

Министерство образования и науки Российской Федерации
Сибирский федеральный университет
Красноярский научный центр
Сибирское отделение Российской академии наук

В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева, Р.Г. Хлебопрос

Стратосферный озон: вид с космической орбиты

Монография

Красноярск
СФУ
2015

УДК 551.510.413.2
ББК 26.231.14
К313

Рецензенты:

А.П. Шевырногов, зав. лабораторией экологической информатики
Института биофизики СО РАН, профессор, доктор технических наук;
В.М. Киселев, доктор физико-математических наук,
профессор кафедры геофизики Института нефти и газа СФУ

Кашкин, В.Б.
К313 Стратосферный озон: вид с космической орбиты: монография / В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева, Р.Г. Хлебопрос. – Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2015. – 184 с.
ISBN 978-5-7638-3348-5

В монографии исследуется общее содержание озона в атмосфере на основе спутниковых данных. Рассмотрены физические и фотохимические явления в озоносфере, экологическая и климатическая роль стратосферного озона, методы измерений и обработки данных, проблема деструкции озонового слоя. Основное внимание уделено закономерностям и особенностям движения масс озона. Предложен метод оценки зонального и меридионального переноса озона в стратосфере, развита технология оценки тренда общего содержания озона, найдены тренды за 1978-2014 гг. Изучена Антарктическая озоновая дыра, указана роль естественных причин в её образовании, предложена модель этого явления.

Книга предназначена специалистам по физике атмосферы, метеорологии и других наук, связанных с изучением окружающей среды, а также студентам и аспирантам.

Электронный вариант издания см.:
<http://catalog.sfu-kras.ru>

УДК 551.510.413.2
ББК 26.231.14

ISBN 978-5-7638-3348-5

© Сибирский федеральный университет, 2015

Ministry of Education and Science of Russian Federation
Siberian Federal University
Krasnoyarsk Scientific Center of the Siberian Branch of the RAS

V.B. Kashkin, T.V. Rubleva, R.G. Khlebopros

STRATOSPHERE OZONE: A VIEW FROM SPACE ORBIT

Monograph

Krasnoyarsk
SFU
2015

UDK 551.510.413.2
BBK 26.231.14
K313

Reviewers:

Shevyrnogov A.P., D.Sc., Prof., Head of the laboratory of Ecological Informatics. Institute of Biophysics Siberian Branch of RAS
Kiselev V.M., D.Sc., Prof., Department of Geophysics, School of Petroleum and Natural Gas Engineering, Siberian Federal University

Kashkin, V.B.

K313 Stratosphere Ozone: a view from space orbit / V.B. Kashkin, T.V. Rubleva, R.G. Khlebopros. – Krasnoyarsk: Siberian Federal University, 2015. – 184 с.
ISBN 978-5-7638-3348-5

Stratosphere Ozone: a view from space orbit offers a discussion based on satellite total ozone data. The authors present the physical and photochemical phenomena of the ozone layer highlighting its environmental and climate impact. The book examines the issue of ozone depletion and demonstrates the methods of ozone measurement and ozone data processing. The research focuses on ozone motion and assessing zonal and meridian ozone speed in the stratosphere. The authors offer an improved technique to estimate the total ozone trend and demonstrate trends from 1978 to 2014. The book explores a planetary ozone anomaly in the Southern Hemisphere (the Antarctic ozone hole). The authors present a model of the Antarctic circumpolar vortex and the ozone hole and discuss the impact of natural phenomena as possible causes of its formation.

Электронный вариант издания см.:
<http://catalog.sfu-kras.ru>

UDK 551.510.413.2
BBK 26.231.14

ISBN 978-5-7638-3348-5

© Siberian Federal University, 2015

Оглавление

Введение	7
Глава 1. Экологическая и климатическая роль стратосферного озона	11
<i>Список литературы к главе 1</i>	<i>16</i>
Глава 2. Система наблюдений и методы измерений.....	19
2.1. Характеристики озона, используемые при измерениях	19
2.2. Глобальная сеть наблюдений за состоянием озонового слоя и современные методы озонотрии	20
2.3. Дифференциальный метод измерений.....	23
2.4. Озонотрическая аппаратура для наземных измерений.....	28
2.5. Космические носители и приборы для мониторинга озонового слоя	31
2.6. Спектрофотометры TOMS и OMI	39
<i>Список литературы к главе 2</i>	<i>45</i>
Глава 3. Проблема деструкции озонового слоя.....	49
3.1. Современные аспекты фотохимического механизма образования и разрушения озона	49
3.2. «Фреоновая» проблема	51
3.3. Роль естественных факторов в изменчивости озонового слоя.....	55
3.4. Оценки вклада антропогенных и естественных факторов в деструкцию озоносферы	65
<i>Список литературы к главе 3</i>	<i>67</i>
Глава 4. Глобальное поле ОСО: закономерности и особенности.....	72
4.1. Общие закономерности распределения озона в атмосфере.....	72
4.2. Влияние орографии на общее содержание озона	74
4.3. Межполушарные различия поля ОСО в умеренных широтах	79
4.4. Сезонная изменчивость и убыль озона в полярных широтах	82
4.5. Локальные аномальные области содержания озона.....	84
<i>Список литературы к главе 4</i>	<i>87</i>
Глава 5. Движение масс озона в земной атмосфере	92
5.1. Вариации ОСО и динамические атмосферные процессы.....	92
5.2. Циркуляционные механизмы, влияющие на поле ОСО	94
5.3. Вихри и озон	101
<i>Список литературы к главе 5</i>	<i>103</i>
Глава 6. Исследование движения масс озона методом атмосферного трассера.....	107
6.1. Восстановление пропущенных значений ОСО.....	107

6.2. Метод атмосферного трассера	113
6.3. Особенности зонального переноса масс озона в стратосфере	125
<i>Список литературы к главе 6</i>	<i>132</i>
Глава 7. Долговременная изменчивость общего содержания озона	135
7.1. Оценки долговременных вариаций озонного слоя.....	135
7.2. Выделение тренда с помощью аппарата сингулярного спектрального анализа.....	140
7.3. Модельный эксперимент	144
7.4. Исследование временных рядов ОСО.....	148
<i>Список литературы к главе 7</i>	<i>154</i>
Глава 8. Планетарная озонная аномалия в Южном полушарии	157
8.1. Антарктическая озоновая дыра.....	157
8.2. Образование циркумполярного вихря. Модель Антарктической озоновой дыры	160
<i>Список литературы к главе 8</i>	<i>177</i>
Заключение	179

Введение

Книга, которую вы намереваетесь прочесть, появилась в результате одного на редкость «простого» метода анализа движения масс озона в атмосфере Земли, если его общее содержание измерено со спутников. В предложенном, одним из авторов (профессором В.Б. Кашкиным), методе цифровые спутниковые данные можно преобразовать в «озоновые облака», а по их перемещению судить об аэродинамических процессах в стратосфере. Читателю предстоит познакомиться не только с результатами анализа «старых» проблем – легенд и заблуждений, но и стать субъектом принимаемых человечеством мер по сохранению озонового щита планеты. Исследования проведены на основе спутниковых данных, находящихся в свободном доступе в сети Интернет на сайтах NASA и NOAA (США).

В настоящее время проблему озонового слоя Земли ставят в число наиболее значимых глобальных проблем, связанных с сохранением природной среды. Глобальные изменения содержания малой газовой составляющей (озона) стали существенным фактором климатических изменений на планете. Влияние озона на климат – это сложный механизм, обусловленный различными процессами с обратными связями, определяющими теплообмен в атмосфере и зависящими от внешних и внутренних геофизических факторов. Еще более важно влияние озона на биосферу, «выход» которой на сушу по времени совпадает со временем образования озоносферы.

Озон является малой атмосферной примесью ($10^{-6} - 10^{-5}$ % от объема), его общая масса составляет $0,64 \cdot 10^{-6}$ массы всей атмосферы. В воздушной оболочке Земли озон располагается в виде сферического слоя толщиной примерно 90 км, охватывая тропосферу, стратосферу и мезосферу. Однако наибольшее количество молекул озона содержится на высотах от 10 до 50 км. Среднее время жизни молекулы озона в области максимальной концентрации составляет примерно 0,5-3 месяца.

Стратосферный озон является важным климатическим и экологическим фактором. Он задерживает ультрафиолетовое солнечное из-

лучение (короче 0,29 мкм), разрушающее белки и нуклеиновые кислоты. Уменьшение количества озона приведет к увеличению облучения земной поверхности солнечной УФ-радиацией, представляющей опасность как здоровью человека, так и биологическим и экологическим системам. Это определяет важность исследований озоносферы в глобальном масштабе.

Поглощая солнечное излучение, озон нагревает стратосферу на высотах 15-55 км и тем самым влияет на характер планетарных тепловых и циркулярных процессов в земной атмосфере. Географические особенности распределения и ежедневные вариации озона тесно связаны с циркуляцией атмосферы. Наблюдения за озоном позволяют получить материал для изучения динамики атмосферы.

Необходимо отметить, что в естественных условиях молекулы озона образуются и разрушаются под действием различных естественных и антропогенных факторов. Скорость реакций деструкции озона зависит от катализаторов, в роли которых могут выступать как естественные атмосферные окислы, так и вещества, попадающие в атмосферу в результате тектонической деятельности (например, при извержении вулканов). Однако во второй половине XX в. было обнаружено, что катализаторами реакций разрушения озона могут быть антропогенные вещества, способные нарушить динамическое равновесие процессов образования и деструкции озона, уменьшая тем самым озоновый слой в атмосфере и ослабляя его экранирующую роль в жизнедеятельности планеты. К сожалению, общее содержание озона в атмосфере постепенно уменьшается, в полярной области Южного полушария образуется планетарная озонная аномалия – Антарктическая озоновая дыра.

Для измерения содержания озона используются его оптические свойства – поглощение и излучение им радиации. На поверхности Земли содержание озона в столбе атмосферы определяют, оценивая ослабление ультрафиолетового излучения Солнца в узких интервалах на двух (четырёх) длинах волн. Спутниковые спектрометры УФ-диапазона регистрируют уходящее солнечное излучение, отраженное и рассеянное назад молекулами озона. Достаточно полная информация о пространственно-временных вариациях ОСО (общего содержания озона) представлена в ежедневных спутниковых данных. Необходимо подчеркнуть, что спутниковая информация об изменчивости стратосферного озона крайне важна как для прогнозов состояния озоносферы, так и для проверки существующих атмосферных моделей.

Во второй половине XX в. обнаружено два озонных «феномена», а именно «похудение» озоносферы, т.е. глобальное уменьшение кон-

центрации озона, и сезонное образование громадных по площади озоновых дыр, общее содержание озона в которых в конце зимы – начале весны над Южным полюсом резко уменьшалось. Интерес к озонной проблеме возник далеко за пределами научного сообщества и приобрел социальный характер, а также ярко выраженную экономическую «окраску». Последнее обстоятельство выразилось в том, что озонная проблема «обросла» легендами, заблуждениями и острой, «явно ненаучной» полемикой.

В рамках проблемы деградации озонового слоя в качестве основной причины его истощения указывается на фотохимическое разрушение озона антропогенными факторами. В 1973 г. Ш. Роуланд и М. Молина обнаружили, что продукты распада фреонов (хлорфторуглеродов) могут разрушать стратосферный озон. В 1976 г. Всемирная метеорологическая организация (ВМО) разработала проект «Глобальные исследования и мониторинг озона». В 1977 г. был выработан план действий по защите озонового слоя от антропогенного воздействия, а в 1985 г. подписана Венская конвенция об его охране. Этой же цели служат Монреальский протокол 1987 г. и поправки к нему, предусматривающие контроль за озоноразрушающими соединениями, прекращение производства и использования фреонов. Россия присоединилась к Венской конвенции и подписала Монреальский протокол, что закреплено в ст. 54 Закона РФ «Об охране окружающей среды».

Важно подчеркнуть, что научный и общественный интерес к озонной проблеме связан с тремя аспектами – это долговременное уменьшение суммарного озона в XX в., появление в весенний период Антарктической озонной дыры и возможное антропогенное разрушение озоносферы.

Несмотря на большое количество экспериментальных и теоретических исследований, реальные причины убыли озона до сих пор окончательно не установлены. В материалах Всемирной метеорологической организации указывается, что в целом прогноз состояния озонового слоя остается неопределенным, существующие химические модели не позволяют точно воспроизвести наблюдаемые вариации ОСО. Кроме того, приводимые в научной литературе сведения о скорости убыли стратосферного озона крайне противоречивы.

Существует мнение о том, что если процесс деструкции имеет естественное происхождение, то он может иметь периодический характер – вслед за разрушением может наступить восстановление общего содержания озона. С другой стороны, меры по ограничению производства и распространения озоноразрушающих веществ рано

или поздно также должны привести к увеличению количества озона в атмосфере. И действительно, в конце XX в. концентрация озона понизилась, но в начале нового века был зарегистрирован ее небольшой рост. Однако вопрос о причине разрушения озонового слоя остался открытым, как и вопрос о скорости восстановления озоносферы.

До настоящего времени продолжается дискуссия о природе аномальных явлений в озоновом слое (Антарктическая озоновая дыра в Южном полушарии, «мини-дыры» в Северном полушарии). Постепенно усиливается понимание того, что вариации озонового слоя в Южном полушарии имеют не только фотохимическую природу, но и обусловлены геофизическими процессами в стратосфере. В этой связи актуальными становятся разработка методов контроля за движением масс озона и детальное исследование пространственно-временной изменчивости озонового слоя, а также уточнение скорости убыли ОСО. Актуален также поиск дополнительных механизмов, способствующих образованию озоновых аномальных явлений (например, Антарктической озоновой дыры) и не связанных с фотохимией.

Монография посвящена анализу спутниковых данных об озоновом слое Земли и изложению новых научных данных. Основное внимание уделено рассмотрению закономерностей и особенностей глобального поля ОСО, движению масс озона в земной атмосфере, а также проблемам образования и существования планетарной озонной аномалии в Южном полушарии. В.Б. Кашкиным написаны главы 6, 7, 8, Т.В. Рублевой – главы 2, 3, 4 (совместно с В.Б. Кашкиным) и 5, Р.Г. Хебопросом – введение, глава 1, заключение.

Результаты исследований представляют интерес для специалистов в области физики атмосферы и экологии. Монография может быть использована в качестве учебного пособия для аспирантов и студентов старших курсов, а также рассчитана на широкий круг читателей.

Глава 1

Экологическая и климатическая роль стратосферного озона

Научный и общественный интерес к состоянию озонового слоя Земли обусловлен его важной климатической и экологической ролью в динамических, радиационных и химических процессах системы «Солнце – атмосфера – земная поверхность – космос». Из всего потока солнечной энергии, поступающей на Землю, озон поглощает около 3 %, или $5 \cdot 10^{20}$ Дж/сут [1]. Истощение озонового слоя вызывает существенные изменения в радиационном балансе земной атмосферы. В результате в нижней атмосфере и на поверхности Земли возрастает поток солнечного ультрафиолетового (УФ) излучения. Фактически озоносфера является защитным экраном от солнечного УФ-излучения, оказывающего воздействие на различные биологические и химические процессы.

К началу XXI в. деструкция озонового слоя уже привела к существенным изменениям в экосистемах Земли [2-5]. Кроме увеличения потока УФ-излучения с длиной волны короче 320 нм, в тропосфере и стратосфере произошло изменение температурных режимов. Таким образом, в XXI в. стали чрезвычайно важными две взаимосвязанные экологические проблемы: деградация озонового слоя, в том числе образование «озоновых дыр», а также связь деградации озоносферы и климатических изменений.

Считается, что озоновый слой сформировался в атмосфере около 400-450 млн лет назад в результате постепенного накопления в ней свободного кислорода [6]. К настоящему времени общая масса озона в атмосфере равна примерно $3,204 \cdot 10^9$ т, что составляет всего $0,64 \cdot 10^{-6}$ массы всей атмосферы [7]. Средняя концентрация озона в атмосфере $\sim 4 \cdot 10^{-7}$ по объему. Если собрать весь озон в слой при нормальных условиях (давлении 1013,25 гПа и температуре 273,16 К), то толщина этого слоя, т.е. общее содержание озона (СОО), составит около 3 мм,

или 300 единиц Добсона (е.Д.), что соответствует среднегодовому глобальному ОСО [8].

Установлено, что озон содержится в трех слоях атмосферы: тропосфере, стратосфере и мезосфере [7]. Согласно современным оценкам, в тропосфере содержится около 8-10 % озона на высотах до 8-10 км над полюсами, 10-12 км в умеренных широтах и 16-18 км над экватором. С экологической точки зрения наиболее важен стратосферный озон. В стратосфере содержится до 80-85 % всего озона. Часть озона содержится в мезосфере (55-80 км).

Одним из источников озона в приземном слое атмосферного воздуха являются фотохимические реакции с участием оксидов азота (NO_x), летучих органических соединений (ЛОС) и ряда других веществ – предшественников озона [9]. При взаимодействии с окружающей средой в приземном слое озон действует как мощный окислитель с сильным медико-биологическим воздействием. В нижних слоях атмосферы озон является третьим химическим соединением по вредному воздействию на жизнедеятельность растений после двуокиси серы и фторидов [10].

Кроме того, приземный озон относится к веществам первого класса опасности и является одним из основных факторов загрязнения воздуха вместе с взвешенными веществами, монооксидом углерода, диоксидом азота и диоксидом серы [9]. В промышленных районах могут формироваться локальные области, где регистрируются повышенные значения концентрации озона – опасные для здоровья населения (в особенности в условиях образования фотохимического смога в крупных городах). Это тревожный сигнал, поскольку плохое качество воздуха является серьезной угрозой и для экологических систем планеты [5, 11].

Для контроля токсичных воздействий на экосистему Всемирная организация здравоохранения (ВОЗ) ввела гигиенический стандарт оценки качества воздуха, являющийся ориентиром для уменьшения влияния атмосферных загрязнителей на здоровье человека [9]. В качестве рекомендуемого норматива принят такой показатель, как предельно допустимая концентрация (ПДК) озона. Наличие превышающих ПДК озона и других оксидантов в атмосфере могут вызывать преждевременное старение легких, раздражение глаз, носа и горла, кашель, головную боль и т.д. [12]. Например, в странах ЕС ПДК озона должно быть равным 100 мкг/м^3 (ежедневное среднее за 8 ч светлого времени) [9].

Согласно оценкам, приведенным в [5, 12], в Европе кратковременному воздействию повышенных концентраций приземного озона

подвергается более 100 млн жителей. При увеличении концентрации озона выше указанного норматива происходит увеличение смертных случаев на 3-5 %. По российским гигиеническим стандартам [13], ПДК озона в атмосферном воздухе составляет максимально разовую концентрацию 160 мкг/м³ (среднее за 20 мин), среднесуточную – 30 мкг/м³ и в воздухе рабочей зоны – 100 мкг/м³ (среднее за 8 ч). Локальные концентрации озона могут достигать опасных значений для флоры и фауны, в несколько раз превышая уровень ПДК [12].

В тропосфере озон – химически активное соединение, результат фотохимического загрязнения воздуха и притока из стратосферы [11, 14]. О тропосферном загрязнении в региональном и глобальном масштабах свидетельствуют следующие цифры: в Центральной Европе происходит прирост озона со скоростью ~1 % в год, в глобальном масштабе скорость повышения концентрации озона составляет также примерно 1 % в год [15].

Тропосферный озон является активным парниковым газом, который оказывает прямое и косвенное влияния на климат [5, 14, 16]. Во-первых, тропосферный озон поглощает коротковолновую солнечную радиацию и длинноволновое земное излучение. Увеличение его содержания усиливает парниковый эффект, определяющий радиационный баланс Земли. Вклад тропосферного озона в эти процессы оценивается от 8 до 20 % [12]. Во-вторых, тропосферный озон участвует в химических реакциях, изменяющих концентрации других парниковых газов (например, метана) [5].

Мезосферный озон – один из многих малых газовых составляющих атмосферы, участвующий в сложной системе фотохимических взаимодействий [7, 15]. Среднее время жизни молекулы озона составляет от нескольких часов до суток. В дневное время на высотах выше 55 км содержание озона существенно меньше его ночных значений [17]. Неоднородное распределение озона создает сложную систему термобарических образований, характеризующихся большой подвижностью и изменчивостью.

На высотах 60-80 км озон участвует в аэрономических процессах и формировании термической структуры мезосферы, а также в образовании нижней части ионосферы [18]. На высотах 50-100 км, в арктической зоне полярных широт, наблюдаются очаги повышенной концентрации озона, образование которых связано с воздействием заряженных частиц [19].

Актуальной проблемой является влияние стратосферного слоя озона на климат планеты. Поглощая солнечное УФ-излучение и пере-

давая энергию другим газам, озон нагревает стратосферу, в её нижних и средних слоях возникает положительный вертикальный градиент температуры. Поэтому в стратосфере температура растет с высотой, в то время как в тропосфере температура воздуха с высотой уменьшается [5, 20]. Температурный режим стратосферы оказывает существенное влияние на характер планетарных тепловых и циркуляционных процессов. Вклад в нагрев атмосферы вносит также поглощение озоном излучения Земли в инфракрасном (ИК) диапазоне на длине волны около 9,57 мкм.

Необходимо отметить, что воздействие озона на климат имеет сложный характер, обусловлено различными процессами с обратными связями, определяющими теплообмен в атмосфере и зависящими от множества факторов: внешних (астрономических) и внутренних (геофизических). Более детальная оценка воздействия атмосферного озона на климат может быть получена при накоплении наземных и спутниковых данных об ОСО за длительный временной период, а также связана с разработкой и реализацией достаточно надежных численных атмосферных моделей.

Деградация озона (особенно на высотах максимума его содержания) и увеличение концентрации парниковых газов и водяного пара в стратосфере приводят к тому, что в глобальном масштабе за последние 25-30 лет наблюдается выхолаживание стратосферы, происходящее со средней скоростью около 0,4-0,8 К за 10 лет [21]. В то же время локальные уменьшения общего содержания озона наблюдаются в средней стратосфере в областях с низкими температурами, обусловленными адиабатическим охлаждением восходящих потоков. Это подтверждается данными [22], полученными за 1973-2002 гг. для территории Российской Федерации: «теплой» нижней стратосфере соответствовали повышенные среднегодовые и средние за (декабрь-март) значения ОСО, а «холодной» – пониженные значения ОСО.

Действуя как защитный экран от жесткого солнечного УФ-излучения, стратосферный слой озона предохраняет от разрушения белки и нуклеиновые кислоты. В целом биологическое воздействие солнечного УФ-излучения проявляется в трех диапазонах длин волн λ , достигающих поверхности Земли: *A* ($315 < \lambda < 400$ нм), *B* ($280 < \lambda < 315$ нм), *C* ($100 < \lambda < 280$ нм) (в отдельных работах граница между областями *УФ-B* и *УФ-A* составляет 320 нм) [23]. Стратосферный озон является основным поглотителем солнечной ультрафиолетовой радиации в спектральных областях *B* и *C*. На интенсивность излуче-

ния в области *A*, прилегающей к видимой части спектра, оказывает влияние также атмосферный аэрозоль.

Излучение в спектральной полосе *B* обладает наибольшей эритемной эффективностью – способностью вызывать эритему (расширение мельчайших капилляров кожи и сопутствующие этому процессы). Это излучение обладает общим терапевтическим и антирахитическим действием. Излучение в области *A* менее эффективно биологически, но оказывает достаточно благотворное эритемное и загарное воздействие. Излучение в спектральном диапазоне *C* влияет негативно на растения и животных, при этом обладает мощным бактерицидным действием.

Интенсивность УФ-облученности подстилающей поверхности зависит от высоты Солнца над горизонтом и максимальна в местный полдень. Наиболее велика УФ-облученность в тропиках и субтропиках [24]. В средних широтах на равнине, в частности в Центральной Сибири, где число облачных дней доходит до 80 %, наблюдается дефицит излучения в спектральном диапазоне *A* достигающий, в среднем 30-45 % от медицински обоснованной нормы [23, 25]. Более детальное описание интенсивности различных биологических воздействий УФ-радиации на окружающую среду в зависимости от длины волны приведено в [26].

Существенное уменьшение общего содержания озона и, соответственно, увеличение ультрафиолетового излучения, в принципе, может привести к негативным последствиям. Однако само по себе уменьшение ОСО в некоторых районах земного шара пока не является катастрофическим, особенно в средних и высоких широтах при относительно низкой высоте Солнца. В атмосфере УФ-излучение кроме озона поглощают также облака и аэрозольные образования.

Стратосферный озон, задерживая жесткое УФ-излучение Солнца в диапазоне *C* и значительно ослабляя полосу *B*, регулирует интенсивность и биологическую активность солнечного излучения. Таким образом, формирование ультрафиолетового климата Земли зависит от состояния озоносферы. Истощение озонового слоя над средними широтами только на 1 % может привести к росту УФ-радиации ~ на 2 % [27]. В [28] отмечается, что уменьшение общего содержания озона на 1 % приводит к увеличению УФ-облученности от 0,2 до 2%, в зависимости от длины волны.

В XX в. была обнаружена тенденция в увеличении УФ- облученности. По наземным данным за 1989-1997 гг. (период интенсивного истощения озонового слоя) уровень приземной биологически ак-

тивной УФ-радиации увеличился на 15 % (при $\lambda = 300$ нм) и на 8 % ($\lambda = 305$ нм) за 10 лет [11]. Согласно спутниковым данным за 1979-1992 гг., уровень ультрафиолетовой радиации в Северном полушарии за 10 лет увеличился для 40° с.ш. на $(3,0 \pm 2,8 \%)$, для 60° с.ш. – на $(3,7 \pm 3 \%)$. В Южном полушарии на 40° ю.ш. уровень УФ-радиации возрос на 6 %, на 60° ю.ш. – на $(3,6 \pm 2 \%)$. В [29] выявлен 3-7 %-ный положительный тренд зональных значений УФ-облученности земной поверхности за 10 лет. Увеличение уровня ультрафиолетовой радиации стало важнейшей экологической проблемой, тесно связанной с состоянием защитного экрана планеты.

Необходимо отметить, что распределение озона в глобальном масштабе обусловлено сложным взаимодействием между контролирующими его содержание солнечным излучением, химическими и тепловыми процессами, а также динамикой атмосферы. Для решения проблемы пространственно-временной изменчивости озонового слоя необходимо изучать соответствующие физико-химические механизмы.

Список литературы к главе 1

1. Гушин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 239 с.
2. Александров Э.Л., Кароль И.Л., Ракипова Л.Р., Седунов Ю.С., Хргиан А.Х. Атмосферный озон и изменения глобального климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. 167 с.
3. Bunn A.G., Goetz S.J. Trends in satellite-observed circumpolar photosynthetic activity from 1982 to 2003: the influence of seasonality, cover type, and vegetation density // Earth Interactions. 2006. V. 10. № 12. P. 1–11.
4. Zuev V.V. Reconstruction and prediction of long-period variations of ozonosphere using ozonometric and dendrochronological data // International Journal of Remote Sensing. 2005. V. 26. № 16. P. 3631–3639.
5. Кондратьев К.Я., Крапивин В.С. Моделирование глобального круговорота углерода. – М.: Физматлит, 2004. 336 с.
6. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. – М.: Физматлит, 2011. 452 с.
7. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. 291с.
8. Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. 288 с.

9. Air Quality Guidelines: Global Update 2005. Particulate matter, ozone, nitrogen dioxide and sulfur dioxide. – World Health Organization (WHO), 2006. 484 p.
10. Семенов С.М., Кунина И.М., Кухта Б.А. Тропосферный озон и рост растений в Европе. – М.: ИЦ Метеорология и гидрология, 1999. 207 с.
11. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Алоян А.Е., Вароцос К.А. Изменения общего содержания стратосферного и тропосферного озона: наблюдения и численное моделирование // Исследование Земли из космоса. 1999. № 5. С. 12–30.
12. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 1. Свойства и роль в природных и техногенных процессах // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 4. С. 299–322.
13. Гигиенические нормативы ГН 2.1.6.1338–03 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населённых мест» (с изменениями от 03.11.2005, 04.02.2008, 27.01.2009 г.). – М.: Минздрав России, 2003. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://www.gosthelp.ru/text/GN216133803_Predelnodopust.html.
14. Оценочный доклад об изменениях климата и его последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1. Изменения климата. – М.: Росгидромет, 2008. 227 с.
15. Смышляев С.П., Галин В.Я., Володин Е.М. Модельное исследование межгодовой изменчивости содержания атмосферного озона в средних широтах // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 2. С. 210–221.
16. Solberg S., Nov Ø., Søvde A., Isaksen I. S. A., Coddeville P., Backer H. De, Forster C., Orsolini Y., Uhse K. European surface ozone in the extreme summer 2003 // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. D07307. doi:10.1029/2007JD009098.
17. Косцов В.С., Тимофеев Ю.М. Озон в мезосфере по данным спутникового эксперимента CRISTA-1: 2. Пространственные распределения и суточные вариации // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 2. С. 215–226.
18. Криволицкий А.А., Репнев А.И. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. – М.: ГЕОС, 2009. 384 с.
19. Осечкин В.В., Гниловской Е.В. О роли высыпающихся электронов в балансе стратосферно-мезосферного озона: сб. трудов «Атмосферный озон». СПб.: Ленингр. Метеорол. ин-т, 1991. Вып. 111. С. 103–111.

20. Монин А. С. Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. 247 с.
21. Вишератин К.Н. Межгодовые вариации и тренды среднезональных рядов общего содержания озона, температуры и зонального ветра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 4. С. 67–85.
22. Кароль И.Л., Сыроваткина О.А., Соломатникова А.А., Шаламянский А.М. Анализ межгодовых изменений общего содержания озона над территорией России в 1973–2002 гг. по данным измерений наземных станций // Метеорология и гидрология. 2006. № 3. С. 19–28.
23. Кашкин В.Б., Сухинин А.И. Дистанционное зондирование Земли из космоса: Цифровая обработка изображений. – М.: Логос, 2001. 263 с.
24. Global Solar UV Index. A Practical Guide. Глобальный солнечный УФ-индекс. Практическое руководство. ВОЗ, 2002. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://www.who.int/uv/publications/globalindex/>
25. Белан. Б.Д. Озон в тропосфере. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2010. 487 с.
26. Зуева Н.Е. Связь изменений биологически активной УФ–В солнечной радиации с колебаниями общего содержания озона // Journal of Siberian University. 2008. Biology 4. № 1. P. 345–357.
27. Муртазов А.К. Экология околоземного космического пространства. – М.: Физматлит, 2004. 304 с.
28. McKenzie R.L., Björn L.O., Bais A., Ilyasd M. Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface // Photochemical and Photobiological Sciences. 2003. № 2. P. 5–15. doi:10.1039/b211155c.
29. Ziemke J.R., Chandra S., Herman J.R Erythemally weighted UV trends over northern latitudes derived from Nimbus 7 TOMS measurements // Journal of Geophysical Research. 2000. V. 105. № D6. P. 7373–7382.

Глава 2

Система наблюдений и методы измерений

2.1. Характеристики озона, используемые при измерениях

Интегральное (суммарное) распределение озона в атмосфере характеризуют такие параметры, как общее содержание озона $X(O_3)$, концентрация озона $N(O_3)$ и относительное содержание $r(O_3)$.

Как указывается в [1, 2], $ОСО = X(O_3)$ – толщина слоя озона в вертикальном столбе атмосферы. Размерность $[X(O_3)] = \text{см}$. Обычно ОСО (общее содержание озона) выражается в единицах Добсона, 1 е. Д. = 10^{-3} см.

Концентрация озона $N(O_3)$ – число молекул озона в столбе атмосферы с площадью основания 1 см^2 при тех же условиях, $[N(O_3)] = \text{см}^{-3}$. При указанных условиях число молекул озона в 1 см^3 определяется числом Лошмидта $N_L = 2,6868 \cdot 10^{19}$. Таким образом,

$$N(O_3) = N_L \cdot X(O_3). \quad (1)$$

Из (1) следует, что 1 е.Д. соответствует $2,6868 \cdot 10^{16}$ молекулам в вертикальном столбе газа с основанием 1 см^2 при нормальных условиях. Для средних широт Северного полушария значение ОСО, равное $X(O_3) = 345 \text{ е.Д.} = 345 \cdot 10^{-3} \text{ см}$, эквивалентно величине $N(O_3) = 9,27 \cdot 10^{22} \text{ молекул/см}^2$ [1].

Относительное содержание $r(O_3)$ определяется как отношение парциальной плотности озона ρ_3 , характеризующей массу газообразного объема в единице объема воздуха, к плотности воздуха ρ при нормальных условиях [2]:

$$r(O_3) = \frac{\rho_3}{\rho} \quad (2)$$

или как отношение парциального давления озона p_3 к давлению воздуха p

$$r(O_3) = 1,6571 \cdot \frac{p_3}{p}. \quad (3)$$

Здесь под парциальным давлением p_3 понимается давление, под которым находился бы озон, если бы из воздуха были удалены все остальные газы, а объем и температура сохранились прежними [3]. Параметр $r(O_3)$ – безразмерный. При заданной температуре T парциальное давление озона p_3 почти пропорционально плотности ρ_3 , поскольку, как считает А.Х. Хргиан, температура в тонком слое озона обычно мало меняется. И если параметр ρ_3 выражен в мкг/м^3 , то между p_3 и ρ_3 существует зависимость

$$p_3 = 1,7322 \cdot 10^{-3} T \rho_3. \quad (4)$$

Парциальное давление p_3 используется для представления измерений озона химическими озонозондами.

2.2. Глобальная сеть наблюдений за состоянием озонового слоя и современные методы озонотрии

Мониторинг атмосферного озона проводится на основе ежедневных данных, полученных с помощью наземной озонотрической сети и спутниковых методов. В 1973 г. мировая наземная сеть состояла из 140 озонотрических станций. В настоящее время ежедневные наблюдения за состоянием озонового слоя проводятся регулярно на пяти континентах на 300 наземных станциях в дискретных точках на материках и островах, в том числе в Арктике и Антарктиде [4]. Более 70 организаций из 50 стран предоставляют информацию об общем содержании озона в Глобальную службу атмосферы (Global Atmosphere Watch, GAW или ГСА) Всемирной метеорологической организации.

На отдельных наземных станциях накоплены большие массивы данных измерений ОСО. В частности, на станции Ароза в Швейцарии ($46,8^\circ$ с.ш.; $9,68^\circ$ в.д.) наблюдения за ОСО проводятся с 1926 г. [5]. В России массив озонных данных сформирован на основе наблюдений за последние 35 лет [6]. Ежедневные данные поступают в Мировой

центр данных наблюдений за озоном и УФ-радиацией (WOUDC – World Ozone and Ultraviolet Data Center, Canada).

На большинстве станций измеряют только общее содержание озона, но на примерно 50 станциях определяют вертикальное распределение озона с помощью озонзондов электрохимического типа, поднимаемых до высоты примерно 30 км [1]. Последняя информация в основном используется для взаимной коррекции наземной и спутниковой аппаратуры, а также при изучении локальной и региональной изменчивости озона.

Над территорией России Росгидрометом осуществляется диагностика текущего состояния озонового слоя на основе анализа серии карт, построенных за определенные временные интервалы (сутки и более) [6]. Картографическая информация содержит изображения поля ОСО (в е.Д.) за каждый день, абсолютные отклонения (от климатической нормы) значений общего содержания озона (в е.Д.) за сутки, относительные отклонения озона от климатической нормы (в %) и стандартное отклонение (СКО) ОСО от климатической нормы (в е.Д.)

Экспериментальные исследования озона стали наиболее актуальными в связи с обнаружением аномальных образований в озоновом слое и убылью общего содержания озона. Особенности измерений малой газовой составляющей O_3 обусловлены сложностью объекта исследования и спецификой решаемых задач; и включают накопление, обработку и интерпретацию данных с целью исследования глобальной, региональной и локальной изменчивости поля озона, изучение эволюции озоносферы на основе долгопериодных вариаций временных рядов ОСО.

На сегодняшний день разработано большое количество методов измерения атмосферного озона, достаточно подробно описанных в [7, 8]. Условно их можно разделить на два вида: по способу измерения (контактный и дистанционный) и по месту расположения измерительного устройства. В последнем случае методы измерения ОСО делятся на наземные (оптические и лидарные), аэростатные (шарозондовые), ракетные, самолетные и спутниковые. Кроме того, с середины 80-х гг. в мониторинге озоносферы с земной поверхности активно стали использоваться методы и средства микроволновой радиометрии [9].

В случае контактного метода (*in situ*) аппаратура анализирует окружающий вокруг нее воздух и проводит необходимые измерения [8]. Локальные (контактные) измерения осуществляются с помощью чувствительных датчиков, которые размещаются на борту аэростатов

(баллонов) или геофизических ракет. В этом случае датчик определяет количество озона на каждой высоте вдоль траектории полета и передает полученную информацию на Землю.

В наиболее распространенных датчиках применяются хемилюминесцентный и электрохимический методы [7]. В частности, используется реакция O_3 с реагентом (родамин и галловая кислота), сопровождающаяся излучением света, который воспринимается фотоприемником. При электрохимическом методе через камеру с раствором йодистого калия прокачивается проба воздуха. В камеру помещены электроды, к которым приложена разность потенциалов. Чем выше содержание озона в пробе, тем больше появляется свободного йода в растворе, тем больше сила тока в цепи. Это прямые и точные методы измерений, но дорогой комплект аппаратуры используется для контактных измерений только один раз, как и носители – баллоны и ракеты. Поскольку носители запускаются достаточно редко, то задача непрерывного слежения за состоянием озоносферы этими методами проблематична. К локальным методам измерений можно отнести также и метод проб [1], сущность которого заключается в отборе исследуемой атмосферной среды в специальные емкости (или носители) и их дальнейшим исследованием в лаборатории.

В целом задача постоянного получения реальной информации о состоянии озонового слоя в региональном или глобальном масштабе только на контактных методах измерений практически невыполнима. Поэтому чаще всего применяются дистанционные методы.

Дистанционные методы измерения озона проводятся «на расстоянии», которое может составлять сотни километров от измерительного прибора (*remote sensing*). Носителем информации об удаленном объеме атмосферы является электромагнитное излучение. Методы дистанционного зондирования делятся на пассивные и активные [10]. В первом случае регистрируется электромагнитное излучение озона, возникшее под влиянием естественных причин, а во втором – используется искусственный источник зондирующего сигнала и регистрируется воздействие его на озон.

Вертикальные профили озона измеряются с помощью лазерных систем дистанционного зондирования (лидаров) активными методами [11]. Известны также пассивные технологии с применением микроволновых радиометров. Лидары обычно охватывают высоту от 10 до 50 км, а микроволновые радиометры – от 20 до 70 км. Вертикальное разрешение лидарного профиля озона обычно составляет около 100-200 м, на цикл измерений уходит до нескольких часов, измерения

проводятся в ночное время. Микроволновый профиль имеет вертикальное разрешение примерно 5-10 км [12].

В лидарных системах источником зондирующего сигнала является импульсный лазер, переизлученный объектом исследования сигнал собирается приемной оптической системой и анализируется [11]. По времени задержки принятого импульса относительно излученного можно определить расстояние до объекта, по интенсивности принятого импульса можно определить содержание озона в объеме воздуха. Методы резонансного рассеяния используют частоты, совпадающие с частотой перехода в молекуле озона. При этом падающее лазерное излучение рассеивается с большим сечением и наблюдается на исходной частоте.

Одними из наиболее отработанных методов дистанционного газоанализа являются использование дифференциального поглощения и рассеяние электромагнитного сигнала. Используются две длины волны в зондирующем излучении, одна из которых близка к частоте молекулярного перехода озона, а вторая находится вне полосы поглощения. Вторая длина волны дает возможность при обработке исключить влияние упругого рассеяния излучения молекулами воздуха [13].

2.3. Дифференциальный метод измерений

Наиболее распространенные пассивные методы измерения общего содержания озона в атмосфере базируются на способности молекулы озона поглощать излучение на определенных длинах волн в УФ- и ИК-диапазонах спектра. В УФ-области для измерения озона используются основные полосы поглощения озона [1, 2]: полосы Хартли (220-320 нм), полосы Хюггинса (300-345 нм). Другие полосы менее удобны для измерений, например, в полосах Шапюи (440-750 нм) поглощение озоном УФ излучения происходит не столь значительно.

В ИК-диапазоне обычно используется полоса 9,59 мкм, которая находится в центре длинноволнового «окна» прозрачности атмосферы в тепловом диапазоне 8-12 мкм [11]. Поглощение в этой полосе убывает с уменьшением давления воздуха p . В этой части спектра водяной пар почти прозрачен и озон может поглощать заметное количество теплового излучения земной поверхности. В свою очередь, объем озона излучают волны с $\lambda = 9,59$ мкм как вниз (нагревая при этом нижнюю стратосферу), так и вверх, в космос.

На рис. 1 показана зависимость коэффициента сечения поглощения σ_λ (см^2) от длины волны λ в области полос Хартли и Хюггинса. Параметр σ_λ отдельной молекулы связан с десятичным объемным коэффициентом поглощения озона α_λ (см^{-1}) соотношением [1]: $\alpha_\lambda = 0,434 \cdot N_L \cdot \sigma_\lambda$, где N_L – число молекул вещества в 1 см^3 .

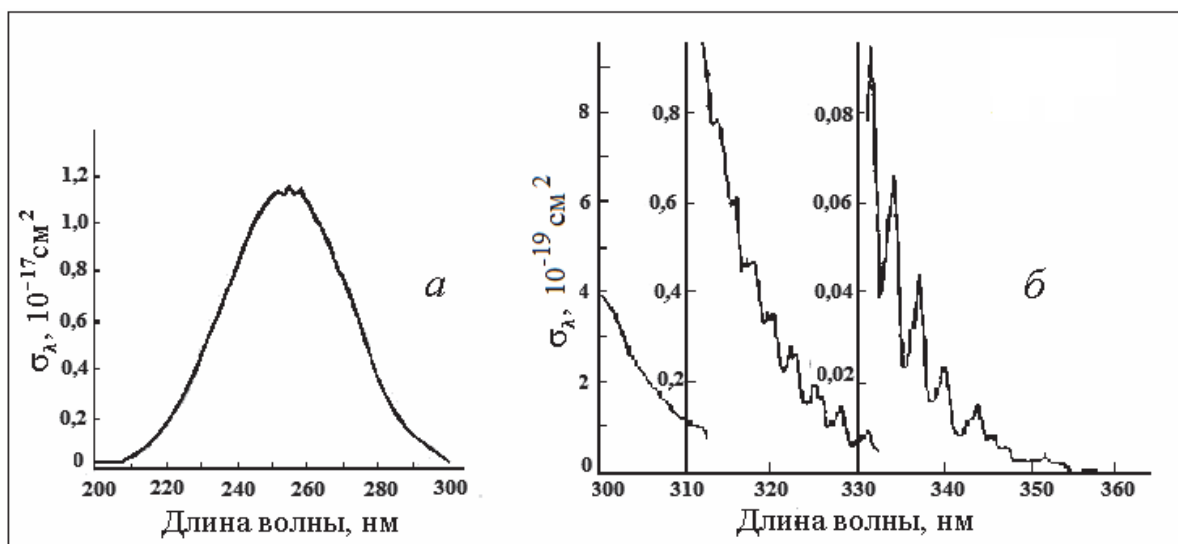


Рис. 1. Поглощение озонем в полосах Хартли (а) и Хюггинса (б) [1]

Согласно оценкам, приведенным в [14], интегральный поток солнечной радиации, поглощенный атмосферным озонем, в зависимости от высоты Солнца варьируется от 1,5 до 3 %. Для Северного полушария средняя оценка поглощенного озонем потока солнечной радиации составляет 2,1 %.

В [2] показано, что в полосе Хартли поглощается примерно 1,5 % солнечного излучения. Максимальное поглощение озонем достигается при $\lambda_{\text{max}} = 255,3 \text{ нм}$ (рис. 1, а), коэффициент $\sigma_\lambda = 1,08 \cdot 10^{-17} \text{ см}^2$ ($\alpha_\lambda = 135 \text{ см}^{-1}$). При толщине озонового слоя, равной 3 мм (или 300 е.Д.), озоносфера ослабит приходящее солнечное УФ-излучение на λ_{max} примерно в 10^{40} раз [11]. На рис. 1, а видно, что коэффициент σ_λ минимален слева от максимума при $\lambda = 202,0 \text{ нм}$ (α_λ уменьшается до $5,6 \text{ см}^{-1}$) и справа от максимума при $\lambda = 297,2 \text{ нм}$ (α_λ убывает до $6,3 \text{ см}^{-1}$).

На рис. 1, б показаны более слабые полосы Хюггинса, которые характеризуются последовательной сменой близко расположенных максимумов и минимумов. С увеличением длины волны происходит резкое уменьшение коэффициента поглощения озона. В частности, между $\lambda_1 = 322,6 \text{ нм}$ и $\lambda_2 = 323,9 \text{ нм}$ коэффициент α_λ различается в два

раза, между линиями $\lambda_3 = 337,2$ нм и $\lambda_4 = 339,1$ нм объемный коэффициент поглощения различается в $\sim 3,5$ раза [2].

На поверхности Земли общее содержание озона в столбе атмосферы определяется из измерений ослабления солнечной УФ-радиации. Метод основан на законе Бугера – Ламберта – Бера [1, 3]:

$$I_\lambda = I_{0,\lambda} \cdot 10^{-[\alpha_\lambda X(\text{O}_3)\mu + \beta_\lambda m + \delta_\lambda m']}, \quad (5)$$

где I_λ и $I_{0,\lambda}$ – интенсивности солнечного излучения на высоте z и на верхней границе атмосферы соответственно; β_λ – коэффициент ослабления солнечной радиации, обусловленный молекулярным рассеянием; δ_λ – коэффициент ослабления солнечной радиации за счет аэрозольного рассеяния; μ , m и m' – атмосферные массы для слоя озона, атмосферного и аэрозольного слоев, соответственно.

Условие $\mu = m = m' = \sec z_\odot$ справедливо для $z_\odot < 60^\circ$ [14]. Здесь z_\odot – зенитное расстояние Солнца, определяемое из соотношения [15]:

$$\cos z_\odot = \sin \varphi \sin \delta_\odot + \cos \varphi \cos \delta_\odot \cos t, \quad (6)$$

где δ_\odot – склонение Солнца, t – часовой угол, φ – географическая широта. При малых угловых расстояниях z_\odot кривизной земной атмосферы и рефракцией для вычисления значений массы воздушных слоев можно пренебречь. Для больших зенитных расстояний, как указывается в [14], необходимо учесть следующее. При угловых расстояниях в пределах $60^\circ < z_\odot < 80^\circ$ существенное влияние оказывает кривизна земной атмосферы (рефракция не учитывается), а при $z_\odot > 80^\circ$ – преломление светового луча в атмосфере.

Впервые способ уменьшения влияния аэрозольного эффекта (а также периодических изменений орбитального расстояния от Земли до Солнца и возможных небольших колебаний солнечного излучения в УФ-области) на измерение интенсивности двух пар длин волн был предложен г. Добсоном [16]. Сущность метода заключается в следующем: с увеличением ОСО коэффициент поглощения озона в полосах Хюггинса быстро уменьшается. Для измерений выбираются длины волн λ_1 и λ_2 , такие, чтобы для λ_1 и λ_2 коэффициенты поглощения озона α_{λ_1} и α_{λ_2} различались существенно, а аэрозольное поглощение было бы практически одинаковым [3]. Таким образом, разность

$\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$ должна быть малой величиной. Например, в полосе на $\lambda_1 = 311,4$ нм солнечное излучение существенно поглощается озоновым слоем, а на $\lambda_2 = 332,4$ нм поглощение незначительно. Разность $\Delta\alpha_{\lambda_{12}} = \alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2} = 0,800$ между коэффициентами поглощения на этих длинах волн достаточно велика [2].

На практике в наземной аппаратуре применяется регистрация интенсивностей УФ-излучения $I_{\lambda_1}, I_{\lambda_2}$ в диапазоне 290-350 нм парой (или более) длин волн, с дальнейшим определением содержания озона по отношению измеренных потоков (логарифму отношения) [1].

Для оценки ОСО может быть использованы логарифмы интенсивностей УФ-излучения $I_{\lambda_1}, I_{\lambda_2}$ [14]:

$$\begin{cases} \lg I_{\lambda_1} = \lg I_{0,\lambda_1} - \alpha_{\lambda_1} X(O_3)\mu - \beta_{\lambda_1} m - \delta_{\lambda_1} m' \\ \lg I_{\lambda_2} = \lg I_{0,\lambda_2} - \alpha_{\lambda_2} X(O_3)\mu - \beta_{\lambda_2} m - \delta_{\lambda_2} m' \end{cases} \quad (7)$$

где $(I_{0,\lambda_1}, I_{\lambda_1})$ и $(I_{0,\lambda_2}, I_{\lambda_2})$ – интенсивности излучения на высоте z и на верхней границе атмосферы. Отношения интенсивностей I_{0,λ_1} и I_{0,λ_2} ; I_{λ_1} и I_{λ_2} зависят от длины волны, оптической массы и содержания озона. Следовательно, ОСО можно найти, преобразовав выражение (7) в виде

$$X(O_3) = \frac{\lg \frac{I_{0,\lambda_1}}{I_{0,\lambda_2}} - \lg \frac{I_{\lambda_1}}{I_{\lambda_2}}}{(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})\mu} - \frac{(\beta_{\lambda_1} - \beta_{\lambda_2})m}{(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})\mu} - \frac{(\delta_{\lambda_1} - \delta_{\lambda_2})m'}{(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})\mu}. \quad (8)$$

Обозначив $\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2} = \Delta\alpha_{\lambda_{12}}$, $\beta_{\lambda_1} - \beta_{\lambda_2} = \Delta\beta_{\lambda_{12}}$, $\delta_{\lambda_1} - \delta_{\lambda_2} = \Delta\delta_{\lambda_{12}}$, перепишем выражение (8)

$$X(O_3) = \frac{(\lg I_{0,\lambda_1} - \lg I_{0,\lambda_2}) - (\lg I_{\lambda_1} - \lg I_{\lambda_2}) - \Delta\beta_{\lambda_{12}} m - \Delta\delta_{\lambda_{12}} m'}{\Delta\alpha_{\lambda_{12}} \mu}. \quad (9)$$

Введя обозначения $\lg I_{0,\lambda_1} - \lg I_{0,\lambda_2} = L_0$ и $\lg I_{\lambda_1} - \lg I_{\lambda_2} = L$, формулу (9) можно переписать в виде

$$X(O_3) = \frac{L_0 - L - \Delta\beta_{\lambda_{12}} m - \Delta\delta_{\lambda_{12}} m'}{\Delta\alpha_{\lambda_{12}} \mu} = \frac{L_0 - L}{\Delta\alpha_{\lambda_{12}} \mu} - \frac{\Delta\beta_{\lambda_{12}} m}{\Delta\alpha_{\lambda_{12}} \mu} - \frac{\Delta\delta_{\lambda_{12}} m}{\Delta\alpha_{\lambda_{12}} \mu}. \quad (10)$$

В выражении (10) параметр L измеряется, а значения оптических масс, все остальные величины находятся из табличных данных [3].

Наиболее распространенным методом определения озона по измерениям со спутников является метод обратного рассеяния (рассеяния «назад») солнечного УФ-излучения, схема которого приведена на рис. 2. Здесь ψ – угол рассеяния, θ – угол зрения (отклонение от местной вертикали), z_{\odot} – зенитное расстояние Солнца.

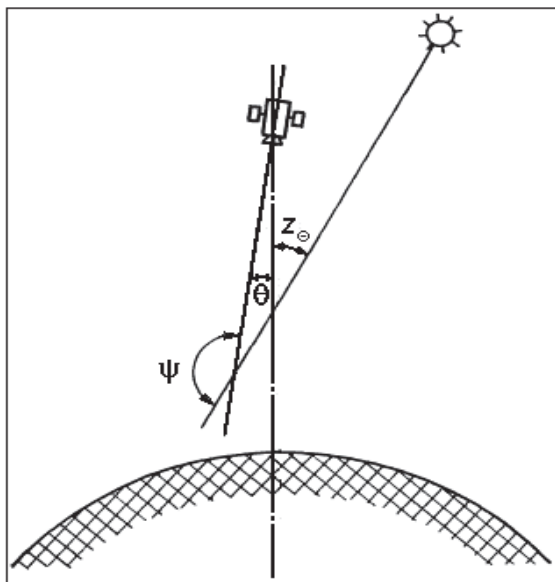


Рис. 2. Схема измерения обратно рассеянного солнечного УФ-излучения в спутниковых технологиях

Интенсивность I уходящего УФ-излучения находится согласно [7] из выражения

$$I = \frac{\left(\frac{3}{16}\pi\right) \cdot (1 + \cos^2 \psi) \cdot BW(\lambda) \sec \theta}{S(\lambda, \lambda_0)}, \quad (11)$$

где $B = \int_0^{\infty} S(\lambda, \lambda_0) B_{\lambda} d\lambda$; B_{λ} – интегральная интенсивность солнечного излучения в Вт/(см²×нм)); $S(\lambda, \lambda_0)$ – спектральная чувствительность прибора, центрированная при λ_0 ; $W(\lambda)$ – спектральное пропускание слоев озона падающего и рассеянного излучения, характеризующее способность озоносферы пропускать направленное излучение в сравнительно узких участках спектра. Величину $W(\lambda)$ определяют из следующего соотношения

$$W(\lambda) = \int_0^{\infty} W_i(\theta, \lambda, h) \cdot \sigma_R(\lambda) \cdot n(h) \cdot W_0(z_{\ominus}, \lambda, h) dh.$$

Здесь $W_i(\theta, \lambda, h)$ – спектральное пропускание i слоем рассеянного потока излучения в вертикальном направлении; σ_R – сечение рэлеевского рассеяния атмосферных молекул; $n(h)$ – концентрация молекул газов, составляющих атмосферу на высоте h ; $W_0(z_{\ominus}, \lambda, h)$ – спектральное пропускание атмосферным слоем падающего потока солнечного излучения на внешней границе.

Как показано в [1], метод рассеянного «назад» солнечного УФ-излучения имеет ряд недостатков, связанных с влиянием аэрозоля и необходимостью введения поправок за альбедо тропосферы и подстилающей поверхности. В частности, из-за влияния облачности изменения амплитуды сигнала различаются в 2-2,5 раза. Однако главной причиной, влияющей на точность измерений, является погрешность в определении аэрозольной поправки. Для уменьшения влияния рассеяния в спутниковых измерениях используется многоволновый метод измерения рассеянного излучения с последующим решением обратной задачи оптики атмосферы.

2.4. Озонометрическая аппаратура для наземных измерений

Для наземных измерений используется диапазон 290-370 нм [3]. Выбор данной спектральной области обусловлен тем, что излучение на этих длинах волн не полностью поглощается в атмосфере и достигает земной поверхности. В качестве источников излучения используются внеземные источники (Солнце, в редких случаях Луна или некоторые яркие звезды) [17]. Для приближенного измерения ОСО применяется рассеянное излучение от участка неба в зените.

Регулярные наземные измерения общего содержания озона начались с 1957 г. Большой массив наземных данных получен с помощью измерений озона высокоточными калиброванными приборами: спектрофотометрами Добсона и Брюера [16, 18], а также фильтровым озонометром М-124 (М-83) [3]. Единая шкала измерений ОСО поддерживается регулярными сравнениями национального эталона и эталона ВМО. Погрешность наземных измерений с помощью приборов Добсона и Брюера оценивается в 1-1,5 %, погрешность озонометра М-

124 составляет не более 3-5 % [19]. Данные приборы значительно различаются в способах выделения спектральных длин волн. Однако во всех них используется метод регистрации солнечного излучения, рассеянного молекулами озона. Определение ОСО производится путем сравнения показаний прибора в двух участках спектра по специальным таблицам и номограммам.

Спектрофотометр Добсона – двойной кварцевый монохроматор, выделяющий из спектра проходящей радиации попарно участки спектра с центрами на длинах волн: *A* (305,5/325,4 нм), *B* (308,8/329,1 нм), *C* (311,4/332,4 нм), *D* (317,6/339,8 нм), *C'* (332,4/453,6 нм) [16]. Для оценки аэрозольного ослабления в атмосфере используется пара *C'* (332,4/453,6 нм). Обычно для наблюдений используется пара *AD* и реже пара *CC'* [2]. В качестве стандартного значения для длин волн пары *AD* разность коэффициентов поглощения равна $\Delta\alpha_A - \Delta\alpha_D = 1,388$. Измерения проводятся по прямому Солнцу, Луне и по рассеянному свету неба. Основные характеристики прибора и принцип его работы подробно рассмотрены в работах [1, 3].

В настоящее время прибором Добсона периодически измеряют общее содержание озона на 80 станциях мировой сети мониторинга атмосферного озона ГСА ВМО [4]. Кроме того, данный прибор используется в качестве эталонного, обеспечивая однородность данных об ОСО и о вертикальном распределении озона, полученным методом обращения. В частности, спектрофотометр Добсона № 108 в ГГО (Главной геофизической обсерватории) ст. Войенково применяется в качестве вторичного эталона для привязки и оценки качества озонных данных российской озонметрической сети [19].

На сегодняшний день производство спектрофотометров Добсона прекращено, поэтому мировой эталон ГСА ВМО основан на трех приборах Брюера, задействованных в метеорологической службе Министерства охраны окружающей среды (Канада). Дополнительно для калибровки используется триада подобных озонных спектрофотометров, расположенных в Национальном метеорологическом институте (Испания).

Озонный спектрофотометр Брюера – автоматизированный аналог спектрофотометра Добсона на основе монохроматора на дифракционной решетке [18]. Выпускается с середины 80-х годов. Прибор Брюера регистрирует УФ-излучение в диапазоне 295-325 нм. При измерениях из спектра с помощью маски выделяются пять каналов с центрами на длинах волн 306,3; 310,1; 313,5; 316,8 и 320,0 нм (шири-

ной 0,6 нм). Первый канал используется для определения количества SO₂, а остальные четыре – для измерения общего содержания озона.

Озонометрическая сеть на территории бывшего СССР до 80-х годов была оснащена фильтровыми озонометрами М-83, которые затем были заменены прибором М-124 конструкции Г.П. Гущина [3]. В данном приборе при регистрации УФ-излучения используются светофильтры, позволяющие выделять два спектральных интервала с максимумами $\lambda = 302$ нм и $\lambda = 326$ нм и полушириной около 20 нм [19].

Оптическая схема озонометра М-124 обеспечивает функции:

- наведение прибора на солнечный диск (или в зенит) с тем, чтобы излучение от диска Солнца (или участка неба вблизи зенита) попадало на фотоприемник в пределах сравнительно небольшого телесного угла;

- выделение поочередно двух участков в УФ-области спектра, из которых наиболее коротковолновый находится в полосе поглощения озона.

Следует отметить, что измерения на российских станциях связаны с рядом трудностей, обусловленных географическими особенностями страны, так как все действующие озонометрические пункты расположены в широтной области (50-80° с.ш.). В результате наблюдения проводятся при низких высотах Солнца и в условиях облачности, когда возможно быстрое изменение оптической плотности и атмосферы. В [20] изложена методика зенитных измерений, согласно которой определение ОСО проводится по излучению от участка в зените при ясном и облачном небе при высоте Солнца над горизонтом от 5 до 70°. Отмечается, что при измерениях по зениту от облачного неба и высоте Солнца ~ 10° возможна относительная погрешность до 5-7 %.

Прибор М-124 используется для наблюдений на станциях Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). В Красноярске (56° с.ш., 93° в.д) измерения осуществляет станция «Опытное поле» Средне-Сибирского управления Росгидромета. Результаты наблюдений российских станций передаются в Центральную аэрологическую обсерваторию (ЦАО). Они поступают также в Мировой центр архивации данных об озоне и УФ-излучении в Канаде (WMO – WOUDC).

К наземным приборам нового поколения относится высокоточный спектрометр SAOZ (System d'Analyse par Observations Zenithales), разработанный во Франции (1988 г.) [21]. Прибор предназначен для измерения содержания малых газовых составляющих атмосферы, в

том числе и озона, на основе сумеречного метода. Спектрометр имеет вогнутую голографическую решетку и матрицу фотодиодов из 1024 элементов. SAOZ работает в ультрафиолетовом и видимом диапазонах с разрешением ≈ 1 нм, регистрируя интенсивность солнечного излучения из зенита. Для измерений ОСО используется участок спектра 410-618 нм, погрешность не превышает 3 %.

К достоинствам прибора можно отнести следующее:

- полностью автоматизированный режим работы;
- наличие внутренней калибровки прибора на нескольких длинах волн посредством сравнения положения линий в зарегистрированном спектре с положением линий Фраунгофера в спектре Солнца, а также постоянную озонную калибровку каждого зарегистрированного спектра по опорному;

- возможность проведения наблюдений при восходе и заходе Солнца при зенитных углах $86-91^\circ$, что исключает систематическую составляющую погрешности измерений в различные сезоны при изменениях высоты Солнца над горизонтом;

- нечувствительность прибора к тропосферным условиям (снег, облака, туман и дождь);

- возможность одновременных измерений общего содержания различных газовых составляющих атмосферы, а также оптических параметров полярных стратосферных облаков и аэрозолей.

В основном спектрометр SAOZ используется на станциях NDACC (Detection of Atmospheric Composition Change). В Российской Федерации в озонметрической сети Росгидромета функционируют 7 спектрометров данного класса, в том числе: два прибора на станции «Долгопрудный» ($55,9^\circ$ с.ш.; $37,5^\circ$ в.д.) и по одному – на станциях «Анадырь» ($64,5^\circ$ с.ш.; $177,3^\circ$ в.д.), «Мурманск» ($68^\circ 58'$ с.ш.; $33^\circ 03'$ в.д.), «Жиганск» ($66^\circ 46'$ с.ш.; $123^\circ 24'$ в.д.), «Иркутск» ($52^\circ 16'$ с.ш.; $104^\circ 21'$ в.д.) и «Салехард» ($66^\circ 32'$ с.ш.; $66^\circ 41'$ в.д.) [22].

2.5. Космические носители и приборы для мониторинга озонового слоя

Спутниковые методы измерения общего содержания озона основаны на данных, получаемых с помощью оптической аппаратуры, установленной на космических аппаратах (КА) дистанционного зондирования. Регулярная спутниковая информация о состоянии озонового слоя стала доступной с ноября 1978 г. К настоящему времени

космические аппараты дают возможность ежедневно получать информацию об озоне в глобальном масштабе в виде поля ОСО. Выборочные сведения о КА, предназначенных для мониторинга озоносферы, представлены в табл. 1. Более подробная информация о космических аппаратах, используемых для исследования озона и других малых атмосферных газов, приведена в [8].

Космические аппараты дистанционного зондирования в основном выводятся на солнечно-синхронные (гелио-синхронные) приполярные круговые орбиты (рис. 3). Плоскость такой орбиты наклонена относительно оси вращения Земли [11].

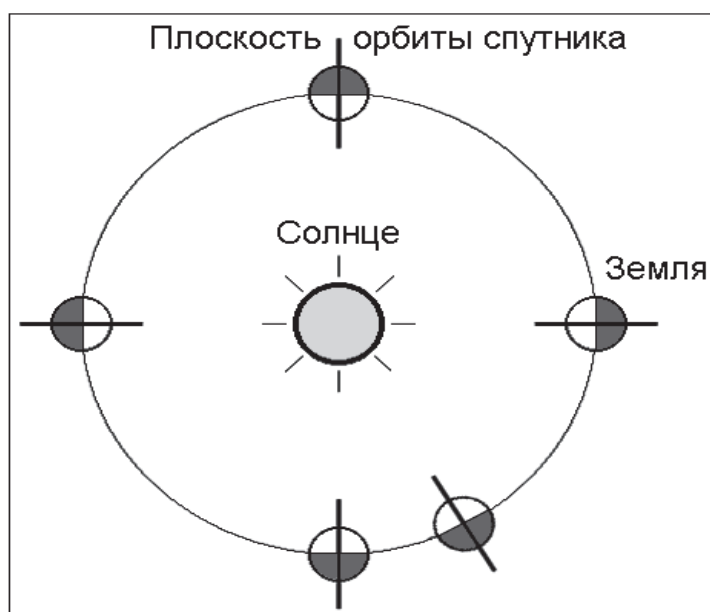


Рис. 3. Плоскость солнечно-синхронной орбиты

Угол наклона для солнечно-синхронных КА выбирается таким образом, чтобы его орбита прецессировала в направлении с востока на запад с периодом 1 год, со средней угловой скоростью 0,986 град/сут, т.е. синхронно с обращением Земли вокруг Солнца [23]. Скорость прецессии зависит от наклона орбиты. Для космических аппаратов, используемых в мониторинге озоносферы (табл. 1), наклонение орбитальной плоскости к плоскости земного экватора изменялось в пределах от 97,4 до 99,6°. Кроме того необходимая скорость прецессии может быть достигнута для КА, имеющих высоту орбиты 600-900 км и периоды 96-104 мин, то есть для тех космических аппаратов, орбитальные характеристики которых представлены в табл. 1.

Таблица 1

Космические носители аппаратуры для мониторинга озоносферы [25]

Спутник	Тип орбиты	Высота орбиты, км	Наклонение, град	Период обращения, мин	Прибор для измерения озона	Период работы прибора, гг.
NIMBUS-7	Солнечно-синхронная	955	99.1	104.15	SBUV	1978-1990
NOAA-9	Солнечно-синхронная	850	98.7	101.7	SBUV/2	1985-1998
NOAA-11	Солнечно-синхронная	841	98.9	101.8	SBUV/2	1989-2001
NOAA-14	Солнечно-синхронная	844	99.1	101.9	SBUV/2	1995-2006
NOAA-16	Солнечно-синхронная	849	98.8	102.1	SBUV/2	2000-2010
NOAA-17	Солнечно-синхронная	813	98.6	101.2	SBUV/2	2002-2010
NOAA-18	Солнечно-синхронная	811	98.7	101.2	SBUV/2	2005-2010
NOAA-19	Солнечно-синхронная	870	98.7	102.14	SBUV/2	2009-2012
NIMBUS-7	Солнечно-синхронная	955	99.1	104.15	TOMS	1978-1993
Метеор 3	Солнечно-синхронная	1200	82.5	104.15	TOMS	1991-1994
EARTH PROBE	Солнечно-синхронная	750	97.43	94.6	TOMS	1996-2005
AEM-B	Геосинхронная круговая	600	55.0	96.8	SAGE I	1979-981
ERBS	Геосинхронная круговая	650	57.0	96.8	SAGE II	1984-2005
Метеор-3 № 5	Солнечно-синхронная	1222	82.54	109.38	TOMS	1991-1994
ERS-2	Солнечно-синхронная	795	98.54	100.67	GOME GOMOS	1995-2011
MetOp-A	Солнечно-синхронная	817	98.7	101.0	GOME-2 (аналог GOME)	2006-2007
MetOp-B	Солнечно-синхронная	817	98.7	101.0	GOME-2	2012 - по настоящее время

Окончание табл. 1

Спутник	Тип орбиты	Высота орбиты, км	Наклонение, град	Период обращения, мин	Прибор для измерения озона	Период работы прибора, гг.
ENVISAT	Солнечно-синхронная	790	98.6	100.6	SCIAMAN-CHY, GOMOS	2002-2012
AURA	Солнечно-синхронная	705	98.21	98.83	OMI	2004 - по настоящему время
Suomi-NPP	Солнечно-синхронная	833	98.77	101.44	OMPS	2011 - по настоящему время

Таблица 2

Основные характеристики спутниковых измерительных систем [25]

Прибор	Метод измерения	Спектральный диапазон, нм	Геометрия наблюдений	Пространственное разрешение, км ²	Измеряемые параметры
SBUV	Отраженное и рассеянное излучение Солнца	255,7-339,8 нм; 160-400 нм	Надир	180 × 180	Вертикальный профиль озона, ОСО
SBUV/2	Отраженное и рассеянное излучение Солнца	252-339,8 нм; 160-400 нм	Надир	168 × 168	Вертикальный профиль озона, ОСО
TOMS	Отраженное и рассеянное излучение Солнца	321,5-380 нм	Надир	50 × 50	Общее содержание озона (ОСО)
SAGE	Затменный метод	250-680 нм	Лимб	30 × 60	Вертикальный профиль озона
GOME	Отраженное и рассеянное излучение Солнца	240–790 нм	Надир	40 × 320	Вертикальный профиль озона
SCIAMAN-CHY	Отраженное и рассеянное излучение Солнца	212-334 нм, 300-412 нм	Надир	30 × 60	Вертикальный профиль озона до 40 км
OMI	Отраженное и рассеянное излучение Солнца	270-500 нм	Надир	13 × 48 13 × 24	Вертикальный профиль озона, ОСО
GOME-2	Рассеянное излучение Солнца	240-790 нм	Надир	80 × 40	Вертикальный профиль озона
GOMOS	Рассеянное излучение Солнца	248–690 нм	Лимб	30 × 60	Вертикальный профиль озона
OMPS	Рассеянное излучение Солнца и звезд	300-380 нм 290-1000 нм	Надир, лимб	50 × 50 (надир) 2,2 × 250 (лимб)	Вертикальный профиль озона, ОСО

Плоскость солнечно-синхронной орбиты при этом всегда направлена на Солнце, как показано на рис. 3, независимо от времени года. В результате наблюдения за состоянием озоносферы проводятся на освещенной части Земли в одно и то же местное солнечное время. В течение суток положение орбиты в пространстве можно считать постоянным.

Для получения спутниковых озонных данных использовались только два космических аппарата АЕМ-В и ERBS функционировавшие на геосинхронных круговых орбитах с наклоном 55 и 57°, соответственно (табл. 1). Эти КА применялись для отработки методики измерений аппаратурой SAGE I и SAGE II [24]. Сведения о приборах приведены в табл. 2.

При пассивных дистанционных наблюдениях за атмосферным озоном реализуются два типа геометрии измерений: надирная и на горизонт планеты (касательные трассы, называемые также лимбовыми). Как отмечается в [17], в первом типе геометрии уходящее (рассеянное и отраженное) солнечное излучение регистрируется методом обратного рассеяния в вертикальном направлении (либо вблизи местной вертикали). Достоинство надирных измерений состоит в получении непрерывного ряда данных о глобальном поле ОСО с определенной периодичностью. Метод реализуется на КА, выведенных на солнечно-синхронные орбиты [11].

Одной из особенностей информации об общем содержании озона, получаемой с космических аппаратов на солнечно-синхронных орбитах, является наличие пропусков данных, что иллюстрирует рис. 4. На рис. 4, а показано изображение глобального поля ОСО за 21 марта 1992 г., построенное по данным прибора TOMS/NIMBUS-7, на рис. 4, б. – за 07 января 2004 г. (спектрометр TOMS/EARTH PROBE) [26].

При надирных измерениях в УФ-диапазоне регистрируется уходящее излучение только от тех участков атмосферы, которые освещены Солнцем. Во время весеннего равноденствия полярные области еще слабо освещены, здесь данные об ОСО пропущены (на рис. 4, а эти области показаны белым цветом с точками). На остальной части рис. 4, а пропусков нет.

Зимой высокие широты не освещаются Солнцем, поэтому здесь спутниковые данные об ОСО отсутствуют. Это хорошо заметно в верхней части рис. 4, б, где всё, что находится за полярным кругом, окрашено белым цветом, на фоне которого видны участки материков и острова. В это время информацию о северной озоносфере можно

получать только с помощью наземных станций. В то же время на рис. 4, б Земля повернута таким образом, что Южный полюс освещен Солнцем, здесь поле ОСО без пропусков. Однако на рис. 4, б видны пропуски в низких широтах. Это обусловлено тем, что сенсор спутника EARTH PROBE имел более узкую полосу обзора, чем сенсор спутника NIMBUS-7 (табл. 2) [27]. Наличие пропусков создает затруднения при обработке спутниковых озонных данных, в частности при выделении трендов ОСО.

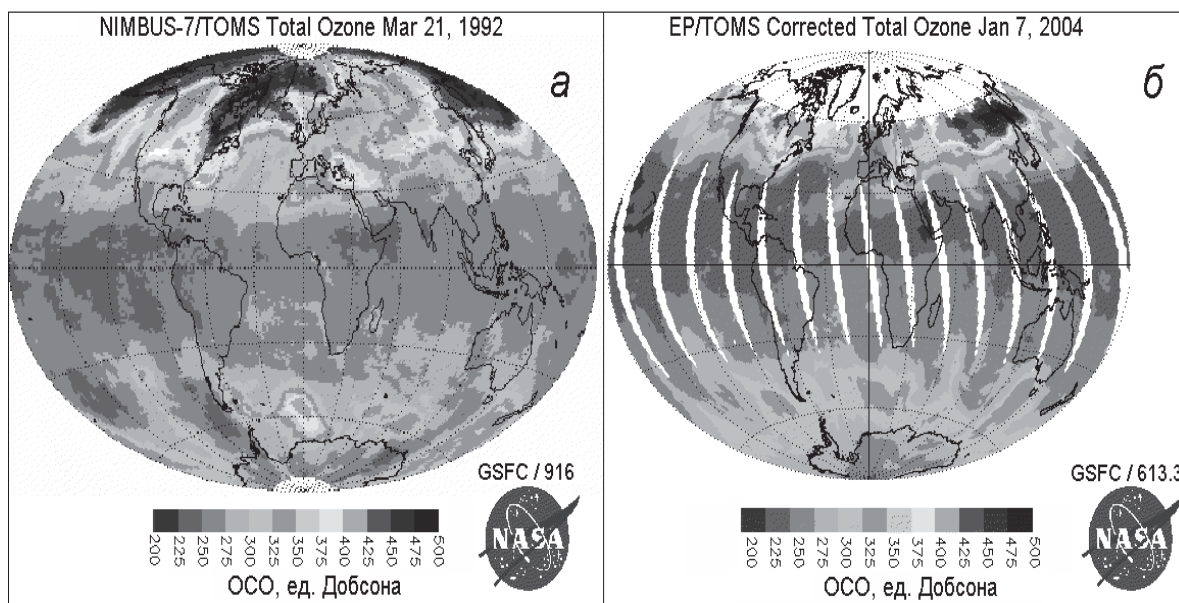


Рис. 4. Пропуски данных в полярной (а), а также в приполярной зоне и зоне низких широт (б)

Лимбовые наблюдения проводятся в направлении на горизонт Земли. При этом реализуются: метод прозрачности (лимбовые измерения спектров прозрачности атмосферы при прохождении излучения от внешнего источника), эмиссионный метод (лимбовые измерения собственного (теплового) излучения на длине волны 9,6 мкм) и затменный метод (поглощение озоном электромагнитного излучения на касательных трассах при восходах и заходах Солнца или звезд за горизонт планеты). Метод реализован на КА AEM-B, ERBS, ENVISAT и Suomi-NPP [8, 28].

Надирные и лимбовые (касательные) измерения существенным образом различаются пространственным (вертикальным и горизонтальным) разрешением [29]. В частности, при надирных наблюдениях достигается относительно высокое горизонтальное разрешение до 2-3 км, а вертикальное значительно хуже – до 5-10 км. При касательных

измерениях вертикальное разрешение составляет 1-4 км (в зависимости от угловой апертуры прибора).

Примерами аппаратуры с надирной геометрией измерений являются приборы, работающие в УФ-области спектра SBUV (SBUV/2) и TOMS (табл. 2). За период с 1978 по 2012 г. SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet Unit) и SBUV/2 (прибор 2-го поколения SBUV [25]) были установлены на восьми космических аппаратах, орбитальные параметры которых приведены в табл. 1.

Космические носители аппаратуры типа SBUV пересекали экватор примерно 14 раз в сутки в одно и то же местное среднее солнечное время, т.е. по долготе точки прохода находились друг от друга на угловом расстоянии $\sim 26^\circ$ [8]. Измерения приборами SBUV (SBUV/2) проводятся вблизи местного вертикала в пределах угла $\pm 11,3^\circ$. Пространственное разрешение SBUV – $180 \times 180 \text{ км}^2$, разрешение SBUV/2 составляет $168 \times 168 \text{ км}^2$ (лучше, чем SBUV/NIMBUS-7). Глобальный охват наблюдений осуществляется в географической области от 81° с.ш. до 81° ю.ш.

Аппаратура SBUV (SBUV/2) состоит из двухлучевого спектрометра с оптической схемой типа Эберта – Фасти и фильтрового фотометра [17]. Основным методом измерений регистрация уходящего солнечного излучения в УФ-области спектра в диапазонах (255,7-339,8 нм) для SBUV и (252,0-339,8 нм) для SBUV/2 [25]. Спектральное разрешение $\sim 1,1 \text{ нм}$. Фотометр SBUV измеряет отраженное и рассеянное солнечное излучение в канале, центрированном при 343 нм. В аппаратуре SBUV/2 – центрирование при 380 нм. Спектральное разрешение составляет около 3 нм.

Измерения аппаратурой SBUV проводятся в 12 узких спектральных каналах. Из них восемь каналов использовались для определения вертикального распределения озона (на высотах примерно от 20 гПа до 1,0 гПа), а четыре канала в диапазоне 312,5-339,8 нм – для определения общего содержания озона [30]. Кроме того, SBUV и SBUV/2 осуществляли непрерывное сканирование в интервале 160-400 нм с разрешением 0,148 нм [8]. Вертикальное распределение O_3 определяется с точностью до 5 %, глобальное общее содержание озона – до 1 %. Однако, как показано в [29], наиболее качественную информацию об озоносфере слое прибор SBUV позволяет получать только до высот $\sim 25 \text{ км}$.

Выведенный на орбиту в 2011 г. метеорологический спутник нового поколения Suomi-NPP в своем составе имеет комплекс приборов OMPS (Ozone Mapping and Profiler Suite) [25]. Аппаратура OMPS содержит лимбовый и надирный УФ-спектрометры (табл. 2). При на-

блюдении в надир используется диапазон 300-380 нм со спектральным разрешением 0,42 нм. Полоса обзора 2800 км позволяет ежедневно получать карты глобального поля ОСО в интервале 50-650 е.Д. с точностью 3 е.Д. и пространственным разрешением 50×50 км, а также вертикальные профили озона с регистрацией в спектральном интервале 250-310 нм. Горизонтальное разрешение при получении профиля 250×250 км, вертикальное 3 км.

Лимбовый спектрометр [8] работает в диапазоне 290-1000 нм со спектральным разрешением от 0,75 при 290 нм и до 25 нм при 1000 нм. Измерения проводятся в полосе 250 км вдоль горизонта, вертикальное разрешение 2,2 км.

Основная роль в космическом мониторинге озона принадлежит спектрофотометрам TOMS (спутники NIMBUS-7, Метеор-3, EARTH PROBE) и OMI (спутник AURA), осуществляющим надирные измерения уходящего УФ-излучения в течение суток. С их помощью получен длительный ряд (примерно за 31 год) ежедневных глобальных измерений озона в нижней стратосфере с небольшим временным перерывом (~20 месяцев) с 1994 по 1996 г.

2.6. Спектрофотометры TOMS и OMI

Спектрофотометр TOMS. Прибор TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) (США) осуществлял глобальное картирование поля ОСО на протяжении 23 лет (1978-2004 гг.) [26]. Конструктивно TOMS/NIMBUS-7 (1978-1991 гг.) был связан с аппаратурой SBUV, установленной на космическом аппарате NIMBUS-7. Его одинарный монохроматор представлял собой половину двойного монохроматора SBUV [17]. В более позднее время спектрофотометр успешно работал на российском спутнике Метеор-3 и японском ADEOS (табл. 1).

В TOMS реализована возможность измерений ОСО перпендикулярно линии полета спутника в пределах угла $\pm 52,5^\circ$ от надира (с шагом сканирования 3°) и пространственным разрешением 50×50 км [11]. Методика определения ОСО с помощью спектрофотометра аналогична наземной методике. Общее содержание озона вычисляется из разницы поглощения отраженного и рассеянного УФ-излучения на двух парах длин волн, выделяемых монохроматором на дифракционной решетке [1]. С помощью спектрометра определяется концентрация метана и двуокиси серы в земной атмосфере на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ (или $1,25^\circ \times 1^\circ$) [31].

Спектрофотометр измеряет интенсивность излучения в УФ-диапазоне 312,3-380,0 нм. В TOMS/EP уходящее солнечное излучение регистрировалось в УФ-области на двух парах длин (312,5/331,2 нм) и (317,5/339,8 нм), а для калибровки использовалась пара длин волн (360,4/380 нм). Первоначально измерения на приборе TOMS/NIMBUS-7 проводились на двух парах длин волн 317,5/331,2 и 331,2/360,0 нм [31]. Погрешность измерений составляет не более 2-4 %.

Оптико-механическая схема прибора TOMS более подробно описана в [7]. На рис. 5 показаны элементы прибора: **5** – детектор, **8** – сканирующее зеркало, **7** и **9** – узлы сканирования поля зрения спектрометра по поверхности Земли, **10** – модулятор светового потока, **11** – направляющее зеркало и **12** – полевая линза. Рассеянное УФ-излучение, пройдя входную щель монохроматора **14**, при отражении от коллимирующего зеркала **1** преобразуется в параллельный пучок, который засвечивает дифракционную решетку **13**.

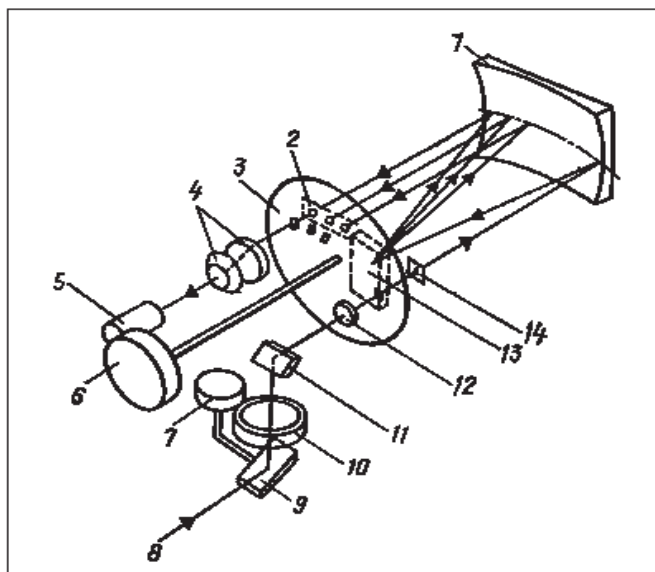


Рис. 5. Упрощенная оптико-механическая схема TOMS

Разложенное по длинам волн излучение отражается от коллимирующего зеркала и фокусируется на неподвижную дифракционную решетку **2** выходных щелей. Через каждую из этих щелей проходит излучение на одной из указанных выше длин волн. На селекторном диске **3** расположены ответные щели таким образом, чтобы при совпадении одной пары щелей другие оставались перекрытыми. При этом через выходную оптику **4** проходят лучи с определенной длиной волны, фокусирующиеся на фотокатод ФЭУ. Перемещение селектор-

ного диска **3** с помощью шагового двигателя **6** осуществляет последовательное измерение интенсивности излучения.

Обработка данных TOMS включает два этапа. На основе радиационной модели заранее рассчитываются интенсивность уходящего излучения для различных значений общего содержания озона, параметры атмосферы и земной поверхности, а также условия спутниковых наблюдений. На втором этапе по измерениям интенсивности, полученным с помощью спектрометра TOMS, определяется ОСО.

Одна из основных проблем – точность определения общего содержания озона, которая обусловлена совокупностью следующих факторов: погрешностью измерений регистрирующего прибора, его абсолютной и спектральной калибровками, погрешностями телеметрии, особенностями алгоритма обработки исходной и априорной информацией. Как показано в [8], абсолютная погрешность измерений ОСО прибором TOMS в среднем составляет около 3 %, случайная – 2 % и неопределенность, обусловленная дрейфом параметров аппаратуры, 1,5 % за 14 лет. В полярных областях измерение озона может содержать и большие погрешности. В зависимости от высоты погрешность определения TOMS содержания озона составляет от 5 до 20 % [7].

В [19] приведены результаты сопоставлений спутниковых (TOMS) и наземных (M-124) измерений общего содержания озона на 17 российских станциях, расположенных в широтной области 43-78° с.ш., за период 1996-2001 гг. (рис. 6). Для всех измерений среднее рассогласование (смещение) данных TOMS и M-124 $\Delta_{TOMS-M124}$ составляет $-0,3\%$ при среднеквадратичном отклонении $\sigma_{TOMS-M124} = +5,6\%$ и коэффициенте корреляции $R = 0,94$.

Мы сравнили скорректированные данные TOMS за 1998 г. с наземными данными, полученными в г. Красноярске с помощью прибора M-124, и аналогичными данными, полученными в г. Томске [32]. Смещение спутниковых данных относительно наземных составило для Красноярска 8 е.д. (или 2%) при коэффициенте корреляции $R = 0,92$. Для Томска смещение равно $-0,8$ е.д. ($-0,2\%$), коэффициент корреляции равен $R = 0,95$. По существу, тренды наземных и спутниковых данных повторяют друг друга даже в мелких деталях.

Данные об изменчивости параметров $\Delta_{TOMS-M124}$, $\sigma_{TOMS-M124}$ и R в зависимости от условий наблюдения (зенитного угла Солнца z_{\odot} , облачности и сезона) приведены в табл. 3. Выборка значений сделана на основе данных [19].

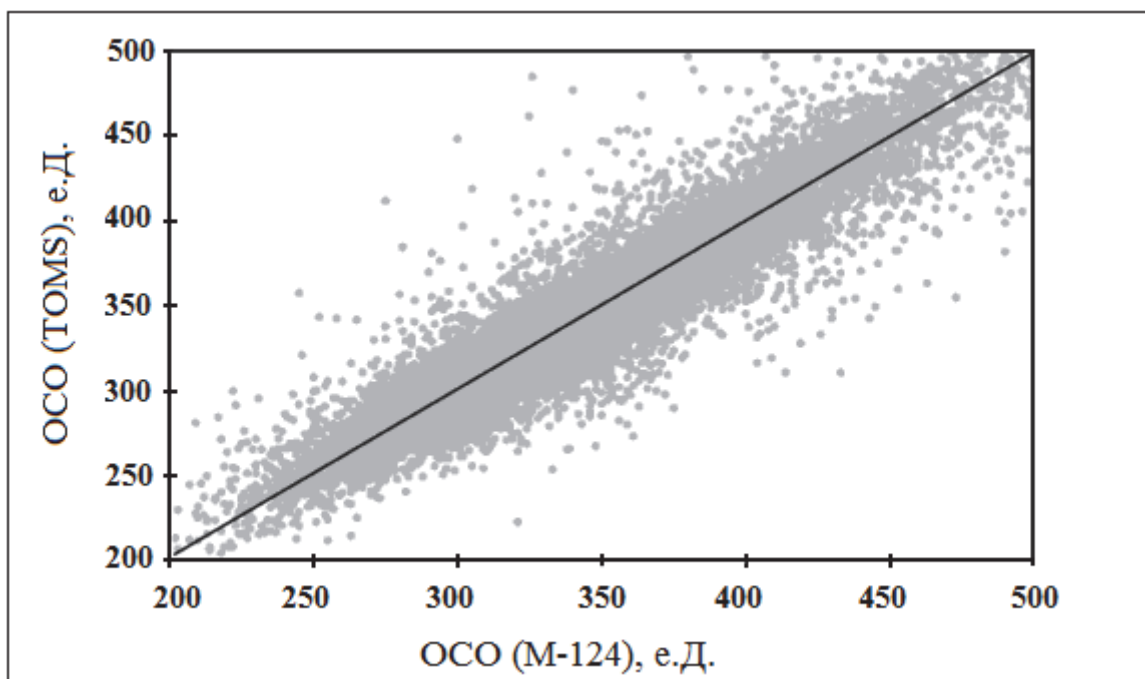


Рис. 6. Сравнение наземных и спутниковых измерений ОСО

Таблица 3

Параметры $\Delta_{TOMS-M124}$, $\sigma_{TOMS-M124}$ и R

Условия измерений	$\Delta_{TOMS-M124}$, %	$\sigma_{TOMS-M124}$, %	R
z_{\odot} :			
$\leq 70^{\circ}$	-0,4	+5,3	0,93
$> 70^{\circ}$	-0,2	+6,2	0,95
Облачность:			
$\leq 50^{\circ}$	-0,1	+5,4	0,94
$> 50^{\circ}$	-1,7	+6,8	0,91
Сезон:			
зима	+0,0	+6,5	0,92
весна	-0,2	+5,5	0,91
лето	-0,1	+5,3	0,79
осень	-1,7	+5,2	0,90

В [33] отмечается, что доработка алгоритмов предварительной обработки спутниковой информации и достаточно высокая согласованность наземных и спутниковых измерений позволили считать данные TOMS эталонными. Это дает возможность решать задачи восстановления поля ОСО и его анализа с пространственным разрешением ~ 50-100 км.

Спектрофотометр OMI. С 2004 г. по настоящее время глобальное картирование поля ОСО осуществляется прибором OMI (Ozone Monitoring Instrument) (Голландия–Финляндия), космическим носителем которого является спутник AURA (табл. 1), запущенный 15 июля 2004 г. по программе систематических наблюдений EOS (Earth Observing System), NASA [34]. Орбитальные параметры КА AURA приведены в табл. 2. Данный спутник движется по приполярной солнечно-синхронной орбите со скоростью 7 км/с и является элементом группировки A-Train, входящей в Глобальную Систему Наблюдений GOS (Global Observing System).

Помимо спектрофотометра OMI на КА AURA находится и другая аппаратура, входящая в комплекс приборов, предназначенных для исследования газового состава атмосферы [35]: инфракрасный радиометр HIRDLS (High-Resolution Dynamics Limb Sounder), микроволновой радиометр MLS (Microwave Limb Sounder) и тропосферный эмиссионный спектрометр TES (Tropospheric Emission Spectrometer). Время в восходящем узле орбиты (в точке пересечения орбитальной и экваториальной плоскостей) составляет приблизительно 13.45 местного среднего солнечного времени. В течение суток AURA осуществляет примерно 14 оборотов вокруг Земли [34]. По широте пространственный охват составляет от $-89,5^\circ$ до $+89,5^\circ$.

Прибор OMI измеряет интенсивность уходящего солнечного излучения в двух каналах УФ-области UV-1 (264-311 нм) и UV-2 (307-383 нм), а также в видимой области – канал VIS (349-504 нм). Спектральное разрешение для диапазона UV-1 составляет $\Delta\lambda = 0,63$ нм, UV-2 – $\Delta\lambda = 0,45$ нм и VIS – $\Delta\lambda = 0,63$ нм [36]. Ежедневные глобальные измерения OMI осуществляются в каналах UV-2 и VIS с пространственным разрешением 13×24 км и канале UV-1 – 13×48 км [37].

В спектрометре OMI реализован надирный метод измерения отраженного и рассеянного солнечного излучения с углом отклонения от местной вертикали $\pm 57^\circ$, что позволяет обеспечивать измерение интенсивности излучения вдоль и поперек движения КА AURA. Поле зрения прибора в 114° соответствует полосе обзора в 2600 км [36].

Основные характеристики спутниковой аппаратуры OMI представлены в табл. 2. Схема прибора OMI приведена в [35]. Спектрофотометр состоит из трех элементов (рис. 7): оптического комплекса, детекторного и электронного блоков. Оптический комплекс I включает:

– телескоп с полем зрения $114^\circ(\pm 57^\circ)$, оптическая ось которого направлена в надир *I*, что позволяет измерять интенсивность уходя-

щего солнечного излучения в полосе обзора **2** перпендикулярно направлению полета AURA;

– дифракционную решетку **6** и направляющие сферические зеркала **7**;

– термостабилизирующую систему **11**, состоящую из нагревательного прибора **12** и температурного соединения **13** между оптической системой и детекторным блоком;

– две ПЗС-матрицы **14**, преобразующие оптическое излучение в электрический сигнал.

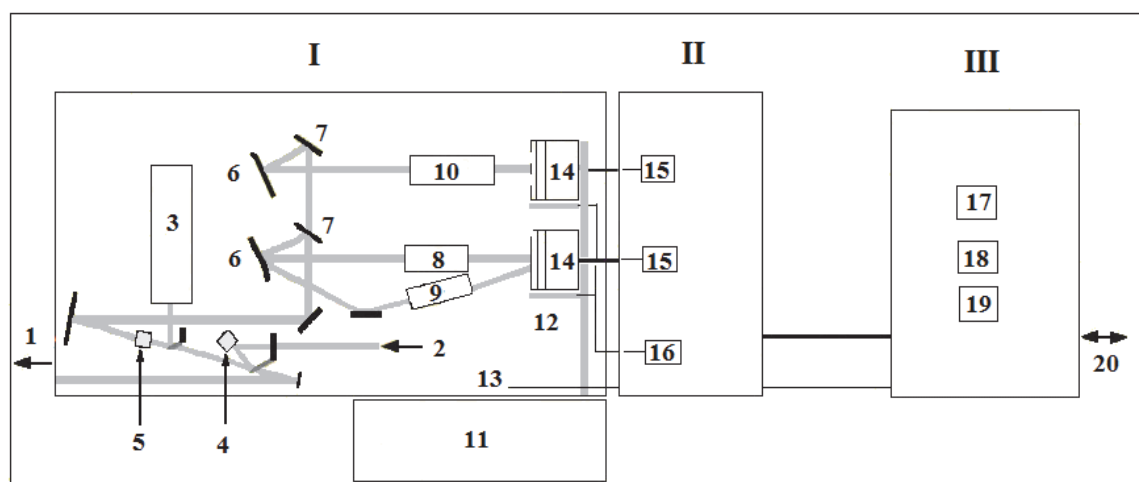


Рис. 7. Схема спектрометра ОМІ

Детекторный блок II (рис. 7) состоит из двух аналого-цифровых преобразователей АЦП **15** и контроллеров мощности и температуры **16** для термостабилизирующей системы. Основная функция электронного блока III заключается в управлении оптической частью прибора ОМІ. Электронный блок включает устройство синхронизации **17**, контроллера с датчиком температуры и двух нагревательных элементов **18**, 12-битного АЦП **19** и устройства передачи цифрового кода **20**.

Обработка данных ОМІ осуществляется в реальном времени на основе методики (Differential Optical Absorption Spectroscopy), основанной на интерпретации дифференциальной структуры спектров поглощения атмосферных газов [38]. Метод DOAS заключается в минимизации расхождений между результатами измерений и линейной комбинацией эталонных спектров молекулярного поглощения после вычета широких спектральных составляющих, связанных с рассеянием, альбедо поверхности, рекомбинационным рассеянием и слабо меняющимися по спектру компонентами поглощения.

На первом этапе методом наименьших квадратов (МНК) определяется ОСО для наклонной трассы уходящего излучения, затем с учетом рассчитанных значений воздушных масс, определенных для различных климатических условий, находится ОСО в вертикальном столбе атмосферы. Основная трудность заключается в «прогнозе» величин воздушных масс, соответствующих реальному состоянию атмосферы и настоящим условиям спутниковых измерений.

В [39] проведено сопоставление озонных данных, полученных спектрометром ОМІ, и результатами одновременных наземных измерений, выполненных с помощью фильтрового озонметра М-124, за 2004-2006 гг. В среднем оценки параметров среднего рассогласования $\Delta_{\text{ОМІ-М124}}$ и среднеквадратичного отклонения $\sigma_{\text{ОМІ-М124}}$ составляют: $\Delta_{\text{ОМІ-М124}} = +1,6 \%$, $\sigma_{\text{ОМІ-М124}} = 7,1 \%$. Наиболее существенно различаются измерения приборов ОМІ и М-124 в зимний период, когда превышение спутниковых значений ОСО над наземными достигает до 8 %.

Следует отметить, что, несмотря на некоторые нарушения однородности измерений, связанные с нестабильностью работы приборов TOMS и ОМІ, а также наличием во временных рядах ОСО пропусков, обусловленных сезонными особенностями полярных областей, в целом спутниковые данные являются наиболее репрезентативными. На сегодняшний день длина рядов спутниковых измерений ОСО сравнима с длиной рядов наземных наблюдений на отдельных озонметрических станциях.

Список литературы к главе 2

1. Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 287 с.
2. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 291 с.
3. Гуцин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 238 с.
4. Стехелин И. Глобальный мониторинг атмосферного озона // Бюллетень WMO. 2008. Т. 57. № 1. С. 45–54.
5. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and History. // Reviews of Geophysics. 1999. V. 37. № 3. P. 275–316.
6. Шаляминский А.М., Кароль И.Л., Клягина Л.П., Ромашкина К.И. Общее содержание озона над территорией Российской Федера-

ции и прилегающих стран по 30-летним измерениям наземных станций // Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С. 24–35.

7. Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. Озонный щит Земли и его изменения. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.

8. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. – СПб: Изд-во Санкт-Петербург. ун-та, 2009. 129 с.

9. Киселев В.Н., Кузнецов А.Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы). – СПб: РГГМУ, 2004. 429 с.

10. Зуев В. В., Зуев В. Е. и др. Климатология стратосферного аэрозоля и озона по данным многолетних наблюдений на Сибирской лидарной станции // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 8. С. 719–724.

11. Кашкин В.Б., Сухинин А.И. Дистанционное зондирование Земли из космоса: Цифровая обработка изображений. – М.:Логос, 2001. 263 с.

12. Косцов В.С., Поберовский А.В., Осипов С.И., Тимофеев Ю.М. Комплексная методика интерпретации наземных микроволновых спектральных измерений в задаче определения вертикального профиля содержания озона // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 4. С. 354–360.

13. Зуев В.Е., Макушкин Ю.С, Пономарев Ю.Н. Спектроскопия атмосферы. Серия: Современные проблемы атмосферной оптики. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. Т. 3. 248 с.

14. Кондратьев К.Я. Актинометрия. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. 691 с.

15. Жаров В.Е. Сферическая астрономия. – Фрязино, 2006. 480 с.

16. Dobson G. M. V. Forty years' research on atmospheric ozone at Oxford university: a history // Applied Optics. 1968. V. 7. № 3. P. 387–405.

17. Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 192 с.

18. Brewer A.W. A replacement for the Dobson spectrophotometer // Pure and Applied Geophysics. 1973. V. 106–108. P. 919–927.

19. Ионов Д.В., Тимофеев Ю.М., Шаламянский А.М. и др. Глобальный мониторинг атмосферных содержаний озона и NO₂ по данным спутникового эксперимента GOME: анализ точности // Физическая мысль России. 2002. № 2. С. 158–165.

20. Шаламянский А.М., Ромашкина К.И., Привалов В.И. Сравнительный анализ методов и приборов для наземных измерений об-

щего содержания озона // сб. Прикладная метеорология. Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). 2004. Вып. 5 (553). С. 187–206.

21. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://saoz.obs.uvsq.fr/>

22. Дорохов В.М., Ивлев Г.А., Привалов В.И., Шаламянский А.М., Техническое оснащение наземной сети станций измерения общего содержания озона в России и перспективы модернизации // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 3. С. 250–257.

23. Иванов Н.М., Лысенко Л.Н. Баллистика и навигация космических аппаратов. – М.: Дрофа, 2004. 544 с.

24. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://sage.nasa.gov/SAGE2>

25. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://www.noaa.gov/satellites.html>

26. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://toms.gsfc.nasa.gov/>

27. Ziemke J.R., Chandra S., Bhartia P.K. A 25-year data record of atmospheric ozone in the Pacific from Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) cloud slicing: Implications for ozone trends in the stratosphere and troposphere // Journal of Geophysical Research. 2005. V. 110. № D15105. doi:10.1029/2004JD005687.

28. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/suomi-npp>

29. Поляков А.В. Определение газового состава атмосферы и характеристик аэрозоля: дис. д-ра физ.-мат. наук. – СПб, 2006. 373 с.

30. Miller A. J., Nagatani R. M., Flynn L.E., Kondragunta S., Beach E., Stolarski R. et al. A cohesive total ozone data set from the SBUV(/2) satellite system // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107. № D23. 4701. doi:10.1029/2001JD000853.

31. McPeters R. D., Bhartia P. K., Arlin J. K., et al. Earth probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1998. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://toms.gsfc.nasa.gov/>

32. Кашкин В.Б., Кашкина Л.В., Рублева Т.В. Атмосферный озон и его изучение с помощью наземной и спутниковой аппаратуры // Современное образование. 2001. № 3. С. 63–71.

33. WMO, Scientific assessment of ozone depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2003. Report № 47. 498 p.

34. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://aura.gsfc.nasa.gov>

35. Ozone Monitoring Instrument (OMI) Data User's Guide // OMI-DUG-5.0. 2012. 66 p.

36. Levelt P. F., van den Oord G. H. J., Dobber M. R., et al. The Ozone Monitoring Instrument // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. 2006. V. 44. № 5. P. 1093–1101.

37. Dobber M.R., Dirksen R.J., Levelt P.F. et al Ozone Monitoring Instrument Calibration // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. 2006. V. 44. №. 5. P. 1209–1238.

38. Veefkind J.P., de Haan J.F., Brinksma E.J. et al. Total ozone from the Ozone Monitoring Instrument (OMI) using the DOAS Technique // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. 2006. V. 44. № 5. P. 1239–1244.

39. Ионов Д.В. Проблема валидации данных спутниковых измерений газового состава атмосферы на примере задачи глобального мониторинга общего вертикального содержания озона и двуокиси азота // Сб. «Физика атмосферы: наука и образование». Санкт-Петербург, 2007. С. 66–80.

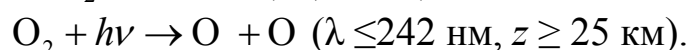
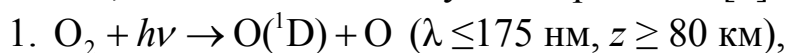
Глава 3

Проблема деструкции озонового слоя

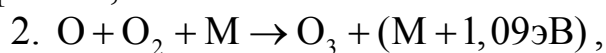
3.1. Современные аспекты фотохимического механизма образования и разрушения озона

Современное состояние озоносферы обусловлено комплексным фотохимическим механизмом: воздействием солнечного излучения, динамическими и химическими атмосферными процессами. Проблема истощения озонового слоя тесно связана с процессами образования и разрушения озона, физическими процессами в тропосфере и стратосфере. С точки зрения фотохимии озона наиболее важными являются две области солнечного УФ-излучения: ($120 < \lambda < 200$ нм) и ($200 < \lambda < 300$ нм) [1]. В диапазоне ($120 < \lambda < 200$ нм) УФ-излучение поглощается молекулярным кислородом на высотах 50-120 км (мезосфера – нижняя термосфера) с образованием «нечетного кислорода» (O_3 и O), концентрация которого практически равна концентрации озона. Во втором диапазоне ($200 < \lambda < 300$ нм) солнечное излучение поглощается молекулярным кислородом O_2 и озоном O_3 в нижней и верхней стратосфере.

Ранее предполагалось, что образование и разрушение озона в атмосфере можно объяснить на основе фотохимической теории С. Чепмена, включающей следующие реакции [2]:

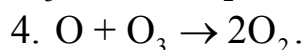
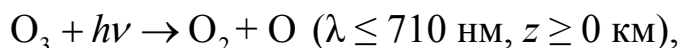
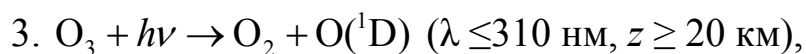


Здесь $O(^1D)$ – атом кислорода в возбужденном состоянии; $h\nu$ – энергия фотона, h – постоянная Планка.



где M – любая частица (например, молекула азота или кислорода), воспринимающая при столкновении кинетическую энергию, эквивалентную $1,09 \text{ эВ} = 1,74 \cdot 10^{-12}$ эрг. В основном благоприятные условия

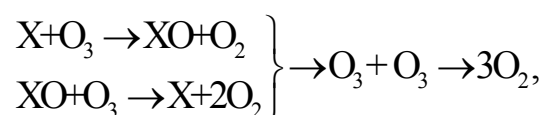
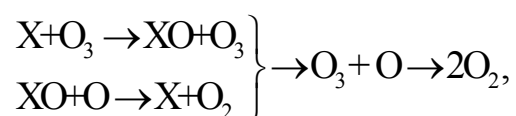
для образования озона существуют на высотах 30-70 км, так как жесткое УФ-излучение, необходимое для фотодиссоциации O_2 , почти не проникает на нижние высоты.



В принципе, между процессами образования и разрушения озона должно существовать относительное фотохимическое равновесие, определяющее количество озона в земной атмосфере или «толщину» озонового слоя. Глобальное истощение озоносферы может свидетельствовать о нарушении данного равновесия.

В [3] показано, что химические превращения «нечетного кислорода» в значительной степени связаны с активными малыми атмосферными примесями. Выявлено, что скорости реакций деструкции озона значительно зависят от концентраций атмосферных катализаторов. Это различные химические соединения: естественные атмосферные окислы и вещества, попадающие в атмосферу в результате извержений вулканов, и продукты промышленной деятельности. Однако учет влияния атмосферных катализаторов на озон сложен по двум обстоятельствам [4]. Во-первых, эти соединения взаимодействуют с озоном, друг с другом и с другими газовыми компонентами. Во-вторых, в земной атмосфере может протекать большое количество различных сложных реакций деструкции озона.

В [5] показано, что озон в стратосфере разрушается в результате двух типов окислительно-восстановительных реакций с участием атмосферных катализаторов:



где $X = NO, H, Cl, Br$ и др. [6]. Сведения о значимых для деструкции озона химических атмосферных реакциях приведены в обзоре [7].

Оценки вклада каждого из циклов в разрушение озона существенно различаются [8]. В тропосфере разрушается 17 % озона при кислородном цикле, 11 % – при водородном, 70 % – при азотном. В тропосферу из стратосферы поступает примерно 1,2% образовавшегося там озона. По другим данным, в тропосферу «уносится» около 0,2-

0,6 % озона из стратосферы, 15 % – разрушается при цикле Чепмена, 9 % – при водородном, 70 % – при азотном и 4 % – при хлорном. Однако, как считал Р. Крутцен [9], в расчете на один атом бром почти в 100 раз опаснее для озона, чем хлор. Однако результирующий эффект не равен простой сумме эффектов от отдельных циклов, так как химические реакции между членами различных семейств снижают воздействие циклов на озон.

До настоящего времени не получено каких-либо концептуальных результатов в исследованиях фотохимии стратосферы. Уточнены коэффициенты скоростей нескольких ключевых химических реакций [10], установлены высоты атмосферы, на которых доминируют те или иные реакции разрушения озона [4]. Показано, что на высотах менее 20 и более 45 км деструкция озона в основном происходит за счет водородного цикла. В области 18-22 км к дополнительному разрушению озона приводит гетерогенная активация хлорных и бромных газов на стратосферном аэрозоле. На высотах 20-40 км в деструкции озона доминируют реакции азотного цикла, а на 40-45 км – хлорного и бромного.

В рамках проблемы деградации озонового слоя в качестве основной причины его истощения в [11] указывается на фотохимическое разрушение озона окислами хлора и брома, которые накапливаются в стратосфере при разрушении фреонов, используемых как хладагенты или аэрозолеобразующие вещества, и бромсодержащих газов (галонов).

3.2. «Фреоновая» проблема

В 1973 г. Ш. Роуланд и М. Молина обнаружили, что атомы хлора, выделяющиеся из некоторых летучих искусственных химических веществ под действием солнечного излучения, могут разрушать озон. Основную роль в этом процессе они отвели фреонам (хлорфторуглеродам), которые в то время широко использовались. Результаты их исследований были опубликованы в июне 1974 г. в журнале Nature [12]. Национальная академия наук США поддержала выводы М. Молины и Ш. Роуланда о роли атомов хлора в гибели стратосферного озона.

В 1975 г. Совет по охране природных ресурсов США просит Комитет по безопасности потребительской продукции США запретить применение фреонов в аэрозольных упаковках. В 1976, 1979,

1982 и 1984 гг. Национальная академия наук США предоставляет доклады о разрушающем воздействии фреонов на озоновый слой, где прогнозируется его опасное истощение [11]. Таким образом, на основе лабораторных экспериментов и модельных расчетов нобелевских лауреатов Ш. Роуланда, М. Молины и Р. Круцена были приняты ограничения и запреты на производство и использование фреонов, а также других озоноразрушающих веществ.

Впоследствии мировым сообществом были разработаны документы, направленные на уменьшение производства и выбросов озоноразрушающих веществ антропогенного происхождения: Венская конвенция по защите озонового слоя (1985 г.) [13], Монреальский международный протокол о прекращении производства и использования фреонов (хлорфторуглеродов) (1987 г.) [14], дополнительные поправки предусматривают контроль за 95 озоноразрушающими соединениями. В России в 1999 г. было подписано постановление Правительства «О ввозе и вывозе из страны озонобразующих веществ» [15]. В результате за период с 1986 по 2007 г. 195 стран, по данным ВМО, добились 97%-ного сокращения потребления озоноразрушающих веществ [16].

Хлорфторуглероды (ХФУ, в латинской транскрипции – CFC) применялись в качестве газообразующих средств при изготовлении пенопластов, в аэрозольных упаковках, а самое главное – в качестве холодильных агентов [17]. ХФУ имели массу достоинств: низкую токсичность, пожаробезопасность, совместимость со многими материалами. Наиболее известны полностью галогенированные хлорфторуглероды CFC-11 и CFC-12, именно они считаются главными виновниками разрушения озона [11]. Известны также гидрохлорфторуглероды (ГХФУ, HCFC). Некоторые из них появились задолго до возникновения озонной проблемы. ГХФУ содержат хлор и водород и не могут разрушать озоновый слой, так как происходит быстрое связывание хлора атомами водорода в нижних слоях атмосферы. Наконец, ГФУ (HFC) – гидрофтор-углероды, появившиеся недавно, не содержат хлора, и потому считается, что не могут разрушать озоновый слой.

Запрет на производство и потребление озоноразрушающих веществ имел экономические и политические последствия. Руководители химической промышленности, в частности в США, вначале были против запрета. Однако в 1986 г. концерн Du Pont объявил, что будет призывать к ограничению производства ХФУ во всем мире [18]. Концерн разработал ГФУ как альтернативу ХФУ. В западных странах на-

чался «бум» с заменой старых холодильников и кондиционеров новыми, не содержащими озоноразрушающих веществ. Получилось так, что компании, первыми начавшие заменять ХФУ на новые хладагенты, оказались в выигрыше и получили громадные прибыли.

Более того, запрет на фреоны создал один из наиболее тесно связанных картелей в истории международной торговли. Во власти нескольких корпораций-гигантов оказался контроль не только над патентами, но и над изготовлением и распространением соответствующих продуктов. К числу этих корпораций относятся американские (Du Pont, ICI, Allied Signal Inc.), немецкая (Hoechst AG), французская (Atochem SA) и японская (Showa Denko KK). Борьба за озоновый слой потрясла всю химическую индустрию. В ней выживают только сильнейшие. Убытки от запрета ХФУ в США составили многие десятки, если не более, миллиардов долларов [18]. По оценкам А. Newman [19], расходы американской экономики по замене ХФУ к 2000 г. составили 8 млрд дол., а производство продукции – 135 млрд дол. Экономика России также понесла определенные экономические потери, но в меньшей степени [20].

Необходимо отметить, что хладагенты ГХФУ и ГФУ во многих отношениях уступают ХФУ. Так, например предложенный концерном Du Pont ГФУ марки HFC-134a в 3-5 раз дороже, чем CFC-12. В смеси с воздухом при повышенном давлении или температуре ГХФУ и ГФУ, в отличие от ХФУ, могут стать горючими, к тому же ГФУ ядовиты, способны вызывать коррозию [21]. ГФУ, в отличие от ХФУ, является парниковым газом, во много раз превосходящим двуокись углерода. Переход на ГХФУ и ГФУ сопряжен с падением коэффициента полезного действия холодильников и кондиционеров, увеличением их стоимости, повышением расхода энергии. Возникают трудности технологического характера при производстве холодильников и кондиционеров [20].

Ряд авторов как у нас в России, так и за рубежом считают, что Монреальский протокол содержит отдельные положения, которые недостаточно научно проработаны. Так, Р.А. Мадуро и Р. Шауэрхаммер считают, что данный документ заложил основу того, что в новом мире небольшая элита технократов будет диктовать всем нациям экономическую политику [21]. Эти авторы уверены, что фактически озоносберегающая политика инициирована владельцами химических корпораций DU Pont и ICI с целью вытеснения национальных производителей и монополизации международного рынка. В работе [22] указывается на то обстоятельство, что главная методологическая

ошибка разработчиков Монреальского протокола – важнейшая геохимическая проблема нашей планеты была «отдана на откуп лабораторным химикам».

Существенную роль в формировании общественного мнения по озоновой проблеме сыграло обнаружение Антарктической озоновой дыры (АОД), которая образуется ежегодно весной в Южном полушарии. Настоящая история озоновой аномалии началась в 1985 г. со статьи Дж. Фармана, Б. Гардинера и Дж. Шанклина, которая была опубликована в майском номере журнала Nature [23]. В работе были приведены данные измерений общего содержания озона, полученные на двух антарктических станциях начиная с 1957 г. Согласно этим сведениям, в 80-х гг. в районе Антарктиды весной наблюдалось существенное снижение ОСО относительно обычных значений. Последующие исследования обнаружили устойчивое уменьшение содержания озона в полярной области в весенний период ниже климатической нормы (220 е.Д.). Дж. Фарман с соавторами впервые высказали предположение, что причиной такого аномального минимума ОСО в этом регионе может служить антропогенное загрязнение атмосферы, в том числе загрязнение фреонами.

Все дальнейшие исследования Антарктической озоновой дыры в основном были направлены на доказательство её антропогенного происхождения. Однако до настоящего времени химическая теория не может ответить на главный вопрос: почему озонная аномалия существует в Южном полушарии, хотя фреоны вырабатываются в Северном, при том что во время существования АОД атмосферный перенос между полушариями, возможно, прекращается? И наконец, почему Антарктическая озоновая дыра существует до 2015 г., хотя производство фреонов давно запрещено и при подписании Монреальского протокола было продекларировано, что АОД исчезнет к 2010 г.?

Необходимо констатировать, что хотя количество мирового потребления хлорфторуглеродов (СFC), воздействующих на состояние озоносферы, уменьшилось в 10 раз [24], глобальное уменьшение общего содержания озона в XX в. продолжалось, прогноз восстановления озоносферы был неопределенным. В частности, по уточненным оценкам, в средних широтах восстановление озонового слоя, возможно, произойдет к 2050 г., а в Антарктической полярной области – к 2060 г. [25]. Эти цифры отличаются от предыдущих прогнозов, по которым в области умеренных широт озоновый слой восстановится к 2040 г., а в полярных широтах Южного полушария – к 2050 г. Причины обнаруженного в XXI в. характера изменения глобального тренда

ОСО – от отрицательного к положительному – ждут своих исследователей.

3.3. Роль естественных факторов в изменчивости озонового слоя

Распределение атмосферного озона и его изменчивость зависят не только от фотохимических реакций, которые вносят вклад в его образование и разрушение, но также и от совокупного влияния других естественных внешних и внутренних геофизических факторов. К внешним (космофизическим) факторам относятся: изменение потока солнечной радиации, орбитальное движение Земли вокруг Солнца и т.д. Воздействие внутренних геофизических факторов на поле ОСО, таких как зональная и меридиональная циркуляция, особенности подстилающей поверхности и др., определяют динамику озона. К дополнительному воздействию на озоносферу приводит эндогенная активность Земли (вулканизм и сейсмичность). Согласно современным представлениям, при формировании озоновых дыр в полярных широтных зонах в деструкции озона важную роль играют полярные стратосферные облака (ПСО или PSCs – Polar Stratospheric Clouds).

Лучше всего исследована естественная изменчивость поля озона в периоды воздействия природных факторов [1, 6, 10]. В частности, суточные колебания озона обусловлены изменениями потока солнечной радиации. В годовом цикле наиболее существенно проявляются сезонные и широтные вариации атмосферного озона. Квазидвухлетний период, продолжительность которого составляет примерно 24-26 месяцев, связан с динамическими процессами в озоносфере. Одиннадцатилетние вариации ОСО характеризуются связью с цикличностью солнечной активности (СА).

В этой ситуации определение вклада каждого из факторов в долгосрочную изменчивость озона является достаточно сложной задачей. Использование линейных регрессионных моделей вида [26]:

$$X(t) = X + X^g(t) + X^v(t) + X^l(t) + \varepsilon(t) \quad (12)$$

позволило в какой-то степени определить относительный вклад естественных факторов. В (12) X – среднемесячные значения ОСО в е.Д.; $X^g(t)$ – компонента временного ряда ОСО, учитывающая сезонный, квазидвухлетний цикл (индекс QBO), одиннадцатилетний цикл (ин-

декс $F_{10,7}$); $X^v(t)$ – составляющая, характеризующая влияние извержения вулканов; $X^l(t)$ – тренд; $\varepsilon(t)$ – остаточная составляющая. В [26, 27] показано, что в тренд ОСО значительный вклад вносят также такие факторы, как Североатлантическое колебание (индекс САК или NAO), Арктическое колебание (индекс АК), давление в центре Азорского антициклона в январе (ААЯ), южное колебание Эль-Ниньо (индекс ENSO) и т.п.

Наиболее существенным фактором, влияющим на поле озона, является солнечная радиация. До сих пор предметом активных дискуссий является вопрос: чем вызваны вариации ОСО – напрямую, изменчивостью солнечной радиации, или опосредованно, через динамические атмосферные процессы?

Статистический анализ данных выявил 11-летний цикл изменения ОСО, связанный с вариациями солнечной активности (СА). По оценкам, изменчивость общего содержания озона, обусловленная влиянием СА, составляет примерно 1,5-3% [10]. Совместный анализ рядов ОСО и индекса $F_{10,7}$, характеризующего плотность потока радиоизлучения на длине волны 10,7 см и связанного с числами Вольфа, при коэффициенте корреляции между рядами $R = 0,98$ [28], также показал наличие воздействия солнечной активности на атмосферный озон. Вариации общего содержания озона с периодом 11 лет на 1-2 % синфазны с изменчивостью индекса $F_{10,7}$, хотя и имеют сложную пространственную структуру [29]. В [30] с помощью двумерной фотохимической модели было показано, что изменение потоков УФ-радиации от минимума к максимуму солнечной активности приводит к увеличению содержания озона.

В [31] показано, что цикличность СА в наибольшей степени воздействует на меридиональный перенос стратосферного озона в осенне-зимний период. Установлено, что приток озона в средние широты обоих полушарий существенно возрастает в максимуме солнечной активности по сравнению с минимумом СА. Согласно оценкам, в Южном полушарии в этот период цикла в слое на высоте около 22 км ОСО увеличивается зимой до 30 %. В этих же широтах Северного полушария основные изменения в содержании озона в этом слое в максимуме СА происходят во второй половине зимы. Усиление процессов стратосферного переноса озона в период возрастания СА отражаются на годовом ходе ОСО.

Наибольший вклад природных факторов в тренд ОСО был выявлен в Северном полушарии в 1979-2001 гг., когда рассматривалось со-

вместное воздействие солнечной активности, арктического и североатлантического колебаний. Получено, что отрицательный тренд ОСО в марте в умеренных и полярных широтах обусловлен на 30-50 % вариациями индексов АК и $F_{10,7}$ СА за период с января по март [32].

Считается, что временные масштабы изменчивости приходящей солнечной радиации определяются наклоном орбиты Земли i относительно плоскости экватора (в настоящее время $i = 23^{\circ}27'$) и годовым изменением расстояния между Солнцем и нашей планетой [33, 34]. В частности, в [33] показано, что вследствие эллиптичности земной орбиты поток солнечной радиации (в процентах по отношению к среднему значению), достигающий подстилающей поверхности, различается: в январе (перигелий орбиты) поток солнечного излучения на 3,5 % больше среднего, а в июле (афелий) – на 3,5 % меньше. Вопрос, как изменяется поле ОСО в данной астрономической ситуации, не рассматривался. Потенциально увеличение (уменьшение) потока солнечной радиации в атмосфере может повлиять как на скорости образования и разрушения озона, так и на его перенос вместе с воздушными массами в земной атмосфере.

Для моделирования трендов ОСО существенной помехой является увеличение количества аэрозольных частиц, например вулканической пыли, достигающей высот стратосферы. В ряде работ [35, 36] утверждается, что уменьшение количества озона связано с эмиссией эруптивного сульфатного аэрозоля, возникшего в результате процессов газофазных реакций после взрывных вулканических извержений. В [37] установлено, что вследствие инъекции вулканических частиц увеличивается аэрозольная оптическая толщина и существенно ослабляется прямая солнечная радиация на уровне подстилающей поверхности.

В атмосфере на высотах менее 20 км продолжительность существования вулканического аэрозоля составляет около шести месяцев, а на высотах более 20 км – превышает этот период. Известно, что воздействие на озоносферу стратосферного аэрозоля в результате извержений вулканов Эль-Чичон (март 1982 г., Мексика) и Пинатубо (июнь 1991 г., Филиппины) продолжалось в течение двух лет [38]. Индекс интенсивности вулканов VEI (Volcanic Explosivity Index) составил для Эль-Чичон 5 баллов и для Пинатубо – 6 баллов. Необходимо отметить, что VEI был введен К. Ньюхоллом и С. Селфом в 1982 г. для оценки воздействий взрывных извержений на земную атмосферу. Данный индекс учитывает высоту столба пепла и объем выбросов в атмосферу [39].

Общая масса аэрозолей и серосодержащих газов после вулканического извержения Эль-Чичон в атмосфере составила примерно 6-7 Мт [41]. Сформировалось стратосферное слоистое эруптивное облако, которое за 21 сутки облетело вокруг планеты со средней скоростью переноса 22 м/с [40]. Примерно через 9 месяцев после извержения в отдельных населенных пунктах вулканически обусловленное ослабление прямой солнечной радиации составило 30-38 % [37]. За период ноябрь 1982 г. – апрель 1983 г. рядом исследователей выявлено снижение количества озона, а отрицательные тренды ОСО в Европе и Северной Америке составили, по разным оценкам, 5-6 % [40].

Масса выбросов вулканического аэрозоля Пинатубо составила примерно 20 Мт. В [42] обнаружено, что в этот период «провал» во временном ходе ОСО был обусловлен непосредственным разрушением молекул озона на поверхности аэрозольных частиц вулканического происхождения. На тот момент среднегодовое количество озона по сравнению с предыдущими годами уменьшилось примерно на 10 %. Наиболее сильно было выражено понижение ОСО на 5-25 % ниже нормы в отдельных регионах Европы и Азии [43].

Образование озоновой дыры над Антарктидой связывают с возросшей в 1972 г. вулканической активностью вулкана Эребус, расположенного в этом регионе. В период с 13 сентября 1984 г. по 8 декабря 1984 г. было зарегистрировано, в среднем, по 11-12 извержений в сутки, скорость выброса газов достигала 700 км/ч, что привело к поступлению продуктов извержения в зимнюю стратосферу [44]. В свою очередь, инжекция вулканогенного аэрозоля повлияла на образование полярных стратосферных облаков (ПСО), участвующих в формировании озоновой аномалии в полярных широтах Южного полушария.

Установлено, что ПСО образуются на высотах 15-30 км, где температура падает ниже 195 К в результате конденсации водяного пара и азотной кислоты на сульфатных частицах [45]. Устойчивость ПСО зависит от метеорологических условий стратосферы. В [46] показано, что наиболее вероятное время образования ПСО в Северном полушарии – декабрь – февраль, а в южном – июнь – август. В зимне-весенний период полярные облака существуют в области 65-80° с.ш. и 45-65° ю.ш. Считается, что активация хлорных и азотных соединений на поверхности аэрозольных частиц ПСО активирует химические механизмы деструкции озона [41].

В.В. Зуев обобщил данные [47] об извержениях взрывных вулканов, относящихся к периоду 1979-2008 гг., с учетом шкалы VEI и проанализировал эволюцию озонового слоя в субарктической области. Вы-

борочные сведения из данной работы содержатся в табл. 4, где индекс $VEI \geq 3$ был выбран из следующих соображений. При данном значении во время взрывных извержений вулканов газопиропластическая струя достигает верхних слоев тропосферы, а иногда и стратосферы. В частности, продукты вулканических выбросов Эль-Чичон проникли в атмосферу до высоты 30 км, а Пинатубо – до 40 км [41, 43].

На рис. 8 показаны межгодовые вариации общего содержания озона для субарктической области ($55-65^\circ$ с.ш.), полученные на основе спутниковых данных TOMS, SCIAMACHY и GOME за 1979-2008 гг. Высота вертикальных линий у горизонтальной оси на рис. 8 пропорциональна индексу VЕI, цифры выше линий обозначают номера извержений вулканов согласно табл. 4. Анализ озонных данных, проведенный В.В. Зуевым [42], позволил выделить три периода вулкано-генных возмущений озоносферы.

В первый период (1979-1994 гг.) (рис. 8) при аномально частых вулкано-генных возмущениях тренд ОСО отрицателен. За это время произошло порядка 20 извержений вулканов в тропической и умеренной областях (табл. 4). Как считает В.В. Зуев, в эти годы в глобальную стратосферу непрерывно поступал вулкано-генный аэрозоль, что, вероятно, и послужило причиной долговременного снижения содержания озона.

Во второй период (1995-2004 гг.), как показано на рис. 8, вулканическая активность понижена, тренд ОСО положителен. В третий период (2004-2008 гг.) во время вулканической активности среднего уровня происходило уменьшение ОСО (рис. 8).

Помимо вулканизма на озоносферу оказывает влияние и другое проявление эндогенной активности Земли – сейсмичность. При подготовке и возникновении землетрясения появляются интенсивные сейсмо-гравитационные колебания, которые воздействуют на атмосферу. Согласно современным данным, основным механизмом литосферно-атмосферных связей при сейсмической активности являются внутренние гравитационные волны (ВГВ) [48].

Известно, что в период возрастания сейсмической активности ВГВ способны создавать аномалии электронной концентрации в ионосфере [49]. Однако аномалии могут возникать и в других слоях атмосферы. В стратосфере над сейсмически-активным районом возможны изменения общего содержания озона. При сейсмических событиях возможен выход литосферных газов в тропосферу и протекание химических и фотохимических реакций, приводящих к генерации молекул озона.

Таблица 4

Сведения об извержениях с индексом $VEI \geq 3$ за 1979–2008 гг.

Номер извержения	Периоды вулкано-генных возмущений	Названия вулканов	Даты извержений	Высота выброса, км
1	I	Суфриер (Soufrière St. Vincent)	Апрель, 1979 г.	18
2		Сент-Хеленс (St. Helens)	Май, 1980 г.	23
3		Гекла (Hekla)	Август, 1980 г.	15
4		Алаид (Alaid)	Апрель, 1981 г.	15
5		Паган (Pagan)	Май, 1981 г.	20
6		Эль-Чичон (El Chicho'n)	Март, 1982 г.	30
7		Эль-Чичон (El Chicho'n)	Апрель, 1982 г.	24
8		Галунггунг (Galunggung)	Май, 1982 г.	16
9		Коло (Colo)	Июнь, 1983 г.	16
10		Руиз (Ruiz)	Октябрь, 1985 г.	17
11		Августин (Augustine)	Март, 1986 г.	21
12		Ласкар (La'scar)	Сентябрь, 1986 г.	16
13		Ключевская сопка	Февраль, 1987 г.	14
14		Банда Апи (Banda Api)	Август, 1988 г.	17
15		Келут (Kelut)	Февраль, 1990 г.	20
16		Пинатубо (Pinatubo)	Июнь, 1991 г.	40
17		Серро-Хадсон (Cerro Hudson)	Август, 1991 г.	18
18		Спурр (Spurr)	Июнь, 1992 г.	18
19		Ласкар (La'scar)	Апрель, 1993 г.	25
20		Безымянная сопка	Октябрь, 1993 г.	15
21		Рабаул (Rabaul)	Сентябрь, 1994 г.	18
22	II	Шишалдина (Shishaldin Volcano)	Апрель, 1999 г.	14
23		Гекла (Hekla)	Февраль, 2000 г.	15
24		Ревентадор (Reventador)	Ноябрь, 2002 г.	20
25	III	Гримсвотн (Grimsvötn)	Ноябрь, 2004 г.	14
26		Маннам (Manam)	Январь, 2005г.	20
27		Рабаул (Rabaul)	Октябрь, 2006 г.	18
28		Чайтен (Chaiten)	Май, 2008 г.	30
29		Окмок (Okmok)	Июнь, 2008г.	15
30		Касаточи (Kasatochi)	Август, 2008 г.	14



Рис. 8. Межгодовые изменения ОСО в субарктических широтах

В.Б. Кашкиным [50, 51] были изучены атмосферные отклики двух сейсмических событий в Сибири 27 сентября 2003 г. и 27 августа 2008 г., произошедшие в сейсмоактивных зонах вблизи границы Евразийской литосферной плиты. В этих зонах присутствуют многочисленные разломы земной коры, возможен выход литосферных газов.

Сейсмическое событие 27 сентября 2003 г. произошло на юге Сибири, в Горном Алтае, на территории Северо-Чуйского хребта, в 11.33 UTC. Это сильнейшее за всю историю сейсмологических наблюдений землетрясение. Его магнитуда составила $M = 7,3$, интенсивность в эпицентре – 9 баллов [52]. Эпицентр (координаты – 50° с.ш. и 88° в.д.) расположен недалеко от границы Евразийской литосферной плиты.

В [50] проведен анализ «поведения» атмосферного озона в период подготовки, во время основных толчков и после землетрясения. Следует отметить, что облачная структура озонового слоя существенно мешает обнаруживать его изменения, связанные с сейсмической активностью. Но Алтайское землетрясение произошло в «благоприятный» момент, когда в Северном полушарии наступил минимум годового хода ОСО.

На рис. 9 можно видеть «фоновое облако» озона за 21 сентября 2003 г., перемещавшееся в восточном направлении со скоростью $\sim 6^\circ/\text{сут}$. В среднем «фоновое» значение ОСО составляло 290 е.Д. и не превосходило 325 е.Д. на территории размерами от 40 до 60° с.ш. и 60 – 100° в.д.

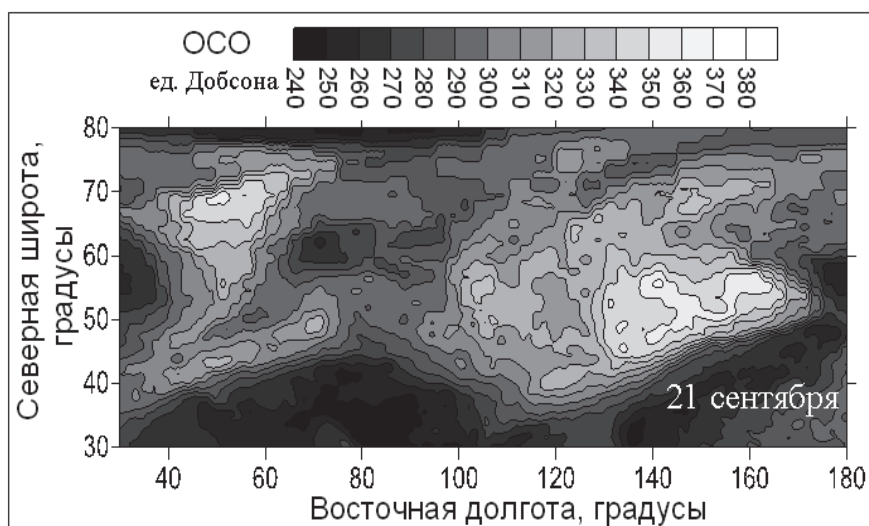


Рис. 9. «Фоновое облако» озона, наблюдавшееся 21 сентября 2003 г.

Динамика поведения атмосферного озона в период Алтайского землетрясения 2003 г. показана на рис. 10. Исследуется географический район размерами: по широте от 40 до 60° с.ш. и долготе 50–120° в.д.

Развитие атмосферных процессов происходило по следующему сценарию. 22 сентября в точке с координатами 52° с.ш. и 64° в.д. внезапно появилось «облако» с максимальным значением ОСО, равным 353 е.Д., а 23 сентября оно увеличилось по площади и сместилось к востоку. Максимум ОСО достиг 372 е.Д. в точке с координатами 50° с.ш. и 81° в.д.

В дальнейшем «облако» продолжало смещаться к востоку, удлиняясь вдоль параллели и поворачиваясь (рис. 10). 24 сентября общее содержание озона достигло значения 394 е.Д. в точке с координатами 51° с.ш. и 82° в.д. Данное значение является максимальным для периода с 21 сентября по 10 октября 2003 г. на участке 40–60° с.ш. и 60–100° в.д. Среднее ОСО на этом участке 24 сентября было равно 322 е.Д.

Положение эпицентра Алтайского землетрясения показано на рис. 10 черной точкой. Здесь значение ОСО составило 339 е.Д., в очаговой области максимальное значение общего содержания озона равнялось 380 е.Д. На следующий день после землетрясения область с наибольшим значением ОСО (372 е.Д.) резко уменьшилась в размерах. На площади от 40 до 60° с.ш. и 60–100° в.д. среднее ОСО стало равным 310 е.Д. В эпицентральной области 29–30 сентября максимум ОСО упал до 348 е.Д., среднее ОСО на указанной площади 29 сентября составило 304 е.Д.

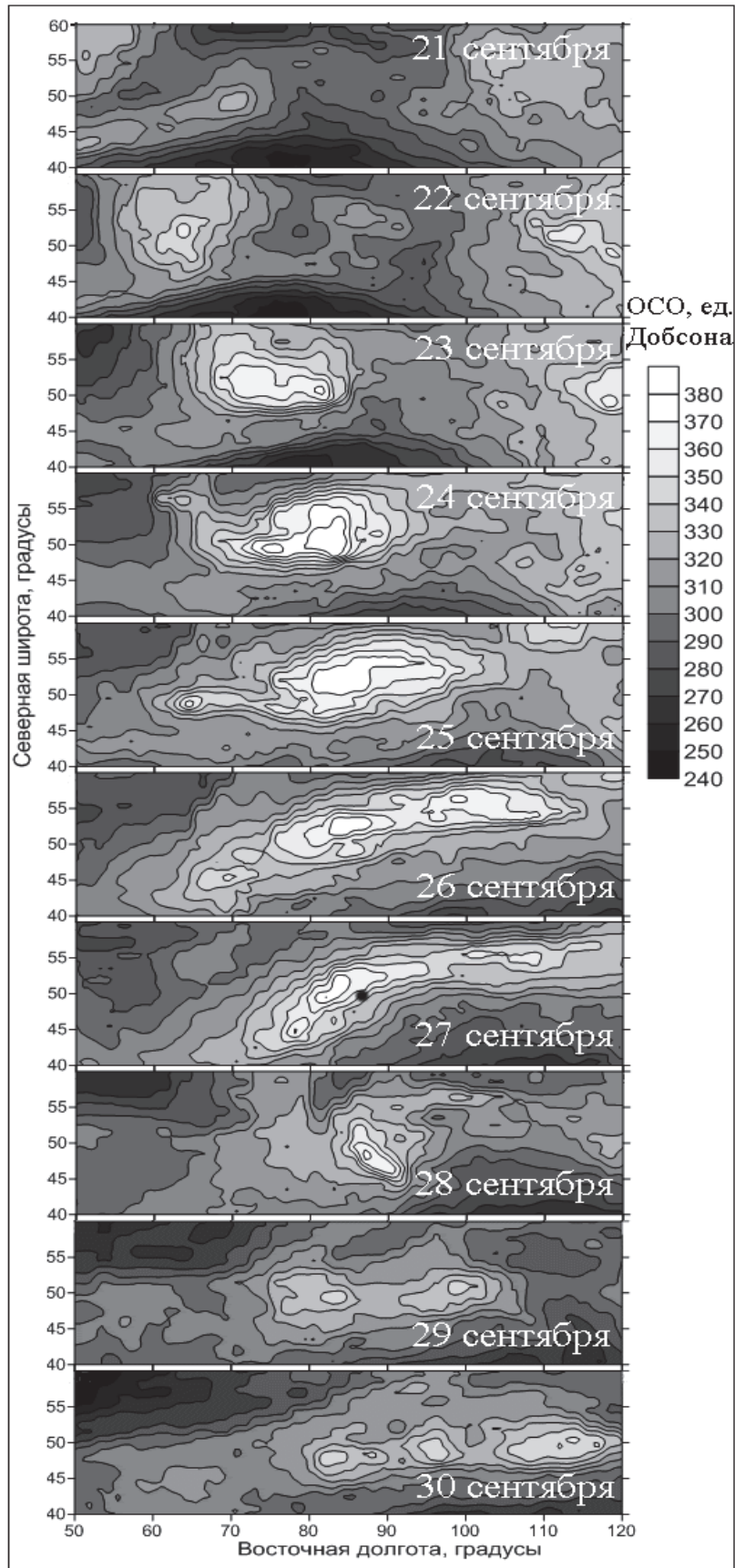


Рис. 10. Динамика поведения атмосферного озона в период Алтайского землетрясения 2003 г.

Вариации ОСО в районе Алтайского землетрясения в сентябре-октябре 2003 г. показаны на графике рис. 11. Как и для Иркутского землетрясения, проводилось усреднение данных об ОСО по ячейке $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ – от $45,5^{\circ}$ до $55,5^{\circ}$ по широте и с $83,5^{\circ}$ до $93,5^{\circ}$ по долготе. Стрелкой отмечен момент землетрясения 27 сентября в 11.33 UTC.

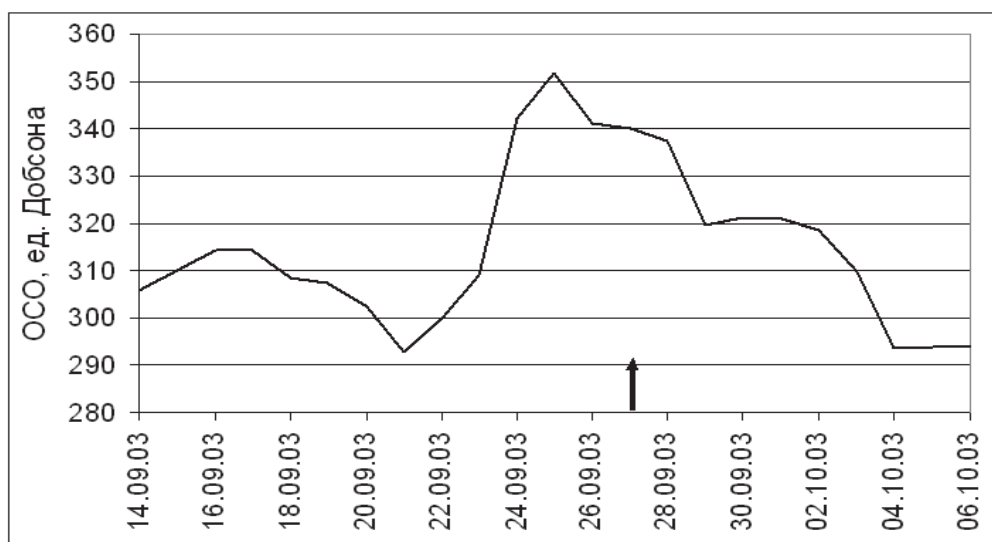


Рис. 11. Вариации общего содержания озона в районе Алтайского землетрясения в сентябре и октябре 2003 г.

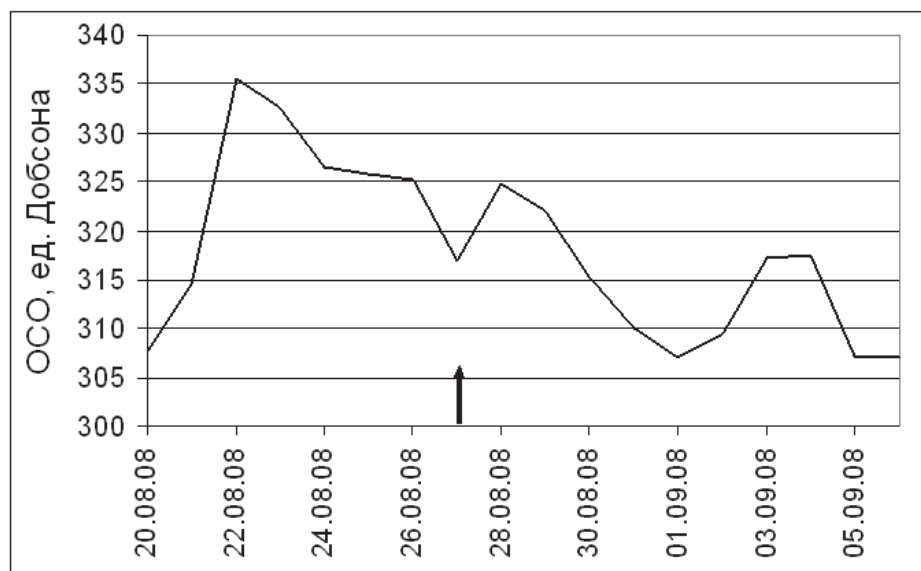


Рис. 12. Изменения ОСО на юге оз. Байкала в августе-сентябре 2008 г., стрелка показывает момент землетрясения 27.08.2008 г.

Другим примером связи вариаций ОСО и сейсмической активности является Култукское землетрясение, которое произошло 27 августа 2008 г. на юге оз. Байкала. Это событие средней силы с магни-

тудой 6,3, координаты эпицентра 51,7° с.ш. и 104,2° в.д. В дальнейшем наблюдались афтершоки, сильнейший из которых пришелся на 30 июля 2008 г. [53]. График, характеризующий изменения значений ОСО (усредненных в ячейке 10°×10° – от 45,5 до 55,5° по широте и с 95,5 до 105,5° по долготе) в районе очага землетрясения, приведен на рис. 12. Здесь же стрелкой отмечен момент землетрясения 27 августа в 01.35 UTC, когда наблюдалось уменьшение общего содержания озона. Увеличение ОСО, как видно из рис. 12, наблюдается непосредственно в период подготовки землетрясения и перед афтершоками.

Анализ полученных результатов показал, что озонные аномалии, наблюдаемые в районах Иркутского и Алтайского землетрясений, возникли на 2-3 суток раньше сейсмического события. Можно предположить, что рассматриваемый озон – приземной, результат реакций с участием литосферных газов: окислов углерода, азота, а также метана в присутствии солнечного света. На приземную природу указывает и малое фотохимическое время жизни вновь образовавшегося озона. Возможно, что и при Култукском землетрясении повышение ОСО вызвано химическими и фотохимическими реакциями литосферных газов в приземном слое.

3.4. Оценки вклада антропогенных и естественных факторов в деструкцию озоносферы

С накоплением данных об общем содержании озона и развитием модельных исследований появилась возможность оценить вклад химических и естественных факторов в разрушение озоносферы. Авторы [54] считают, что необходимо учитывать следующее обстоятельство: вклад антропогенного или естественного фактора в деструкцию озонового слоя зависит от региона.

Наиболее подробно изучены вариации озона в умеренных широтах Северного полушария. Так, в [54] анализировались данные 167 станций наземной озонметрической сети Северного полушария для ноября – января (1973-1998 гг.) и февраля – марта (1980-1998 гг.). Установлено, что в первой половине зимы (до января включительно) на тренды ОСО влияет изменение геопотенциала в центре циркумполярного стратосферного циклона. Углубление циклона (уменьшение геопотенциала) приводит к уменьшению общего содержания озона. Обнаружено, что в феврале – марте вклад химического и динамического

факторов в общий отрицательный тренд озона сопоставим по величине (50 на 50 %).

В [55] исследовались тренды озона антропогенного и естественного происхождения во внетропических широтах Северного полушария в весенний период. Обнаружено, что вклад естественного фактора в тренд ОСО в области (40–65° с.ш.) составил только 40 %.

В работе [56] изучался относительный вклад естественных и антропогенных факторов в тренд ОСО в 80-90-е гг. XX в. с помощью двумерной модели. Рассмотрено совместное действие антропогенных газов, озоноразрушающих веществ и продуктов вулканической деятельности. Утверждается, что главной причиной истощения озона в конце прошлого века была эмиссия в атмосферу антропогенных веществ, содержащих хлор и бром.

В [57] вклад естественных факторов в тренд ОСО в 1979–1990 гг. изучался с помощью метода линейной множественной регрессии. Обнаружено, что в 1978-1990 гг. наименьший суммарный вклад природных факторов в отрицательный тренд озона в области (65° ю.ш.–65° с.ш.) составил 16%. С ростом широты он увеличивался до 50 % в пределах пятиградусных зон. В северном полушарии в области (0-65° с.ш.) вклад естественного фактора составил +41 %. В Южном полушарии оценка вклада – отрицательна и изменялась от –4 до –34 % в зависимости от региона. Утверждается, что долгопериодная изменчивость глобального озона в исследуемый период на 85% определялась антропогенным воздействием фреонов, тогда как в масштабе полушарий и в 5° широтных зонах значительное влияние на отрицательный тренд ОСО оказывали естественные факторы (солнечная активность, квазидвухлетние, арктические и южные колебания). Однако в Южном полушарии тренд ОСО, обусловленный воздействием антропогенных факторов, превышал значение первоначального тренда озона.

Из оценок, полученных в [58], следует, что суммарное уменьшение глобального озона, обусловленное антропогенными факторами, не превышает 10 % от деградации общего содержания озона в глобальном масштабе. Высказана гипотеза, что, возможно, химическое разрушение озона приводит к региональному перераспределению озона и на уменьшение глобального озона такой процесс влияния не оказывает.

Полученные данные о вкладе антропогенных и природных факторов в пространственно-временную изменчивость общего содержания озона свидетельствуют о том, что однозначного ответа о доминирующей роли естественного или антропогенного факторов в истоще-

нии озонового слоя дать не удалось. Не понятно также, какой из факторов доминирует в незначительном глобальном увеличении общего содержания озона, обнаруженном во втором десятилетии XXI в.

Список литературы к 3 главе

1. Гушин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 239 с.
2. Лунин В.В., Попович М.П., Ткаченко С.Н. Физическая химия озона. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 480 с.
3. Андропова Н.Г., Бабанова В.В., Кароль И.Л. и др. Радиационно-фотохимические модели атмосферы / под ред. И.Л. Кароля. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. 192 с.
4. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. 414 с.
5. Тальрозе В. Л., Поройкова А. И., Ларин И. К. и др. Химико-кинетические критерии воздействия на озоносферу веществ естественного и антропогенного происхождения // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 14. № 4. С. 355–365.
6. Биоиндикация стратосферного озона / под ред. В.В. Зуева. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 228 с.
7. [Электронный ресурс]. – Режим доступа:
URL: http://www.csa.ru/~zebra/my_kinetic/literat.html
8. Кашкин В.Б., Сухинин А.И. Дистанционное зондирование Земли из космоса: Цифровая обработка изображений. – М.: Логос, 2001. 263 с.
9. Crutzen P.J. Ozone production rates in an oxygen-hydrogen-nitrogen oxide atmosphere // Journal of Geophysical Research. 1971. V. 76. P. 7311–7327.
10. Кондратьев К.Я. Глобальная динамика озона / Итоги науки и техники. Серия Геомагнетизм и высокие слои атмосферы. 1989. Т. 11. 209 с.
11. WMO, Scientific assessment of ozone depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 1999. Report № 44. 498p.
12. Molina M.J., Rowland F.S. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone // Nature. 1974. V. 249. P. 810–812.
13. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://www.ozone-program.ru/ozonovoe_zakonodatelstvo/konvencija/

14. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://www.ozone-program.ru/ozonovoe_zakonodatelstvo/protokol/
15. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_107015/?frame=1
16. WMO, Scientific assessment of ozone depletion: 2010. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2009. Report № 52. 517 p.
17. Максимов Б.Н., Барабанов В.Г., Серушкин И.Л. и др. Промышленные фторорганические продукты. – СПб.: Химия, 1996. 544 с.
18. Роун Ш. Озоновый кризис. Пятнадцатилетняя эволюция неожиданной глобальной опасности. – М.: Мир, 1993. 320 с.
19. Newman A. CFC phase – out moving gwickly // Environmental Science and Technology Environ. 1994. V. 28. № 1. P. 35–36. doi: 10.1021/es00050a724.
20. Калнинь И.М., Катерухин В.В., Савицкий И.К., Смыслов В.И., Шаталов В.В. Переход на озонобезопасные хладагенты в условиях России // Холодильная техника. 1997. № 1. С. 17–20.
21. Maduro R., Schauerhammer R. The Holes in the Ozone Scare: The Scientific Evidence That the Sky Isn't Falling. – N.Y.: 21st Century Science Associates, 1992. 356 p.
22. Сывороткин В.Л. Бесплезность Монреальского протокола для сохранения озонового слоя планеты // Пространство и Время. 2014. № 3 (17). С. 256–265. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://cyberleninka.ru/article/n/bespoleznost-monrealskogo-protokola-dlya-sohraneniya-ozonovogo-sloya-planety>.
23. Farman J. C., Gardiner B. G., Shanklin J. D. Large Losses of Total Ozone in Antarctica Reveal Seasonal ClO/NO₂ Interaction // Nature. 1985. V. 315. P. 207–210.
24. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://www.un.org/Russian/goals/unsystem/goal4.pdf>
25. Озоновые дыры над Арктикой и Антарктикой перестали расти // [Электронный ресурс] – Режим доступа: URL: [ttp://www.POLIT.ru/science/2006/09/08/ozon_holes_stabilized.html](http://www.POLIT.ru/science/2006/09/08/ozon_holes_stabilized.html)
26. Бекорюков В.И., Глазков В.Н., Кокин Г.А. Долговременные изменения глобального озона океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 5. С. 607–616.
27. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2007. Report № 50. 572 p.
28. Криволицкий А.А., Репнев А.И. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. – М.: ГЕОС, 2009. 384 с.

29. Soukharev B., Hood L. Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models // *Journal of Geophysical Research*. 2006. V. 111. D 20314. P. 1–18. doi:10.1029/2006JD007107.
30. Смышляев С.П., Галин В.Я., Зименко П.А., Кудрявцев А.П. Моделирование влияния изменений спектральных потоков солнечной радиации, вызванных солнечной активностью, на содержание озона // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 8. С. 25–37.
31. Груздев А.Н., Брассер Г.П. Воздействие 11-летнего цикла солнечной активности на характеристики годового хода общего содержания озона // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43. № 3. С. 379–391.
32. Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М. О связи общего содержания озона в Северном полушарии с Арктическим и Североатлантическим колебаниями // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2003. Т. 39. № 4. С. 505–509.
33. Кондратьев К.Я. *Актинометрия*. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. 691 с.
34. Монин А. С. *Введение в теорию климата*. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. 247 с.
35. Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулканогенные возмущения стратосферы – главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2011. Т. 24. № 1. С. 30–34.
36. Мелешко В.П., Катцов В.М., Кароль И.Л. К вопросу о предотвращении глобального потепления посредством рассеивания сульфатного аэрозоля в стратосфере // *Труды ГГО*. Вып. 561. С. 7–27.
37. Галиндо И., Кондратьев К.Я., Зентено г. Аэрозольная оптическая толщина атмосферы после извержения вулкана Эль-Чичон по данным наблюдений в Мехико и Ванкувере // *Оптика атмосферы и океана*. 1996. V. 9. № 3. С. 351–356.
38. Божков Р.Д., Фиолетов В.Э., Кадыгрова Т.В., Ромашкина К.И., Шаламянский А.М. Оценка уменьшения озона над Евразией в 1973-1995 гг. на основе откорректированных данных наблюдений фильтровых озонометров // *Метеорология и гидрология*. 1995. № 9. С. 30–39.
39. Newhall C.G., Self S. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosivity magnitude for historic volcanism // *Journal of Geophysical Research*. 1982. V. 87. P. 1231–1237.
40. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Алоян А.Е., Вароцос К.А. Изменения общего содержания стратосферного и тропосферного озона:

- наблюдения и численное моделирование // Исследование Земли из космоса. 1999. № 5. С. 12–30.
41. Matson M., Robock A. Satellite detection of the 1982 El Chichon Eruptions and stratospheric dust cloud // *Geofisica Internacional*. 1984. V. 23. P. 117–127.
 42. Зуев В. В., Зуев В. Е. и др. Климатология стратосферного аэрозоля и озона по данным многолетних наблюдений на Сибирской лидарной станции // *Оптика атмосферы и океана*. 2003. Т. 16. № 8. С. 719–724.
 43. Solomon S., Portmann R.W., Garcia R.R. et al. The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes // *Journal of Geophysical Research*. 1996. V. 101. D3. P. 6713–6727.
 44. Исидоров В.А. «Озоновый кризис» и возможные экологические последствия его разрешения // *Российский химический журнал*. 2001. V. 45. № 1. С. 41–54.
 45. Schreiner J., Voigt C., Kohlmann A., Arnold F., Mauersberger K., Larsen N. Chemical analysis of polar stratospheric cloud particles // *Science*. 1999. V. 283. № 12. P. 968–970.
 46. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.В. Полярные стратосферные облака по данным спутниковых наблюдений // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44. № 4. С. 483–493.
 47. Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулканогенные возмущения стратосферы – главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2011. Т. 24. № 1. С. 30–34.
 48. Кашкин В.Б. Внутренние гравитационные волны в тропосфере // *Оптика атмосферы и океана*. 2013. Т. 26. № 10. С. 908–916.
 49. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. – Иркутск: ГУ НЦ ЗВХ ВСНЦ СО РАН, 2006. 480 с.
 50. Кашкин В.Б., Романов А.А. Аномальное поведение атмосферного озона в период Алтайского землетрясения 2003 г. (по спутниковым данным EP/TOMS) // *Исследование Земли из космоса*. 2011. № 2. С. 63–66.
 51. Кашкин В.Б., Симонов К.С., Григорьев А.С. Космический мониторинг: атмосферные отклики сильных землетрясений, обнаруживаемые космическими средствами дистанционного зондирования Земли // *Инженерная экология*. 2011. № 2. С. 38–54.
 52. Бержинский Ю.А. Землетрясение на Южном Байкале 27 августа 2008 года // *Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений*. 2008. № 6. С. 53–57.

53. Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. Параметры Алтайского землетрясения 2003 г. и его афтершоков по телесейсмическим данным / Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: материалы предварительного изучения. – М., 2004. С. 14–24.
54. Бекорюков В.И., Глазков В.Н., Жадин Е.А. и др. Оценка вклада динамических и химических факторов в изменение общего содержания озона во внетропических широтах Северного полушария // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 397–402.
55. Thompson D.W. J., Wallace, J. M., Hegerl G.C. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends // Journal of climate. 2000. V. 13. P. 1018–1035.
56. Dyominov I.G., Zadorozhny A.M. Contribution of natural and anthropogenic factors to long-term changes in the earth's ozone layer at the end of the 20th century // Izvestiya RAN. Atmospheric and Oceanic Physics. 2005. V. 41. № 1. P. 43–55.
57. Ларин И. К. О роли естественных факторов в изменении содержания атмосферного озона в 1979-1990 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 26. № 3. С. 51–54.
58. Бекорюков В.И., Глазков В.Н., Кокин Г.А. Долговременные изменения глобального озона океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 5. С. 607–616.

Глава 4

Глобальное поле ОСО: закономерности и особенности

4.1. Общие закономерности распределения озона в атмосфере

Современные представления о пространственно-временном распределении атмосферного озона, полученные в результате многолетних наблюдений, достаточно подробно описаны в монографиях, например [1, 2]. Анализ литературы позволил выделить общие закономерности поля ОСО:

1. Озон, в первом приближении, расположен в виде слоя с максимумами концентрации в стратосфере на высотах: 25-27 км (тропические широты), 20-22 км (умеренные широты) и 15-17 км (полярные широты).

2. Толщина озонового слоя, определяемая по среднесуточным озонным данным, в зависимости от региона и сезона изменяется от 73 до 660 е.Д.

3. Вертикальное и горизонтальное (географическое) распределение содержания озона зависит от широты и сезона.

4. Главная область образования озона находится над тропической зоной, практически не зависит от широты и сезона. Суточные колебания ОСО в среднем варьируются в пределах 2-7 %.

5. Линии локального минимума озона (озонного экватора), где ОСО варьируется от 220 до 250 е.Д., проходят по широтам $\varphi \approx 7^\circ$ с.ш. и $\varphi \approx 4^\circ$ ю.ш. В зоне (7° с.ш. – 4° ю.ш.) располагается область повышенных значений ОСО (до 260 е.Д.).

Временной ход озона можно охарактеризовать тремя интервалами: суточным, годовым и вековым. Периоды суточных колебаний озона изменяются в пределах: 1-10, 16-18, 20-21, 23-24, 27 дней и более [3, 4]. В [2] показано, что наибольшая изменчивость среднесу-

точных значений ОСО регистрируется над полярными и умеренными широтами в зимне–весенний период. Средняя амплитуда – варьируется от 150 до 200 е.Д., а стандартное отклонение составляет 42-57 е.Д. Таким образом, суточные колебания значений ОСО (в виде естественного «шума») затрудняют выделение трендов озона. Необходимо отметить, что регулярные данные о столетних вариациях ОСО (вековой ход) в настоящее время отсутствуют.

Наиболее существенные особенности поля ОСО проявляются в годовом ходе, характеризующем регулярные и устойчивые колебания средних значений озона на всех широтах. Как показано в [5], для анализа годового хода озона в Северном полушарии используется разложение в ряд вида

$$X = X_0 + c_1 \cos(\omega t - \varphi_1) + c_2 \cos(2\omega t - \varphi_2), \quad (13)$$

где X – амплитуда общего содержания озона в годовом ходе; X_0 – среднее ОСО в пятиградусной (десятиградусной) зоне; ω – частота с периодом $\frac{2\pi}{T}$, $T = 365$ дней; c_1 – амплитуда первой гармоники; c_2 – амплитуда второй гармоники; φ_1 и φ_2 – соответствующие фазы. Пусть t – время, отсчитываемое от 15 декабря. Для области ($35\text{--}40^\circ$ с.ш.) $X_0 = 322$ е.Д., $c_1 = 32,5$ е.Д. и $\varphi_1 = 110^\circ$, т.е. максимум первой гармоники приходится на 5 апреля. Вторая гармоника с амплитудой $c_2 = 5,2$ е.Д. и $\varphi_2 = 72^\circ$ имеет максимумы 25 февраля и 26 августа. Сочетание гармоник определяет главный максимум ОСО около 23 марта. Вместе с тем этот максимум второй гармоники ослабляет и «размазывает» осенний минимум ОСО.

В области широт ($55\text{--}60^\circ$ с.ш.) $X_0 = 356$ е.Д., $c_1 = 64$ е.Д. и $\varphi_1 = 94^\circ$, т.е. амплитуда первой гармоники в данной зоне приблизительно в 2 раза больше, чем значение c_1 в полосе ($35\text{--}40^\circ$ с.ш.). Вторая гармоника со значениями $c_2 = 16,6$ е.Д. и $\varphi_2 = 5^\circ$ частично ослабляет высокий максимум X в околополярной области. Приведенные результаты согласуются с данными измерений, из которых следует, что ОСО достигает максимальных значений вблизи дней весеннего (в Северном) и осеннего (в Южном) равноденствий. Весенний слабый вторичный максимум ОСО в области ($50\text{--}55^\circ$ с.ш.), равный 392-394 е.Д., выявлен в [6].

В приэкваториальной зоне (10° с.ш. – 4° ю.ш.) выявлен двойной годовой ход X озона [5]. Максимумы общего содержания озона наблюдаются в области широт (10° с.ш. – $0,5^\circ$ ю.ш.) в мае (на 2 месяца позднее, чем в умеренных широтах) и в ноябре – декабре. Минимумы ОСО зарегистрированы в зоне ($0\text{--}4^\circ$ ю.ш.) в мае – июле и в декабре.

При анализе особенностей глобального поля озона необходимо отметить два активно исследуемых аспекта. Во-первых, межполушарные различия в распределении общего содержания озона или асимметрия в распределении ОСО между полушариями. Во-вторых, изменчивость озона в течение года, непосредственно связана как с уменьшением, так и с его накоплением.

В течение года в Северном полушарии содержится больше озона, чем в Южном. С 1964 по 1980 г. среднее ОСО в Северном полушарии составляло около 312 е.Д., а в Южном – 300 е.Д. [7]. За 1984-1993 гг. средние значения ОСО уменьшились примерно до 306 и 298 е.Д. соответственно. Согласно данным, приведенным в [8], за 1978-2003 гг. в Северном полушарии среднее ОСО уменьшалось примерно на 11 е.Д. за 10 лет, а в Южном – на 13 е.Д.

4.2. Влияние орографии на общее содержание озона

Озоновый слой, как и вся атмосфера, находится в постоянном движении, основное направление движения – с запада на восток (зональный перенос), при этом атмосфера опережает вращение твердой Земли. Географические неоднородности (орография) земной поверхности влияют на движение и в конечном итоге на пространственное распределение масс озона. Это заметно как в локальном, так и в глобальном масштабе.

Впечатляющим примером локального проявления орографии является рис. 13 из работы Э.С. Казимировского и Г.К. Матафонова [9], где отчетливо видны рельефные контуры Южной и Северной Америки, Африки, Аравийского полуострова, Красного моря, полуострова Индостан и т.д. Однако это не географическая карта, а пространственное распределение в изолиниях среднемесячных значений ОСО на основе данных TOMS (спутник NIMBUS-7) за 1989-1991 гг. Здесь поле ОСО отображает орографические особенности подстилающей поверхности; в зависимости от конфигурации и сложности горной системы изолинии поля ОСО принимают различное очертание и «густоту» (рис. 13). Значения общего содержания озона варьируются в пределах от 165 до 368 е.Д.

В работе [6] на основе спутниковых данных было получено подобное пространственное распределение средних значений ОСО за более длительный период с 1979 по 2003 г., построенное по спутниковым данным TOMS (спутник EP/TOMS).

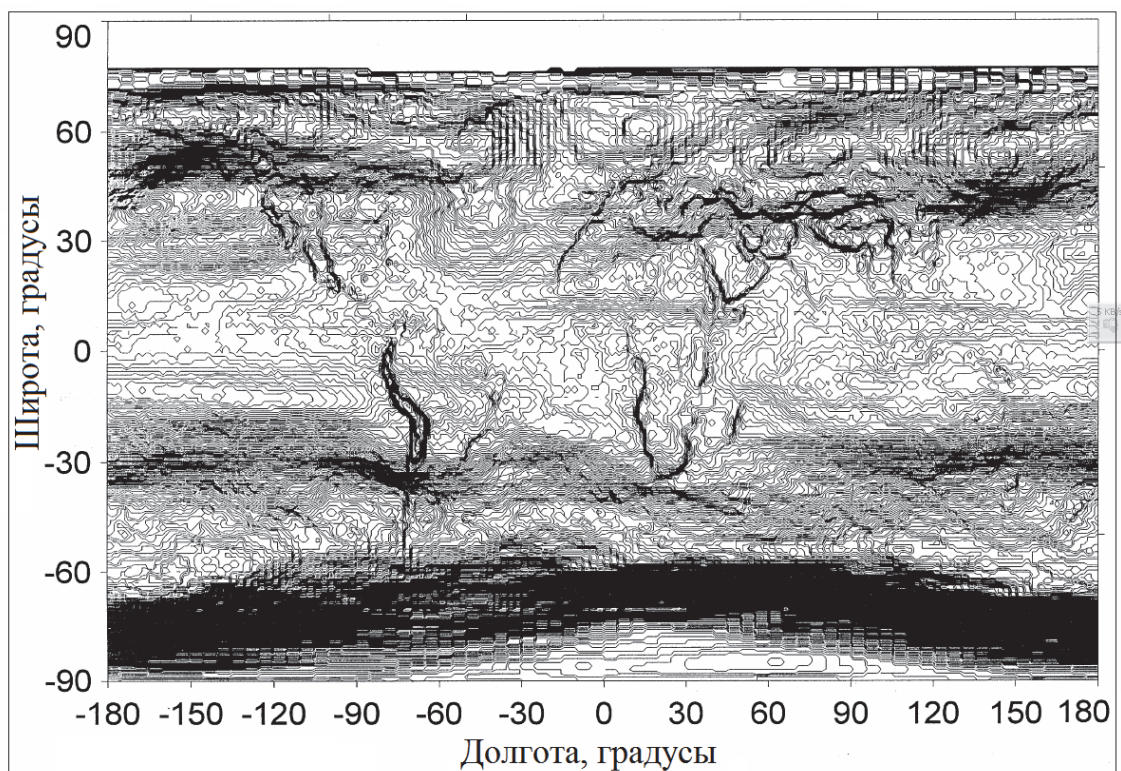


Рис. 13. Пространственное распределение средних значений ОСО за период 1989-1991 гг. по спутниковым данным TOMS

По-видимому, наблюдаемая картина поля ОСО – это проявление «континентального эффекта» озона, открытого К. Раманатаном и Г.И. Кузнецовым в 1959 г. и описанного в [10]. Под «континентальным эффектом» понимается существенное изменение общего содержания озона при переходе с одной подстилающей поверхности на другую, например, с моря на континент и обратно. В частности, в [11] отмечается, что летом в области $0-36^{\circ}$ с.ш. уменьшение количества озона над сушей по сравнению с водной поверхностью вблизи береговых линий составляет примерно 47 е.Д.

При сопоставлении измерений ОСО на корабельных, прибрежных и горных озонных станциях было выявлено наличие систематических различий в содержании озона (от 10 до 27 е.Д.) между двумя подстилающими поверхностями [11, 12]. Так, отличие в значениях ОСО в 30-50 е.Д. обнаружено, по наземным данным, в Центрально-Азиатском регионе между высокогорьем и предгорьем [13]. Таким образом, неоднородности рельефа земной поверхности (орография) оказывают хотя и локальное, но существенное влияние на распределение количества озона в региональном масштабе.

Физический механизм «континентального эффекта» уменьшения количества озона является предметом активного обсуждения. В [9]

считают, что изменения количества озона над горами связаны с влиянием гравитационных волн на региональное поле ОСО. В [14] высказывается предположение о том, что, возможно, уменьшение общего содержания озона над береговыми линиями материков связано с имеющимися здесь локальными циркуляционными ячейками, в которых существуют восходящие потоки воздуха, приводящие к снижению количества озона. Орография изменяет направление и скорость движения масс воздуха (вместе с озоном).

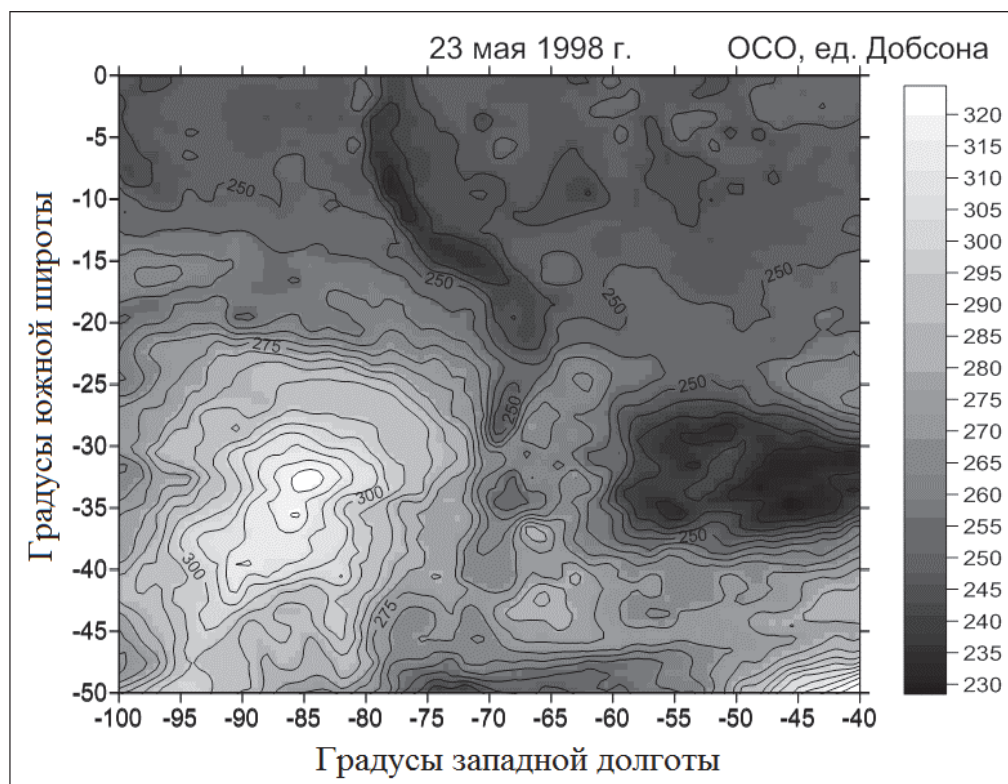


Рис. 14. Фрагмент изображения поля ОСО вблизи горного массива Анды, виден «сгусток» озона с координатами центра (35° ю.ш. и 85° з.д.)

В локальном масштабе поток воздуха может тормозиться препятствиями и обтекать их. В работе [15] было продемонстрировано торможение потока озона под влиянием рельефа. Соответствующее изображение фрагмента поля ОСО за 23 мая 1998 г. на территории (0–50° ю.ш. и 40–100° з.д.), полученное по данным TOMS, приведено на рис. 14. Подобно рис. 13 на рис. 14 отчетливо видны границы суши и системы горных хребтов Анд, являющимся крупнейшим орографическим разделом между сушей и океаном. Они вытянуты вдоль побережья Южной Америки и имеют длину около 9000 км, местами достигают ширины свыше 500 км, средняя высота гор около 4 км. «Конти-

нентальный эффект» озона на рис. 14 ярко выражен – перед Андами имеется область с повышенными значениями ОСО, а на суше происходит уменьшение общего содержания озона до 250 е.Д.

Кроме того, Анды – преграда на пути движущихся масс озона, в результате изменяются их горизонтальные и вертикальные скорости. На карте изолиний поля ОСО (рис. 14) в зоне (20–45° ю.ш. и 72,5–100° з.д.) выделяется более светлая область, идентифицированная нами по другим изображениям как «сгусток» озона. По-видимому, в нижней стратосфере вблизи горной системы произошло нарушение стационарности потока, возникло торможение воздушных масс с озоном и их деформация. В результате поток практически остановился, сформировался «сгусток» с повышенным, до 334 е.Д., значением ОСО. Время существования объекта составило 2 сут.

В зависимости от состояния атмосферы воздушный поток (вместе с озоном) может не только останавливаться, но и обтекать препятствие. На рис. 15 показано обтекание оконечности Южной Америки 11 июля 2005 г. по данным TOMS (спутник EARTH PROBE). Направление движения – с запада на восток.

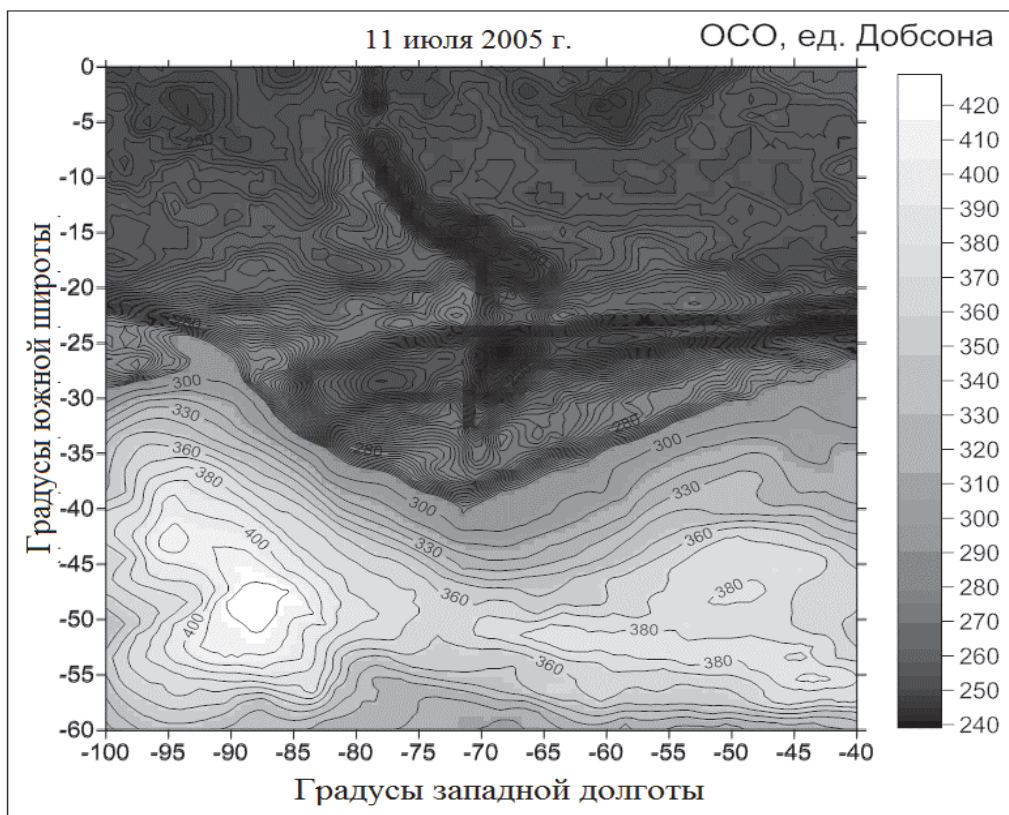


Рис. 15. Обтекание воздушного потока с озоном оконечности Южной Америки

Глобальное влияние орографии проявляется и в разнице распределения общего содержания озона в Северном и Южном полушариях. Для анализа характера влияния орографии на широтное распределение озона в глобальном масштабе нами был проведен расчет площади материковой части Земли в обоих полушариях с использованием цифровой карты Земли [16]. Для земного эллипсоида средний радиус Земли равен $R = 6371,2$ км, длина дуги меридиана $C = 2\pi R \approx 40008,6$ км. Длина дуги меридиана в 1° на широте 0° находится из выражения $1^\circ_\lambda = \frac{C}{360} \approx 111$ км. Длина дуги широты зависит от широты места. Элементарная площадка $S_{ij} = \Delta\lambda_i \cdot \Delta\varphi_j$ – ячейка размерами ($1^\circ \times 1^\circ$), или область суши площадью $12\,321$ км². Площадь материковой части Земли в обоих полушариях находится из выражения

$$S = \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^k (\Delta\varphi_i \Delta\lambda_j) \cdot \cos \varphi_i, \quad (14)$$

где λ, φ – географические координаты суши, $\Delta\lambda_i, \Delta\varphi_j$ – шаги по меридиану и параллели, выделяющие элементарную площадку S_{ij} ; $n = 0, \dots, 90$; k изменяется от 0 и может достигать значения 360. Изменения значений площади материковой части Земли S в глобальном масштабе (в широтной области 80° с.ш. – 80° ю.ш.) представлены на рис. 16, б.

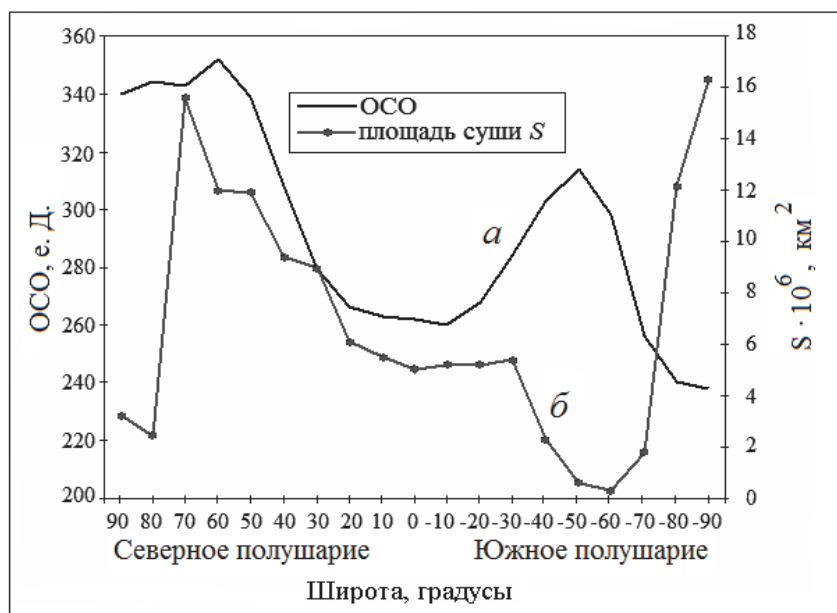


Рис. 16. Широтное распределение поля ОСО (a) и распределение площади суши в Северном и Южном полушариях (б)

Получено, что размеры земной поверхности Северного полушария значительно превышают размеры материковой части Южного полушария (примерно в 1,5 раза). Для сравнения на рис. 16, а показана широтная зависимость поля ОСО за 1996-2004 гг., построенная по спутниковым данным TOMS [17]. Обращает на себя внимание одна особенность в глобальном распределении поля ОСО: в Северном полушарии количество озона содержится больше, чем в Южном. По-видимому, это связано с накоплением озона над обширными континентами Северного полушария, в Южном полушарии процесс накопления количества озона протекает в меньших масштабах.

4.3. Межполушарные различия поля ОСО в умеренных широтах

Как следует из [2, 5,18], сезонные значения общего содержания озона в Южном полушарии смещены относительно сезонных значений ОСО Северного полушария на полгода (асинхронность годового хода озона). Максимумы и минимумы ОСО в полушариях находятся в противофазе. В работах [6, 10] отмечено, что северный максимум среднего ОСО в области ($60-70^\circ$ с.ш.), равный 372-376 е.Д., наблюдается в конце марта – начале апреля. Южный максимум ОСО зарегистрирован в более низких широтах в области ($50-60^\circ$ ю.ш.) в сентябре – октябре и составляет 342-347 е.Д.

В [19] обнаружено, что в 80-е гг. в зимне-весенний период в Южном полушарии произошло смещение максимума среднего за октябрь значения ОСО по долготе. В частности, в 1979 г. максимальное значение содержания озона зарегистрировано на 90° в.д., а в 1985-1986 гг. – на 180° в.д. Такого долготного смещения положения максимума ОСО в период с 1979-1986 гг. в Северном полушарии не наблюдалось.

Другим характерным показателем межполушарных различий озонового слоя в средних широтах является изменение среднегодовых значений ОСО (рис. 17, 18). На рис. 17 показано уменьшение среднегодовых значений ОСО в широтной области ($35-60^\circ$ с.ш.) по наземным и спутниковым данным приборов SBUV/TOMS, GOME/OMI, SBUV и NIWA [20]. Из исходного временного ряда ОСО исключен сезонный компонент. Горизонтальный отрезок, соответствующий «0»-му значению, характеризует климатическую норму общего содержания озона в 1960 г.

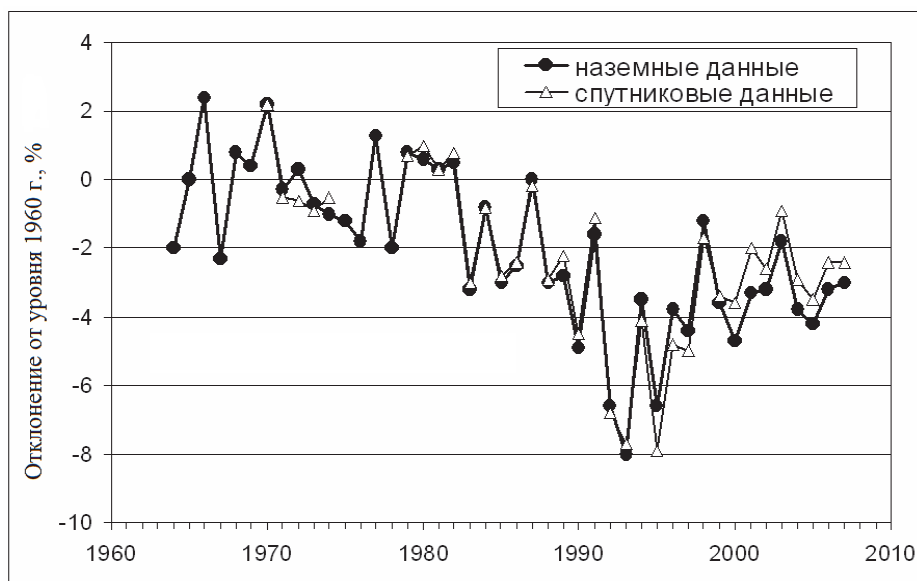


Рис. 17. Отклонение среднего за год ОСО от уровня 1960 г. в умеренных широтах Северного полушария по наземным и спутниковым данным

В [20] отмечается, что вариации общего содержания озона в средних широтах Северного полушария практически синхронны глобальному изменению озона. Однако, как видно на рис. 17, по отношению к среднегодовому уровню 1960 г. убыль ОСО не является монотонной, а характеризуется определенными периодами повышения и понижения. Так, в 1982-1983 гг. регистрируется уменьшение общего содержания озона и считается, что это связано с воздействием аэрозоля вулкана Эль-Чичон на стратосферу. Период с середины 80-х до начала 90-х г. отмечен увеличением скорости деструкции озона, что, вероятно, обусловлено появлением локальных озоновых аномалий «мини-дыр».

Период 1991-1993 гг. (на рис. 17) характеризуется стратосферными возмущениями, вызванными вулканическими извержениями. В области 45–65°с.ш. зимой – весной 1992 и 1993 гг. отклонения общего содержания озона от нормы составили 11-13 % [21]. В 1994 г., как видно из рис. 17, отклонение количества озона от нормы было не столь значительным. Хотя в марте этого года над отдельными регионами (Европы и Сибири) ОСО было ниже нормальных на 10 % и 20 % соответственно. С 1996 по 2005 г. (как и в настоящее время) происходят резкие вариации количества озона (рис. 18). Тренд ОСО в этот период отрицателен (за исключением 2002 г.). Однако из наземных и спутниковых данных следует, что происходит замедление темпов уменьшения общего содержания озона.

Измерения озона на метеостанции Ароза (Швейцария), проводимые с середины 1920-х гг., также выявили уменьшение значений общего содержания озона с конца 50-х гг. [22]. В 90-е гг. среднегодовое значение ОСО иногда снижалось до 320 е.Д. Таким образом, убыль озона в умеренных широтах Северного полушария началась тогда, когда антропогенные воздействия на озоновый слой были намного меньше, чем в настоящее время.

Статистически значимые отрицательные тренды ОСО (по отношению к среднегодовому уровню 1960 г.) в средних широтах Южного полушария иллюстрируют наибольшую деградацию озона [20]. На рис. 18 показано изменение ОСО в умеренных широтах данного полушария. Так, например, в 1980-1985 гг. скорость снижения общего содержания озона резко возросла и составила более 5 %. [23]. В 1994-1997 гг. наблюдался линейный тренд со скоростью уменьшения ОСО около 7,6 % в расчете за 10 лет [24]. Как следует из рис. 18, с 1985 г. отрицательный тренд озона в средних широтах Южного полушария сохранялся, по крайней мере, до первой декады 2000-х гг. Прогноз восстановления поля ОСО в целом остается неопределенным.

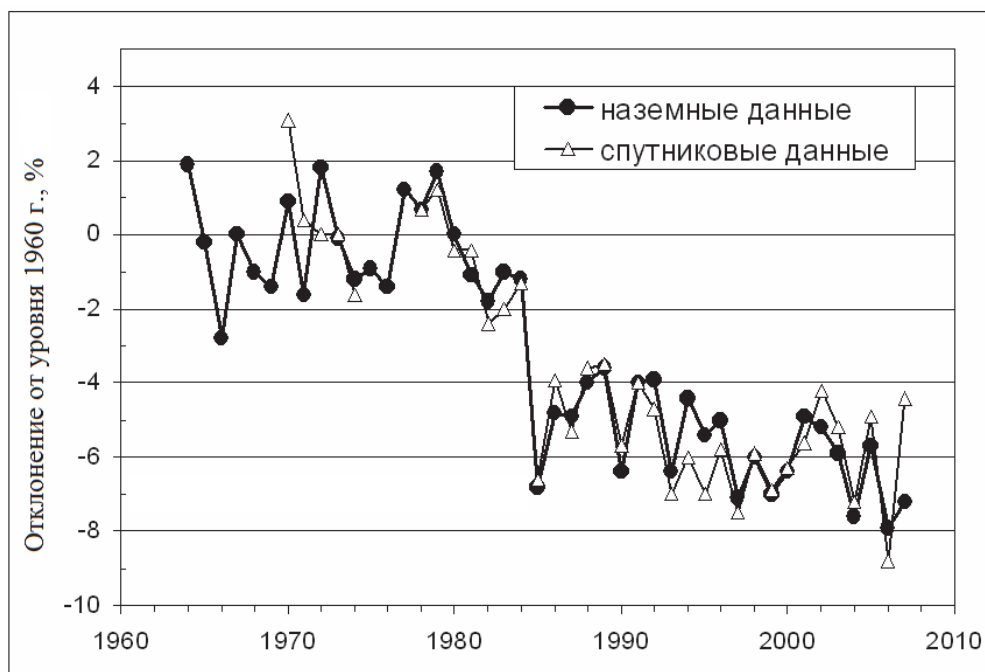


Рис. 18. Отклонение среднего за год ОСО от уровня 1960 г. в умеренных широтах Южного полушария по наземным и спутниковым данным

На сегодняшний день сохраняется неопределенность и в понимании процессов восстановления озонового слоя над умеренными широтами в обоих полушариях.

4.4. Сезонная изменчивость и убыль озона в полярных широтах

Наибольшая убыль количества озона в полярных областях обоих полушарий происходит в весенний период. На рис. 19 показана изменчивость общего содержания озона для широтной области (65–90°) за 1970-2007 гг., март (Северное полушарие) и октябрь (Южное полушарие), график построен на основе наземных и спутниковых измерений. Горизонтальные линии на рис. 19 соответствуют климатической норме содержания озона в 1970-1982 гг. для полярных зон. Обнаружено, что за период с 1970 по 2007 г. количество озона в Северном полушарии уменьшилось примерно на 25-30 % (по сравнению к среднему ОСО за 1970-1982 гг.), а в Южном – на 55–60 % [25].

Согласно измерениям, выполненным на наземных станциях Росгидромета, поле озона в Арктической области в зимний период однородное, т.е. среднемесячные значения ОСО различаются незначительно [26]. На графике рис. 19 видно, что в полярных широтах Арктики наибольшее уменьшение содержания озона началось в конце 80-х гг., продолжалось до 1997 г., потом сменилось периодом резких межгодовых колебаний ОСО.

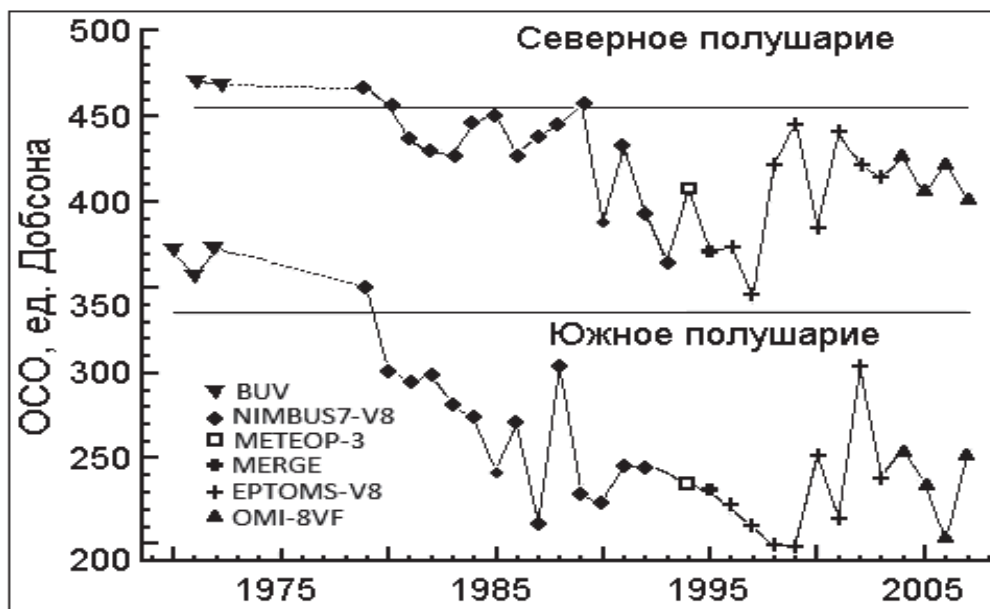


Рис. 19. Межгодовая изменчивость ОСО в высоких широтах весной [20]

В работе [27] высказывается предположение, что специфические метеорологические условия в Арктике в зимний период, в частности чередование теплых и холодных зим, сопровождаются сильной меж-

годовой изменчивостью количества озона. В 1973-2002 гг. для «теплой» нижней стратосферы полярной области характерны повышенные средние значения ОСО – как годовые, так и сезонные (декабрь – март). Убыль ОСО от 15 до 20 % ниже климатической нормы была выявлена в теплые зимы 2000-2001, 2003-2004 гг.

Для «холодной» нижней стратосферы в период северных зим 1995-2005 гг. характерны пониженные значения ОСО. В частности, наибольшие потери количества озона – от 30 до 60 % по сравнению с многолетними средними значениями выявлены в холодные сезоны: 1995-1996 гг. – до 100 е.Д., 1999-2000 гг. – до (93±13 е.Д.), 2004-2005 гг. – до (116±10 е.Д.) [28]. Охлаждение полярной стратосферы сопровождалось интенсивным образованием ПСО [29]. Эти же периоды характеризуются активизацией динамических атмосферных процессов и образованием интенсивного полярного вихря.

Экстремальное снижение количества озона на 40 % произошло в зимне-весенний период 2011 г. в арктических широтах (выше 60° с.ш.) [30]. В течение 100 дней на высотах от 15 до 23 км существовал сильный полярный вихрь и наблюдалось снижение температуры менее 195 К. Значение ОСО менее 250 е.Д. регистрировалось в марте в течение 27 дней. Площадь озонной аномалии варьировалась от $2 \cdot 10^6$ км² до $11 \cdot 10^6$ км². Сложившаяся нетипичная ситуация для полярной стратосферы Северного полушария снова активизировала дискуссию о природе образования аномальных явлений в озоновом слое [31].

Антарктика отличается от Арктики географическими и метеорологическими особенностями [32]. В 1957 г. Г. Добсоном было обнаружено существенное снижение ОСО из измерений на ст. Halley-Bay (75° ю.ш, 26° з.д.) [33]. В 90-е гг. на этой станции в октябре было зарегистрировано значение общего содержания озона, равное 160 е.Д., что на 40 % ниже многолетнего среднего [34]. На российских станциях спад ОСО в период (сентябрь – ноябрь) наблюдался с 1974 г. [35]. На рис. 20 показана межгодовая изменчивость отклонений ОСО от нормы для периода 1960-2005 гг., полученная по наземным данным в Антарктике [35]. В [36] отмечается, что за 11 лет (1980-1991 гг.) ОСО уменьшилось на станциях: Halley-Bay на 6,3 %, Syowa – на 6,6 %. За 10 лет на Южном полюсе ОСО снизилось на 5,4 %. Однако с начала наблюдений до конца XX в. отрицательный тренд на Южном полюсе составил 9,5 % за декаду. В последние годы устойчивое снижение ОСО в весенний период фиксируется на всех полярных станциях в весенний период на высотах 15-19 км.

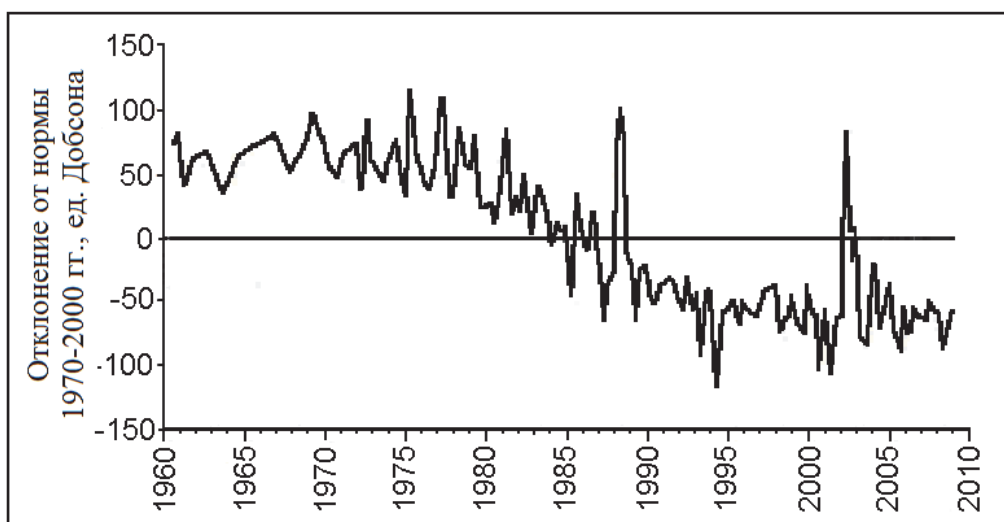


Рис. 20. Отклонение СО от нормы в сентябре за 1970-2000 гг. по данным отечественных антарктических станций [35]

Накопленные к настоящему времени данные свидетельствуют об устойчивом снижении общего содержания озона в полярных областях Северного и Южного полушарий в течение последних трех десятилетий.

4.5. Локальные аномальные области содержания озона

Другой особенностью поля СО является образование локальных областей с уменьшением содержания озона [12, 37]. Необходимо отметить, что области низкого СО периодически наблюдались во всех широтных зонах Южного и Северного полушарий. Анализ локальных уменьшений СО до 30-50 % в средних широтах Северного полушария позволил выделить регионы Западной Европы и Восточной Сибири [38]. Определено, что продолжительность существования данных озонных аномалий в среднем составляла от нескольких дней до 1 месяца, а площадь – более 500 км².

Подобное атмосферное явление с СО менее 220 е.Д. было названо озонной «мини-дырой» (ozone «mini-hole»). Однако в наибольшей степени сущность понятия озонной аномалии отражает определение, введенное В.Б. Кашкиным [39]. Озонная «мини-дыра» – это «провисание» озонового слоя в стратосфере, где общее содержание озона меньше 220 е.Д.

Следует отметить, что озонные «мини-дыры» явление сезонное. Чаще всего они появляются осенью, зимой и ранней весной [38]. Но

начиная с 2000 г. эти явления были зарегистрированы в июне – июле [40]. Как отмечается в [38], с 1990 г. озонные «мини-дыры» стали чаще наблюдаться над различными широтами обоих полушарий, что свидетельствует о происходящих изменениях в динамических процессах стратосферы.

В Российской Федерации самые значительные озонные аномалии с периодом существования 1 месяц и более наблюдались над Восточной Сибирью в Республике Саха (Якутия) в 1995 и 1997 гг. Крайне низкие значения ОСО на территориях площадью до 1 млн км² в течение нескольких дней ежегодно регистрируются в районе Северного моря между северной оконечностью Великобритании и Норвегией в конце осени – начале зимы, ОСО снижается до значений менее 200 е.Д. [41].

Однако современные теории и разработанные фотохимические модели не могут ни предсказать, ни объяснить причину образования озонных «мини-дыр». Исключение составляют только локальные аномальные озонные образования, сформировавшиеся в результате антропогенного воздействия. Выбросы авиации, азотосодержащие взрывчатые вещества, пожары создают химические соединения, способные разрушать озоновый слой. Эти соединения способны накапливаться в атмосфере и воздействовать на озоносферу в течение длительного времени.

В 1999 г. в ходе югославской войны авиация НАТО делала по 400-700 самолето-вылетов ежедневно – это гигантская концентрация авиации на сравнительно малой площади [42]. Авиация выбрасывала в атмосферу соединения азота и серы, непрерывно бомбила и обстреливала. Суммарная мощность использованных боеприпасов в несколько раз превысила мощность атомной бомбы, взорванной над Хиросимой. Действия авиации вызвали многочисленные пожары, в том числе пожары нефтеперерабатывающих и химических заводов.

Качественный анализ данных со спутника EARTH PROBE/TOMS показывает, что с начала апреля 1999 г. над районом Косово (Сербия) появилось образование, которое условно можно квалифицировать как озонная «мини-дыра» (рис. 21). Сравнение со спутниковыми данными за тот же период 1998 г. показало, что в 1998 г. в этом районе не было признаков озонной «мини-дыры» (рис. 22).

Судя по этим данным, озонная «мини-дыра» перемещается в основном на восток, но и перемещения в других направлениях представляются возможными. По сравнению с 1998 г. над районом Косово в 1999 г. общее содержание озона уменьшилось на 8-12% [43].

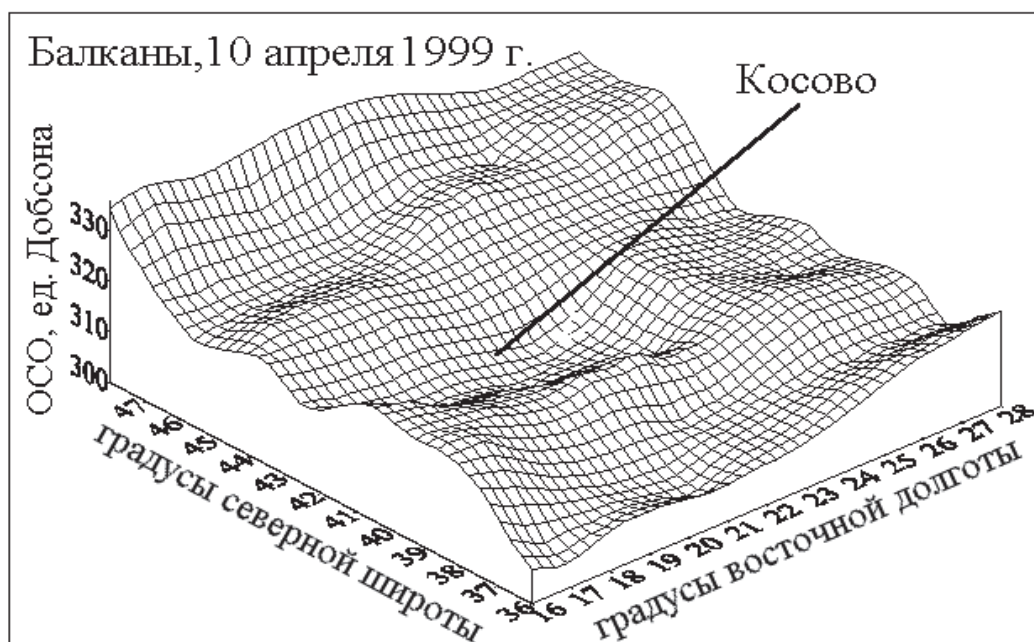


Рис. 21. Озонная «мини-дыра» над Косово, образовавшаяся в ходе войны в Югославии [43]

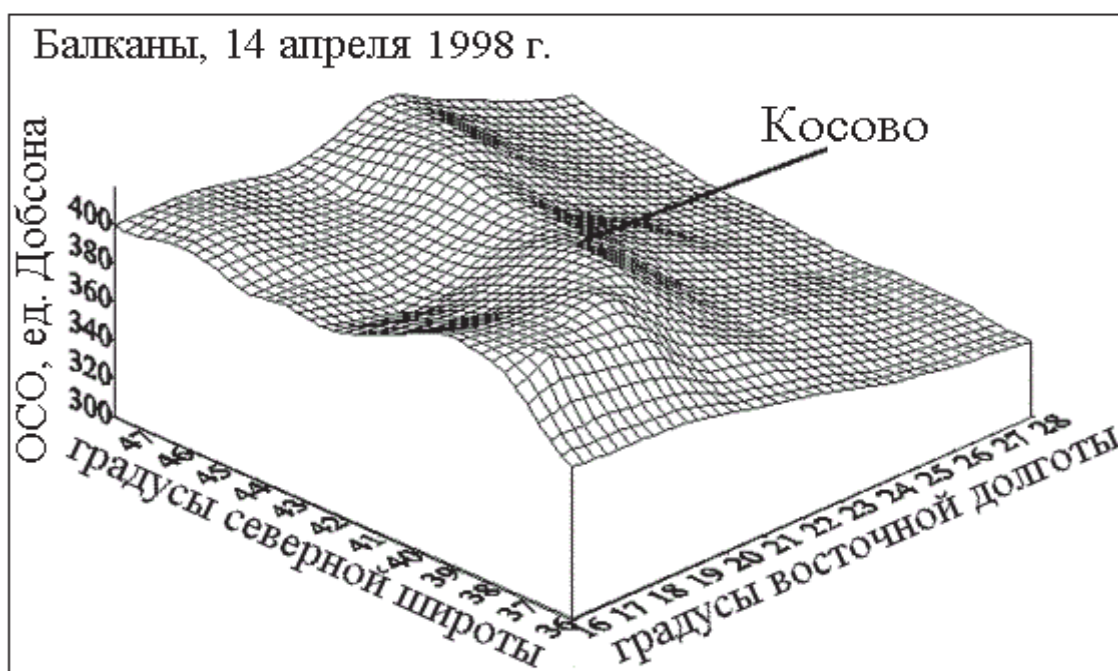


Рис. 22. Состояние озоносферы над Косово 14 апреля 1998 г.

В 1985 г. в области ($70\text{--}90^\circ$ ю.ш.) было обнаружено устойчивое понижение ОСО над Антарктидой весной ниже климатической нормы (менее 220 е.Д.) [37, 44]. Период ежегодного существования аномальной области составляет 3-3,5 месяца [45]. Падение концентрации озона наблюдается на высотах 14-22 км [24]. Показано, что убыль сум-

марного озона происходит при условии выхолаживания стратосферы (до -80°C и менее). Обнаружена тесная статистическая связь между уменьшением ОСО и понижением температуры нижней стратосферы с коэффициентом корреляции более 0,9 [46].

Современный анализ пространственно-временных изменений озоновой дыры основывается на изучении отдельных характеристик: длительности существования (по отношению к уровню 220 е.Д.), минимума ОСО (глубины); площади области, внутри которой ОСО менее 220 е.Д.; дефиците массы озона [47]. Наименьшее количество озона в области Антарктической озоновой дыры (АОД) варьируется от 194 е.Д. (1979 г.) до 73 е.Д. (1994 г.) [48]. Наименьшее значение ОСО в АОД наблюдалось раз в 10 лет: в 1987 г. 109 е.Д., в 1994 г. 73 е.Д., в 2006 г. 82 е.Д. В 1994 г. низкое значение ОСО над Антарктикой связывают с выбросами вулканического аэрозоля. Труднее всего объяснить экстремально низкое значение ОСО зарегистрированное 9 октября 2006 г.

За период 1980-2009 гг. площадь озоновой дыры увеличилась до 29,6 млн км² (2006 г.), что составляет ~6 % земной поверхности. 9 сентября 2000 г. площадь АОД достигла максимального значения в $29,9 \cdot 10^6$ км², причем этот максимум наблюдался на 10 суток раньше, чем обычно. За тридцать лет озоновая аномалия над Антарктидой стала глубже в 2,5 раза, а ее площадь увеличилась примерно в 30 раз [48]. Причины такой интенсивной изменчивости полярного стратосферного озона до сих пор с достоверностью не установлены.

Список литературы к главе 4

1. Кондратьев К.Я. Глобальная динамика озона / Итоги науки и техники. Серия Геоматнезм и высокие слои атмосферы. 1989. Т. 11. 209 с.
2. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Серия: Современные проблемы атмосферной оптики. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. Т. 1. 264 с.
3. Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. Озонный щит Земли и его изменения. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
4. Варгин Н.П. Анализ распространяющейся на восток планетарной волны по спутниковым данным об общем содержании озона // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 3. С. 327–334.

5. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. 291 с.
6. Вишератин К.Н. Межгодовые вариации и тренды среднезональных рядов общего содержания озона, температуры и зонального ветра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 40. № 4. С. 502–520.
7. Geller M.A., Wu M.F., Nash E. Satellite Data of Ozone Differences in the Northern and Southern Hemispheres // Pure and Applied Geophysics. 1989. V. 130. № 2/3. P. 263–275.
8. Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М. Озоновый кризис: 20 лет спустя / Россия в окружающем мире: 2005 (Аналитический ежегодник). – М.: Модус-К-Этерна, 2006. С. 125–145.
9. Kazimirovsky E.S., Matafonov G.K. Continental scale and orographic structures in the global distribution of the total ozone content // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1998. V. 60. № 10. С. 993–995.
10. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. 287 с.
11. Хргиан А. Х., Кузнецов Г. И. Проблема наблюдений и исследования атмосферного озона. – М.: Изд-во МГУ, 1981. 217 с.
12. Liu C., Liu Y., Cai Z., Gao S., Bian J., Liu X., Chance K. Dynamic formation of extreme ozone minimum events over the Tibetan Plateau during northern winters 1987-2001 // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. D18311. doi:10.1029/2009JD013130.
13. Avdyushin S.I., Danilov A.D., Zvyagintsev A. N., Zheleznyakova A.I., Starovатов A.A., Usupova I.I. Depletion of the total ozone content above the central Asian mountains // Atmospheric and Oceanic Physics. 1995. V. 31. № 1. P. 29–34.
14. Вишератин К. Н., Троянов М. М. Глобальное распределение основных спектральных гармоник ОСО по данным спутниковых измерений (ТОМС) / Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: сб. – М.: ИКИ РАН, 2006. Т. 1. Вып. 3. С. 257–262.
15. Кашкин В. Б., Игнаткин В. В., Рублева Т. В., Григорьев А. С. Анализ пространственных вариаций озонового слоя в Южном полушарии по данным спутника // Материалы Всероссийской научной конференции «Модели и методы обработки изображений (ММОИ-2007)». Красноярск: СФУ, 2007. С. 43–45.
16. Берлянд А.М. Геоинформационное картографирование. – М.: Астрель, 1997. 64 с.

17. McPeters R. D., Bhartia P. K., Krueger A. J., Herman J. R. et al. Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide / NASA Reference Publication, 1996. 73 p.
18. Bojkov R. D. The History of Total Ozone Measurements: the Early Search for Signs of a Trend and an Update / Balis D.S., C. Zerefos et al. (eds.). Twenty Years of Ozone Decline. – N.Y.: Springer Science+Business Media, 2009. P. 73–110.
19. Stolarski R. S., Rowland F. S., Isaksen I. S. Change in ozone over the Antarctic. The Changing Atmosphere. – USA: John Wiley & Sons Ltd, 1988. P. 105–119.
20. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2007. Report № 50. 532 p.
21. Божков Р. Д., Фиолетов В. Э., Кадыгрова Т. В., Ромашкина К. И., Шаламянский А. М. Оценка уменьшения озона над Европой в 1973-1995 гг. на основе откорректированных данных наблюдений фильтровых озонметров // Метеорология и гидрология. 1995. № 9. С. 30–40.
22. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and History // Reviews of Geophysics. 1999. V. 37. № 3. P. 275–316.
23. Harris N.R. The Long History of Ozone: Analyses of Recent Measurements / C. Zerefos et al. Twenty Years of Ozone Decline. USA: Springer Science+Business Media, 2009. P. 111–117.
24. WMO, Scientific assessment of ozone depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 1999. Report № 44. 558 p.
25. Ravishankara A. R., Kurylo M. J., Ennis C. A. Trends in Emissions of Ozone-Depleting Substances, Ozone Layer Recovery, and Implications for Ultraviolet Radiation Exposure. – Washington, D.C.: U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, 2008. 233 p.
26. Сухарев Б. Е. О связи аномалий общего содержания озона над северо-западом России зимой с квазидвухлетним циклом экваториальной стратосферы и солнечной активностью // Метеорология и гидрология. 1997. № 9. С. 35–44.
27. Сыроваткина О. А., Кароль И. Л., Шаламянский А.М., Клягина Л.П. Межгодовые особенности формирования озона в высоких широтах Северного полушария в ноябре–марте 1998-2005 гг. // Метеорология и гидрология. 2008. № 8. С. 47–57.
28. Цветкова Н.Д., Юшков В.А., Лукьянов А.Н., Дорохов В.М., Накане Х. Рекордное химическое разрушение озона в Арктике зимой

- 2004/2005 года // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 643–650.
29. Harris N.R.P., Lehmann R., Rex M., von der Gathen P. A closer look at Arctic ozone loss and polar stratospheric clouds // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2010. V. 10. P. 8499–8510.
 30. Krzyścin J.W. Extreme ozone loss over the Northern Hemisphere high latitudes in the early 2011 // *Tellus*. B. 2012. V. 64. 17347. doi: 10.3402/tellusb.v64i0.17347.
 31. Manney G.L., Santee M.L., Rex M., Livesey N.J., Pitts M.C., Veefkind P. and et al. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 // *Nature*. 2011. V. 478. P. 469–475.
 32. WMO, Scientific assessment of ozone depletion: 2010. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2009. Report № 52. 517p.
 33. Dobson G.M.B. Forty years' research on atmospheric ozone at Oxford university: a history // *Applied Optics*. 1968. V. 7. № 3. P. 387–405.
 34. Jones A.E., Shanklin J.D. Continued decline of total ozone over Halley, Antarctica, since 1985 // *Nature*. 2002. V. 376. P. 409 – 411.
 35. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: www.aari.nw.ru/news/text/2011/озон_ААНИИ_ЦАО
 36. Звягинцев А. М., Крученицкий г. М. Озоновый кризис: 20 лет спустя // *Россия в окружающем мире: 2005 (Аналитический ежегодник)*. – М.: Модус-К–Этерна, 2006. С. 125–145.
 37. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. – М.: Физматлит, 2011. 452 с.
 38. Vojkov R. D., Balis D.S. Characteristics of episodes with extremely low ozone values in the northern middle latitudes 1957-2000 // *Annales Geophysicae*. 2001. V. 19. P. 797–807.
 39. Khlebohros R.G., Okhonin V.A., Kashkin V.B. Catastrophes in nature and society. *Mathematical Modeling of Complex Systems*. – N.Y.: World Scientific, 2007. 321 p.
 40. Liu Y., Liu C.X., Wang H.P., Tie X.X., Gao S.T., Kinnison D., Brasseur G. Atmospheric tracers during the 2003–2004 stratospheric warming event and impact of ozone intrusions in the troposphere // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009. V. 9. P. 2157–2170.
 41. Черников А.А., Борисов Ю.А., Зуев В.В., Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М., Перов С.П. Тенденции изменений озонового слоя по наблюдениям с помощью спутниковой аппаратуры TOMS и наземной озонометрической сети // *Исследования Земли из космоса*. 2000. № 6. С. 23–32.

42. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://www.info/kosovo>
43. Кашкин В.Б., Гомонов А.А. Влияние военных операций НАТО на Балканах на озоновый слой Земли // Тезисы докладов VI Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана». – Томск: ИОА СО РАН, 1999. С. 73.
44. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction // *Nature*. 1985. V. 315. P. 207–210.
45. Bodeker G.E., Shiona H., Eskes H. Indicators of Antarctic ozone depletion // *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 2005. V. 5. P. 3811–3845.
46. Orsolini Y.J., Eskes H., Hansen G., Hoppe U.P., Kylling A., Kyrö, E., Notholt J., Van der A. R., von der Gathen P.: Summertime low-ozone episodes at northern high latitudes // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2003. V. 129. P. 3265-3275. doi: 10.1256/qj.02.211.
47. Kane R.P. Ozone depletion, worst not yet over // *Indian Journal of Radio Space and Space Physics*. 2009. V. 38. P. 313–316.
48. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>

Глава 5

Движение масс озона в земной атмосфере

5.1. Вариации ОСО и динамические атмосферные процессы

В настоящее время общепринятым считается, что вариации ОСО тесно связаны с динамическими процессами в стратосфере [1]. В этой связи чрезвычайно важными становятся задачи, связанные с выявлением причинно-следственных связей между пространственным распределением озона и динамикой стратосферы.

Как представлено в [2], индивидуальное изменение плотности озона ρ_3 в движущейся частице воздуха, если пренебречь диффузией озона, выражается в виде

$$\frac{\partial \rho_3}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\rho_3 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_3 v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho_3 w) = \alpha[\rho_{30} - \rho_3], \quad (15)$$

где ρ_{30} – фотохимически-равновесная плотность озона, зависящая от высоты и широты; ρ_3 – плотность озона ($\rho_3 = m_3 N(O_3)$, m_3 – масса озонной молекулы); $\alpha = \frac{1}{\tau}$ (τ – время фотохимической релаксации на данной высоте); u – зональная, v – меридиональная и w – вертикальная компоненты скорости движения воздуха.

Объяснение изменчивости поля ОСО основывается на следующих схемах движения масс озона: трансформация атмосферного озона внутри воздушной массы и адвекция воздуха, движение масс озона в зоне струйного течения, стратосферно-тропосферный обмен, перенос озона планетарными волнами и вихрями, а также движение масс озона в системе общей циркуляции атмосферы.

В первом случае в [2, 3] показано, что поле ОСО Северного полушария характеризуется существованием в нем трех однородных

воздушных масс (тропической – ТВ, умеренной – УВ и арктической (полярной) – АВ), различающихся между собой очагами их формирования. В пределах этих масс на расстоянии 1000-2000 км содержание озона изменяется примерно на 6 %. Арктические воздушные массы характеризуются повышенными значениями ОСО.

С динамической точки зрения, как отмечается в [4], под воздушной массой следует понимать движущийся как целое объем (совокупность частиц), внутри которого горизонтальные градиенты или метеорологические параметры отличаются незначительно. Протяженность воздушных масс с озоном (ТВ, УВ, АВ) по вертикали составляет от 2 до 25 км, а по горизонтали – от сотен до десятков тысяч километров. Различаются они, например, оптическими свойствами – степенью прозрачности для солнечных лучей.

Изменчивость атмосферного озона непосредственно в воздушной массе происходит за счет внутренней трансформации – вертикального движения в виде оседания с увеличением общего содержания озона и подъема с уменьшением ОСО. Значительные вариации содержания озона непосредственно связаны с адвекцией (от лат. *advectio* – доставка) – горизонтальным перемещением воздушных масс ТВ, УВ и АВ (без смешивания) [5].

Подвижной границей, разделяющей воздушные массы и препятствующей их перемешиванию, считается струйное течение (СТ) с изогипсами уровня 300 или 200 мб (высота 9 или 12 км) [6]. Согласно определению, данному в [5], СТ представляет собой сильное узкое воздушное течение с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере (нижней стратосфере) и характеризуется большими вертикальными и горизонтальными сдвигами скорости ветра. Области атмосферы, расположенные справа и слева от оси струйного течения шириной по горизонтали до нескольких сотен (или до нескольких тысяч) километров с нижним пределом скорости ветра вдоль оси ~ 30 м/с, образуют зону СТ. В [4] показано, что в данной атмосферной зоне значения ОСО варьируются в пределах ± 40 е.Д.

Предложены две гипотезы объяснения распределения озона в зоне струйного течения. Г.П. Гуцин считает [6], что физическим механизмом является макротурбулентное горизонтальное перемешивание, существующее слева и справа от оси СТ. При этом, если смотреть по направлению потока, повышенные значения озона (по сравнению со средним ОСО) наблюдаются с циклонической стороны СТ, а пониженные – с антициклонической. Н.Ф. Еланский [7] по спутниковым данным 1965-1966 гг. обнаружил, что слева от оси СТ располагаются

узкие полосы повышенных значений ОСО, а справа – пониженных значений ОСО. В [2] высказывается гипотеза, что существование подобных зон свидетельствует о циркуляционных процессах (восходящих движений справа и нисходящих слева) в области струйного течения. По мнению Н.Ф. Еланского, возмущение поля озона в зоне струйного течения обусловлено наличием спирального движения вокруг оси СТ, которое представляет собой закрученный поток воздуха в виде спирали вокруг продольной струи. Интенсивность данной спиральной циркуляции меняется вдоль струи в зависимости от ускорения или замедления основного потока струйного течения.

Для баланса глобального озона в атмосфере крайне важным является стратосферно-тропосферное динамическое взаимодействие. Установлено, что перенос озона через тропопаузу является одновременно источником тропосферного озона и стоком стратосферного [8]. По модельным оценкам величина среднего потока озона из стратосферы в тропосферу составляет $(0,3-1,2) \cdot 10^{-11}$ г/(см²с), в то же время в Северном полушарии среднегодовое значение потока озона – $(0,2-0,6) \cdot 10^{-11}$ г/(см²с) [9]. Как показано в [10], ежегодно в тропосферу Северного полушария поступает из стратосферы $(0,2-0,6) \cdot 10^9$ т озона. Если учесть, что в среднем в данном полушарии содержится примерно $1,6 \cdot 10^9$ т озона [2], то в тропосферу в течение года попадает примерно 12-25 % стратосферного озона.

5.2. Циркуляционные механизмы, влияющие на поле ОСО

В нижней стратосфере движение воздушных масс контролируется общей циркуляцией атмосферы (ОЦА), которая обусловлена наличием барического градиента [5]. Планетарными движениями воздушных масс относительно поверхности Земли считаются зональная и меридиональная циркуляции. Средняя зональная циркуляция стратосферы возникает главным образом из-за неравномерного поступления солнечной радиации в течение суток и сезона. В случае зональной циркуляции воздушные течения горизонтальны и направлены вдоль широтных кругов.

Необходимо отметить, что проблема изучения динамики озоносферы усложняется тем, что на общий перенос озона налагаются переносы меньшего масштаба и длительности, например в подвижных длинных волнах [11]. Как считают авторы [4], в Северном полушарии

развитие волн зависит от устойчивости зонального потока. Его отклонения к северу приводят к образованию гребня волны, а к югу – ложбины. В результате на высотах барических ложбин регистрируется повышенное содержание озона, а в гребнях волны наблюдается уменьшение ОСО, здесь слой озона приподнят. Согласно оценкам, приведенным в [6], количество озона в ложбинах увеличивается на 20 % и снижается на 6 % в гребне. В [2] предполагается, что здесь может действовать принцип Норманда – Добсона: нисходящие потоки в ложбинах связаны с увеличением общего содержания озона, а восходящие движения в гребнях – с его уменьшением. А это означает, что на изменения ОСО во время волновой активности наибольшее влияние оказывают вертикальные движения.

В весенний период, когда происходит наибольшая активность динамических процессов, над отдельными регионами наблюдается несколько озонных волн. Так, в 1997 г. при исследовании атмосферной ситуации над Сибирью были обнаружены в озоносфере две волны – 5 марта и 1 апреля, среднее расстояние между гребнями которых составило около 1600 и 1800 км соответственно [12]. Пример трехмерного изображения озонового слоя на 8 час 33 мин местного времени за 5 марта приведен на рис. 23. Значение ОСО в первой волне доходило до 500 е.Д., а во второй – до 400 е.Д. Провал между волнами составил 350 е.Д. К концу марта отдельные волны наблюдались лишь эпизодически.

Ч. Норманд [4] обнаружил совпадение периода колебаний ОСО с периодом прохождения волн Россби. Вокруг Северного полушария наблюдается примерно четыре или пять волн Россби, образующих высотные ложбины и гребни. Скорость перемещения длинных волн с запада на восток изменяется в пределах от 0 до 8 м/с, период составляет 4-20 суток, амплитуда – примерно 2000-4000 км. Получено, что с течением времени в средних или высоких широтах смещение озонных волн происходит к востоку, а в низких – к западу. В [13] показано, что при западном переносе наблюдаются волны малой амплитуды, а при восточном переносе – стационарные волны большой амплитуды.

При меридиональной циркуляции движение воздушных масс направлено по меридиану [5]. Осуществляется межширотный перенос воздушных масс в сторону экватор – полюс. Кроме того, меридиональная циркуляция обеспечивает сезонное перераспределение масс озона как в пределах одного полушария, так и между полушариями.

Изучению связи переноса озона и меридиональной циркуляции посвящены работы Х. Дютша, Г. Добсона, А.Х. Хргиана, В.И. Беко-

рюкова, М.А. Гусева и др. Одна из первых попыток в общих чертах объяснить высотно-широтное распределение атмосферного озона основывалась на использовании эмпирической схемы замкнутой меридиональной циркуляции (модель Мергатройда – Сингльтона) [14].

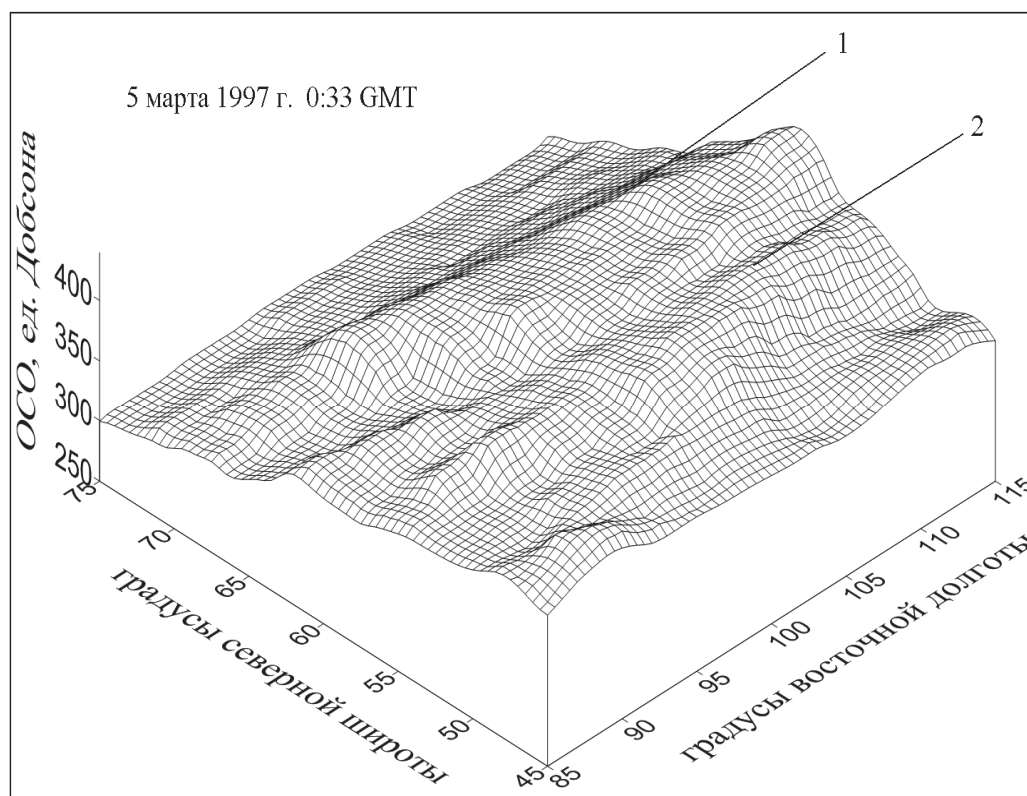


Рис. 23. Цуги волн в озоносфере над Сибирью, цифрами обозначены первая и вторая озонные волны

По теории Дютша – Добсона перенос фотохимического «избытка» озона, образующегося в нижней и средней стратосфере тропических широт, осуществлялся меридиональными движениями воздуха [2]. Х. Дютш и Г. Добсон считали, что перенос озона к северу (в Северном полушарии) происходит зимой, когда доминирует циркуляция в западном направлении и уменьшается летом, когда устанавливается движение воздушных масс на восток.

Одной из распространенных современных гипотез переноса озона из тропической области в умеренные и полярные широты является меридиональная циркуляция Брюера – Добсона [8], схема которой в общем виде представлена на рис. 24. Сущность механизма циркуляции Брюера – Добсона заключается в следующем. В тропических широтах с восходящими движениями в средней и верхней стратосфере происходит подъем молекул O_3 . Для того чтобы подняться от высоты

16 км (тропосфера) до 25-27 км (стратосфера), где формируется область максимального образования («источника») озона, воздуху требуется около 6 месяцев. Различия общего содержания озона в тропической области быстро сглаживаются фотохимическими или диффузионными процессами. Меридиональной составляющей общей циркуляции фотохимический «избыток» озона вместе с воздушной массой переносится в средние и высокие широты зимнего полушария [15]. Нисходящие движения способствуют поступлению озона в тропосферу и нижнюю стратосферу полярной области, где наблюдается его наибольшее содержание.

Схема данной циркуляции построена на основе спутниковых данных прибора SBUV (спутник NIMBUS-7) для периода 1982-1989 гг., значения зональных компонент (на изолиниях) приведены в е.Д./км [16]. Красный цвет на рис. 24 обозначает область высокой концентрации озона $N(O_3)$, синий – область низких значений $N(O_3)$. Черными стрелками показаны направления, по которым переносится озон: восходящее движение в тропиках из тропосферы в стратосферу (1), движения к средним широтам Северного и Южного полушарий (2), нисходящее движение в нижнюю стратосферу полярных широт (3).

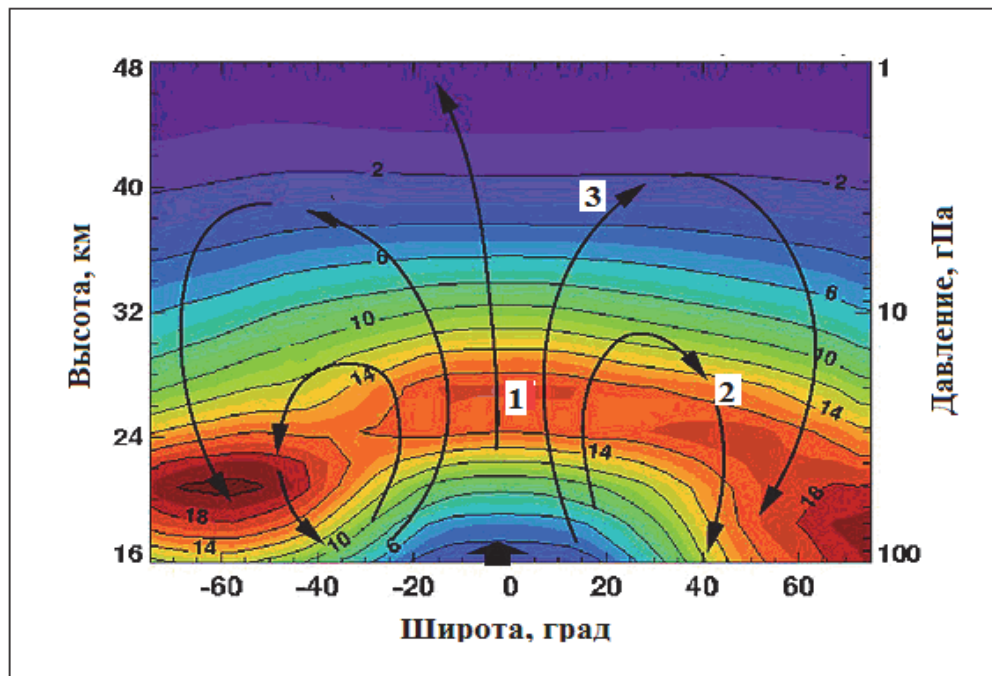


Рис. 24. Циркуляционная схема Брюера – Добсона

В области средних широт озоновый слой создается как за счет притока озона из тропических широт, так и за счет происходящих

здесь фотохимических реакций [17]. В интенсивности циркуляции Брюера – Добсона наблюдаются как общие черты, так и существенные различия. В обоих полушариях усиление циркуляции происходит в осенне-зимний период, а ослабление – в весенне-летний [18]. Различия проявляются в волновом воздействии на перенос озона зимой. В Северном полушарии в этот период имеет место повышенная активность планетарных волн, по сравнению с волновыми процессами в Южном полушарии [8].

В полярную область, помимо поступления из тропической области, дополнительно приходит озон из умеренной области [17]. Как считают авторы [2], в полярной стратосфере Северного полушария озон надежно защищен от фотохимического разрушения и может накапливаться в количестве, значительно большем фотохимического порога, здесь зимой наблюдается наибольшее содержание озона.

Меридиональное движение воздушных масс и озона изучалось в [3, 13] с использованием форм циркуляционных процессов, предложенных Б.Л. Дзердзеевским и Г. Вангенгеймом. Основой типизации элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), по классификации Б.Л. Дзердзеевского [19], стал анализ макропроцессов во внетропических широтах Северного полушария, когда учитываются число и направление северных вторжений и южных выносов воздушных масс в умеренные широты, а также число высотных гребней и ложбин, деформирующих преобладающий западный перенос в нижней тропосфере. В работе [20] установлено, что наибольшее влияние на общее содержание озона оказывают два типа ЭЦМ по Б.Л. Дзердзеевскому: ШЗ – широтно-западная и ДС – долготно-северная.

В [13] при изучении связи ОСО и типов ЭЦМ были выявлены долготные особенности озоносферы в умеренных широтах Северного полушария. Для анализа использовались среднемесячные значения ОСО, полученные по спутниковым данным TOMS, для области умеренных широт и по долготе в зонах (90° з.д. – 89° в.д.) и (90° в.д. – 89° з.д.) за 1996-2003 гг.

Выделены две атмосферные группы: «богатые» и «бедные» озон, озоноактивные и деозонирующие. Первые переносят воздушные массы, «богатые» озон, и способствуют повышению ОСО в регионе, а вторые – воздушные массы, «бедные» озон, приводят к снижению его количества. Анализ показал, что в первой группе содержатся воздушные массы, характеризуемые типами ЭЦМ ШЗ и ДС согласно [20], а также массы воздуха с типом ЭЦМ ДССП (долготно-северная и стационарное положение). Как установлено в [13], именно

они переносят озон в меридиональном направлении, способствуя повышению общего содержания озона. Приход в стратосферу воздушных масс других типов ЭЦМ: ШЗСП (широтно-западная и стационарное положение), ДЮСП (долготно-южная и стационарное положение), ДСШЗ (долготно-северная и широтно-западная), ШЗДЮ (широтно-западная и долготно-южная) приводит к формированию локальных областей с пониженным ОСО.

Для периода (август 1996 г. – сентябрь 2003 г.) в [13] было рассчитано отклонение ОСО от средних значений $\Delta X(O_3)$ умеренной области Северного полушария. За среднее значение ОСО принято 310 е.Д. График аномальных изменений $\Delta X(O_3)$ для восточной E области за исследуемый период приведен рис. 25, *а*. Проведено усреднение значений ОСО для умеренных широт отдельно в западной W и восточной E областях, обозначенных как $X(O_3)_{Wcp}$ и $X(O_3)_{Ecp}$ соответственно. На рис. 25, *б* показан временной ряд разности $\Delta X(O_3)_{E-W} = X(O_3)_{Ecp} - X(O_3)_{Wcp}$ (август 1996 г. – сентябрь 2003 г.).

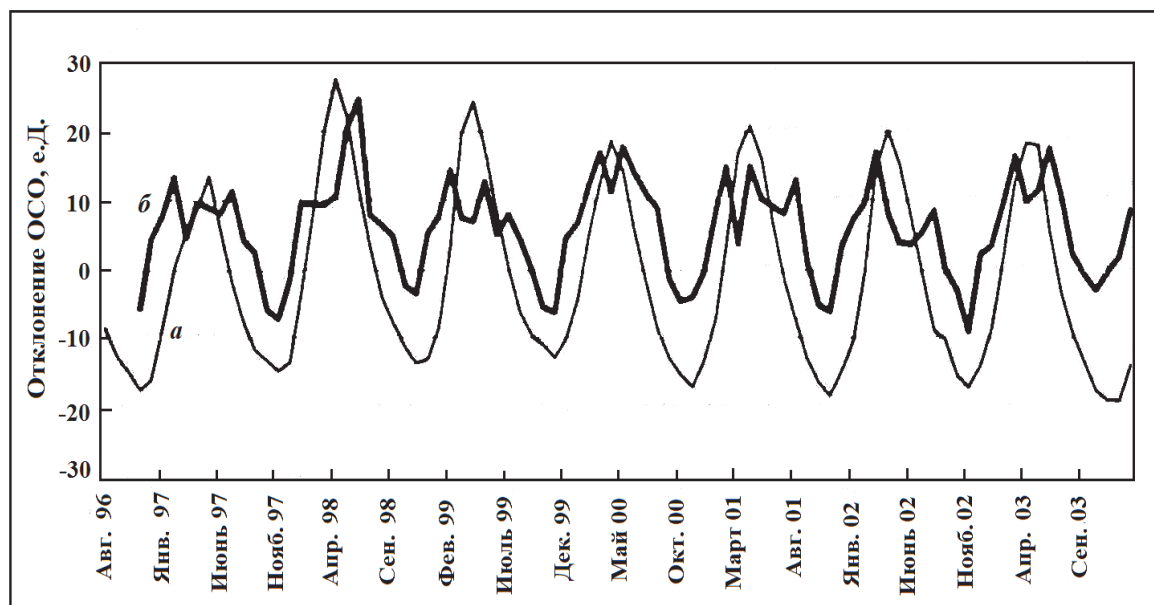


Рис. 25. Временные ряды отклонений общего содержания озона в умеренных широтах Северного полушария: *а* – значения $\Delta X(O_3)$, наблюдаемые в восточной E области, *б* – разность $\Delta X(O_3)_{E-W}$ для восточной E и западной W областей

Оказалось, что коэффициент корреляции R между временными рядами, представленными на рис. 25, *а* и 25, *б*, достигал максимального значения, равного 0,71, в случае, когда временной ряд на рис. 25, *б* смещался на три месяца «вперед» относительно ряда на рис. 25, *а*.

Этот результат показывает, что изменения общего содержания озона в Восточном полушарии запаздывают на 3 месяца по сравнению с вариациями ОСО в Западном полушарии.

В [3] проведено исследование связи общего содержания озона над Арозой (Швейцария) с тремя типами классификации г. Вангенгейма [21]: W (западной), E (восточной) и C (меридиональной). Необходимо отметить, что формы E, W и C устанавливаются по направлению основных переносов воздушных масс, т.е. классификация Г.Я. Вангенгейма учитывает динамику длинных волн в тропосфере и нижней стратосфере. В [1] установлено, что вариации атмосферной циркуляции (в масштабах десятилетий) в Северном полушарии можно рассматривать как повторяемость типов E, W, C, имеющих выраженные периоды аномального развития, в течение которых наблюдаются систематические превышения нормы повторяемости атмосферных процессов одной (или двумя) формы и уменьшения нормы относительно других.

Авторы [3] считают, что при типах E и C (1929-1939 гг. (E), 1940-1948 гг. (C), 1949-1972 гг. (E+C), 1973-1984 гг. (E)) существуют стационарные волны большой амплитуды, которые способствуют меридиональному обмену озоном между полярными и умеренными широтами. В 1930-1960 гг. регистрировалось высокое содержание озона над Арозой. В 80-е годы произошло усиление атмосферных процессов западной формы W (1985-1990 гг. (E+W), 1991-2006 (W+C)) [1]. В 90-е годы происходило снижение ОСО над Арозой [3]. Тип W характеризуется наличием волны малой амплитуды, быстро смещающейся с запада на восток, в результате происходит ослабление меридионального переноса масс озона и усиление зональной циркуляции.

В Южном полушарии исследование связи изменений циркуляции и ОСО проведено Е.А. Жадиным на основе эмпирического метода, основанного на расчете стратосферного момента импульса SAM (Stratospheric Angular Momentum) [22]. Параметр SAM характеризует вращение стратосферы как целого слоя относительно поверхности Земли и зависит от изменений интегрального по высоте зонального ветра.

В [23] изучалось изменение общего содержания озона в Антарктической озоновой дыре и стратосферным моментом импульса в области полярного вихря в октябре 1979-1991 гг. Обнаружено, что между ОСО на широте 85° ю.ш. и параметром SAM на широте 50° ю.ш. существует связь с коэффициентом корреляции, равным $-0,91$. Е.А. Жадин предположил, что летом 1980 г. произошел резкий переход циркуляции стратосферы к новому режиму в глобальном масштабе.

Необходимо констатировать, что на сегодняшний день ни одна из рассмотренных циркуляционных схем в отдельности не может описать реальные вариации глобального поля озона. Кроме того, исследователи не рассматривают роль глобального зонального движения в процессах переноса масс озона. Хотя, бесспорно, что каждая из перечисленных циркуляционных схем в сочетании с теорией фотохимического равновесия вносит определенный вклад в объяснение глобальной изменчивости озона. Особенно актуально исследование динамики озона в Южном полушарии, где формируется интенсивный циркумполярный вихрь и образуется Антарктическая озоновая дыра.

5.3. Вихри и озон

Исследования первого десятилетия XXI в. показали [24, 25], что значительное влияние на распределение озона оказывают вихревые движения. Скорость вращения полярного циклонического вихря средних размеров в Северном полушарии в зимний период достигает значений на высоте 10 км до 25 м/с и на высоте 16 км до 10 м/с [26].

В качестве примера приведем изображение (рис. 26), полученное по спутниковым данным TOMS/EP за 30 апреля 2003 г. в Северном полушарии [27]. На рисунке можно видеть два вращающихся воздушных вихря. Эти объекты, связанные с общей циркуляцией атмосферы, различаются содержанием озона. Ярким белым участкам соответствуют области с высоким содержанием озона, а более темным – с низким ОСО.

Для определения направления вращения вихрей на рис. 26 показана долготная привязка. Нулевая отметка соответствует Гринвичскому меридиану. Как видно на рис. 26, вихри вращаются в восточном и западном направлениях. В первом (восточном) вихре содержание озона повышено, а во втором (западном) – понижено. Данное атмосферное явление характеризует циклон – антициклонную асимметрию вихрей. Подобное картина наблюдалась и 3 сентября 2001 г.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что озон является чувствительным индикатором природы, структуры и протяженности циркуляционных систем атмосферы, к которым относятся интенсивные атмосферные вихри.

В [28] была обнаружена связь содержания озона в Западной Европе с параметрами Азорского антициклона, где убыль ОСО в локальной области происходит при «азорском воздействии», то есть когда Азор-

ский антициклон мигрирует из субтропиков в средние широты. Тем самым показано, что в региональном масштабе наблюдаемое уменьшение озона в значительной степени может быть обусловлено воздействием данного структурного элемента атмосферной циркуляции.

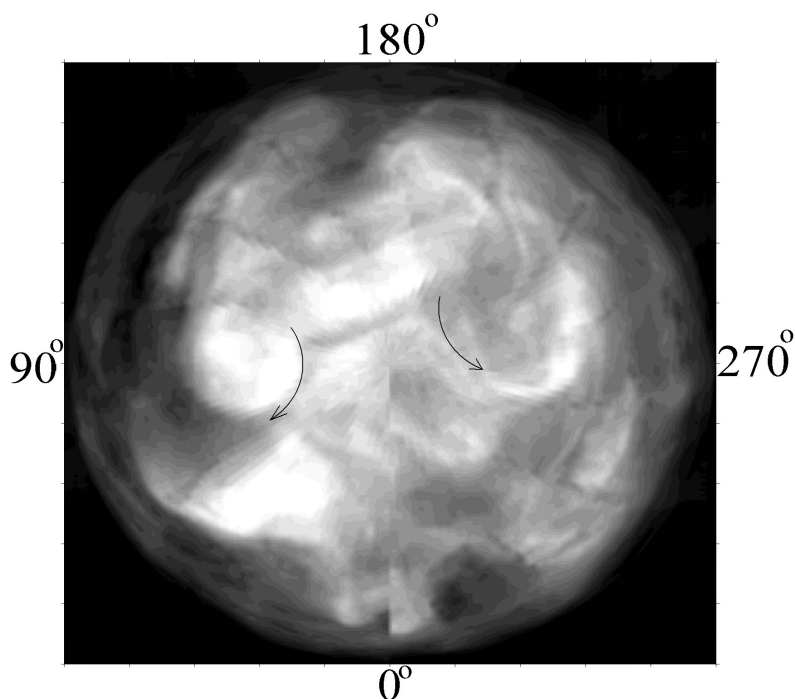


Рис. 26. Вращение двух вихрей 30 апреля 2003 г.
(Стрелками показано направление вращения вихрей)

В ряде работ особое внимание уделяется динамике ОСО внутри и в окрестностях действия циркумполярного вихря (ЦВ) [8, 29]. Под ЦВ понимается циклоническое вращение воздуха в тропосфере и стратосфере вокруг полюса, с запада на восток в системе общей циркуляции атмосферы. Эволюция вихря существенно влияет на формирование и развитие метеорологических условий в стратосфере. Как показано в [24], в сентябре – октябре одновременно с образованием ЦВ в Северном полушарии формируется северо-тихоокеанский антициклон.

На основе наземных и спутниковых измерений озона с 1964 по 1998 г. обнаружено, что уменьшение ОСО зимой в полярной области зависит от состояния ЦВ. Как считают авторы [30], региональное понижение озона зимой в Арктике может быть следствием уменьшения ОСО внутри полярного циклона и изменения его местоположения. Обнаружено, что циркумполярный вихрь наиболее глубокий в январе и расположен непосредственно над полюсом, в феврале смещается в

приполярные широты. В центре вихря регистрируются низкие температуры. Длительность существования стратосферного вихря составляет от 6 до 7 месяцев. В марте ЦВ разрушается. По оценкам [31], уменьшение ОСО в полярном циклоне в отдельные годы может достигать до 100 е.Д.

Доля химического разрушения озона в области циркумполярного вихря в Северном полушарии в феврале – марте может достигать до 40 % [31]. Однако авторы [32] считают, что убыль ОСО в феврале обусловлена не только химическим разрушением озона внутри стратосферного циклона, но и его изолированностью в это время.

В средних широтах Южного полушария, согласно теории меридиональной циркуляции Брюера – Добсона [33], слой озона создается за счет притока с экватора и фотохимии. Считается, что здесь воздух вместе с озоном движется, в первом приближении, по замкнутым траекториям вокруг Южного полюса, формируется струйное течение. ЦВ вращается с запада на восток, наблюдается усиление скорости ветра на периферии [27].

В [34] на основе моделирования исследовалось влияние различных метеорологических параметров на обмен озоном между областями средних широт и циркумполярного вихря. Предполагается, что возможна такая атмосферная ситуация, когда вихрь изолирует полярную область от притока озона в зимнее время из средних широт.

Особая актуальность исследования динамики озоносферы возникла после обнаружения аномального уменьшения ОСО над Антарктикой [29]. В [35] нами была предложена физическая модель динамических процессов в нижней стратосфере Южного полушария во время существования АОД. Авторами на иллюстративном примере показано движение масс озона к средним широтам [35].

Таким образом, в настоящее время появились убедительные доказательства большой роли динамических факторов, которые оказывают влияние на пространственно-временное распределение глобального поля озона. Необходимо подчеркнуть, что исследование перемещения масс озона в отдельных регионах проводится достаточно давно, однако реальная картина зонального и меридионального переноса озона в глобальном масштабе пока детально не исследована.

Список литературы к главе 5

1. Демин В.И., Звягинцев А.М. Крупномасштабная циркуляция атмосферы и концентрация приземного озона на севере Скандинав-

- ского полуострова // Proc. XXXV Annual Seminar, Apatity «Physics of Auroral Phenomena». 2011. P. 201–204.
2. Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. 287 с.
 3. Демин В.И., Звягинцев А. М. Вариации крупномасштабной циркуляции атмосферы и общего содержания озона над Арозой // Proc. XXXV Annual Seminar, Apatity «Physics of Auroral Phenomena». 2012. P. 147–150.
 4. Александров Э. Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. Озонный щит Земли и его изменения. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
 5. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 751 с.
 6. Гущин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 238 с.
 7. Еланский Н.Ф. О механизме воздействия струйного течения на озоновый слой // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 9. С. 916–925.
 8. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. – М.: Физматлит, 2011. 452 с.
 9. Jadin E.A., Kondratyev K.Ya., Bekoryukov V.I., Vargin P.N. Influence of atmospheric circulation variations on the ozone layer // International Journal of Remote Sensing. 2005. V. 26. № 16. P. 3467–3478.
 10. Куколева А.А. Оценки потоков озона через тропопаузу в планетарных высотных фронтальных зонах северного полушария // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 3. С. 376–387.
 11. Варгин Н.П. Анализ распространяющейся на восток планетарной волны по спутниковым данным об общем содержании озона // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 3. С. 327–334.
 12. Кашкин В.Б., Сухинин А.И., Ромасько В.Ю., Рублева Т.В. Спутниковые исследования состояния озонового слоя // Труды Международной научно-практической конференции «Спутниковые системы связи и навигации». Красноярск: КГТУ, 1997. С. 122–125.
 13. Сакаш И.Ю., Кашкин В.Б., Ланкин Ю.П. Связь вариаций ОСО с пространственно-временными особенностями общей циркуляции атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2005. № 1–2. С. 169–170.
 14. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. 414 с.

15. Shepherd T.G. Transport in the middle atmosphere // Journal of the Meteorological Society of Japan. 2007. 85B. P. 165–191.
16. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2007. Report № 50. 572 p.
17. Huck P.E. The Coupling of Dynamics and Chemistry in the Antarctic Stratosphere. – N.Z.: University of Canterbury, 2007. 158 p.
18. Randel W.J., Wu F. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratosphere due to ozone depletion // Journal of Climate. 1999. № 12. P. 1467–1479.
19. Кононова Н. К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / отв. ред. А.Б. Шмакин; Российская акад. наук, Ин-т географии. – М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
20. Басманов Е.И. Озон и макроциркуляционные процессы в атмосфере // Метеорология и гидрология. 1983. № 9. С. 58–63.
21. Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики / Труды ААНИИ. 1952. Т. 34. 314 с.
22. Жадин Е.А. Эмпирический метод оценок воздействия естественных и антропогенных факторов на общее содержание озона // Метеорология и гидрология. 2000. № 3. С. 16–28.
23. Жадин Е.А. Диагноз долгопериодных изменений динамики стратосферы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 6. С. 787–794.
24. Сыроваткина О.А., Кароль И.Л., Шаламянский А.М., Клягина Л.П. Межгодовые особенности формирования озона в высоких широтах Северного полушария в ноябре–марте 1998-2005 гг. // Метеорология и гидрология. 2008. № 8. С. 47–57.
25. Khlebohros R.G., Okhonin V.A., Kashkin V.B. Catastrophes in nature and society: Mathematical Modeling of Complex Systems. – N.Y.: World Scientific, 2007. 450 p.
26. Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. Озонный щит Земли и его изменения. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
27. Кашкин В.Б., Хлебоброс Р.Г. Озоновые дыры – «дети» стратосферных вихрей // Наука из первых рук. 2007. № 1 (13). [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://www.sciencefirsthand.ru/c13_kashkin_ozon.shtml.
28. Бекорюков В.И., Бугаева И.В., Захаров Г.Р. и др. Исследование параметров азорского антициклона, влияющих на вариации озона

- в западной Европе // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1995. Т. 31. № 1. С. 41–45.
29. Кондратьев К.Я. Глобальная динамика озона / Итоги науки и техники. Серия Геомagnetизм и высокие слои атмосферы. 1989. Т. 11. 209 с.
30. Бекорюков В.И., Бугаева И.В., Глазков В.Н. и др. Взаимосвязь изменений интегрального количества озона во внетропических широтах Северного полушария с параметрами стратосферного циркумполярного циклона // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 6. С. 820–827.
31. Цветкова Н.Д., Юшков В.А., Лукьянов А.Н., Дорохов В.М., Накане Х. Рекордное химическое разрушение озона в Арктике зимой 2004/2005 года // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 643–650.
32. Бекорюков В.И., Бугаева И.В., Глазков В.Н., Жадин Е.Н. и др. Региональные особенности связи общего содержания озона во внетропических широтах северного полушария с параметрами циркумполярного стратосферного циклона // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 5. С. 676–682.
33. WMO, Scientific assessment of ozone depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2003. Report № 47. 498 p.
34. Lee A.M., Roscoe H.K., Jones A.E. et al. The impact of the mixing properties within the Antarctic stratospheric vortex on ozone loss in spring // Journal of Geophysical Research. 2001. № 106. D3. P. 3203–3211.
35. Кашкин В.Б., Рублева Т.В., Хлебопрос Р.Г. Природоохранная геофизика: проблемы озонового щита планеты // Инженерная экология. 2009. № 4. С. 18–33.

Глава 6

Исследование движения масс озона методом атмосферного трассера

6.1. Восстановление пропущенных значений ОСО

При анализе движения масс озона использовались ежедневные архивные спутниковые данные с сайта NASA [1]. Фрагмент исходных данных приведен на рис. 27, а. Файл данных содержит сведения об общем содержании озона за 18 августа 2008 г. (аппаратура OMI спутник AURA). Непрерывной строкой, от 179,5° з.д. до 179,5° в.д. через 1° записаны 360 значений ОСО, соответствующих 56,5° с.ш. Значения ОСО для других широт, от 89,5° ю.ш. до 89,5° с.ш. с шагом 1° приводятся аналогичным образом. Каждое значение является средним ОСО в ячейке 1°×1°. Весь файл представляет собой глобальную цифровую карту поля ОСО, записанную в текстовой форме.

Day: 231 Aug 18, 2008 OMI TO3 STD OZONE GEN:12:097 Asc LECT: 01:50 pm	Долгота	Широта	Озон
Longitudes: 360 bins centered on 179.5 W to 179.5 E (1.00 degree steps)	0.500	56.500	325
Latitudes : 180 bins centered on 89.5 S to 89.5 N (1.00 degree steps)	1.500	56.500	324
307305305307307311313315315316317319320321324332329331333340341334332330327	2.500	56.500	323
322320318316313311307304300296292287286286287289287285283284285286286288288	3.500	56.500	322
294301297290282279270266263262261260259257257257256257259262263263261258255	4.500	56.500	322
251251252250248248248251251252254255258259261271285293297304307307311311312	5.500	56.500	323
31531931931732033032732432532833133333733934333834334434734934734434342340	6.500	56.500	323
341340330326326323321318317317315314314318322322324323321318316314313310306	7.500	56.500	324
307311313316321320321331336333328323325325321324329334332328327331333330327	8.500	56.500	326
328331332331328325324323322322323324326317313315316315315313311306305	9.500	56.500	317
305303302298305308306300289281281277276274272267267269269271272272268261261	10.500	56.500	313
262264264263262261260263265267271273276276275277280280282284287289291287287	11.500	56.500	315
293293295299301304308312319318318316316312310313314313312312311310308310311	12.500	56.500	316
312313314313311312310309309305302301303288283280281282284286288289292297299	13.500	56.500	315
300298295292289288289292296297302306307307309311313313319323322320317315318	14.500	56.500	315
316311308306307308308308308309311317315314315317316314314314314314313313316	15.500	56.500	315
319322323321320319316313310309 lat = 56.5	16.500	56.500	313
<i>a</i>			<i>б</i>

Рис. 27. Фрагменты исходного файла (*a*) и файла данных в формате электронных таблиц (*б*)

Для дальнейшей работы более удобно представление данных в формате электронных таблиц. Преобразование форматов нами было выполнено с помощью специально разработанной программы Dinamic. Фрагмент преобразованного файла приведен на рис. 27, б. В первой строке записаны названия данных: «долгота», «широта» и «озон», а в последующие строки – географические координаты и значения общего содержания озона в точке с этими координатами.

Озоновый слой Земли имеет сложную неоднородную пространственно-временную структуру. Со статистической точки зрения его можно рассматривать как двумерное случайное поле [2]. Двумерное случайное поле ОСО $\{X(s)\}$ – это совокупность значений ОСО, размещенных на плоскости в точках s с координатами (x, y) ; каждое значение ОСО является случайной величиной $X(s)$ с некоторым распределением вероятностей. Поле ОСО определено на конечном интервале $[X_{\text{мин}}, X_{\text{макс}}]$.

С математической точки зрения параметры случайного поля [3]: математическое ожидание $\mu(s)$, дисперсия $\sigma^2(s)$ и функция корреляции $R(s_1, s_2)$ при полностью известных функциях распределения $w_1[X(s)]$, $w_2[X(s_1), X(s_2)]$ могут быть найдены как

$$\mu(s) = \int_{-\infty}^{\infty} X(s)w_1[X(s)]dX, \quad \sigma^2(s) = \int_{-\infty}^{\infty} [X(s) - \mu(s)]^2 w_1[X(s)]dX, \quad (16)$$

$$R(s_1, s_2) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [X(s_1) - \mu(s_1)][X(s_2) - \mu(s_2)]w_2[X(s_1), X(s_2)]dX(s_1)dX(s_2).$$

Случайное поле является *однородным* (в широком смысле), если статистические характеристики $\mu_1(s)$, $\sigma^2(s)$, $R(s_1, s_2)$ инвариантны относительно любого конечного сдвига группы точек $\{s\}$ на случайном поле на величину Δs относительно начала отсчета [2]. Это возможно в теории, если $-\infty < \Delta s < \infty$, но на практике такой сдвиг должен быть небольшим по сравнению с размером конкретного представления (реализации) случайного поля. Однородность является обобщением на случайные поля понятия стационарности, введенного для случайных процессов.

Статистические величины $\mu_1(s)$, $\sigma^2(s)$, $R(s_1, s_2)$ однородного случайного поля не изменяются при изменении начала отсчета координат, поэтому $\mu_1(s)$ и $\sigma^2(s)$ одинаковы для всего поля: $\mu_1(s) = \mu_1$, $\sigma^2(s) = \sigma^2$ [3]. Математическое ожидание μ_1 характеризует

среднее значение поля, дисперсия σ^2 указывает на разброс, в среднем квадратическом, значений поля $X(s)$ относительно среднего μ .

Функция корреляции однородного случайного поля $R(s_1, s_2)$ зависит только от разности $(s_1 - s_2)$, т.е. $R(s_1, s_2) = R(s_1 - s_2)$. При $s_1 = s_2$ имеем $R(0) = \sigma^2$. В рамках теории случайных процессов, однородных в широком смысле, должно выполняться условие $|R(s_1 - s_2)| \rightarrow 0$ при $|s_1 - s_2| \rightarrow \infty$ [2].

Функция корреляции показывает, насколько «похожи» исходное поле $\{X(s_1)\}$ и его копия $\{X(s_2)\}$, смещенная относительно исходного поля на расстояние $(s_1 - s_2)$.

Реальное поле ОСО дискретное, оно определено на квадратной решетке $1^\circ \times 1^\circ$ или $1,25^\circ \times 1^\circ$, конкретная реализация случайного поля $\{X\}$ имеет конечные размеры, решетка содержит N узлов s_i с координатами (x_i, y_i) . Предполагается, что поле однородное.

Обозначим значение ОСО в узле как $X(s_i)$. Оценкой математического ожидания случайного поля является выборочное среднее

$$\hat{\mu}_1 = \langle X(s_i) \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X(s_i). \quad (17)$$

Скобки $\langle \rangle$ означают усреднение по ансамблю реализаций.

Случайная величина $\tilde{X}(s_i) = X(s_i) - \hat{\mu}_1$ называется центрированной [3].

Несмещенная оценка выборочной дисперсии имеет вид

$$\hat{\sigma}^2 = \langle \tilde{X}^2(s_i) \rangle = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \tilde{X}^2(s_i). \quad (18)$$

Оценку функции корреляции случайного поля можно найти как

$$\hat{R}(s_i - s_{i+n}) = \langle \tilde{X}(s_i) \tilde{X}(s_{i+n}) \rangle = \frac{1}{(N-n)} \sum_{i=1}^{N-n} \tilde{X}(s_i) \tilde{X}(s_{i+n}). \quad (19)$$

Здесь узел s_{i+n} смещен относительно s_i на n шагов.

Приведенные оценки – это случайные величины, лежащие вблизи истинных значений параметров. Точность оценки зависит от размеров интервала усреднения N . Чем больше N , тем отклонения от истинных значений менее вероятны. При оценивании функции корреляции, при увеличении сдвига n копии $X(s_{i+n})$ относительно исходной реализации $X(s_i)$, интервал усреднения $(N - n)$ укорачивается, поэтому точность оценки функции корреляции $\hat{R}(s_i - s_{i+n})$ уменьшается.

Как показано на рис. 4, пропуски данных типичны для массивов информации об ОСО, получаемой с космических аппаратов на солнечно-синхронных орбитах. Для некоторых исследований глобального и локального поля озона это не является критичным. Однако при нахождении трендов ОСО пропуски могут исказить информацию. В связи с этим для нахождения трендов целесообразнее всего использовать зональные средние (zonal means) из базы данных NASA [4]. Это ежедневные значения ОСО, усредненные по долготе от $-179,5^\circ$ до $+179,5^\circ$ в 5-градусном интервале широт, например $52,5-57,5^\circ$.

Фрагмент таблицы зональных средних значений за 1-19 января 2005 г. приведен на рис. 28. Вычисление трендов производится для средней суммы ОСО в интервале широт $37,5-57,5^\circ$ в Северном и Южном полушарии. Числа 37,5; 42,5... во второй строке рис. 28 – это географическая широта. Данные об ОСО для широт $57,5-67,5^\circ$ с 1 по 7 января отсутствуют, так как в это время на широтах $57,5^\circ$ и выше атмосфера практически не освещалась Солнцем.

	Zonal	means	for	2005	OZONE				
	DATE	YRFRAC	37.5	42.5	47.5	52.5	57.5	62.5	67.5
Jan 1,	2005	289.8	300.3	314.1	324.7	0	0	0	0
Jan 2,	2005	290.4	300.3	308.6	321.5	0	0	0	0
Jan 3,	2005	290.5	303.5	308.5	326.4	0	0	0	0
Jan 4,	2005	296.4	301.7	310.4	330.5	0	0	0	0
Jan 5,	2005	302.4	304.1	304.2	323.1	0	0	0	0
Jan 6,	2005	304	306.8	307.4	328.3	0	0	0	0
Jan 7,	2005	302.2	314.5	320.4	336.6	0	0	0	0
Jan 8,	2005	300.9	316.6	322.5	332.4	346.9	0	0	0
Jan 9,	2005	298.5	312.2	327.5	332.1	338.8	0	0	0
Jan 10,	2005	301.1	317.7	328.4	333.6	338.9	0	0	0
Jan 11,	2005	304.6	322.8	332	334	340.2	0	0	0
Jan 12,	2005	306.7	326.7	334.7	334.5	335.5	0	0	0
Jan 13,	2005	308.1	327	338.7	338.4	336.9	0	0	0
Jan 14,	2005	313.2	332.2	339.9	342	337.8	0	0	0
Jan 15,	2005	318.5	336.2	339.2	338.8	338.3	0	0	0
Jan 16,	2005	319.1	336.7	337.2	338.3	344.2	0	0	0
Jan 17,	2005	313.8	331.9	340.4	347.7	352.9	0	0	0
Jan 18,	2005	311.7	329.3	341.8	357.2	354.1	0	0	0
Jan 19,	2005	313.6	333.1	338.3	349.5	356.5	0	0	0

Рис. 28. Фрагмент таблицы зональных средних значений ОСО за 1-19 января 2005 г.

Восстановление пропущенных данных возможно выполнить с использованием алгоритмов линейной аппроксимации и интерполяции двумерных функций [5]. В нашей работе применялся авторегрессионный метод Kriging в форме так называемого обычного кригинга

(ordinary kriging), позволяющего оценить пропущенное значение по тем значениям ОСО, которые расположены на окружающих его узлах решетки [6].

Пусть некоторое значение $X(s_0)$ в узле s_0 пропущено. Запишем оценку ОСО $\hat{X}(s_0)$ как [3]

$$\hat{X}(s_0) = \sum_{k=1}^K a_k X(s_k); \quad k = 1, 2, \dots, K. \quad (20)$$

Здесь a_k – коэффициенты авторегрессии, которые необходимо найти, $X(s_k)$ – значения ОСО на фрагменте поля из окружения $X(s_0)$. На этом фрагменте вблизи пропущенного значения по формулам (17-18) оцениваются выборочные среднее, дисперсия и функция корреляции. $\hat{X}(s_0)$ может отличаться от истинного, но неизвестного значения $X(s_0)$.

Потребуем, чтобы выражение (20) давало несмещенную оценку $\hat{X}(s_0)$. Усредним правую и левую части формулы (20). Для однородного (хотя бы в пределах некоторой достаточно большой окрестности пропущенного значения) поля получаем

$$\langle \hat{X}(s_0) \rangle = \sum_{k=1}^K a_k \langle \tilde{X}(s_k) \rangle; \quad \hat{\mu}_1 = \sum_{k=1}^K a_k \hat{\mu}_1. \quad (21)$$

Из (21) следует, что

$$\sum_{k=1}^K a_k - 1 = 0. \quad (22)$$

Необходимо найти коэффициенты a_k , которые при условии (22), минимизируют средний квадрат разности $\langle [\hat{X}(s_0) - \tilde{X}(s_0)]^2 \rangle$ [2]:

$$\varepsilon^2 = \langle \left[\sum_{k=1}^K a_k \tilde{X}(s_k) - \hat{X}(s_0) \right]^2 \rangle - 2m \left[\sum_{k=1}^K a_k - 1 \right], \quad (23)$$

где m – множитель Лагранжа. Условия минимума ε^2 имеют вид: $\frac{\partial \varepsilon^2}{\partial a_k} = 0$, $\frac{\partial \varepsilon^2}{\partial m} = 0$. В этом случае $\hat{X}(s_0)$ является несмещенной и эффективной оценкой, а уравнение авторегрессии обеспечивает оптимальную, в смысле минимума среднего квадрата ошибки, линейную про-

цедуру оценивания. Использование этого критерия позволяет найти систему линейных алгебраических уравнений относительно a_k . В матричном представлении система имеет вид $RA=R_0$. Здесь обозначено:

$$\langle \tilde{X}(s_i)\tilde{X}(s_j) \rangle = R(s_i - s_j),$$

$$R = \begin{pmatrix} \hat{\sigma}^2 & \hat{R}(s_1-s_2) & \dots & \hat{R}(s_1-s_N) & 1 \\ \hat{R}(s_2-s_1) & \hat{\sigma}^2 & \dots & \hat{R}(s_2-s_N) & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \hat{R}(s_N-s_1) & \hat{R}(s_N-s_2) & \dots & \hat{\sigma}^2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \end{pmatrix}, A = \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_N \\ m \end{pmatrix}, R_0 = \begin{pmatrix} \hat{R}(s_0-s_N) \\ \hat{R}(s_0-s_N) \\ \dots \\ \hat{R}(s_0-s_N) \\ 1 \end{pmatrix}.$$

Дисперсия ошибки восстановления пропущенного в точке s_0 значения определяется формулой $\varepsilon_{\min}^2 = \sum_{i=1}^N a_i R(s_0 - s_i) + m$ [6].

	Zonal	means	for 2008				1	2	3
	date		37.5	42.5	47.5	52.5	57.5	57.5	57.5
Jan	16	2008	307.6	330.8	346.0	361.5	369.2	369.2	369.2
Jan	17	2008	309.0	331.2	346.9	361.9	368.5	368.5	368.5
Jan	18	2008	311.3	334.0	357.0	366.5	363.4	363.4	363.4
Jan	19	2008	312.8	338.0	364.3	370.8	363.6	363.6	363.6
Jan	20	2008	313.9	341.4	363.7	379.2	369.7	369.7	369.7
Jan	21	2008	317.1	342.5	368.4	381.7	377.2		378.9
Jan	22	2008	319.3	342.2	367.0	379.6	376.1		379.5
Jan	23	2008	320.1	343.4	358.6	367.0	371.5		374.3
Jan	24	2008	320.4	345.5	353.7	358.3	370.8		369.9
Jan	25	2008	315.8	336.4	347.3	362.9	375.2		372.2
Jan	26	2008	314.0	340.6	353.1	356.5	368.5		369.3
Jan	27	2008	314.8	339.7	354.8	366.6	373.8		373.1
Jan	28	2008	313.1	337.3	358.9	372.0	376.7	376.7	376.7
Jan	29	2008	310.6	336.0	364.0	378.1	377.3	377.3	377.3
Jan	30	2008	310.1	329.5	355.8	377.5	384.4	384.4	384.4
Jan	31	2008	309.4	331.4	353.5	365.5	381.6	381.6	381.6
Feb	1	2008	311.2	331.4	351.0	363.8	378.6	378.6	378.6
Feb	2	2008	311.0	329.1	345.4	365.8	388.2	388.2	388.2

Рис. 29. Фрагмент таблицы восстановленных пропусков значений за период 16 января - 2 февраля 2008г.

На рис. 29 приведены результаты вычислительного эксперимента по восстановлению (экстраполяции) пропущенных значений общего содержания озона. Здесь в столбце № 1 показаны зональные средние в интервале от 52,5 до 57,5° с.ш. с 16 января по 2 февраля 2008 г.

(космический аппарат AURA, сканер OMI) [4]. В столбце № 2 приведены те же данные, но часть из них пропущена. В столбце № 3 эти данные восстановлены с помощью обычного кригинга. Средняя разность между столбцами № 1 и 3 на интервале от 21 до 27 января равна $-0,6$ е.Д.

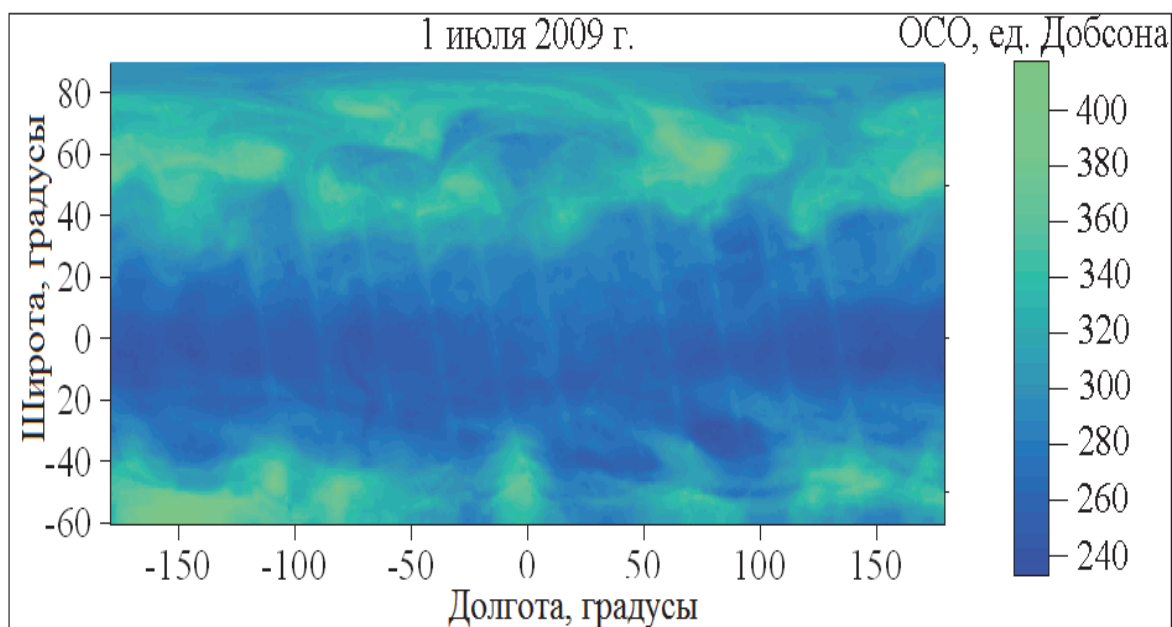


Рис. 30. Облачная структура глобального поля озона

В рамках данного исследования процедура восстановления пропущенных значений по Krige, а также визуализация поля ОСО выполнены в пакете обработки пространственных данных Surfer 8.0. [7]. Применение пакета Surfer 8.0 позволило также строить изображения поля ОСО в декартовых и полярных координатах [8]. Пример глобального поля озона в координатах широта и долгота за 1 июля 2009 г. в проекции Mercator приведен на рис. 30, видна стохастическая облачная структура поля ОСО.

6.2. Метод атмосферного трассера

Ежедневную информацию об общем содержании озона в глобальном масштабе позволяют получать современные космические аппараты, оборудованные приборами для наблюдения озонового слоя Земли [9]. На основе спутниковых данных, используя озон со временем жизни 1-3 месяца (консервативную примесь к атмосферному воздуху) в качестве атмосферного трассера, можно определять скорость и

направление ветра в стратосфере. Такая методика впервые была предложена в нашей работе [10].

В соответствии с этой методикой горизонтальное движение воздушных масс в нижней стратосфере исследуется путем сравнения положения «облаков озона» за два или более соседних дня. Вертикальный перенос озона не рассматривается. Можно изучать движение в стратосфере для отдельных участков (локальный перенос) и для всего земного шара (глобальный перенос). Результаты характеризуют главным образом движение в нижней стратосфере, где находится основная масса озона.

В тропосфере метод определения поля ветра над некоторой ограниченной территорией по спутниковым данным, основанный на исследовании движения тропосферных облачных систем, применяется достаточно давно и описан, например, в [11].

Слежение за движениями масс озона с помощью метода атмосферного трассера включает визуализацию поля ОСО с выделением его глобальных, региональных и локальных особенностей и анализ серии последовательных фрагментов поля ОСО с целью определения направления движения воздушных потоков в нижней стратосфере [12]. Подход по исследованию движения воздушных масс по спутниковым данным об ОСО имеет преимущества перед другими, например перед методом «пассивного озона», когда спутниковые (или наземные) результаты измерения общего содержания озона сравниваются либо с данными об атмосферных параметрах (скорости ветра, температуры и т.п.), либо с результатами модельных расчетов [13].

Сущность метода атмосферного трассера (озона) описана в [14] и состоит в следующем. Озоносфера за два смежных дня d_1 и d_2 разбивается на фрагменты в виде колец с окружностью по долготе в 360° и размером по широте в 5° . Можно исследовать часть окружности. Фрагмент $F(\varphi, \lambda, X, d_2)$, отвечающий времени d_2 , поворачивается по кругу с шагом в 1° ($1,25^\circ$) по долготе и сдвигается с шагом 1° по широте относительно фрагмента $F(\varphi, \lambda, X, d_1)$. Вычисляется нормированный коэффициент взаимной корреляции R между фрагментами. Целью является поиск углов поворота и сдвига $F(\varphi, \lambda, X, d_2)$, при которых фрагменты совмещаются и R достигает максимума. Таким образом, реализован корреляционно-экстремальный алгоритм совмещения двух фрагментов случайного поля [15].

Угол поворота $\alpha = \alpha_{max}$ и величина сдвига $\beta = \beta_{max}$, отвечающие максимальному значению коэффициента корреляции R , характеризуют среднюю суточную угловую скорость движения масс озона (вме-

сте с основной массой воздуха) относительно земной поверхности вдоль параллели (зональный перенос, зональный ветер) и среднюю суточную угловую скорость движения вдоль меридиана (меридиональный перенос, меридиональный ветер) [14]. По знаку α_{max} и β_{max} возможно определить направление ветра. Так как поле ОСО задано на сетке $1^\circ \times 1,25^\circ$ или $1^\circ \times 1^\circ$, то угол поворота вдоль параллели β и угол сдвига по меридиану α принимают дискретные значения с шагом 1° или $1,25^\circ$. Если используется всё кольцо с окружностью по долготе в 360° , то результатом является среднесуточная глобальная угловая скорость.

Пусть N – число точек в фрагменте по широте и по долготе, n – номер точки. Обозначим через $X(d_1)$ значения ОСО в этой точке за дату d_1 и через $X(d_2)$ – за дату d_2 . Для вычисления оценки коэффициента корреляции используется выражение

$$\hat{R} = \frac{1}{\sqrt{\hat{\sigma}^2(d_1) \cdot \hat{\sigma}^2(d_2)}} \cdot \frac{1}{M \cdot N} \sum_{\varphi=1}^5 \sum_{\lambda=1}^{360} [X_{\varphi,\lambda}(d_1) - \hat{\mu}(d_1)] \cdot [X_{\varphi+\alpha,\lambda+\beta}(d_2) - \hat{\mu}(d_2)]. \quad (24)$$

Здесь $X_{\varphi,\lambda}$ – значение ОСО в узле, соответствующем широте φ и долготе λ , $X_{\varphi+\alpha,\lambda+\beta}$ – значение ОСО в узле, смещенном относительно предыдущего узла на α градусов по широте и β градусов по долготе, суммирование ведется с шагом 1° ($1,25^\circ$). В (24) $\hat{\mu}(d_1)$, $\hat{\mu}(d_2)$, $\hat{\sigma}^2(d_1)$, $\hat{\sigma}^2(d_2)$ – оценки средних значений и дисперсий ОСО за дни d_1 и d_2 в исследуемых фрагментах.

Для истинного значения коэффициента корреляции R имеет место следующий приближенный доверительный интервал [3]:

$$\hat{R} - u_\gamma \frac{1 - \hat{R}^2}{\sqrt{k}} \leq R \leq \hat{R} + u_\gamma \frac{1 - \hat{R}^2}{\sqrt{k}}, \quad (25)$$

где u_γ – критическая граница для нормального распределения, соответствующая уровню значимости γ , k – число точек во фрагменте. Если поле ОСО задано на сетке $1^\circ \times 1^\circ$, то во фрагменте с размером в 5° по широте и в 360° по долготе количество точек $k = 1800$.

Проиллюстрируем применение метода атмосферного трассера (озона). На рис. 31 изображен участок поля ОСО в Южном полушарии (спутник Ауга, прибор ОМІ) за 24 сентября 2006 г. (а), представляющий для области $50-55^\circ$ ю.ш. фрагмент в виде кольца с окружностью по долготе 360° и шириной 5° . Ниже можно видеть фрагмент поля ОСО за предыдущий день, 23 сентября 2006 г. (б), в виде такого

же кольца. Для наглядности на рис. 31 показаны не кольца, а прямоугольные фрагменты и не поворот, а смещение фрагмента (*б*) на плоскости вдоль горизонтальной оси. До совмещения фрагментов коэффициент корреляции составлял $\hat{R} = 0,7841$.

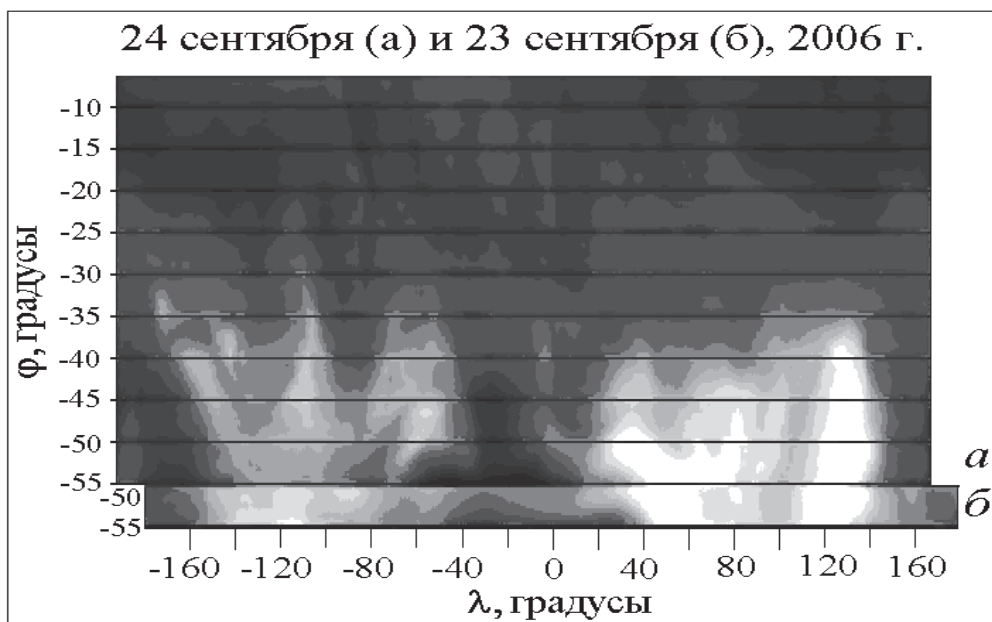


Рис. 31. Фрагменты поля ОСО в Южном полушарии за 24.09.2006 (*а*) и за 23.09.2006 (*б*)

Атмосфера вращается с запада на восток, опережая вращение Земли. На рис. 31 фрагмент (*б*) был повернут «вперед» вдогонку фрагменту (*а*) на угол $\beta = 12^\circ$ до получения максимального значения коэффициента корреляции $\hat{R} = 0,8872$. Изменение коэффициента корреляции в зависимости от угла поворота по долготе β и сдвига по широте α для фрагментов (*а*) и (*б*) показано на рис. 32. Из рис. 32 следует, что глобальный максимум $\hat{R} = 0,9024$ достигается при дополнительном сдвиге по широте на угол $\alpha = -2^\circ$. Знак «минус» означает, что фрагмент сместился в направлении к полюсу. Значение коэффициента корреляции попадет в 97%-ный доверительный интервал от 0,8929 до 0,9119.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в конце сентября существует приток озона из средних широт в область озоновой дыры. Таким же методом было найдено, что в это время озон поступает в средние широты из экваториальной области [14].

График на рис. 33 демонстрирует изменение коэффициента корреляции как функции угла поворота по долготе β и сдвига по широте

α для фрагмента поля ОСО в виде кольца шириной от 70 до 75° ю.ш. в полярной области.

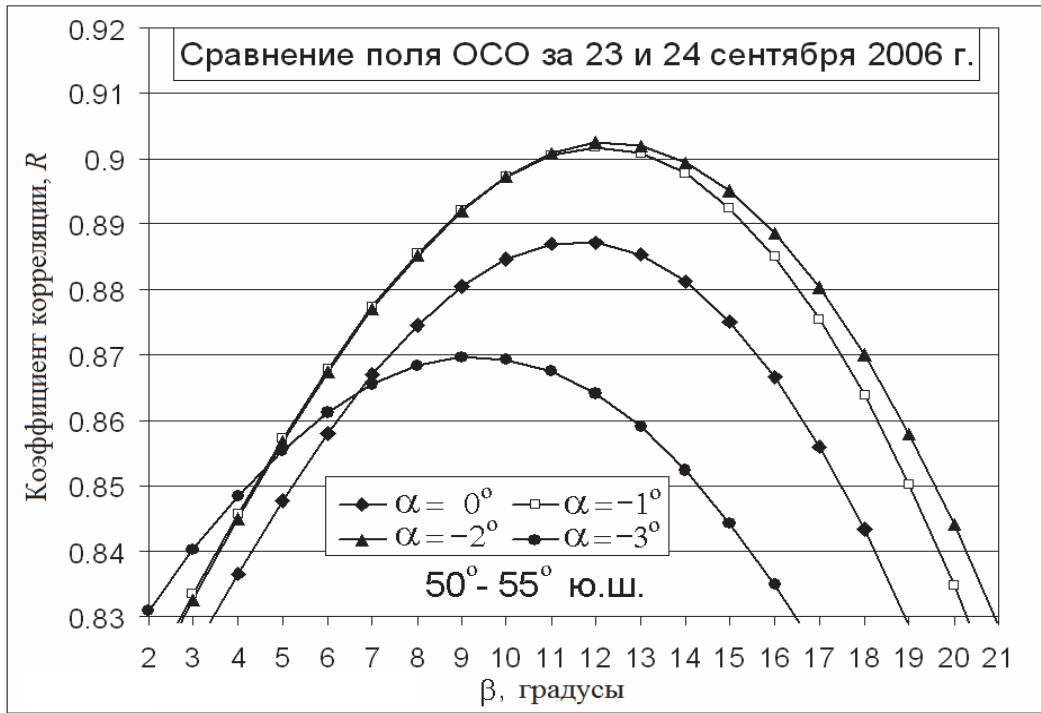


Рис. 32. Изменение коэффициента корреляции как функции угла поворота по долготе и сдвига по широте

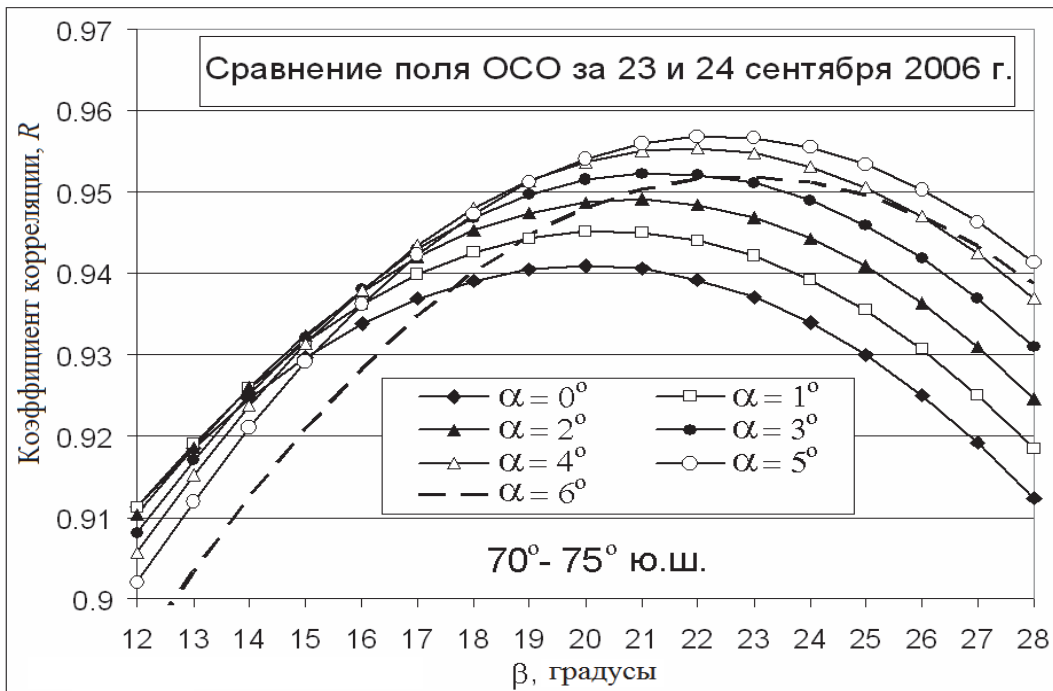


Рис. 33. Изменение коэффициента корреляции как функции угла поворота по долготе и сдвига по широте

Как следует из рис. 33, с 23 по 24 сентября 2006 г. фрагмент поля ОСО шириной от 70 до 75° ю.ш. повернулся на восток и сместился в направлении к экватору, здесь $\alpha > 0$. Глобальный максимум $\hat{R} = 0,9568$, это значение попадает в 98%-ный доверительный интервал от $0,952$ до $0,961$. Отметим, что коэффициент корреляции достигает значения $0,9568$ при $\alpha = 5^\circ$, при этом фрагмент от 23 сентября перемещается за пределы кольца $70\text{--}75^\circ$ ю.ш. в кольцо $65\text{--}70^\circ$ ю.ш., ближе к экватору. Это указывает на значительный отток озона из области озоновой дыры, лежащей на широтах выше 70° ю.ш., в средние широты [16]. Зональная скорость составила 23° , а меридиональная 5° в сутки. Последнее значение превышает скорость притока в озоновую дыру, найденную для области $50\text{--}55^\circ$ ю.ш.

Полученные результаты согласуются с известными данными [17], свидетельствующими о том, что в нижней стратосфере меридиональная скорость воздушных масс мала по сравнению с зональной скоростью.

Использование визуализации поля озона позволяет непосредственно наблюдать зональное и меридиональное движение облаков озона [18]. Отток масс озона из полярной области в средние широты во время формирования Антарктической озоновой дыры иллюстрирует рис. 34, на котором представлено изображение участка поля ОСО за 1 и 2 сентября 2006 г. для полярной области $70\text{--}75^\circ$ ю.ш. Видно, что облако озона сместилось за сутки со стороны Южного полюса в направлении средних широт (меридиональный перенос) и к востоку (зональный перенос).

Изображения участков поля озона за 9 и 10 октября 2006 г., которые показывают обратный процесс – поступление масс озона из умеренных широт в полярные в Южном полушарии, – представлены на рис. 35. Это явление происходит в октябре и ноябре и сопровождается восстановлением озонового слоя над Антарктидой.

На рис. 36 можно видеть движение масс озона в Северном полушарии 1 и 2 марта 2009 г. в полярные широты. Озон поступает в Арктику из средних широт и от экватора.

Пример графиков временных рядов средней угловой скорости \bar{W} , полученных с помощью метода атмосферного трассера и характеризующих зональное движение в широтной области $54,5\text{--}59,5^\circ$ в Южном и Северном полушариях, приведен на рис. 37.

График значений угловых скоростей зонального переноса масс озона \bar{W}_C в Северном полушарии в приполярной области $60\text{--}65^\circ$ с.ш.

приведен на рис. 38 для периода с 4 марта по 11 апреля 2011 г. В это время севернее Канады в течение 27 дней наблюдались минимальные значения ОСО (менее 250 е.Д.) [19]. В конце марта в течение недели значения ОСО падали даже до 220-230 е.Д., уменьшение озонового слоя в Арктике значительно превзошло все наблюдавшиеся ранее озонные аномалии.

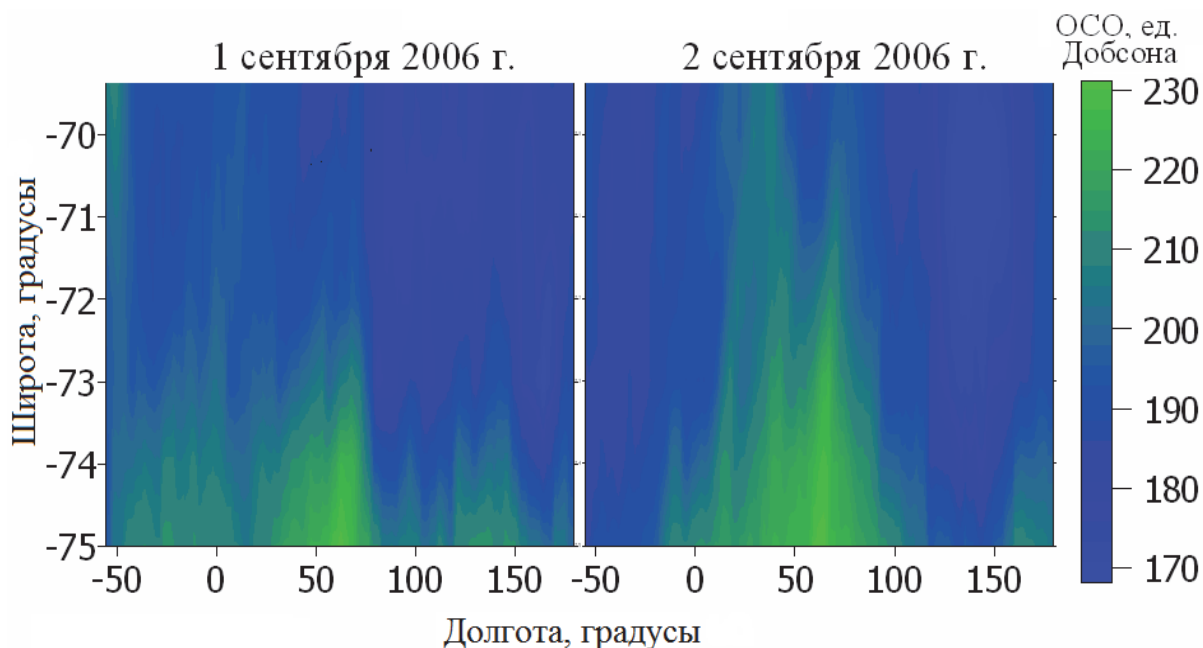


Рис. 34. Участок озонового слоя в Южном полушарии, 1 и 2 сентября 2006 г.

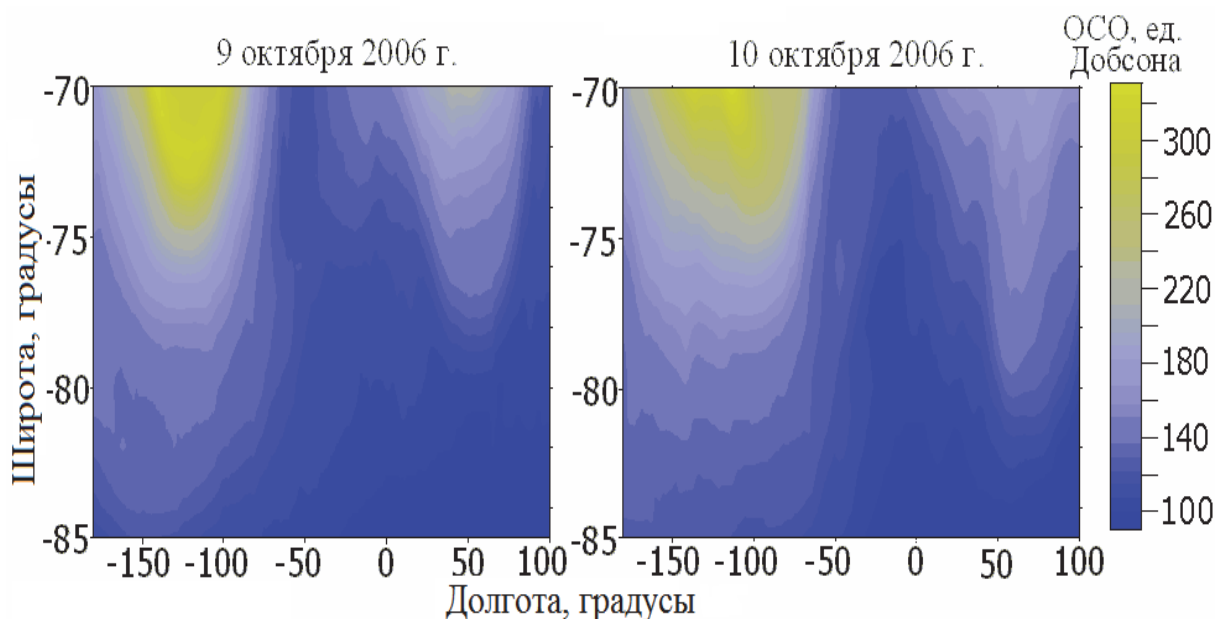


Рис. 35. Участок озонового слоя в Южном полушарии, 9 и 10 октября 2006 г.

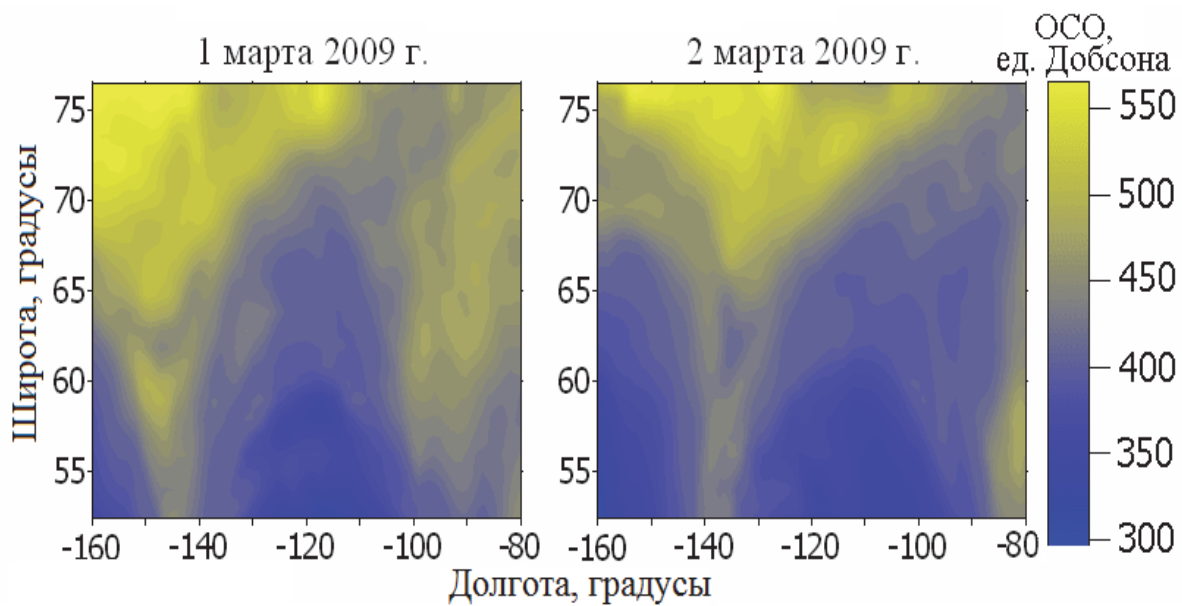


Рис. 36. Участок поля озона 50–75° с.ш.,
1 и 2 марта 2009 г.

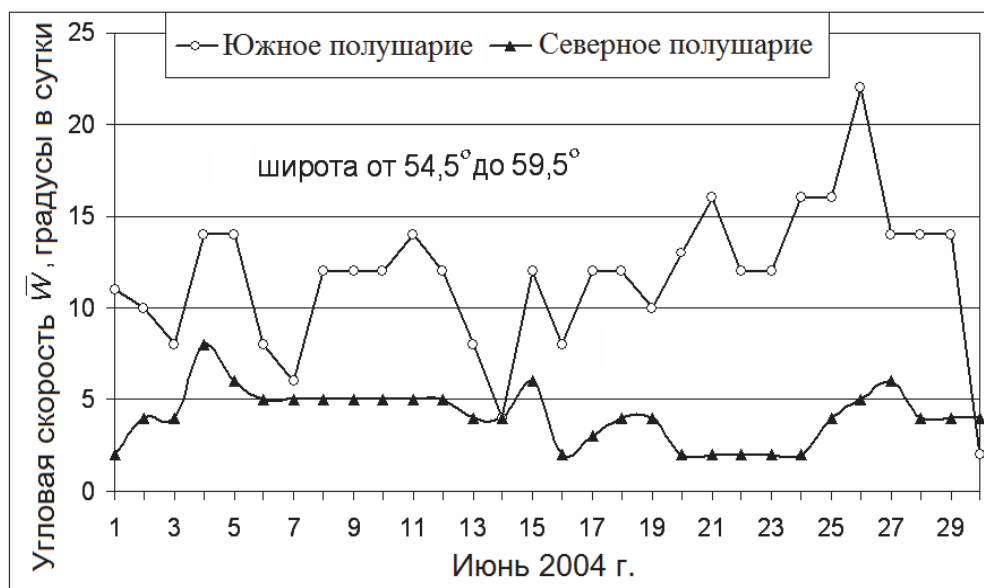


Рис. 37. Пример графиков временного ряда угловой скорости
зонального движения, найденного по методу трассера (озона)

Как можно видеть на рис. 38, в отдельные дни, 9 марта и 14 марта, угловая скорость \bar{W}_C возрастала до 19° в сутки. Значения \bar{W}_C уменьшались 29 марта до 2° в сутки и 3 апреля до 3° в сутки [20]. По данным Росгидромета [19], в конце марта и в начале апреля произошло потепление, что привело к смещению полярного циклона и могло повлиять на озоновый слой. В марте 2011 г. средняя зональная угловая скорость масс озона \bar{W}_C в этой области составила 11° в сутки. Это

значение почти в 2 раза больше величины $\bar{W}_C = 5,6^\circ$ в сутки, типичной для марта 1997-2004 гг. [21].

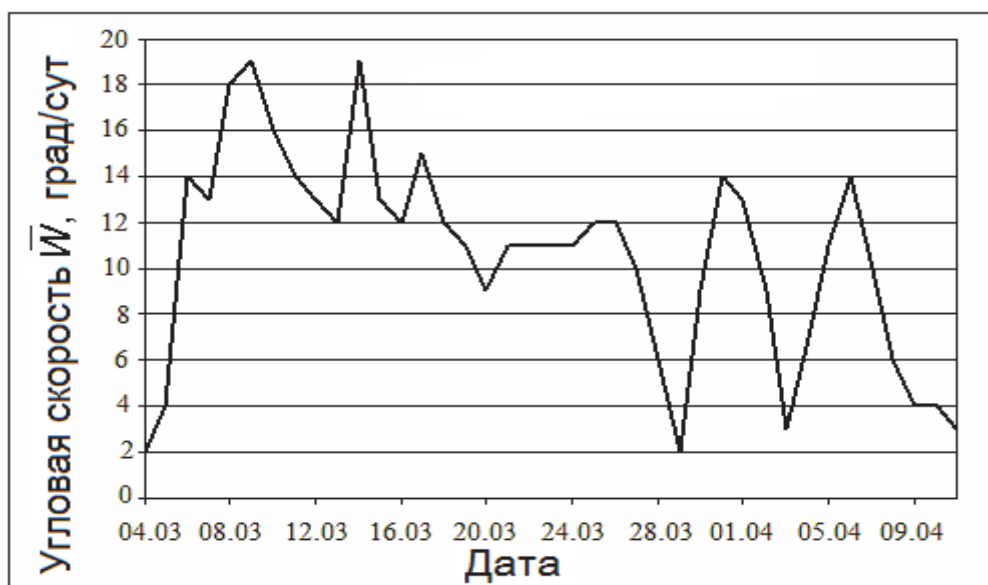


Рис. 38. Изменение угловой скорости в области $60\text{--}65^\circ$ с.ш. в весенний период 2011 г.

В нижней стратосфере Южного полушария каждый год период с 1 сентября по 31 октября характеризуется наибольшей динамической активностью [18]. На рис. 39 показан пример графика угловой скорости меридионального переноса масс озона на $70\text{--}75^\circ$ ю.ш., относящийся ко времени с 1 сентября по 31 октября 2006 г. Озон перемещается в обоих направлениях – от полюса в сторону средних широт и от средних широт в сторону полюса. График отражает смену направлений меридиональных движений и процессы оттока-притока масс озона.

Осень 2006 г. интересна тем, что в это время ОСО в Антарктической озоновой дыре составило 9 октября 82 е.Д., это минимальное значение за период 2000-2010 гг. До момента минимума, с 28 сентября до 3 октября, преобладал отток масс озона из полярной области в умеренные широты со средней меридиональной скоростью $0,33^\circ$ в сутки в сентябре. В октябре начинается интенсивное поступление озона в область озоновой дыры (средняя меридиональная скорость в октябре $-1,22^\circ$ в сутки) [18].

На рис. 40 приведена зависимость меридиональной скорости озона от широты за первую половину сентября 1997-2008 гг. по усредненным данным. Здесь же показан средний профиль общего содержания озона для весны 2006 г. Максимум ОСО (360 е.Д.) прихо-

дится на $42,5-47,5^\circ$ ю.ш., минимум (130 е.Д.) – на область Антарктической озоновой дыры (географическая широта -70° ю.ш. и выше).

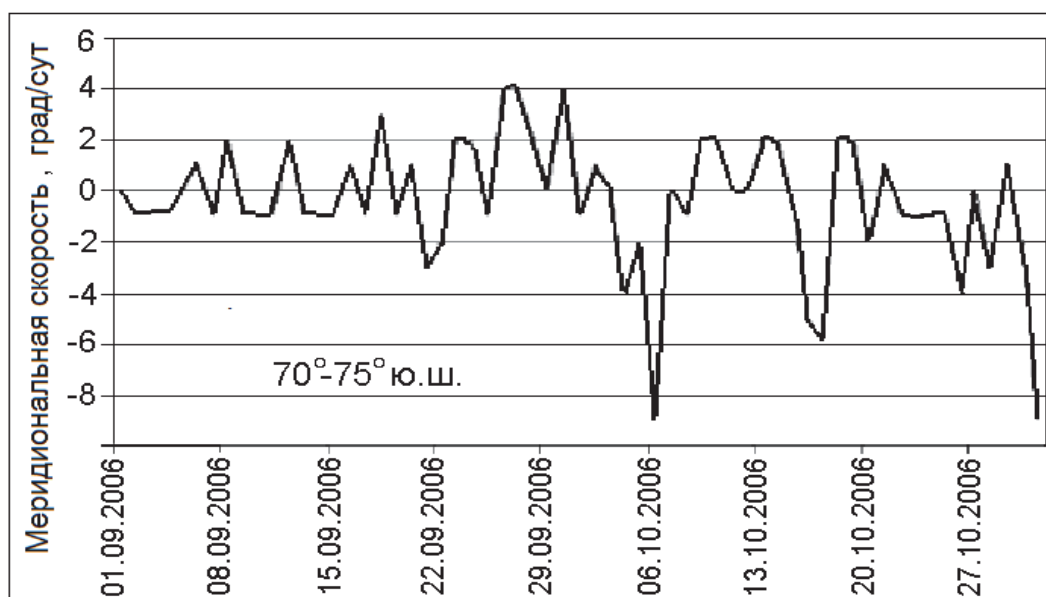


Рис. 39. Пример графика временного ряда скорости меридионального переноса озона, найденного по методу трассера (озона)



Рис. 40. Зависимость скорости меридионального переноса озона от широты и ОСО в Южном полушарии в сентябре

На рис. 40 (как и на рис. 39) положительным значениям меридиональной скорости (верхняя стрелка) соответствует приток масс озона из внутренней области ЦВ в кольцо циркумполярного вихря,

отрицательным (нижняя стрелка) – отток озона из области экватора в кольцо ЦВ и из кольца во внутреннюю область.

В рамках разработки метода атмосферного трассера (озона) был создан программный продукт, на основе корреляционно-экстремального алгоритма оценивающий скорость зонального и меридионального ветра в нижней стратосфере с погрешностью 1° в сутки.

Изучение движения озона и ОСО в циркумполярном вихре показало, что в сентябре происходит перераспределение масс озона [18, 20]. Озон вытекает из приполярной области в средние широты ($42\text{--}50^\circ$ ю.ш.), где происходит его накопление. В средних широтах количество озона возрастает, а в приполярной области уменьшается. Это является одним из факторов образования Антарктической озоновой дыры (АОД). Позже в область АОД поступает озон из тропиков и средних широт, озоновая дыра исчезает.

Изменение количества озона в АОД связано с динамическими процессами в нижней стратосфере. В весенний период происходит перераспределение масс озона между областью высоких и средних широт в Южном полушарии. Эти факты положены в основу новой теории образования и исчезновения АОД, изложенной в главе 8.

Было выполнено сравнение зональной скорости ветра, определенной по методу трассера (озона), со средними значениями зональной скорости ветра из базы данных системы реанализа MERRA (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application). Система MERRA разработана Офисом глобального моделирования и обработки данных NASA [22]. Одной из целей ее создания стало использование космических аппаратов для получения климатической информации. Применяются спутники серий POES, ERS, EOS, GOES и др., а также радиозонды [23-25]. Спутниковая аппаратура ATOVS позволяет находить вертикальные профили температуры и влажности на различных изобарических уровнях – от земной поверхности до 0,1 гПа [26]. По результатам измерений вычисляются скорость и направление ветра. Данные в системе MERRA обрабатываются каждые 3 часа, расчет производится с трехчасовым разрешением по времени для трехмерных моделей и с часовым разрешением для двумерных [27]. Пространственное разрешение на регулярной сетке по широте и долготе составляет $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ или $1,0^\circ \times 1,25^\circ$.

Зональная скорость ветра, найденная по методу трассера (озона), сравнивались со скоростью ветра из [28, 29] для изобарических поверхностей 50, 70 и 100 гПа для широты 60° в Северном и Южном

полушариях. Результаты сравнения для уровня 100 гПа можно видеть на рис. 41 и 42.

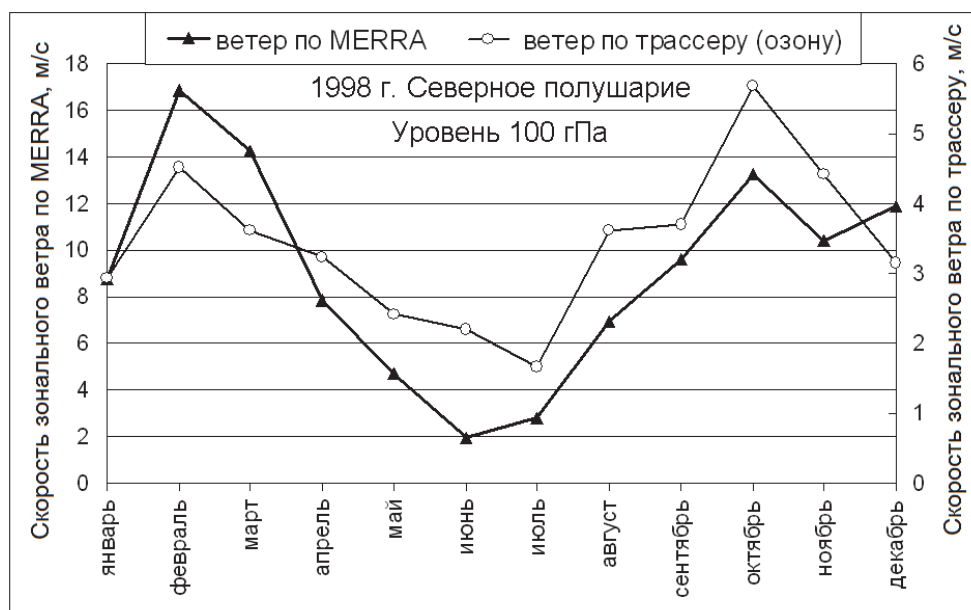


Рис. 41. Сравнение зональных скоростей по данным MERRA и трассеру (озона) для Северного полушария

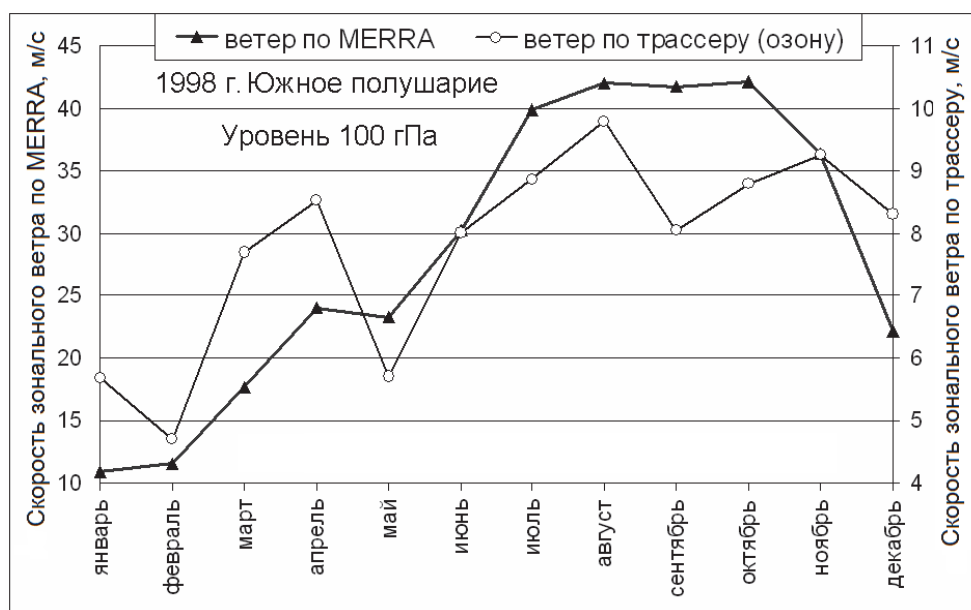


Рис. 42. Сравнение зональных скоростей по данным MERRA и трассеру (озона) для Южного полушария

Как следует из анализа рис. 41 и 42, зональная скорость по MERRA в 2-4 раза превосходит экспериментально найденную среднюю за сутки скорость зонального движения по методу трассера (озона). Однако коэффициент корреляции между рядами скорости по

MERRA и по методу трассера достаточно велик. Для Северного и Южного полушарий он составляет 0,7906, если данные MERRA взяты для уровня 100 гПа (высота 15-16 км). Для уровня 70 гПа он равен 0,7317 для Северного и 0,7402 для Южного полушарий, для уровня 50 гПа равен 0,7067 для Северного и 0,6961 для Южного полушарий.

6.3. Особенности зонального переноса масс озона в стратосфере

Метод атмосферного трассера (озона) позволил найти угловую скорость зонального движения масс озона в стратосфере \bar{W} относительно земной поверхности и изучить изменение средних значений угловой скорости в Северном \bar{W}_C и Южном полушариях $\bar{W}_{Ю}$.

В [30] установлено, что при увеличении моментов импульса зональных ветров в тропосфере усиливаются западные ветры и ослабевают восточные, и, наоборот, при уменьшении момента импульса атмосферы усиливаются восточные ветры и ослабевают западные. Следует отметить, что Н.С. Сидоренков [31] считает, что момент импульса также характеризует интенсивность зональной циркуляции в тропосфере и в первом приближении определяет угловую скорость вращения атмосферы как твердого тела относительно земной поверхности. Моменты импульса h_c и $h_{ю}$ рассчитывались Н.С. Сидоренковым [31] на основе средних значений зональных ветров за период 1961-2000 гг., полученных по данным реанализа NCEP/NCAR для тропосферы [32]. Согласно расчетам, среднегодовое значение момента импульса в Северном полушарии составило $h_c = 56 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹, а в Южном – $h_{ю} = 88 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹.

Представляет интерес сопоставление полученных нами оценок сезонных значений угловых скоростей \bar{W}_C и $\bar{W}_{Ю}$ в области 40-65° за период 1997-2005 гг. в стратосфере и сезонных значений колебаний моментов импульса зональных ветров h_c и $h_{ю}$ за 1961–2000 гг. в тропосфере для каждого из полушарий. Был рассчитан нормированный коэффициент корреляции между рядами значений \bar{W}_C и h_c в Северном полушарии, который оказался равным 0,98. В Южном полушарии коэффициент корреляции между рядами $\bar{W}_{Ю}$ и $h_{ю}$ составил 0,92. Таким образом, моменты импульса зональных ветров в тропосфере и угловые скорости зонального переноса в стратосфере тесно связаны. О наличии связи свидетельствуют графики на рис. 43 и 44.

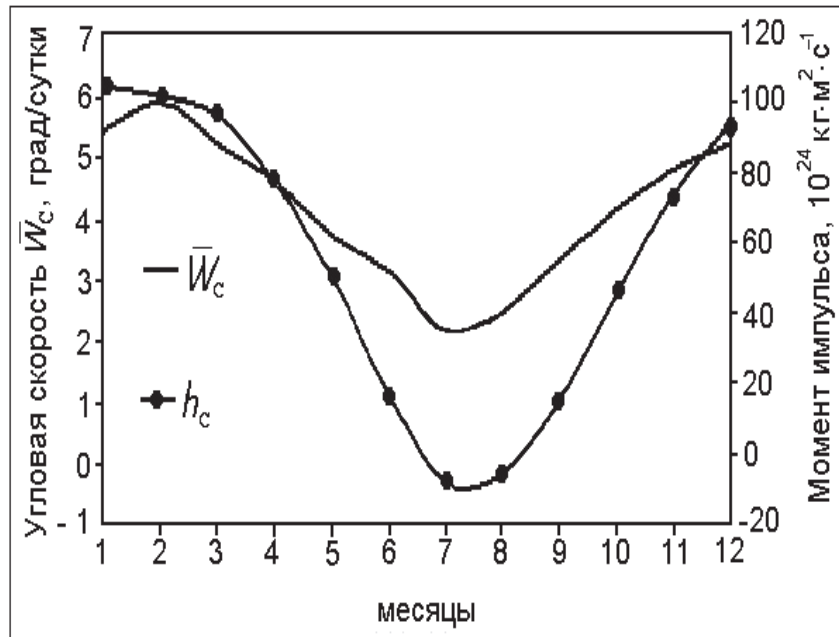


Рис. 43. Северное полушарие. Сезонное изменение угловой скорости \bar{W}_c зонального переноса масс озона в области 40-65° в стратосфере и вариации момента импульса зональных ветров в тропосфере h_c

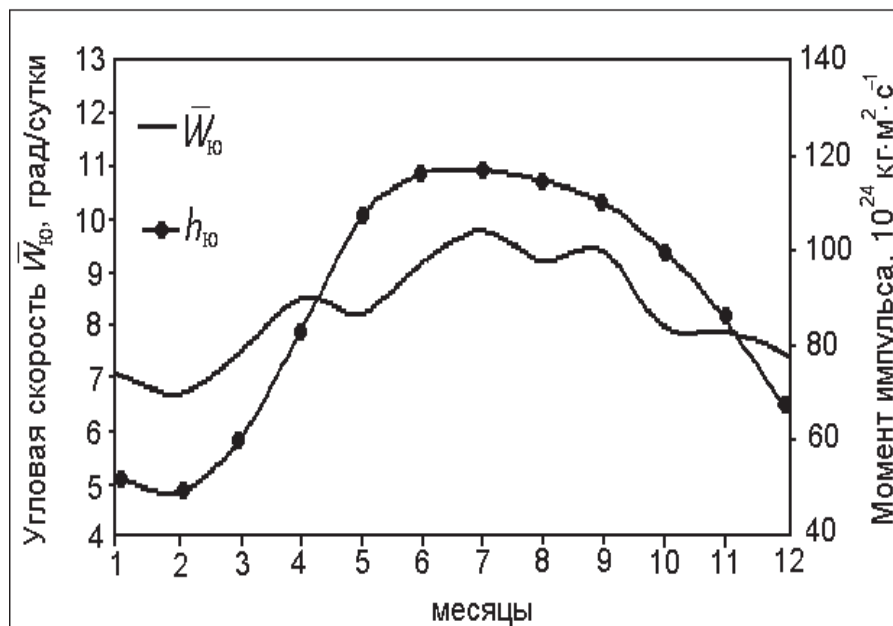


Рис. 44. Южное полушарие. Сезонное изменение угловой скорости $\bar{W}_{ю}$ зонального переноса масс озона в области 40-65° в стратосфере и вариации момента импульса зональных ветров в тропосфере $h_{ю}$

Из рис. 43 видно, что момент импульса зональных ветров в Северном полушарии h_c изменяется от максимального значения в январе ($105 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹) до минимального в июле ($-9 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹), минус оз-

начает движение с востока на запад. Следовательно, от января к июлю (сезон зима–лето) происходит замедление вращения тропосферы Северного полушария. Как видно из рис. 43, замедляется и нижняя стратосфера. От июля к январю (от лета к зиме) происходит ускорение вращения тропосферы, а также нижней стратосферы.

В Южном полушарии значение момента импульса достигает максимума в июле $h_{ю} = 117 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ (зимний период), а минимума – в феврале (летний период) $h_{ю} = 49 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Сезонная изменчивость момента импульса зональных ветров $h_{ю}$ характеризуется усилением вращения тропосферы Южного полушария от лета к зиме и наоборот, замедлением при переходе от зимы к лету (рис. 44).

Сравнение рис. 43 и 44 показывает, что в Северном полушарии угловая скорость зонального переноса масс озона в стратосфере изменяется в течение года более значительно, чем в Южном. Для Северного полушария отношение максимального и минимального значения скорости $\delta \bar{w}_c = 2,4$. Для Южного полушария это отношение равно $\delta \bar{w}_{ю} = 1,43$. Сравним эти данные с разностью между максимумом и минимумом момента импульса зональных ветров двух полушарий. Для Северного полушария эта разность составляет $\Delta h_c = 114 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, а для южного – $\Delta h_{ю} = 68 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Отношение $\delta \bar{w}_c / \delta \bar{w}_{ю} = 1,68$, это практически совпадает с отношением $\Delta h_c / \Delta h_{ю} = 1,67$.

Обнаружено, что в течение года сменяют друг друга два режима циркумполярного движения неравной продолжительности: в Северном полушарии 5 месяцев происходит замедление и 7 – ускорение, а в Южном – 7 месяцев замедление и 5 – ускорение. От февраля к июлю (зима – лето) происходит замедление вращения нижней стратосферы умеренных широт Северного полушария, а от июля к февралю (от лета к зиме) – ускорение. В Южном полушарии замедление вращения области средних широт происходит от июля к февралю, а ускорение – от февраля к июлю.

Глобальная оценка зональных ветров в нижней стратосфере до настоящего времени остается сложной задачей. Достаточно отметить, что непрерывное измерение скорости и направления ветра на всех просторах океанов пока что недостижимо. Использование метода атмосферного трассера (озона) на основе спутниковых данных позволяет ежедневно получать данные о ветре в нижней стратосфере и на основе этого оценивать ветер, по крайней мере, в верхней и, по-видимому, в средней тропосфере ежедневно для всего земного

шара как над сушей, так и над океанами. Это дает возможность оценивать моменты импульса h_c и $h_{ю}$ и другие метеорологические характеристики.

Существование циркуляции атмосферы обусловлено неоднородным распределением атмосферного давления (наличием барического градиента), вызванным в первую очередь неодинаковым притоком солнечной радиации на различных широтах Земли и различными физическими свойствами земной поверхности [17]. Важной чертой системы общей циркуляции считается западный перенос воздушных масс.

Измерения по методу атмосферного трассера (озона) позволили найти среднюю зональную скорость ветра в нижней стратосфере $\bar{U}_{стр}$ относительно земной поверхности. На рис. 45 показана зависимость значений $\bar{U}_{стр}$ от широты в 1997-2004 гг. Здесь же приведен график оценки средних значений зональной скорости ветра $\bar{U}_{тр}$ в тропосфере на уровне 850 гПа, построенный на основе реанализа данных National Center for Environmental/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) [31]. Как видно из рис. 45, зональная скорость движения масс воздуха в тропосфере и нижней стратосфере в обоих полушариях возрастает от субтропических к средним широтам. Максимальные значения зональной скорости в нижней стратосфере наблюдаются в областях ($40-50^\circ$ с.ш.) и ($50-55^\circ$ ю.ш.), совпадая с широтами максимумов значений скорости в тропосфере. В нижней стратосфере на этих широтах максимальные значения зональных скоростей $\bar{U}_{стр}$ составляют 4,8 м/с в Северном полушарии и 7,3 м/с в Южном. Таким образом, максимальная скорость ветра в нижней стратосфере Южного полушария больше максимальной скорости в Северном полушарии в $\sim 1,5$ раза.

В высоких и средних широтах зональный перенос направлен с запада на восток. В тропической области тропосферы и стратосферы наблюдается изменение направления движения на противоположное – востока на запад [33, 34]. Как видно из рис. 45, здесь скорость ветра в нижней стратосфере значительно превосходит скорость в тропосфере. По нашим данным, она иногда достигает 30 м/с.

Одной из физических характеристик атмосферы, которая определяет угловую скорость ее вращения как твердого тела с запада на восток относительно земной поверхности, является индекс зональности α Е.Н. Блиновой [35]. Этот параметр нередко используется в долгосрочных метеорологических прогнозах для характеристики интен-

сивности зонального движения воздушных масс. Атмосфера считается баротропной и на сферической Земле охвачена западно-восточным переносом. Относительная угловая скорость данного переноса в широтной области 40–65° составляет тысячную долю от скорости вращения Земли.

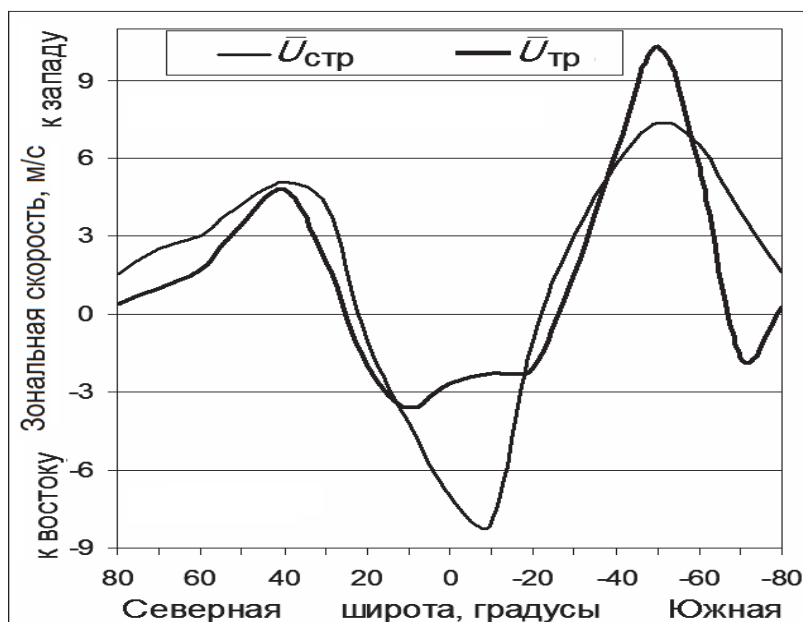


Рис. 45. Средняя зональная скорость ветра: в стратосфере $\bar{U}_{стр}$, измеренная по методу атмосферного трассера (озона) и в тропосфере $\bar{U}_{тр}$ по Н.С. Сидоренкову

Кроме того, индекс зональности α представляет собой отношение линейной зональной скорости движения атмосферы U_λ вдоль круга широты к расстоянию $r = R_3 \cdot \cos \varphi$ до оси вращения Земли, где R_3 – средний радиус Земли, равный 6371 км. Таким образом, параметр α можно представить в следующем виде [17]:

$$\alpha = \frac{U_\lambda}{\omega \cdot R_3 \cdot \cos \varphi}. \quad (26)$$

В нашем случае зональный индекс α вычислен как отношение средней угловой скорости \bar{W} движения масс озона относительно земной поверхности в области 40–65° к угловой скорости вращения Земли, составляющей $\omega = 7,2922 \cdot 10^{-5}$ рад/с [14]:

$$\alpha = \frac{\bar{W}}{\omega} \cdot 10^3. \quad (27)$$

Зональный индекс рассчитывался отдельно для Северного и Южного полушарий. Необходимо отметить следующие закономерности индекса зональности. Во-первых, параметр α имеет сезонный цикл: в Северном полушарии наибольшие значения α принимает зимой, а наименьшие – летом. Во-вторых, индекс α изменяется при смене форм циркуляции: высокие значения характеризуют усиление зональной циркуляции, а низкие – меридиональной.

На рис. 46 представлены вариации параметра α в Северном и Южном полушарии за 1997-2004 гг. Коэффициент корреляции между этими рядами составил $R = -0,88$, что свидетельствует о наличии статистически значимой связи между изменениями интенсивности зонального движения масс озона в разных полушариях [14]. Здесь же приведен график вариаций индекса зональности за 2003 г. для Южного полушария. Нетрудно увидеть, что поле ОСО в нижней стратосфере умеренных широт Южного полушария вращается быстрее Северного в среднем, в 1,8 раза.

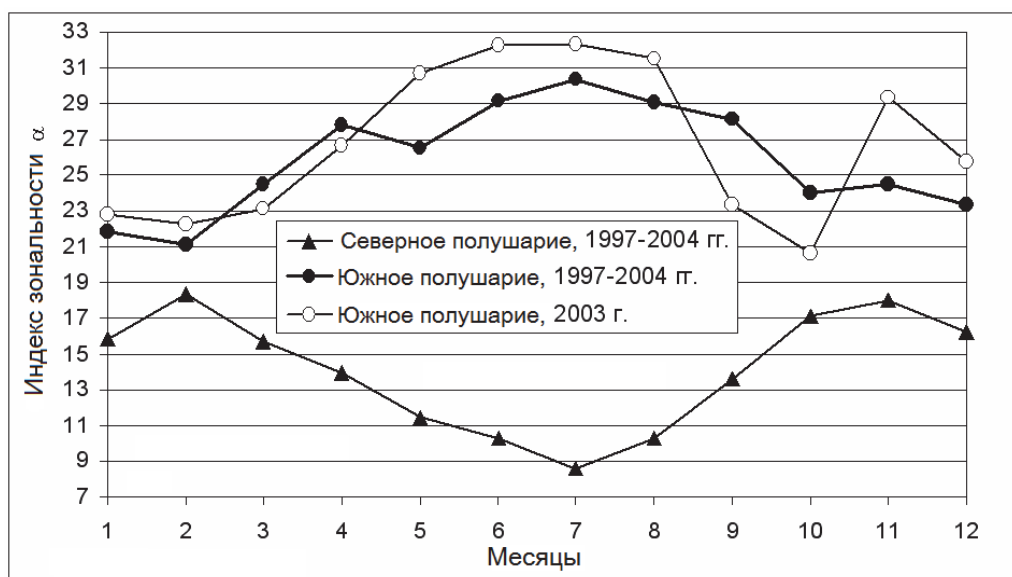


Рис. 46. Интенсивность зонального движения масс озона в Северном и Южном полушариях, характеризуемая индексом зональности α

Ранее Н.С. Сидоренковым был получен результат, свидетельствующий о данном атмосферном эффекте только для тропосферы [31]. В частности, им были рассчитаны в масштабе полушария периоды обращения $T_{Ю}$ и $T_{С}$ Южного и Северного полушарий соответственно относительно земной поверхности. Оказалось, что $T_{Ю} = 58$ сут, а $T_{С} = 92$ сут, т.е. на высотах нижней стратосферы воздушные массы в Южном полушарии вращаются быстрее, чем в Северном, в среднем, в 1,6 раза.

В [36] обнаружены особенности в изменениях интенсивности зонального движения в тропосфере: ослабление циркуляции Брюера – Добсона в зимне-весенний период и ее усиление в осенне-зимний в обоих полушариях. Как видно из рис. 46, в осенне-зимний период индекс зональности α в стратосфере увеличивается, а в зимне-весенний период – уменьшается. Максимальное значение $\alpha_c = 18,4$ в Северном полушарии характерно для февраля, а в Южном – для июля ($\alpha_{ю} = 30,4$). Минимальное значение $\alpha_c = 8,6$ наблюдается в июле, а минимум $\alpha_{ю} = 21,1$ – в феврале.

Наибольшие изменения в интенсивности зонального движения для максимумов α_c обнаружены в феврале: в Северном полушарии в 2000 и 2002 гг. до $\alpha_c = 22$ и $\alpha_c = 22,5$ соответственно. В 2001 г. параметр зональности составил $\alpha_c = 11,6$. Таким образом, в феврале 2000 и 2002 гг. интенсивность зональных движений масс озона возросла, а в 2001 г. уменьшилась. С точки зрения нарушения зонального движения в умеренных широтах Южного полушария аномальными оказались зимне-весенние периоды 2002 и 2003 гг. (рис. 46). Так, в 2002 г. индекс $\alpha_{ю}$ уменьшился с 30,2 (в июле) до 22 (в августе). Как известно, в этот год в Антарктике наблюдались две озоновые дыры [37]. В 2003 г. параметр зональности $\alpha_{ю}$ уменьшился с 32,3 (в июле) до 20,6 (в октябре). Отметим, что именно в октябре – ноябре 2003 г. было зарегистрировано аномальное усиление солнечной активности и наблюдались протонные вспышки на Солнце [38].

Зональная циркуляция поля ОСО в течение года в разных полушариях изменяется в противофазе. Для Северного полушария в зимнее время происходит усиление зональной циркуляции поля ОСО, а в летнее время – ослабление. Перенос масс озона усиливается в первый период и ослабевает во второй. Происходит увеличение количества озона в зимний период в каждом полушарии, что отражается в годовом ходе озона. Таким образом, полученные результаты, по видимому, подтверждают гипотезу Дютша – Добсона [39] о сезонном механизме накопления количества озона. Изменения в годовом ходе ОСО непосредственно связаны с зональной циркуляцией нижней стратосферы.

В 60-е гг. г. Добсоном и А.Х. Хргианом было высказано предположение, что межполушарные различия в распределении глобального поля озона, возможно, связаны с различием в стратосферной динамике двух полушарий [40, 41]. Наши результаты подтверждают эту гипотезу.

Список литературы к главе 6

1. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/pub/toms/>.
2. Рытов С.М. Введение в статистическую радиофизику. Ч. 1. Случайные процессы. – М.: Наука, 1976. 484 с.
3. Колемаев В.А., Староверов О.В., Турундаевский В.Б. Теория вероятностей и математическая статистика. – М.: Высшая школа, 1991. 399 с.
4. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/pub/omi/data/zonal_means/ozone/
5. Калиткин Н.Н. Численные методы. – М.: Наука, 1978. 512 с.
6. Cressie N., Wikle C.. Statistics for Spatio–Temporal Data. – N.Y.: John Wiley & Sons, 2011. 624 p.
7. Силкин К. Ю. Геоинформационная система Golden Software Surfer 8. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. 66 с.
8. Кашкин В.Б., Игнаткин В.В., Рублева Т.В., Григорьев А.С. Анализ пространственных вариаций озонового слоя в Южном полушарии по данным спутника // Материалы Всероссийской научной конференции «Модели и методы обработки изображений (ММОИ-2007)». – Красноярск: СФУ, 2007. С. 43–45.
9. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. – СПб.: Санкт-Петербург. ун-т, 2010. 129 с.
10. Kashkin V.B., Khlebopros R.G., Kolyada M.N. Satellite total ozone as an indicator of stratospheric dynamics: a new interpretation of ozone holes. – Paris: Institute des Hautes Etudes Scientifiques: IHES/M/02/02, 2002. 18 p.
11. Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. 352 с.
12. Кашкин В.Б., Рублева Т.В. Исследование озонового слоя Земли по спутниковым данным // Труды VII Международной конференции «Идентификация систем и задачи управления». – М.: Ин-т проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, 2008. С. 544–557.
13. Кашкин В.Б., Рублева Т.В., Хлебопрос Р.Г. Новый подход к исследованию озонового слоя // Материалы Международной конференции «Моделирование динамических систем и исследования стабильности». – Киев, 2009. С. 213.
14. Кашкин В.Б., Рублева Т.В. Зональное движение масс озона в нижней стратосфере по спутниковым данным TOMS // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т.27. № 9. С. 826–832.

15. Белоглазов И.Н., Тарасенко В.П. Корреляционно-экстремальные системы. – М.: Сов. радио, 1974. 410 с.
16. Кашкин В.Б., Рублева Т. В. Исследование горизонтального движения в нижней стратосфере методом атмосферного трассера // Материалы XVIII Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. D: Физика атмосферы», Иркутск, 2-6 июля 2012. – Томск: ИОА СО РАН, 2012. С. 200–203.
17. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 751 с.
18. Кашкин В.Б., Рублева Т.В., Хлебопрос Р.Г. Природоохранная геофизика: проблемы озонового щита планеты // Инженерная экология. 2009. № 4. С. 18–33.
19. Ананьев Л.Б., Звягинцев А.М., Кузнецова И.Н., Нахаев М.И. Особенности общего содержания озона и циркуляции в нижней стратосфере в зимне-весенний период 2011 года // Труды Гидрометцентра России. 2012. Вып. 347. С. 44–60.
20. Кашкин В.Б., Рублева Т.В. Изучение зональной циркуляции озона в нижней стратосфере средних широт на основе спутниковых данных / Материалы XX Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. D: Физика атмосферы», Новосибирск, 23 – 27 июня 2014 г. – Томск: ИОА СО РАН, 2014. С. 143–147.
21. Кашкин В. Б., Рублева Т. В., Хлебопрос Р.Г. Арктическая озонная аномалия 2011 года / Тезисы докладов XVII Всероссийского симпозиума с международным участием 27 июля –2 августа 2014 г. Красноярск, 2014. С. 22.
22. Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M.G., et al. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications // Journal of Climate. 2011. V. 24. P. 3624–3648.
23. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://gmao.gsfc.nasa.gov/merra/>.
24. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://goespoes.gsfc.nasa.gov/>
25. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://www2.ncdc.noaa.gov/>
26. Li J., Wolf W., Menzel P.. Global Soundings of the Atmosphere from ATOVS Measurements: The Algorithm and Validation // Journal of Applied Meteorology. 2000. V. 39. Is. 8. P. 1248–1268.
27. Rienecker M.M., Suarez M.J., Todling R., Bacmeister J., Takacs L., Liu H.-C., Gu W. et al. The GEOS-5 Data Assimilation System–

- Documentation of Versions 5.0.1, 5.1.0, and 5.2.0. / NASA/TM–2008–104606. 2008. V. 27. 117 p.
28. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/wind_1995_MERRA_NH.html.
 29. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/wind_1995_MERRA_SH.html.
 30. Сидоренков Н.С., Свиренко П.И. Многолетние изменения атмосферной циркуляции и колебания климата в первом естественном синоптическом районе // Труды Гидрометцентра СССР. 1991. Вып. 316. С. 93–105.
 31. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли. – М.: Физматлит, 2002. 382 с.
 32. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L. and et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bulletin of the American Meteorological Society. 1996. V. 77. P. 437–471.
 33. Монин А.С. Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. 247 с.
 34. Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М. Элементы общей циркуляции и распределение влагозапаса атмосферы Земли / Препринт ИКИ РАН, 2008. № 2144. С. 1–18.
 35. Гутерман И.Г. Распределение ветра над северным полушарием. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. 252 с.
 36. Randel W.J., Wu F., Stolarski R. Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux // Journal of the Meteorological Society of Japan. 2002. V.80. № 4B. P. 849–862.
 37. Kondragunta S., Flynn L.E., Neuendorffer A., Miller A.J., Long C., Nagatani R. and et al. Vertical Structure of the Anomalous 2002 Antarctic Ozone Hole // Journal of the Atmospheric Sciences 2005. V. 62. Is. 3. P. 801–811.
 38. Веселовский И.С., Панасюк М.И., Авдюшин С.И. и др. Солнечные и гелиосферные явления в октябре-ноябре 2003 г.: причины и следствия // Космические исследования. 2004. Т. 42. № 5. С. 1–57.
 39. Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. 287 с.
 40. Dobson G.M.V. Forty years' research on atmospheric ozone at Oxford university: a history // Applied Optics. 1968. V. 7. № 3. P. 387–405.
 41. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. 291 с.

Глава 7

Долговременная изменчивость общего содержания озона

7.1. Оценки долговременных вариаций озонного слоя

За содержанием озона в атмосфере следит мировая сеть из около 140 наземных озонметрических станций, очень неравномерно распределенных по территории суши. Такая сеть практически не может регистрировать аномалии в глобальном распределении озона, даже если их линейный размер достигает тысячи километров. Начиная с середины 1920-х гг. самые длинные ряды ОСО получены озонметрической станцией Ароза (Швейцария). Измерения показали, что ОСО уменьшается, но низкие значения были зафиксированы уже давно, когда антропогенное воздействие на озоновый слой было намного меньше, чем в современных условиях.

Ежедневные цифровые карты глобального распределения ОСО получены с 1978 г. с помощью оптической аппаратуры TOMS, OMI и аналогичной, установленной на искусственных спутниках Земли. Эти карты доступны, например, на сайте NASA [1]. Правда, в зимний период (в каждом из полушарий) Солнце не освещает полярные области и получение спутниковой информации о состоянии озонового слоя в них невозможно. К тому же данные, полученные с помощью прибора TOMS на высоких широтах, завышены по сравнению с наземными данными, особенно летом в Южном полушарии [2]. ОСО практически не изменяется в тропических широтах (от 25° ю.ш. до 25° с.ш.) [3]. Поэтому о глобальном изменении ОСО с течением времени целесообразнее судить по данным на средних широтах, например, в кольце от 37,5° до 57,5° или от 40 до 60° в каждом из полушарий.

В качестве примера на рис. 47 представлены графики временных рядов среднего суммарного ОСО в кольце широт от 37,5° до 57,5° для

Северного и для Южного полушарий за период с 1978 по 1993 г. (спектрометр TOMS, космический аппарат NIMBUS-7 – табл. 2). При построении использованы данные о зональных средних (zonal means) с сайта [1]. Временные ряды содержат тренды, квазипериодические (сезонные) компоненты с периодом около одного года и случайные колебания.

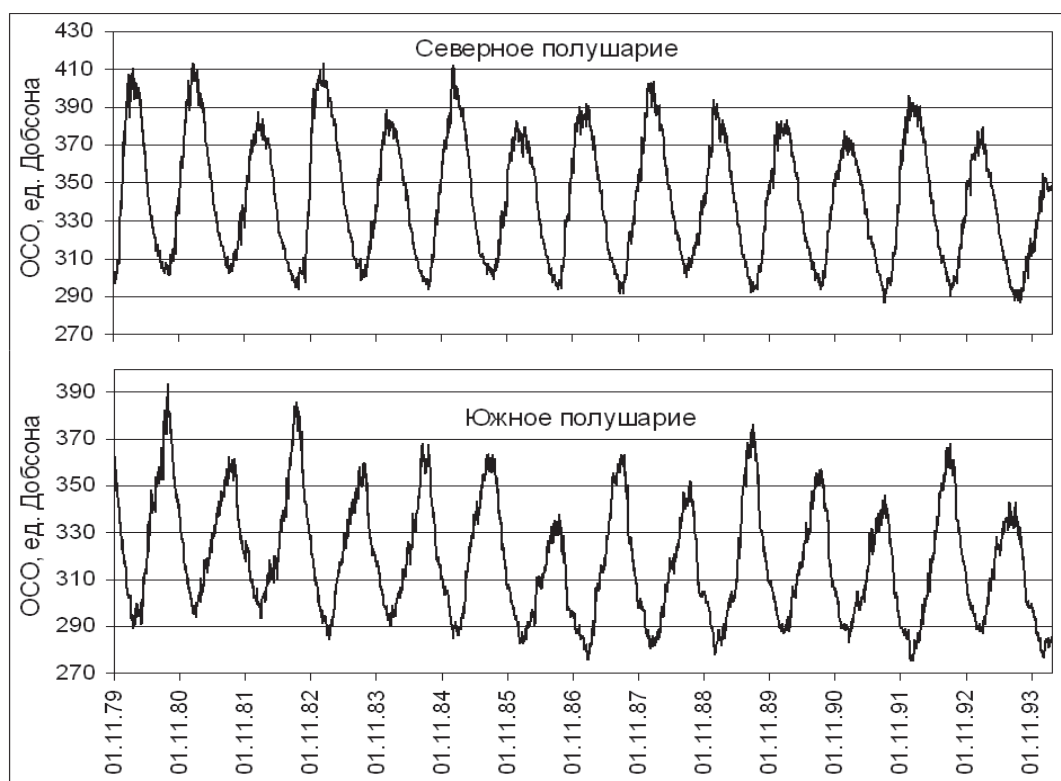


Рис. 47. Графики временных рядов среднего ОСО за 1978-1993 гг.

На рис. 47 прослеживается сезонная изменчивость ОСО: максимумы регистрируются весной, а минимумы – осенью каждого из полушарий. Графики значений ОСО для Южного и Северного полушарий находятся в противофазе, они сдвинуты на полгода относительно друг друга.

Анализ спутниковых и наземных данных, в принципе, позволяет найти тренды ОСО, по ним оценить скорость деградации или восстановления озонового слоя и предсказать дальнейшую его эволюцию [4]. Проблема состоит в том, что эти тренды слабо выражены, их трудно выделить и оценить. Как отмечается в материалах 2006 г. Всемирной метеорологической организации (WMO) и Программы Организации Объединенных Наций по окружающей среде (UNEP), посвященных реализации Монреальского протокола, прогноз состояния озонового

слоя остается неопределенным, существующие химические модели не позволяют точно воспроизвести наблюдаемые вариации ОСО, ожидается медленное увеличение глобального ОСО в ближайшие десятилетия [3]. Приводимые в литературе сведения о скорости изменения озонового слоя Земли достаточно противоречивы.

По наземным и спутниковым измерениям общего содержания озона в отдельных регионах Северного и Южного полушарий было обнаружено активное уменьшение его количества, которое началось в конце 1950-х гг. [5]. На глобальном уровне статистически значимая убыль ОСО, причины которой остаются неясными окончательно до сих пор, была выявлена в конце 70-х гг. Считается, что основной вклад в деградацию озонового слоя внесло весеннее уменьшение общего содержания озона в полярных широтах.

В 1958-1970 гг. тенденция уменьшения суммарного озона не была устойчивой [6]. По данным наземных станций в 1958-1961 гг., в Северном полушарии количество озона снижалось со скоростью $(4,7 \pm 1,5 \%)$, а в Южном – возрастало со скоростью $(2,5 \pm 2,3 \%)$. В период с 1961 по 1970 г. тренды ОСО поменяли знаки: в Северном полушарии ОСО увеличилось со скоростью $(11,3 \pm 2,3 \%)$, а в Южном – уменьшилось со скоростью $(2,1 \pm 1,6 \%)$.

В 1970-1980 гг., по материалам WMO и UNEP [7], не было обнаружено статистически значимого снижения глобального содержания озона. Однако из результатов модельных расчетов с учетом прогноза роста концентрации диоксида углерода, метана, оксида азота и галогенкарбонатов следует, что на всех широтах ОСО должно было уменьшиться в год менее чем на 0,5 % летом и менее чем на 0,5-1 % зимой, причем в наибольшей степени содержание озона снижалось в высоких широтах.

С начала 80-х гг. по наземным и спутниковым данным в полярных и умеренных широтах Северного и Южного полушарий было выявлено статистически значимое уменьшение общего содержания озона [8]. В частности, в 1979-1986 гг. по оценкам, полученным на основе спутниковых и наземных данных, отрицательный тренд ОСО составил 0,34 % в год [9]. В 1980-1992 гг., как отмечается в [10], по спутниковым данным количество стратосферного озона уменьшалось со скоростью $(2,5 \pm 1,4 \%)$ за 10 лет. Причем с 1992 г. тенденция убыли ОСО увеличивалась значительно быстрее, чем можно было предсказать из анализа тренда. С января 1979 г. до весны 1994 г. скорость уменьшения содержания озона в средних широтах Северного и Южного полушарий составила 4-5 % за десятилетие [11]. В Северном по-

лушарии наиболее часто снижение концентрации озона отмечалось над Исландией, Гавайскими островами и Красным морем.

Устойчивая тенденция к сокращению озонового слоя в весенний период для различных географических регионов показана на рис. 48. В арктическом и субарктическом регионе (область широт 65° - 90° с.ш.) в 1990-2000 гг. ОСО уменьшилось на $\sim 7\%$ (рис. 48, а). На метеостанции Ароза ($46^{\circ}46'$ с.ш., $9^{\circ}40'$ в.д.) в Швейцарии на основе долговременных наблюдений было выявлено уменьшение общего содержания озона, начиная с 1973 г. (рис. 48, б) [12]. На станции Halley Bay ($75^{\circ}35'$ ю.ш., $26^{\circ}39'$ з.д.) в Антарктиде ОСО в 1990-2000 гг. уменьшилось на 20% (рис. 49, в).

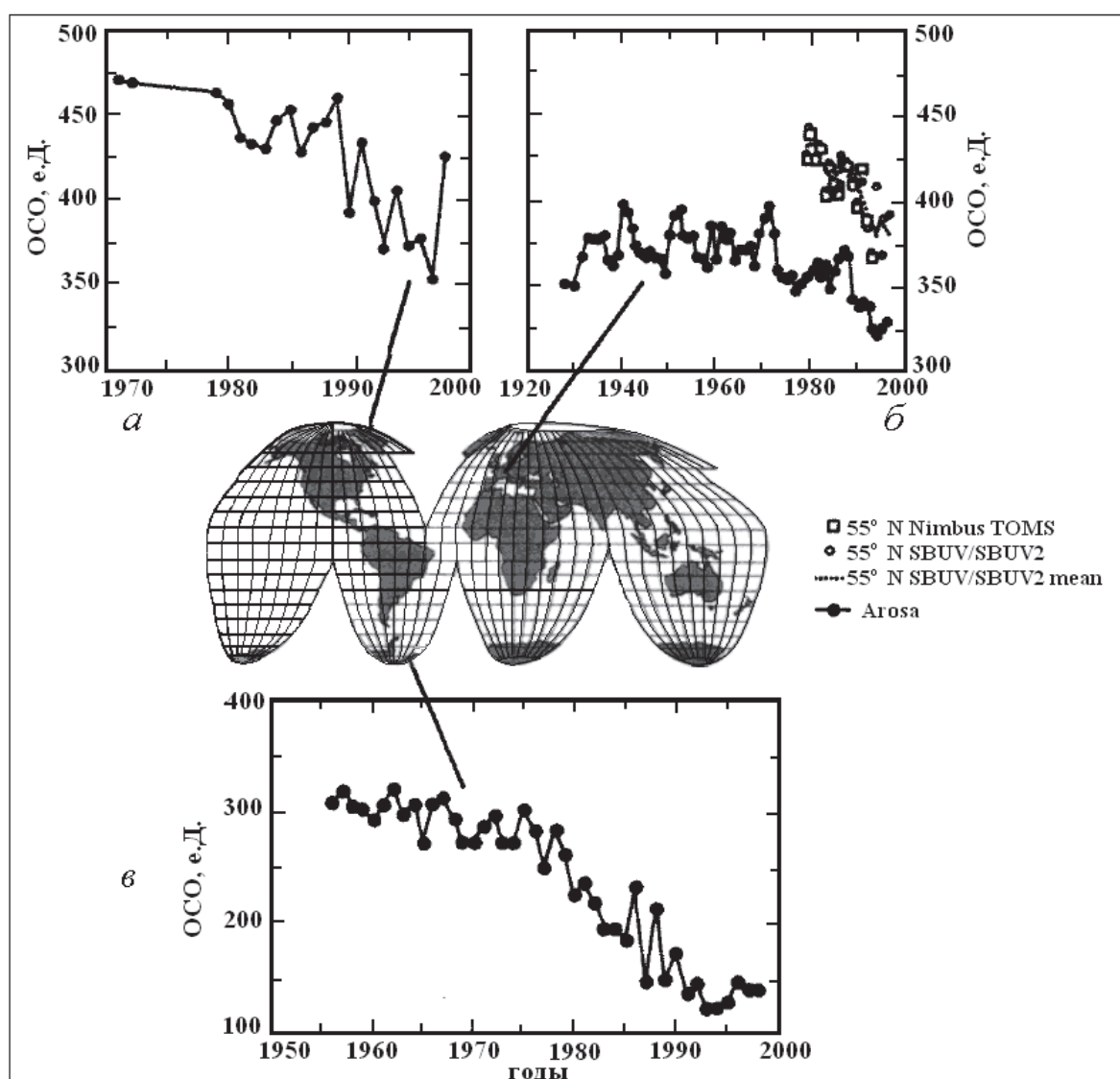


Рис. 48. Изменение количества озона в весенний период в Арктике (65° - 90° с.ш.) (а), в Арозе – Швейцария (б), на Антарктической станции Halley Bay (в)

Как показано в [13], в Арозе тренд ОСО за 1926-1973 гг. был положительным и составил +0,1 % в год, а тренд за 1973-1993 гг. – отрицательным и равнялся –2,9 %. Таким образом, тенденция уменьшения количества озона была выявлена еще в начале 70-х гг. XX в. Считается, что вариации суммарного озона над Арозой тесно связаны с климатическими изменениями Северного полушария (в частности с Арктической осцилляцией) [5].

Дальнейшие исследования деградации озоносферы, проведенные, например, с помощью метода множественного регрессионного анализа, учитывающего 11-летние циклы солнечной активности и выбросы вулканического аэрозоля, показали, что тренд ОСО за 1986-1996 гг. убывает в среднем со скоростью $(1,9 \pm 0,6 \%)$ за 10 лет, т.е. менее 0,2 % в год [14]. Обнаружено, что в Северной и Центральной Европе зимой и весной (декабрь – апрель) ОСО снижается быстрее (6-10 % за 10 лет), чем летом и осенью (июнь – ноябрь) – (0,1-6 % за декаду). Такая убыль ОСО превышает средний показатель истощения озона в умеренных широтах Северного полушария, что указывает на различную региональную изменчивость общего содержания озона.

В обзоре WMO за 1998 г. [15] отмечается, что в зимне-весенний период 1979-1991 гг. в широтной области ($25-60^\circ$) линейные тренды характеризуют уменьшение общего содержания озона на 4,0 % за 10 лет. В Северном полушарии в летне-осенний период ОСО уменьшалось на 1,8 %, а в Южном – на 3,8 %. В зимне-весенний период 1994-1997 гг. отрицательный линейный тренд ОСО составил около 7,6 % за декаду. Скорость убыли озона в среднем в течение года в Северном полушарии составила 3,4 %, а в Южном – 7,6 %.

В материалах WMO и UNEP [11] указывается, что в 1997-2000 гг. по сравнению с 1980 г. в средних широтах Южного полушария убыль ОСО составила около 6 % за десять лет. В средних широтах Северного полушария в зимне-весенний период уменьшение общего содержания озона происходило примерно на 4 % и в летне-осенний – на 2 %. В тропиках в количестве озона не произошло никаких существенных изменений. Глобальные потери ОСО составили около 3 %.

За 1978-2003 гг. убыль глобального озона оценена в 1,6 % (на 12 е.Д.) за 10 лет, в том числе в Северном полушарии 1,4 % (11 е.Д.), а в Южном — 1,8 % (13 е.Д.) [16]. В 2002-2005 гг. (по сравнению с периодом 1964-1980 гг.), по данным WMO и UNEP [11], в средних широтах Северного полушария содержание озона было приблизительно на 3 % меньше, а для аналогичных широт Южного полушария коли-

чество озона ниже примерно на 6 %. Это повторяет цифры уменьшения общего содержания озона, приведенные в [8]. Однако, как указывают WMO и UNEP, между 2000 и 2012 гг., по спутниковым и наземным данным ОСО в интервале 60° ю.ш. - 60° с.ш., по-видимому, возросло на 1 % [17].

Из изложенного следует, что с начала 80-х годов до начала XXI в. по различным группам наземных и спутниковых данных выявлено уменьшение содержания озона в зависимости от сезона, региона и на глобальном уровне. Полученные оценки изменения ОСО оказались достаточно противоречивыми. К сожалению, нередко в работах отсутствуют как описания методов предварительной обработки исходных временных рядов ОСО, так и конкретные методики расчета параметров трендов и их значимости.

Таким образом, несмотря на выявленную тенденцию уменьшения, а в последнее время и увеличения озонового слоя, причины его изменения по-прежнему остаются предметом научных дискуссий. Учет наблюдений последних лет существенно изменяет оценки трендов ОСО в средних и высоких широтах Северного и Южного полушарий. Однозначного ответа о доминирующей роли антропогенного фактора дать не удалось. Механизмы изменения озонового слоя и количественные данные о трендах озона в атмосфере остаются до конца невыясненными.

7.2. Выделение тренда с помощью аппарата сингулярного спектрального анализа

Выделение слабовыраженного тренда на фоне шума и периодического сигнала большой интенсивности является одной из наиболее сложных задач анализа временных рядов. Для выделения тренда ОСО чаще всего используются среднемесячные значения, реже ежедневные. Применяется кусочно-линейная аппроксимация по методу наименьших квадратов (МНК), сглаживание скользящим окном, авторегрессионный, ковариационный и Фурье-анализ, экспоненты Херста и др. [14, 18, 19].

В нашей работе для анализа временных рядов ОСО использовался аппарат сингулярного спектрального анализа «ССА Гусеница», или SVD, Singular Value Decomposition, позволяющего исследовать стационарные и нестационарные временные ряды [20, 21]. Особен-

ность метода заключается в том, что для длинных рядов со случайной составляющей «ССА Гусеница» ведет себя аналогично линейному фильтру, настроенному на стохастическую структуру исходного ряда. Результатом применения метода ССА является не только определение структуры ряда, т.е. разложение на тренды, периодические составляющие и шум, но и обнаруживаются изменения во внутренней структуре исходного процесса. Возможно выполнение прогноза исследуемого ряда.

Метод «Гусеница» основан на анализе главных компонент (АГК). Ранее связь между классическими методами анализа стационарных временных рядов и АГК была рассмотрена в [22]. В настоящее время метод ССА не нашел еще широкого применения в технических приложениях. Ряд примеров использования ССА «Гусеница» приведен в [23]. В [24, 25] этот метод использовался для анализа и прогноза данных о солнечной активности, исследования неравномерности вращения Земли и движения полюсов.

Метод ССА основан на переходе от одномерного временного ряда длиной n с равномерным шагом [21]

$$X = (x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$$

к многомерным, построенным из исходного одномерного ряда

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} x_1 & x_2 & \dots & x_k & \dots & x_{m+1} \\ x_2 & x_3 & \dots & x_{k+1} & \dots & x_{m+2} \\ x_3 & x_4 & \dots & x_{k+2} & \dots & x_{m+3} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_k & x_{k+1} & \dots & x_{2k-1} & \dots & x_n \end{pmatrix}. \quad (28)$$

В результате исходный временной ряд преобразовывается в прямоугольную матрицу \mathbf{X} размерностью $[n \times m]$ (28), где $m < n$ – длина «гусеницы». Последней строкой с номером $k = n - m + 1$ являются элементы $(x_k, x_{k+1}, \dots, x_n)$, причем $x_{ij} = x_{i+j-1}$. Матрицу (28) можно рассматривать как m -мерную выборку объема k или m -мерный временной ряд. Вычислив средние значения μ_i по столбцам, матрицу \mathbf{X} можно центрировать.

Далее вычисляется матрица $\mathbf{R} = \frac{1}{k} \mathbf{X} \times \mathbf{X}^T$. Если матрица \mathbf{X} центрирована, то \mathbf{R} является выборочной корреляционной матрицей

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & R_{12} & \dots & R_{1m} \\ R_{21} & \sigma_2^2 & \dots & R_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ R_{m1} & R_{m2} & \dots & \sigma_m^2 \end{pmatrix}. \quad (29)$$

Здесь σ_k^2 – дисперсия. Элементами матрицы \mathbf{R} в (29) являются выражения вида

$$R_{ij} = \frac{1}{k} \sum_{l=1}^k (x_{i+l-1} - \mu_i)(x_{j+l-1} - \mu_j).$$

Собственные числа и собственные векторы матрицы \mathbf{R} вычисляются по методу АГК, приведенному в [22]. Сингулярное разложение матрицы \mathbf{R} выполняется в виде [21]

$$\mathbf{R} = \mathbf{P}\mathbf{\Lambda}\mathbf{P}^T \quad (30)$$

где $\mathbf{\Lambda}$ – диагональная матрица упорядоченных по убыванию собственных чисел матрицы \mathbf{R}

$$\mathbf{\Lambda} = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & \lambda_m \end{pmatrix}, \quad (31)$$

причем $\sum_i \lambda_i = m$. \mathbf{P} в выражении (29) – ортогональная матрица собственных векторов матрицы \mathbf{R}

$$\mathbf{P} = \begin{pmatrix} p_{11} & p_{21} & \dots & p_{m1} \\ p_{12} & p_{22} & \dots & p_{m2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ p_{1m} & p_{2m} & \dots & p_{mm} \end{pmatrix}. \quad (32)$$

Матрица \mathbf{P} есть решение уравнения $[\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}]\mathbf{P} = 0$, где \mathbf{I} – единичная матрица. Кроме того, ортогональная матрица собственных векторов \mathbf{P} удовлетворяет условию $\mathbf{P}^{-1} = \mathbf{P}^T$, что означает сохранение «средней мощности» временного ряда. Совместно матрицы $\mathbf{\Lambda}$ и \mathbf{P} имеют множество интерпретаций, основанных на методе АГК. В ча-

стности, матрицу P можно рассматривать как матрицу перехода к главным компонентам $XP = Y = (y_1, y_2, \dots, y_M)$.

Столбцы матрицы P играют роль передаточных функций фильтров, настроенных на составляющие исходного процесса, а собственные векторы выступают в роли импульсных характеристик соответствующих фильтров. Таким образом, фильтры порождаются исследуемым процессом и «Гусеница» сама настраивается на спектральные компоненты исследуемого процесса [20]. Выделение составляющих временного ряда осуществляется линейным преобразованием исходного процесса с помощью дискретного оператора свертки

$$y_j[l] = \sum_{q=1}^m x_{lq} p_{jq} = \sum_{q=1}^m x_{l+q-1} p_{jq}, \quad (33)$$

где p_{jk} – элемент матрицы P .

Как показано в [25], выбор нескольких главных компонент подобен параллельному соединению нескольких фильтров. Ширина полосы пропускания фильтра определяется видом собственного вектора и длиной интервала усреднения (длиной «Гусеницы» m), она обратно пропорциональна m . Максимальное значение m равно половине длины ряда n , в этом случае при четном n матрица X квадратная. При небольших значениях m , вплоть до $m = 2$, происходит сглаживание ряда.

Визуальное и аналитическое изучение собственных векторов и главных компонент, полученных в результате линейной фильтрации, позволяет получить важную информацию о структуре изучаемого процесса и о свойствах его составляющих. В исследуемом временном ряду ОСО к главным компонентам относятся медленно меняющиеся составляющие (тренд), периодические (сезонные) составляющие и частично шум.

Для нахождения периодических составляющих большую визуальную информацию дает изучение двумерных графиков, аналогичных фигурам Лиссажу, когда по осям x и y откладываются различные пары собственных векторов или главных компонент. Известно, что если по осям откладывать значения синусоиды одной и той же частоты, но с разными фазами, то на плоскости получается эллипс. Из ортогональности собственных векторов и главных компонент следует, что сдвиг фаз между такими парами обязательно будет равен $\pm \frac{\pi}{2}$ и эллипс переходит в окружность.

Процедура восстановления одномерного ряда в ССА основана на разложении вида $\mathbf{X} = \mathbf{Y} \cdot \mathbf{P}^T$, т.е. восстановление проводится по данному набору главных компонент, если при применении формулы восстановления $\mathbf{X} = \mathbf{Y}^* \cdot \mathbf{P}^T$ матрица \mathbf{Y}^* получена из матрицы \mathbf{Y} обнулением всех не входящих в набор главных компонент. Таким образом, можно получить интересующее нас приближение матрицы ряда или интерпретируемую часть этой матрицы. При стандартном способе [20] переход к исходному ряду формально может быть осуществлен усреднением матрицы ряда по побочным диагоналям, что может привести к некоторому искажению полученной структуры.

По сравнению с быстрым дискретным преобразованием Фурье метод ССА – более медленный, который, как правило, не позволяет проводить обработку временного ряда в реальном времени, так как обычно приходится иметь дело с матрицами большой размерности. Использование ССА делает возможным улучшение спектрального разрешения, которое зависит от длины ряда n , в то время как дискретное преобразование Фурье позволяет улучшать спектральное разрешение добавлением нулей [26].

7.3. Модельный эксперимент

При разработке методики анализа временных рядов ОСО был проведен модельный эксперимент, описанный в [27]. Пример графика модельного ряда ОСО для умеренных широт Северного полушария, длина которого составила 4500 шагов (дней), приведен на рис. 49.

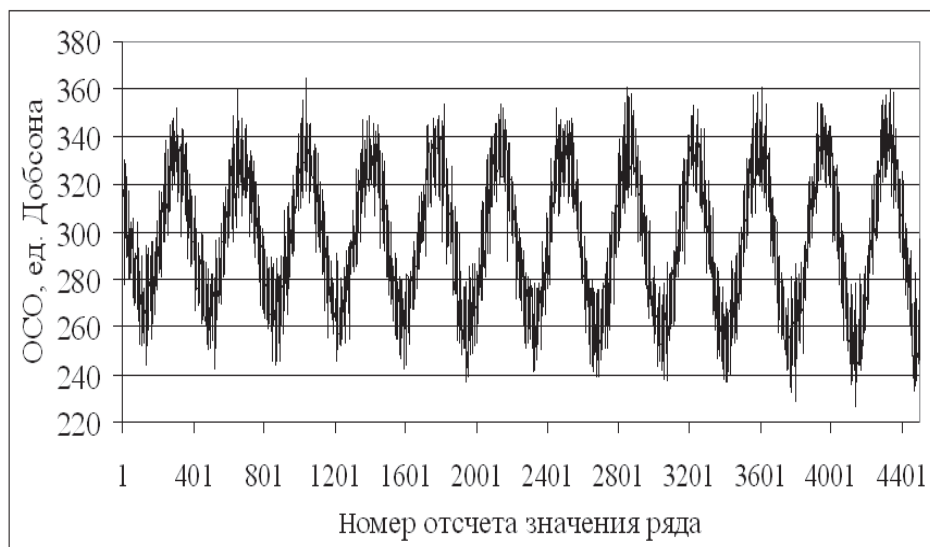


Рис. 49. График модельного временного ряда

Ряд содержит линейный тренд, шум и сезонный компонент в форме синусоиды с периодом в 365 суток, амплитуда которой линейно нарастает. Тренд имеет вид

$$y = a_0 + a_1 \cdot x,$$

где $a_0 = 300$ е.Д., $a_1 = -0,001$ е.Д./сут. Параметр a_1 несет наиболее важную информацию и в нашем случае характеризует потери ОСО. Значение $a_1 = -0,001$ е.Д./сут. соответствует уменьшению среднего ОСО на 1,21 % за десять лет. При попытке найти линейную оценку тренда модельного ряда по методу наименьших квадратов (МНК) получено заниженное значение $a_1 = -0,0005$ е.Д./сут.

Важно отметить, что применение МНК к временным рядам ОСО, приведенным на рис. 47 и 49, строго говоря, некорректно, поскольку МНК предполагает, что данные, не относящиеся к тренду (обычно ошибки измерений), не коррелированы [28].

Во временных рядах ОСО присутствуют квазипериодические компоненты, значения которых не только коррелированы, но и связаны функционально. В результате, если модельный ряд укоротить менее чем на 1 %, то оценка a по МНК может стать равной $-0,00234$ е.Д./сут. Для уменьшения погрешности сезонный компонент удаляется. Однако для этого требуется его выделить, что также является, не очень простой задачей.

Процедура исключения сезонного хода из временного ряда производится несколькими методами [11, 29, 30, 31]: в рамках регрессионной модели, с помощью Фурье-преобразования, вейвлет-анализа, вычислением отклонений между среднемесячными значениями и климатическими нормами для каждого месяца, осреднением исходных данных по периоду сезонности и т.п.

С использованием Фурье-анализа из ряда на рис. 49 был выделен периодический компонент, график которого вместе с графиком исходного сезонного компонента показан на рис. 50. Видно, что метод анализа Фурье не позволяет отслеживать изменение амплитуды. Найденный сезонный компонент был вычтен из модельного ряда (график на рис. 51).

Применение МНК к ряду на рис. 49 дает оценку $a_1 = -0,00141$ е.Д./сут. со стандартным отклонением $\sigma = 0,0088$ е.Д./сут., превосходящим саму оценку [32]. Следовательно, обычные процедуры не позволяют удовлетворительно оценить скорость изменения стратосферного озона.

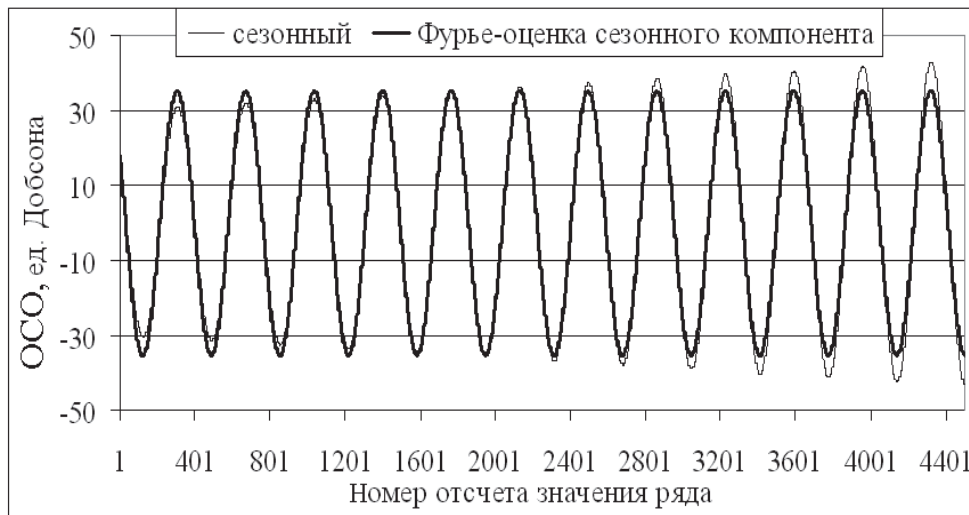


Рис. 50. Графики сезонного компонента и его Фурье-оценки

Дальнейший анализ временных рядов ОСО проводился с помощью метода сингулярного спектрального анализа (ССА «Гусеница») [21]. После анализа главных компонентов выбираются те из них, которые соответствуют тренду (обычно это первый компонент) и сезонной составляющей (обычно это вторые и третьи компоненты).

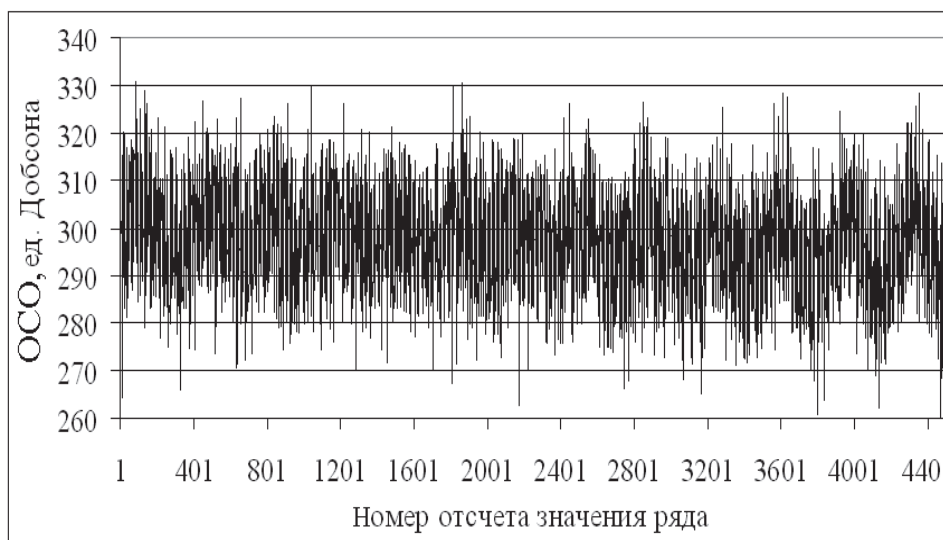


Рис. 51. Вычитание оценки сезонного компонента из исходного ряда

Результат выделения тренда модельного ряда с помощью метода ССА представлен на рис. 52. В левом нижнем углу рисунка показан сильно искаженный начальный участок тренда (*a*). Необходимо отметить, что концевые (краевые) эффекты особенно заметны, если тренд слабо выражен, как в нашем случае.

В [25] показано, что при выделении тренда с помощью сингулярного спектрального анализа концевые эффекты не столь велики, как при сглаживании ряда скользящим окном. В нашем эксперименте для полного устранения концевых эффектов до выделения тренда был выполнен прогноз ряда «Гусеницей» на 1000 шагов в оба конца, при этом искаженные участки сдвигались за пределы исследуемого ряда [27].

Для устранения концевых эффектов еще до выделения тренда следует выполнить «Гусеницей» прогноз ряда в оба конца, при этом искаженные участки сдвигаются за пределы исследуемого ряда [32]. При обработке модельного ряда был использован прогноз на 1000 шагов в оба конца, тренд после устранения искажений можно видеть на рис. 52, б. Здесь же показана прямая с параметрами $a_0 = 300,4$ е.Д., $a_1 = -0,00118$ е.Д./сут.

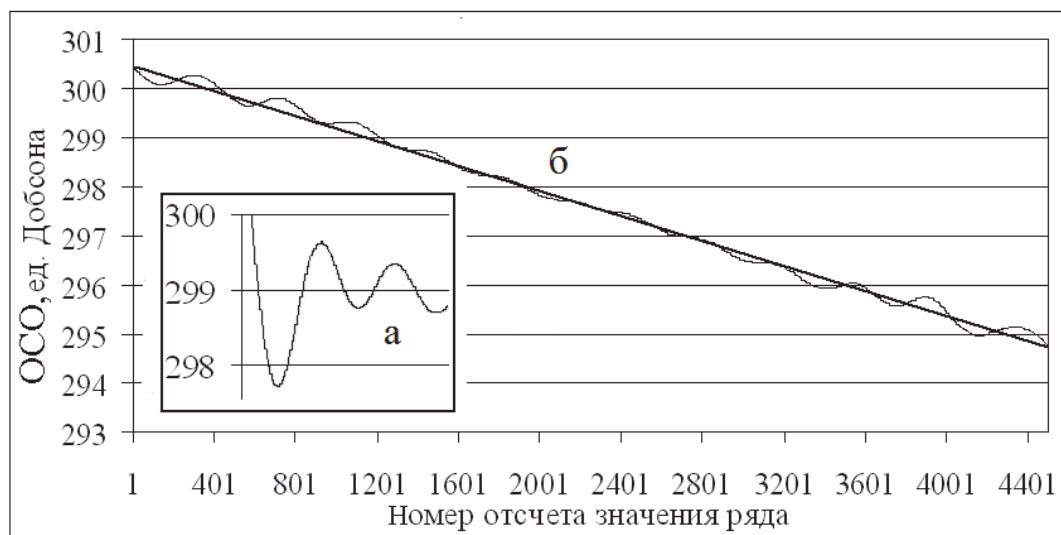


Рис. 52. Применение сингулярного спектрального анализа:
 а – искаженный начальный участок тренда,
 б – тренд после устранения искажений

При использовании метода статистического моделирования оказалось, что стандартное отклонение σ оценки величины a_1 не превышает 0,0003 е.Д./сут., или 0,36 е.Д. за 10 лет. Таким образом, «Гусеница» позволяет достаточно точно оценить параметры даже такого слабого тренда, какой использован в этом примере. В отличие от Фурье-анализа сингулярный спектральный анализ выделяет квазипериодические компоненты, у которых изменяются амплитуда и фаза [32]. График сезонного компонента, выделенного «Гусеницей», практически совпадает с исходным графиком сезонного компонента на рис. 50.

Однако в целом проблема валидации при использовании сингулярного спектрального анализа остается нерешенной.

Применение метода ССА позволило увеличить достоверность оценивания тренда озона и скорости изменения озонового слоя, при этом вид тренда заранее задавать не требуется.

7.4. Исследование временных рядов ОСО

Для анализа долгопериодной тенденции изменения общего содержания озона использовались результаты спутниковых измерений за периоды 1978-1993 гг., 1996-2005 гг. и 2005-2014 гг. в виде зональных средних с сайта NASA [1]. Для исследования была выбрана широтная область $37,5-57,5^\circ$ в Северном и Южном полушариях. Выбор данной области рассмотрен в п. 7.1.

Графики временных рядов ОСО в средних широтах Северного и Южного полушарий представлены на рис. 47, 55 и 59. Длина ряда ОСО за 1978-1993 гг. (спутник Nimbus-7, сканер TOMS) составила 5174 сут (рис. 47), за 1996-2005 гг. (спутник Earth Probe, сканер TOMS) – 3446 сут (рис. 55), за в 2005-2014 гг. (спутник Aura, сканер OMI) – 3654 сут (рис. 59). Ряд ОСО за 1978-1993 гг. относится к периоду до введения масштабного запрета выбросов озоноразрушающих веществ в земную атмосферу, а ряды за 1996-2005 гг. и 2005-2014 гг. характеризуют состояние озонового слоя после введения запрета.

При обработке временных рядов ОСО методом сингулярного спектрального анализа выделялись тренд и сезонный компонент. Для повышения точности были устранены краевые (концевые) эффекты, при этом временной ряд ОСО продлевался на 365 дней «вперед» и «назад». Графики тренда и сезонного компонента для 1978-1993 гг. приведены на рис. 53 и 54.

Тренды озона представляют собой гладкие функции – результат обработки ряда фильтром, настроенным на выделение тренда. Тренд ОСО описывается линейной зависимостью вида $y_i = a_0 + a_1 \cdot x_i$, $i = 1 \dots n$, параметр a_1 характеризует скорость изменения общего содержания (или степень деградации стратосферного слоя) [33]. Установлено, что в умеренных широтах Северного полушария оценка скорости деградации озона равнялась $a = -0,0029$ е.Д./сут, стандартное отклонение оценки $\sigma_a = 0,0001$ е.Д./сут. Для Южном полушарии оценка составила $a_1 = -0,0034$ е.Д./сут, стандартное отклоне-

ние оценки $\sigma_a = 0,0002$ е.Д./сут. Следовательно, в средних широтах Северного полушария озоновый слой истощался на 3,4 % за 10 лет, а в умеренных широтах Южного полушария – на 4,8 % за 10 лет [32].

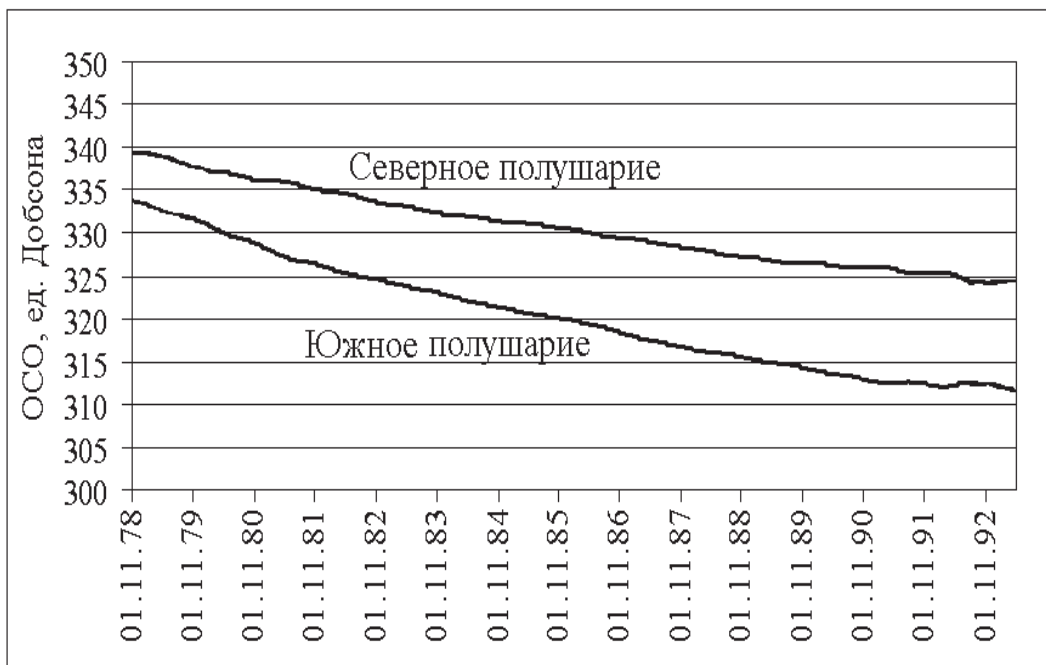


Рис. 53. Тренды ОСО в средних широтах за 1978-1993 гг.

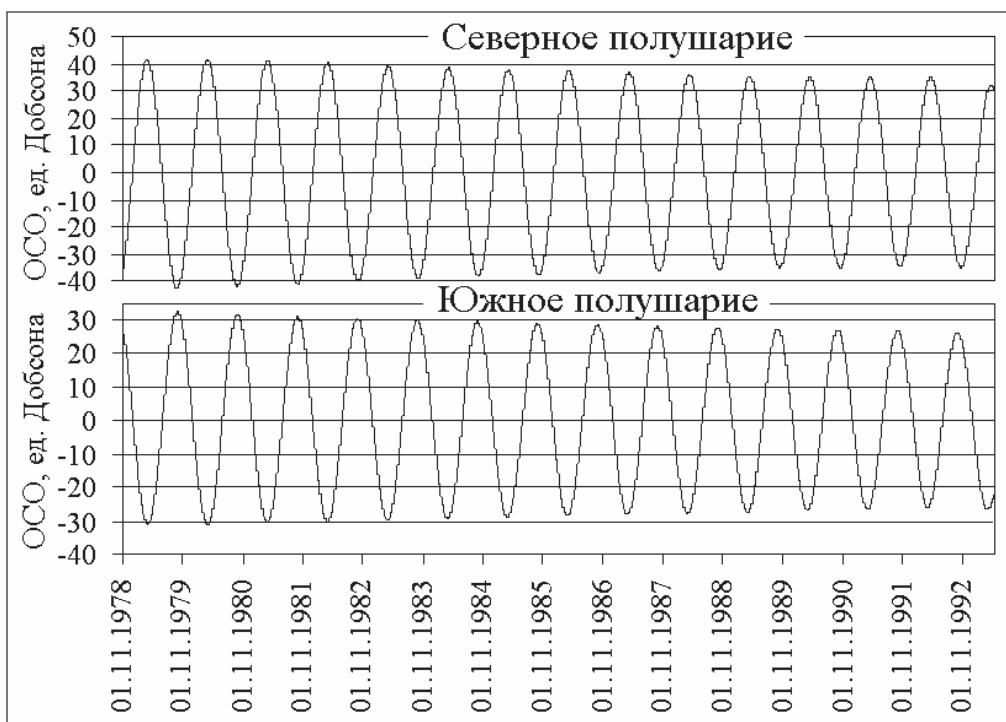


Рис. 54. Сезонные компоненты с ноября 1978 г. по май 1993 г.

Как видно из рис. 54, с ноября 1978 г. по май 1993 г. в умеренных широтах обоих полушарий произошло уменьшение амплитуды сезонных колебаний с 42 до 35 е.Д. (Северное полушарие) и с 35 до 25 е.Д. (Южное полушарие) [33].

Графики временных рядов ОСО и трендов ОСО за 1996-2005 гг. для Северного и Южного полушарий приведены на рис. 55 и 56. Оценка скорости изменения ОСО в умеренных широтах Северного полушария составила $a_1 = -0,0017$ е.Д./сут, стандартное отклонение (СКО) $\sigma_a = 0,0001$ е.Д./сут. Оценка скорости изменения ОСО в умеренных широтах Южного полушария составила $a_1 = -0,0021$ е.Д./сут, СКО оценки $\sigma_a = 0,0001$ е.Д./сут. Таким образом, уменьшение общего содержания озона в Северном полушарии происходило со скоростью 2,9 % за 10 лет, а в Южном на 1,0 % за десятилетие [32].

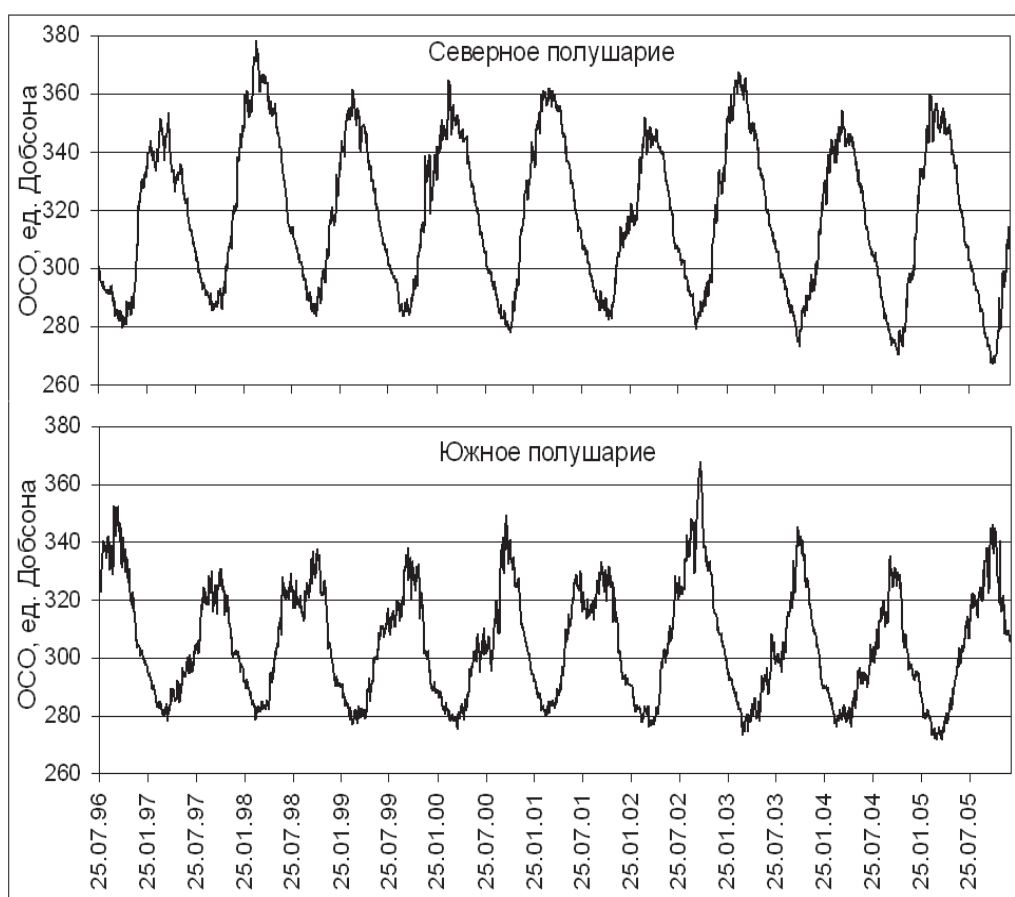


Рис. 55. Графики временных рядов среднего ОСО за 1996-2005 гг.

Как можно видеть на рис. 57, с июля 1996 г. по декабрь 2005 г. в средних широтах обоих полушарий произошло увеличение амплитуды сезонных колебаний примерно на 11 % (Северное полушарие) и на 23 % (Южное полушарие).

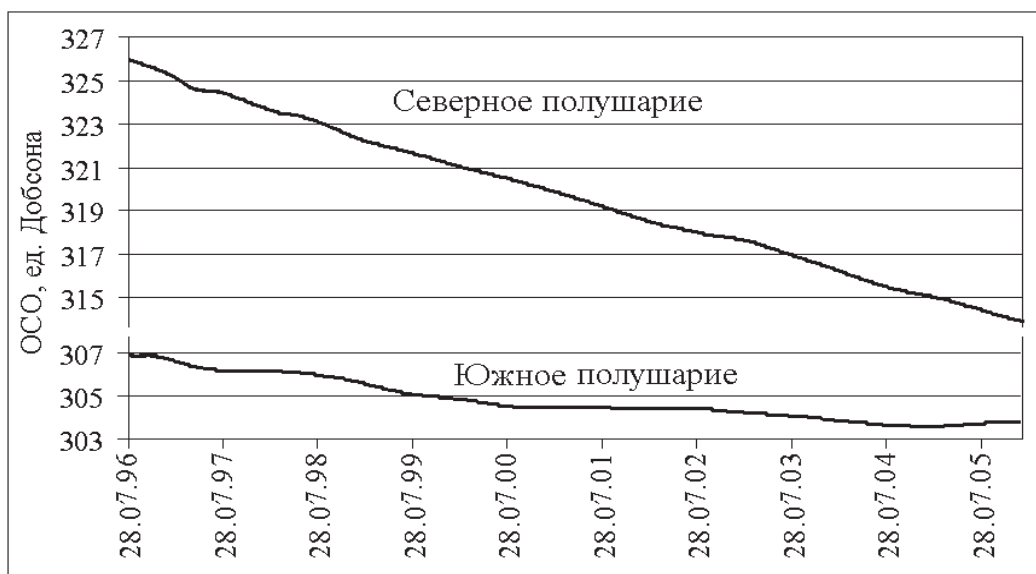


Рис. 56. Тренды ОСО в средних широтах за 1996-2005 гг.

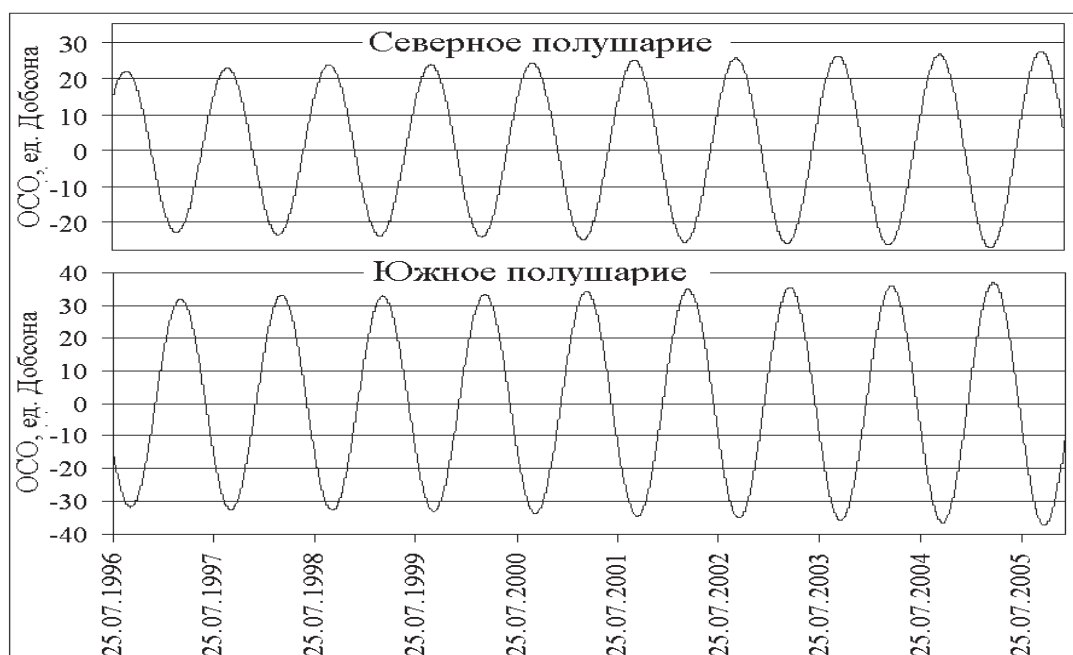


Рис. 57. Сезонные компоненты с июля 1996 по январь 2005 г.

На рис. 58 приведен график изменения глобального общего содержания озона с конца XX в. по начало XXI в. по материалам WMO и UNEP [17]. Из графика видно, что в последние 15-20 лет наметилась тенденция к повышению ОСО, однако по этим данным трудно достоверно определить скорость восстановления озонового слоя. Указывается, что между 2000 и 2012 г. по спутниковым и наземным данным, ОСО в интервале 60° ю.ш. – 60° с.ш., по-видимому, возросло на 1%. Использование методики, основанной на сингулярном спектральном

анализе, позволяет дать более определенный ответ на этот вопрос (по состоянию на конец 2014 г.).

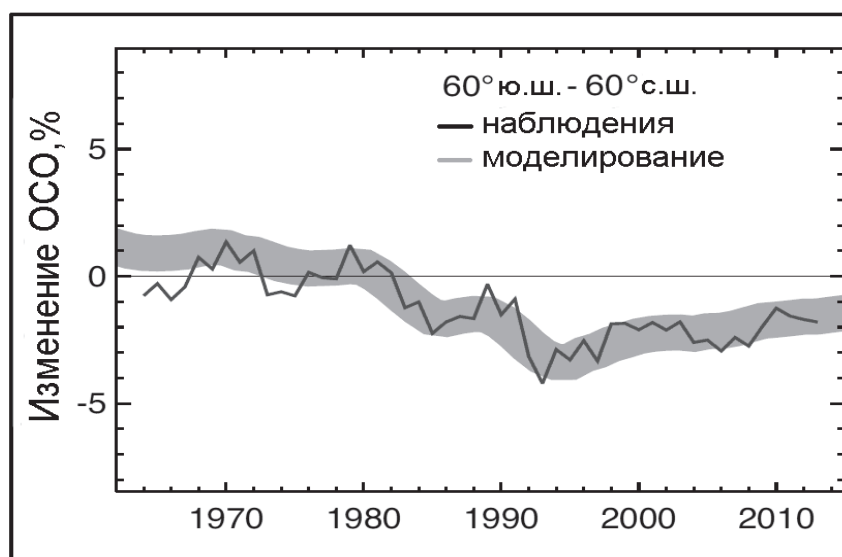


Рис. 58. Изменение ОСО (по материалам WMO и UNEP)

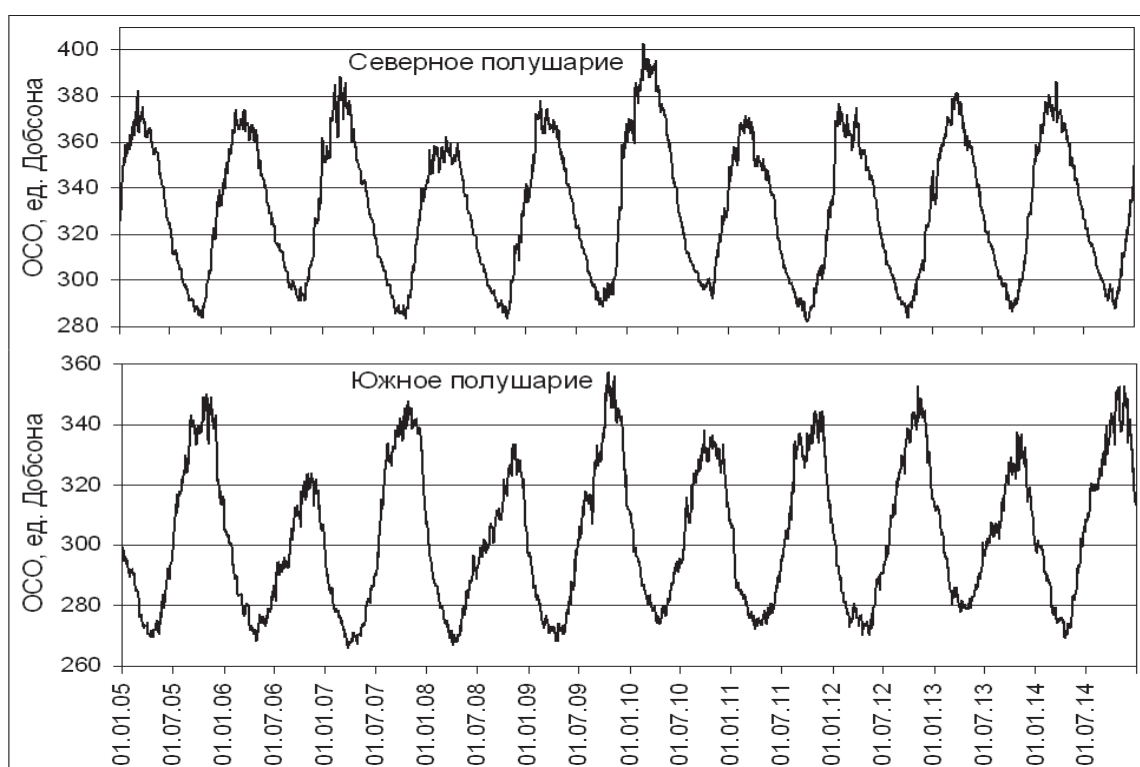


Рис. 59. Графики временных рядов среднего ОСО за 2005-2014 гг.

На рис. 59 приведен график временных рядов ОСО за 2005-2014 гг. в средних широтах Северного и Южного полушарий. На рис. 60 и 61 показаны графики трендов ОСО и сезонных компонентов.



Рис. 60. Тренды ОСО в средних широтах за 2005-2014 гг.

Анализ трендов ОСО показал, что за 10 лет, со 2 января 2005 г. по 31 декабря 2014 г., в средних широтах Северного полушария общее содержание озона увеличилось на 4,76 е.Д. при СКО в 1,38 е.Д. Рост ОСО составил 0,14 % в год.

За тот же период в средних широтах Южного полушария ОСО увеличилось на 8,57 е.Д. при СКО в 2,5 е.Д. Рост ОСО составил 0,28 % в год. Применение МНК к рядам на рис. 59 дает другие результаты. В Северном полушарии МНК показало уменьшение ОСО на 4,7 е.Д. за 10 лет, а в Южном – увеличение на 12 е.Д. за 10 лет.

С января 2005 г. по декабрь 2014 г. в средних широтах Северного полушария произошло увеличение амплитуды сезонных колебаний на 5,2 %. В Южном полушарии амплитуда уменьшилась на 5,6 % (рис. 61).

Тренды ОСО на рис. 47 отвечают времени, когда запрет на производство озоноразрушающих веществ в основном еще не действовал. Тренды на рис. 56 и 60 относятся к периоду запрета. Как следует из анализа полученных оценок, деградации озона после введения запрета на производство озоноразрушающих веществ происходила с

меньшей скоростью, а в XX в. наметилось незначительное увеличение глобального ОСО. Однако пока невозможно с определенностью утверждать, что это связано только с результатами запрета.

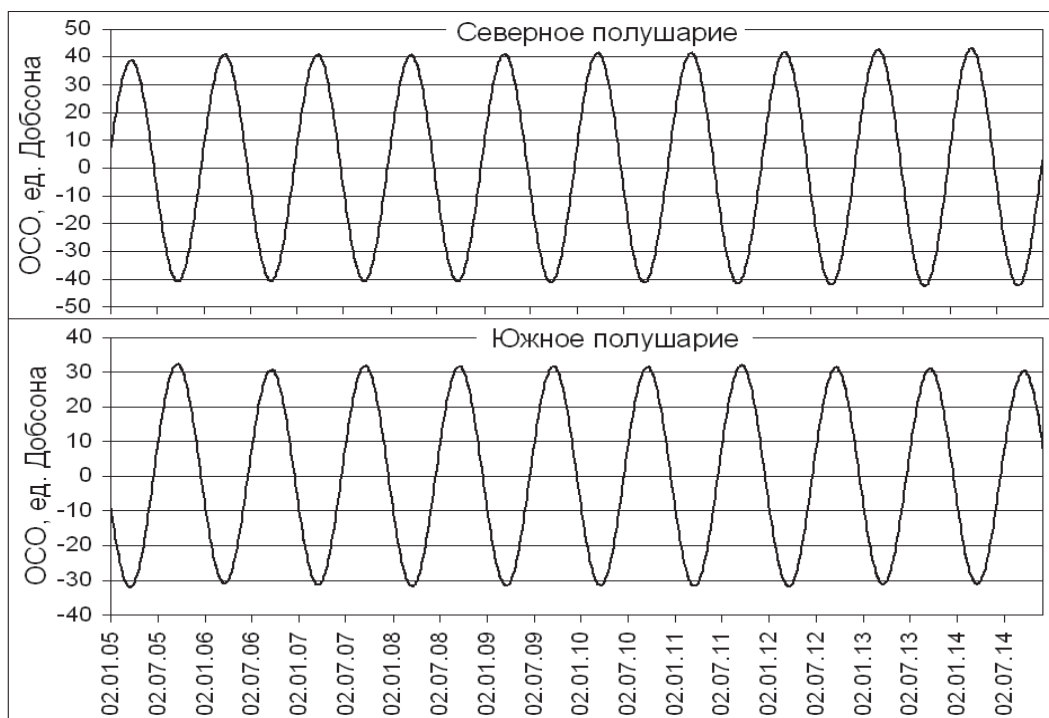


Рис. 61. Сезонные компоненты с января 2005 г. по декабрь 2014 г.

Список литературы к главе 7

1. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/pub/toms/ozone>
2. Bodeker G.E., Scott J.C., Kreher K., McKenzie R.L. Global ozone trends in potential vorticity coordinates using TOMS and GOME inter-compared against the Dobson networks: 1978–1998 // *Journal of Geophysical Research*. 2001. № 106. D19. P. 23029–23042.
3. Executive summary WMO/UNEP «Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006» // Geneva: WMO, 2007. Report № 50. 35 p.
4. Кашкин В.Б., Рублева Т.В. Исследование озонового слоя Земли по спутниковым данным // *Труды VII Международной конференции «Идентификация систем и задачи управления»*. – М.: Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, 2008. С. 544–557.
5. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history // *Reviews of Geophysics*. 1999. V. 37. Is. 3. P. 275–316.
6. Монин А. С. Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. 245 с.

7. WMO, Report of the International Ozone Trends Panel: 1988. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 1989. Report № 18. V. 1. 478 p.
8. WMO, Scientific assessment of ozone depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2003. Report № 47. 485 p.
9. Кондратьев К.Я. Глобальная динамика озона // Итоги науки и техники. Серия Геомагнетизм и высокие слои атмосферы. 1989. Т. 11. 209 с.
10. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: www.fas.org/spp/civil/crs/97-003.6
11. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2007. Report № 50. 532 p.
12. Staehelin J., Renaud A., Bader J., et al. Total ozone series at Arosa (Switzerland): Homogenization and data comparison // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. D5. P. 5827–5841.
13. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 1995. Report № 37. 532 p.
14. Смирнова О.А., Ионов Д.В., Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Новые оценки трендов общего содержания озона в Центральной и Северной Европе (по данным TOMS) // Исследование Земли из космоса. 2000. № 2. С. 3–39.
15. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 1999. Report № 44. 558 p.
16. Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М. Озоновый кризис: 20 лет спустя // Россия в окружающем мире: 2005 (Аналитический ежегодник). –М.: Модус-К–Этерна., 2006. С. 125–145.
17. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2015. Report № 55. 415 p.
18. Hollandsworth S.M., Blinder M.D. Trends in Stratospheric Ozone / Stratospheric Ozone. Electronic Textbook. [Электронный ресурс]. URL: – Режим доступа: <http://wwwv.cero.odu.edu/SEES/ozone/ozclass.htm>.
19. Vyushin D.I., Fioletov V.E., Shepheld T.G. Impact of long-range correlations on trend detection in total ozone // Journal of Geophysical Research. 2007. V. 112. D14307. doi:10.1029/2006JD008168.

20. Данилов Д.Л. Жиглявский А.А. Главные компоненты временных рядов: метод «Гусеница». – СПб.: Пресском, 1997. 308 с.
21. Голяндина Н.Э. Метод «Гусеница» SSA: анализ временных рядов. – СПб.: Санкт-Петербургский ун-т, 2004. 74 с.
22. Бриллинджер Л. Временные ряды. Обработка данных и теория. – М.: Мир, 1980. 536 с.
23. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://www.gistatgroup.com>
24. Loskutov A., Istomin I.A., Kuzanyan K.M., Kotlyarov O.L. Testing and Forecasting the Time Series of the Solar Activity by Singular Spectrum Analysis // Nonlinear Phenomena in Complex Systems. 2001. V. 4. № 1. P. 47–51.
25. Кашкин В.Б., Баскова А.А. Исследование неравномерности вращения Земли с помощью сингулярного спектрального анализа // Вестник Краснояр. гос. ун-та. Физ.-мат. науки. 2006. № 7. С. 53-60.
26. Марпл-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. – М.: Мир, 1990. 586 с.
27. Кашкин В.Б., Рублева Т.В. Применение сингулярного спектрального анализа для выделения слабо выраженных трендов // Известия Томск. политехн. ун-та. Т. 311. № 5. 2007. С. 116–119.
28. Колемаев В.А., Староверов О.В., Турундаевский В.Б. Теория вероятностей и математическая статистика. – М.: Высш. шк., 1991. 399 с.
29. Ларин И.К. О роли естественных факторов в изменении содержания атмосферного озона в 1979-1990 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 26. № 3. С. 51–54.
30. Бекорюков В.И., Глазков В.Н., Кокин Г.А. Долговременные изменения глобального озона // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 5. С. 607–616.
31. Вишератин К.Н. Межгодовые вариации и тренды среднезональных рядов общего содержания озона, температуры и зонального ветра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 40. № 4. С. 502-520.
32. Кашкин В.Б., Романов А.А., Рублева Т.В. Исследование трендов спутниковых оценок общего содержания озона с использованием сингулярного спектрального анализа // Исследование Земли из космоса. 2009. № 4. С. 9–16.
33. Кашкин В.Б., Рублева Т.В., Хлебопрос Р.Г. Природоохранная геофизика: проблемы озонового щита планеты // Инженерная экология. 2009. № 4. С. 18–33.

Глава 8

Планетарная озонная аномалия в Южном полушарии

8.1. Антарктическая озонная дыра

В 1985 г. в полярных широтах Южного полушария весной была обнаружена Антарктическая озонная дыра (АОД) [1]. На рис. 62 представлено изображение озонового слоя в Южном полушарии за 29 сентября 2010 г., построенное на основе спутниковой информации прибора OMI/AURA [2]. Слева приведена шкала ОСО. Минимальное значение общего содержания озона в АОД составило 124 е.Д. Область формирования озонной аномалии расположена в зоне (70–90° ю.ш.).

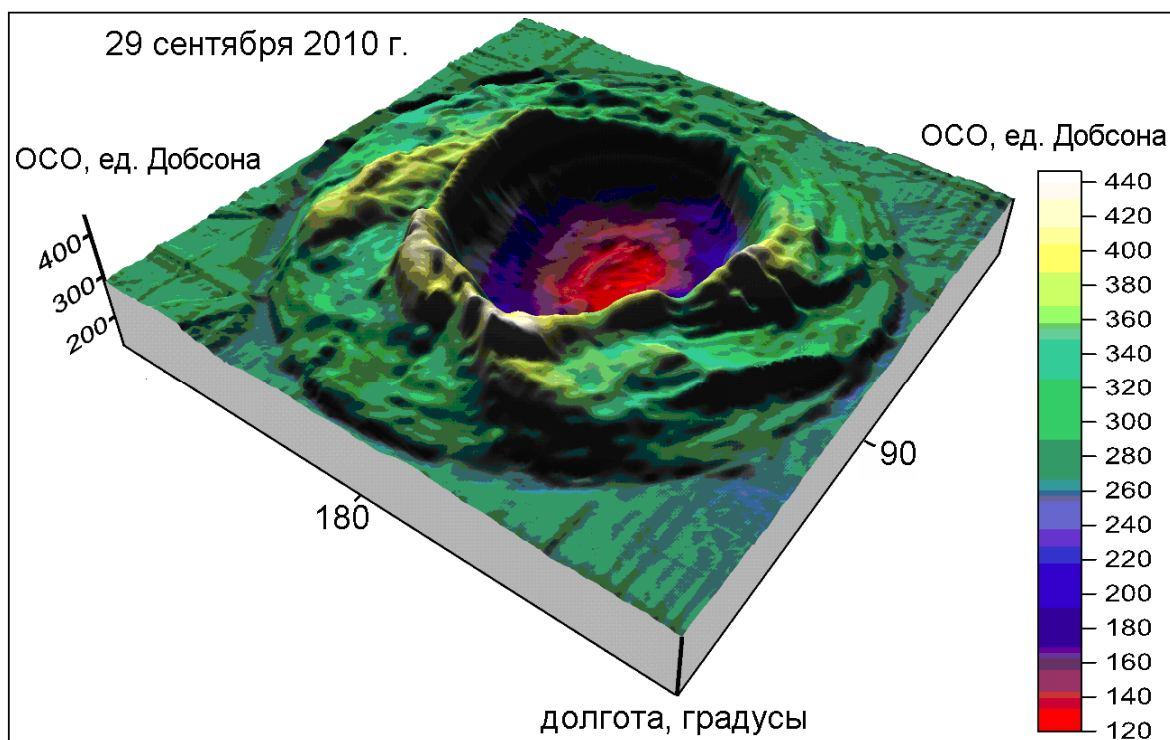


Рис. 62. Изображение АОД за 29 сентября 2010 г.

Как видно из рис. 62, поле ОСО крайне неоднородное, а озоновая дыра представляет собой углубление в озоновом слое, поэтому более правильно говорить о «провисании слоя озона» в южной полярной области [3]. Антарктическая озоновая дыра окружена «кольцом» с аномально высоким для Южного полушария общим содержанием озона (до 445 е.Д.), имеющим средний диаметр около 9000 км. Выполнено значительное количество работ, посвященных собственно АОД; кольцо исследовано слабо.

Изучение последовательных изображений поля ОСО в Южном полушарии показало, что в течение нескольких суток основное изменение кольца и Антарктической озоновой дыры связано с их поворотом вокруг полюса с запада на восток, опережающем вращение Земли, а также смещением в меридиональном направлении [4].

Традиционный анализ пространственно-временных изменений озоновой дыры основывается на изучении отдельных характеристик: минимума ОСО; площади области, внутри которой ОСО менее 220 е.Д.; дефиците массы озона; длительности существования, когда ОСО менее 220 е.Д. [5, 6, 8]. Наименьшее количество озона в области Антарктической озоновой дыры (табл. 5) приходится на 1994 г. (73 е.Д.). Низкое значение ОСО над Антарктикой связывают с выбросами вулканического аэрозоля.

Таблица 5

Минимальные значения ОСО (е.Д.) внутри АОД [7]

Год	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
Дата, месяц	17.09	16.10	17.10	2.11	6.10	3.10	24.10	6.10	5.10	30.09
ОСО	194	192	176	170	154	144	124	140	109	162
Год	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1996	1997	1998	1999
Дата, месяц	7.10	5.10	6.10	11.10	25.09	30.09	5.10	24.09	6.10	29.09
ОСО	108	111	94	105	104	73	103	99	86	97
Год	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Дата, месяц	20.09	22.09	20.09	26.09	30.09	29.09	9.10	30.09	4.10	26.09
ОСО	89	91	131	91	116	102	82	107	100	94

Таблица 6

Максимальное значение ОСО на 45–50° ю.ш. и 50–55° ю.ш.

Год	1996		1997		1998		1999	
	9	10	9	10	9	10	9	10
Месяцы								
Максимальное значение зональных средних ОСО	45° – 50° ю.ш.	366,0	337,0	339,4	348,2	349,9	344,1	345,8
	50° – 55° ю.ш.	360,7	337,7	342,6	341,0	351,8	344,5	347,6
		2000		2001		2002		2003
Месяцы	9	10	9	10	9	10	9	10
Максимальное значение зональных средних ОСО	45° – 50° ю.ш.	357,5	349,0	352,6	357,5	362,1	356,5	357,0
	50° – 55° ю.ш.	351,1	346,4	354,7	359,0	370,1	348,2	358,4
Год	2004		2005		2006		2007	
Месяцы	9	10	9	10	9	10	9	10
Максимальное значение зональных средних ОСО	45° – 50° ю.ш.	341,9	362,4	361,1	326,0	330,4	357,6	355,1
	50° – 55° ю.ш.	343,9	350,8	357,8	324,2	330,3	359,6	358,8
Год	2008		2009		2010		2011	
Месяцы	9	10	9	10	9	10	9	10
Максимальное значение зональных средних ОСО	45° – 50° ю.ш.	330,1	363,7	354,7	341,6	337,6	341,6	337,6
	50° – 55° ю.ш.	323,5	339,0	359,9	343,1	341,3	343,1	341,3

Наиболее общей характеристикой АОД является дефицит массы озона ΔM [9]. Под дефицитом массы понимается разность между массой озона, содержащейся в пределах границ АОД, если бы ОСО составляло 220 е.Д., и реальной массой озона в этих границах. За период 1980-2009 гг. дефицит масс озона в дыре увеличился с $0,6 \cdot 10^9$ кг до $45 \cdot 10^9$ кг [10]. Причины такой интенсивной изменчивости полярного стратосферного озона до сих пор не установлены с достоверностью.

Для периода весны Южного полушария (сентябрь – октябрь) 1996-2009 гг. выполнен анализ движения масс озона по методу атмосферного трассера [11]. Выявлен интервал в 8-12 дней до даты минимума ОСО (табл. 5), когда возникают наибольшие вариации зональной скорости масс озона в средних широтах. Установлено, что в первые 8-9 дней этого интервала скорость возрастает, а в последующие 1-3 дня – уменьшается. На основе зональных средних значений общего содержания озона [12] в исследуемый период были определены широтные области, где наблюдаются максимальное ОСО – это $45-50^\circ$ ю.ш. и $50-55^\circ$ ю.ш. (табл. 6).



Рис. 63. Зональная скорость в области максимума ОСО в ЦВ и дефицит масс озона в Антарктической озоновой дыре

С учетом выявленных широтных особенностей оценивалась средняя зональная скорость за упомянутые 8-9 дней этого периода. Зональная скорость в области максимума ОСО в ЦВ показана на рис. 63. Здесь же видны значения дефицита массы озона ΔM , вычисленные для дат минимума ОСО того же периода. Между значениями

зональной скорости и ΔM существует достаточно тесная связь. Обнаружено, что при увеличении зональной скорости наблюдается рост дефицита массы озона в Антарктической озоновой дыре, а с уменьшением зональной скорости происходит снижение дефицита массы озона. Коэффициент корреляции между значениями зональной скорости и ΔM составляет 0,78 [13].

8.2. Образование циркумполярного вихря. Модель Антарктической озоновой дыры

В 2015 г. исполнилось 30 лет с того дня, когда было сообщено об обнаружении Антарктической озонной дыры, называемой также Антарктической озонной аномалией. Озонные аномалии с общим содержанием озона ниже 220 е.Д. наблюдаются регулярно над Антарктикой в весенний период Южного полушария в течение 3-3,5 мес. и могут занимать площадь более 20 млн км². В Арктике озонные аномалии – крайне редкое явление, они кратковременные и имеют небольшую площадь. Появление АОД было объяснено усилением хлорного каталитического цикла разрушения озона из-за техногенных хлорфторуглеродов (фреонов) [1].

Согласно теории циркуляции Брюера – Добсона [14], считается, что слой озона в средних широтах существует за счет притока с экватора и в результате фотохимических процессов. Полярный озон формируется за счет поступления с экватора и из средних широт. Вблизи от Южного полюса фотохимические реакции образования озона существенно замедлены, но реакции разрушения озона могут быть интенсивными и привести весной к возникновению озонных аномалий [15, 16]. Аномалии исчезают в конце весны – начале лета, когда область вблизи Южного полюса насыщается озоном, приходящим из тропических и средних широт.

Весной в Южном полушарии возникает циркумполярный вихрь (ЦВ), состоящий из «кольца» с повышенным содержанием озона и внутренней приполярной области, бедной озоном, где наблюдается АОД. Кольцо появляется в средних широтах Южного полушария, здесь воздух вместе с озоном движется в первом приближении по замкнутым траекториям вокруг Южного полюса, вращаясь с запада на восток. К лету ЦВ вместе с кольцом исчезают. Считается, что ЦВ, точнее его кольцо, препятствует поступлению озона во внутреннюю область [14].

Динамика формирования Антарктического циркумполярного вихря была рассмотрена В.Б. Кашкиным, Р.Г. Хлебопросом и Т.В. Рублевой [11, 17]. Показано, что в начале весны озон из внутренней части ЦВ перемещается в кольцо вихря, что способствует формированию озонной аномалии.

На рис. 64 приведены изображения озонового слоя в Южном полушарии за 7 сентября и 27 декабря 2010 г., построенные по данным спутника AURA (сканер OMI) [2]. В файле за 7 сентября 2010 г. нет данных об ОСО на интервал от 73,5 до 89,5° ю.ш., так как эти области еще не были освещены Солнцем. При построении изображения за 7 сентября использовалась интерполяция по методу Krige и заполнение пустых пикселей вблизи полюса в пакете Surfer-8 [18]. В файле за 27 декабря присутствуют все пиксели.

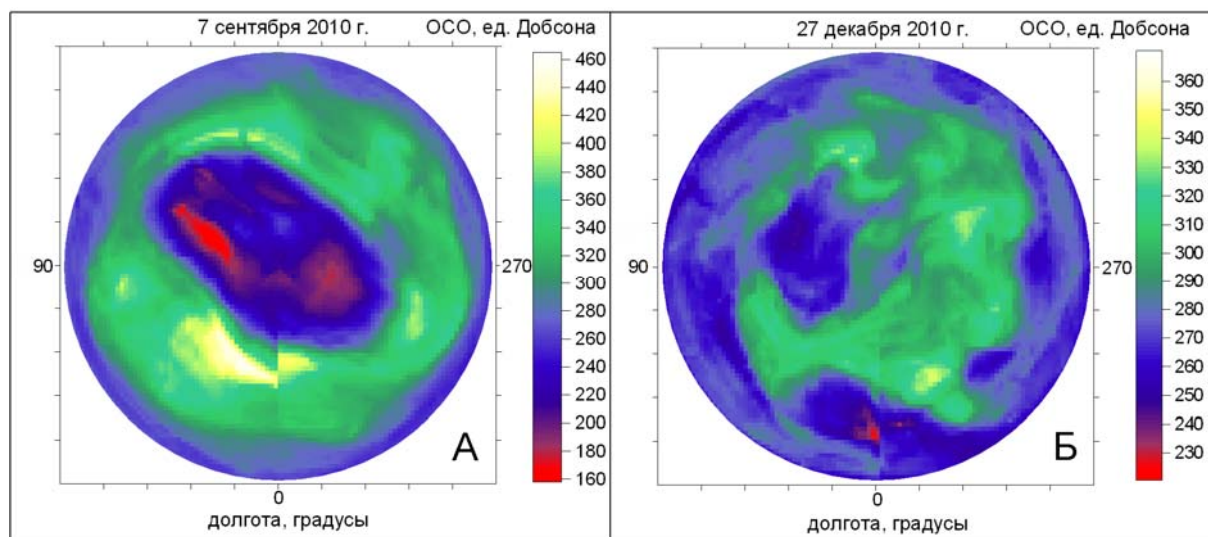


Рис. 64. Изображения озонового слоя в Южном полушарии, построенные по спутниковым данным

На рис. 64, а изображение ЦВ представлено кольцом зеленого цвета с ОСО от 300 до 460 е.Д., окружающее область АОД с пониженным содержанием озона, причем минимальное ОСО составило 160-220 е.Д. Снаружи кольца можно видеть изображение экваториальной области (синего цвета) с ОСО в 250-270 е.Д. На рис. 64, б за 27 декабря Антарктическая озоновая дыра уже почти заполнена озоном.

Обращает на себя внимание тот факт, что максимальное ОСО в ЦВ 7 сентября более чем на 90 е.Д. превышает максимальное ОСО во всем озоновом слое 27 декабря. Со стороны экватора кольцо ЦВ имеет вид искаженной окружности, причиной этого могут быть воздушные течения в средних широтах, в частности волны Россби. Циркум-

полярные вихри, формирующиеся над зимне-весенним полюсом, являются антициклонами [14]. Движение воздуха в циклонах и антициклонах подробно описано в литературе по физике атмосферы и в метеорологии [19, 20].

Рассмотрим прямоугольную систему координат, где $хоу$ – плоскость, касательная к уровенной поверхности Земли в точке o , расположенной на широте φ . Ось ox направлена по касательной к кругу широты с запада на восток, ось oy – вдоль меридиана, с юга на север, ось oz направлена перпендикулярно плоскости $хоу$ вверх от поверхности Земли. Выделим объем воздуха в один $м^3$, содержащего озон, с массой, равной плотности воздуха ρ . Система уравнений движения атмосферы имеет вид [19]

$$\begin{cases} \rho \frac{du}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial x} + 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \rho \frac{dv}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial y} + 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} + 2\rho(\omega_y u - \omega_x v) - g\rho + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z}. \end{cases} \quad (34)$$

В (34) u, v, w – проекции скорости ветра на оси x, y, z и $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ – проекции этой скорости вращения Земли Ω , направленного вдоль оси вращения к Северному полюсу; g – ускорение свободного падения в месте расположения объема. η – коэффициент кинематической вязкости; A – коэффициент турбулентной вязкости; $2m(\omega_z v - \omega_y w) = K_x$ – проекция силы Кориолиса на ось x ; $2m(\omega_x w - \omega_z u) = K_y$ – проекция силы Кориолиса на ось y ; $2m(\omega_y u - \omega_x v) = K_z$ – проекция силы Кориолиса на ось z . В левой части (34) стоят произведения массы ρ на ускорения вдоль осей x, y, z : $\frac{du}{dt},$

$\frac{dv}{dt}, \frac{dw}{dt}$. В правой части выражения $\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}$ и $\frac{\partial p}{\partial z}$ – градиент давления вдоль осей x, y, z .

В стратосфере можно не учитывать вязкое трение, типичное для приземного слоя воздуха, положив $\eta = 0$. Так как в стратосфере воздух разрежен, нет смысла учитывать и силу турбулентного трения [19, 20].

При рассмотрении внеполярных циклонов и антициклонов в первом и втором уравнениях системы (34) обычно пренебрегают чле-

нами, содержащими проекцию скорости w на ось z из-за их малости по сравнению с другими членами [20]. Это приближение использовано ниже, хотя в литературе отмечается, что вертикальное движение играет существенную роль в переносе озона из тропической области в умеренные и полярные широты [21, 22]. Тем не менее даже в таком приближении удалось получить ряд интересных результатов.

Система уравнений (34) преобразуется к виду

$$\begin{cases} \rho \frac{du}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial x} + 2\rho\Omega v \sin \varphi, \\ \rho \frac{dv}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial y} - 2\rho\Omega u \sin \varphi, \\ -\frac{\partial p}{\partial z} = g\rho. \end{cases} \quad (35)$$

Здесь $\omega_z = \Omega \sin \varphi$, Ω – модуль вектора угловой скорости вращения Земли. Третье уравнение в (35) – это уравнение статики атмосферы. В установившемся режиме $\frac{du}{dt} = 0$, $\frac{dv}{dt} = 0$, $\frac{dw}{dt} = 0$.

Так как в начале весны циркумполярный вихрь Южного полушария является антициклоном, то возникает горизонтальный градиент давления по направлению к средним широтам вдоль оси ou . Область с максимальным давлением сконцентрирована вблизи Южного полюса, воздушные потоки движутся во все стороны от полюса к северу, как показано на рис. 65. Здесь система координат связана Землей. Отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) тормозит эти потоки и разворачивает к востоку, потоки выходят на круговые траектории, при этом на каждый объем массы ρ действует центробежная сила $F = \rho \frac{u^2}{R_\varphi}$, что способствует выносу масс озона из внут-

ренней области ЦВ в средние широты. Обозначено $R_\varphi = R_3 \cdot \cos \varphi$ – радиус окружности, по которой вращается объем воздуха, $R_3 = 6371$ км – средний радиус Земли.

При движении по окружности целесообразно перейти к новым прямоугольным координатам, как показано на рис. 66, где начало координат помещено в ту же точку o , которая задана при построении системы координат, использованной в уравнениях (34) и (35). В точке o новая система координат совпадает со старой системой. Координатная система на рис. 66 построена на плоскости, так как движение в вертикальном направлении не учитывается. Касательная в точке o

выбирается в качестве координатной оси os , ось on перпендикулярна к os . Обозначим через V горизонтальную скорость воздуха вместо u в старой системе координат. В новой системе координат скорость в направлении on $v = 0$ [20].

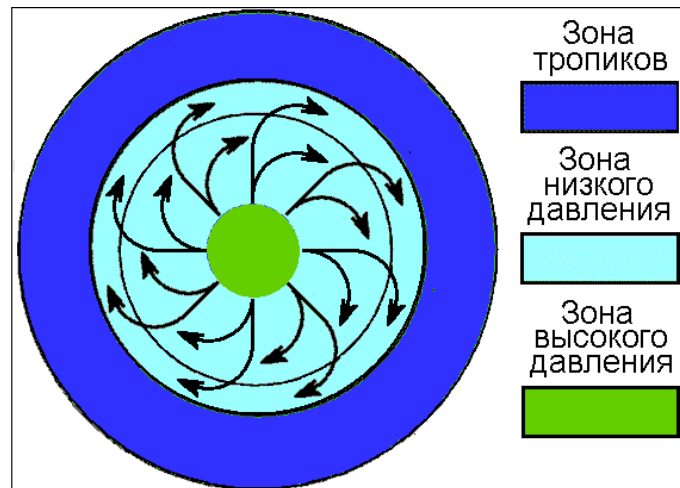


Рис. 65. Схема движения воздушных потоков в начале весны

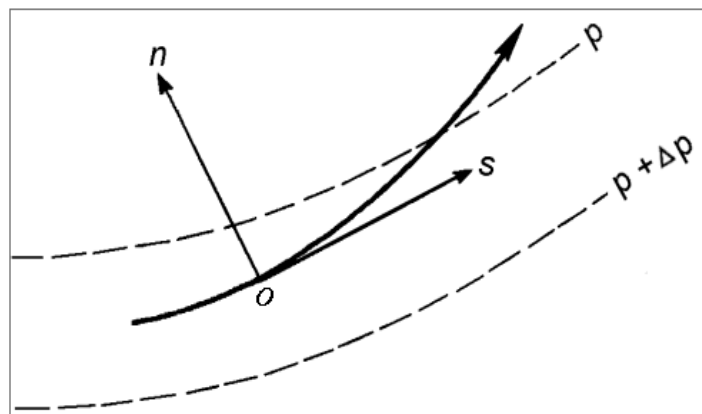


Рис. 66. Система изобарических координат

В новых координатах с учетом центробежной силы вместо системы (35) для антициклона получаем

$$\frac{V^2}{R_\varphi} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = 2\Omega V \sin \varphi. \quad (36)$$

Выражение (36) носит название уравнения градиентного ветра [20] и используется при изучении антициклонов и циклонов (в циклоне со знаком «минус» в левой части перед вторым членом). Наш случай отличается от задач метеорологии тем, что приходится учитывать зависимость R_φ от широты.

При рассмотрении воздушных течений с горизонтальным масштабом порядка 1000 км типа циклонов и антициклонов и течений планетарных масштабов порядка 10 000 км целесообразно использовать вместо давления геопотенциальную высоту¹ на определенном изобарическом уровне [19]. Как показано в [20], во втором уравнении (36) вместо градиента давления $\frac{\partial p}{\partial n}$ можно ввести градиент геопотенциальной высоты изобарической поверхности p :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = g_0 \frac{\partial \Phi}{\partial n}.$$

В физике атмосферы обычно вычисляют градиент высоты $\frac{\Delta \Phi}{\Delta n}$ при $\Delta n = 1^\circ$ [20]. Вдоль меридиана 1° соответствует 111 км.

Таким образом, (36) преобразуются к виду

$$g_0 R_\varphi \frac{\partial \Phi}{\partial n} + V^2 = 2\Omega V R_3 \sin \varphi \cos \varphi. \quad (37)$$

Используя уравнение (37), можно найти скорость градиентного ветра. Однако (37) несет и другую важную информацию. Рассмотрим отдельно правую часть уравнения. Пусть Земля повернулась на угол $\Delta \alpha$. Произведение $R_\varphi \cdot \Delta \alpha$ – это путь, пройденный объемом воздуха при повороте, а произведение $2\Omega V \sin \varphi \cdot R_\varphi \Delta \alpha$ – работа, совершаемая силой Кориолиса при повороте.

Сила Кориолиса максимальна у полюса, но путь $R_\varphi \Delta \alpha$ минимален. На экваторе путь $R_\varphi \Delta \alpha$ максимален, но сила Кориолиса равна нулю.

Существует широта, на которой при повороте затрачена наибольшая энергия. В (37) $2 \sin \varphi \cos \varphi = \sin 2\varphi$, максимум этой функции равен 1 при $\varphi = 45^\circ$ ю.ш. На этой широте сила Кориолиса оказывает самое большое тормозящее усилие объемам воздуха, движущимся под действием градиента давления и центробежной силы. Поэтому следует ожидать, что весной вблизи 45° ю.ш. сконцентрируются мас-

¹ Геопотенциальная высота Φ – это отношение геопотенциала к стандартному ускорению свободного падения $g_0 = 9,80665 \text{ м/с}^2$. Геопотенциалом уровня Φ^* принято называть работу, которую необходимо совершить, чтобы поднять единицу массы в поле силы тяжести от уровня моря до уровня Φ^* . Единицей геопотенциальной высоты является геопотенциальный метр (гп. м), который до высоты 30 км практически не отличается от обычного метра [19].

сы воздуха (вместе с озоном), перенесенные из приполярной зоны, здесь возникает кольцо озона. Произойдет перераспределение озона между внутренней частью ЦВ и кольцом, количество озона в котором вырастет, а ОСО во внутренней части уменьшится, способствуя образованию АОД. Начиная с середины октября внутренняя часть начинает ЦВ заполняться озоном, который движется из кольца и из тропических и средних широт.

Для проверки были использованы зональные средние значения ОСО с сайта NASA [12], фрагмент таблицы значений зональных средних приведен на рис. 27. На рис. 67 показано среднее распределение ОСО по широте за три дня 7 сентября в разные годы, когда весной формировался циркумполярный вихрь, увеличивалось ОСО в кольце и уменьшалось ОСО внутри его. По характеру три графика похожи друг на друга, максимумы приходятся на широту в 45° . График за 27 декабря (рис. 67) показывает, как изменялось среднее ОСО в зависимости от широты в начале лета Южного полушария, когда внутренняя часть ЦВ почти заполнена озоном. Здесь же приведен график функции $f(\varphi) = 356 \sin 2\varphi$, для наглядности $\sin 2\varphi$ умножен на 356 е.Д.

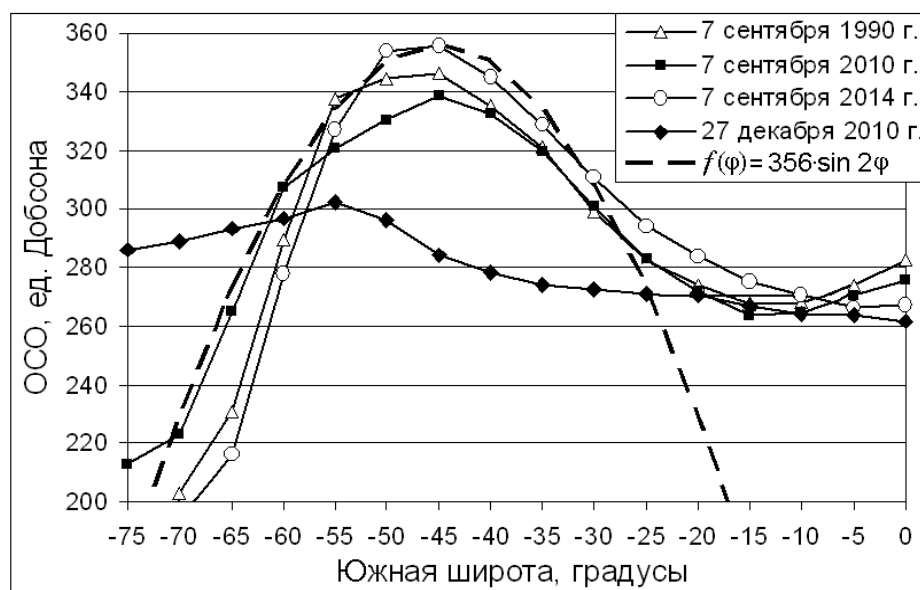


Рис. 67. Распределение ОСО по широте в сентябре и декабре

Величина $R_{45} = R_3 \cos 45^\circ = 4505$ км — это радиус кольца ЦВ по его средней линии, функция $f(\varphi) = 356 \sin 2\varphi$ описывает профиль кольца. Это позволяет построить модель циркумполярного вихря во время его образования, которая представлена на рис. 68. Середина

кольца проходит через Южный остров Новой Зеландии недалеко от г. Крайсчёрч и через Южную Америку на 45° ю.ш. Модель на рис. 68 построена в предположении, что кольцо ограничено правильными окружностями. Искажения формы кольца, которые можно видеть на рис. 62 и 64, не учитываются.

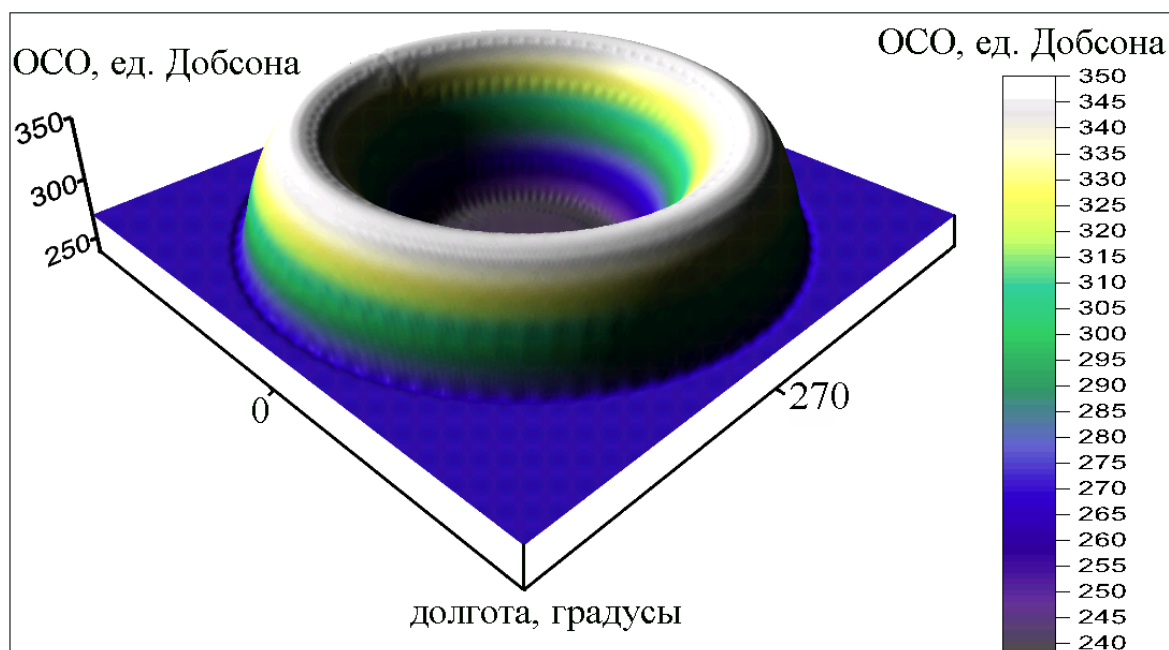


Рис. 68. Модель циркумполярного вихря во время его образования

Рис. 69 иллюстрирует перераспределение масс озона весной в Южном полушарии. Видно, что в приполярных широтах в начале весны происходит уменьшение ОСО, а в кольце общее содержание озона увеличивается. Особенностью графиков на рис. 69 является отсутствие данных для широт и выше 60° ю.ш. для 1 августа и выше 65° ю.ш. для 15 августа, так как на этих широтах стратосфера не была освещена Солнцем. Выше было показано, что в начале сентября происходит отток озона из приполярной зоны в средние широты Южного полушария (см. рис. 34 и 39). Графики на рис. 70 служат подтверждением этого вывода.

Угловая зональная скорость кольца $\bar{W}_{\text{ю}}$ достигает максимума в июле–августе и понижается в сентябре – октябре, как показано на рис. 42, 44 и 46. Это приводит к уменьшению центробежной силы и снижению переноса воздушных масс (вместе с озоном) из полярных широт в область кольца. С другой стороны, концентрация воздушных масс в области кольца приводит к росту давления и геопотенциальной высоты.

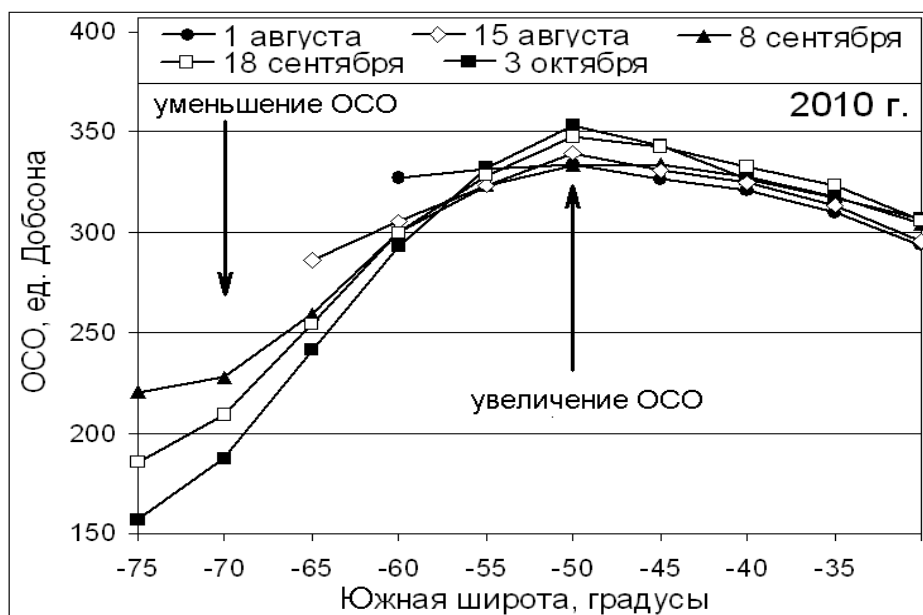


Рис. 69. Перераспределение масс озона в начале весны Южного полушария

Кольцо и внутренняя часть ЦВ в это время образуют циклон. В установившемся режиме для циклона справедливо уравнение [19, 20]:

$$\frac{V^2}{R_\varphi} = 2\Omega V \sin \varphi + \frac{\partial \Phi}{\partial n} g_0. \quad (38)$$

В циклоне воздушные потоки движутся во все стороны из кольца к югу, градиент ГПВ и сила Кориолиса их тормозят, сила Кориолиса разворачивает к западу, потоки выходят на круговые траектории, как показано на рис. 70. Здесь использована система координат, связанная с кольцом.

Массы озона, выходящие из кольца, поворачиваются в направлении с востока на запад. Начиная с середины октября внутренняя часть ЦВ заполнится озоном, который перемещается из кольца. Происходит обратное перераспределение масс озона, это показано на рис. 71, который также построен с использованием зональных средних. Однако кольцо продолжает вращаться в направлении с запада на восток, поэтому в системе координат, связанных с Землей, внутренняя часть ЦВ поворачивается в том же направлении, но со скоростью, значительно меньшей, или даже стоит на месте.

Отметим, что нисходящая ветвь зависимости зональных средних значений ОСО от широты φ на рис. 69 и 71, при $\varphi < -55^\circ$, с хорошей точностью аппроксимируется параболой $y = a - b\varphi^2$, причем коэффициент детерминации R^2 достигает 0,99. Такую же форму имеет ворон-

ка – свободная поверхность тяжелой несжимаемой жидкости в сосуде, который вращается вокруг вертикальной оси с некоторой угловой скоростью при условии, что жидкость находится в покое по отношению к сосуду [23].

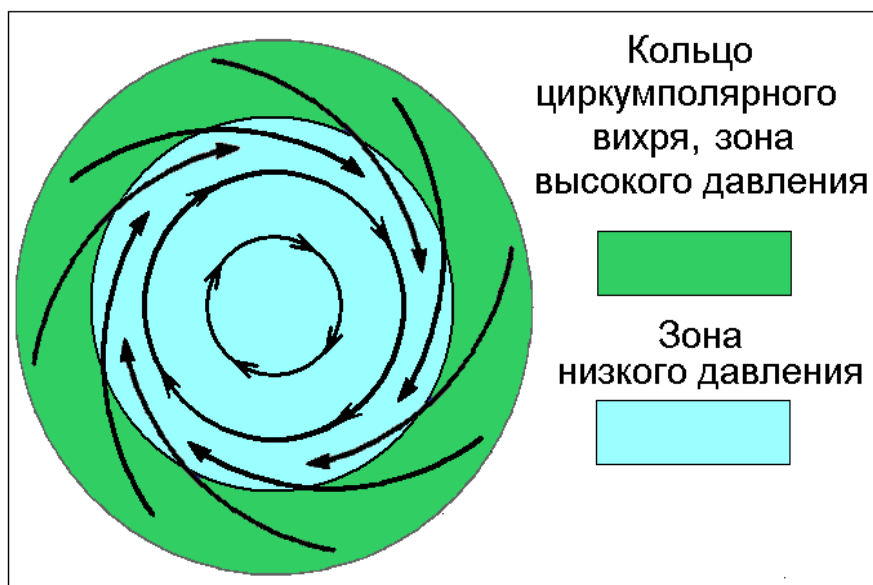


Рис. 70. Схема движения воздушных потоков в циклоне

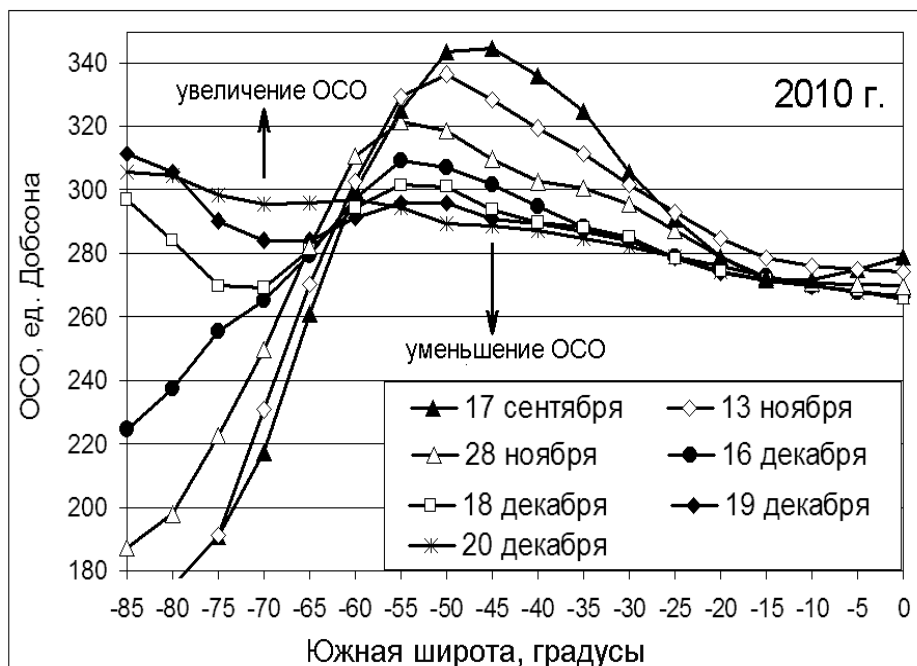


Рис. 71. Перераспределение масс озона в конце весны Южного полушария

Используя (38), для установившегося режима можно найти широту, на которой сила Кориолиса и градиент ГПВ затрачивают наибольшая энергию при торможении потока воздуха, движущегося от

кольца к полярным широтам. На этой широте накапливается озон. Правая часть (38) максимальна, если

$$\frac{d}{d\varphi} \left[\Omega V R_3 \sin 2(\varphi - \varphi_0) + \frac{\partial \Phi}{\partial n} g_0 R_3 \cos(\varphi - \varphi_0) \right] = 0. \quad (39)$$

Здесь $\varphi_0 \sim 45^\circ$ ю.ш. Анализ значений ГПВ и скорости градиентного ветра на изобарическом уровне 50 гПа в области широт $45\text{--}80^\circ$ ю.ш. из [24] показал, что градиент ГПВ $\Delta\Phi$ в гп. м и градиентная скорость V , выраженная в м/с, численно совпадают с точностью не хуже 20 %. Получаем уравнения:

$$2\Omega V R_3 \left[1 - 2\sin^2(\varphi - \varphi_0) \right] - \frac{\Delta\Phi}{\Delta n} g_0 R_3 \sin(\varphi - \varphi_0) = 0, \quad (40)$$

$$\frac{1 - 2\sin^2(\varphi - \varphi_0)}{\sin(\varphi - \varphi_0)} = \frac{g_0 \frac{\Delta\Phi}{\Delta n}}{2\Omega V}.$$

Приходим к квадратному уравнению

$$\sin^2(\varphi - \varphi_0) + \frac{g_0}{4\Omega \Delta n} \sin(\varphi - \varphi_0) - 0,5 = 0. \quad (41)$$

Решая уравнение (41), находим, что $(\varphi - \varphi_0) = 35^\circ$ ю.ш. Таким образом, $\varphi \sim 80^\circ$ ю.ш.

В конце весны и летом в Южное полушарие поступает озон из тропических широт [22]. В установившемся режиме это описывается уравнением для циклона (38). Используя это уравнение, можно найти широту, на которой сила Кориолиса и градиент ГПВ затрачивают наибольшую энергию при торможении потока воздуха и где накапливается озон. Правая часть (38) максимальна, если

$$\frac{d}{d\varphi} \left[\Omega V R_3 \sin 2\varphi + \frac{\partial \Phi}{\partial n} g_0 R_3 \cos \varphi \right] = 0.$$

В отличие от (39) здесь положено $\varphi_0 = 0$. Получаем уравнения:

$$2\Omega V R_3 (1 - 2\sin^2 \varphi) - \frac{\Delta\Phi}{\Delta n} g_0 R_3 \sin \varphi = 0,$$

$$\frac{1 - 2\sin^2 \varphi}{\sin \varphi} = \frac{g_0 \frac{\Delta\Phi}{\Delta n}}{2\Omega V}.$$

Анализ значений ГПВ и скорости градиентного ветра на изобарическом уровне 50 гПа в области широт 20–45° ю.ш. из [24] показал, что градиент ГПВ $\Delta\Phi$ в гп. м и градиентная скорость V , выраженная в м/с, численно совпадают с точностью не хуже 10 %. Приходим к уравнению

$$\sin^2 \varphi + \frac{g_0}{4\Omega\Delta h} \sin\varphi - 0,5 = 0. \quad (42)$$

Решая (42), получаем, что озон накапливается на широте 35°. Это подтверждается анализом зональных средних с конца декабря до середины апреля. На рис. 72 можно видеть распределение зональных средних в Южном полушарии по широте за 27 и 31 декабря 2010 г. Наблюдаются два пика – один вблизи 58°, другой вблизи 35° ю.ш. Наличие второго пика – признак того, что озон переносится из тропиков и субтропиков в средние широты.



Рис. 72. Пик при 35° ю.ш. – признак переноса озона из тропиков

На рис. 73 представлена визуализация поля ОСО за 27 декабря 2010 г. Черные стрелки указывают на узкое кольцо вблизи 35° ю.ш., обусловленное переносом озона. Таким образом, в Южном полушарии летом присутствует *второе* кольцо озона. Оно проходит вблизи широты Буэнос-Айреса и Кейптауна.

Третье кольцо и пик должны наблюдаться и внутри кольца на 80° ю.ш. Иногда на графике, показывающем зависимость зональных средних значений от широты, при 80° ю.ш. присутствует небольшой пик, но хаотичное движение масс озона в приполярной зоне искажает

картину. На изображении поля озона могут наблюдаться фрагменты третьего кольца, как на рис. 73, где фрагмент отмечен белой стрелкой.

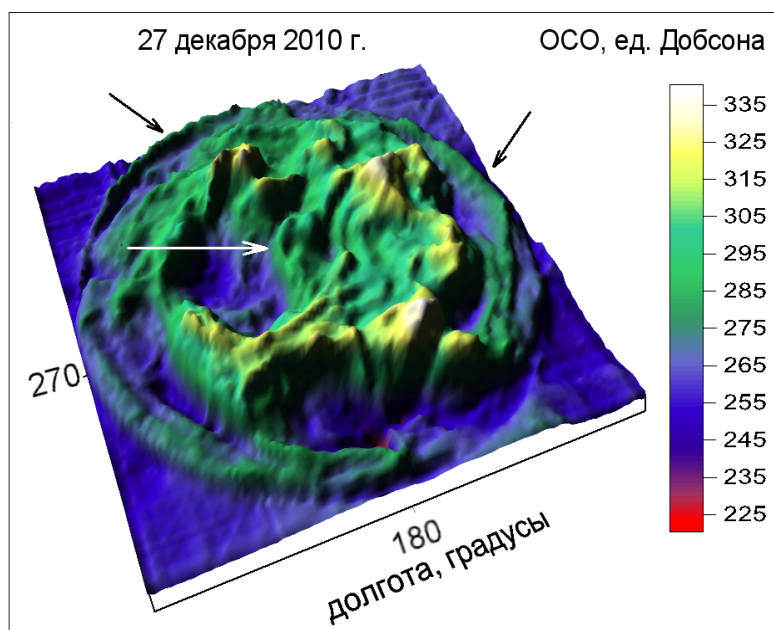


Рис. 73. Циркумполярный вихрь в начале лета. Черные стрелки указывают на второе кольцо, белая стрелка указывает на фрагмент третьего кольца

В целом следует отметить, что образование циркумполярного вихря в Южном полушарии в соответствии с моделью градиентного ветра, по-видимому, происходило и раньше, в частности, в то время, когда Антарктическая озоновая аномалия отсутствовала или имела малые размеры, например в 1979 и 1980 гг. Резкое увеличению площади АОД в последующие годы, вероятнее всего, связано с ростом активности вулкана Эребус [25].

Минимальное содержание озона в Южном полушарии приходится на март. На рис. 74 приведена зависимость среднего ОСО в полосе от -85° до -30° в январе – марте для всего Южного полушария по зональным средним за 1998, 2008 и 2011 гг. На фоне общего отрицательного тренда наблюдается резкое уменьшение ОСО (например, 10 января 2008 г.) и временное резкое его увеличение (например, 28 января 2008 г. и 1–13 марта 2011 г.). Эти явления, по-видимому, связаны с разрушением озонового слоя при газовых выбросах вулкана Эребус и с частичным восстановлением его при поступлении озона из приэкваториальной области.

Поле ОСО Южного полушария в январе – марте хаотичное, присутствуют зоны с высоким ОСО, достигающим 340 е.Д. и вблизи них зоны с ОСО 220 е.Д., как показано на рис. 75.

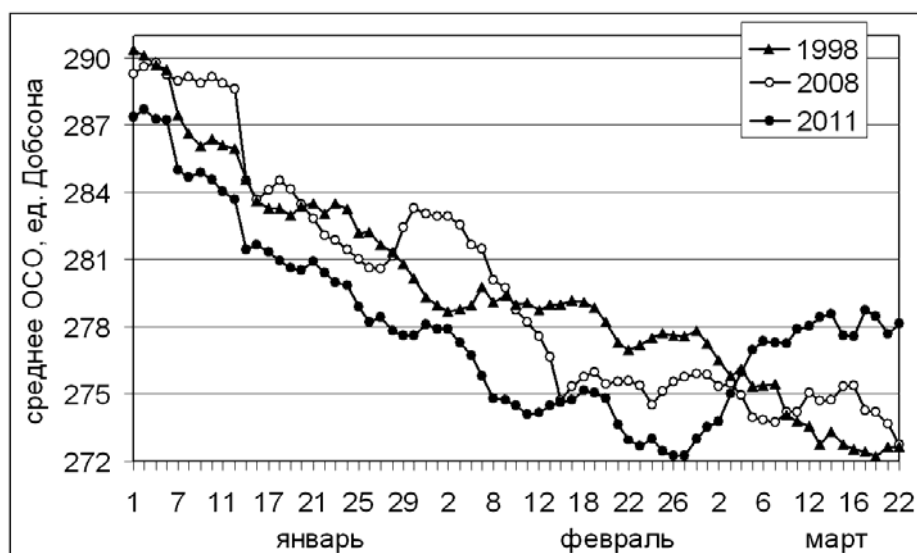


Рис. 74. Вариации общего содержания озона в Южном полушарии в январе-марте

Результаты обработки спутниковых измерений СО подтверждают гипотезу о существенном вкладе естественных факторов на образование Антарктической озоновой дыры в период 1985-2014 гг.

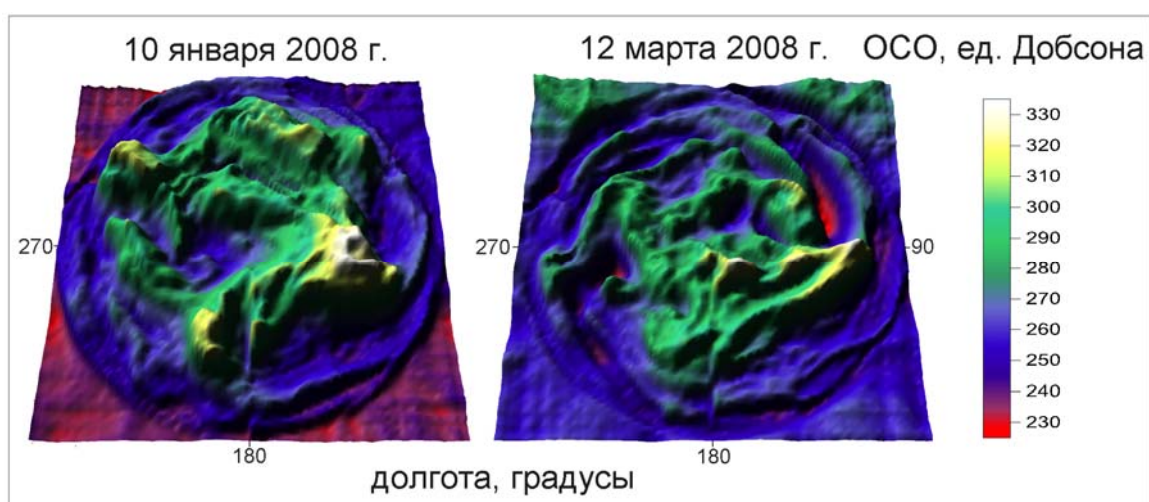


Рис. 75. Поле СО Южного полушария в январе и марте 2008 г.

В Северном полушарии атмосферные образования, подобные Антарктической озоновой дыре, практически не наблюдаются. Здесь общее количество озона и площадь суши значительно больше, чем в Южном полушарии (рис. 16), а зональная скорость масс озона значительно меньше, чем в Южном полушарии. Вблизи Северного полюса, как правило, отсутствует область с аномально низкими температурами, нередко наиболее низкие температуры наблюдаются над матери-

ками (Северная Америка, Евразия) и в Гренландии. Для Северного полушария характерны циклоны и антициклоны масштаба порядка 1000 км и менее. Основные особенности озонового слоя в Северном полушарии рассмотрены в п. 4.2 и 4.3.

Единственный раз за 37 лет спутниковых озонных измерений, с 9 по 14 марта 2011 г., в Арктике наблюдалось атмосферное образование, подобное циркумполярному вихрю Южного полушария (рис. 76). На рис. 76 можно видеть кольцо вихря и внутреннюю часть ЦВ с пониженным содержанием ОСО, простирающуюся на территории от Канады до полуострова Таймыр. Однако это не классическая озоновая дыра, так как минимальное ОСО внутри кольца превышает 220 е.Д. Возникновение этого аномального явления, по-видимому, связано с возрастанием зональной скорости стратосферного ветра в приполярной области ($60\text{--}65^\circ$ с.ш.) до 19 град./сут, т.е. до величин, типичных для Южного полушария (рис. 38). На рис. 77 показано распределение ОСО по широте в марте 2011 г. в Северном полушарии по зональным средним. Видно, что в приполярных широтах, по сравнению с 1 марта, 8 и 13 марта происходит уменьшение ОСО, однако в кольце общее содержание озона практически не меняется. Максимум ОСО приходится на $55\text{--}60^\circ$ с.ш. На графике за 1 марта на рис. 77 отсутствуют данные для широт выше 75° , так как на этих широтах стратосфера еще не была освещена Солнцем.

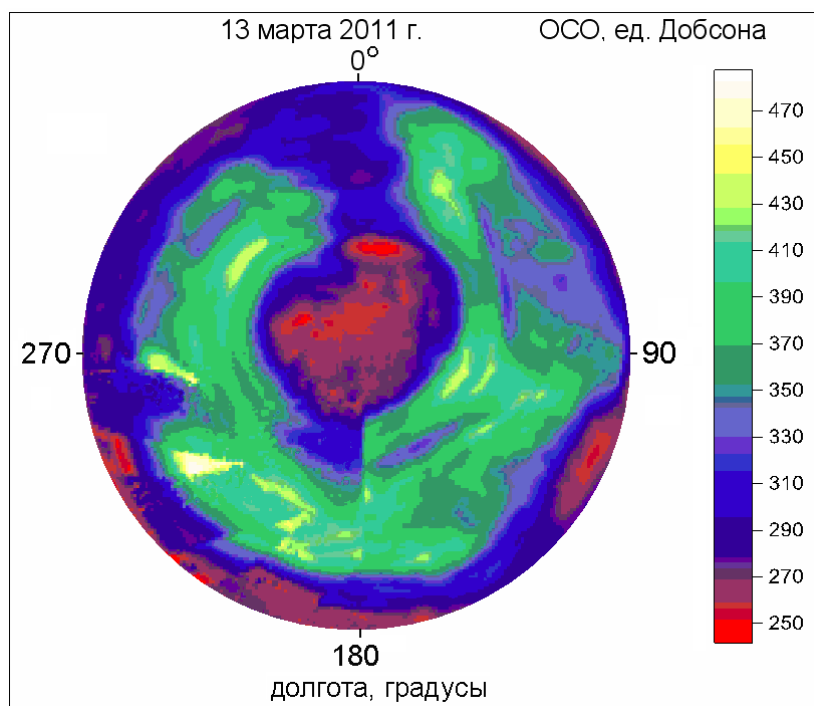


Рис. 76. Озонная аномалия в Северном полушарии 14 марта 2011 г.

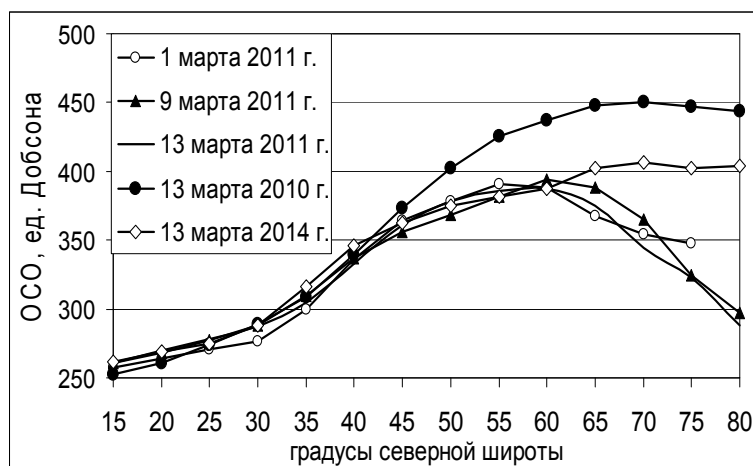


Рис. 77. Распределение масс озона в марте 2011 г. по данным зональных средних

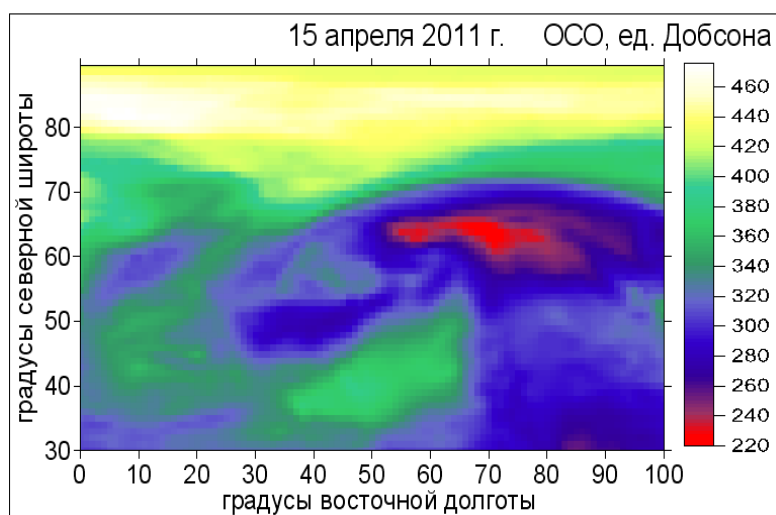


Рис. 78. Смещение озонной аномалии 29 марта из Арктики в средние широты

В марте 2010 и 2014 гг. подобная аномалия не наблюдалось (рис. 77). В отличие от ЦВ Южного полушария озонная аномалия не осталась на месте, а к концу марта сместилась на юг и сократилась в размерах. При этом угловая скорость масс озона в приполярной области упала до 3 град/сут. Озонная аномалия накрыла Европейскую и Азиатскую части России южнее 70° с.ш. (рис. 78), причем на севере Западной Сибири и Красноярского края минимальное значение ОСО достигло 220 е.Д., что ниже, чем минимум ОСО в середине марта в Арктике. Возможная причина уменьшения ОСО – химические потери озона в стратосфере. Этот вывод согласуется с работой [26], где показано, что деструкция стратосферного озона над Томском в конце марта 2011 г. связана с извержением вулкана Мерапи в Индонезии.

Список литературы к главе 8

1. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large Losses of Total Ozone in Antarctica Reveal Seasonal ClO/NO₂ Interaction. // Nature. 1985. V. 315. P. 207–210.
2. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/pub/toms/>
3. Khlebohros R.G., Okhonin V.A., Kashkin V.B. Catastrophes in nature and society. Mathematical Modeling of Complex Systems. – N.Y.: World Scientific, 2007. 321 p.
4. Кашкин В.Б., Рублева Т.В. Исследование озонового слоя Земли по спутниковым данным // Труды VII Международной конференции «Идентификация систем и задачи управления». – М.: Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, 2008. С. 544–557.
5. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 1999. Report № 44. 558p.
6. Bodeker G.E., Shiona H., Eskes H. Indicators of Antarctic ozone depletion // Atmospheric Chemistry and Physics Discussions. 2005. № 5. P. 3811–3845.
7. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2007. Report № 50. 532 p.
8. Kane R.P. Ozone depletion, worst not yet over // Indian Journal of Radio Space and Space Physics. 2009. V. 38. P. 313-316.
9. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/pub/omi/data>
10. Tully M.B., Klekociuk A.R., et all. The Antarctic ozone hole during 2008 and 2009 // Australian Meteorological and Oceanographic Journal. 2011. № 61. P. 77–90.
11. Кашкин В.Б., Хлебопрос Р.Г., Рублева Т.В., Баскова А.А. Озоновый щит Земли: легенды и реалии. Аэродинамическая модель Антарктической озоновой дыры // Материалы Международной конференции «Современные проблемы математики, информатики и биоинформатики», посвященная 100-летию А.А. Ляпунова. Новосибирск, 11-14 октября 2011. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <http://conf.nsc.ru/files/conferences/Lyap-100/fulltext/84146/85657/>
12. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/data/zonal_means/ozone/

13. Рублева Т.В., Кашкин В.Б., Мясников В.М., Селиверстов С.А. Изменчивость полярного стратосферного озона южного полушария по спутниковым данным (аппаратура TOMS, OMI) // Вестник Сибирского государственного аэрокосмического университета. 2011. Вып. 2 (35). С. 58–62.
14. Huck P.E. The Coupling of Dynamics and Chemistry in the Antarctic Stratosphere. – University of Canterbury, 2007. 158 p.
15. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva: WMO, 2015. Report № 55. 415p.
16. Kashkin V.B., Khlebopros R.G., Kolyada M.N. Satellite total ozone as an indicator of stratospheric dynamics: a new interpretation of ozone holes // Paris: Institut des Hautes Etudes Scientifiques: IHES/M/02/02, 2002. 18 p.
17. Кашкин В.Б., Рублева Т.В., Хлебопрос Р.Г. Природоохранная геофизика: проблемы озонового щита планеты // Инженерная экология. № 4. 2009. С. 18–33.
18. Силкин К. Ю. Геоинформационная система Golden Software Surfer 8. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. 66 с.
19. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 751 с.
20. Fleagle R., Businger J. An Introduction to Atmospheric Physics. – New York: Academic Press, 1963. 346 p.
21. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат, 1987. 414 с.
22. К. Моханакумар. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. – М.: Физматлит, 2011. 452 с.
23. Седов Л.И. Механика сплошной среды. Т.2. – М.: Наука, 1970, с. 18-19.
24. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: <https://www.arl.noaa.gov/READYamet.php>
25. Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулканогенные возмущения стратосферы – главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 1. С. 30–34.
26. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Савельева Е.С., Баженов О.Е., Невзоров А.В. О роли извержения вулкана Мерапи в аномальном понижении ОСО над Томском в апреле 2011 г. // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 12. С. 1090–1094.

Заключение

В последние годы одним из основных направлений изучения проблемы истощения озонового слоя стала разработка фотохимических механизмов разрушения озона (фреонно-гетерогенная гипотеза). Несмотря на выявленную тенденцию уменьшения озонового слоя в XX в., причины его деградации до сих пор являются предметом научных дискуссий. В целом прогноз состояния озонового слоя остается неопределенным.

На сегодняшний день не подвергается сомнению и положение о том, что вариации ОСО должны быть тесно связаны с динамическими процессами в нижней стратосфере. Накопленные данные о стратосферном озоне свидетельствуют, о том, что фотохимическая теория Чепмена и современная фреонно-гетерогенная гипотеза не могут объяснить все особенности изменчивости глобального поля ОСО. Нерешенными остаются, в частности, вопросы о причинах межполушарных различий распределения ОСО в Северном и Южном полушариях.

Почти все исследования Антарктической озоновой дыры, проводимые с середины 80-х гг. XX в., были направлены на подтверждение её антропогенного происхождения. Природа Антарктической озоновой дыры все еще во многом оставалась неясной. Не исследован вопрос о механизмах, отвечающих за пространственно-временную изменчивость общего содержания озона в пределах циркумполярного вихря, а также взаимовлияния циркумполярного вихря, существующего в области средних широт, и полярной Антарктической области в нижней стратосфере Южного полушария. Существенно недооценивается роль зональной и меридиональной циркуляции в изменчивости глобального поля озона, поскольку до настоящего времени отсутствовал метод, который позволил бы изучать реальное движение масс озона в системе общей циркуляции атмосферы.

В ходе выполнения работы, изложенной в монографии, удалось предложить:

1. Метод слежения за движениями воздушных масс в нижней стратосфере, где озон используется как пассивный атмосферный трассер, с использованием спутниковых измерений ОСО приборами TOMS/NIMBUS-7, TOMS/EP и OMI/AURA.

2. Новый подход для исследования зонального и меридионального переноса воздушных масс в нижней стратосфере, на основе которого выдвинута оригинальная научная гипотеза о характере движения масс озона в средних и полярных широтах Южного и Северного полушарий в весенний период.

3. Модели образования циркумполярного вихря и Антарктической озоновой дыры.

4. Оценки долговременных трендов ОСО в умеренных широтах северного и южного полушарий за периоды 1978-1993 гг., 1996-2014 гг. и 2005-2014 гг.

Метод атмосферного трассера позволяет изучать зональный и меридиональный перенос воздушных масс в нижней стратосфере в глобальном масштабе с периодичностью сутки. Точность оценки скорости переноса в широтной области $30-60^\circ$ составляет $1^\circ/\text{сут}$.

На основе метода атмосферного трассера (озона) проведено исследование зонального и меридионального движения воздушных масс в системе общей циркуляции атмосферы и влияние планетарных геофизических факторов на сезонную изменчивость пространственно-временных вариаций глобального поля озона. Оценены значения угловых скоростей циркумполярных вихрей.

Установлено, что в течение года сменяют друг друга два режима циркумполярного движения неравной продолжительности, характеризующиеся уменьшением и увеличением угловой скорости. В частности, в Северном полушарии длительность первого режима составляет 5 месяцев, а второго – 7. Это означает, что от февраля к июлю (зима – лето) происходит замедление вращения нижней стратосферы умеренных широт Северного полушария, а от июля к февралю (от лета к зиме) – ускорение. В Южном полушарии замедление вращения области ($30-60^\circ$) происходит в течение 7 месяцев (от июля к февралю), а ускорение – 5 месяцев (от февраля к июлю). Следовательно, сезонные вариации угловой скорости характеризуют замедление вращения нижней стратосферы при переходе от зимы к лету и усиление от лета к зиме, как в Северном, так и в южном полушариях.

Межширотный перенос воздушных масс в направлении оси вращения Земли осуществляется при меридиональной циркуляции. Измерить скорости атмосферных неоднородностей в этих процессах доста-

точно сложно, поскольку в нижней стратосфере меридиональная составляющая скорости по сравнению с зональной очень мала. Разработанный метод атмосферного трассера позволил получить оценки меридиональных скоростей и исследовать характер движения масс озона в Южном полушарии весной.

Необходимо отметить, что наибольшей динамической активностью в нижней стратосфере Южного полушария характеризуется период с 1 сентября по 31 октября. В полярных широтах ($70-90^\circ$ ю.ш.) образуется Антарктическая озоновая дыра (АОД). Дата наибольшей глубины озоновой дыры наблюдается позже осеннего равноденствия примерно на 1-2 недели. Минимальные значения общего содержания озона в разные годы 1979-2011 гг. в АОД варьировались от 73 до 195 е.Д. В средних широтах вокруг озоновой дыры существует циркумполярный вихрь с аномально высоким (для Южного полушария) количеством озона (до 445 е.Д.).

Обнаружено, что полная изоляция циркумполярным вихрем нижней стратосферы над Антарктидой во время существования АОД отсутствует. В сентябре озон «утекает» из области АОД со скоростью до 1,5 град/сут. Существование оттока масс озона из полярной области позволило предположить, что уменьшение количества озона в озоновой дыре должно приводить к его увеличению в средних широтах. Связь динамических процессов в нижней стратосфере и изменение количества озона в Антарктической озоновой дыре изучались на основе анализа зонального движения масс озона весной 1996-2010 гг. Обнаружено, что между значениями зональной скорости и дефицитом массы озона существует тесная зависимость (коэффициент корреляции равен 0,78).

При исследовании вариаций меридиональной скорости в данной широтной зоне с 1 сентября по 31 октября в 2006 г. было выявлено, что в сентябре преобладает движение масс озона из полярной в умеренную область со средней скоростью 0,33 град/сут. В октябре скорость вращения воздушных масс в циркумполярном вихре уменьшается в среднем в 1,4-1,6 раза. При этом заметно ослабевает действие дополнительной силы, способствующей оттоку озона из АОД. Начинается приток озона в АОД (средняя меридиональная скорость в октябре составляет 1,22 град/сут).

Изучался характер движения масс озона и в средних широтах на примере области ($55-60^\circ$ ю.ш.). В сентябре здесь наблюдается движение масс озона от полюса со скоростью 0,2 град/сут. В октябре и ноябре массы озона изменили направление своего движения на обратное

(из средних широт в сторону Южного полюса). Значения меридиональной скорости возросли примерно в 1,7 раза, а количество озона в данной области уменьшилось с 351 е.Д. (в октябре) до 336 е.Д. (в ноябре). Таким образом, в области циркумполярного вихря в сентябре – октябре происходит смена направления межширотного переноса масс озона. При ослаблении вращения циркумполярного вихря воздушные массы начинают двигаться из средних широт в Антарктику с все увеличивающейся меридиональной скоростью.

На основании натуральных спутниковых наблюдений, суммируя все сказанное, в монографии предложена аэродинамическая модель движения воздушных масс в нижней стратосфере. «Озоновые облака» в данном атмосферном слое послужили не только индикатором глобальных (планетарных) потоков, но и объяснением появления таких феноменов, как масштабные по размеру озоновые дыры, циркумполярные вихри с повышенным содержанием озона, циклон-антициклонная асимметрия расположения локальных озонных аномалий, межполушарные различия и сезонная изменчивость распределения озона.

Кроме того, разработана и обоснована методика анализа временных рядов ОСО с помощью сингулярного спектрального анализа с устранением краевых эффектов. В целом применение сингулярного спектрального анализа позволило существенно увеличить достоверность оценивания тренда озона и скорости деградации озонового слоя, при этом вид тренда заранее задавать не требуется. Анализ трендов ОСО за 1978-1993 гг. показал, что в средних широтах Северного полушария озоновый слой истощался на 3,4 % за 10 лет, а в Южном – на 4,8 % за 10 лет. В 1996-2005 гг. уменьшение общего содержания озона в Северном полушарии происходило со скоростью 2,9% за 10 лет, а в Южном – 1,0 % за десятилетие. В период 2005-2014 гг. отмечается увеличение ОСО в Северном полушарии на 1,4 %, в Южном – на 2,8 %.

Как надеются авторы, читатель убедился, что озоновые дыры «не рукотворный объект» – результат воздействия фреонов, а природный феномен.

Научное издание

Кашкин Валентин Борисович
Рублева Татьяна Васильевна
Хлебопрос Рема Григорьевич

**Стратосферный озон:
вид с космической орбиты**

Редактор Е.Г. Иванова
Компьютерная верстка И.В. Гревцовой

Подписано в печать 03.12.2015. Печать плоская
Формат 60×84/16. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 11,5
Тираж 500 экз. Заказ № 3039

Библиотечно-издательский комплекс
Сибирского федерального университета
660041, Красноярск, пр. Свободный, 82а
Тел. (391) 206-26-67; <http://bik.sfu-kras.ru>
E-mail: publishing_house@sfu-kras.ru