, k+1} + r_{i, k}}{2} - (k_{yz})_{i, k+1/2} r_{i, k+1} - r_{i, k} - \frac{1}{4\Delta z} (k_{yz})_{i, k+1/2} (r_{i+1, k} - r_{i-1, k} + r_{i+1, k+1} - r_{i-1, k+1}), \quad (10)$$

$$(F_y)_{i, k-1/2} = v_{i, k-1/2} \frac{r_{i, k-1} + r_{i, k}}{2} - (k_{yy})_{i, k-1/2} \frac{r_{i, k} - r_{i, k-1}}{\Delta y} - \frac{1}{4\Delta z} (k_{yz})_{i, k-1/2} (r_{i+1, k} - r_{i-1, k} + r_{i+1, k-1} - r_{i-1, k-1}), \quad (11)$$

$$(F_z)_{i+1/2, k} = w_{i+1/2, k} \frac{r_{i+1, k} + r_{i, k}}{2} - (k_{zz})_{i+1/2, k} \frac{r_{i+1, k} - r_{i, k}}{\Delta z} - \frac{1}{4\Delta y} (k_{zy})_{i+1/2, k} (r_{i+1, k+1} - r_{i+1, k-1} + r_{i, k+1} - r_{i, k-1}), \quad (12)$$

$$(F_z)_{i-1/2, k} = w_{i-1/2, k} \frac{r_{i, k} + r_{i-1, k}}{2} - (k_{zz})_{i+1/2, k} \frac{r_{i+1, k} - r_{i, k}}{\Delta z} - \frac{1}{4\Delta y} (k_{zy})_{i-1/2, k} (r_{i, k+1} - r_{i, k-1} + r_{i-1, k+1} - r_{i-1, k-1}). \quad (13)$$

В результате смешанная краевая задача (1)–(7) свелась к системе обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\frac{dr_{i, k}}{dt} = Q_{i, k} + c_1 r_{i-1, k-1} + c_2 r_{i-1, k} + c_3 r_{i-1, k+1} + c_4 r_{i, k-1} - c_5 r_{i, k} + c_6 r_{i, k+1} + c_7 r_{i+1, k-1} + c_8 r_{i+1, k} + c_9 r_{i+1, k+1} \equiv f(t, r) \quad (14)$$

с начальными условиями (4). Здесь коэффициенты  $c_j$ ,  $j=1, 2, \dots, 9$ , зависящие от  $i$  и  $k$  определяются из соотношений (8)–(13).

Для получившейся задачи Коши характерна сильная связь между отдельными уравнениями, обусловленная высокими скоростями химических реакций, определяющих нелинейный член  $Q_{i, k}(t, r)$ . Такие задачи называются «жесткими» [2]. Математически явление «жесткости» выражается большим разбросом собственных чисел Якобиана системы (14)  $J = \|df/dr\|$ . Отношение максимального собственного числа, отвечающего минимальной постоянной времени системы  $\tau_{\min} = [\text{Re}(\lambda_{\max})]^{-1}$ , к минимальному собственному числу, отвечающему максимальной постоянной времени системы  $\tau_{\max} = [\text{Re}(\lambda_{\min})]^{-1}$ , называемое коэффициентом жесткости [2], достигает значений  $10^{10}$ – $10^{15}$ . Это означает, что явные вычис-

лительные схемы являются практически непригодными для решения данной задачи, так как при их применении шаг по времени не должен превосходить минимальной временной постоянной, тогда как характерное время задачи сравнимо с максимальной временной постоянной, т. е. необходимое количество шагов по времени будет порядка коэффициента жесткости, что будет малорентабельным, учитывая уровень доступных ЭВМ.

В связи с трудностями, возникающими при решении «жестких» задач традиционными методами, разрабатываются специальные методы для подобных систем уравнений [2, 3]. Среди этих методов применительно к фотохимическому моделированию атмосферных процессов можно выделить два направления: применение общих методов решения «жестких» задач; разработка специальных методов для фотохимического моделирования.

При применении общих методов для аппроксимации дифференциальных уравнений типа (14) конечно-разностными используются линейные одношаговые или многошаговые  $A$ -устойчивые методы [2], для которых областью абсолютной устойчивости является вся полуплоскость  $\text{Re}(\tau\lambda) < 0$ . Полученная система алгебраических уравнений решается методом Ньютона — Рафсона:

$$[I - \tau\beta Z^{(m)} J] [r_{j+1}^{(m)} - r_{j+1}^{(m)}] = -r_{j+1}^{(m)} + \tau\beta f(r_{j+1}^{(m)}, t + \tau) + g, \quad (15)$$

где  $I$  — единичная матрица;  $\tau$  — шаг по времени;  $\beta$  — неявный коэффициент выбранного  $A$ -устойчивого метода;  $J$  — якобиан системы;  $m$  — номер итерации;  $g$  — заданный вектор, объединяющий явные члены уравнения.

Учитывая общепринятую в фотохимическом моделировании параметризацию химических реакций [4]

$$Q = \sum_{ie} k_{ie} X_i X_e \quad (16)$$

где  $k_{ie}$  — константы химических реакций (получаемые в лабораторных исследованиях;  $X_i$ ,  $X_e$  — концентрации вступающих в реакцию веществ. Применение метода Ньютона — Рафсона (15) к системе (14) сводится к следующей линеаризации каждого слагаемого суммы (16):

$$k_{ie} X_i X_e = k_{ie} X_i^j X_e^{j+1} + k_{ie} X_i^{j+1} X_e^j - k_{ie} X_i^j X_e^j, \quad (17)$$

где  $j$  — обозначает номер временного слоя ( $j$  — явный,  $j+1$  — неявный). Для решения получающейся алгебраической системы необходимо на каждом шаге обращать квадратную матрицу размерности  $(N \times k)^2$  (где  $N$  — количество рассматриваемых атмосферных газов;  $k$  — число узлов сетки), что потребует большого количества оперативной памяти и процессорного времени ЭВМ.

Среди специальных методов фотохимического моделирования широкое распространение получил метод «сохранения семейств» [5, 6]. Его применение основывается на учете существования в ат-

молекулярной фотохимии большого числа обратимых реакций, скорости которых образуют малые разности больших чисел. Если сгруппировать компоненты, для которых подобные реакции текут в разные стороны, в условные семейства, то, во-первых, уменьшается число уравнений в системе (14), во-вторых, быстрые обратимые реакции будут исключены из выражения для фотохимического источника (16), что приведет к уменьшению коэффициента жесткости системы на несколько порядков. Распределение концентраций внутри семейства рассчитывается по алгебраическим формулам, учитывающим быстрые реакции, ведущие к переходу членов семейств друг в друга:

$$\tilde{X}_i = SX_i / \sum_j X_j, \quad (18)$$

где  $X_i$  — уточненное значение концентрации члена семейства;  $S$  — суммарная концентрация семейства;  $X_i$ ,  $X_j$  — концентрации членов семейств, вычисленные из условия фотохимического равновесия. Однако при попытке сгруппировать все рассматриваемые компоненты в несколько семейств можно существенно ухудшить точность вычислений, так как вычисление концентраций малых газов через концентрации семейств существенно не ухудшает точность только при выполнении следующих условий:

1. Фотохимическое время жизни компонентов, включаемых в семейства, много меньше постоянной времени переноса.

2. Значения скоростей фотохимических реакций, определяющих распределение концентраций внутри семейств, должно быть на много больше скоростей реакций, влияющих на суммарную концентрацию семейств.

Поскольку невозможно добиться выполнения этих условий для всех рассматриваемых компонентов во всех узлах пространственной сетки, а общие методы решения жестких задач требуют нереально больших затрат машинного времени, при разработке предлагаемого алгоритма использовался комбинированный метод.

В семейства были сгруппированы только те малые газовые составляющие, для которых безусловно выполнялись приведенные выше условия. Остальные компоненты по соотношению их фотохимических времен жизни с постоянной времени переноса разбивались на долгоживущие и короткоживущие. Для долгоживущих совместно с введенными семействами рассматривались дифференциально-разностные уравнения типа (14). Их аппроксимация конечно-разностными уравнениями осуществлялась  $A$ -устойчивым одноступенчатым методом [2]:

$$\frac{r_{i,k}^{j+1} - r_{i,k}^j}{\tau} = 0,55 f(r_{i,k}^{j+1}, t + \tau) + 0,45 f(r_{i,k}^j, \tau). \quad (19)$$

Для вычисления неявных членов системы (14), (19) используется продольно-поперечный метод [7] в режиме предиктор-корректор.

Сначала методом прогонки [1] для каждой широты решается система трехдиагональных уравнений по вертикали:

$$c_2 r_{i-1, k}^{j+1/2} - (c_5 + \frac{1}{\tau} + D_{i, k}^j) r_{i, k}^{j+1/2} + c_8 r_{i \pm 1, k}^{j+1/2} = - \frac{P_{i, k}^j}{r_{i, k}} - \frac{r_{i, k}^j}{\tau} - c_1 r_{i-1, k-1}^j - c_3 r_{i-1, k+1}^j - c_4 r_{i, k-1}^j - c_6 r_{i, k+1}^j - c_7 r_{i+1, k-1}^j - c_9 r_{i+1, k+1}^j. \quad (20)$$

Затем, используя полученные значения отношений смеси, также методом прогонки решается система трехдиагональных уравнений по горизонтали для каждого высотного уровня:

$$c_4 r_{i, k-1}^{j+1} - (c_5 + \frac{1}{\tau} + D_{i, k}^{j+1/2}) r_{i, k}^{j+1} + c_6 r_{i, k-1}^{j+1} = - \frac{P_{i, k}^{j+1/2}}{r_{i, k}} - \frac{r_{i, k}^j}{\tau} - c_1 r_{i-1, k-1}^{j+1/2} - c_2 r_{i-1, k}^{j+1/2} - c_3 r_{i-1, k+1}^{j+1/2} - c_7 r_{i+1, k-1}^{j+1/2} - c_8 r_{i+1, k}^{j+1/2} - c_9 r_{i+1, k+1}^j. \quad (21)$$

Далее, используя уравнения (20) — (21), в режиме предиктор-корректор делается несколько итераций. В этих уравнениях член, описывающий скорость фотохимического изменения, разбивается на продукцию ( $P$ ) и деструкцию ( $D$ ):

$$Q = P - DX. \quad (22)$$

При этом для усиления диагонального преобладания слагаемое правой части, описывающее деструкцию, берется на неявном временном слое, а выражающее продукцию — на явном итерационном слое.

Для короткоживущих малых газовых примесей  $A$ -устойчивый метод аппроксимации применяется к упрощенному уравнению

$$\frac{X^{j+1} - X^j}{\tau} = 0,55(P^j - D^j X^{j+1}) + 0,45 f(X^j, t), \quad (23)$$

откуда получаем выражение для  $X^{j+1}$ :

$$X^{j+1} = \frac{X^j + \frac{1}{\tau} [0,55 P^j + 0,45 f(X^j, t)]}{1/\tau + D^j}. \quad (24)$$

Поскольку в выражении (23)  $P^j$  и  $D^j$  берутся с предыдущего итерационного слоя, то необходимо сделать несколько итераций для приближения к неявному слою.

Таким образом, в выбранном численном алгоритме на каждом временном шаге выполняется следующая последовательность операций.

1. Вычисление фотохимических продукции и деструкции.
2. Для каждого широтного уровня скалярными прогонками решается система уравнений (20) для долгоживущих компонентов.

3. Для каждого высотного слоя решается система уравнений (21).

4. Вычисляются концентрации короткоживущих компонентов по формуле (24).

5. Вычисляются концентрации членов семейств.

6. Вычисляется ошибка итерации. Если она не превосходит заранее заданного значения, то переходим к пункту 7, если превосходит, то выполняются следующие итерации, начиная с п. 1.

7. Переход к следующему временному слою.

Описанный в настоящей статье алгоритм численного решения уравнений фотохимической модели использовался для расчета высотно-широтных сечений распределения в атмосфере озона и других малых газов атмосферы. Рассчитанные высотные и широтные профили озона хорошо воспроизводят наблюдаемые особенности его распределения, такие, как повышение концентрации в высоких широтах и пониженные в низких, опущенный максимум концентрации озона в высоких широтах и приподнятый в низких и др. При этом применение оптимизированного алгоритма численных расчетов позволило резко сократить необходимую оперативную память и существенно уменьшить затраты машинного времени, что позволяет надеяться на успешное использование предлагаемого алгоритма для использования в интерактивных моделях озоносферы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Калиткин Н. Н.* Численные методы. — М.: Наука, 1978.—512 с.
2. Современные численные методы решения обыкновенных дифференциальных уравнений. — М.: Мир, 1979.—312 с.
3. *Горинов А. С., Магомедов К. М.* Метод расщепления для решения релаксационных уравнений при наличии диффузии. — Вычислительная математика и математическая физика, 1973, т. 13, № 5, с. 1264—1272.
4. *Александров Э. Л. и др.* Атмосферный озон и изменения глобального климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1982,—168 с.
5. *Turco R. P., Whitten R. S.* A comparison of several computational techniques for solving some common aerohomic problems. — J. Geophys. Res., 1974, 79, N 22, p. 3179—3185.
6. *Куликов Ю. Н.* Численное моделирование процессов химической кинетики в атмосфере планеты. — Препринт № 45 ИПМ АН СССР, 1976.
7. *Самарский А. Л.* Введение в теорию разностных схем. — М.: Наука, 1971.—552 с.

УДК 551.510.534

Е. Г. АРОНОВА, К. В. КОНДРАТОВИЧ (ЛГМИ)

### К ВОПРОСУ О СУЩЕСТВОВАНИИ ТРЕНДА В ИЗМЕНЕНИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НАД СЕВЕРНОЙ АМЕРИКОЙ

В настоящее время ряд исследователей обратились к вопросу о существовании тренда в изменении общего содержания озона в атмосфере (ОСО). Статистические изыскания в этой области

осложняются следующими двумя обстоятельствами: недостаточной надежностью данных измерений и отсутствием длинных статистических значимых рядов. Надежность измерений оспаривается многими советскими и зарубежными учеными. Ведутся разработки новых приборов для измерения ОСО. Другая сложность — отсутствие статистически значимых рядов — также сказывается на конечных выводах, поскольку ряды в 22—25 лет недостаточны для того, чтобы судить о постоянном тренде, ведь в природе известны и долгопериодные колебания. Например, 11-летний цикл солнечной активности, который при этом может непосредственно влиять на уровень ОСО.

Свидетельств о наличии тренда ОСО в настоящее время достаточно много. Большинство работ, однако, посвящено исследованию отдельных периодов или локальных районов, а величина ОСО имеет большую временную и пространственную изменчивость. Поэтому способ осреднения может оказывать влияние на конечные выводы. В результате, авторы, порой, противоречат друг другу. Так, если в 1960-е годы оценка тренда достаточно однозначна (рост ОСО с 1960 по 1970 гг.) [3], то 1970-е годы оцениваются поразному. Ряд исследователей сходятся на том, что в это десятилетие содержание озона в атмосфере уменьшилось во всех широтных зонах, величина тренда варьируется у разных авторов от 0,4% до 1,5% в год [2] в зависимости от района и метода оценки. В средних широтах Северного полушария рост ОСО составляет 1% в год. На некоторых станциях Аляски и на Гавайях с 1973 по 1983 г. уровень озона возрос на 12—16%. Ежегодный прирост составляет около 3% [4].

Проанализировав данные по ОСО с 1957 г. по станциям, расположенным в различных широтных зонах, А. Х. Хргиан и Н. А. Петренко пришли к выводу, что в вековом аспекте количество озона в атмосфере нарастало между 1957—1965 гг. и новейшим временем и что заметна тенденция к общему увеличению ОСО, существовавшая по крайней мере до начала 1979 г. [1]. Автор работы [6] считает, что статистическую значимость трендов вообще оценить невозможно, а положительный тренд озона в 1970-е годы лишь кажущийся, возникающий в результате приборной погрешности.

В данной работе для анализа были выбраны 14 длиннорядных станций Северной Америки (табл. 1). Источником информации послужили справочники Ozone Data for the World за период с 1960 по 1987 г. [5].

Способ осреднения был выбран достаточно традиционный: анализировались скользящие 12-месячные средние величины по каждой станции, а поскольку ОСО имеет четко выраженный годовой ход, данный метод осреднения позволяет его нивелировать.

Следует отметить, что из-за наличия годового хода ОСО недостаток отдельных среднемесячных данных, связанный с приборными или метеорологическими сложностями измерений, может при-

Водить к существенной ошибке в расчете среднегодового значения ОСО, особенно, если отсутствуют данные в период годового максимума или минимума озона. Поэтому в некоторых случаях пришлось прибегнуть к интерполяции. При этом учитывались средний многолетний годовой ход ОСО на данной станции, относительный уровень ОСО в конкретный год, а также характерные особенности хода ОСО в данный год на близлежащих станциях.

Таблица 1

Список станций по территории Северной Америки

Название станции	Координаты		Период наблюдений
	С. Ш.	З. Д.	
Бисмарк	46°46'	100°45'	1963—87
Боулдер	40°01'	105°15'	1964—87
Карибу	46°52'	68°01'	1963—87
Черчилл	58°45'	94°04'	1965—86
Эдмонтон	53°33'	114°06'	1962—86
Гус-Бей	53°19'	60°23'	1962—86
Грин-Бей	44°29'	88°08'	1963—75
Нашвилл	36°15'	86°34'	1963—87
Резольют	74°43'	94°59'	1962—86
Таллахасси	30°26'	84°20'	1964—87
Торонто	43°43'	79°14'	1962—87
Уоллопс	37°51'	75°29'	1970—87
Уайт-Сендс	32°23'	106°29'	1972—81

На рис. 1 приведен график временного хода 12-месячных скользящих средних ОСО по 4 станциям, каждая из которых расположена в одной из 4 широтных зон: 30°—40° с. ш., 40°—50° с. ш., 50°—60° с. ш., 60°—80° с. ш. Из рисунка видно, что временной ход ОСО во всех широтных зонах в целом совпадает. Характерным является то, что амплитуда временного хода увеличивается к полюсу: на более южных станциях график становится все более сглаженным. Повышенным содержанием озона отличаются 1966, 1970 и 1979 годы. Эти максимумы в той или иной степени проявляются на всех станциях Северной Америки. На ст. Резольют отмечается максимум в 1974 г. Однако данные других станций его наличие не подтверждают. Отрицательные аномалии ОСО имели место в 1967 и 1983 гг. Слабый минимум можно заметить и в 1971 г.

При анализе пространственного распределения ОСО выявилось, что, кроме очевидного увеличения ОСО от экватора к полюсу, имеется также область повышенного содержания озона в восточной части Американского континента. Это хорошо заметно по различиям 12-месячных скользящих средних на станциях, расположенных приблизительно на одной широте, но отстоящих друг от друга по долготе. На рис. 2 приведены графики временного хода ОСО на станциях Эдмонтон и Гус-Бей, расположенных на широте

~53° с. ш. (долготы — 114°06' з. д. и 60°23' з. д. соответственно) и станциях Бисмарк и Карибу — широта ~47° с. ш. (долготы — 100°45' з. д. и 68°01' з. д.). Как видно из рисунка, разница в ОСО

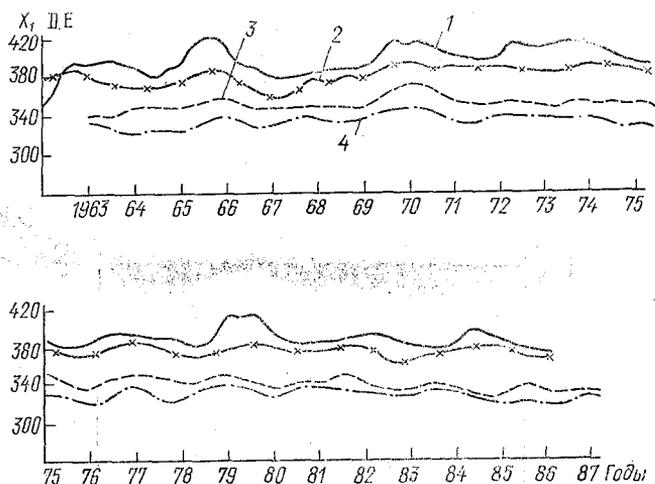


Рис. 1. Скользящие 12-месячные средние значения ОСО (X), Д. Е. по станциям Резольют (1), Гус-Бей (2), Бисмарк (3), Нашвилл (4)

существенна и составляет 15—25 Д. Е. Указанное различие проявляется до широты порядка 40° с. ш., южнее оно исчезает. Так, на ст. Уоллопс и ст. Боулдер, а также на ст. Уайт-Сендс и ст. Таллахасси разницы в уровнях ОСО не наблюдается.

Таблица 2

Изменение общего содержания озона (Д. Е.) в год по станциям Северной Америки

Станция	1960-е годы	1970-е годы	1980-е годы	За весь период
Бисмарк	1,7	-1,7	-2,2	-1,0
Боулдер	1,2	-1,3	-2,0	-1,0
Карибу	1,4	-0,4	-2,3	-0,9
Черчилл	1,9	-1,4	-1,5	-0,5
Эдмонтон	1,0	-0,5	-2,0	-0,5
Гус-Бей	1,0	-1,3	-0,4	-0,2
Грин-Бей	1,3	—	—	0,0
Нашвилл	2,7	-0,5	-2,8	0,0
Резольют	1,8	-1,7	-1,3	-0,6
Таллахасси	—	—	—	-0,3
Торонто	0,4	0,0	-2,7	-0,7
Уоллопс	—	-0,4	-0,5	-0,2
Уайт-Сендс	—	-1,3	—	—

Для количественной оценки тренда в изменениях содержания атмосферного озона по 12-месячным скользящим средним были вычислены методом наименьших квадратов коэффициенты линейной регрессии отдельно по десятилетиям (1960-е, 1970-е и 1980-е годы) и за весь период наблюдений в целом, по которым затем были вычислены тренды (изменение ОСО в год) по каждой станции в пределах десятилетий и всего периода. Результаты расчета приведены в табл. 2.

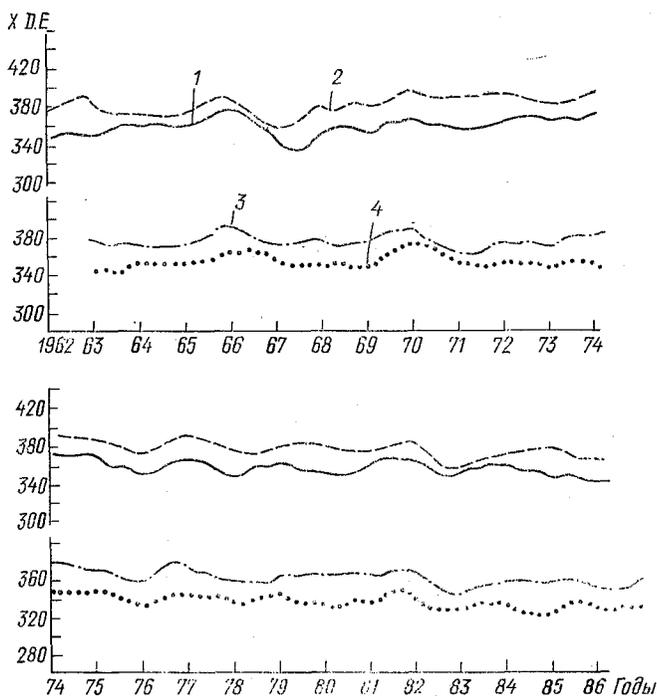


Рис. 2. Скользящие 12-месячные средние значения ОСО (X), Д. Е. по станциям Эдмонтон (1), Гус-Бей (2), Карибу (3), Бисмарк (4)

Из таблицы следует, что, если в 1960-е годы на всех станциях имел место рост ОСО, то с начала 1970-х годов знак тренда становится отрицательным. Исключение составляет лишь ст. Торонто, на которой за 1970-е годы ОСО не изменяется. В 1980-е годы отрицательная тенденция не только сохраняется, но и усиливается, достигая максимума  $-2,8$  Д. Е. в год на ст. Нашвилл. Лишь на ст. Гус-Бей и Резольют падение ОСО в 1980-х годах замедляется

по сравнению с 1970-ми. Расчет за весь период также обнаруживает отрицательные значения тренда. Отсутствие тренда имеет место на ст. Грин-Бей и Нашвилл, следует отметить, однако, что на ст. Грин-Бей всего 13-летний период наблюдений.

По данным расчетов за весь период наблюдений построена карта тренда (рис. 3). К сожалению, сеть длиннорядных станций недостаточна для качественного анализа пространственного распределения тренда. Можно обнаружить, тем не менее, два очага более сильного падения ОСО в северо-восточной и центральных частях США. Более слабое падение наблюдается в районах п-вов Лабрадор и Флорида.

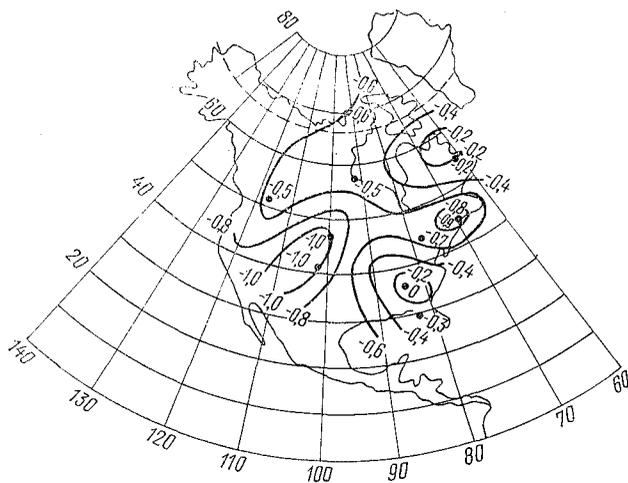


Рис. 3. Пространственное распределение тренда ОСО, Д.Е. в год

Таким образом, в результате вышеизложенного, можно выделить следующее:

- имеется область повышенного уровня ОСО в восточной части Американского континента по сравнению с западной;

- в начале 1970-х годов над Северной Америкой произошел «перелом» многолетнего хода ОСО с положительного на отрицательный, в результате чего за последние 20 лет уровень озона здесь понизился в среднем на 10 Д. Е.;

- максимальное падение озона наблюдается на ст. Бисмарк и Боулдер и составляет 20 Д. Е. за 20 лет.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Петренко П. А., Хргиан А. Х. О современных глобальных изменениях количества атмосферного озона. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1982, т. 18, № 1, с. 91—94.
2. Angell J. K., Korshover J. Global variation in total ozone and layermean ozone an up data through 1981. — J Clim. and Appl. meteorol, 1983, v. 22, N 9, p. 1611—1627.
3. Dütsch H. U. Ozonschicht und Stratosphärische Spurengasssystem. — Chimia, 1987, v 32, N 5, p. 149—163.
4. Langhorst P. Der Ozonpegel steigtwälist sich die atmosphär um. Techn. heute, 1985, v. 39, N10, p. 38—41.
5. Ozone Data for the World. — WMO and Atmosph. Envir. Serv. of Canada, 1960—1988.
6. Panofsky H. A. Trend analysis of total ozone. — Causes and Eff. Stratos Ozone Reduct. up data. — Washington, D. C, 1982, p. 302—314.

УДК 551.510.534

Е. И. БАСМАНОВ (ХГУ)

### ЭКСТРЕМУМЫ ОЗОНА И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ НА ПОГОДУ И КЛИМАТ

Роль озона в формировании географической оболочки трудно переоценить. Можно полагать, что одна из ее составляющих — биосфера — смогла развиваться на Земле только тогда, когда образовался достаточно мощный защитный слой озона, предохраняющий ее от губительной ультрафиолетовой радиации Солнца. Сейчас уже совершенно ясно, что само существование жизни на Земле невозможно без этого защитного слоя. И в то же время человечество вольно или невольно воздействует на этот слой, изменяя содержание озона в атмосфере чаще всего, в сторону его уменьшения. Возможные последствия такого изменения на будущее человечества трудно предугадать, не изучив в достаточной мере функциональные связи между озоном и многими элементами географической оболочки, в том числе и ее метеорологическими и климатологическими характеристиками.

Почти весь атмосферный озон сосредоточен в нижней стратосфере и общее содержание его подвержено периодическим и непериодическим (рекуррентным) изменениям. Увеличение содержания озона в стратосфере способствует уменьшению притока солнечной радиации к земной поверхности, так как озон поглощает солнечную радиацию не только в ультрафиолетовой, но и видимой и близкой инфракрасной частях спектра. Несомненно, что увеличение содержания озона вызывает увеличение нагрева стратосферы, т. е. повышение ее температуры и давления.

Учитывая географически обусловленное неравномерное распределение озона и поглощение им солнечной радиации, можно предположить, что образующиеся подобным образом локальные контрасты поля температуры и давления обуславливают градиенты по-

ля движения. Вклад в циркуляцию атмосферы, создаваемый озоном, должен быть поэтому регулярным и устойчивым. Особенно действенным будет этот вклад в условиях горизонтальной неустойчивости циркуляции атмосферы, когда перестройка поля геопотенциала следует за перестройкой поля озона.

Озон играет немаловажную роль в общем термическом режиме атмосферы, задерживая часть теплового излучения в стратосфере. При этом температура, давление и циркуляция тропосферы также претерпевают изменения. Климат весьма чувствительно отзывается даже на незначительные изменения радиации, поступающей на земную поверхность. В качестве примера можно привести согласованное изменение общего содержания озона в атмосфере и солнечной радиации, приходящей к земной поверхности. Выполненные нами расчеты [2] показали, что повышение в 1918—1947 гг. прямой солнечной радиации при безоблачном небе на 0,3% происходило на фоне снижения общего содержания озона на 2,9% против средней многолетней нормы. Несмотря на столь малый период времени и столь малое изменение радиации, произошло заметное сокращение площади полярных морских льдов, а также некоторое отступление оледенения на суше.

Солнечная радиация при посредничестве озона может воздействовать на циркуляцию атмосферы, усиливая или преобразуя тот или иной тип воздушного переноса, т. е. происходит выравнивание разности температур высоких и низких температур через адвекцию тепла и холода. Такой процесс можно наблюдать при внезапных зимних стратосферных потеплениях [3], когда повышается температура не только в стратосфере почти всего полушария, но и в тропосфере высоких широт происходит некоторое потепление за счет выноса к югу холодного воздуха меридиональной циркуляцией и последующего заполнения более теплым воздухом из средних широт. Холодный арктический воздух, богатый озоном, проникает при этом далеко на юг, принося ясную морозную погоду в центральные районы и заморозки в южные.

Следовательно, с озоном можно связывать как естественные, так и искусственные изменения климата, а также зависимость климата от уровня солнечной активности. Под искусственным изменением климата подразумевается изменение содержания озона в атмосфере пока что только в сторону его уменьшения (антропогенное разрушение озона).

В связи с этим была предпринята попытка по изменениям общего содержания озона в атмосфере прогнозировать изменения каких-либо метеорологических элементов климата.

Для исследования были использованы среднемесячные данные 41 станции Северного полушария, наблюдающие общее содержание озона по спектрофотометру Добсона и 42 станций Советского Союза, наблюдающие озон по озонметру М-83 [7].

Статистическое изучение данных наблюдений позволило выявить некоторые особенности климатологии озона и его геогра-

фического распределения. В частности, было изучено широтное и долготное распределение озона в атмосфере, были выявлены континентально-океанические различия в его распределении, был изучен годовой ход изменений содержания озона в атмосфере [4].

Особый интерес вызывают длительные (в масштабах месяцев) экстремальные отклонения среднемесячных значений общего содержания озона в атмосфере, т. е. отклонения, значительно выходящие за пределы месячной нормы. Экстремумы представляют собой максимумы и минимумы среднемесячных значений содержания озона в атмосфере, когда-либо наблюдавшиеся в данном месяце.

Надо полагать, что экстремальные значения содержания озона в суточном ходе значительно выше сглаженных усреднением среднемесячных значений. Знание экстремумов интересно и важно по многим причинам. Они характеризуют изменчивость содержания озона, связанную с явлениями переноса озона в атмосфере. Изменения озона в стратосфере, где летают современные самолеты, и в тропосфере непосредственно важны для здоровья и самочувствия человека.

Значительные повышения общего содержания озона особенно опасны при его прорывах в нижние слои тропосферы. Здесь озон начинает действовать как сильнейший окислитель. Следует помнить также, что озон в три раза токсичнее синильной кислоты и сам является канцерогеном.

В последнее время тревожную известность приобрели локальные минимумы со снижением озона в атмосфере на несколько десятков процентов, называемые иногда «озонными дырами». Впервые возможность образования и существования таких «дыр» в озоносфере была предсказана нами в 1979 г. [1]. Эти случаи экстремального снижения содержания озона представляют особый интерес, так как они дают возможность исследовать предполагаемые биологические последствия антропогенного уменьшения слоя озона в атмосфере. Эти случаи дают своего рода естественную модель явлений, происходящих или могущих происходить в географической оболочке при предполагаемом возможном значительном разрушении слоя озона антропогенными факторами.

Примеры таких экстремальных отклонений приведены в таблице, из которой видно, что экстремумы содержания озона характерны примерно в равной степени для всех широт. Абсолютные значения содержания озона наиболее значительны в высоких широтах при значительных среднемесячных показателях. Наиболее частым и значительным экстремальным отклонением подвержено содержание озона в атмосфере континентальной части средних широт. Особенно часто здесь повторяются отрицательные аномалии, т. е. «дыры».

Наиболее часты и значительны такие экстремумы для озонового слоя над Москвой, немного меньше — над Ленинградом, Киевом, Тбилиси, Абастумани и др.

Примеры экстремумов содержания озона в атмосфере

Интервал широт, °с. ш.	Станция	Время наблюдения, месяц, год	Экстремумы в % от нормы	
			+	-
75—80	Лонгиир (о. Шпицберген)	Февраль 1962	11	—
		Июль 1961	—	15
70—75	Резольют (Канада)	Январь 1959	—	23
		» 1962	—	23
		» 1970	23	—
		Ноябрь 1959	—	20
		» 1966	29	—
		Декабрь 1957	—	21
65—70	Тромсё (Норвегия)	» 1966	30	—
		Февраль 1958	21	—
	Мурманск	» 1967	—	24
		» 1973	16	—
60—65	Печора	Март 1979	18	—
		Октябрь 1975	—	12
	Рейкьявик	Март 1977	16	—
		Январь 1964	—	16
55—60	Архангельск	Февраль 1963	23	—
		Октябрь 1973	15	—
	Черчилл (Канада)	Ноябрь 1973	15	—
		Март 1974	11	—
	Орхус (Дания)	Январь 1963	—	20
		Ленинград	Февраль 1961	—
50—55	Рига	» 1966	12	—
		Декабрь 1959	—	27
	Москва	Октябрь 1975	—	13
		Ноябрь 1982	—	8
	» 1965	Январь 1976	40	—
		» 1965	—	28
	Август 1965	» 1965	—	20
		Сентябрь 1967	—	27
	Октябрь 1964	» 1964	—	28
		Ноябрь 1963	—	29
» 1964	» 1964	—	38	
	Март 1971	45	—	
45—50	Эдмонтон (Канада)	Декабрь 1962	—	12
		Потсдам (ГДР)	—	10
	Градец-Кралове (ЧССР)	Январь 1968	24	—
» 1975		—	12	
40—45	Киев	» 1973	—	13
		» 1959	30	—
	Париж	» 1969	—	25
		» 1969	—	25
Будапешт	Февраль 1969	43	—	
	» 1976	—	15	
35—40	Мон-Луи (Франция)	» 1963	12	—
		» 1968	—	26
	Винья-ди-Валле (Италия)	» 1963	11	—
		» 1966	—	11
	Тбилиси	Апрель 1974	12	—
	Абастумани	Ноябрь 1980	—	18
30—35	Нашвилл (США)	Апрель 1967	—	8
		Касабланка (Марокко)	Февраль 1973	19
		» 1975	—	10

Для поиска зависимости погоды и климата от общего содержания озона в атмосфере были использованы среднемесячные данные озонметрических станций Европейской территории Союза за 1972—1982 гг. и данные по климату г. Харькова за этот же период.

Для изучения статистической связи между содержанием озона в атмосфере над Европейской территорией Союза и температурой приземного воздуха г. Харькова после статистической обработки материала и проверки его на нормальность распределения был вычислен 221 коэффициент корреляции. Оказалось, что наиболее высокий коэффициент, равный 0,9 для ближних к Харькову станций (Москва, Ленинград, Киев, Воронеж, Львов, Куйбышев, Цимлянск, Рига), наступает при 3-месячном сдвиге во времени. Это значит, что изменения температуры воздуха г. Харькова асинхронно наступают через 3 месяца после изменений содержания озона в атмосфере над Европейской территорией Союза. Для сравнительно дальних станций (Архангельск, Мурманск, Печора, о. Хейса) это запаздывание равно 4 месяцам.

Наличие такого запаздывания дает возможность прогнозировать изменения температуры воздуха по изменению общего содержания озона в атмосфере. Для этого в рассчитанные уравнения регрессии достаточно подставить значения содержания озона в атмосфере, чтобы получить прогнозируемые значения температур воздуха.

Результаты 86 пробных ретроспективных прогнозов подтвердили наличие статистической связи между содержанием озона в атмосфере и температурой воздуха. После этого было сделано 25 прогнозов температуры воздуха для г. Харькова. Средняя ошибка долгосрочного прогноза среднемесячной температуры 2—3 °С с 3-месячной заблаговременностью вполне удовлетворительна.

Долгосрочный прогноз среднемесячных температур воздуха с 3-месячной заблаговременностью необходим для предвидения интенсивности таяния и схода снежного покрова на полях и времени вскрытия ледового покрова рек, общей характеристики вегетационного периода, состояния влажности почвы, определения оптимальных сроков посева и сбора урожая, а также наступления морозного периода и окончания сельскохозяйственных работ. Этот прогноз необходим для определения степени суровости зимы и для своевременной подготовки народного хозяйства страны к отопительному сезону с заготовкой оптимального количества топливных ресурсов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Басманов Е. И. Некоторые примеры моделирования природоохранного значения озона. — Республиканская науч. конф. по проблемам охраны природы УССР, 29—31 мая 1979 г. Харьков, 1979, с. 3—5.
2. Басманов Е. И. О влиянии атмосферного озона на изменения климата Земли. — Вестник Харьковского университета, 1980, № 198, с. 70—71.
3. Басманов Е. И. Озон и внезапные стратосферные потепления. — Вестник Харьковского университета, 1981, № 212, с. 61—63.

4. *Басманов Е. И.* Климатология озона Северного полушария. — Вестник Харьковского университета, 1987, № 306, с. 59—60.

5. Метеорологический ежемесячник, 1973—1982 гг.

6. Общее содержание озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР за 1974—1982 гг. — Л.: Гидрометеониздат, 1979—1985 гг.

7. Ozone data for the World. — Ed. by Canad. Atm. Envir. Service and WMO, 1960—1982.

УДК 551.508.952

*В. А. БАЖЕНОВ, В. С. ЕЖОВ, Ю. К. ЗУБАКОВ, А. Н. ОТТО (ЛГМИ)*

## **ПРИНЦИПЫ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ<sup>1</sup>**

1. Интегральный метод контроля озоносферы является основным способом определения общего содержания озона (ОСО) в земной атмосфере на озонометрических станциях СССР [1], поэтому вопросы оптимизации интегрального метода определения ОСО с целью повышения точности измерений являются актуальными.

С момента начала работы озонометрической сети СССР существенное повышение точности измерений интегрального метода определения ОСО было достигнуто в работе [2] путем смещения максимум спектральной чувствительности фильтровых озонометров в коротковолновую область спектра. В результате данной модернизации точность измерений интегрального метода контроля озоносферы оказалась практически сравнимой с точностью монохроматического метода определения ОСО [3]. Следующим важным шагом оптимизации интегрального метода контроля озоносферы следует считать концепцию ложного суточного хода ОСО [4—8], позволяющую качественно и количественно характеризовать фоновое состояние спектра ослабления атмосферы в полосе поглощения озона Гартля — Хеггинса в момент определения ОСО. Значительное повышение точности измерений интегрального метода контроля озоносферы достигается также путем использования быстродействующих автоматических озонометров [9—12].

Кроме того, учитывая неидеальный характер изменения коэффициента пропускания используемых фильтров, способных пропускать не только ультрафиолетовое излучение, но также некоторую долю излучения в красном участке спектра, погрешности измерения за счет «красного хвоста» могут быть устранены специальными способами даже при интегральном методе.

Данная работа посвящена вопросу оптимизации методики измерений ОСО, применяемой на озонометрических станциях СССР.

2. Существующая методика сетевых наблюдений ОСО [13] за-

<sup>1</sup> Статья печатается в порядке дискуссии.

ключается в измерении текущих значений ОСО в целые часовые сроки местного времени: 7.00, 8.00, 9.00, 10.00, 11.00, 12.00, 13.00, 14.00, 15.00 и 16.00 на высотах солнца выше  $10^\circ$  и вычислении среднего арифметического значения всей совокупности текущих значений ОСО.

Принимая во внимание концепцию ложного суточного хода ОСО [4—8], можно указать семь основных недостатков методики сетевых наблюдений ОСО.

Первый недостаток заключается в равномерности временных интервалов между измерениями текущих значений ОСО, которая приводит к существенной потере информации о ложном суточном ходе ОСО на высотах солнца до  $30^\circ$ , так как на высотах солнца от  $10^\circ$  до  $30^\circ$  толщина атмосферы изменяется почти на 4 воздушные массы (от 6 до 2), а выше  $30^\circ$  (для широты Ленинграда) — не более 0,7 воздушной массы. Следовательно, с точки зрения одинаковой достоверности оценки изменения физической величины во всем диапазоне воздушных масс, 85% измерительной информации должно приходиться на высоты солнца между  $10^\circ$  и  $30^\circ$  и 15% — выше  $30^\circ$ . В методике [3], наоборот, около 20—30% измерительной информации приходится на высоты солнца до  $30^\circ$  и 70—80% информации — на высоты солнца выше  $30^\circ$ .

Второй недостаток касается способа нахождения среднедневного значения ОСО. Так, в работе [6] показано, что в соответствии с основной аналитической зависимостью ложного суточного хода ОСО

$$\Omega = \Omega_0 10^{m(\gamma_1 - \gamma_2)}, \quad (1)$$

где  $\Omega$  — текущее значение ОСО, регистрируемое озонметром;  $\Omega_0$  — истинное значение ОСО в момент измерений,  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  — значения суммарных коэффициентов спектрального ослабления посторонних атмосферных компонент и аэрозоля;  $m$  — значение воздушной массы в момент измерений.

Независимо от характера ложных суточных ходов ОСО наиболее точное значение ОСО будет находиться в экстраполяционной точке ложного суточного хода при значении  $m=1$ . Следовательно, если в качестве способа нахождения среднедневного значения ОСО использовать среднеквадратический принцип [13], то будет возникать погрешность определения ОСО, достигающая  $\pm 15\%$  и более, зависящая от характера фоновой структуры спектра и диапазона изменения  $m$ .

Третий недостаток состоит в существенной зависимости точности определения ОСО от времени суток. Данный недостаток, как показано в работе [4], обусловлен зависимостью среднеквадратического значения ОСО в методике [13] от участка воздушной массы, в пределах которого проводились измерения. Например, если спектр аэрозольного ослабления (САО) с ростом длин волн имеет растущий характер, то в утренние и вечерние часы значение ОСО может быть существенно завышенным [4]. И, наоборот, если САО

с ростом длин волн имеет растущий характер, то в утренние и вечерние часы значение ОСО может оказаться существенно заниженным [4].

Четвертый недостаток заключается в зависимости точности определения ОСО от времени года (сезона). Этот недостаток проявляется в том, что средние арифметические значения ОСО, вычисляемые по методике [13], являются функциями склонения солнца. Погрешность определения ОСО, вызванная изменением склонения солнца, как показывают результаты исследований [16], также может достигать  $\pm 30\%$ .

Пятый недостаток состоит в зависимости точности измерения ОСО от широты места пункта наблюдения. Например, если на всех широтах плотность фоновой структуры спектра падает с ростом длин волн, то совершенно очевидно, что из-за уменьшения максимальной высоты солнца с увеличением широты будет возрастать вычисляемое среднее арифметическое значение ОСО. Широтная погрешность также может достигать  $\pm 30\%$  [6].

Шестой недостаток обуславливается непосредственным влиянием того или иного типа фоновой структуры спектра на точность определения ОСО, и, как показали результаты исследований [4—8], приводит к ложному завышению или занижению ОСО до  $\pm 20\%$ .

Седьмой недостаток фактически является следствием рассмотренных шести недостатков и заключается в искажении картины изменчивости озоносферы, регистрируемой посредством методики [13]. Сущности искажений картины изменчивости озоносферы заключается в том, что в циклонах при возрастании озона, как правило, возрастает и фоновая структура спектра, что приводит к ложному занижению значений ОСО до  $30\%$ , а в антициклонах наоборот.

3. Анализ недостатков методики [13] показывает, что оптимизация измерений ОСО на озонметрических станциях СССР возможна при соблюдении следующих условий:

— обеспечения одинаковой достоверности измерительной информации во всем диапазоне изменения воздушной массы, имеющем место при определении ОСО;

— разделении времени дневного хода солнца на два независимых случая определения ОСО: дополуденный — с утра (от  $10^\circ$ ) до полудня и послеполуденный — от полудня до вечера (до  $10^\circ$ );

— использовании принципа определения средних значений ОСО, исключающего влияние ложных суточных ходов ОСО на точность контроля озоносферы.

Одинаковая достоверность измерительной информации обеспечивается при измерении текущих значений ОСО через равные части воздушной массы не более единицы. Например, при шаге по воздушной массе 0,5 пополуденные измерения текущих значений ОСО на широте Ленинграда в летний период должны производиться при следующих значениях воздушных масс: 6,0; 5,5; 5,0; 4,5; 4,0; 3,5; 3,0; 2,5; 2,0. Совершенно очевидно, что моменты времени

измерений при этом могут быть вычислены по следующей формуле:

$$t = \arccos \frac{\sin(h'_{\odot} + \Delta h_{\odot}) - \sin \varphi \sin \delta}{\cos \varphi \cos \delta}, \quad (2)$$

где  $h'_{\odot}$  — высота солнца предыдущего срока наблюдения ОСО;  $\Delta h_{\odot}$  — изменение высоты солнца (положительное или отрицательное), соответствующее выбранному шагу по воздушной массе;  $\varphi$  — широта географического пункта;  $\delta$  — склонение солнца в день наблюдений.

Для удобства нахождения моментов времени измерений вычисления по формуле (2) могут быть выполнены заранее и представлены в графической или табличной форме.

Необходимость разделения времени наблюдения (времени дневного хода солнца) на два независимых случая определения ОСО — дополуночный и послеполуночный — непосредственно следует из выражения [1], которое показывает, что в течение времени дневного хода солнца при использовании интегрального метода контроля озоносферы наблюдаются два независимых друг от друга ложных суточных хода ОСО (до полудня и после полудня), характеры которых в зависимости от степени изменчивости фоновой структуры спектра в течение дня могут совпадать, но могут и существенно различаться. При этом дополуночный и послеполуночный ложные суточные ходы ОСО позволяют определить четыре средних значения ОСО:

- 1) утреннее — для высот солнца от  $\approx 10^{\circ}$  до  $\approx 20^{\circ}$ ,
- 2) дополуночное — от  $\approx 20^{\circ}$  до полудня,
- 3) послеполуночное — от полудня до  $\approx 20^{\circ}$ ,
- 4) вечернее — от  $\approx 20^{\circ}$  до  $\approx 10^{\circ}$ .

Принцип нахождения средних значений ОСО, исключающий влияние ложных суточных ходов ОСО на точность контроля озоносферы, также вытекает из выражения [1], которое показывает, что наиболее точное значение ОСО ложного суточного хода независимо от характера фоновой структуры спектра будет иметь место в экстраполяционной точке ложного суточного хода ОСО при значении  $m=1$ . Данное обстоятельство означает, что в районе экватора при использовании интегрального метода контроля озоносферы для определения среднесуточного значения ОСО необходимо и достаточно измерить значение ОСО в полдень.

На средних широтах и, особенно, в полярных районах, а также в районе экватора для нахождения утренних, дополуночных, послеполуночных и вечерних значений ОСО нахождение ОСО для значений  $m=1$  возможно при использовании специальной методики, основанной на принципе приведения текущих значений ОСО к единичной воздушной массе, которая заключается в том, что текущие значения ОСО, измеренные через равные части воздушной массы не более единицы, наносятся на график или, другими

словами, строятся ложные суточные ходы ОСО. Полученные совокупности точек заменяются линейными аппроксимациями, которые экстраполируются до ординаты графика с единичной воздушной массой. И по точкам пересечения линейных аппроксимаций с ординатой судят о средних утреннем, дополуденном, послеполуденном или вечернем значениях ОСО в день наблюдений.

4. Выражение (1) показывает, что принцип приведения к единичной воздушной массе позволяет исключить влияние на точность измерений интегрального метода контроля озоносферы лишь ложных суточных ходов ОСО, наличие которых обязано аргументу  $m$ . Вторым аргументом функции — разность  $(\gamma_1 - \gamma_2)$ , при этом, сохраняется и в зависимости от значения и знака продолжает оказывать влияние на точность определения ОСО. Для исключения влияния и этого фактора необходимо одновременное с измерениями ОСО производить контроль фоновой структуры спектра, т. е. значения разности  $(\gamma_1 - \gamma_2)$ .

В работе [5] показано, что в полосах поглощения атмосферных компонент качественную и количественную информацию о фоновой структуре спектра, т. е. разности  $(\gamma_1 - \gamma_2)$ , несет непосредственно крутизна ложных суточных ходов общего содержания атмосферных компонент, которую предлагается находить путем вычисления логарифмов отношений

$$\lg \frac{\Omega_{m_1}}{\Omega_{m_2}} = \gamma_1 - \gamma_2, \quad (3)$$

где  $\Omega_{m_1}$  и  $\Omega_{m_2}$  — значения общего содержания атмосферных компонент (в данном случае ОСО) для двух значений воздушных масс, разность между которыми должна быть равна единице, причем  $m_1 > m_2$ .

Возможность проведения оперативного контроля фоновой структуры спектра при использовании интегрального метода определения ОСО по способу [3] позволяет повысить точность принципа приведения к единичной воздушной массе путем практического исключения влияния фоновой структуры спектра, выполняя вычисления по формуле

$$\Omega_0 = \Omega' / 10^{\gamma_1 - \gamma_2}, \quad (4)$$

где  $\Omega'$  — средние значения ОСО в день наблюдения: утреннее, дополуденное, послеполуденное или вечернее, найденные по принципу приведения к единичной воздушной массе.

Возможность контроля фоновой структуры спектра одновременно с измерениями ОСО представляет интегральному методу контроля озоносферы серьезное преимущество перед монохроматическим методом определения ОСО, влияние фоновой структуры спектра в котором в настоящее время может составлять 100% и более [3].

5. Принципы измерений общего содержания озона, описанные выше, являются основой методики измерений, разработанной в ЛГМИ и прошедшей полевые испытания в течение 1987—1988 гг.

В заключение сформулируем основные выводы, полученные в данной работе:

— концепция ложного суточного хода ОСО показывает, что в интегральном методе контроля озоносферы результаты измерений являются функцией фоновой структуры спектра и значения воздушной массы;

— методика наблюдений ОСО, применяемая на озонометрической сети СССР, построена без учета ложного суточного хода ОСО, что отражается на существенной потере достоверности измерительной информации на высотах солнца от  $10^\circ$  до  $30^\circ$  и зависимости результатов измерений от использованного принципа вычислений средних значений, характера фоновой структуры спектра в день наблюдений, времени суток, сезона, широты географического пункта и приводит к погрешности измерений до  $\pm 30\%$ ;

— методика ЛГМИ, основанная на принципах измерения через равные части воздушной массы и приведения к единичной воздушной массе, обеспечивает одинаковую достоверность измерительной информации во всем диапазоне воздушных масс и исключает зависимость результатов измерений от состояния фоновой структуры спектра, от времени суток, сезона и широты места;

— концепция ложного хода ОСО, заложенная в основе методики ЛГМИ, позволяет также осуществлять контроль фоновой структуры спектра в полосе поглощения озона Гартлея — Хеггинса одновременно с измерениями ОСО, контроль фоновой структуры позволяет полностью исключить ее влияние на точность определения ОСО;

— методика ЛГМИ доступна для практического применения на широкой сети озонометрических станций без привлечения дополнительной аппаратуры, без существенного усложнения вычислительных процедур и позволяет регистрировать четыре средних значения ОСО в течение дня: утреннее, дополуденное, послеполуденное и вечернее;

— принципы измерений через равные части воздушной массы, приведения к единичной воздушной массе и контроля фоновой структуры спектра, реализующиеся в методике ЛГМИ, позволяют осуществить прецизионный контроль изменчивости озоносферы и могут быть использованы для создания эталонов, образцовых средств измерений ОСО, и высокоточных поверочных схем озонометрических измерений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гуцин Г. П. Озонометрическая сеть СССР. — Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 111—116.
2. Гуцин Г. П., Ромашкина К. И., Шаламянский А. М. Опыт измерения общего содержания озона модернизированным озонометром М-83 в Воейково в 1971—1974 гг. — Тр. ГГО, 1976, вып. 357, с. 106—120.
3. Баженов В. А., Головина Е. Г., Жуковская Т. Д. Анализ метрологического обеспечения мировой озонометрической сети. — Л., 1987. Деп. в ВИНТИ 8.01.1987, № 170-В87.

4. *Баженов В. А.* Спектр аэрозольного ослабления атмосферы в области 300—350 нм и проблема измерений атмосферного озона. Тезисы докладов второго Всесоюзного симпозиума по современным проблемам атмосферного озона. Тбилиси, 1978, с. 39—40.

5. *Баженов В. А., Жуковская Т. Д., Отто А. Н.* Способ измерения спектра аэрозольного ослабления атмосферы в полосах поглощения атмосферными компонентами. А. с. № 790934 от 15.08.79.

6. *Баженов В. А., Жуковская Т. Д., Морачевский В. Г., Отто А. Н.* Основные принципы метрологического обеспечения озонометрической сети СССР. Деп. в ВИНТИ 20.10.1982, № 5236.

7. *Баженов В. А.* Проблема мониторинга атмосферного озона. Рабочее сов. по исслед. атмосферного озона. Мат. докл. Тбилиси, Мецниереба 1982, с. 140—144.

8. *Баженов В. А., Жуковская Т. Д., Морачевский В. Г., Отто А. Н.* Проблема исследования спектра аэрозольного ослабления атмосферы в полосах поглощения озоном Гартля — Хеггинса. — В сб.: Прикладные вопросы физики атмосферы. Л., изд. ЛГМИ 1983, с. 57—61.

9. *Баженов В. А., Жуковская Т. Д., Отто А. Н.* Основные задачи автоматизации сетевых наблюдений общего содержания атмосферного озона и результаты разработок автоматических озонометров. Современное состояние исследований озоносферы в СССР. — Тр. Всес. сов. по атмосферному озону. — М.: Гидрометеоиздат, 1980, с. 70—71.

10. *Баженов В. А.* Автоматическое вычисление общего содержания атмосферного озона фильтровыми озонометрами методом аналогового преобразования функций. Современное состояние исследований озоносферы в СССР. — Тр. Всес. сов. по озону. — М.: Гидрометеоиздат, 1980, с. 72—78.

11. *Баженов В. А.* Принципы построения автоматических озонометров с прямым отсчетом. — Тр. ГГО, 1978, вып. 406, с. 3—12.

12. *Баженов В. А., Жуковская Т. Д., Отто А. Н., Штефка И. И.* Автоматический регистратор содержания атмосферных компонент. А. с. № 761852 от 16.05.80.

13. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981.

УДК 551.510.534

А. В. ШАШКИН (ЛЭТИ)

## ИЗМЕРЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ПО ДАННЫМ СПЕКТРОМЕТРИРОВАНИЯ УФ ИЗЛУЧЕНИЯ СОЛНЦА В УЗКОМ ИНТЕРВАЛЕ ДЛИН ВОЛН

Измерения общего содержания озона (ОСО) в атмосфере оптическими методами основываются, главным образом, на спектрометрировании прямого солнечного излучения в интервале от 300 до 340 нм. Помимо озона, коэффициент поглощения которого в этом интервале носит ярко выраженный селективный характер [7, 8], ультрафиолетовую радиацию существенно ослабляют аэрозольная и молекулярная компоненты, имеющие гладкий ход спектрального ослабления. Точность определения ОСО во многом определяется тем, насколько правильно производится разделение измеренной оптической толщины атмосферы  $\tau_{\lambda}$  на озонную  $\tau_{\text{озл}}$ , аэрозольную  $\tau_{\text{аэ}}$  и молекулярную  $\tau_{\text{мл}}$  составляющие. Последняя вы-

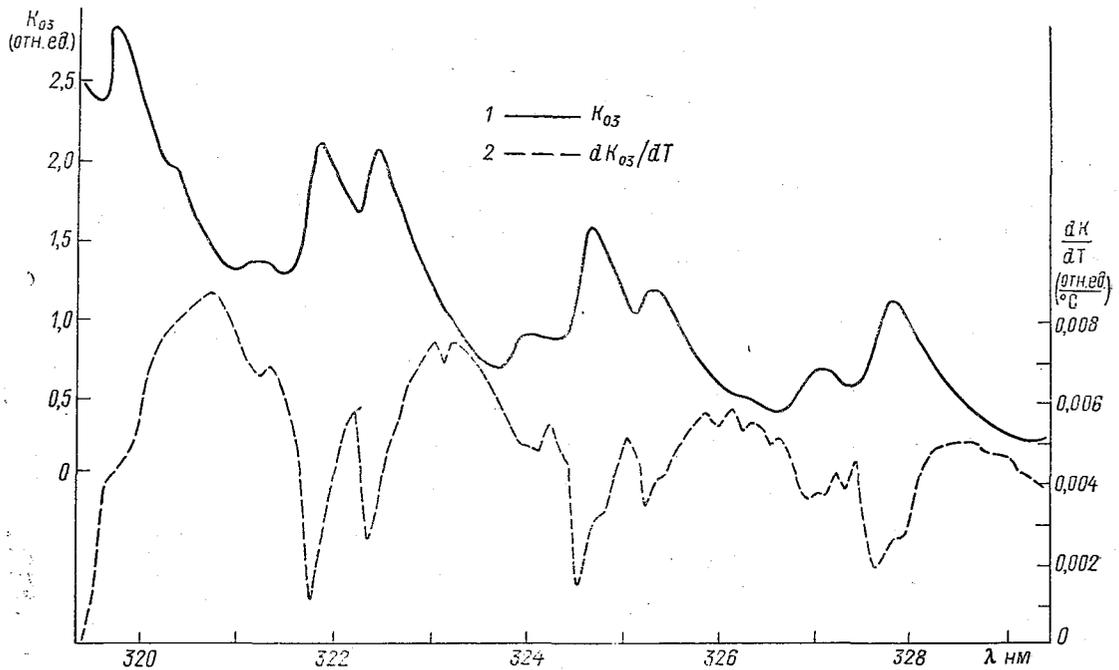


Рис. 1. Спектральный коэффициент поглощения озона для  $T = -30^\circ\text{C}$  (1) и его температурный коэффициент (2) по данным работы [7]

числяется по известным формулам с достаточной точностью (см., например, [1]). Оценка  $\tau_{\text{ал}}$  из-за высокой изменчивости атмосферного аэрозоля представляет проблему, которая до последнего времени не нашла удовлетворительного решения [3, 4, 5].

В настоящей работе улучшение оценки  $\tau_{\text{ал}}$  достигается путем уменьшения ширины рассматриваемого спектрального интервала до 10 нм (от 319,5 до 329,5 нм). На таком узком интервале не только аэрозольная, но и молекулярная, имеющие большую селективность, оптические толщины атмосферы, хорошо описываются линейными зависимостями. Так, если на  $\lambda = 325$  нм  $\tau_{\text{мл}}$  составляет около 0,6, величина нелинейности не превышает 0,002. Это позволяет объединить обе составляющие в одну линейную зависимость от  $\lambda$  при описании  $\tau_{\lambda}$ :

$$\tau_{\lambda} = a + v\lambda + X(\alpha_{\text{о\lambda}} + \beta_{\lambda}\Delta T), \quad (1)$$

где  $a + v\lambda \approx \tau_{\text{ал}} + \tau_{\text{мл}}$ ;  $T = (T - T_0)$ ;  $T$  — средняя температура озонового слоя;  $X$  — общее содержание озона;  $\alpha_{\text{о\lambda}}$  — коэффициент поглощения озона при температуре  $T_0$ ;  $\beta_{\lambda}$  — температурный коэффициент поглощения озона по данным работы [7].

Определение общего содержания озона, а также средней температуры озонового слоя, производится методом наименьших квадратов по результатам измерений оптической толщины атмосферы в длинах волн  $\lambda_i$ . Чем больше спектральных отсчетов производится на выбранном промежутке, тем с большей точностью определяются величины  $X$  и  $T$ . Описываемые измерения производились в 401 точке спектра с разрешением  $2 \text{ \AA}$  через  $0,25 \text{ \AA}$ .

Исходные спектры прямой солнечной радиации измерены на автоматическом спектральном комплексе озонметрической станции ЛГМИ в пос. Даймище Ленинградской области [6]. Для обработки долгим методом Бугера были выбраны 15 измерений от 21 июля и 8 измерений от 22 июля 1987 г., полученные при высотах солнца от  $16$  до  $45^\circ$ . Оценки внеатмосферных значений спектра прямого солнечного излучения показаны на рис. 2. Кривая 1 найдена по спектрам от 21 июля, кривая 2 — по спектрам от 22 июля. Обе кривые практически совпадают, отличия не превышают  $\pm 0,01$ . На рис. 3 приведены оценки спектральной оптической толщины атмосферы для 21 июля (кривая 1) и 22 июля (кривая 2). Заметно существенное различие между ними. Даже без проведения вычислений заметно, что ОСО 21 июля выше, чем 22 июля. Оценка по методу МНК общего содержания  $X$  и средней температуры озона  $T$  дает следующие результаты: 21 июля  $X = (0,294 \pm \pm 0,007)$ , см,  $T = (29 \pm 5)$ , °С; 22 июля  $X = (0,258 \pm 0,007)$ , см,  $T = (29 \pm 5)$ , °С.

На рис. 4 приведены разности между измеренными 21 июля (кривая 1) и 22 июля (кривая 2) значениями  $\tau_{\lambda}$  и их оценками по методу МНК. Сравнение кривых между собой показывает, что эти отличия в значительной мере носят систематический характер,

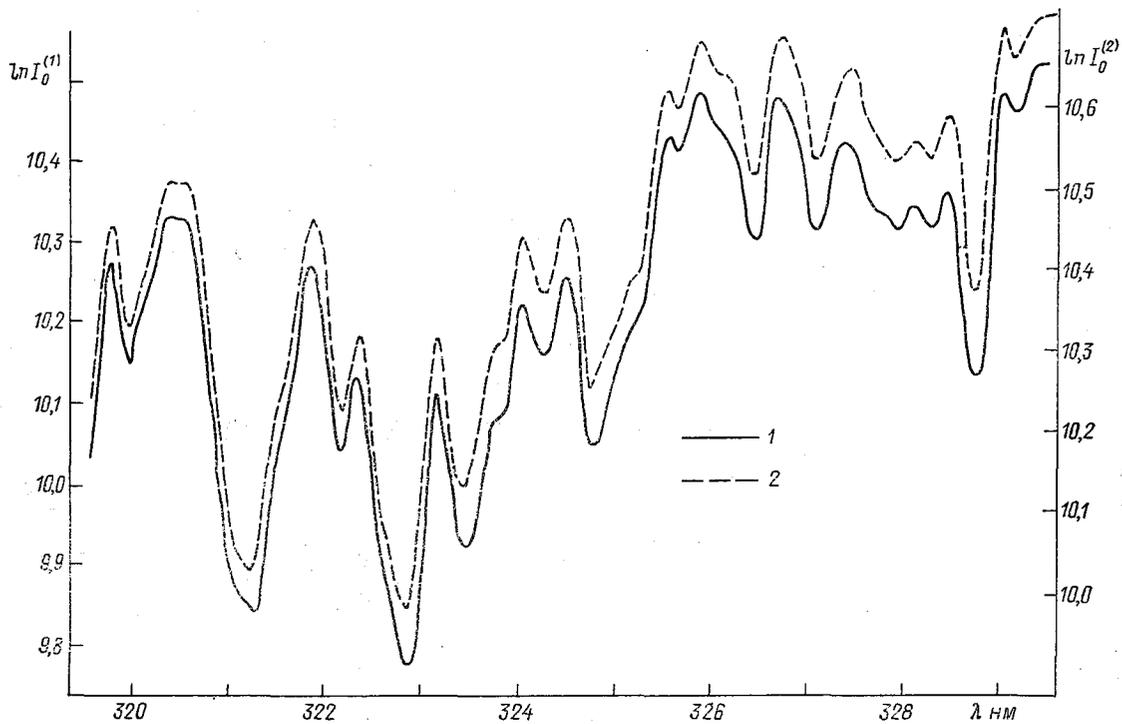


Рис. 2. Логарифмы внеатмосферных значений спектра прямого солнечного излучения, полученные долгим методом Бугера по измерениям 21 июля (1) и 22 июля (2) 1987 г.

связанный, очевидно, с тем, что эффективные значения коэффициентов  $\alpha_{o\lambda}$  и  $\beta_{\lambda}$  в [1], соответствующие реальным условиям измерений, несколько отличаются от используемых в данной работе. Использование более подходящих значений  $\alpha_{o\lambda}$  и  $\beta_{\lambda}$  позволит в дальнейшем улучшить точность определения ОСО.

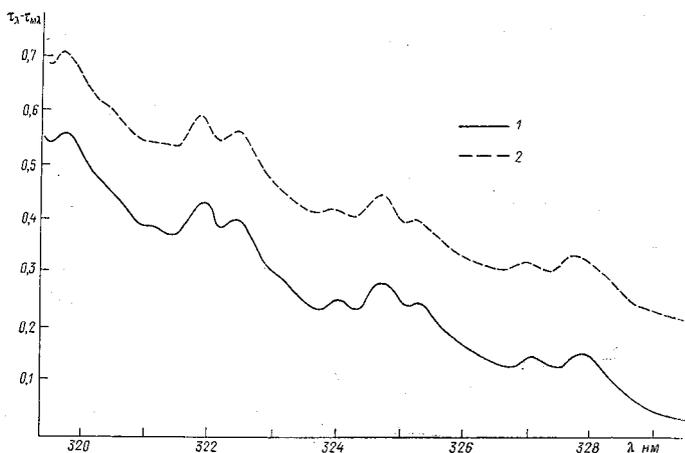


Рис. 3. Спектральные толщины атмосферы, полученные долгим методом Бугера, по измерениям 21 июля (1) и 22 июля (2) 1987 г.

Полученные результаты показывают, что сужение интервала длин волн, в котором производится спектрометрирование УФ радиации, позволяет уменьшить погрешность измерения общего содержания озона, связанную с неопределенностью оптической толщины аэрозоля. Происходящее при этом уменьшение спектральной изменчивости озонной оптической толщины, а следовательно, возрастание относительной ошибки ее определения, должны компенсироваться улучшением спектрального разрешения, точностью измерений и увеличением числа отсчетов. Следует отметить, что короткий спектральный промежуток позволяет, во-первых, быстрее осуществлять его сканирование и, во-вторых, уменьшить динамический диапазон измеряемого спектрального сигнала при различных высотах солнца. Оба этих фактора позволяют также увеличить точность измерения ОСО.

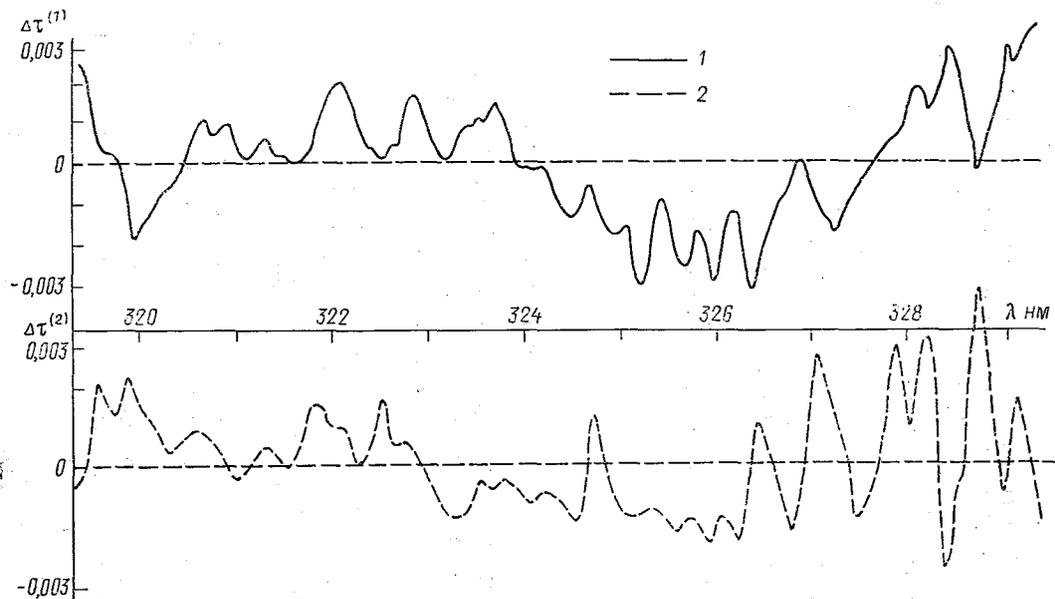


Рис. 4. Разность между оценками по МНК и измеренными оптическими толщинами для 21 июля (1) и 22 июля (2) 1987 г.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гуцин Г. П., Виноградова Н. Н. Суммарный озон в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1983.—238 с.
2. Хргиан А. Х., Кузнецов Г. И. Проблема наблюдений и исследований атмосферного озона. — М., изд. МГУ, 1981.—216 с.
3. Кузнецов Г. И. Многоволновая методика и аппаратура для исследования атмосферного озона и аэрозоля. — Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 6, с. 647.—651 с.
4. Дорохов В. М., Климова Т. М., Торговичев В. А. Усовершенствованные многоволновые методики обработки спектрофотометрической информации для определения общего содержания озона. — Тр. ЦАО, 1988, вып. 170, с. 75.—81 с.
5. Ванин Н. В. Устранение влияния аэрозольного ослабления на результаты определения содержания озона в атмосфере. — Тр. ЦАО, 1988, вып. 170, с. 62.—67 с.
6. Шашкин А. В., Соколова Л. А. Измерения спектральной оптической толщины атмосферы с помощью автоматического спектрального комплекса. — В сб.: Атмосферный озон. Л., изд. ЛГМИ, 1988, вып. 101, с. 90—96 с.
7. Bass A. M., and R. J. Paur. The ultraviolet cross sections of ozone, I. Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium, Halkidki, Greece, p. 606—616, 1985.
8. Molina L. T., and M. J. Molina. Absolute absorption cross sections of ozone in the 185—to 350 nm wavelength range. — J. Geophys, 1986, Res. 91, p. 14501—14508.

УДК. 551.508.952

А. Г. ПОПОВ, Т. Д. ЖУКОВСКАЯ (ЛГМИ)

### **О ПОГРЕШНОСТЯХ ИЗМЕРЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ШИРОКОПОЛОСНЫМИ ФИЛЬТРОВЫМИ ПРИБОРАМИ**

В связи с возросшей вероятностью антропогенного воздействия на озоновый слой Земли [1, 2, 3] остро встает вопрос о возможном изменении общего содержания озона (ОСО) в атмосфере. Расчеты показали, что для уверенного выявления озонных трендов погрешность разовых измерений не должна превышать 1% [4]. Повышение точности результатов наблюдений тесно связано с адекватным учетом всех возможных погрешностей измерений как методических, так и приборных.

Настоящая работа посвящена оценке потенциальных погрешностей, возникающих при разовых измерениях ОСО широкополосными фильтровыми приборами, используемыми на озонометрической сети СССР.

Интегральный метод измерения ОСО, разработанный в нашей стране в 1958 г. [5], позволил создать озонометрическую сеть на базе фильтровых приборов М83 и М124, которые значительно дешевле в производстве и эксплуатации, чем спектрофотометр Добра.

По методике, разработанной Г. П. Гуциным [6], для определения ОСО используются номограммы, рассчитанные по формуле

$$\frac{J_1}{J_2} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \omega_{\lambda_1} J_{\text{ол}} 10^{(\mu \Omega \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m \delta_{\lambda} + m \chi \gamma_{\lambda})} d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} \omega_{\lambda_2} J_{\text{ол}} 10^{(\mu \Omega \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m \delta_{\lambda} + m \chi \gamma_{\lambda})} d\lambda}, \quad (1)$$

где  $J_1/J_2$  — отношение отсчетов, полученное для светофильтров 1 и 2;  $\omega_{\lambda_1}$  и  $\omega_{\lambda_2}$  — спектральные чувствительности прибора для 1-го и 2-го светофильтров;  $\lambda_1$ — $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ — $\lambda_4$  — границы спектральных интервалов пропускания светофильтров;  $J_{\text{ол}}$  — спектр солнечной радиации за пределами атмосферы;  $\mu$  и  $m$  — оптические массы озона и атмосферы;  $\alpha_{\lambda}$ ,  $\beta_{\lambda}$ ,  $\delta_{\lambda}$ ,  $\gamma_{\lambda}$ , — коэффициенты поглощения для озона, релеевской атмосферы, аэрозоля и химической примеси;  $\Omega$  — суммарный озон (ОСО) в атмосфере;  $\chi_{\lambda}$  — общее содержание химической примеси.

Обычно при построении номограмм для определения ОСО отбрасывается член  $m \chi \gamma_{\lambda}$ , который учитывает селективное поглощение малыми газовыми составляющими (МГС) атмосферы, так как их естественное содержание невелико и считалось, что МГС не оказывают существенного влияния на результат [7]. Но, принимая во внимание постоянный рост антропогенного загрязнения атмосферы и тот факт, что ряд озонметрических станций расположен в промышленных районах, авторы оценили возможные ошибки, связанные с присутствием в атмосфере МГС [8, 9]. Было показано, что из всех МГС на измерение ОСО оказывают заметное влияние только двуокись серы и двуокись азота. Причем в сильно загрязненных районах ошибки могут достигать значительных величин.

В табл. 1 и 2 приведены результаты расчетов относительных погрешностей измерения ОСО в зависимости от общего содержания  $\text{SO}_2$  и  $\text{NO}_2$ , полученные авторами в работах [11, 12], там же имеется и описание метода расчета.

Таблица 1

Относительные погрешности измерения ОСО при различных значениях общего содержания  $\text{SO}_2$  и разных  $\Omega$

Ω Д. Е.	Общее содержание $\text{SO}_2$ , атм·см			
	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$
240	135	82	27	3
320	102	61	19	2
400	—*	50	17	1

\* Определить истинное значение  $\Delta\Omega/\Omega$  представляется невозможным, так как ОСО превышает максимальное значение в номограмме.

Относительные погрешности измерения ОСО при различных значениях общего содержания NO<sub>2</sub> и разных Ω

Ω Д. Е.	Общее содержание NO <sub>2</sub> , атм·см			
	5·10 <sup>-2</sup>	3·10 <sup>-2</sup>	1·10 <sup>-2</sup>	1·10 <sup>-3</sup>
240	40	25	9	1
320	37	23	8	0,7
400	33	20	7	0,5

Учитывая то, что ряд озонметрических станций СССР (Алма-Ата, Чарджоу, Душанбе и др.) находится в черте города, результаты измерений ОСО в некоторые дни могут значительно отличаться от его истинных значений. Используя усредненные данные по вертикальному распределению SO<sub>2</sub> в нижней тропосфере [10], авторы подсчитали возможные ошибки измерений ОСО при общих содержаниях SO<sub>2</sub>, равных разовой и среднесуточной предельно допустимой концентрации (ПДК). Они составили соответственно около 50% для разовой ПДК и до 10% для среднесуточной.

Судя по опубликованным данным [13], концентрация SO<sub>2</sub> в перечисленных городах иногда превышает как среднесуточные, так и разовые ПДК.

Кроме МГС, на точность измерения ОСО большое влияние оказывают аэрозоли, которые без всякого сомнения, можно считать важнейшей и наиболее характерной компонентой как загрязнения атмосферы, так и ее естественного фона. Довольно долгое время высказывались предположения о консервативности спектральных свойств аэрозолей, но последние данные говорят об обратном [14]. Предположение о селективном характере поглощения аэрозолей впервые высказал С. Ф. Родионов [15]. И хотя сначала возникли сомнения в правомерности его гипотезы, в наше время считается доказанным, что «эффект селективной прозрачности носит универсальный и регулярный характер и варьируется только по степени выраженности» [16]. Сейчас ни у кого также не вызывает сомнения, что аэрозоли вносят определенные погрешности при работе в ультрафиолете не только у широкополосных фильтровых приборов [17], но и при измерении ОСО спектрофотометром Добсона [18]. В настоящее время учет аэрозольной погрешности при измерениях ОСО приборами М83 и М124 проводится эмпирически [7].

Как правило, аналитическую зависимость коэффициента ослабления аэрозолей в видимой и ультрафиолетовой областях спектра выражают формулой Ангстрема [19]:

$$\delta_{\lambda} = a\lambda^{-b}, \quad (2)$$

где  $a$  и  $b$  — постоянные;  $\lambda$  — длина волны.

Но для небольших интервалов длин волн функцию аэрозольного ослабления представляют как линейную:

$$\delta_\lambda = \delta_0 \pm z\lambda, \quad (3)$$

где  $\delta_0$  — нейтральная компонента аэрозольного ослабления; коэффициент  $z$  определяет характер селективной составляющей. В качестве довода о предпочтительности линейного вида для функции аэрозольного ослабления в ближнем ультрафиолете говорят и результаты работы [20]. В работе Башера [21] для этого же интервала длин волн предлагается параболическая функция. Анализ полученных Башером результатов подтверждает тот факт, что учет параболическости функции  $\delta_\lambda$  дает малосущественное уточнение результатов. В работах [22, 23, 24] показано, что для средних условий атмосферы постоянная  $z$  меняется в пределах  $\pm 0,35 \cdot 10^{-2} \text{ нм}^{-1}$ .

Для расчета погрешностей, вносимых аэрозолями, использовалась методика, разработанная авторами в предыдущих работах [8, 9]. Расчеты номограмм проводились по формуле (1), в которую вводился дополнительный член, ответственный за селективное поглощение аэрозолями по формуле (3). При модельных расчетах были выбраны следующие значения постоянных в уравнении (3):  $z = \pm 0,05, 0,10, 0,15, 0,20, 0,30, 0,35$ ;  $\delta_0 = 0,0, 0,1, 0,2, 0,5$ .

Так же, как и в предыдущих работах вычисления проводились для конкретных наиболее часто встречающихся значений ОСО: 0,24, 0,32, 0,40 атм·см и ряда фиксированных значений высоты солнца ( $2^\circ, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, \dots 90^\circ$ ).

Нейтральная компонента аэрозольного ослабления ( $\delta_0$ ) не оказывает никакого влияния на изменение ОСО. Расчеты показали, что наибольшие погрешности превышают 20% при максимальных значениях коэффициента  $z (\pm 0,35 \cdot 10^{-2} \text{ нм})$ .

В случае положительных значений  $z$  (красный аэрозоль) отклонения ОСО происходят в сторону занижения результатов, а при отрицательных (голубой аэрозоль) — в сторону завышения. В табл. 3 приведены результаты расчетов относительных погрешностей для заданных значений  $z$  и любых значений  $\delta_0$  и высот солнца  $\geq 25^\circ$ , так как при высотах солнца меньше  $25^\circ$  на величине погрешности будет сказываться различие оптических масс озона и аэрозоля.

Таблица 3

Зависимость относительной погрешности  $\left(\frac{\Delta\Omega}{\Omega}\right)$

от величины селективной составляющей ( $z$ ) аэрозольного ослабления радиации

Д. Е.	$z$													
	-0,35	-0,30	-0,25	-0,20	-0,15	-0,10	-0,05	0,0	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35
240		20	15	13	9	6	3	3	6	9	12	14	18	20
320		17	13	11	8	5	3	3	5	8	10	13	15	17
400		15	11	10	7	5	2	2	5	7	9	11	13	15

Подводя итог анализу возможных погрешностей при измерении ОСО широкополосными фильтровыми приборами, связанных с присутствием в атмосфере веществ, обладающих селективным поглощением в рабочей области прибора, можно заключить следующее:

1. Из всех антропогенных и естественных примесей атмосферы на точность измерения ОСО практически оказывают влияние только  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NO}_2$  и аэрозоли.

2. Максимальные из зарегистрированных значений общего содержания  $\text{SO}_2$  и  $\text{NO}_2$  приводят к относительным ошибкам при измерении ОСО до 135% и 40% соответственно.

3. Пороговые значения общего содержания  $\text{SO}_2$  и  $\text{NO}_2$ , начиная с которых необходимо учитывать их влияние на показания прибора М83 или М124, равны соответственно  $4 \cdot 10^{-4}$  и  $1,5 \cdot 10^{-3}$  атм·см.

4. Аэрозольная поправка может достигать 20% от измеряемой величины, причем отклонения могут наблюдаться как в сторону увеличения, так и уменьшения ОСО.

5. Кроме вышеперечисленных причин, вызывающих погрешности при измерении ОСО, необходимо оценивать вероятность образования антропогенного озона, так как в некоторых случаях его количество может достигать 10% от общего содержания озона [23].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бекорюков В. И. О возможной причине резкого уменьшения озона в Антарктике в весенний период.—Метеорология и гидрология, 1988, № 10, с. 133—136.
2. Hills Alan J. Kinetics of the  $\text{BrO} + \text{C10}$  Reaction and Implications for Stratospheric Ozone.—Nature. 1987, No. 328 (6129), p. 405—408.
3. Marc R. Schoeberl, A. J. Krueger. Overview of the Antarctic Ozone Depletion Issue//Geoph. Res. Letters, 1986, v. 13, No 12, p. 1191—1193.
4. Проект глобального мониторинга озона. Изд. ВМО, Женева, 1982.
5. Гуцин Г. П. Озонометрическая сеть СССР.—Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 111—117.
6. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона.—Л.: Гидрометеиздат, 1983.—76 с.
7. Гуцин Г. П., Виноградова Н. Н. Суммарный озон в атмосфере.—Л.: Гидрометеиздат, 1983.—283 с.
8. Жуковская Т. Д., Попов А. Г. О влиянии естественных и антропогенных загрязнений на измерение суммарного озона.—Тез. докл. на Всес. симп. по фотохимическим процессам земной атмосферы. //Москва, январь 1987, с. 128.
9. Попов А. Г., Жуковская Т. Д. Влияние загрязнения атмосферы на измерение общего содержания озона.—Метеорология и гидрология, 1990, № 2, с. 58—64.
10. D. Jost. Aerological Studies on the Atmospheric Sulfur Budget.—Tellus, v. 12, No 26, p. 206—213.
11. Жуковская Т. Д., Попов А. Г. Об ошибках, возникающих при измерении суммарного озона в присутствии сернистого ангидрида. Л., 1986. Деп. ВИНТИ 3.12.1986, № 8243-В-86.
12. Жуковская Т. Д., Попов А. Г. Влияние двуокиси азота естественного и антропогенного происхождения на измерение суммарного озона. Л., 1987. Деп. ВИНТИ 14.01.1987, № 296-В-87.
13. Ежегодник состояния загрязнения городов и промышленных центров Советского Союза за 1988 г. Приложение. Л., изд. ГГО, 1989.—484 с.

14. Зуев В. Е., Белан Б. Д., Задде Г. О. и др. Внутренняя структура аэрозольных облаков. — Изв. АН СССР, ФАО, 1988, т. 24, № 9, с. 967—972.
15. Родионов С. Ф. Селективная прозрачность атмосферных аэрозолей. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., 1942, № 4, с. 135—147.
16. Розенберг Г. В. О происхождении эффекта селективной прозрачности атмосферы. — В сб.: Проблемы атмосферной оптики. Л., изд. ЛГУ, 1979, с. 23—29.
17. Гуцин Г. П. Исследование атмосферного озона. — Л.: Гидрометеоздат, 1963.—270 с.
18. Basher R., Thomas W. L. Atmospheric Aerosol Effects on Dobson Total Ozone Measurement: a Simple Approach. — Appl. Optics, 1979, v. 18, No. 20, p. 3361—3362.
19. Ивлев Л. С., Андреев С. Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л., изд. ЛГУ, 1986—359 с.
20. Ратьков В. М. Аэрозольное ослабление при спектрофотометрическом определении озона. — Изв. АН СССР, ФАО, 1971, т. 7, № 8, с. 878—884.
21. Basher R. The Approximation of Particulate Scattering Coefficients in the Detection of Total Ozone. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1976, v. 102, No 433, p. 667—673.
22. Кузнецов Г. И. Многоволновая методика и аппаратура для исследования атмосферного озона и аэрозоля. — Изв. АН СССР, ФАО, 1975, т. 11, № 6, с. 647—651.
23. Семенов В. К. О точности раздельного определения ОСО и цветности аэрозольного ослабления на озонометрической установке СФХС. — Тр. ИЭМ, 1986, вып. 116, с. 58—64.
24. Kulkarni R. N. Ozone Trend and Haze Scattering. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1973, v. 99, No 2, p. 480—489.
25. Nelson A. K. Sources and Sinks of Ozone in Rural Areas. — Atmosph. Environ, 1984, v. 18, No 7, p. 570—573.

УДК 551.501

М. С. БИРЮЛИНА (ЛГУ)

## О ВЛИЯНИИ СЛУЧАЙНОГО ВОЗМУЩЕНИЯ ОПЕРАТОРА ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ УФ МЕТОДОМ

Одним из наиболее информативных спутниковых методов определения содержания  $O_3$  в атмосфере в глобальном масштабе является метод, основанный на интерпретации измерений рассеянной атмосферой УФ радиации солнца в области полос поглощения озона 250—340 нм [1—3]. В последние годы в связи с наблюдаемыми изменениями содержания озона в атмосфере существенно повысились требования к точности различных методов контроля за состоянием озоносферы.

Точность УФ метода определения вертикального профиля  $O_3$  зависит от многих факторов [3—5], среди которых существенную роль играет аэрозольное состояние атмосферы.

В работах [6, 7, 8] показаны принципиальные возможности дополнительного учета этого фактора за счет использования поляризационных измерений уходящего УФ излучения при углах рассеяния, близких к  $90^\circ$ . Результаты работы [7] показывают, что точность традиционного УФ метода в условиях сильнозамутненной

атмосферы существенно снижается, в то время как поляризационные измерения позволяют и в этих условиях восстанавливать вертикальный профиль содержания  $O_3(q(z))$  с хорошей точностью. Существенно также, что поляризационный метод дает важную информацию о вертикальном распределении полной концентрации аэрозольных частиц стратосферы  $N(z)$ .

Однако выводы работ [6, 7] о перспективности поляризационного УФ метода были получены в предположении, что микрофизические характеристики аэрозоля, а именно, функция распределения частиц по размерам  $f(r)$  и комплексный показатель преломления  $mr = nr - ix$ , известны априори. В реальной ситуации это условие не выполняется из-за естественной изменчивости  $f(r)$  и  $mr$ . В связи с этим в работе [8] были сделаны первые подходы к оценке точности поляризационного УФ метода при учете изменчивости  $f(r)$  и  $mr$ . Настоящая работа является дальнейшим развитием этих исследований.

Остановимся кратко на математических аспектах задачи. Как известно [9], обратные задачи атмосферной оптики в случае надирной геометрии измерений сводятся, как правило, к решению операторного уравнения первого рода

$$\delta J = A\delta x + \varepsilon, \quad (1)$$

где  $\delta x$  — искомая функция;  $A$  — оператор прямой задачи;  $\delta J$  — измеряемая величина;  $\varepsilon$  — погрешность измерений. На практике обычно рассматривается конечномерный аналог уравнения (1), где  $\delta J$  — вектор измерений размерности  $m$ ;  $\delta x$  — искомый вектор размерности  $n$ ; оператор  $A$  — матрица размерности  $m \times n$ .

В методе статистической регуляризации [10] измеряемые и искомые параметры рассматриваются как случайные величины с нормальным распределением. Ошибки решения обратной задачи характеризуются матрицей ковариаций ошибок  $\hat{D}$

$$\hat{D} = D - DA * (ADA * + \Sigma)^{-1} AD. \quad (2)$$

Здесь  $D$  — априорная ковариационная матрица искомого вектора;  $\Sigma$  — ковариационная матрица ошибок измерений, \* — знак транспонирования.

Пусть теперь некий параметр состояния атмосферы  $S$  не является фиксированным, но и не интересует нас как искомый. Влияние вариаций такого «мешающего» параметра на точность решения обратной задачи относительно искомого параметра  $x$  может быть учтено на разных уровнях сложности. На первом этапе можно ограничиться рамками общего статистического подхода (ОСП) [11]. В этом случае исходное уравнение записывается в виде

$$\delta J = A\delta x + B\delta S + \varepsilon, \quad (3)$$

где  $S$  — «мешающий» параметр;  $B$  — оператор прямой задачи для параметра  $S$ . При такой постановке задачи в условиях некоррели-

рованности параметров  $x$  и  $S$  формула (2) для ковариационной матрицы ошибок решения  $\widehat{D}$  преобразуется к виду

$$\widehat{D} = D - DA^*(ADA^* + BD_{SS}B^* + \Sigma)^{-1}AD, \quad (4)$$

где  $D_{SS}$  — априорная ковариационная матрица параметра  $S$ . Видно, что учет вариаций параметра  $S$  вносит дополнительный вклад в погрешность измерений («эффективный шум»).

Дальнейшее исследование влияния «мешающих» параметров на точность решения обратной задачи связано с учетом вклада вариаций этих параметров в структуру оператора прямой задачи для искомого вектора  $x$ . При этом возникает некая добавка к оператору прямой задачи  $A$ , которая равна

$$\Delta A = \frac{\partial A}{\partial S} \delta S, \quad (5)$$

где  $\frac{\partial A}{\partial S}$  — матрица вариационных производных элементов матрицы  $A$  (функционалов) по параметру  $S$ . Отметим, что она представляет собой трехмерную матрицу размерности  $m \times n \times n$ .

Тогда исходное операторное уравнение запишется в виде

$$\delta J = (A + \Delta A) \delta x + B \delta S + \varepsilon. \quad (6)$$

Тем самым мы учли погрешность, которую вносят вариации «мешающего» параметра не только непосредственно в измеряемый сигнал, но и в выбранную для расчетов модель атмосферы («шум модели»). Исследуем структуру добавки  $\Delta A$ .  $\Delta A$  — случайная матрица размерности  $m \times n$ , каждая строка которой  $\Delta A_i$  ( $i=1, \dots, m$ ) представляет собой случайный вектор в силу того, что  $\delta S$  — случайный вектор с нулевым средним и ковариационной матрицей  $D_{SS}$ . Обозначим

$$\left( \frac{\partial A}{\partial S} \right)_i \equiv F_i, \quad i=1, \dots, m, \quad (7)$$

$F_i$  — матрица размерности  $n \times n$ .

В силу (5) автоковариационная матрица вектора  $\Delta A_i$  имеет вид

$$Q^{ii} = F_i D_{SS} F_i^*, \quad i=1, \dots, m, \quad (8)$$

а кроссковариационные матрицы векторов  $\Delta A_i$  и  $\Delta A_j$  ( $i, j=1, \dots, m$ ) соответственно

$$Q^{ij} = F_i D_{SS} F_j^*. \quad (9)$$

Результатом действия оператора  $\Delta A$  (случайного) на случайный вектор  $\delta x$  является случайный вектор  $(\Delta \delta J)$  размерности  $m$ , элементы которого — скалярные произведения векторов  $\Delta A_i$  ( $i=1, \dots, m$ ) и  $\delta x$ . Для элементов ковариационной матрицы вектора  $\Delta \delta J$  в силу независимости случайных векторов  $\Delta A_i$  и  $\delta x$ , а

также в силу равенства нулю их средних значений, можно записать выражение

$$K_{ij} = \sum_{k=1}^n Q_{kk}^{ij} D_{kk} + \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{l=k+1}^n [Q_{kl}^{ij} + Q_{lk}^{ij}] D_{kl}. \quad (10)$$

Поскольку  $Q_{lk}^{ij} = Q_{hl}^{ij}$  (см. (9)) и  $D$  — симметричная матрица,  $K_{ij} = K_{ji}$ , т. е.  $K$  — симметричная матрица размерности  $m \times m$ .

Теперь уравнение для остаточной ковариационной матрицы преобразуется к виду

$$\hat{D} = D - DA^*(ADA^* + K + BD_{SS}B^* + \Sigma)^{-1}AD. \quad (11)$$

При выводе формулы (11) учтены следующие два фактора:

а) взаимные корреляции векторов  $\Delta A \delta x$  и  $B \delta S$  равны нулю в силу независимости векторов  $\delta x$  и  $\delta S$  и равенства нулю математического ожидания  $\delta x$ ;

б) кросскорреляционная матрица векторов  $\delta J$  и  $\delta x$  по-прежнему равна  $AD$  (как и при  $\Delta A = 0$ ) в силу независимости векторов  $\Delta A_i$  и  $\delta x$  и равенства нулю математического ожидания  $\Delta A_i$ .

Таким образом, мы видим, что учет вклада вариаций «мешающего» параметра в структуру оператора прямой задачи для искомого параметра приводит в итоге к появлению дополнительной компоненты «эффективного шума». Подчеркнем здесь еще раз, что формулы (4) и (8)—(11) верны только в случае отсутствия корреляций между параметрами  $x$  и  $S$ .

Рассчитав ковариационную матрицу ошибок  $\hat{D}$  в том или ином приближении, мы можем оценить соответствующую точность решения обратной задачи по величине коэффициента восстановления

$$\psi_j = [1 - \hat{\tau}_j^2 / \tau_j^2]^{1/2} 100\%, \quad (12)$$

где  $\tau_j^2$ ,  $\hat{\tau}_j^2$  — соответственно априорная и остаточная дисперсии  $j$ -го компонента искомого вектора (диагональные элементы матриц  $D$  и  $\hat{D}$ ). Чем ближе значение  $\psi_j$  к 100%, тем большая информация извлекается в опыте, тем выше точность восстановления.

Обратимся теперь непосредственно к цели данного исследования. Напомним вкратце постановку задачи. Рассматривается схема спутникового эксперимента с семью каналами регистрации в спектральной области 250—300 нм [12], где уходящее излучение атмосферы с достаточной степенью точности может быть рассчитано на основе приближения однократного рассеяния. В этом случае для перпендикулярной  $J_1$  и параллельной  $J_2$  составляющих рассеянной солнечной радиации можно записать следующее выражение:

$$J_i(\lambda, \Theta) = \frac{F_0(\lambda)}{4\pi \cos \Theta} \int_0^\infty \{\chi_r^{(i)} \beta_r(\lambda, z) + \chi_a^{(i)} \beta_a(\lambda, z)\} P(\lambda, z, \Theta, \Theta_0) dz, \quad (13)$$

$i=1, 2$

где  $\vec{F}_0(\lambda)$  — падающий поток солнечного излучения;  $\Theta_0$  — зенитный угол солнца;  $\Theta$  — угол визирования;  $\chi_r^{(i)}$  и  $\chi_a^{(i)}$  — сумма соответствующих компонент матриц релеевского и аэрозольного рассеяния соответственно;  $\beta_r$ ,  $\beta_a$  — коэффициенты релеевского и аэрозольного рассеяния;  $P(\lambda, z, \Theta, \Theta_0)$  — функция пропускания атмосферы.

Линеаризацией соотношений (13) можно получить выражения, связывающие вариации уходящего излучения  $\delta J_i$  с вариациями содержания озона  $\delta q$  и концентрации аэрозольных частиц  $\delta N$

$$\delta J_i(\lambda, \Theta) = A_q^{(i)}(\lambda, \Theta) \delta q + A_N^{(i)}(\lambda, \Theta) \delta N. \quad (14)$$

Здесь  $A_q^{(i)}$  и  $A_N^{(i)}$  — матрицы вариационных производных, характеризующие чувствительность  $J_i$  к вариациям искомых параметров на различных уровнях в атмосфере.

Объединяя  $\delta J_1$  и  $\delta J_2$  в совместный вектор измерений размерности  $2m_1$  ( $m_1$  — число каналов регистрации излучения), а также векторы  $\delta q$  и  $\delta N$  в совместный искомый вектор размерности  $2n_1$  ( $n_1$  — число разбиений атмосферы на слои) и учитывая погрешность измерений, получим операторное уравнение первого рода вида (1) с  $m=2m_1$  и  $n=2n_1$ .

В качестве априорной статистической информации о распределении содержания озона в атмосфере использовался средний вертикальный профиль для умеренных широт Крюгера — Минцнера [13] с соответствующими дисперсиями вариаций на различных уровнях, на основе которых строилась модельная априорная ковариационная матрица озонных профилей [14].

Средний профиль концентрации аэрозольных частиц для среднезамутненной атмосферы был заимствован из [15]. Для фоновой модели концентрация аэрозольных частиц уменьшалась на порядок. Учитывая отсутствие достоверной статистической информации о вариациях концентрации аэрозольных частиц в атмосфере, а также тот факт, что эти вариации, особенно в период вулканических извержений, могут быть весьма значительны [15], мы положили относительное среднеквадратичное отклонение  $N(z)$  на всех уровнях в атмосфере равным 100%. Априорная ковариационная матрица для  $N(z)$  строилась аналогично озонной матрице [14].

Для оценок влияния вариаций «мешающих» параметров (функции распределения частиц по размерам  $f(r)$ , действительной и мнимой части показателя преломления) на точность поляризационного УФ метода требовалось задание ковариационной матрицы  $D_{ff}(r_1, r_2)$  и дисперсий  $np$  и  $\chi$ . В связи с тем, что в известной нам литературе подобная информация для стратосферного аэрозоля отсутствует, нами была построена модельная ковариационная матрица  $D_{ff}$ . В основу построения были положены данные таблицы 1, а работы [16], где приведены типичные функциональные зависимости для  $f(r)$ , а также возможный диапазон изменчивости параметров различных  $f(r)$  и показателя преломления стратосфер-

ного аэрозоля. Принцип построения и основные свойства  $\bar{D}_{ff}$  изложены в [8], подробному описанию будет посвящена специальная публикация.

Сопоставим значения относительных среднеквадратических вариаций  $\delta J_i(\lambda)/\bar{J}_i(\lambda) 100\%$  ( $i=1$  и  $2$  — перпендикулярная и параллельная составляющие уходящего УФ излучения соответственно), обусловленные вариациями различных атмосферных параметров. В таблице приведены относительные вариации для 7 спектральных интервалов в случае среднесезонных вариаций  $O_3$  (средние широты, [13]), вариаций  $N(z)$  на  $100\%$ , вариаций  $f(r)$  и  $mp$ , учтенных в рамках ОСП [8] и тех же вариаций с учетом «шума модели» (формулы (6), (11)). Анализ данных таблицы позволяет обнаружить следующие особенности формирования уходящего излучения:

а) относительные вариации  $\delta J_i/\bar{J}_i$ , обусловленные вариациями содержания озона, составляют  $10,9$ — $26,0\%$  в зависимости от канала измерений и аэрозольной модели и близких для обеих поляризационных составляющих излучения.

б) изменение полной концентрации аэрозольных частиц  $N(z)$  существенно влияет только на параллельную составляющую излучения ( $J_2$ ). Так, величины  $\delta J_1/\bar{J}_1$  составляют  $0,015$ — $0,60\%$  для фоновой модели и  $0,2$ — $1,1\%$  для среднезамутненной, в то время как  $\delta J_2/\bar{J}_2$  достигают значений  $2,37$ — $24,10\%$  и  $13,9$ — $68,2\%$  для тех же моделей. Как уже неоднократно отмечалось [6, 7, 8], подобный факт есть следствие особенностей формирования поля рассеянной радиации в УФ области спектра при углах рассеяния, близких к  $90^\circ$ , а именно: в этих условиях релеевское рассеяние формирует преимущественно перпендикулярную компоненту ( $J_1$ ), параллельная же составляющая ( $J_2$ ) формируется практически полностью за счет рассеяния на аэрозолях.

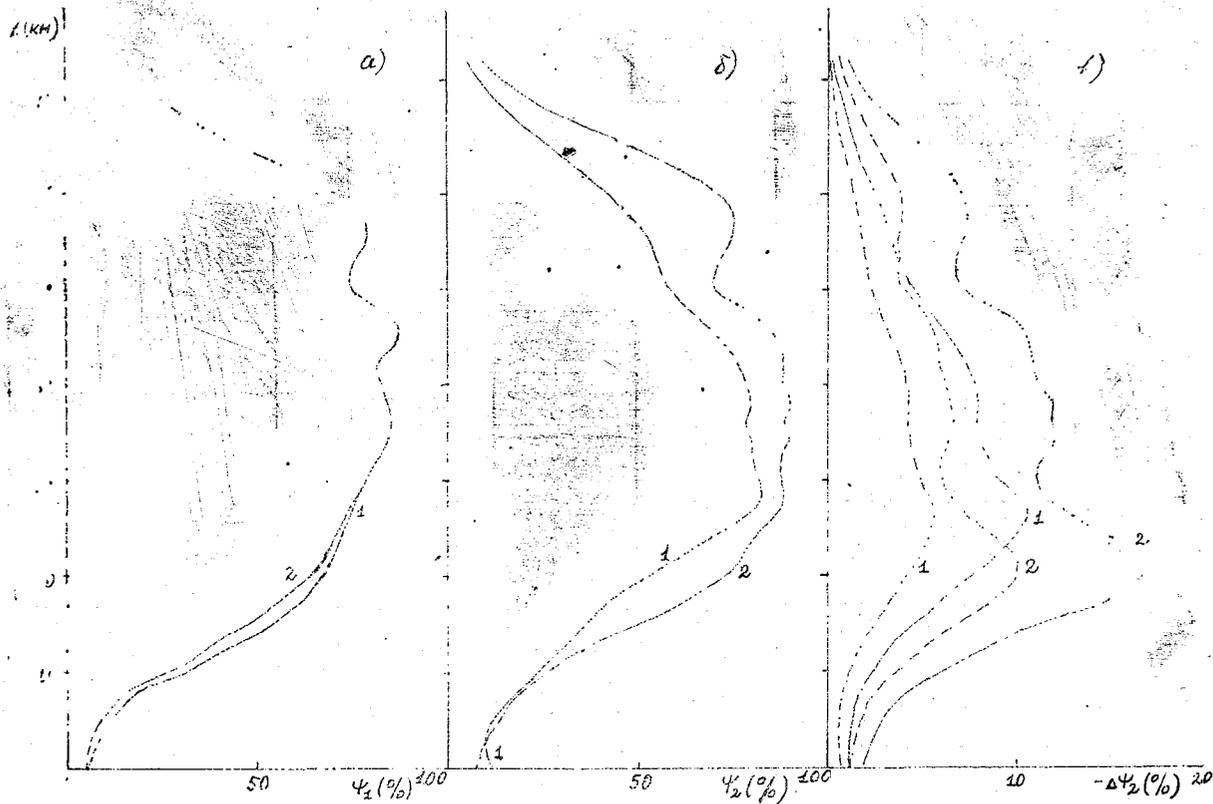
в) вариации  $\delta J_2/\bar{J}_2$ , обусловленные непосредственным вкладом вариаций  $f(r)$  и  $mp$  в измеряемый сигнал (ОСП), составляют  $0,37$ — $4,31\%$  (фоновая модель) и  $3,15$ — $15,62\%$  (среднезамутненная модель). Соответствующие вариации  $\delta J_1/\bar{J}_1$  малы (см. пункт б).

г) учет случайного возмущения оператора прямой задачи, вызванного изменчивостью  $f(r)$  и  $mp$ , приводит к заметному возрастанию вариаций  $\delta J_2/\bar{J}_2$ . В этом случае они составляют  $0,52$ — $6,17\%$  (фоновая модель) и  $4,49$ — $22,18\%$  (среднезамутненная модель). Тем самым оба типа влияния «мешающих» параметров на уходящее излучение сравнимы по величине.

Для количественной оценки информативности и точности косвенного поляризационного метода были рассчитаны матрицы ошибок (формулы (2), (4), (11)) и на их основе функции  $\psi_k(z)$  ( $k=1$  — озон,  $k=2$  — аэрозоль) при погрешности измерений в  $1\%$ . На рисунке а приведены значения  $\psi_1(z)$ , характеризующие точность восстановления профиля содержания озона для фоновой и среднезамутненной моделей атмосферы при условии точно задан-

Относительные вариации уходящего УФ излучения (зенитный угол Солнца  $\Theta_0 = 45^\circ$ , угол наблюдения  $\Theta = 45^\circ$ ), %

Вариации атмосферных параметров, модель атмосферы	$\lambda$ нм	260,6	279,2	285,0	289,2	292,6	299,8	302,1
Содержание озона ( $\pm \tau_q$ )	$J_1$	13,8	11,6	11,0	10,9	11,2	14,3	17,9
	$J_2$	13,9	11,9	11,4	11,5	12,2	16,3	20,1
Фоновая модель	$J_1$	0,015	0,025	0,034	0,046	0,063	0,11	0,06
	$J_2$	2,37	3,90	5,23	7,11	9,60	20,23	24,10
Концентрация аэрозоля ( $\pm 100\%$ )	$J_1$	0,002	0,002	0,004	0,006	0,008	0,022	0,035
	$J_2$	0,37	0,60	0,84	1,17	1,61	3,56	4,31
$f(r)$ и комплексный показатель преломления (ОСП)	$J_1$	0,003	0,004	0,006	0,008	0,019	0,032	0,053
	$J_2$	0,52	0,86	1,20	1,67	2,30	5,08	6,17
Фоновая модель	$J_1$	13,8	11,6	11,0	10,9	11,4	14,7	18,8
	$J_2$	14,1	12,8	13,0	14,1	15,7	21,6	26,0
Среднезамутненная модель	$J_1$	0,2	0,4	0,5	0,9	1,0	1,9	1,1
	$J_2$	13,9	21,4	27,5	34,4	42,4	63,6	68,2
Концентрация аэрозоля ( $\pm 100\%$ )	$J_1$	0,018	0,029	0,042	0,059	0,083	0,214	0,329
	$J_2$	3,15	4,71	6,10	7,74	9,53	14,33	15,62
Среднезамутненная модель	$J_1$	0,026	0,042	0,059	0,084	0,118	0,310	0,490
	$J_2$	4,49	6,72	8,71	11,05	13,62	20,40	22,18



Высотный ход функции  $\psi$ : 1—фоновая модель; 2—среднезатумненная атмосфера:  
 а — восстановление содержания озона ( $\psi_1$ ) б — восстановление полной концентрации аэрозольных частиц ( $\psi_2$ );  
 в — уменьшение значений функции  $\psi_2$  при наличии вариаций  $f(r)$  и  $tr$  (пунктир — оценка в рамках ССП,  
 сплошные линии — оценка с учетом «шума модели»)

ных  $f(r)$  и  $mp$  («эффективный шум» равен нулю). Кривые, соответствующие случаю вариаций  $f(r)$  и  $mp$  на рисунке *a* не приведены, так как значения  $\psi_1(z)$  уменьшаются при этом для обеих моделей не более чем на  $\approx 4\%$ . Из приведенных расчетов следует, что значения  $\psi_1(z) \geq 50\%$  (высокая информативность метода) наблюдаются в широком диапазоне высот 18—64 км для обеих использованных моделей аэрозоля и в условиях изменчивости  $f(r)$  и  $mp$ .

Точность восстановления общей концентрации аэрозольных частиц  $N(z)$  увеличивается с ростом замутненности атмосферы, что обусловлено ростом полезного сигнала (см. таблицу 1). На рисунке 1 *b* приведен высотный ход функции  $\psi_2(z)$  для случая известных  $f(r)$  и  $mp$ , а на рисунке *в* — величины уменьшения  $\psi_2(z)$  при учете изменчивости  $f(r)$  и  $mp$ . Пунктирные линии характеризуют  $\Delta\psi_2(z)$  при учете изменчивости  $f(r)$  и  $mp$  в рамках ОСП, а сплошные — полный учет этой изменчивости с включением «шума модели». Изменения функций  $\psi_2(z)$  очень зависят от высоты и достигают  $\approx 10\%$  для фоновой модели и  $\approx 17\%$  для среднезамутненной на высотах  $\approx 20$ —25 км. Однако и в случае изменчивости  $f(r)$  и  $mp$  значения  $\psi_2(z)$  остаются достаточно высокими ( $\geq 50\%$ ) в интервалах высот 23—48 км для фоновой модели и 20—63 км для среднезамутненной.

Перечислим основные выводы работы.

Точность поляризационного УФ метода определения содержания  $O_3$  в атмосфере слабо зависит от вариаций микрофизических параметров аэрозоля (не более  $\approx 4\%$  уменьшения значений функции  $\psi_1(z)$ ).

Вариации микрофизических характеристик аэрозоля, как и вариации полной его концентрации, оказывают заметное влияние только на параллельную составляющую уходящего УФ излучения в рассмотренной спектральной области 260,6—302,1 нм. Соответствующие относительные вариации максимальны в прозрачных спектральных каналах и увеличиваются с ростом замутненности атмосферы.

Вариации уходящего УФ излучения, вызванные случайным возмущением оператора прямой задачи за счет изменчивости  $f(r)$  и  $mp$ , сравнимы по величине с вариациями, вызванными непосредственным вкладом этих параметров в измеряемый сигнал.

Изменчивость микрофизических параметров стратосферного аэрозоля приводит к некоторому уменьшению точности определения  $N(z)$  в диапазоне высот 10—30 км, но и в этом случае поляризационный УФ метод позволяет получить важную информацию о полной концентрации аэрозольных частиц стратосферы в широком диапазоне высот 23—60 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.—287 с.

2. Кароль И. Л., Розанов В. В., Тимофеев Ю. М. Газовые примеси в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат, 1983.—192 с.
3. Atmospheric Ozone 1985. Assessment of our understanding of the processes controlling its present, distribution and change. — WMO Report No. 16, 1986.
4. Хргиан А. Х. Аномалии озона в северном полушарии. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы океана, 1987, т. 23, № 11, с. 1131—1133.
5. Тимофеев Ю. М., Бирюлина М. С. Совместное использование измерений уходящего УФ- и ИК излучений для восстановления вертикального профиля и общего содержания озона. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы океана, 1981, т. 17, № 3, с. 266—272.
6. Morgenthaler J. Inversion of polarization measurements at BUV wavelengths to recover ozone and aerosol profiles. — Appl. Optics, 1984, V. 25, N 7, p. 990—997.
7. Бирюлина М. С., Тимофеев Ю. М. О возможностях совместного определения характеристик содержания озона и аэрозоля на основе поляризационных измерений уходящего УФ излучения атмосферы. — Исследования Земли из космоса, 1988, № 5, с. 27—34.
8. Бирюлина М. С., Тимофеев Ю. М. Влияние вариаций микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля на точность поляризационного УФ метода определения вертикальных профилей содержания озона и аэрозоля. — Исследования Земли из космоса, 1990, № 2, с. 32—38.
9. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. — Л.: Гидрометеиздат, 1978.—180 с.
10. Козлов В. П. Математические вопросы обращения радиационных данных. В кн.: Инверсия Абеля и ее обобщения. — Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1978, с. 68—95.
11. Покровский О. М., Тимофеев Ю. М. Общий статистический подход к решению обратных задач атмосферной оптики. — Метеорология и гидрология 1972, № 1, с. 52—59.
12. Бирюлина М. С. Разработка усовершенствованных спутниковых методов определения вертикального профиля и общего содержания атмосферного озона. Автореф. дисс. на соиск. канд. физ.-мат. наук. Долгопрудный, 1984.—18 с.
13. Krueger A. J., Minzner R. A. A mid-latitude ozone model for the 1976 USA standard atmosphere. — J. Geophys. Res, 1976, V. 81, N 24, p. 4477—4481.
14. Бирюлина М. С. Моделирование априорного ансамбля решений обратной задачи и устойчивость оптимальных планов озонового спутникового эксперимента. — Метеорология гидрология 1981, № 4, с. 45—51.
15. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. — Новосибирск: Наука, 1982.—196 с.
16. Russell P. B., Swisler T. J., McCormick M. P. et al. Satellite and correlation measurements of the stratospheric aerosol. I: An optical model for data conversion. J. Atmos. Sci, 1981, V. 38, N 6, p. 1279—1294.

УДК 551.510

С. Г. ЛЕБЕДЕВ, В. П. ЧЕЛИБАНОВ (ЛГМИ)

## ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ОЗОНА ХЕМИЛЮМИНЕСЦЕНТНЫМ ГАЗОАНАЛИЗАТОРОМ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Хемилюминесценция (х. л), наблюдаемая при окислении органических веществ озоном в гетерогенных условиях, лежит в основе построения недорогих и чувствительных анализаторов озона контактного типа. Обладая малым весом, высоким быстродействием и большим ресурсом работы, такие анализаторы нашли применение

ние для решения различных задач атмосферного мониторинга. Вместе с тем до настоящего времени существует неопределенность в зависимости долговременной стабильности чувствительности хемилюминесцентного датчика от уровня измеряемой концентрации озона, давления и температуры, изменения во времени этих параметров.

Целью настоящей работы является исследование влияния концентрации озона и давления как динамических параметров на долговременную стабильность чувствительности хемилюминесцентного датчика озона, выработка рекомендаций по оптимизации процедуры подготовки и проведения измерений в свободной атмосфере.

Техника и методика эксперимента.

Исследование датчика проводили в следующих диапазонах значений параметров:  $[O_3] = 4,7 \cdot 10^{11} \dots 9 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3}$ ;  $F_{\text{п}} = 1,2 \text{ л} \cdot \text{мин}^{-1}$ ;  $P = 40 \dots 760 \text{ мм рт. ст.}$ ;  $T = 298 \text{ К}$ .

Чувствительный элемент исследуемого датчика озона представлял собой круглую пористую пластинку из полимерного материала с хорошо развитой поверхностью, пропитанную раствором галловой кислоты и родамина 6Ж в спирте, с последующей сушкой в вакууме до постоянного веса. Размеры пластинки: диаметр 30 мм, толщина 0,5 мм. Пластинка была помещена в проточный реактор, выполненный из фторопласта Ф-4. Выходным сигналом датчика являлась величина анодного тока ФЭУ, пропорциональная интегральной интенсивности хемилюминесценции композиции под действием озона. Линейность характеристики преобразования ФЭУ и его стабильность работы в ходе опытов периодически контролировались. Для приготовления озоновоздушных смесей использовали генератор озона 652 ГС-01 и блок генератора озона анализатора двойных связей АДС-4М. Содержание озона в газовых смесях контролировали в ходе опытов оптическим анализатором озона «DASIBI» (мод. 1003-АН) и электрохимическим озонозондом ЕСС. Давление в реакторе контролировали образцовым деформационным вакуумметром. Для исключения гетерогенной гибели озона на стенках подводящие газовые магистрали были изготовлены из пирекса и фторопласта Ф-4. Концентрацию озона, давление и расход озоновоздушной смеси измеряли с погрешностью, не превышающей  $\pm 5\%$ . В ходе эксперимента через реакционную камеру датчика продували озоновоздушную смесь газов при различных значениях исследуемых параметров.

**Результаты эксперимента и их обсуждение.** В начальный период времени продувки реактора озоновоздушной газовой смесью наблюдается некоторый период, когда интенсивность хемилюминесценции мала. Однако вскоре уровень интенсивности хемилюминесценции начинает расти, датчик приобретает чувствительность к озону (процедура, названная в работе [1] «активировкой»). «Активировка» — процесс накопления долгоживущих продуктов озонолиза галловой кислоты. Интенсивность наблюдаемой хемилюми-

несценции пропорциональна произведению стационарной концентрации промежуточного продукта на концентрацию озона в газовом потоке, а не концентрации озона. Правомерность такого предположения может быть проиллюстрирована на простой модельной реакции циклического окисления озоном галловой кислоты в растворе уксусной кислоты, которая сопровождается люминесценцией в области 380—520 нм с максимумом 420 нм. Периодическая подача озона в воздушном потоке газа через раствор галловой кислоты в барботере приводила к интенсивным вспышкам люминесценции над ее стационарным уровнем (см. рис. 1). Амплитуда

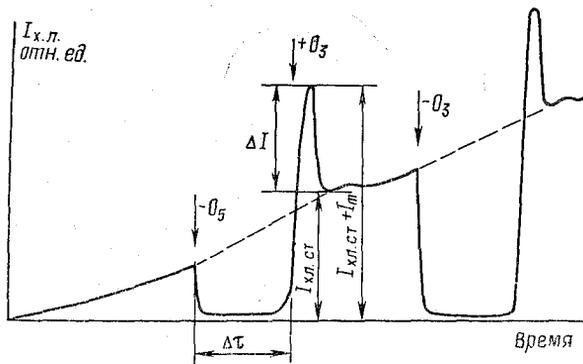


Рис. 1. Изменение интенсивности хемилюминесценции при подаче озона (периодически) в озонозагрязненном потоке. Схема процесса

вспышек хемилюминесценции пропорциональна длительности продувки раствора воздухом без озона и зависит от местоположения точки начала продувки чистым воздухом на кинетической кривой хемилюминесценции (рис. 2). Аналогичная качественная картина наблюдается и в системе газ — твердое тело (на датчике хемилюминесцентного анализатора).

Анализ кинетических кривых хемилюминесценции, наблюдаемых при периодической подаче озонсодержащего газа на «активный» элемент (либо композицию в растворе) позволяет предположить о наличии, как минимум, двух лимитирующих стадий процесса люминесценции, имеющих химическую природу.

После достижения стационарного уровня интенсивности хемилюминесценции датчик пригоден для проведения измерений концентрации озона в относительных единицах. Однако измерения целесообразно проводить, когда уровень определенной концентрации озона близок к уровню концентрации, при которой осуществляли ранее «активировку» датчика. Если же уровень природных концентраций существенно ниже, то происходит плавное падение чувствительности датчика на новый постоянный уровень. При этом

происходит и снижение уровня стационарной концентрации промежуточных долгоживущих продуктов.

Таким образом, процедура «активировки» должна включать продувку реактора газом с повышенным содержанием озона в газовом потоке и при достижении постоянного уровня последующую продувку новой газовой смесью, где концентрация озона близка к уровню предполагаемого к определению. Вследствие того, что при измерении концентрации озона стабильность чувствительности в большей степени зависит от количества озона, прошедшего в течение некоторого времени через реактор и в меньшей степени от

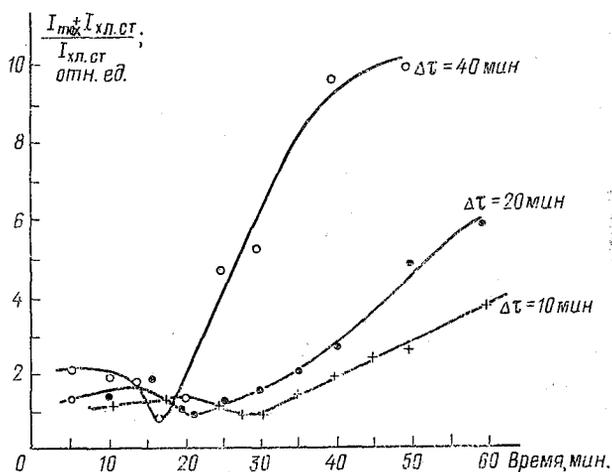


Рис. 2. Зависимость амплитуды вспышек хемилюминесценции от длительности продувки раствора воздухом без озона. Циклическое озонирование:  $I_{max}$  — максимальная амплитуда вспышек хемилюминесценции;  $I_{хл.ст.}$  — стационарный уровень хемилюминесценции при постоянной продувке реактора озонородушной смесью газов

его абсолютного значения, для хемилюминесцентного датчика существует некоторый характеристический параметр, определяемый как произведение концентрации озона на входе в реактор на время, в течение которого этот уровень концентрации сохраняется неизменным. В силу специфики измерения вертикального распределения озона в атмосфере, где концентрация озона может меняться на порядок, целесообразно использование бортовых фотохимических калибраторов — генераторов озона, подключаемых к входу х. л. реактора датчика. Использование специальных воздушных насосов, аналогичных по конструкции применяемым в сетевых электрохимических озонзондах ОЭ и ЕСС, позволяет поддерживать объемный расход газа через хемилюминесцентный реактор и калибратор постоянным. В этом случае массовый расход изменяется

пропорционально давлению среды и результаты измерения  $O_3$  в атмосфере могут быть легко откорректированы. В лаборатории были проведены эксперименты по исследованию влияния давления газа на работу хемилюминесцентного датчика озона. Обнаружено влияние давления на интенсивность хемилюминесценции как динамического параметра (рис. 3). Обнаруженный эффект увеличе-

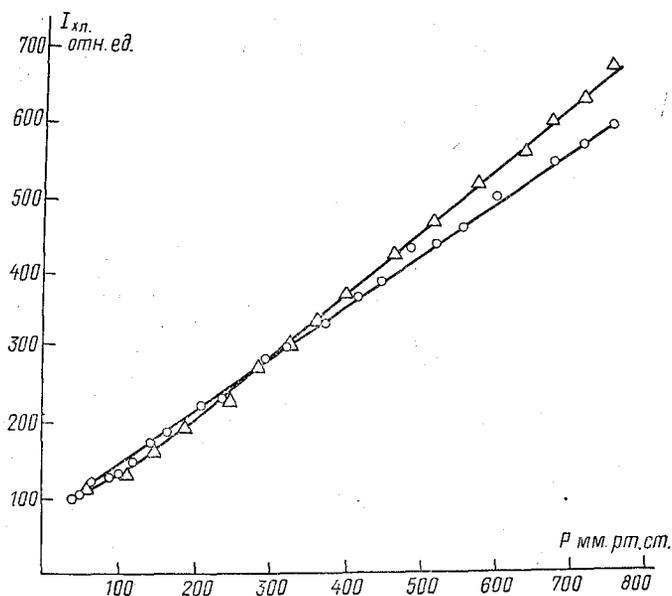


Рис. 3. Зависимость интенсивности хемилюминесценции от давления атмосферного воздуха как динамического параметра

ния чувствительности датчика озона проявляется в случае изменения давления от меньших его значений к большим. При изменении же давления от 760 мм рт. т. в сторону меньших значений до 40 мм рт. ст зависимость  $I_{хл} = f([O_3])$  описывается уравнением линейной регрессии. Измерение вертикального распределения озона в свободной атмосфере с борта аэростата или шара-зонда обычно проводят на восходящей траектории полета. Таким образом, эффект изменения чувствительности датчика от давления может не учитываться при обработке экспериментальных данных.

### Выводы

1. «Активировка» х. л. датчика озона представляет собой процесс синтетического накопления долгоживущих промежуточных продуктов в реакции окисления галловой кислоты озонном.

2. «Активировку» датчика озона целесообразно проводить в потоке газа с повышенным содержанием озона, в дальнейшем необходимо снижение концентрации озона до уровня, предполагаемого для измерения в атмосфере ( $5 \cdot 10^{11} \dots 1 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3}$ ).

3. Фактором, определяющим стабильность чувствительности х. л. датчика, является количество озона, проходящее через реактор в потоке газа в течение времени, соизмеримо с временем жизни промежуточных продуктов.

4. Обнаружен эффект увеличения чувствительности х. л. датчика при изменении давления в камере реактора. Давление в камере выступает как динамический параметр.

УДК 551.510.534

*С. И. КРАСКО, С. Г. ЛЕБЕДЕВ, В. П. ЧЕЛИБАНОВ (ЛГМИ)*

## ГЕНЕРАТОР ОЗОНА

Известно, что применение хемилюминесцентных (х. л.) и электрохимических методов определения концентрации озона в атмосфере связано с необходимостью предварительной дезактивации стенок реактора и подводящих газовых каналов, проведения операции предварительной «активировки», когда датчик приобретает необходимую чувствительность к озону. Хемилюминесцентный метод является относительным и эксплуатация газоанализатора в режиме «сравнения» требует также использования генератора озона как поверочного средства, формирующего опорный сигнал. Вышеперечисленным требованиям отвечает фотолитический генератор озона, разработанный для целей задач атмосферного мониторинга.

Блок-схема генератора озона приведена на рис. 1. Воздух, или кислород, после предварительной очистки от механических частиц и влаги через фильтры Р1 (силикагель) и Р2 (активированный уголь) насосом № 1 подается на расходомер газового потока (ротаметр), далее в фотореактор РР, где под действием ультрафиолетового излучения I образуется озон-воздушная (озон-кислородная) смесь газов. Далее газовая смесь через штуцер «Вых.» подается к газоанализатору. При этом в трубопроводе, соединяющем штуцер «Вых.» и вход анализатора озона должна быть установлена газовая развязка потоков (газовый расход через генератор озона должен превышать расход через анализатор). В конструкции генератора озона предусмотрена возможность исключения части газовых магистралей, обеспечивающих принудительную протяжку газа через фотореактор. В этом случае используется штуцер «Вх. 2» генератора озона и протяжка газа через фотореактор осуществляется самим анализатором озона, подключаемым непосредственно к выходному штуцеру «Вых.» генератора без газовой развязки. Кратковременное включение источника УФ излучения

приводит к формированию опорного уровня концентрации озона в газовом потоке в течение некоторого времени, который аддитивно накладывается на измеряемый уровень концентрации озона. Использование простых уравнений вида  $ax + b = y$  (при линейной функции преобразования датчика) позволяет периодически калибровать анализатор озона.

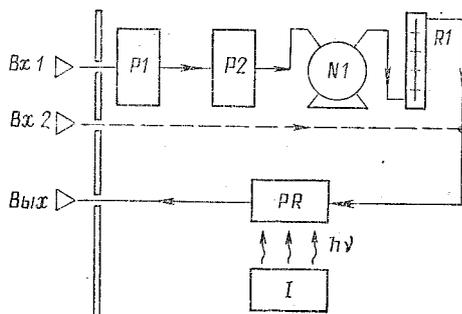


Рис. 1. Блок-схема генератора озона.  
 P1 — газовый фильтр с силикогелем; P2 — газовый фильтр с активированным углем; N1 — воздушный насос; R1 — ротаметр; PR — фотохимический реактор. I — стабилизированный источник УФ излучения

**Стабилизированный УФ источник излучения.** Источник ультрафиолетового излучения — безэлектродная кварцевая ртутная лампа типа ВРМ-1, питается модулированным высокочастотным напряжением от генератора G1 и усилителя мощности A1, (несущая частота — 40 мГц) (рис. 2). Часть светового потока через интерференционный светофильтр попадает на фотоприемник В1 — фотозаэлемент Ф-29. Фототок фотозаэлемента (ФЭ) посредством блока А2 (преобразователь ток — напряжение) преобразуется в напряжение. Блок А2 содержит интегрирующую цепочку, обеспечивающую постоянную времени, значительно превышающую период напряжения модуляции. Напряжение с А2 поступает на один из входов дифференциального усилителя А3. На другой вход усилителя поступает стабилизированное напряжение от источника эталонных напряжений G2. Усиленный сигнал рассогласования поступает на первый вход компаратора А4, на второй вход поступает напряжение пилообразной формы от генератора G3. На выходе компаратора формируются прямоугольные импульсы, частота следования которых равна частоте пилообразного напряжения. При этом длительность, а следовательно, и коэффициент заполнения, зависят от величины разностного сигнала, снимаемого с А3. Посредством этих импульсов осуществляется амплитудная манипуля-

ция несущей частоты генератора G1. Таким образом, описанная схема представляет собой стабилизатор среднего значения светового потока лампы в спектральной области, определяемой характеристиками используемого интерференционного фильтра и фотоэлемента.

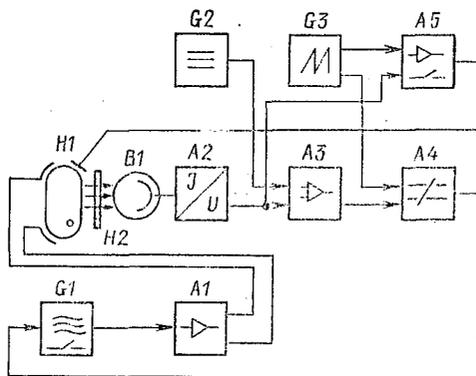


Рис. 2. Блок-схема источника ультрафиолетового излучения.

H1 — безэлектродная кварцевая ртутная лампа; G1 — генератор высокой частоты ( $\approx 40$  МГц); A1 — усилитель мощности; B1 — фотоприемник (фотоэлемент Ф-29); A2 — преобразователь ток — напряжение; A3 — дифференциальный усилитель; G2 — источник эталонного напряжения; A4 — компаратор; G3 — генератор пилообразного напряжения; A5 — усилитель импульсов «обратного хода»; H2 — интерференционный фильтр

**Анализ стабильности работы генератора озона.** На стабильность работы генератора озона оказывает существенное влияние постоянство состава используемого газа (воздуха, кислорода), наличие остаточных примесей в газе, нестабильность работы источника ультрафиолетового излучения. Проведем оценку стабильности источника УФ излучения.

Пусть  $\bar{I}$  — среднее за некоторый интервал времени значение светового потока лампы;  $b$  — доля светового потока, падающая на ФЭ В1;  $\alpha$  — коэффициент передачи ФЭ. Тогда среднее значение тока фотокатода определяется как  $\bar{i}_\phi = \alpha b \bar{I}$ . Этот ток на выходе усилителя постоянного тока формирует сигнал  $U_\phi = -R \bar{i}_\phi$ . Разность этого сигнала и эталонного  $U_s$  усиливается элементом А3 с коэффициентом передачи  $K_\Delta$ :

$$U_\Delta = K_\Delta (U_s - U_\phi) \quad (1)$$

и определяет коэффициент заполнения импульсов управления (м) по закону, близкому к линейному (рис. 3).

$$m = \frac{t_i}{T} = \frac{U_1 - U_2}{U_1 - U_2}, \quad (2)$$

где  $U_1$  и  $U_2$  — экстремальные значения пилообразного напряжения. В свою очередь, среднее значение светового потока  $\bar{I}$  пропорционально  $m$ :

$$\bar{I} = mI_0, \quad (3)$$

где  $I_0$  — величина светового потока в отсутствии модуляции.

Таким образом, получаем уравнение

$$\bar{I} = I_0 \frac{K_\Delta (U_s + Rab\bar{I}) - U_2}{U_1 - U_2}, \quad (4)$$

откуда  $|U_0 = abRI_0|$

$$I = -\frac{U_s}{abR} \left( \frac{1 - \frac{U_2}{(K_\Delta U_s)}}{1 + \frac{(U_2 - U_1)}{(K_\Delta U_0)}} \right) \approx -\frac{U_s}{abR} \left[ 1 - \frac{1}{K_\Delta} \left( \frac{U_2}{U_s} + \frac{U_2 - U_1}{U_0} \right) \right]. \quad (5)$$

Подстановка значений  $U_2 = 9$  В;  $U_1 = -4$  В;  $U_s = -5$  В;  $U_0 = -10$  В и  $K_\Delta = 400$  показывает, что выражение в квадратных скобках отличается от 1 всего на 0,5%, а его изменение не сможет внести существенного вклада в нестабильность величины  $I$ . Однако, поскольку в уравнение (5) входят параметры  $U_s$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $R$ , попытаемся проанализировать их влияние на стабильность.

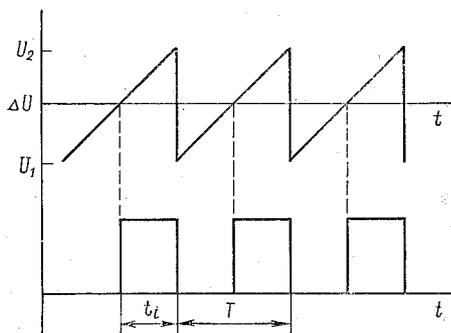


Рис. 3. Оциллограммы, поясняющие формирование ШИМ сигнала.

$U_1$  и  $U_2$  — экстремальные значения пилообразного напряжения;  $T$  — период следования импульсов;  $t_i$  — длительность импульса

Коэффициент передачи ФЭ  $\alpha$  может зависеть от анодного напряжения ФЭ, от температуры, может изменяться со временем в

результате «старения» и «утомления». Коэффициент  $b$  зависит от жесткости монтажа, конструкции, а также от кривой пропускания светофильтра и характера разряда в лампе. Величина сопротивления  $R$  зависит от температуры, может изменяться со временем в результате процесса старения и в результате утечек при повышенной влажности. Напряжение  $U_0$  формируется источником эталонных напряжений. Изменчивость  $U_0$  определяется температурной нестабильностью используемых резисторов, включенных в плечи моста, и ТКН стабилизатора опорного. Применение специальной элементной базы может свести нестабильность  $U_0$  к минимуму.

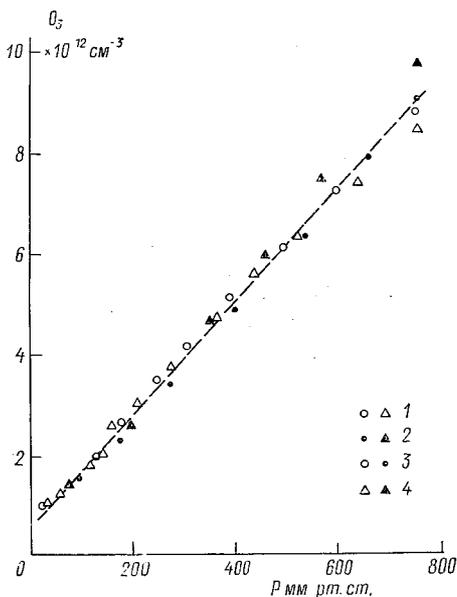


Рис. 4. Зависимость концентрации озона в фотохимическом реакторе от давления в газопотоке. Температура 298 К.

1 — зависимость, полученная при изменении давления в реакторе от больших значений к меньшим; 2 — зависимость, полученная при изменении давления в реакторе от меньших значений к большим; 3 — получены ЭХ ЕСС; 4 — ХЛ

Учет реальных условий эксплуатации генератора озона, проведение периодических проверок позволяют оценить нестабильность источника УФ излучения в пределах  $\pm 1\%$ .

В лаборатории были проведены эксперименты по исследованию влияния давления в фотохимическом реакторе при постоянном

объемном расходе газа на производительность озона в потоке. Концентрацию озона в озон-воздушном потоке определяли электрохимическим озонозондом (модель ЕСС) и хемилюминесцентным озонозондом (рис. 4). Данные эксперимента показали на линейность функции  $[O_3]=f(P)$  в диапазоне давлений 30... 760 мм рт. ст.. Это позволяет рекомендовать разработанный генератор озона для его эксплуатации на борту различных аэрологических средств (аэростатов, самолетов, шаров-зондов, ракет), и для анализаторов озона, используемых в атмосферном мониторинге в приземном слое атмосферы.

Разработанный блок источника УФ излучения может быть использован в спектроскопии, оптике, когда требуется стабильный световой поток в ультрафиолетовой, видимой областях спектра.

УДК

*Ю. ЛОНДОН (КОЛОРАДСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ, БОУЛДЕР; США)*

## **ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ОЗОНА<sup>1</sup>**

Измерения концентрации озона на оптических озонозондах, а также использование метода «обращения» уже в 30-е гг. нашего столетия позволили получить общее представление о вертикальном распределении озона (ВРО) в верхней тропосфере и стратосфере. Однако лишь за последние 15—20 лет накопилось достаточное количество данных для описания пространственно-временной структуры концентрации озона в стратосфере. С внедрением спутниковой озонметрии появилась возможность глобального картирования поля озона. Современная мировая озонметрическая служба представляет собой систему регулярных наблюдений озона по эффекту обращения, измерений концентрации озона на шарах-зондах и спутниковых наблюдений. Большие успехи в исследовании ВРО в стратосфере и мезосфере были достигнуты благодаря организации сети ракетного озонозондирования. Ракетные данные оказались связующим звеном между наземными, баллонными и спутниковыми результатами измерений озона. Кроме того, ракетные данные очень полезны для калибровки различных спутниковых озонметрических систем. К сожалению, в настоящее время долгосрочные международные программы регулярного ракетного озонозондирования отсутствуют.

Самые длинные ряды данных о ВРО получены по результатам наблюдений эффекта обращения. Такие наблюдения проводятся регулярно на некоторых станциях мировой озонметрической сети. Примерно на 60 станциях имеются данные наблюдений за несколько лет; в настоящее время на 25 станциях осуществляются в сред-

<sup>1</sup> Статья печатается по приглашению. Сокращенный перевод В. В. Осечкина.

нем по 10—15 наблюдений в месяц. В середине 1960-х гг. было предпринято несколько программ регулярных наблюдений на озонозондах. В 1963—1965 гг. организована и осуществлена специальная программа учащенных измерений ВРО с помощью хемилюминесцентного озонозонда Регенера (Херинг и Борден, 1967). Однако из-за больших технических трудностей контроля качества хемилюминесцентного датчика производство указанного озонозонда впоследствии было прекращено, а изготовленные приборы изъяты из употребления.

В 1966 г. была создана мировая сеть вертикального озонзондирования. Зондирование озона осуществлялось на шарах-зондах, оснащенных электрохимическими анализаторами различных модификаций. Электрохимическое озонзондирование атмосферы проводится на 20 станциях, расположенных в средних широтах северного полушария. Озонзондирование осуществляется 3—4 раза в месяц, на некоторых станциях — 10—12 раз в месяц. На шести станциях мировой сети проводятся параллельные измерения: с помощью озонозондов и наблюдений эффекта обращения.

Данные непосредственных вертикальных озонзондирований и результаты наблюдений эффекта обращения по абсолютным значениям обычно отличаются. Дютш и Линг (1973), а также Лондон и Энджелл (1982) провели сравнение средних многолетних данных о парциальном давлении озона на различных уровнях над центральными районами Швейцарии по результатам наблюдений эффекта обращения и вертикального озонзондирования. Результаты подобного сравнения многолетних среднегодовых вертикальных профилей озона по данным измерений на ст. Саппоро представлены на рис. 1. Как видно из рис. 1, в тропосфере и нижней стратосфере вертикальные профили озона практически совпадают. Однако в слое максимума (25—80 гПа) парциального давления озона данные, полученные по наблюдениям эффекта обращения, оказались заниженными по сравнению с данными непосредственного вертикального озонзондирования. Эта особенность связана с процедурой сглаживания вертикальных профилей озона, полученных путем обработки результатов наблюдений по эффекту обращения. Выше слоя озонового максимума вычисления вертикального распределения озона по эффекту обращения дают несколько завышенные значения по сравнению с данными непосредственного зондирования. По-видимому, одной из причин этого несоответствия являются технические трудности измерения концентрации озона на шарах-зондах на высотах выше 10 гПа.

Мы уже упоминали об исследованиях вертикального распределения озона в Швейцарии. Отметим еще, что результаты вычислений годового хода ВРО, полученного обоими методами в указанном районе, оказались очень близкими. В средней тропосфере наблюдается весенний максимум; ярко выраженный весенний максимум озона имеет место также в нижней и средней стратосфере. Слабо выраженный максимум озона наблюдается в летнее время

на уровне 10 гПа. На больших высотах (1—2 гПа) по данным наблюдений эффекта обращения наибольшее количество озона отмечается зимой. Результаты наблюдений по эффекту обращения обычно более достоверны для высот выше 30 км, чем для высот вблизи озонового максимума. Однако следует подчеркнуть, что на результаты наблюдений по эффекту обращения большое влияние оказывают погодные условия (включая даже частичное покрытие неба облаками). Это следует учитывать при анализе данных

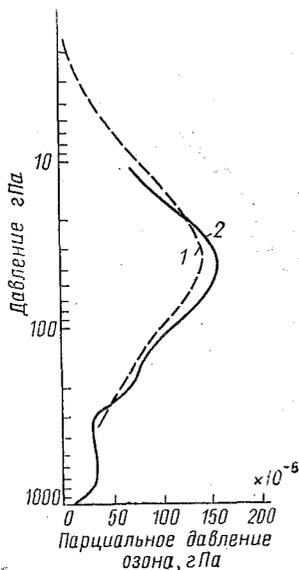


Рис. 1. Среднее многолетнее вертикальное распределение озона на ст. Саппоро (43° с. ш.): 1 — период осреднения март 1958 — декабрь 1981 гг. по данным наблюдений «эффекта обращения»; 2 — период осреднения декабрь 1968 — декабрь — 1980 гг. по данным электрохимического зондирования

об озоне, полученных особенно в тех районах, в которых сезонные вариации облачности значительны (например, в районах высокой активности летних муссонов). Было также выполнено сравнение результатов параллельных наблюдений по эффекту обращения и путем спутниковых измерений обратно отраженной рассеянной УФ радиации (Делюси и Нимира, 1978; ВМО, 1981). Результаты сравнения вертикальных профилей озона, полученных обоими методами, оказались очень близкими для высот более 10 гПа, при этом средние значения по данным наблюдений эффекта обращения были несколько ниже спутниковых данных.

**Среднее вертикальное распределение озона.** В тропосфере концентрация озона почти не меняется с высотой; в нижней стратосфере она растет с высотой до слоя с максимальной плотностью озона. Средняя высота этого слоя зависит от широты места наблюдения и сезона. Выше слоя озонового максимума в средней и верхней стратосфере, а также в нижней мезосфере плотность озона уменьшается с высотой почти по экспоненциальному закону. В не-

скольких километрах над мезопаузой наблюдается слабовыраженный вторичный максимум плотности озона. Этот максимум обнаруживается как по данным спутниковых наблюдений, так и по предшествовавшим им ракетным зондированиям (Томас, 1983).

В целом картину вертикального распределения плотности озона можно охарактеризовать следующими особенностями. Чем ниже высота слоя озонового максимума в стратосфере, тем большее количество озона содержится в этом слое. Максимальная плотность озона наблюдается на высотах 25—27 км в тропиках и примерно на высоте 18 км в полярных районах. Среднее парциальное давление озона весной на высоте озонового максимума составляет примерно

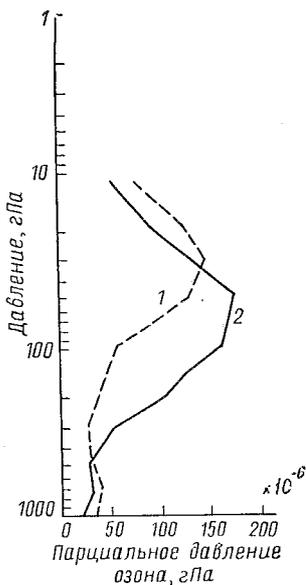


Рис. 2. Среднее многолетнее вертикальное распределение озона по данным электрохимического зондирования: 1 — на ст. Уоллопс-Айленд ( $38^\circ$  с. ш., период осреднения май 1970 — декабрь 1980 гг.); 2 — на ст. Резольют, период осреднения январь 1966 — декабрь 1980 гг.

140 нб в тропиках и около 220 нб в полярных районах. Максимальная концентрация озона (отношение смеси озон-воздух в  $10^{-6}$  ед. по объему) наблюдается в тропиках на высотах 33—35 км. Вертикальное распределение парциального давления озона обычно связано с общим содержанием озона таким образом, что чем больше общее содержание озона, тем плотнее слой озонового максимума и тем ниже его средняя высота. Вопросы климатологии вертикального распределения озона и его связь с метеорологическими процессами нижней стратосферы исследованы Дютшем (1978, 1980).

На рис. 2 представлены средние многолетние вертикальные профили озона по данным зондирований на станциях Резольют

(75° с. ш.) и Уоллопс Айлэнд (38° с. ш.). Среднегодовые значения общего содержания озона (ОСО) на этих станциях составляют соответственно 391 и 329 Д. Е. Высота слоя озонового максимума на ст. Резольют на 5—6 км ниже соответствующей высоты на ст. Уоллопс Айлэнд, а плотность озона на всех уровнях от 40 до 400 гПа ( $H \approx 7-22$  км) значительно выше. Меридиональный градиент имеет обратное направление в нижней тропосфере и в средней стратосфере на высотах более 30 гПа. Более высокие значения плотности озона в нижней тропосфере на ст. Уоллопс Айлэнд связаны с более интенсивным вертикальным перемешиванием в средних широтах, особенно в весеннее и летнее время. Обратный меридиональный градиент озона на высотах выше 430 гПа, по-видимому, обусловлен фотохимическими процессами, происходящими над слоем озонового максимума. Таким образом, большое различие в ОСО на обеих упомянутых станциях является результатом различия в плотности озона в нижней и средней стратосфере.

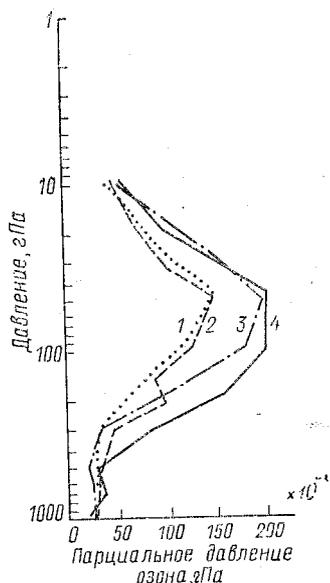


Рис. 3. Сезонные вариации вертикального распределения озона на ст. Резольют: 1, 2, 3, 4 — соответственно в октябре, июле, январе, апреле. Период осреднения январь 1966 — декабрь 1980 гг.

Анализ и связь между ОСО и его плотностью на различных высотах показал, что эта корреляция наибольшая на высотах 50—100 гПа в средних широтах. Примерно 50% дисперсии среднемесячных значений ОСО приходится на слой 50—100 гПа (Дютш, 1980; Лондон и Энджелл, 1982). Поскольку данных об общем содержании озона значительно больше, чем данных о его вертикальном распределении, то отмеченные выше корреляционные особенности использовались для оценки стратосферного переноса озона по картам изобарической поверхности 100 гПа (Ньюэлл,

1961, 1964). В настоящее время в связи с внедрением спутниковой озонметрии представилась возможность непосредственного вычисления характеристик переноса озона (Гилл и др., 1981).

Рассмотрим сезонные особенности вертикального распределения озона, которое подобно ОСО, в значительной степени зависит от широты места наблюдения.

На ст. Резольют (рис. 3) озоновый максимум расположен в среднем на высотах 15—20 км зимой и весной; летом и осенью он располагается на высоте около 21 км. Плотность озона в слое 10—500 гПа значительно выше зимой и весной, чем летом и осенью. Небольшой зимне-весенний максимум озона наблюдается даже на высоте 30 км (10 гПа); он исчезает лишь с разрушением в конце весны зимнего циркумполярного стратосферного вихря. Ниже будет показано, что в верхней полярной стратосфере также наблюдается зимний озоновый максимум, который связан, как нам представляется, с фотохимическими процессами на этих высотах, в большей мере определяемыми температурным режимом стратосферы. На ст. Резольют на высотах ниже 500 гПа заметных сезонных вариаций озона не обнаружено.

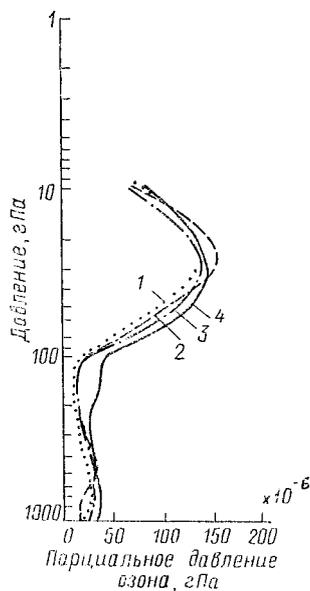


Рис. 4. Сезонные вариации вертикального распределения озона на ст. Кагошима (31° с. ш.): 1, 2, 3, 4 — соответственно в октябре, июле, январе, апреле. Период осреднения декабрь 1968 — декабрь 1980 гг.

На ст. Кагошима (рис. 4) озоновый пик наблюдается на высоте около 25 км (25 гПа) практически круглый год. Несмотря на то что на всех высотах ниже 22 км просматривается слабый весенний максимум (несколько более выраженный в слое 100—

200 гПа), тем не менее сезонные вариации озона на этих высотах незначительны. Вертикальное распределение озона на ст. Кагошима характерно для вертикальных профилей озона субтропических районов (Крейг, Делюси, Стретчер, 1967 г.).

Данные о меридиональном распределении ВРО за 1963—1974 гг. были обработаны и обобщены Дютшем (1978, 1980 гг.). Поскольку большая часть данных вертикального озонозондирования относится к станциям северного полушария, целесообразно расширить ряды данных путем включения результатов наблюдений по эффекту обращения и за один год спутниковых данных (по методу регистрации обратного рассеяния УФР). Средние озоновые профили за апрель и октябрь через  $20^\circ$  интервала широты представлены на рис. 5, а, б (Дютш, 1980).

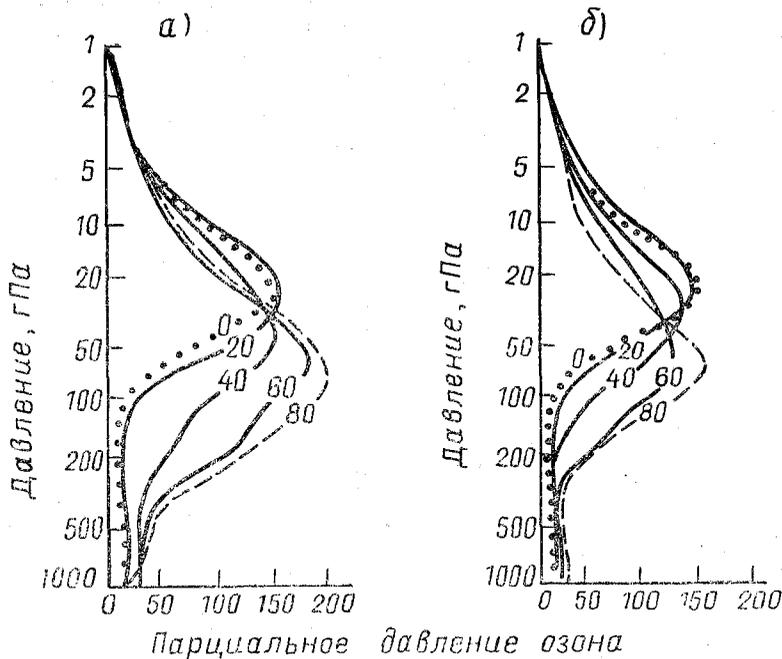


Рис. 5. Среднее широтное вертикальное распределение озона в апреле (а) и октябре (б)

Как видно из рис. 5, а, б, парциальное давление озона в тропосфере на всех широтах с высотой почти не меняется; в нижней стратосфере наблюдается резкий рост с высотой парциального давления озона. Высота озонового максимума уменьшается с ростом широты места наблюдения от 27 км в тропиках до 18—20 км в полярных широтах. И в апреле, и в октябре наблюдается сильный рост плотности озона в слое 30—400 гПа в направлении к по-

люсу, хотя в апреле этот рост более выражен. В слое 5—30 гПа наблюдается слабовыраженный обратный градиент озона (т. е. увеличение плотности озона в направлении к экватору), который в апреле несколько меньше, чем в октябре. Этот обратный градиент является следствием влияния роста интенсивности солнечной радиации на фотохимические процессы в стратосфере на высотах выше озонового максимума. Сезонные вариации значительны лишь в средних и высоких широтах и больше заметны в изменениях плотности озона в слое озонового максимума, чем в вариациях его высоты. В тропиках существенной зависимости профилей озона от широты не наблюдается.

Зависимость ОСО от широты места наблюдения обусловлена различием интенсивностей потоков озона в направлении к полюсу: ростом интенсивности потока озона в нижней стратосфере и ослаблением потока в средней стратосфере. Сезонные различия в меридиональном градиенте ОСО, таким образом, обусловлены ростом плотности озона в апреле. В октябре направленный к полюсу поток озона в нижней стратосфере ослабевает, а увеличение интенсивности потока в сторону экватора в средней стратосфере несколько больше, чем в апреле. С помощью такого механизма можно объяснить высокий меридиональный градиент ОСО в апреле и незначительный градиент в октябре. Сезонные различия в нижней стратосфере связаны с сезонными различиями в интенсивности крупномасштабного переноса озона в направлении к полюсу. Весенний перенос озона значительно интенсивнее осеннего (Херинг, 1966; Каннольд, Алиа, Пинн, 1980).

Междуполушарные различия ОСО наибольшие в высоких широтах зимой и весной; в это время в районе южного полюса ОСО в среднем меньше, чем в районе северного полюса (Дютш, 1978). Разрушение антарктического циркумполярного вихря в нижней стратосфере (100 гПа) в конце весны (Книттель, 1976) приводит к запаздыванию формирования весеннего максимума как плотности озона на высотах, так и общего содержания озона.

Вариации ОСО в значительной степени зависят не только от широты места наблюдения, но и от долготы. Долготные вариации ОСО особенно значительны в средних и субполярных широтах. Они связаны с долготными вариациями плотности озона в верхней тропосфере и стратосфере (рис. 6). Из рис. 6 следует, что средняя плотность озона в Саппоро значительно выше, чем в Арозе в слое 20—300 гПа, где перенос озона является наиболее существенным фактором в его вертикальном распределении.

Саппоро находится в зоне влияния климатической зимней высотной ложбины. Адвекция с северо-запада в сочетании с процессами оседания к западу от ложбины приводят к формированию более мощной нижней озоносферы в Саппоро по сравнению с Арозой. В районе Арозы возмущения среднего зимнего зонального потока не так велики, как в районе Саппоро: Летом (июль) среднеширотные ветры на высотах более 100 гПа почти зонально

симметричны, отсюда долготные вариации озона минимальны. Как показали спутниковые наблюдения (Лондон, Фредерик, Андерсон, 1977; Гилл, 1980), средние долготные различия в содержании озона уменьшаются на высотах более 10 гПа, где влияние фотохимии на распределение озона становится доминирующим.

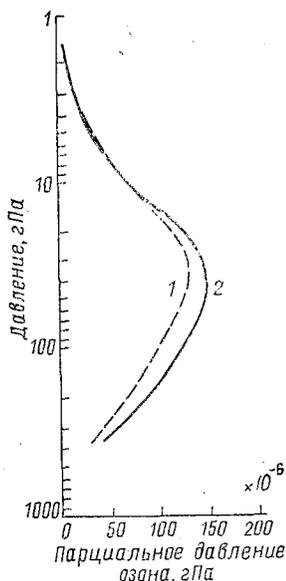


Рис. 6. Среднее вертикальное распределение озона в январе по данным эффекта обращения: 1 — Ароза (Швейцария); период осреднения 1956—1981 гг.; 2 — Саппоро (Япония); период осреднения 1958—1981 гг.

Однако межсуточные вариации озона в средней и верхней стратосфере связаны с большими температурными колебаниями, особенно в высоких широтах в зимнее время.

**Периодические вариации озона в стратосфере.** Анализ периодических вариаций озона в стратосфере (Лондон; 1978, 1983) показал, что амплитуда годовых вариаций очень мала на экваторе и на всех высотах она растет в направлении к полюсу в средних и субполярных широтах. Годовые вариации на этих широтах большие в нижней стратосфере ( $H \sim 15\text{—}20$  км) и уменьшаются до минимума на высоте около 25 км. Спутниковые измерения озона, а также наблюдения по эффекту обращения показали, что в субполярных широтах наблюдается сильно выраженный годовой ход концентрации озона с амплитудой около 30% от среднегодового значения на высоте около 25 км. Большие годовые колебания озона в верхней полярной стратосфере вызваны значительными сезонными вариациями температуры ( $\approx 50^\circ\text{C}$ ). В верхней стратосфере колебания температуры воздуха оказывают существенное влияние на фотохимию озона. На этих высотах более 60% дисперсии ОСО обусловлено его годовыми вариациями.

Фаза годовых вариаций хорошо выражена во всей толще стратосферы. В нижней стратосфере колебания плотности озона совпадают по фазе с колебаниями ОСО, т. е. максимум плотности озона наблюдается весной в обоих полушариях. Весенний максимум плотности озона наблюдается до высоты 25 км. На высотах 30—35 км озоновый максимум имеет место летом вследствие доминирования на этих высотах фотохимических процессов. На высотах более 35 км в условиях фотохимического равновесия, где содержание озона находится в обратной зависимости от температуры, концентрация озона в годовом ходе имеет максимум зимой. Таким образом, в стратосфере и нижней мезосфере можно обозначить три слоя, в которых постоянно действуют три физико-химических механизма, определяющих годовой ход озона: 1 — нижняя стратосфера до высот 25—30 км, где на распределение озона существенное влияние оказывают процессы переноса; 2 — слой 30—35 км, в котором доминирующую роль на процессы образования и распределение озона играет солнечная радиация; 3 — слой 40—65 км, где на фотохимию озона большое влияние оказывают температурные колебания.

В тропиках в нижней стратосфере (25—50 гПа) обнаружено квазидвухлетнее колебание (КДК) озона по данным наблюдений эффекта обращения и по результатам измерений обратно-отраженной рассеянной радиации (Олтманс и Лондон, 1982 г.). Однако на высотах более 10 гПа КДК озона очень слабое, оно также незначительное в высоких широтах. Последующие более широкие спутниковые наблюдения в тропиках и субтропиках позволят идентифицировать стратосферное КДК озона от других периодических и аperiodических колебаний озона.

УДК 551.513.2 : 551.510

*Б. Д. БЕЛАН (ИНСТИТУТ ОПТИКИ АТМОСФЕРЫ СО АН СССР)*

## **ВЛИЯНИЕ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ НА ПОЛЯ ОПТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ КОМПОНЕНТ ВОЗДУХА**

Знание пространственно-временного распределения оптически активных компонент воздуха важно для решения многих задач оптики атмосферы и в первую очередь для теории климата. Достаточно полное рассмотрение этого вопроса было проведено ранее в [1]. Настоящая работа посвящена исследованию механизма перераспределения этих компонент.

Исторически первым фактором влияния струйных течений на нарушение горизонтально однородного распределения оптически активных компонент воздуха в атмосфере является обнаруженная Г. П. Гушиным деформация поля общего содержания озона в их зоне [2]. Объяснение механизма, вызывающего деформацию поля

озона под действием струйного течения, дано в [3]. В вышедшей недавно монографии [2] имеются многочисленные подтверждения выполнимости предложенного в [3] механизма. Кроме того, в [1] воздействие струйного течения по принципу наложения спиральной циркуляции на имеющийся в нем барьерный эффект показано и в поле другого оптически активного компонента воздуха — водяного пара. Однако до сих пор остается еще один нерешенный вопрос о характере переноса оптически активных компонент воздуха через тропопаузу в зоне струйного течения. Сам факт переноса признается большинством исследователей. Но объяснение механизма переноса предлагается различное: через «разрыв» тропопаузы или в ее «складке».

Противоречивые сведения имеются о причине «разрыва» тропопаузы. Так, в работе [4], чередование слоев воздуха с тропосферными и стратосферными градиентами температуры в зоне струйных течений считается признаком вторжения стратосферного воздуха через разрыв тропопаузы. Сам же «разрыв» обусловлен спиральной циркуляцией струйных течений. В [5] на основании того, что увеличение концентрации радиоактивных аэрозолей происходит в виде кратковременных поступлений, делается вывод о необходимости ее «разрыва» в эти периоды.

Противоположную точку зрения высказывает М. В. Буркова [6]. Она считает, что «разрыв» тропопаузы происходит не в результате действия вертикальных движений, а в результате крупномасштабного стругенеза, который сближает различные воздушные массы. Такой же вывод содержится в работах Х. П. Погосяна [7], который на основании анализа большого объема материала приходит к выводу, что в области внетропических струйных течений тропопауза сохраняет свою неразрывность на любой стадии их развития. По-видимому, в результатах рассмотренных работ есть некоторая неточность, заключающаяся в определении типов тропопаузы, данном ВМО, которая, как показано в исследовании Д. А. Тарасенко [8], приводит при появлении сложных случаев в образовании тропопаузы к неопределенности в установлении ее типа.

За рубежом при рассмотрении процессов обмена между тропосферой и стратосферой в зоне струйных течений была выдвинута другая концепция, получившая название «складки тропопаузы» [9, 10]. В частности, механизм изгиба тропопаузы используется для объяснения вторжения воздуха из стратосферы в тропосферу.

Против такого механизма возражает А. Х. Хргиан [11], считающий, что озон не может переноситься вниз в «складках тропопаузы», как это указывается в [9], так как в этом случае температура воздуха повышалась бы до  $+40^{\circ}\text{C}$ , а влажность падала бы до 0%. Наблюдаемое же в складке повышение температуры составляло всего  $13^{\circ}\text{C}$ , а в другие дни и того меньше, что при изэнтропическом движении соответствовало бы опусканию воздуха не более чем на 1,3 км. К такому же выводу приходит и Р. Невелл [12], по данным которого большая часть массообмена между страто-

сферой и тропосферой происходит при почти горизонтальном переносе вблизи струйных течений.

Возражения о значительном повышении температуры воздуха в «складке» тропопаузы, вероятно, будут сняты, если учесть одновременное радиационное выхолаживание опускающегося воздуха, а вот сам процесс образования «складки» тропопаузы вызывает сомнение. В этой связи Хргман замечает [11], что авторы этой концепции допускают смешение понятий фронта и тропопаузы, называя «складки» обычные, простирающиеся до земли фронтальные поверхности.

На основании изложенного можно предположить, что обмен между тропосферой и стратосферой может осуществляться без «разрыва» тропопаузы и тем более без образования ею «складки» за счет наличия в струйных течениях хорошо развитой системы вертикальных движений.

Проведенное в [1] исследование показало, что, несмотря на большое количество рассмотренных случаев, не удалось обнаружить ни одного «разрыва» тропопаузы в зоне струйных течений. Очевидно, роль спиральной циркуляции в изменении поля температуры в слое тропопаузы не столь велика, чтобы вертикальные движения вызвали существенный адиабатический нагрев, повлекший за собой разрыв тропопаузы.

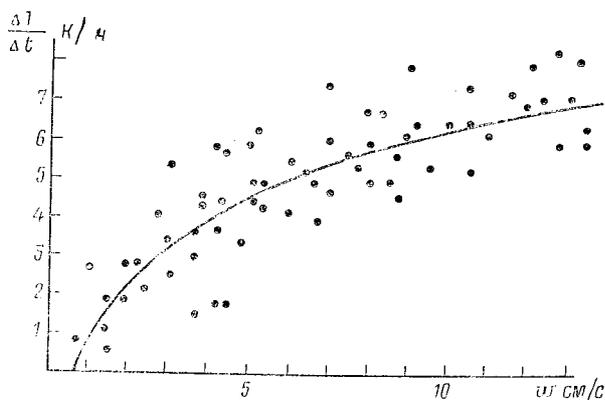


Рис. 1. Изменение температуры воздуха в слое тропопаузы при различной скорости вертикальных движений в полярных струйных течениях

Чтобы проверить этот вывод, рассмотрим влияние вертикальных движений на изменение температуры воздуха в слое тропопаузы при прохождении струйного течения.

Из рис. 1, полученного на основании анализа 66 ситуаций, видно, что изменения температуры воздуха в слое тропопаузы при

появлении струйных течений нелинейно зависят от скорости вертикальных движений в них. Полученная зависимость на участке  $\omega = 0-14$  см/с может быть аппроксимирована кривой вида

$$\Delta T/\Delta t = 2,42 \ln \omega + 0,72 \pm 1,06,$$

где  $\Delta T/\Delta t$  — изменение температуры, К/6 ч;  $\omega$  — скорость вертикальных движений, см/с.

Этот результат хорошо подтверждает ранее выполненные оценки [13], показавшие, что фактические изменения температуры воздуха в струйных течениях находятся в пределах  $-7^\circ \dots +8^\circ$  за 6 ч.

Нелинейный характер установленной зависимости, вероятно, связан с тем, что с увеличением адиабатического нагревания опускающегося воздуха одновременно начнет возрастать радиационное выхолаживание этого слоя. Для получения оценок радиационного выхолаживания воспользуемся методикой, описанной в [1]. Расчет проведем для высоты 12 км, считая, что в рассматриваемом слое наблюдается изотермия. Результаты расчета для промежуток

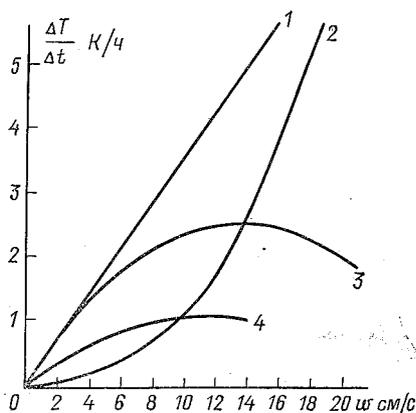


Рис. 2. Адиабатическое (1), радиационное (2), результирующее (3) и фактическое (4) изменение температуры воздуха в слое тропопаузы при различных скоростях вертикальных движений в струйных течениях

времени 1 ч представлены на рис. 2. Эти данные показывают, что скорость адиабатического нагревания (кривая 1) только при небольших величинах вертикальных скоростей оказывается большей, чем скорость радиационного выхолаживания (кривая 2). Начиная

со скорости 14 см/с они становятся соизмеримыми, а при скорости 30 см/с — равными (кривая 3). Фактические данные показывают, что процесс сближения скоростей адиабатического нагревания и радиационного выхолаживания наступает еще раньше: при вертикальных скоростях 8—9 см/с, где кривая 4 начинает расти очень медленно.

Следовательно, эти данные подтверждают предположение о том, что вертикальные движения в струйных течениях не могут вызвать «разрыв» тропопаузы, так как адиабатическое нагревание ограничивается усиливающимся радиационным охлаждением.

Рассмотрим возможность проявления механизма обмена через тропопаузу. Для этого используем радиозондовые данные о водяном паре в качестве индикатора вертикальных движений. Ранее в [14] было показано, что в случае образования комплексов струйных течений водяной пар может переноситься до высот средней стратосферы без разрыва тропопаузы. Так как на этих высотах точность измерения влажности мала, то был проведен дополнительный анализ материала с целью получения более надежного подтверждения описанного в [14] механизма. Таким подтверждением, по нашему мнению, могут служить случаи образования двух комплексов в пределах одного меридиана над рассматриваемой терри-

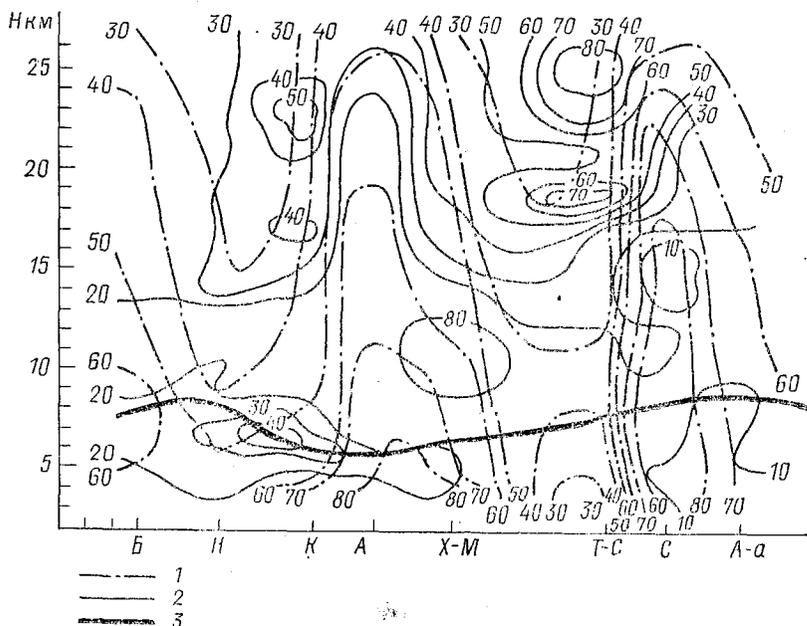


Рис. 3. Распределение относительной влажности (1) и скорости ветра (2) над Западной Сибирью 15.02.1965 г.: Б — Барнаул, Н — Новосибирск, К — Коллашево, А — Александровское, Х-М — Ханты-Мансийск, Т-С — Тарко-Сале, С — Салехард, А-а — Амдерма; 3 — тропопауза

торией. Если описанный механизм выполняется в обоих комплексах, то его можно считать правильным.

В качестве примера обнаруженных случаев проявления этого механизма приведем рис. 3, на котором показано образование двух комплексов струйных течений в пределах одного меридиана.

Из данных рис. 3 видно, что над территорией Западной Сибири наблюдается 2 комплекса струйных течений и в каждом из них выделяются зоны повышенного содержания водяного пара в стратосфере. Причем это происходит в обоих случаях без «разрыва» тропопаузы, которая легко обнаруживается по полю температуры.

Для детального представления процесса переноса примесей через тропопаузу в зоне струйных течений была разработана методика построения объемных моделей, заключающаяся в следующем.

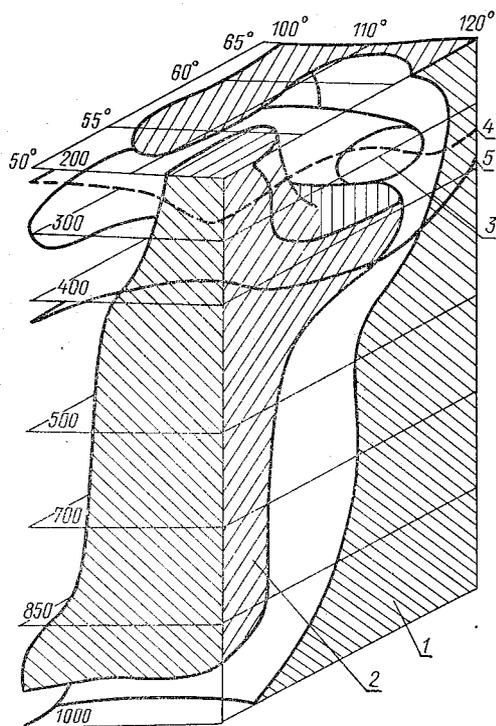


Рис. 4. Распределение водяного пара в зоне струйного течения 07.09.1972 г.: 1 — область повышенной влажности ( $T_d > 3^\circ$ ); 2 — область пониженной влажности ( $T_d < 10^\circ$ ); 3 — сердцевина струйного течения ( $V = 0,7 V_M$ ); 4 — тропопауза; 5 — граница струйного течения ( $V = 30$  м/с).

По данным о дефиците точки росы на картах барической топографии и приземной выделялись зоны повышенного ( $T_d < 3^\circ$ ) и пониженного ( $T_d > 10^\circ$ ) влагосодержания. На этих картах также проводились линии пересечения данной изобарической поверхности с границами очагов максимального ветра, сердцевины струйного течения ( $0,7 V_m$ ). Затем выделялся достаточно большой объем с основанием  $15 \times 20^\circ$  или даже  $20 \times 30^\circ$  широты и долготы, на котором, как правило, находились 25—60 станций. Для построения моделей использовалась изотермическая проекция выделенных зон и изолиний на каждой изобарической поверхности, смещенные по вертикали пропорционально расстоянию между ними. Эти выделенные зоны соединялись изолиниями, что в конечном итоге приводило к образованию какого-нибудь объема. Затем на полученную модель переносились данные об уровне тропопаузы с соответствующей карты. В связи с очень большой сложностью количество построенных моделей невелико — 24, но они дают наиболее убедительное доказательство выдвинутого предположения. На рис. 4 приведена одна из таких моделей.

Как видно, водяной пар не только переносится по вертикали без разрыва тропопаузы, но в системе спиральной циркуляции переносится еще и по горизонтали (поверхность 200 гПа). Наоборот, сухой воздух опускается вниз, уменьшая из-за нагрева свою влажность и подклинивается под ось струйного течения (поверхность 400 гПа). Смещение горизонтальных ветвей влажного и сухого воздуха в вертикальной плоскости подтверждает, что этот процесс создается именно спиральной циркуляцией. Ниже струйного течения хорошо прослеживается зона с довольно большим наклоном, характеризующая фронтальный раздел. Отсутствие карты АТ-150 не позволяет определить верхнюю границу «языка» влажного воздуха, который четко обнаруживается на поверхности 200 гПа. Процесс, как это видно по расположению зон восходящих и нисходящих движений по отношению к оси струйного течения, осуществлялся при термически непрямой спиральной циркуляции. Обмен же водяным паром между тропосферой и стратосферой происходил без разрыва тропопаузы, которая показана на рис. 4.

В заключение можно сделать следующий вывод, что спиральная циркуляция изменяет параметры тропопаузы, но не приводит к ее разрыву. Обмен же оптически активными компонентами воздуха между тропосферой и стратосферой в зоне струйного течения осуществляется без разрыва тропопаузы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белан Б. Д. Влияние струйных течений на распределение оптически активных компонент воздуха в свободной атмосфере. Препринт № 33 ИОА СО АН СССР, г. Томск, 1981.—56 с.
2. Харчилава Д. Ф., Амирашвили А. Г. Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии. — М.: Наука, 1988.—114 с.

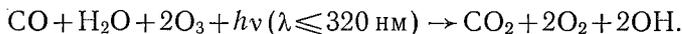
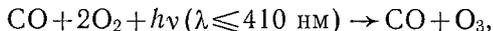
3. *Белан Б. Д.* Влияние струйных течений на измерение озона в их зоне. — В кн.: Атмосферный озон. — Л.: Гидрометеиздат, 1987, с. 270—274.
4. *Безуглая Э. Ю.* К вопросу о положении тропопаузы в зоне струйных течений и высотных фронтов. — Тр. ЦАО, 1967, вып. 73, с. 130—134.
5. *Огородников Б. И., Бондаренко А. Н., Павлов Н. И., Вербов В. В.* Содержание аэрозолей  $Ve^7$  в атмосфере в период мощного струйного течения над Тихим океаном. — Метеорология и гидрология. 1976, № 4, с. 95—101.
6. *Джорджио В. А.* Исследование струйных течений в Советском Союзе за десятилетие 1957—1967 гг. — Тр. конф. по проблемам авиационной метеорологии. Л., изд. ЛГМИ, 1969, с. 62—82.
7. *Погосян Х. П.* Общая циркуляция атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1972.—396 с.
8. *Тарасенко Д. А.* О строении тропопаузы. — Метеорологические исследования, № 9, 1965, с. 94—102.
9. *Danielsen E. F.* Radioactivity transport from stratosphere — Mineral. Ind., 1964, N 33, p. 1—7.
10. *Shapiro M. A.* Frontogenesis and geostrophically for the secondary circulations in the vicinity of jet stream — frontal zone systems. — J. Atmos. Sci, 1981, v. 38, N 5, p. 954—973.
11. *Перов С. П., Хргиан А. Х.* Современные проблемы атмосферного озона. — Л.: Гидрометеиздат, 1980.—287 с.
12. *Newell R.* Transfer through the tropopause and within the stratosphere. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1965, v. 89, N 380, p. 167—204.
13. *Угарова К. Ф.* Роль изменений температурного поля тропосферы в эволюции струйных течений. — Метеорология и гидрология. 1958, № 1, с. 22—27.
14. *Бахтияров В. Г., Белан Б. Д.* О каскадной передаче водяного пара из тропосферы в стратосферу комплексами струйных течений. — Тр. ЗСРНИГМИ, 1978, вып. 36, с. 85—89.

УДК 551.510

Л. С. ИВЛЕВ (ЛГУ)

## ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В НИЖНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

1. Результаты исследований временной изменчивости содержания приземного озона в районах с различными уровнями загрязненности обсуждаются, например, в работах [1—5]. Эта изменчивость вызвана различной интенсивностью процессов генерации и гибели молекул озона. Фотохимические процессы образования молекул озона в загрязненной тропосфере сводятся в конечном итоге к следующим реакциям генерации и гибели молекул озона [6]:



При протекании этих фотохимических реакций в тропосфере скорость изменения концентрации озона в основном определяется поведением окиси и двуокиси азота, которое зависит от интенсивности и спектрального состава солнечного излучения. Можно отметить, что наибольшая скорость образования озона наблюдается при концентрации окислов азота около 3 млрд<sup>-1</sup>.

В результате фотохимических реакций образования и гибели озона наблюдается определенный суточный ход концентрации озона в нижних слоях атмосферы. Для условий города он обсуждался в работах [2, 7—9]. В городских условиях можно также полагать существенными процессы образования и гибели молекул озона на аэрозольных частицах. Например, достаточно эффективными фотокатализаторами процессов гибели молекул озона могут быть алюмосиликаты (частицы почвенного происхождения, в основном, глины) [10, 11]. Гетерогенные реакции гибели молекул озона могут существенно искажать суточный ход концентрации приземного озона.

Наибольшая интенсивность пыления почв обычно наблюдается в дневное, околополуденное время, в результате чего уменьшается величина дневного максимума содержания озона в нижних слоях атмосферы или он даже смещается.

Наличие в атмосфере органических загрязнителей, наоборот, может приводить к дополнительным процессам образования озона [12]. Например, для «белых» смогов, типа Лос-анджелесского характерны высокие концентрации приземного озона. Так как аэрозоли — наиболее определенный индикатор общей загрязненности атмосферы, то связь вариаций озона с загрязненностью атмосферы чаще всего исследуется через зависимость концентрации приземного озона от концентрации, дисперсности и химического состава аэрозолей. Это позволяет, в частности, определить, какой процесс изменения концентрации озона при изменении концентрации аэрозолей является определяющим: гибель молекул озона на аэрозольных частицах или расход молекул озона на процессы аэрозолеобразования.

Если нет никаких других периодических процессов аэрозолеобразования, кроме суточной периодичности интенсивности солнечного освещения, то периодические (и квазипериодические) колебания концентраций озона с меньшими периодами не должны быть связаны с вариациями концентрации аэрозолей в атмосфере. Однако в нижних слоях атмосферы наблюдаются квазипериодические вариации содержания озона с периодами меньше суток [13—15]. Следовательно, совместные исследования изменчивости концентраций озона и аэрозолей представляют интерес и с точки зрения выявления физических механизмов, управляющих этой изменчивостью. Такого рода исследования проводились, в основном, в осенне-летние периоды в экспедициях с 1983 по 1989 гг. в разных климатических зонах Советского Союза.

В настоящей работе рассматриваются результаты этих исследований с позиции нахождения некоторых закономерностей изменчивости содержания озона в нижних слоях атмосферы с периодами от нескольких минут до суток.

2. Короткопериодические вариации концентрации озона в атмосфере привлекают внимание исследователей по двум причинам: механизмы генерации, распределения и стоков озона в атмосфере

должны учитывать и объяснять это явление, данные некоторых экспериментальных наблюдений, особенно проводимых в короткие промежутки времени (в частности, ракетные и аэростатные измерения), должны интерпретироваться с учетом возможности таких вариаций. Например, обращает на себя внимание сильный разброс данных по вертикальному профилю концентрации озона в области высот 9—16 км, получаемых при аэростатных зондированиях. В частности, в период проведения в г. Рыльске летом 1987 г. советско-американского эксперимента была выполнена серия запусков озонзондов в близкие сроки. Разброс значений концентрации озона, полученных с помощью озонзондов одного типа для разных запусков в указанном диапазоне высот достигал 50% и более [16]. Этот разброс явно выходит за уровень возможных ошибок измерений. Объяснение таких изменений концентрации озона динамическими процессами в атмосфере (циркуляцией воздушных потоков в струйных течениях и адвекцией воздушных масс) не выдерживает критики, так как совместный анализ временных зависимостей  $O_3$  и скорости подъема аэростата, свидетельствует, что не наблюдается прямой связи между этими характеристиками.

Наблюдения короткопериодических вариаций концентрации озона в свободной атмосфере были выполнены при аэростатных запусках хемилюминесцентного озонметра в г. Рыльске в 1987 и 1988 гг. [16]. При запусках озонметрической аппаратуры 9 сентября 1987 г. были получены два ряда измерений колебаний концентрации озона во время дрейфа на высотах: около 12 км — озонзонд и около 25 км — аэростатный подвес. Определились отчетливо выраженные колебания концентрации озона со значительной амплитудой на высотах около 12 км и слабо выраженные на высоте около 25 км. Периоды и тех и других колебаний близки к 5 мин. (проводить фурье-анализ для таких коротких рядов наблюдений представляется некорректным). Резкие выбросы в значениях концентрации озона на высотах около 12 км имеют сходство с резкими колебаниями содержания озона в приземном слое атмосферы, наблюдаемыми обычно в околополуденное время. Эти колебания не укладываются в наблюдаемые периоды и срывают квазипериодические колебания концентрации озона. Представляется наиболее очевидным, что механизм обоих типов колебаний фотохимического происхождения при участии гидродинамических процессов. В частности, важным является приблизительное совпадение периодов колебаний с периодами внутренних гравитационных волн и колебаний Солнца [17]. С точки зрения фотохимической гипотезы мелкомасштабных вариаций концентрации озона разница в амплитудах колебаний содержания озона на 12 и 25 км может быть обусловлена разным составом атмосферных реагентов, обуславливающих изменения концентрации озона, например разным содержанием окислов азота на этих высотах.

Возможно объяснение обнаруженного эффекта на базе гидродинамической гипотезы, так как на высотах около 12 км известно

существование волн, обусловленных наличием струйных течений и имеющих явно выраженные характеристики как по амплитуде, так и по периоду колебаний [18]. Следует также отметить, что запуск аппаратуры проводился в вечернее время и измерения концентрации озона проходили уже после захода солнца. Аналогичные измерения 1988 г. подтвердили, что на высоте тропопаузы амплитуды вариаций концентрации озона имеют более высокие значения, чем в стратосфере.

Резкие колебания концентрации озона, зафиксированные озонометром на высотах около 12 км, возможно, являются причиной за тот разброс данных по концентрации озона в диапазоне высоты 9—16 км, который наблюдается при аэростатном зондировании атмосферного озона.

Для приземного слоя атмосферы за период с 1983 по 1989 гг. получен весьма разнообразный материал, позволивший получить некоторые выводы о короткопериодической изменчивости концентрации озона и его связи с изменчивостью аэрозольной компоненты и интенсивности солнечной радиации [19]. Фурье-анализ данных, полученных с помощью озонометра «*Dasibi*», а также хемилюминесцентного озонометра ЛГМИ, показал, что наблюдаются основные относительно устойчивые периоды колебаний концентрации озона в приземном слое:  $6,3 \pm 0,5$  мин и  $3,0 \pm 0,5$  мин. Причем амплитуды этих колебаний имеют отчетливо выраженный суточный ход: максимальные амплитуды до 40—50% зафиксированы в 11—15 ч дня, минимальные (меньше 7—10%) 01—05 ч ночи. В то же время в отдельные промежутки времени может происходить срыв колебаний и даже их отсутствие. Измерения концентрации озона в г. Алма-Ате летом 1986 г. и зимой 1987 г. дают основание утверждать, что короткопериодические вариации концентрации озона наблюдаются также в другие сезоны года и на высотах, по крайней мере, до 1500 м.

Летом 1988 г. небольшая серия наблюдений содержания озона и в атмосфере была проведена вблизи ледника Федченко, где практически не наблюдается антропогенного загрязнения воздуха. На рис. 1 представлены в качестве примера данные по короткопериодическим вариациям. Концентрации озона в этом районе на высоте 3800 м, свидетельствующие, что наибольшие колебания концентрации озона с периодами больше 10 мин наблюдаются в дневное и вечернее время, а для более короткопериодических вариаций амплитуды колебаний в вечернее время заметно уменьшаются.

Особый интерес представляют результаты измерений при восходе солнца. Во-первых, возможно возникновение одиночной терминаторной волны с периодом около 10 мин. Эта волна, непрерывно интерферируя и затухая, может вызывать колебания концентраций озона с меньшими периодами и амплитудами. В большинстве проведенных исследований в утренние часы однозначно утверждать, что терминаторная волна наблюдается, вряд ли мож-

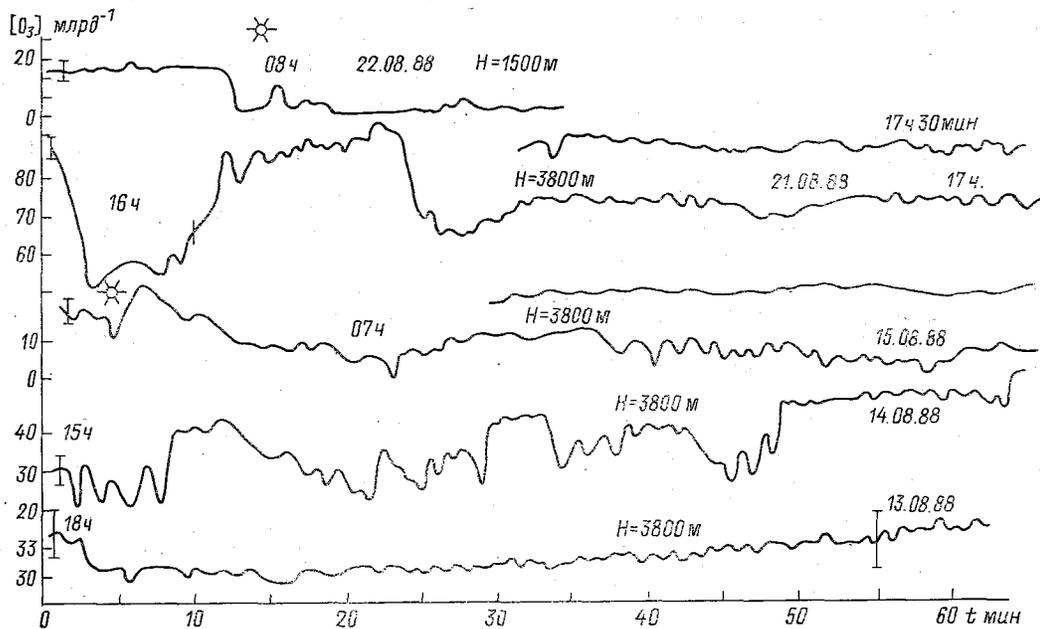


Рис. 1. Примеры временной изменчивости  $[O_3]$  в приземном слое в горах Памира. На двух верхних кривых, вероятно, проявляется эффект восхода солнца из-за гор. Измерения проводились в районе ледника Федченко

но. Однако при измерении летом 1984 г. выявлено, по крайней мере, 4 случая регистрации этой волны (рис. 2).

Во-вторых, в период восхода солнца происходит перестройка фотохимических процессов генерации и гибели молекул озона (быстрое изменение не только интенсивности, но и спектра проходящей солнечной радиации). В большей части наблюдений фиксируется заметное уменьшение концентрации приземного озона во время восхода солнца. Однако однозначной интерпретации этого эффекта в настоящее время дать нельзя. Например, трудно объяс-

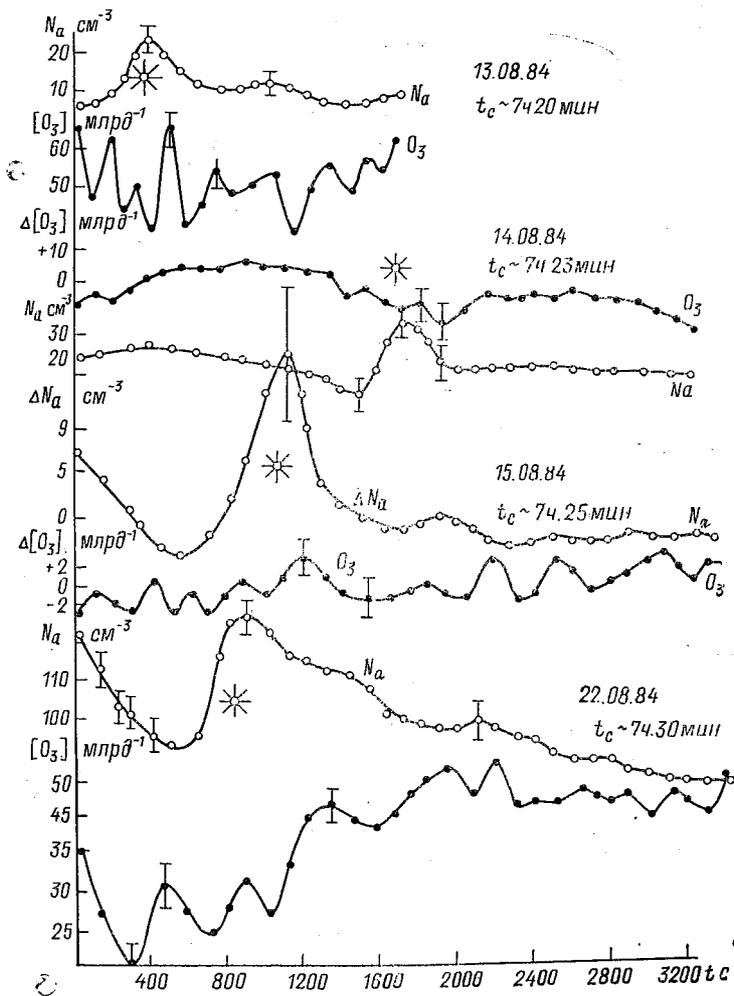


Рис. 2. Наблюдения терминаторной волны в пос. Кара-Даг летом 1984 г. по данным измерений фотоэлектрическим счетчиком АЗ-5М ( $N_a(r \geq 0,2 \text{ мкм}), \text{ см}^{-3}$ ) и озонометром *Dasibi* ( $[O_3], \text{ млрд}^{-1}$ )

нить, почему минимум  $[O_3]$  день ото дня заметно смещается во времени. Возможно, этот эффект определяется движениями воздушных масс с разным содержанием в них озона. Единичные синхронные измерения  $[O_3]$  в приземном слое и общего содержания озона (Алма-Ата, 1986 г.) свидетельствуют, что интенсивная генерация стратосферного озона (увеличение ОСО) при восходе солнца приводит к уменьшению  $[O_3]$  в приземном слое, очевидно, за счет увеличения поглощения озоногенирующей радиации [20].

Также неоднозначна интерпретация изменчивости озона при быстрой модуляции интенсивности солнечного излучения водными (или аэрозольными) облаками [21]. В этом случае может происходить конвективное смещение воздушных масс с вертикально неоднородной структурой. Тем более, что при сплошной облачности более 4—5 балл. не наблюдается однозначной реакции  $[O_3]$  в приземном слое на модуляцию интенсивности приходящей солнечной радиации. Не вызывает сомнений существование сильных горизонтальных неоднородностей разных масштабов, так что наличие даже небольшого ветра приводит к сильной изменчивости регистрируемых значений  $[O_3]$  с разной длительностью выбросов  $[O_3]$ . Правильная периодичность колебаний  $[O_3]$  может быть обусловлена как орографией местности, где проводятся наблюдения, так и периодичностью процессов, регулирующих генерацию и гибель молекул озона. В первом случае, очевидно, должна наблюдаться зависимость периода колебаний от скорости ветра. Наши измерения этой зависимости не выявили.

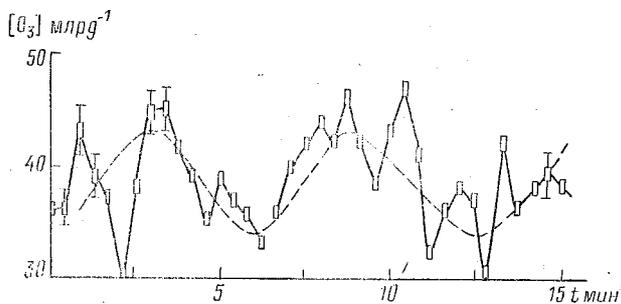


Рис. 3. Пример короткопериодических колебаний  $[O_3]$  в приземном слое,  $\tau \approx 6,3$  мин. Рыльск, 1985 г

Наиболее четко проявляются мелкомасштабные колебания с периодами от 3 до 7 мин (рис. 3). При этом у таких колебаний наблюдается зависимость амплитуды колебаний от времени суток и интенсивности солнечной радиации. В полуденные часы амплитуда мелкомасштабных вариаций концентрации озона возрастает, что свидетельствует в первую очередь о существовании нелинейных

фотохимических механизмов, управляющих процессами генерации и гибели молекул озона в нижних слоях атмосферы. В пользу наличия нелинейных фотохимических процессов свидетельствуют также наблюдения явной зависимости концентрации приземного озона от ОСО, обнаруженной при синхронных наблюдениях обеих характеристик озона [21]: обратная зависимость вариаций  $[O_3]_{\text{призем}}$  от вариаций ОСО при малых изменениях ОСО и приблизительно одинаковая реакция на большие изменения интенсивности падающей солнечной радиации (при восходе солнца).

Волнообразный характер изменения концентрации озона при различных метеорологических условиях и для разных уровней загрязненности воздуха не может объясняться простым перемещением масс с различным содержанием озона, поскольку колебательная картина практически не зависит от скорости и направления ветра. Вряд ли он может быть объяснен внутренними гравитационными волнами, которые эффективны в более высоких слоях атмосферы.

Такого типа вариации можно объяснить тем, что скорости фотохимических реакций образования и разрушения озона лимитированы концентрациями некоторых газовых компонент, диффузный приток которых на определенном этапе становится недостаточным для обеспечения фотохимических процессов.

В пользу этого предположения свидетельствует экспериментально наблюдаемый факт наличия наиболее сильных колебаний концентраций озона при полном безветрии и отсутствии конвективных движений воздушных масс (по крайней мере нисходящих потоков).

Колебания концентрации приземного озона с периодами больше 10 мин детально проанализировать не удается, так как мало устойчивых состояний большой длительности. Однако можно полагать, что по крайней мере некоторые из них неслучайной природы. Например, на рис. 4 представлены результаты наложения двух волн, наблюдавшихся 20 августа 1984 г. в пос. Кара-Даг в 04 ч и 09 утра. Они практически идентичны, причем обнаруживаются биения с периодом около 2 мин. Аналогичные явления наблюдались и во время летних измерений вблизи г. Рыльска. Более долгопериодные колебания ( $\tau=180-200$  мин) фиксируются лишь в отдельные дни, обычно характеризующиеся безоблачной жаркой погодой и быстрым ростом концентрации приземного озона в течение светлого периода суток. Представляется весьма вероятным существование фотохимического механизма усиления амплитуд колебаний концентрации приземного озона.

3. Связь изменчивости концентрации озона с атмосферными электрическими явлениями отмечалась рядом исследователей [1—2]. В частности, большой цикл исследований был выполнен в институте геофизики АН Грузинской ССР [22, 23]. Повышение величины объемного заряда сопровождается заметным увеличением концентрации приземного озона. Особенно отчетливо проявляется

зависимость концентрации озона от частоты разрядов с острия, которая является показателем напряженности электрического поля и влажности. В этом случае зависимость практически однозначная.

пос. Кара-Даг, 20.08.1984

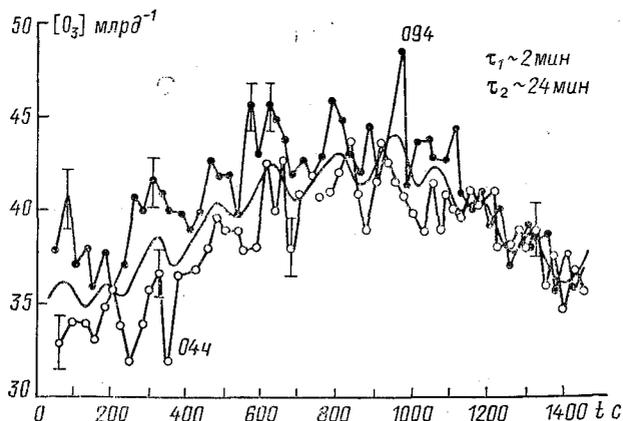


Рис. 4. Наложение двух волн с  $\tau_1 \approx 2$  мин и  $\tau_2 = 24$  мин друг на друга

Наши полевые наблюдения дают основания утверждать, что кучевая облачность хорошей погоды также сопровождается увеличением концентрации приземного озона. Наиболее вероятно, что это обусловлено возрастанием концентрации свободных зарядов и увеличением напряженности электрического поля в воздушной среде. Однако пробные эксперименты в районе Ленинграда не позволили нам сделать однозначный вывод. Прямые наблюдения увеличения концентрации озона в тропосфере в начальной стадии грозных процессов были выполнены в работе [23]. Это направление исследований должно получить более интенсивное развитие в наших последующих работах.

4. Суточная изменчивость содержания озона в приземном слое анализировалась в работах [1—5, 24—26]. Сейчас можно определенно утверждать, что озон нижних слоев атмосферы в основном имеет внутритропосферное происхождение и изменчивость его содержания обусловлена фотохимическими и химическими реакциями в воздухе (в том числе при электрических разрядах), а также некоторым стоком озона на подстилающую поверхность (морскую и почвенную). Этим, в частности, может определяться отсутствие убывания  $[O_3]$  в ночные часы при сильно прогретой подстилающей поверхности (ослаблен поток молекул озона к подстилающей поверхности).

В качестве иллюстрации разнообразия суточного хода концентрации приземного озона на рис. 5—7 и в табл. 1—4 представлены экспериментальные данные по пос. Кара-Даг, г. Алма-Ате

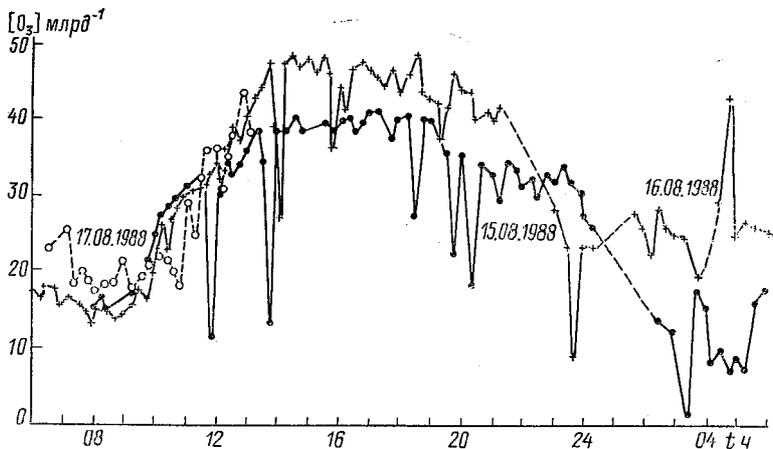


Рис. 5. Примеры суточного хода  $[O_3]$  для измерений на леднике Федченко

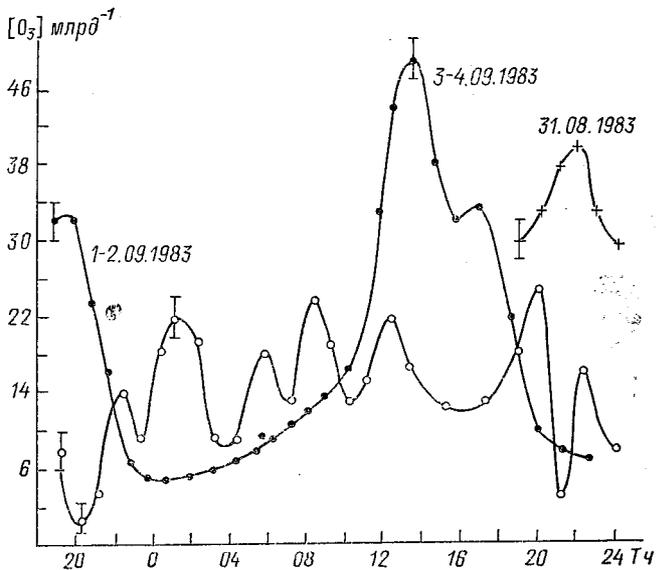


Рис. 6. Суточный ход концентрации приземного озона в городских условиях (Ленинград, Васильевский о-в, 1983 г.)

(Каменское плато) и леднику Федченко для летних периодов измерений  $[O_3]$ . В большинстве случаев наблюдается сходная картина суточного хода  $[O_3]$ : увеличение  $[O_3]$  в светлое время суток и уменьшение в ночное время. Разнообразие конкретных суточных профилей обусловлено метеорологическими факторами: закрытие солнца облачностью, вертикальный и горизонтальный перенос воздушных масс с разным содержанием озона, наличие различных газовых примесей и аэрозолей, грозовые процессы. В табл. 4 приведены данные счетной концентрации аэрозолей  $N_a$  ( $r \geq 0,2$  мкм), см<sup>-3</sup>,

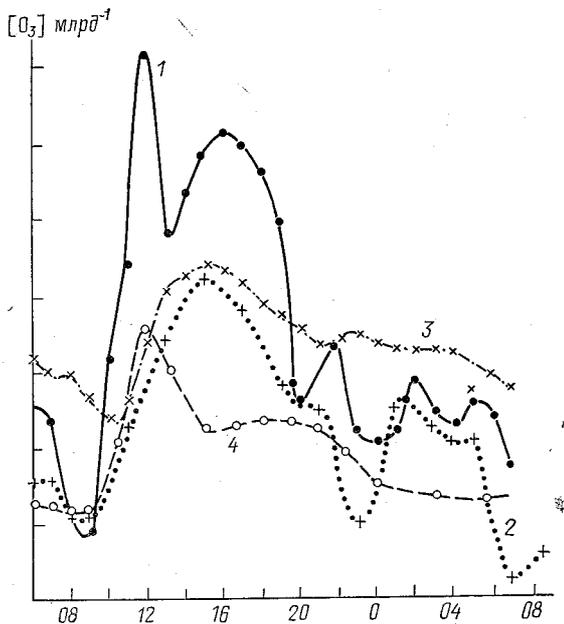


Рис. 7. Суточный ход  $[O_3]$  в приземном слое г. Алма-Аты: 1 — метеоплощадка, июль 1986 г.; 2 — Каз ПИ, август 1986 г.; 3 — АФИ АН Каз ССР, август 1986 г.; 4 — ИГД АН Каз ССР, ноябрь 1987 г.

измеренных синхронно с концентрацией озона в пос. Кара-Даг летом 1984 г. Сопоставление этих данных не дает возможности выявить однозначную зависимость  $N_a$  и  $[O_3]$ . Возможно, это обусловлено тем, что диапазон изменчивости  $[O_3]$  был небольшим. Более определенные выводы получаются при анализе данных совместных измерений в районе г. Алма-Аты в летне-осенние периоды 1986 и 1987 гг. [20, 27].

При низкой запыленности атмосферы зависимости между концентрациями аэрозолей и озона не наблюдается. Можно предпола-

гать, что при средних уровнях загрязненности существует обратно пропорциональная зависимость между  $N_a$  и  $[O_3]$ , т. е. озон расходуется либо на образование аэрозолей, либо гибнет на уже имеющихся аэрозольных частицах, причем второй вариант представляется более реальным. При очень высоких концентрациях аэрозольных частиц наблюдается и повышение концентрации озона, т. е. идет одновременное образование озона и аэрозолей. Это, очевидно, соответствует процессу смогообразования из паров органических веществ. Данные химического анализа аэрозолей, проведенные сотрудниками института физики Ан Лит. ССР в 1987 г., показывают, что органические вещества, в основном пары нефтепродуктов, являются одним из основных компонентов загрязнения воздуха г. Алма-Аты.

Таблица 1

Суточные вариации концентрации приземного озона в пос. Кара-Дاغ, август 1983 г.,  $[O_3]$ , млрд<sup>-1</sup>

Дата	Время (местное), ч											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
14	42	48	48	46	46	48	49	49	41	42	44	46
15	43	38	40	40	40	40	39	34	30	29	27	32
16	37	35	36	35	35	33	32	32	32	31	37	40
17	47	47	47	48	49	48	50	47	48	53	52	56
18	52	51	47	46	42	42	40	41	40	39	41	49
19	37	37	36	34	42	43	48	33	49	51	56	56
20	36	35	38	37	37	48	44	42	41	44	48	49
21	78	74	72	70	68	65	63	61	60	61	62	63
22	71	70	68	60	52	48	40	44	46	46	51	52
23	54	52	50	47	44	38	38	38	38	39	38	42
24	56	58	57	57	58	55	52	49	48	54	54	54
25	54	53	52	53	53	54	56	58	60	60	62	63
26	—	—	—	—	—	—	56	58	60	60	60	62

Дата	Время (местное), ч											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
13	—	—	—	40	40	46	55	55	56	53	44	53
14	50	52	54	56	58	60	52	64	60	61	58	48
15	36	36	37	39	38	38	39	40	38	40	37	38
16	42	47	46	48	43	46	47	45	41	43	44	41
17	57	57	55	57	60	59	54	54	54	60	57	54
18	52	50	51	53	55	54	63	59	53	49	46	39
19	56	62	60	54	55	60	56	60	52	48	42	39
20	55	57	56	54	56	61	66	70	66	67	68	81
21	62	59	57	60	63	64	68	73	70	70	70	72
22	53	51	52	52	53	51	52	54	54	60	59	56
23	42	45	45	45	49	51	56	55	52	50	51	55
24	59	57	58	57	55	53	51	52	51	52	54	54
25	64	64	65	68	68	71	72	—	—	—	—	—

Таблица 2

Суточные вариации концентрации приземного озона (млрд<sup>-1</sup>) по измерениям в пос. Кара-Даг, август 1984 г.

Дата	Время (местное), ч																						
	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	02	03	04	06	07
07	—	—	—	—	—	44	54	54	53	53	54	56	59	59	—	—	60	63	56	54	54	36	37
08	37	39	38	36,3	36	51,5	51	54	57	60	63	62	62	62	—	—	60	52	49,2	45	43	42,5	50
09	50	51	52	49	51	52	54	53	67	63	63	63	60	59	—	—	52	52	53	51	51	51	51
10	51	51	54	55	62	60	58	61	58	62	65	64	62	62	56	50	48	48	49	50	48	42	42
11	42	42	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	46	46	46	46	46	46
12	46	49	50	52	55	60	61	60	60	57	60	58	57	56	53,5	54	46	55	51	54	52	41	41
13	41	46	50	55	58	62	64	60	59	56	55	53	49	49	—	—	42	40	38	41	41	42	42,5
14	42,5	38	46	55	57	44	49	46	44	45	45	45	41	41	—	—	31	30	25	24	24	89	31
15	31	33	34	35	36	38	45	44	44	43	50	51	55	58,5	—	—	47	47	43	42	41	45	45
16	45	47	48	48	50	52	50	54	60	60	56	52	50	48	—	—	44	44	43	50	48	48	36
17	36	32	34	36	45	53	53	53	53	53	52,5	54	54	55	53	53	53	54	51	50,5	38	37	36,5
18	36,5	37	37,5	42	46	56	62	60	59	62	65	63	60	54	54	54	54	54	53	53	52	52	53
19	53	55	56	58	59	60	62	63,2	62,5	64	65	67	73	74	—	—	54	55	52	50	50	54	57
20	57	52	53	55	53	50	46	38	38	39	41	41	44	42	—	—	49	50	46	48	50	52	50
21	50	52	53	54	55	59	63	61	59	60	61	62	64	64	—	—	44	44	—	—	—	38	38
22	38	42	48	50	52	53	52	51	50	47	48	50	50	48	—	—	46	47	—	—	—	43	45
23	45	44	43	48	48	49	57	58	58	51	51	51	51	51	—	—	50	48	—	—	—	36	36
24	36	40	48	51	52	53	55	58	60	58	55	54	55	54	—	—	33	32	—	—	—	34	40
25	40	30	26	28	44	50	49	49	50	50	50	50	50	51	51	54	58	59	—	—	—	50	50
26	50	51	50	53	53	60	63	64	61	61	59	60	62	56	51	52	54	54	43	43	42	34,5	36

Суточные вариации концентрации приземного озона в районе г. Алма-Аты (Каменское плато, оптический павильон АФИ  
АН КазССР, 1550 м), август 1986 г.

Дата	Время (местное), ч																							
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
07	—	—	—	—	—	—	—	Дождь	—	—	28	33	37	41	36	—	—	—	—	—	—	—	—	—
08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Дождь	—	—	—	—	20	18	15	18	19	—	—	—	—
09	29	26	25	30	29	32	31	31	28	27	25	35	33	30	28	32	31	30	32	30	32	30	32	30
10	28	27	28	27	26	27	26	25	26	25	27	31	30	31	34	40	39	38	39	38	24	28	28	27
11	29	31	33	33	33	32	31	31	26	21	24	36	44	52	60	55	50	45	43	40	—	—	—	—
12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38	39	41	43
13	43	43	41	42	38	40	37	36	34	25	28	31	57	53	49	47	46	46	43	—	—	—	—	—
14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43	42	41	42	42	43	39
15	39	37	36	34	32	30	27	25	23	21	24	35	42	42	43	42	44	40	36	30	31	32	31	30
16	30	29	30	37	39	37	35	36	34	26	28	32	34	48	52	62	59	57	55	51	46	50	56	52
17	47	41	40	38	42	40	38	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	40	60	52	55	—	—	62	—	—	52	46	34	30	31
19	34	—	35	34	33	—	03	07	12	18	34	52	50	49	60	—	60	—	49	—	17	—	—	—
20	06	—	19	17	16	—	16	10	11	14	23	28	34	37	42	—	38	—	28	—	25	—	10	—
21	25	—	23	22	21	—	02	—	06	08	12	—	36	38	40	—	36	—	35	—	29	—	23	—
22	31	—	26	26	27	—	07	—	16	18	32	36	52	60	67	—	54	—	65	—	46	—	38	—
23	23	38	—	33	34	34	—	26	—	16	08	12	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 4

Счетные концентрации аэрозольных частиц  $N_a(r \geq 0,2 \text{ мкм})$ ,  $\text{см}^{-3}$  в приземном слое пос. Кара-Даг, август 1984 г.

Дата	Время (местное), ч																						
	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	02	03	04	06	07
06	203	180	175	163	170	175	180	155	130	102	125	145	165	164	162	161	160	—	—	—	—	—	140
07	140	125	110	91	110	130	150	135	115	102	110	125	107	103	98	91	87	92	98	94	92	89	75
08	75	110	112	100	108	118	120	115	105	96	100	105	100	100	98	97	96	100	108	100	98	82	89
09	89	100	115	110	105	98	88	89	90	90,5	90	90	93	96	99	102	104	108	115	107	105	101	99
10	99	90	72	70	105	100	83	77	54	69	68	68	65	87	92	97	67	70	75	64	62	70	73
11	73	64	68	70	72	75	73	75	76	78	88	95	83	115	120	115	100	88	83	83	83	81	80
12	80	70	65	83	80	80	80	79	78	76	82	85	80	105	107,5	108	104	100	83	96	96	96	96
13	96	100	90	85	86	86	89	105	115	110	85	84	78	92	96	104	103	102	82	88	88	88	79
14	80	98	77	77	79	115	100	103	107	94	88	82	76	80	85	1002	125	105	81	81	81	81	62
15	62	78	72	64	60	58	54	68	69	76	73	68	76	78	79	80	85	78	79	80	71	110	90
16	90	80	76	75	76	76	64	75	80	72	72	78	80	82	88	122	106	98	100	110	130	128	136
17	136	130	114	71	128	110	85	78	75	64	68	78	93	88	90	95	105	90	88	80	60	130	84
18	84	87	84	83	86	90	91	86	92	93	85	90	86	85	100	120	134	102	90	95	88	116	102
19	102	100	102	103	84	84	85	86	87	88	89	75	1122	106	100	96	94	96	105	111	107	84	—
20	84	78	120	105	81	82	86	80	78	100	86	84	80	78	78	84	91	75	75	75	76	76	83
21	83	92	86	78	82	115	95	110	107	98	74	90	105	91	88	110	135	120	120	120	122	125	150
22	150	115	105	110	128	90	76	100	135	130	110	85	65	67	76	86	78	73	88	96	100	110	112
23	112	80	116	85	77	76	78	90	106	101	87	95	112	120	115	115	115	120	110	105	95	105	92
24	92	86	83	90	82	83	84	76	78	86	84	82	95	92	92	90	82	100	105	108	110	135	88
25	88	93	90	75	71	90	85	82	86	90	90	92	94	96	94	95	96	110	112	106	120	166	120
26	120	92	92	92	90	102	97	102	112	107	104	108	116	115	105	107	111	113	90	85	95	145	125

По летним измерениям в Алма-Ате обнаруживаются очень резкие перепады концентрации приземного озона: от практически полного отсутствия озона в утренние часы до значений 70 млрд<sup>-1</sup> и более в дневное время (рис. 6).

Следует отметить, что глубина утреннего минимума концентрации озона отчетливо коррелирует с загрязненностью воздуха: в районе Казахского педагогического института наблюдаются минимальные значения  $[O_3] \approx 2$  млрд<sup>-1</sup>, тогда как в районе Астрофизического института на Каменском плато  $[O_3] \approx 24$  млрд<sup>-1</sup>, причем минимум  $[O_3]$  приходится на более позднее время. Измерения  $[O_3]$  в Алма-Ате в декабре 1987 г. свидетельствуют, что суточный ход концентрации озона в приземном слое атмосферы в зимние месяцы несколько отличается от суточного хода  $[O_3]$  в летние месяцы: значения концентрации озона значительно ниже, амплитуды вариаций  $[O_3]$  меньше, особенно для мелкомасштабных вариаций, минимум  $[O_3]$  в предутренние и утренние часы выражен слабей и более растянут во времени. Для измерений в районе Ленинграда влияние сильных локальных загрязнений атмосферы может приводить в зимнее время года к полному искажению картины суточного хода  $[O_3]$  (рис. 7).

Наблюдения суточных вариаций  $O_3$  над морской поверхностью [28] показывают, что в этом случае они выражены значительно слабей, чем над сушей, особенно в случае сплошной облачности. Сток озона на водную поверхность в ночное время очень мал.

Таким образом, результаты натурных измерений  $[O_3]$  в разных регионах страны свидетельствуют о чрезвычайном разнообразии вариаций  $[O_3]$  в приземном слое. Причем эти вариации обусловлены большим количеством процессов генерации и гибели тропосферного озона и необходим их учет в зависимости от рассматриваемых временных интервалов наблюдений  $[O_3]$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

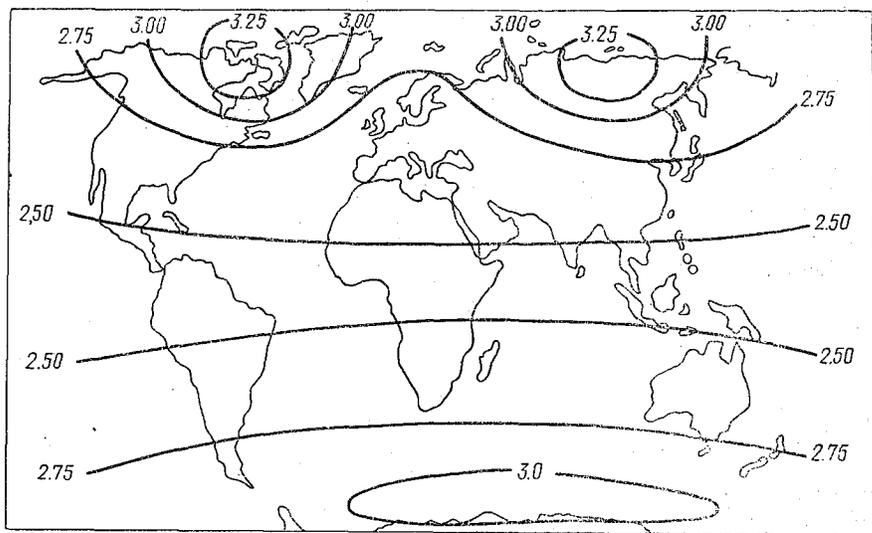
1. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона. — Л.: Гидрометеониздат. 1973. — 291 с.
2. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. — Л.: Гидрометеониздат, 1980. — 267 с.
3. Гигиенические критерии состояния окружающей среды. — Фотохимические окислители, № 7. Изд. ВОЗ. Женева. 1981. — 120 с.
4. Борисов В. В., Излев Л. С., Сирота В. Г. Временные вариации концентрации озона в приземном слое атмосферы. — Тр. VI Всес. симп. Л., Гидрометеониздат, 1987, с. 143—146.
5. Бритаев А. С., Фарапонова Г. П. Особенности распределения концентрации озона в г. Москве. — Тр. VI Всес. симп. М., Гидрометеониздат: 1987, с. 130—134.
6. Liu S. C., Kley D., McFarland M. et al. On the origin of tropospheric ozone. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N C12, p. 7546-7552.
7. Попов В. А., Черных Л. И. Фотохимический тип загрязнения атмосферы в городах. — В кн.: Вопросы контроля загрязнения природной среды. Л., Гидрометеониздат, 1981, с. 54—59.
8. Ball D. J. Photochemical ozone in the atmosphere of Greater London. — Nature, 1976, v. 236, p. 580—582.

9. *Evans G., Finkelstein P., Martin B. et al.* Ozone measurements from a network of remote sites. JAPCA, 1983, v. 33, N 4, p. 291—296.
10. *Ивлев Л. С., Сирота В. Г., Скобликова А. Л., Хворостовский С. Н.* Спектрофотометрическое исследование кинетики взаимодействия озона с окислами. — Тр. ЦАО, 1982, вып. 149, с. 77—81.
11. *Звенигородский С. Г., Ивлев Л. С., Дубросич Н. А.* Влияние аэрозоля на баланс озона в атмосфере. — В кн.: Рабочее совещ. по исслед. атмосферного озона. Материалы докл. Тбилиси. 1982, с. 194—196.
12. *Atwater E. R., Whitby R. A.* Specific nonmethane hydrocarbons and their relationship to ozone in an eastern urban area, Manhattan. — J. Geophys. Res. 1980, v. 85, N C12, p. 7475—7487.
13. *Борисов В. В., Ивлев Л. С., Сирота В. Г.* Временные вариации концентрации озона в приземном слое атмосферы. — Изв. АН СССР. ФАО, 1987, т. 29, № 12, с. 1330—1332.
14. *Ивлев Л. С., Сирота В. Г.* Суточные вариации концентрации озона в приземном слое атмосферы. — Тр. VII Всес. симп. М., Гидрометеониздат, 1990.
15. *Ивлев Л. С., Максименко О. В., Шашкин А. В.* О короткопериодических вариациях содержания озона и интенсивности солнечной радиации в приземном слое атмосферы. — Оптика атмосферы, 1990, т. 3, № 7, с. 748—751.
16. *Ивлев Л. С., Челибанов В. П., Шургалдина И. К.* Наблюдения мелко-масштабных вариаций озона в атмосфере. — Тр. VII Всес. симп. М., Гидрометеониздат, 1990.
17. *Госсард Э., Хук У.* Волны в атмосфере. — М.: Мир, 1978.—532 с.
18. *Physics of Solar Variations/ Proc. 14th EGLAB Symp. Scheveningen, Netherl. 1980. Ed. by V. Domingo. 1981, v. 74, nos. 1—2.—551 p.*
19. *Ивлев Л. С., Максименко О. В., Сирота В. Г.* Периодические вариации озона и солнечной радиации в приземном слое атмосферы. — Докл. АН СССР, 1988, т. 303, № 3.
20. *Ивлев Л. С.* О влиянии пылевых выносов на концентрацию атмосферного озона. — Тр. ЛГМИ, 1988, вып. 101, с. 63—79.
21. *Ивлев Л. С., Кондратьев К. Я., Максименко О. В., Сирота В. Г., Шашкин А. В.* Короткопериодические вариации содержания озона и интенсивности солнечной радиации в приземном слое атмосферы. — Оптика атмосферы, 1988, т. 1, № 11, с. 81—88.
22. *Харчилава Д. Ф., Амиранашвили А. Г.* Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии. — М.: Наука, 1988.—114 с.
23. *Амиранашвили А. Г., Анхайдзе А. А., Балавадзе А. Ш. и др.* Некоторые закономерности распределения озона, естественных радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей и напряженности электрического поля в нижней тропосфере. В кн.: *Соврем. состояние исслед. озоносферы в СССР.* М., Гидрометеониздат, 1980, с. 225—230.
24. *Харчилава Д. Ф.* Особенности временных вариаций концентрации приземного озона в горах Грузии. Труды симп. по взаимосвязи региональных и глобальных процессов в атмосфере и гидросфере. Тезисы докладов. Тбилиси, 1988,, с. 80.
25. *Гиргжде П. В., Гиргджис А. Ю.* Особенности временного хода концентрации приземного озона. — Изв. АН СССР, ФАО, 1985, т. 21, № 11, с. 1287—1290.
26. *Logan J. A.* Tropospheric ozone: seasonal behavior, trends, and anthropogenic influence. — J. Geophys. Res. 1985, v. D90, N 6, p. 10463—10482.
27. *Ивлев Л. С., Михайлов Е. Ф.* Вариации концентрации приземного озона и их связь с атмосферными загрязнениями. — В кн.: *Анализ загрязнений атмосферы г. Алма-Аты (АНЗАГ-87).* Алма-Ата, изд. АН Каз. ССР. 1989.
28. *Бажанов В. М., Петров В. Н.* Содержание озона в приводной атмосфере Северной Атлантики. — Метеорология и гидрология, 1986, № 6, с. 60—67.

## О РОЛИ ВЫСЫПАЮЩИХСЯ ЭЛЕКТРОНОВ В БАЛАНСЕ СТРАТОСФЕРНО-МЕЗОСФЕРНОГО ОЗОНА

Многие особенности пространственно-временного распределения озона в атмосфере нельзя объяснить с позиции фотохимии. К таким особенностям, в частности, относится наличие в верхней стратосфере и нижней мезосфере полярных областей обоих полушарий климатических крупномасштабных областей повышенной концентрации озона (рисунок). Среднегодовая картина построена по среднесезонным данным, имеющимся в работе [11]. Как видно из рисунка, максимальная концентрация озона наблюдается в северном полушарии в широтном поясе 64—70°С, а в южном — 55—70°С. По обе стороны от указанных областей концентрация озона уменьшается: в направлении к полюсам и к экватору.

Отметим характерные особенности распределения поля концентрации озона, представленного на рисунке.



Среднее многолетнее (1978—1982 гг.) распределение концентрации озона (в миллионных долях по массе) в верхней стратосфере ( $H \approx 0,4$  гПа)

В южном полушарии область повышенной концентрации озона представляет собой пояс, вытянутый вдоль побережья Антарктического континента. Этот пояс расположен между австралийским и южноамериканским секторами Антарктиды.

В северном полушарии очаг повышенной концентрации озона имеет иную форму: он охватывает обширную территорию Северной Канады и Восточной Сибири. Однако и здесь видим, что к югу и северу от этого очага наблюдается уменьшение концентрации озона. Несколько позднее мы выскажем свои соображения о причинах заметного различия в конфигурациях очагов повышенной концентрации озона между обоими полушариями.

Наличие рассмотренных крупномасштабных климатических очагов повышенной концентрации озона в верхней стратосфере и нижней мезосфере авроральной области, очевидно, связано с проявлением в указанных условиях, как минимум, двух постоянно действующих факторов: энергетического источника дополнительного озонобразования и механизма удержания очагов повышенной концентрации озона в границах аврорального овала.

Поскольку указанные особенности верхней озоносферы нельзя объяснить с позиции фотохимии, мы решили проанализировать некоторые работы о роли заряженных частиц в физике озоносферы.

Идею о возможном воздействии заряженных частиц на баланс общего содержания озона впервые высказал Мёркрей [16] еще в 1957 г. Наблюдая полярное сияние в Анкоридже (Аляска), он обнаружил кратковременное увеличение интенсивности инфракрасного ( $\lambda \approx 960$  нм) излучения ночного неба на 18%. Мёркрей предположил, что это явление связано с увеличением интенсивности излучения озона, дополнительное содержание которого образовалось при вторжении в верхнюю атмосферу заряженных частиц, вызывающих полярное сияние.

Келлог [12] впервые обратил внимание на роль электронных высыпаний в качестве дополнительного источника диссоциации молекулярного кислорода в мезосфере. Келлог также показал, что рекомбинация молекулярного кислорода по реакции тройного соударения  $O + O + M \rightarrow O_2 + M + 5,1$  эВ является основным источником нагревания мезосферы во время полярной ночи. Эффективность такого химического нагревания (терминология Келлога) значительно превышает эффективность нагревания ночной полярной мезосферы путем адиабатического оседания.

Развивая идеи Келлога [14, 15], японский геофизик Маеда рассчитал скорость корпускулярной диссоциации молекулярного кислорода (высыпающимися электронами и низкоэнергетическими протонами) на высотах 90—100 км. Результаты вычислений автора показали, что даже при малых зенитных углах солнца во время высокой магнитной активности «корпускулярные» скорости диссоциации по порядку величины близки к скоростям фотодиссоциации молекулярного кислорода в полосе поглощения Шумана — Рунге ( $\lambda \approx 140—175$  нм). В этой полосе средний поток энергии солнечной УФР составляет около  $300$  эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>, а средний поток энергии высыпающихся электронов высокой интенсивности, по данным ракетного зондирования, равен  $400$  эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> [14].

В работе [9] обращается внимание на тот факт, что при малых

зенитных углах солнца высыпаящиеся электроны даже умеренной интенсивности ( $\approx 30 \text{ эрг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ) могут вызывать диссоциацию молекулярного кислорода с такой же эффективностью, что и солнечная УФР. При больших же зенитных углах солнца ( $z_{\odot} \geq 70^\circ$ ) корпускулярные скорости превышают скорости фотодиссоциации на порядок.

В работах Н. Г. Скрыбина и И. И. Сосина [7, 8] исследуется связь электронных высыпаний с изменениями общего содержания озона и концентрации озона в мезосфере на высотах 80—100 км. Эти работы представляют определенный интерес и к их обсуждению мы еще вернемся.

Итак, как в упомянутых выше, так и во многих других работах, показано, что вклад электронных высыпаний в энергетику верхней озоносферы соизмерим с фотохимическим вкладом солнечной радиации. Это означает, что энергетический вклад в процессы озонообразования в верхней стратосфере и мезосфере, очевидно, будет представлять собой сумму двух близких величин: корпускулярной и фотохимической компонент. Отметим при этом, что в условиях полярной ночи, когда солнечная электромагнитная радиация отсутствует, электронные высыпания становятся практически единственным (если пренебречь процессом адиабатического оседания полярной мезосферы, способствующим образованию озона по малоэффективной реакции  $\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$ ) источником озонообразования в верхней стратосфере и нижней мезосфере.

Рассмотрим механизм электронных высыпаний. В результате космических исследований было установлено, что основным источником высыпаящихся электронов является плазменный слой магнитосферы, физически связанный с авроральной ионосферой. Движение электронов в направлении к Земле начинается на расстоянии 2—5 радиусов Земли. При этом, пич-угловое распределение таких электронов достигает максимума в направлении к Земле. Под влиянием солнечного корпускулярного потока магнитосфера сжимается и электронная плазма выбрасывается в ионосферу.

Электрический потенциал плазменного слоя превышает ионосферный потенциал примерно на 7600 В [2]. Гашение его производится омическим электрическим током в направлении вниз под действием термоэлектрического поля вдоль магнитных силовых линий. Это поле является, главным образом, результатом температурного градиента электронов. В столкновительной плазме поляризованное электрическое поле возникает из тенденции электронов диффундировать из областей с высокой температурой (из плазменного слоя) вниз, в холодные области (в ионосферу). При этом градиент электронной температуры между указанными слоями весьма значителен  $\approx 10^6 \text{ К}$  [2]. Обоснованность такой модели построена на предположении, что частота столкновений ионосферных и плазменных электронов достаточно большая и их распределение по скоростям близко к максвелловскому.

Космические исследования также показали, что магнитосфер-

ная плазма постоянно находится в состоянии большой разреженности, т. е. она является существенно бесстолкновительной. Иными словами, в этих условиях должно выполняться неравенство  $\nu \ll \omega$ , где  $\nu$  — частота столкновений заряда,  $\omega$  — ларморовская частота обращения электрона в магнитном поле Земли. Это обстоятельство приводит к тому, что в поперечных электрических полях, возникающих в магнитосфере, вся плазма целиком испытывает дрейф поперек магнитных силовых линий. В указанной ситуации результирующий ток становится равным нулю. Такая картина обычно наблюдается на больших пространствах ионосферы к северу и югу от аврорального овала.

Совершенно иную ситуацию мы имеем в пределах аврорального овала. Здесь наблюдаются электрические поля, параллельные магнитному полю (продольные электрические поля). В этом случае происходит ускорение заряженных частиц, причем результирующий ток уже отличен от нуля.

Поскольку продольные токи в авроральной области вызывают ускорение высыпающихся электронов, то этот процесс естественно должен приводить к дополнительному озонобразованию.

Оценим по порядку величины суточный вклад высыпающихся электронов в баланс озона в верхней стратосфере и мезосфере и сравним полученную величину со средним значением суммарного содержания озона в слое 50—100 км. Сделаем оценку «снизу». Для этого за средний поток энергии высыпающихся электронов примем поток слабой интенсивности, равный  $30 \text{ эрг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  [9], суммарную продолжительность высыпаний примем 5 ч в сут. Тогда среднесуточное значение потока энергии электронов, выраженное в электронвольтах, будет равно:  $30 \cdot 5 \cdot 3600 \cdot 6 \cdot 10^{11} \approx 3,24 \cdot 10^{17} \text{ эВ} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ . Учитывая, что при облучении кислородно-азотной смеси максимальный радиационно-химический выход озона составляет не более 4 молек.  $\text{O}_3(100 \text{ эВ})^{-1}$  [4], получим среднесуточное значение избытка озона за счет высыпаний электронов в столбе атмосферы сечением  $1 \text{ см}^2$ :  $4 \cdot 3,24 \cdot 10^{17} (100 \text{ эВ})^{-1} \approx 1,4 \cdot 10^6 \text{ молек. O}_3 \cdot \text{см}^{-2}$ , или около 0,3 Д. Е. Выше мы отметили, что в авроральной области корпускулярные и фотохимические источники озона соизмеримы, а при больших зенитных углах солнца корпускулярные источники доминируют над фотохимическими.

Действительно, в высотном слое 50—100 км содержится в среднем  $2,3 \cdot 10^{16} \text{ молек. O}_3 \cdot \text{см}^{-2}$ , или 0,6 Д. Е. Следовательно, примерно половина энергетического вклада в диссоциацию молекулярного кислорода составляет вклад электронных высыпаний. Эти грубые оценки находятся в соответствии с результатами экспериментальных исследований.

Мы показали, что вклад электронных высыпаний в процессы озонобразования в полярной области соизмерим с проявлением солнечной ультрафиолетовой радиации. Теперь рассмотрим причины различия геометрических конфигураций очагов повышенной концентрации озона в полярной озоносфере обоих полушарий.

Продольные токи являются отличительной характеристикой не отдельных регионов полярной ионосферы, а элементом постоянно действующей системы аврорального овала. Конфигурация этого овала, в свою очередь, существенным образом определяется географической локализацией мировых магнитных аномалий (ММА) с повышенной геомагнитной напряженностью.

Известно, что в северном полушарии имеется две ММА: в Северной Канаде и Восточной Сибири, в южном одна — пояс вдоль антарктического побережья, вытянутый от австралийского сектора к южноамериканскому. Обратившись вновь к рисунку, мы обнаружим, что распределение концентрации озона в верхней стратосфере и нижней мезосфере географически сопряжено с положениями ММА. В северном полушарии мы видим два озоновых гребня: один вытянут в сторону Гудзонова залива (на севере Гудзонова залива расположен южный магнитный полюс), а второй — в направлении к средней Якутии.

Энергетические характеристики атмосферы в районах ММА рассмотрены в работах [1, 6, 13]. Здесь же отметим те климатические особенности, представляющие, на взгляд авторов, интерес по обсуждаемой проблеме. Так, в северном полушарии (в южном полушарии физические процессы в атмосфере в районе ММА более сложны за счет влияния океана; эти процессы целесообразно обсудить в отдельной статье) над районами ММА наблюдаются крупномасштабные (соизмеримые с размерами ММА) области с минимальной (в климатическом смысле) высотой тропопаузы, с минимальной высотой нижней границы озоносферы, с максимальной плотностью озоносферы; в этих же районах дальше всего к югу расположена граница полярных сияний, здесь же имеет место повышенное поглощение радиоволн (по сравнению с поглощением на перифериях ММА), что указывает на повышенное содержание электронов в ионосфере.

Перечисленные факторы, указывают на то, что продольные токи аврорального овала, вызывающие ускорение электронов, физически связаны с мировыми магнитными аномалиями.

Выше мы отметили, что распределение электронов по скоростям близко к максвелловскому. При условии изотропного максвелловского распределения электронов с концентрацией  $N$  и тепловой энергией  $K_T$  в отсутствие столкновений плотность продольного тока электронов с больших высот связана с полной продольной разностью потенциалов следующим образом [2]:

$$J_{\parallel} = eN \left( \frac{K_T}{2\pi m_e} \right)^{1/2} \frac{B_i}{B_{V_{ii}}} \left[ 1 - \left( 1 - \frac{B_{V_{ii}}}{B_i} \right) \exp \left\{ \frac{eV}{K_T [(B_i/B_{V_{ii}}) - 1]} \right\} \right], \quad (1)$$

где  $B_i$  и  $B_{V_{ii}}$  — напряженности магнитных полей соответственно в ионосфере в верхней части области, в которой имеет место изменение потенциала вдоль магнитных силовых линий;  $m_e$  — масса электрона.

Из формулы (1) следует, что плотность продольного тока возрастает с ростом  $V_{||}$  и с увеличением  $B_i/B_{V_{||}}$ , поскольку чем больше  $B_i/B_{V_{||}}$  тем большее количество электронов может ускоряться и попадать в атмосферный конус потерь.

Для авроральной ионосферы отношение  $B_i/B_{V_{||}} = 30$  [2], максимальное значение  $J_{||}$  составляет  $\approx 3 \cdot 10^{-5}$  А·м<sup>-2</sup>, что сравнимо с максимальным значением  $J_{||}$ , обычно регистрируемым над дискретными полярными сияниями. Поскольку в магнитосфере выполняется неравенство  $eV_{||}/K_T \gg 1$ , то выражение (1) нетрудно упростить:

$$J_{||} = eN \left( \frac{K_T}{2\pi m_e} \right)^{1/2} \frac{B_i}{B_{V_{||}}} \quad (2)$$

Обозначим плотность электрического тока, направленного из некоторой области в плазменном слое магнитосферы в ионосферу над районами ММА символом  $J_{||}^A$ , а над периферией —  $J_{||}^n$ . Тогда в соответствии с (2) получим:

$$J_{||}^A/J_{||}^n = B_i^A/B_i^n \quad (3)$$

При  $eV_{||}/K_T > 1$  большинство электронов, высыпаящихся в ионосферу, будет иметь энергию  $\approx eV$ , так что полный поток энергии высыпаящихся электронов  $\epsilon$  будет пропорционален  $J_{||}V_{||}$ . Отсюда отношение потока энергии в ионосферу в области аномалии и вне ее  $\epsilon^A/\epsilon^n$  будет:

$$\epsilon^A/\epsilon^n = J_{||}^A/J_{||}^n \quad (4)$$

Принимая высоту 100 км за некоторую эффективную верхнюю границу атмосферы и интерполируя соответствующие значения модуля напряженности для этой высоты и широты 60° с. ш., по данным (5), получим соответственно  $B_i^A = 5,88 \cdot 10^4$  нТл (один из пунктов Восточной Сибири) и  $B_i^n = 4,88 \cdot 10^4$  нТл (район Ленинграда). Отсюда  $\epsilon^A/\epsilon^n = 5,88 \cdot 10^4 : 4 \cdot 10^4 = 1,2$ .

Таким образом, элементарная оценка показывает, что над районами ММА поток энергии высыпаящихся электронов превышает примерно на 20% соответствующий поток на периферии ММА.

Теперь вернемся к работам Скрыбина и Сосина, имеющих непосредственное отношение к теме настоящей статьи. Скрыбин [7] обратил внимание, что в Якутске с 29.03.1974 г. по 31.03.1974 г. увеличилось общее содержание озона примерно на 9%. Это увеличение автор объяснил действием тормозного рентгеновского излучения (ТРИ), вызванного высыпанием электронов.

Сделаем собственные оценки. По данным [10], поток энергии фотонов ТРИ составляет около 100 фотон·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>, энергия рентгеновского кванта равна 100 кэВ. Отсюда поток энергии ТРИ, выраженный в электрон-вольтах, будет равен  $10^2 \cdot 10^2 \cdot 10^3 = 10^7$  эВ·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Вновь принимая длительность ТРИ, как и в

случае непосредственной диссоциации кислорода высыпавшимися электронами, равной 5 ч в сут., получим  $10^7 \cdot 1,8 \cdot 10^4 = 1,8 \cdot 10^{11}$  эВ·см<sup>-2</sup>·сут.<sup>-1</sup>. Считая, что при ТРИ радиационно-химический выход озона такой же, как и при непосредственном воздействии низкоэнергетических протонов на азотно-кислородную смесь, т. е. составляет 4 молек (100 эВ)<sup>-1</sup> [4], получим избыток озона, равный 4 молек·(100 эВ)<sup>-1</sup>· $10^{11} = 4 \cdot 10^9$  молек О<sub>3</sub>·см<sup>2</sup>·сут.<sup>-1</sup> или  $\approx 10^{-7}$  Д. Е. Таким образом, воздействие тормозного рентгеновского излучения, вызываемого высыпавшимися электронами, на баланс стратосферно-мезосферного озона совершенно ничтожно. Что касается увеличения общего содержания озона в Якутске в период с 29.03.1974 г. по 31.03.1974 г., то здесь следует указать, что это увеличение связано с адвективным переносом озона, что подтверждается аэросиноптическим анализом. Тем не менее, работа Скрябина не лишена интересных мыслей. Этот исследователь предполагает, что увеличение плотности озоносферы на высотах 20—30 км может быть связано с нисходящими вертикальными движениями, толчком которых являются электронные высыпания.

Сосин и Скрябин выполнили также ряд численных экспериментов по ударному воздействию электронных высыпаний на вертикальное распределение атмосферного кислорода и озона в мезосфере. Результаты моделирования показали, что на третий день высыпаний концентрация озона увеличилась на 10% в высотном слое 75—80 км. Отметим, что 10% от суммарного количества озона, находящегося в слое 75—80 км, составляет 0,001 Д. Е. В то же время напомним, что лучшие модификации современных спектрофотометров обладают точностью не более 2—4% (например, спектрофотометр Добсона), т. е. чувствительность этих приборов находится в пределах 6—12 Д. Е. Все это свидетельствует о том, что методами современной наземной оптической озонометрии обнаружить увеличение общего содержания озона за счет электронных высыпаний невозможно. Для того чтобы идентифицировать увеличение концентрации озона в слое 60—100 км за счет электронных высыпаний необходимо осуществление одновременных измерений обоих компонентов. При этом чувствительность ракетного анализатора на озон должна быть не менее  $10^9$  см<sup>-3</sup>. Очевидно, что «поймать» моменты проявления одновременно двух факторов весьма затруднительно. Вероятность совпадения указанных событий весьма мала.

Несмотря на слабое воздействие электронных высыпаний на верхнюю озоносферу в разовом проявлении, тем не менее, наличие крупномасштабных очагов повышенной концентрации озона остается фактом. Видимо, эффект электронных высыпаний следует рассматривать в сезонном масштабе подобно воздействию галактических космических лучей на нижнюю озоносферу [3].

## Выводы

1. В авроральной верхней стратосфере и нижней мезосфере обоих полушарий наблюдаются крупномасштабные климатические очаги повышенной концентрации озона.

2. На географическую локализацию упомянутых очагов существенное влияние оказывает структура магнитного поля Земли.

3. Энергетическим источником дополнительного озонобразования в верхней полярной озоносфере являются продольные токи аврорального овала, вызывающие ускорение высыпающихся электронов. Интенсивность этого источника соизмерима с интенсивностью солнечной озонобразующей радиации в верхней стратосфере и нижней мезосфере полярной области.

4. Электронные высыпания в разовом проявлении — достаточно слабый источник для формирования поля повышенной концентрации. Наиболее вероятно, что во время полярной ночи происходит накопление озона от зимы к весне за счет его консервативности. В этом случае необходимо разработать механизм разрушения озона от весны к осени.

5. В дальнейших исследованиях следует рассмотреть возможность диффузионного опускания озона в нижние слои стратосферы за счет благоприятного для этого процесса на больших высотах соотношения плотностей озон — воздух. Целесообразно оценить вклад в озон адиабатического оседания за время полярной ночи, а также роль боковых эффектов (горизонтального переноса), возможно наблюдаемых при опускании озона с привлечением соответствующих химических реакций.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Кондратович К. В.* Долгосрочный прогноз поля давления по району Северной Атлантики в холодное время года. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. — Л.: ЛГМИ, 1964.—20 с.
2. *Лайонс Л., Уильямс Д.* Физика магнитосферы. Количественный подход. — М.: Мир, 1987.—322 с.
3. *Осечкин В. В., Гниловской Е. В., Кондратович К. В.* О воздействии галактических космических лучей на формирование весеннего максимума общего содержания озона в полярных и субполярных районах. — Докл. АН СССР, 1989, т. 305, № 4, с. 825—828.
4. *Пикаев А. В.* Современная радиационная химия. Радилиз газов и жидкостей. — М.: Наука, 1986.—440 с.
5. *Почтарев В. И.* Нормальное магнитное поле Земли. — М.: Наука, 1984.—232 с.
6. *Сазонов Б. И.* Высотные барические образования и солнечная активность. — Л.: Гидрометеоздат, 1964.—130 с.
7. *Скрябин Н. Г., Соколов В. Д., Моисеев В. Г., Семенов Я. С.* Возможность отклика атмосферы на высыпания высокоэнергичных электронов. — В сб.: Физические процессы в верхней атмосфере высоких широт. Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1976, с. 55—61.
8. *Сосин И. И., Скрябин Н. Г.* Распределение в верхней атмосфере атомарного кислорода, образованного в результате высыпания электронов. — В сб.: Компл. иссл. полярной ионосферы. Апатиты, изд. ПГИ, 1987, с. 16—21.

9. Сочнев В. Г., Тулинов В. Ф., Яковлев С. Г. Некоторые аспекты воздействия корпускулярного излучения на атмосферу Земли в спокойных и возмущенных условиях. — В сб.: Эффекты солнечной активности в нижней атмосфере. Л., Гидрометеонздат, 1977, с. 47—54.

10. Хесс В. Радиационный пояс и магнитосфера. — М.: Атомиздат, 1973.— 352 с.

11. Atmospheric ozone. P. III. — Geneva: WMO, 1985.—1005 p.

12. Kellog W. W. Chemical heating above the polar mesopause in winter. — J. Geoph. Res, 1961, vol. 18, N 3, p. 373—381.

13. King J. W. Solar radiation changes and the weather. — Nature, 1973, vol. 215, N 5426, p. 443—446.

14. Maeda K. Auroral dissociation of molecular oxygen in the polar mesosphere. — J. Geoph. Res, 1963, vol. 68, N 1, p. 185—197.

15. Maeda K., Aikin A. C. Variations of polar mesospheric oxygen and ozone during auroral events. — Pl. Space Sci, 1968, vol. 16, N 3, p. 371—384.

16. Myrcey W. A. A possible auroral enhancement of infra-red radiation emitted by atmospheric ozone. — Nature, 1957, N 4577, p. 139—140.

УДК 551.590

М. А. НУЖДИНА (КГУ)

## КВАЗИГОДИЧНЫЕ КОЛЕБАНИЯ В СЕЗОННОМ ЦИКЛЕ ОЗОНА

Известно, что сезонный цикл с весенним максимумом и осенним минимумом является наиболее существенным в ряду вариаций озона. Весенний максимум в северном полушарии приходится на февраль — апрель, более продолжительный осенний минимум — на август — ноябрь. Амплитуды сезонной волны в общем содержании озона (ОСО) значительно зависят от широты пункта наблюдения с коэффициентом линейной корреляции  $r=0,72$  (по данным 28 станций северного полушария от ст. Резольют —  $\varphi=75^\circ$ , ст. Нью-Дели —  $\varphi=29^\circ$ ). На рис. 1 представлены значения амплитуды 12-месячной (сезонной) волны ( $A_{12}$ , %) в зависимости от широты станции ( $\varphi$ ) и соответствующее уравнение регрессии  $A_{12}=0,60\varphi+1,66$ . Амплитуды определены как процентное отношение усредненной по 24 годам (1961—1984 гг.) разности между максимальным и минимальным значениями ОСО к среднему многолетнему для данной станции. Обращает на себя внимание отклонение точек, соответствующих значениям ( $A_{12}$ ,  $\varphi$ ) для Якутска (Я), Петропавловска-на-Камчатке (П), Владивостока (В) и японской станции Саппоро (С), от общей совокупности. Если данные этих станций отбросить, связь между  $A_{12}$  и  $\varphi$  становится еще более тесной с коэффициентом корреляции  $r=0,90$  и уравнением регрессии  $A_{12}=0,58\varphi+1,30$  (штриховая линия).

Модели, с помощью которых пытаются объяснить наблюдаемый сезонный ход ОСО, встречаются с рядом трудностей. В частности, они не обеспечивают аномально высокое содержание озона для вышеуказанных станций, находящихся вблизи действия Восточно-Сибирской геомагнитной аномалии. Как отмечено в работе [8], численные динамико-фотохимические модели для удовлетворительно-

по согласования теоретического содержания озона с наблюдаемым, особенно в области высоких и умеренных широт, вынуждены принимать нереальные значения параметров, характеризующих динамические процессы в стратосфере.

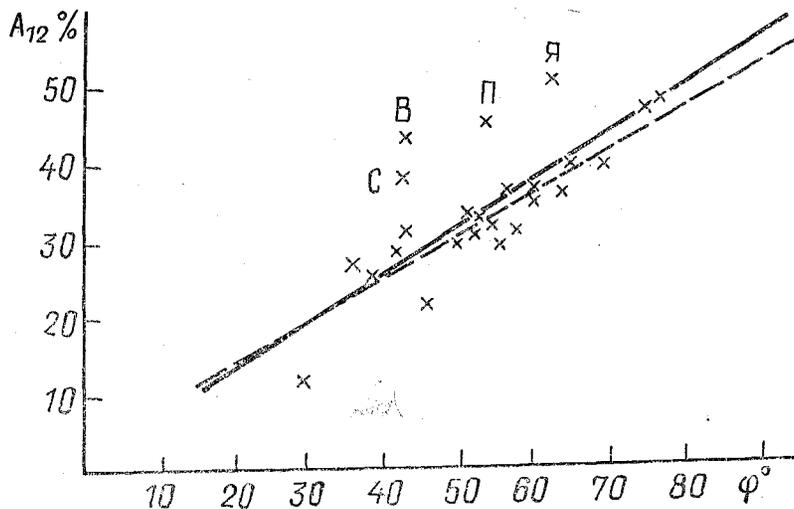


Рис. 1. Относительные амплитуды сезонного цикла ОСО в зависимости от широты станции наблюдения

Фотохимические модели также не дают адекватного отражения действительности. На рис. 2 приведено сравнение одной из фотохимических моделей [2] с результатами наблюдения сезонного хода ОСО по станциям северного полушария. Модель построена на факте четкого разделения поля озона струйными течениями на три воздушные массы с характерными для них значениями ОСО: арктическую ( $60-90^\circ$ ), умеренную ( $35-60^\circ$ ) и тропическую (до  $35^\circ$ ) [14]. По вертикали атмосфера разделена границей на высоте 25 км; выше осуществляется фотохимическое равновесие озона, ниже, куда озон поступает сверху турбулентными потоками, происходит убывание количества озона вследствие его фотохимического разрушения. Кривые наблюдений составлены по данным 28 станций северного полушария за период 1961—1984 гг.

Как видно из рис. 2, модельные расчеты дают более плавный ход озонного содержания с меньшей амплитудой сезонной вариации. Так, в высоких широтах ( $>60^\circ$ ) различие между наблюдаемыми и теоретическими значениями ОСО составляет около 15%, причем модель дает заниженное содержание озона (на 5%) в весеннем максимуме и завышенное (на 10%) в осеннем минимуме. Для умеренных широт различие между модельным ходом ОСО и наблюдениями доходит до 12%. В тропических широтах картина

сезонного хода в модели и наблюдениях смещена во времени. Если совместить максимумы озона (наблюденный — май и модельный — март), совпадут и минимумы (наблюденный — ноябрь и модельный — сентябрь). При этом модель даст более высокие значения ОСО в экстремумах годичного хода, чем наблюдения, примерно на 3%. Следовательно, указанная фотохимическая модель (табл. 7.2 в [2]) дает более интенсивную генерацию озона весной и осенью в тропиках при более низком его содержании весной в высоких и умеренных широтах.

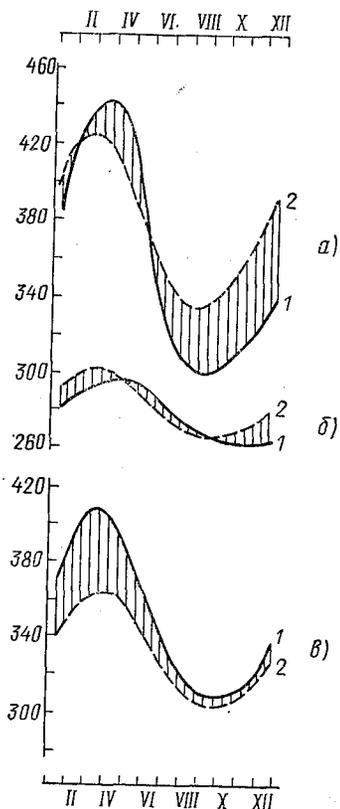


Рис. 2. Сравнение сезонного цикла ОСО по данным наблюдений (1) и по результатам модельных расчетов (2): для высоких широт (а); для тропических широт (б); для умеренных широт (в)

Модельный весенний дефицит озона устраняется, если имеется дополнительный нефотохимический его источник, действующий более интенсивно в высоких широтах и дающий дополнительный вклад в сезонный цикл. Этот вклад обеспечивается квазигодичным циклом ОСО, который проявляется после устранения годичного (сезонного) хода из непрерывного ряда месячных наблюдаемых значений озона (рис. 3).

На рис. 3 представлены временные ряды месячных аномалий ОСО (сезонный ход вычтен) для некоторых станций северного полушария. Для наглядности произведено сглаживание месячных аномалий двойным скользящим усреднением по семи точкам (месяцам), что приводит к рядам с неизменными периодами и фазами, но с уменьшенными амплитудами. Хорошо заметен квазигодичный ход с более или менее значительными амплитудами, к тому же меняющимися со временем и некоторым смещением фаз при переходе от одной станции к другой. Две соседние квазиго-

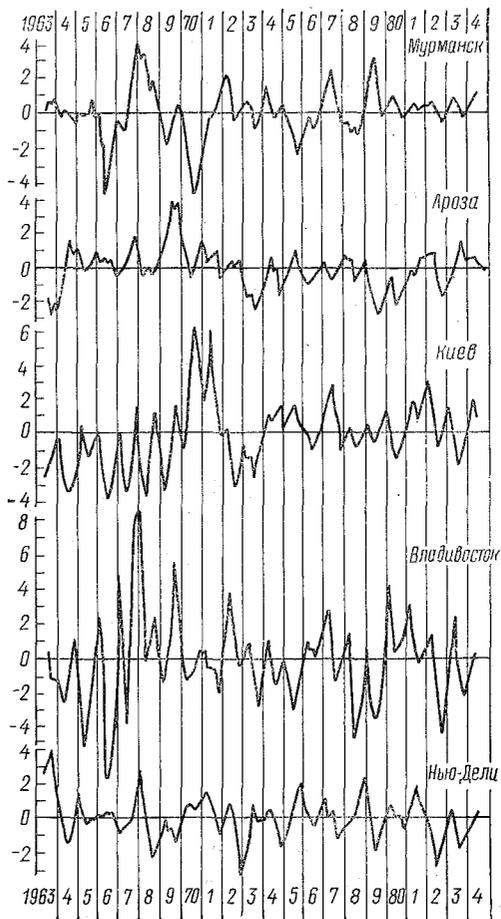


Рис. 3. Временные ряды месячных аномалий озона по данным некоторых станций северного полушария

дичные волны с различными амплитудами формируют квазидвух-летний цикл.

В работе [6] показано, что сезонный ход в озонных рядах представляет собой суперпозицию трех периодов: собственно годового (12 мес.) и близких к нему циклов в 11 и 13 мес. Спектральный анализ месячных аномалий ОСО (с устранением цикла в 12 мес), выполненный методом максимума энтропии, позволяет расщепить полосу квазигодичного цикла и выявить линии, соответствующие периодам 11 и 13 мес.

Оценить мощность каждой линии и соотношение между ними можно, вычислив спектральные плотности или плотности спектров мощности (ПСМ). Для этого временные одномерные ряды месячных аномалий ОСО представляем на комплексной плоскости в виде  $x(t) = x_1(t) + jx_2(t)$ ,  $x^*(t) = x_1(t) - jx_2(t)$ , где  $x_1(t)$  — действительная часть  $x(t)$ ,  $x_2(t)$  — мнимая. С помощью быстрого преобразования Фурье [9] преобразуем временные ряды в частотные:

$$X(k) = \sum_{i=0}^{N-1} x(t) \omega_N^{ik}, \text{ где } \omega_N^{ik} = \exp\left(-j \frac{2\pi ik}{N}\right) = \cos\left(\frac{2\pi}{N} ik\right) - j \sin\left(\frac{2\pi}{N} ik\right)$$
 — комплексная экспонента или  $X(k) = X_1(k) + jX_2(k)$ ;  $X^*(k) = X_1(k) - jX_2(k)$ ; здесь  $k=0, 1, 2, \dots, N-1$  — спектр частот.

Оценки ПСМ на частоте  $k$  вычисляем по формуле  $\tilde{S}_x(k) = \frac{1}{P} |\tilde{X}(k)|^2$ , где  $\tilde{X}(k)$  — сглаженные значения  $X(k)$ ,  $P=NT$ ,  $P$  — длина реализации,  $T$  — шаг (в настоящем случае  $T=1$  мес.),  $N$  — число точек реализации ( $N=256, 1963-1984$  гг.).

Для получения более устойчивых оценок ПСМ (увеличения числа степеней свободы, уменьшения дисперсии) произведено усреднение  $\tilde{S}_x(k)$  в частотном интервале:  $\hat{S}_x(k) = \frac{1}{2l+1} \sum_{i=-l}^l \tilde{S}_x(k+i)$ ; здесь  $k=0, (2l+1), 2(2l+1), \dots, m(2l+1)$ .

Осредненные оценки имеют распределение  $\chi_n^2$  с числом степеней свободы  $n=2M$ , где  $M$  — число осредненных значений. При  $M=5\chi_n=10$ . (100- $\alpha$ ) %-ный доверительный интервал логарифмов оценок  $\hat{S}_x(k)$  имеет вид

$$\left( \lg \hat{S}_x(k) + \lg \frac{n}{\chi_n^2(1-\alpha/2)}, \lg \hat{S}_x(k) + \lg \frac{n}{\chi_n^2(\alpha/2)} \right).$$

Оценки спектральной плотности дают распределение дисперсии по частотам. Для сравнения относительного вклада каждого цикла в общую изменчивость рядов целесообразно представить их в процентном отношении к общей сумме (таблица). Квазигодичный цикл в таблице при вышеуказанном осреднении по частотам представлен двумя периодами:  $12,8 \pm 2,1$  мес. и  $10,4 \pm 1,3$  мес. (с учетом эффективной разрешающей полосы частот  $B_e = M/N$ ).

Относительный вклад в дисперсию месячных аномалий общего содержания озона ряда циклов (в процентах)

Станция (φ, λ)	Период, мес.				
	51,0	25,6	17,0	12,8	10,3
Резольют (75 N, 95 W)	6,1	17,3	8,2	6,2	7,6
Мурманск (69 N, 33 E)	18,4	12,6	4,7	15,5	7,7
Рейкьявик (64 N, 22 W)	8,8	7,4	9,4	6,8	2,4
Якутск (62 N, 130 E)	9,0	7,3	6,8	32,5	12,7
Лервик (60 N, 1 W)	10,6	10,0	14,5	19,5	11,0
Ленинград (60 N, 30 E)	5,5	7,6	2,8	40,3	9,7
Рига (57 N, 24 E)	6,8	12,8	7,9	34,1	8,4
Свердловск (57 N, 61 E)	12,2	6,0	17,6	18,6	16,8
Орхус (56 N, 10 E)	8,0	11,6	6,2	24,9	6,7
Москва (56 N, 38 E)	14,5	14,6	7,2	16,7	4,2
Омск (55 N, 74 E)	16,0	7,5	19,5	27,6	6,2
Эдмонтон (54 N, 114 W)	6,0	8,0	11,7	6,8	11,9
Куйбышев (53 N, 50 E)	3,4	11,9	11,6	23,2	7,1
Иркутск (52 N, 104 E)	4,6	11,1	14,5	28,9	14,6
Киев (50 N, 30 E)	3,4	2,4	1,8	46,8	23,9
Ароза (47 N, 10 E)	9,9	21,0	8,2	9,2	2,5
Одесса (46 N, 31 E)	16,7	15,3	17,9	10,3	4,4
Торонто (44 N, 79 W)	8,1	20,4	8,3	8,9	4,2
Алма-Ата (43 N, 77 E)	7,3	8,0	9,5	27,8	12,7
Владивосток (43N, 132 E)	5,3	2,8	7,1	55,6	16,4
Саппоро (43 N, 141 W)	1,9	17,1	18,2	5,5	6,6
Винья-де-Валле (42 N, 12 E)	19,4	23,0	3,7	9,6	1,4
Ашхабад (38 N, 58 E)	4,6	9,6	18,2	33,8	18,8
Татенто (36 N, 140 E)	5,9	25,0	22,2	11,9	3,7
Нью-Дели (29 N, 77 E)	18,8	8,5	31,9	12,4	1,1

Станции в таблице расположены в порядке убывания их географических широт. Как видно, наиболее значительный вклад в изменчивость рядов месячных аномалий озона дает квазигодичный цикл, обеспечивающий свыше 40% дисперсии по станциям Якутск, Ленинград, Орхус, Иркутск, Киев, Владивосток, Алма-Ата, Ашхабад. На втором месте в показанном диапазоне частот стоит известный квазидвухлетний цикл (25,6 мес.); по ряду станций (Ароза, Торонто, Винья-де-Валле, Татенто) его доля в изменчивости озонных рядов озона свыше 20%.

Учет динамики и значимости квазигодичного и квазидвухлетнего циклов в рядах ОСО открывает перспективы в решении проблемы долгосрочного прогнозирования озона.

Квазигодичный цикл дает дополнительный вклад в сезонный ход озона, обусловленный фотохимическими процессами. Действительно, при сложении двух гармонических колебаний с равными амплитудами ( $A$ ), нулевыми начальными фазами и различными частотами ( $\omega_1, \omega_2$ ) в результате получаем амплитудно-модулированное колебание с несущей частотой  $(\omega_1 + \omega_2)/2$  и амплитудой, меняющейся по закону:  $2A \cos(\omega_1 - \omega_2)/2$ ,

$$A \cos \omega_1 t + A \cos \omega_2 t = 2A \cos \frac{\omega_1 - \omega_2}{2} t \cos \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} t.$$

Пусть далее  $P_1 = 11$  мес.,  $P_2 = 13$  мес., тогда несущая частота имеет период

$$P_0 = \frac{2\pi}{\omega_0} = 2\pi \frac{2}{\omega_1 + \omega_2} = \frac{2P_1 P_2}{P_1 + P_2},$$

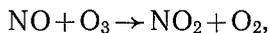
а модулирующая

$$P_A = 2\pi \frac{2}{\omega_1 - \omega_2} = \frac{2(P_2 - P_1)}{P_1 P_2},$$

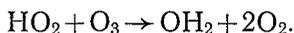
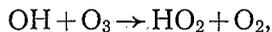
т. е. в результате получается колебание с периодом, близким к 12 мес., и медленно (с периодом около 12 лет) меняющейся амплитудой, что мы и видим на рис. 3.

В действительности колебания квазигодового цикла являются квазигармоническими и имеют не одинаковые, но близкие, амплитуды и фазы, так что реальная картина при сложении их более сложная. Тем не менее значительная часть их действует совместно, давая дополнительный вклад в амплитуду сезонного цикла озона в высоких и умеренных широтах. Это обусловлено природой квазигодовых колебаний. В соответствии с гипотезой, высказанной в [6, 7], исследуемые циклы обусловлены соответствующими вариациями интенсивности галактических космических лучей (ГКЛ) низкой энергии (5—6 ГэВ).

ГКЛ, как и энергичные протоны солнечных вспышек, являются прежде всего сильным деозонирующим фактором. Энергия, переносимая космическими лучами к Земле на 8 порядков меньше лучистой энергии от Солнца. Но вся она поглощается в сравнительно тонком слое атмосферы (верхняя тропосфера — нижняя стратосфера). Здесь на высотах 13—20 км, где скорость фотодиссоциации мала, ионизация воздуха происходит с участием ГКЛ [1, 5, 12]. Образующиеся электроны с энергиями в десятки и сотни эВ в процессах ионизации и диссоциации молекул азота способствуют образованию окислов азота  $\text{NO}_x$  ( $x=1, 2$ ), разрушающих озон в каталитическом цикле:



Наряду с азотным циклом, в области высот 15—23 км действует водородный цикл, приводящий, согласно оценкам [5], к еще более интенсивному (в два раза) разрушению озона:



Разрушение озона ГКЛ преобладает в высоких широтах ( $\varphi \geq 60^\circ$ ), в зимний сезон и на высотах  $< 20$  км. В соответствии с

расчетами [3], зимой на широте  $60^\circ$  доля  $\text{NO}_x$  в общем содержании озона составляет 27%, летом на широте  $40^\circ$ —12%. Этому соответствует убывание содержания озона на 3,3% и 1,2%.

Такова роль ГКЛ в стационарных условиях озонового слоя. В действительности довольно часто наблюдаются отклонения от равновесного состояния, в частности вызываемые протонными вспышками, во время которых может образовываться количество  $\text{NO}_x$ , сравнимое с его годовым производством в нормальных условиях [18].

По данным ИСЗ «*Nimbus-4*» на второй день после мощной вспышки 4 августа 1972 г. в зоне  $75$ — $80^\circ$  на высотах  $\approx 40$  км наблюдалось значительное (примерно на 20%) убывание озона вследствие образования окислов азота  $\text{NO}_x$  и радикалов  $\text{HO}_x$  [19]. На второй — третий день после события отмечено уменьшение ОСО в зоне  $55$ — $65^\circ$  N с некоторым восстановлением содержания озона на четвертый день и последующим монотонным убыванием (на 5% за восемь дней) вследствие адвекции модифицированного воздуха из высоких широт [19]. Эффект пониженного содержания озона в высоких и умеренных широтах (на 15%) наблюдался более 30 суток [21]. В экваториальной зоне этого не было.

После вспышки 3 июля 1982 г. (ИСЗ «*Nimbus-7*») в высоких широтах южного полушария было зарегистрировано значительное возрастание концентрации  $\text{NO}$ , сохранявшееся до середины сентября, т. е. более трех месяцев [22]. Убывание озона зарегистрировано на высоте 78 км, в области широт  $65^\circ$ : на 70% на утренней стороне и на 10—20% — в послеполуденной (ИСЗ «*SME*») [15].

Событие августа 1972 г. позволило уточнить модель Крутцена [16]: скорость образования  $\text{NO}_x$  энергичными протонами в 1,7 раз выше, чем рассчитанная ранее [17].

Так как энергия ГКЛ существенно выше энергии протонов солнечных вспышек, они дают эффект в регулирование содержания озона, как указано выше, в более глубоких слоях атмосферы.

ГКЛ, вследствие радиационного разложения кислорода, могут быть также источником озона в нижней стратосфере, особенно в условиях полярной ночи и в высоких широтах [5]. Этот вариант воздействия космических лучей на весенний максимум озона рассматривается в [8]. Необходимы дальнейшие детальные исследования по изучению соотношения между предлагаемыми механизмами регулирования сезонного хода ОСО космическими лучами. Следует подчеркнуть, однако, что только космические лучи могут давать эффективный вклад в содержание озона в высоких широтах и обеспечивать аномально высокую его концентрацию в регионах действия мощных геомагнитных аномалий (рис. 1).

В последние годы в интенсивности космических лучей обнаружены как квазидвухлетние, так и квазигодичные вариации. Амплитуда годичных вариаций в стратосфере ( $\approx 3$ —4%) значительно превосходит амплитуду годичной температурной волны (около 1%) [10, 11]. Кроме того, наблюдается убывание амплитуды ва-

риации с уменьшением геомагнитной широты, а также сдвиг фазы [10]. Эта модуляция, получившая название зональной, характерна для частиц с энергиями  $\geq 5$  ГэВ, в то время как вариации, обусловленные солнечной активностью  $< 5$  ГэВ. В работе [13] отмечено, что нерегулярные годовичные вариации имеют минимум в первой половине года и максимум во второй, что согласуется с предлагаемым механизмом озонных квазигодичных вариаций.

Авторы работ [10, 11] полагают, что рассматриваемый годичный цикл в интенсивности космических лучей не является солнечно-обусловленным, а вызывается циклическим состоянием магнитосферы и межпланетных магнитных полей.

Природа квазигодичного цикла в интенсивности ГКЛ, в соответствии с разрабатываемой гипотезой [7], связана с соответствующей периодической модуляцией (13 и 11 мес.) условий их вторжения в геомагнитосферу планетами Юпитером и Меркурием [4]. Механизм взаимодействия геомагнитосферы с внешними и внутренними планетами различен и требует особого детального рассмотрения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов П. С., Ларин И. К., Поройкова Л. И., Тальрозе В. Л.* К вопросу о механизме воздействия космических лучей на озоносферу Земли. — В сб.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. М., Гидрометеоздат, 1980, с. 68—73.
2. *Гуцин Г. П., Виноградова Н. Н.* Суммарный озон в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1983.—238 с.
3. *Демин И. Г., Задорожный А. М.* О воздействии галактических космических лучей и солнечных протонных вспышек на озоновый слой. — В сб.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. М., Гидрометеоздат, 1980, с. 123—130.
4. *Дружинин И. П., Сазонов В. И., Ягодинский В. Н.* Космос — Земля. Прогнозы. — М.: Мысль, 1974.—288 с.
5. *Ларин И. К., Мессина Н. А., Тальрозе В. Л.* О роли ионов в химии стратосферы. — В сб.: Атмосферный озон. М., Наука, 1983, с. 10—18.
6. *Нуждина М. А.* К вопросу о годичном цикле в содержании озона. — Вестник Киев, ун-та Астрономия. 1985, вып. 27, с. 38—42.
7. *Нуждина М. А.* 13-месячный цикл в содержании озона. — Вестник Киев ун-та. Астрономия. 1989, вып. 31, с. 50—59.
8. *Осечкин В. В., Гниловский Е. В., Кондратович К. В.* О воздействии галактических космических лучей на формирование весеннего максимума общего содержания озона. — Докл. АН СССР. Геофизика. 1989, т. 308, № 1 с. 825—828.
9. *Отнес Р., Эноксон Л.* Прикладной анализ временных рядов. Основные методы. — М.: Мир, 1982.—428 с.
10. *Охлопков В. П., Охлопкова Л. С., Чарахчян Т. Н.* Годовые вариации космических лучей в нижней атмосфере. — Геомагнитизм и аэрономия, 1986, т. XXVI, № 1, с. 24—29.
11. *Охлопков В. П., Охлопкова Л. С.* Проявление зональной модуляции в двухлетних и годовых вариациях космических лучей. — В сб.: Вариации космических лучей. М., ИЗМИРАН, 1985, с. 82—87.
12. *Чемберлен Дж.* Теория планетных атмосфер. — М.: Мир, 1981.—352 с.
13. *Чирков И. П.* Ритмы в вековых вариациях интенсивности космических лучей. — В сб.: Космические лучи и проблемы космофизики. Новосибирск, СО АН СССР, 1965, с. 206—210.

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

15. Brasseur Guy. First results from the Solar Mesosphere Explorer. — Nature, 1983, v. 304, N 5292, p. 15.

16. Crutzen P. L., Isakson J. S. A., Reid G. R. Solar proton events: stratospheric source of nitric oxide. — Science, 1975, v. 189, N 4201, p. 457—459.

17. Fabian P., Pyle J. A., Wolls R. J. The August 1973 solar proton event and the atmosphere ozone layer. — Nature, 1979, v 277, No. 5696, p. 458—460.

18. Frederick J. E. Solar corpuscular emission and neutral chemistry in the Earth's middle atmosphere. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 19, p. 3179—3186.

19. Heath D. F., Krueger A. J., Crutzen P. L. Solar Proton Events: Influence on Stratospheric Ozone. — Science, 1977, v. 197, N 4306, p. 886—889.

20. Nicolet M. On the production of nitric oxide by cosmic rays in the mesosphere and stratosphere. — Planet. Space Sci., 1975, v. 23, N 2, p. 637—642.

21. Mc. Peters R. D. A nitric oxide increase observed following the July 1982 solar proton events. — Geophys. Res. Lett., 1986, v. 13, p. 667—670.

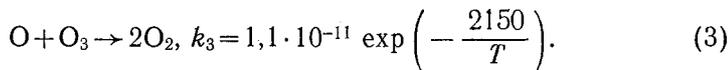
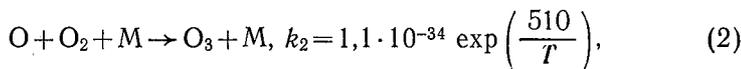
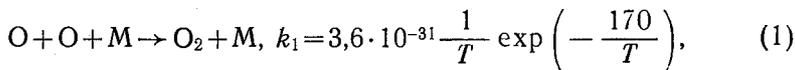
22. Mc. Peters, Jackman G. H. Observations of the effect of solar protons on the chemistry of the middle atmosphere. — AIAA pap., 1986, N 96.—4 p.

УДК 550.338

И. И. СОСИН, Н. Г. СКРЯБИН (ИКФИА)

## ПЕРЕСТРОЙКА КИСЛОРОДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В МЕЗОСФЕРЕ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЭНЕРГИИ ВЫСЫПАЮЩИХСЯ ЭЛЕКТРОНОВ

Изменения содержаний кислородных компонентов  $O$ ,  $O_2$  и  $O_3$  под действием высыпаний электронов в условиях полярной ночи определяется радиолизными процессами и ионно-молекулярными реакциями, описанными в работах [1, 2], а также реакциями [3, 4]:



Изменения концентрации любого из компонентов  $[\Delta O]$ ,  $[\Delta O_2]$ ,  $[\Delta O_3]$  определяется процессами генерации  $G$  и уничтожения  $\omega$ , а также всей совокупностью процессов диффузии и переноса  $\Phi$ , то есть для каждого компонента  $\rho_1 = [\Delta O]$ ,  $\rho_2 = [\Delta O_2]$ ,  $\rho_3 = [\Delta O_3]$  мы можем написать

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} = G_m - \omega_m + \Phi_m, \quad (4)$$

где  $m = 1, 2, 3$ . Или, обозначив  $F_m = G_m - \omega_m + \Phi_m$ ,

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} = F_m. \quad (5)$$

Для численных расчетов применим метод вероятностных переходов [5], а именно, алгоритм имитации процессом блуждания закономерности (5):

$$\rho_i^{n+1} = \frac{1}{2} (\rho_{i-1}^n + \rho_{i+1}^n) \left( 1 + \frac{\tau}{\rho_i^n} \left( F_i^n - \alpha \frac{\partial^2 \rho_i^n}{\partial z_i^2} \right) \right). \quad (6)$$

Здесь  $\alpha = h^2/2$  — параметр выбора шагов по высоте ( $h$ ) и по времени ( $\tau$ ). Выражение  $\frac{1}{2} \left( 1 + \frac{\tau}{\rho_i^n} \left( F_i^n - \alpha \frac{\partial^2 \rho_i^n}{\partial z_i^2} \right) \right)$  есть вероятность перехода из точек  $(t_n, z_{i-1})$  и  $(t_n, z_{i+1})$  в точку  $(t_{n+1}, z_i)$  процессов случайного блуждания.

Разложением в ряд Тейлора алгоритм (6) с точностью до членов  $O(h^2)$  приводится к уравнению (5). Более подробно о применении метода и условия сходимости описано в работе [4].

Таким образом, применяя алгоритм (6), мы можем учесть влияния на содержания  $[O]$ ,  $[O_2]$ ,  $[O_3]$  массопереноса и процессов генерации и уничтожения атомарного кислорода.

Из работ [6, 7] и с учетом процессов (1) — (3)  $G_1$ ,  $\omega_1$  и  $\varphi_1$  для атомарного кислорода будут равны:

$$\begin{aligned} \rho_1 &= [\Delta O], \quad G_1 = Q(t, h) + B(O), \\ \omega_1 &= 2k_1[\Delta O]^2[M] + k_2[O][O_2][M] + k_3[O][O_3], \\ \varphi_1 &= \frac{\partial}{\partial n} \left\{ (D+k) \frac{\partial [O]}{\partial n} + [O]a \right\}, \\ a &= \frac{D+k}{I} \frac{\partial I}{\partial n} + \frac{D}{H_0} + \frac{k}{H_{cp}} + v, \end{aligned} \quad (7)$$

Для молекулярного кислорода:

$$\begin{aligned} \rho_2 &= [\Delta O_2], \quad G_2 = B(O_2) + 2k_3[O][O_3] + k_1[O]^2[M], \\ \omega &= Q(t, h)/2 + k_2[O][O_2][M], \\ \varphi_2 &= \frac{\partial}{\partial n} \left\{ (D+k) \frac{\partial [O_2]}{\partial n} + [O_2]b \right\}, \\ b &= \frac{D+k}{T} \frac{\partial T}{\partial n} + \frac{D}{H_{O_2}} + \frac{k}{H_{cp}} + v, \end{aligned} \quad (8)$$

для озона:

$$\begin{aligned} \rho_3 &= [O_3], \quad G_3 = B(O_3) + k_2[O][O_2][M], \\ \omega_3 &= k_3[O][O_3], \\ \varphi_3 &= \frac{\partial}{\partial n} \left\{ (D+k) \frac{\partial [O_3]}{\partial n} + [O_3]c \right\}, \\ c &= \frac{D+k}{T} \frac{\partial T}{\partial n} + \frac{D}{H_{O_3}} + \frac{k}{H_{cp}} + v. \end{aligned} \quad (9)$$

В этих выражениях  $D$ ,  $k$  — коэффициенты турбулентной и молекулярной диффузии [3, 8];  $v$  — скорость усредненного вертикального движения зимой на широте  $75^\circ$  [9];  $a$ ,  $b$ ,  $c$  — функции, учитывающие эффекты переноса и термодиффузии компонентов  $O$ ,  $O_2$  и  $O_3$ ;  $N_0$ ,  $N_{O_2}$ ,  $N_{O_3}$  и  $N_{cp}$  — приведенные высоты соответственно для  $O$ ,  $O_2$ ,  $O_3$  и для составляющей со среднемолекулярной массой;  $B(O)$ ,  $B(O_2)$ ,  $B(O_3)$  — функции, учитывающие процессы восстановления  $O$ ,  $O_2$ ,  $O_3$  при отсутствии высыпаний, которые считаются постоянными на данной высоте  $h$ ;  $Q(t, h)$  — источник образования атомарного кислорода. В расчетах предполагалось, что  $O$  образуется от распада  $O_2$  в результате ионизации электроном, поэтому в выражении (8) в функции  $\omega$  входит  $Q(t, h)/2$ . Через функцию  $Q(t, h)$  определяется изменение содержания компонентов  $[O]$ ,  $[O_2]$ ,  $[O_3]$  в мезосфере. Функция  $Q(t, h)$  вычислялась для трех спектров электронов вида  $f(E) = A(t) \cdot \exp(-E/E_0)$ , в которых характеристическая энергия принималась равной  $E_0 = 10, 20, 50$  кэВ. При этом параметры модели нейтральной атмосферы были взяты из работ [3, 10, 11].  $A(t) = Nte^{-t^2/c}$  — функция, описывающая временной ход интенсивности высыпания. Как видно  $A(t)$  не зависит от энергии и одинакова для всех трех случаев;  $c = 180\,000$  — коэффициент, регулирующий достижение максимума в импульсе (в нашем случае максимум  $A(t)$  достигается через 5 мин);  $N = 5,5 \cdot 10^6$  — коэффициент, нормирующий значения максимума  $A(t)$  (в нашем случае оно равно  $10^9 \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{кэВ}^{-1}$ ).

Подставляя значения  $\rho_m$ ,  $G_m$ ,  $\omega_m$  и  $\varphi_m$  в выражение (6), получим систему уравнений, которые будут описывать процессы изменения  $[O]$ ,  $[O_2]$  и  $[O_3]$  под действием импульсного высыпания с вышеприведенными характеристиками с учетом суммарной диффузии (турбулентной и молекулярной) и скорости вертикального дрейфа вниз вещества атмосферы. Коэффициенты переноса могут претерпевать значительные изменения от средних значений, приведенных в работах [3, 8, 9]. Поэтому расчеты проводились для набора значений  $(D+k)$  и  $v$ , которые отличались от средних в 0,5, 1 и 2 раза.

На рис. 1 приведены результаты расчетов высотного распределения  $[\Delta O]$ ,  $[\Delta O_2]$  и  $[\Delta O_3]$  через 30 мин, 6 ч, 1 сут., 3 сут. и 6 сут. с момента начала высыпания. Графики  $a$ ,  $b$ ,  $v$  соответствуют характеристическим энергиям  $E_0 = 10; 20; 50$  кэВ экспоненциального энергетического спектра электронов. По рядам  $A$ ,  $B$ ,  $V$  расположены кривые, соответствующие средним значениям  $D$ ,  $k$ ,  $v$ , их увеличенным в 2 раза и уменьшенным в 2 раза значениям. Как видно из рис. 1 на кривых  $[\Delta O]$  и  $[\Delta O_2]$  со временем появляется изгиб на высоте турбопаузы, определяемый включением турбулентной диффузии. Максимум ионизации от высокоэнергичных электронов находится ниже, чем от менее энергичных. Этот факт отражается и на  $[\Delta O]$  в начальные моменты времени. Но, примерно через сутки это различие по высоте становится менее выраженным под действием процессов переноса, с одной стороны, и возрастанием скорости реакции (2), с другой. Начиная с высоты  $\approx 95$  км и ниже

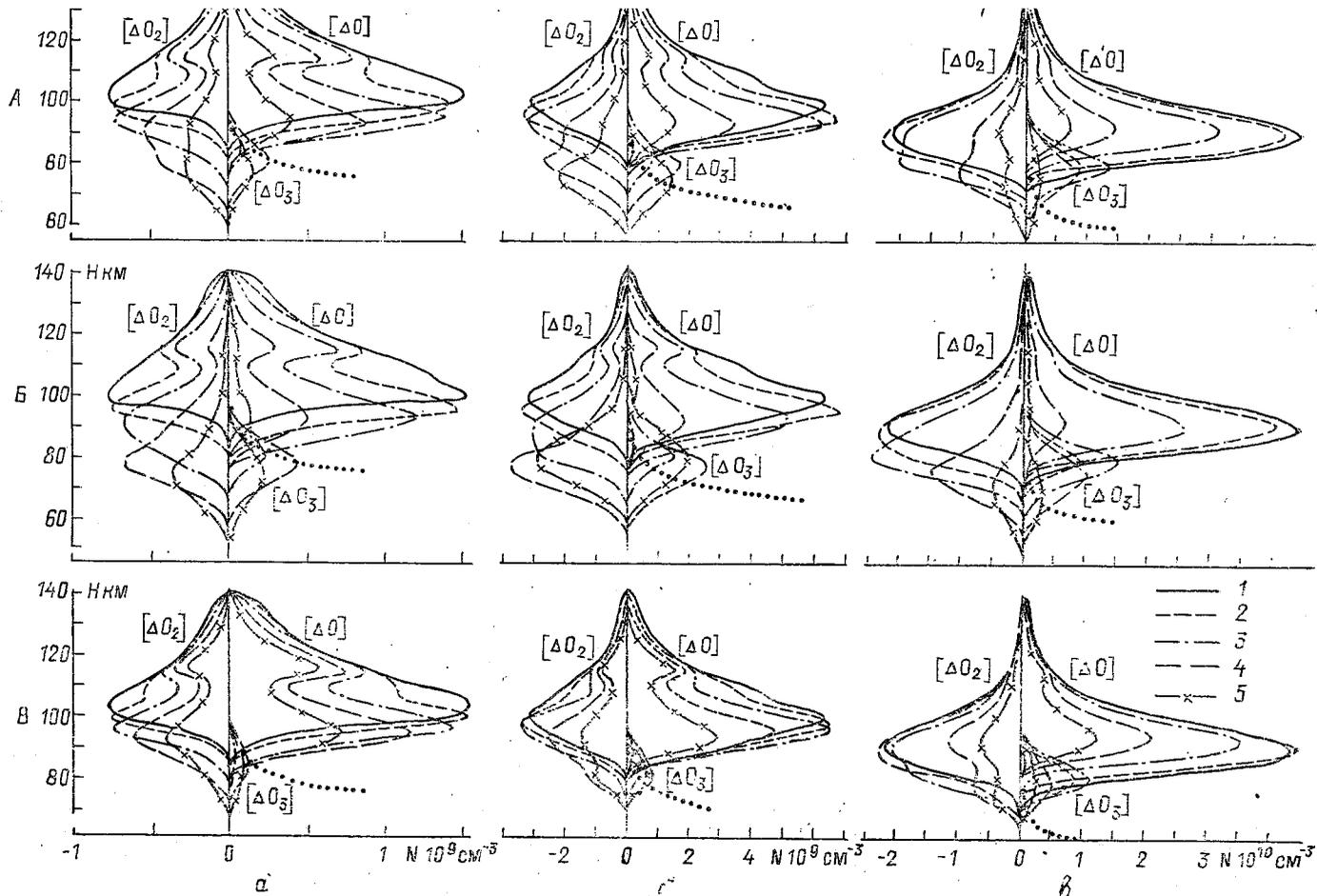


Рис. 1. Высотный ход перестройки во времени соответственно через 30 мин (1), 6 ч (2), сутки (3), 3 суток (4) и через 6 суток (5). Верхние (А), средние (Б) и нижние (В) графики соответствуют изменениям параметров массопереноса в 1, 2 и 0,5 раза

через некоторое время наблюдается рост  $[\Delta O_3]$ . Максимум  $[\Delta O_3]$  находится  $\approx 80$  км, но наблюдается некоторая тенденция изменения этой высоты в зависимости от времени. На рис. 2 представлен временной ход изменения концентрации озона под действием высыпания электронов. Полученную картину можно объяснить следующим образом. В случае (рис. 2, а), основная масса атомов О

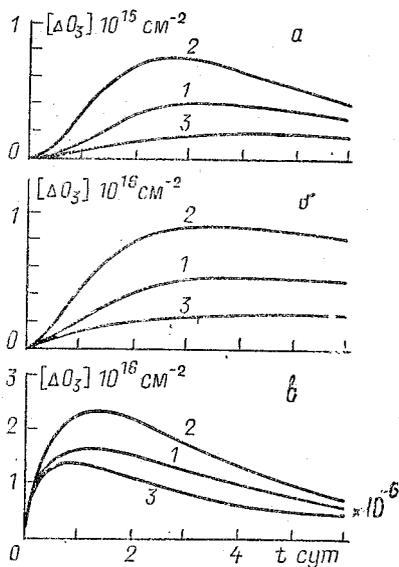


Рис. 2. Временной ход изменения содержания озона в столбе атмосферы под действием высыпания электронов с характеристическими энергиями 10, 20 и 50 кэВ (соответственно а, б, в). Кривые 1, 2, 3 соответствуют изменениям параметров массопереноса в 1, 2 и 0,5 раза

успевают взаимодействовать по реакции (1), что приводит к уменьшению запаса атомов кислорода, которые образовались при высыпании электронов. Если скорость вертикального переноса составляющих атмосферы вниз большая, то большее количество атомов О успевают опускаться до высот, где образование озона идет интенсивнее (реакция (2)). При варианте (рис. 2, в) большое число атомов О образуется сразу на высотах образования  $O_3$ . Поэтому, когда  $k$ ,  $D$  и  $v$  небольшие, то максимум  $[\Delta O_3]$  определяется в основном уничтожением этого запаса атомов кислорода (рис. 2, в, кривая 3). Когда скорости вертикального переноса значительные, то происходит дополнительное поступление атомов О сверху, следовательно, максимум  $[O_3]$  больше по величине и наступает намного позже (рис. 2, в, кривые 1 и 2).

Учитывая данные наблюдений, опубликованные в работах [12, 13], а также численные оценки, приведенные в настоящей статье, авторы считают, что описанная модель по порядку величины может объяснить изменения содержания озона в мезосфере полярных районов электронными высыпаниями и вертикальными движениями.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Jones R. A., Rees M. H. Time dependent studies of the Aurora-1. Ion density and composition. — Planet. Space Sci, 1973, v. 21, N 4, p. 537—557.
2. Сочнев В. Г., Тулинов В. Ф., Яковлев С. Г. Некоторые аспекты воздействия корпускулярного излучения на атмосферу Земли в спокойных и возмущенных условиях. — В сб.: Эффекты солнечной активности в нижней атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 47—53.
3. Мак-Ивен, Филлипс Л. Химия атмосферы. — М.: Мир, 1978.—375 с.
4. Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер. — М.: Мир, 1981.—350 с.
5. Скрябин Н. Г. Метод вероятностных переходов. Якутск, ЯФ СО АН СССР, препринт, 1985.—27 с.
6. Сосин И. И. Влияние процессов переноса на распределение атомарного кислорода, образованного в результате электронных высыпаний. — Бюл. НТИ: Проблемы космофизики и аэронавтики. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984, с. 18—19.
7. Сосин И. И., Скрябин Н. Г. Распределение в верхней атмосфере атомарного кислорода, образованного в результате высыпаний электронов. — В сб.: Комплексные исследования полярной ионосферы. Апатиты, КФ АН СССР, 1987. с. 16—21.
8. Уэбб У. Динамика верхней атмосферы. Термосферная циркуляция. — М.: Мир, 1975, с. 13—43.
9. Kastig J. F., Roble R. G. A Zonally Averaged Chemical-Dynamical Model of the Lower Thermosphere. — J. Geophys. Res, 1981, v. 86, N11, p. 9641—9653.
10. CIRA-72 COSPAR International Reference Atmosphere — Berlin: Akademie-Verlag, 1972, p. 450.
11. Hunt N. G. A Generalized Aeronomic Model of the Mesosphere and Lower Thermosphere Including Ionospheric Processes. — J. Atmos. Terr. Phys, 1973, v. 35, p. 1755—1798.
12. Скрябин Н. Г., Моисеев В. Г., Соколов В. Д., Строд С. Н. Реакция атмосферы на высыпание заряженных частиц. — В сб.: Исследование динамических процессов в верхней атмосфере. — М.: Гидрометеоздат, 1979, с. 218—223.
13. Скрябин Н. Г., Соколов В. Д., Моисеев В. Г., Семенов Я. С. Возможность отклика атмосферы на высыпания высокоэнергичных электронов. — В сб.: Физические процессы в верхней атмосфере высоких широт. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1976, с. 55—61.

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

<i>В. В. Осечкин.</i> 25 лет исследований атмосферного озона в Ленинградском гидрометеорологическом институте . . . . .	3
<i>И. Г. Деминов.</i> Исследование весенней аномалии общего содержания озона в Антарктике по двухмерной радиационно-фотохимической модели . . . . .	9
<i>С. П. Смышляев.</i> Оптимизация алгоритма численного решения уравнений двухмерной среднезональной фотохимической модели . . . . .	17
<i>Е. Г. Аронова, К. В. Кондратович.</i> К вопросу о существовании тренда в изменении общего содержания озона над Северной Америкой . . . . .	23
<i>Е. И. Басманов.</i> Экстремумы озона и их возможное влияние на погоду и климат . . . . .	29
<i>В. А. Баженов, В. С. Ежов, Ю. К. Зубаков, А. Н. Отто.</i> Принципы измерений общего содержания озона в земной атмосфере . . . . .	34
<i>А. В. Шашкин.</i> Измерения общего содержания озона по данным спектрометрирования УФ излучения солнца в узком интервале длин волн . . . . .	40
<i>А. Г. Попов, Т. Д. Жуковская.</i> О погрешностях измерения общего содержания озона широкополосными фильтровыми приборами . . . . .	46
<i>М. С. Бирюлина.</i> О влиянии случайного возмущения оператора прямой задачи на точность определения содержания озона и аэрозоля в атмосфере поляризационным УФ методом . . . . .	51
<i>С. Г. Лебедев, В. П. Челибанов.</i> Особенности измерения концентрации озона хемилюминесцентным газоанализатором в свободной атмосфере . . . . .	60
<i>С. И. Краско, С. Г. Лебедев, В. П. Челибанов.</i> Генератор озона . . . . .	65
<i>Ю. Лондон.</i> Особенности вертикального распределения концентрации озона . . . . .	70
<i>Б. Д. Белан.</i> Влияние струйных течений на поля оптически активных компонент воздуха . . . . .	79
<i>Л. С. Ивлев.</i> Временная изменчивость содержания озона в нижних слоях атмосферы . . . . .	86
<i>В. В. Осечкин, Е. В. Гниловской.</i> О роли выпадающих электронов в балансе стратосферно-мезосферного озона . . . . .	103
<i>М. А. Нуждина.</i> Квазигодичные колебания в сезонном цикле озона . . . . .	111
<i>И. И. Сосин, Н. Г. Скрябин.</i> Перестройка кислородных компонентов в мезосфере в зависимости от энергии выпадающих электронов . . . . .	120

## CONTENTS

<i>V. V. Osetchkin</i> . 25 years of atmospheric ozone investigations at the Leningrad Hydrometeorological Institute . . . . .	3
<i>I. G. Djominov</i> . Investigation of the total ozone spring anomaly over Antarctic as derived from the two-dimensional radiation-photochemical model . . . . .	9
<i>S. P. Smyshljaev</i> . Optimization of the numerical solution algorithm of the two-dimensional mean zonal photochemical model equations . . . . .	17
<i>E. G. Aronova, K. V. Kondratovitch</i> . On a trend of total ozone changes over the North America . . . . .	23
<i>E. I. Basmanov</i> . Total ozone extrema and their possible effect on the weather and climate . . . . .	29
<i>V. A. Bazhenov, V. S. Ezhov, Yu. K. Zubakov, A. N. Otto</i> . Principles of the total ozone measuring . . . . .	34
<i>A. V. Shashkin</i> . Determination of total ozone from measurements of UV solar radiation in the narrow wave-length band . . . . .	40
<i>A. G. Popov, T. D. Zhukovskaya</i> . On the accuracy of the total ozone measurements with the wide-band filter ozone-meters . . . . .	46
<i>M. S. Biriulina</i> . On the effect of a random disturbance of the direct problem operator on the accuracy of measuring ozone density and aerosol with the UV polarizing technique . . . . .	51
<i>S. G. Lebedev, V. P. Chelibanov</i> . Peculiarities of ozone density measurements with the chemiluminescent analyzer in the free atmosphere . . . . .	60
<i>S. I. Krasko, S. G. Lebedev, V. P. Chelibanov</i> . Ozone generator . . . . .	65
<i>J. London</i> . Features of the ozone density vertical distribution . . . . .	70
<i>B. D. Belan</i> . Influence of the jet streams on the optic active components distribution in the atmosphere . . . . .	79
<i>L. S. Iulev</i> . Time variability of ozone density in the atmospheric lower layers . . . . .	86
<i>V. V. Osetchkin, E. V. Gnilovskoy</i> . On the role of precipitating electrons in the stratomesospheric ozone balance . . . . .	103
<i>M. A. Nuzhdina</i> . Quasiannual variations in the total ozone seasonal cycle . . . . .	111
<i>I. I. Sosin, N. G. Skryabin</i> . Redistribution of oxygen components in the mesosphere as dependent on the precipitating electron energy . . . . .	120

Сборник научных трудов  
(межвузовский), вып. 111

**АТМОСФЕРНЫЙ ОЗОН**

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *Р. В. Федорова*

---

Сдано в набор 7.05.91. Подписано в печать 20.12.91. Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 8. Уч.-изд. л. 8,5. Ти-  
раж 300 экз. Темплан 1991 г, поз. 205. Зак. 133. Цена ~~3 р. 00 к.~~ 1 р. 30 к.

---

Типография ВВМУПП имени Ленинского комсомола