

Регулирование динамики тропосферного озона через стратосферу

П.Н. Антохин, Б.Д. Белан*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 16.03.2012 г.

Рассматриваются два возможных механизма стратосферного управления концентрацией и динамикой озона в тропосфере. Первый осуществляется через модуляцию общим содержанием озона потока ультрафиолетового излучения, поступающего в тропосферу и запускающего здесь фотохимические процессы. Второй — через прямой перенос из стратосферы озона, который будет являться «затравкой» для фотолиза и началом тех же процессов генерации озона, но уже в тропосфере. Показано, что в районе Томска проявляются оба механизма управления стратосферным озоном приземной его концентрации. При этом управление через ультрафиолетовый поток определяет амплитудную модуляцию, а перенос из стратосферы в тропосферу — временную.

Ключевые слова: атмосфера, воздух, озон, стратосфера; atmosphere, air, ozone, stratosphere.

Введение

Озон, являясь малой газовой составляющей воздуха, играет важную и многогранную роль в атмосфере. В стратосфере находится до 90% озона, который имеет огромное значение в защите биосферы от жесткого ультрафиолетового излучения. В тропосфере озон выполняет отрицательную функцию. Он относится к наиболее ядовитым газам, угнетающе действует на биологические объекты, включая человека. Являясь мощнейшим окислителем, вызывает разрушение многих материалов. Кроме того, тропосферный озон по своему вкладу в парниковый эффект занимает пятое место после водяного пара, углекислого газа, метана и закиси азота. Все эти отрицательные свойства озона в тропосфере требуют детального исследования его пространственно-временной изменчивости и понимания механизмов его генерации и стоков.

Длительное время в науке об озоне сохранялось устойчивое мнение, что основным источником его поступления в тропосферу является перенос из вышележащих слоев, а именно из стратосферы, где он генерируется под действием солнечного ультрафиолетового излучения [1]. И лишь в 60-х гг. XX в. пришло понимание того, что значительная часть озона может образовываться в ходе фотохимических процессов непосредственно из газопредшественников — прекурсоров, как их называют в зарубежной литературе [2]. В [3] подчеркивается, что с фотолиза самого озона, имеющегося в тропо-

сфере, начинается цепочка фотохимических реакций, иногда приводящая к образованию смогов. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать два возможных механизма стратосферного управления концентрацией и динамикой озона в тропосфере: через модуляцию потока ультрафиолетового излучения, поступающего в тропосферу и запускающего здесь фотохимические процессы, и через прямой перенос из стратосферы озона, который будет являться «затравкой» для фотолиза и началом тех же процессов генерации озона, но уже в тропосфере.

Анализу проявления обоих механизмов в районе Томска и посвящена настоящая статья.

Первый механизм

Изменение общего содержания озона (ОСО) должно, в первую очередь, сказываться на вариациях притока УФ-радиации в нижнюю тропосферу, где озон подвергается фотолизу и образуется под ее воздействием [4]. Рассматривая этот процесс, S. Madronich обратил внимание на то [5], что приток УФ–В-радиации не только изменяется по величине, но и смещается максимум его притока с 310 на 315–330 нм. Это, в свою очередь, должно уменьшать скорость фотолиза, так как максимальная ее величина наблюдается при 305–307 нм [2]. Выполненные затем измерения УФ–В-радиации и сопоставление полученных данных с вариациями ОСО показали, что их связь хорошо прослеживается на длительных периодах и не всегда устойчива на коротких [6–8]. Затем прямым сопоставлением было показано, что уменьшение ОСО сопровождается ростом приземной концентрации озона (ПКО)

* Павел Николаевич Антохин (apn@iao.ru); Борис Денисович Белан (bdd@iao.ru).

и, наоборот, рост ОСО приводит к уменьшению его приземной концентрации [9]. Отсюда можно сделать вывод, что такой механизм стратосферного управления определяет величину фотохимической «добавки» к концентрации озона в тропосфере.

Проверка этого вывода впервые была выполнена в [10]. Для этого использовались данные TOR-станции по измерениям газового состава воздуха в районе Томска [11] и результаты спутникового определения ОСО [ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov]. В работах [12, 13] было показано, что они хорошо коррелируют с прямыми измерениями ОСО, выполненными с помощью озонометра М-124. Их сопоставление выявило, что изменения ОСО и приземной концентрации озона находятся в противофазе. За истекший после публикации [10] период ряды наблюдений удлинились (рис. 1).

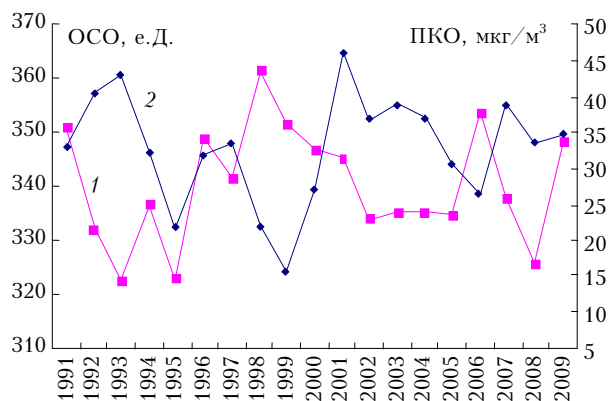


Рис. 1. Среднегодовое общее содержание озона (1) и приземная концентрация озона (2) для района Томска

Из рис. 1 отчетливо видно, что уменьшение ОСО сопровождается ростом приземной концентрации озона и, наоборот, рост ОСО приводит к уменьшению его приземной концентрации. За 19 лет можно зафиксировать 6 узлов, в которых ряды находятся в противофазе. Причем периоды противофаз могут изменяться от 1 года до 6 лет. Ведущая роль в этом процессе явно принадлежит ОСО.

Второй механизм

Этот механизм заключается в переносе озона из стратосферы в тропосферу в ячейке Брюера–Добсона [14]. Как показал Н. Dutsch [15], основное количество озона образуется в верхней тропической стратосфере. При этом основная область появления озона расположена летом между 10° ю.ш. и 35° с.ш., зимой между 38° ю.ш. и 12° с.ш. Дальнейшее распространение возникшего озона осуществляется меридиональными и нисходящими вертикальными упорядоченными движениями воздуха в системе циркуляции Брюера–Добсона [16, 17].

Оценки параметров циркуляции Брюера–Добсона одним из первых сделал Р. Fabian с сотр. [18]. Они выявили, что меридиональная скорость пере-

носа составляет 0,4 см/с, а скорость нисходящего движения — около 0,1 см/с. Современные оценки [19, 20] показали, что скорость имеет годовой ход и зависит от особенностей общей циркуляции атмосферы. С помощью расчетов по моделям различной степени сложности [21–23] пытаются спрогнозировать тренд изменения тропосферного озона за счет вариаций параметров циркуляции Брюера–Добсона.

Имеется еще один процесс переноса озона из стратосферы в тропосферу, который обусловлен «прорывом» тропопаузы с образованием ее складок в зоне струйных течений. Перенос озона в складках тропопаузы был обнаружен еще в 60-х гг. XX в. по данным о радиоактивности и обратным траекториям [24]. Затем результаты такого процесса были зафиксированы с помощью самолетных экспериментов [25]. Продолжается фиксирование этого явления при самолетном зондировании и в настоящее время [34–36]. Еще больше информации дали лидары, которые позволяют фиксировать явление с лучшим пространственным и временным разрешением [26, 27].

Суть этого явления заключается в том, что вокруг струйного течения имеется спиральная циркуляция, которая в своей нисходящей ветви переносит озон из стратосферы в тропосферу, а с другой стороны оси, в восходящей ветви, переносит из тропосферы в стратосферу водяной пар, аэрозоль и другие малые составляющие воздуха [28, 29]. При этом направление циркуляции изменяется вдоль потока, что обеспечивает как баланс количества движения, так и сохранение термобарических градиентов, поддерживающих существование самого струйного течения [30, 31].

Длительное время в литературе упоминалась нисходящая ветвь спиральной циркуляции, в которой переносился озон. По-видимому, сказывалось отсутствие надежных приборов для измерения других компонентов воздуха. К настоящему времени накоплен значительный объем данных, подтверждающих наличие восходящей ветви и перенос малых компонентов воздуха: водяного пара [32, 33], метана, закиси азота и др. [34], из тропосферы в стратосферу. При обсуждении любого явления в атмосфере важно иметь представления о его повторяемости и мощности — значимости для процесса в целом. Подобные данные собраны в [35]. В частности, показано, что наибольшее количество явлений складки тропопаузы в Северном полушарии наблюдается в декабре–январе и достигает 700 случаев в месяц. Наименьшее количество фиксируется в июне–июле и не превышает 400 случаев в месяц. В Южном полушарии таких вторжений значительно меньше. Максимум их появления фиксируется в холодный период с апреля по июль и составляет 340–360 случаев в месяц. Минимум повторяемости наблюдается летом в декабре и равен 260 случаям в месяц.

Если сравнивать описанные два процесса переноса озона из стратосферы в тропосферу в системах

циркуляции Брюера–Добсона и вертикальной циркуляции струйных течений, то представляется, что основной поток будет определяться первой. Этот источник, во-первых, действует постоянно, хотя и изменяет свою интенсивность во времени. Во-вторых, он охватывает почти всю территорию земного шара. Вертикальная же циркуляция вокруг струйного течения развивается только на отдельных участках, изменяет свое направление вдоль по потоку: с термически прямой, где происходит вторжение богатого озоном стратосферного воздуха в тропосферу, на термически не прямую, когда восходящие движения наблюдаются на циклонической стороне струи, а нисходящие на антициклонической, и происходит обратный процесс – уменьшение озона в верхней тропосфере. Таким образом, вертикальная циркуляция струйного течения обеспечивает лишь локальное поступление озона из стратосферы в тропосферу. В среднем ее вклад на длительных отрезках времени и в целом по земному шару должен приближаться к нулю, поскольку в силу неразрывности атмосферы должен сохраняться баланс: сколько стратосферного воздуха поступило в тропосферу, столько же тропосферного воздуха должно вернуться в стратосферу.

Так как скорость нисходящих движений в системе циркуляции Брюера–Добсона составляет несколько долей см/с, то рассматривать проявление ее действия имеет смысл на временных масштабах, соизмеримых с отрезками времени, необходимыми для оседания воздуха с высоты озонопаузы, которая близка к уровню тропопаузы [36, 37], т.е. от нескольких дней до 2 нед. От уровня тропопаузы до пограничного слоя атмосферы турбулентный перенос исключен в большинстве стандартных ситуаций

[38]. Анализ будем проводить по среднесуточным и среднемесячным значениям концентрации озона, измеренным на TOR-станции в период с 1990 по 2011 г. [11, 12] и данным об общем содержании озона для этого же района, взятым с сайта NASA (<ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov>). На рис. 2 представлен многолетний ход значений концентрации ОСО и ПКО и их аномалий.

Для расчета аномалий из рядов наблюдений исключены средние значения: 341,5 е.Д. и 32,1 мкг/м³ соответственно. Остатки пронормированы на их среднеквадратические отклонения.

Из рис. 2, *а* видно, что временная динамика приземной концентрации озона в принципе повторяет с некоторым запаздыванием изменение ОСО, хотя амплитуды их колебаний в отдельные периоды различны. Причем, судя по графикам, период запаздывания может изменяться от одного до нескольких месяцев. При переходе к относительным единицам (рис. 2, *б*) становится понятно, что временные колебания соизмеримы. Причем ход изменения ОСО опережает динамику ПКО. Это позволяет предполагать первичность изменения ОСО по отношению к его тропосферной составляющей.

Для получения информации о динамике запаздывания приведенных рядов воспользуемся методами математического анализа временных рядов. В настоящее время для ~~подробного~~ исследования временного сдвига между атмосферными процессами чаще всего применяют корреляционные методы [39–41], спектральный анализ Фурье [42, 43] и вейвлет-преобразования [44, 45]. В отличие от корреляционных методов спектральные методы позволяют не только оценить величину временного лага, но и исследовать его поведение во времени.

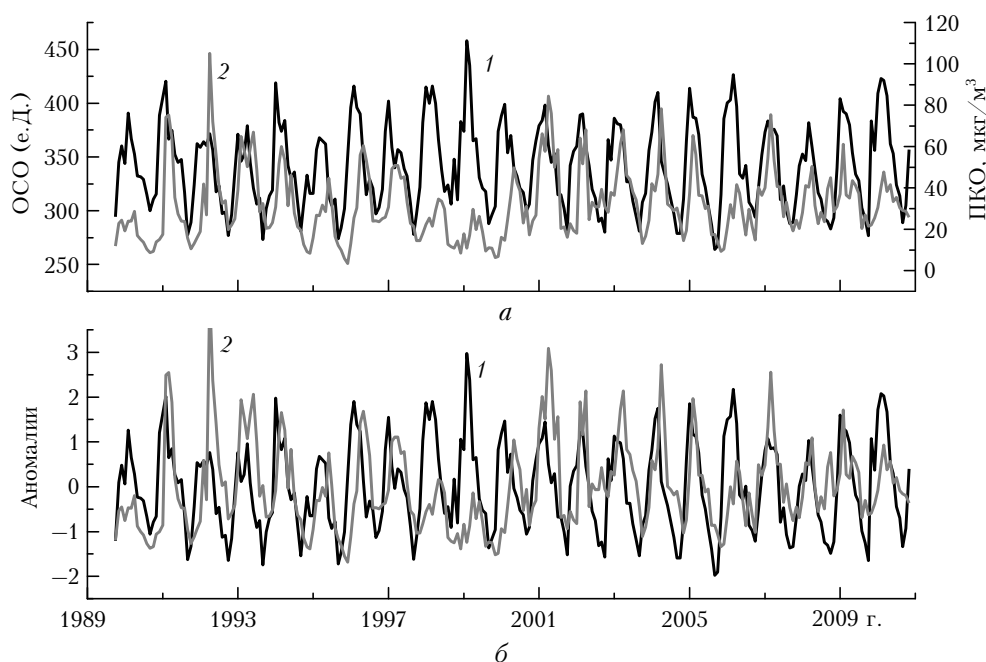


Рис. 2. Многолетний среднемесячный ход: *а* – концентраций ОСО (1) и ПКО (2); *б* – их аномалий

Результаты анализа и их обсуждение

Длина рядов среднесуточных концентраций ОСО и ПКО, для которых производился расчет, составила 4834 пары. Предварительно исходные ряды данных были проверены на наличие выбросов, а затем проведена процедура исключения сомнительных измерений. Для этого был использован медианный критерий [40, 41].

Коэффициент парной корреляции r —между рядами составил $0,317 \pm 0,013$. Критерий Стьюдента—Фишера показал его значимость на уровне 0,95. Коэффициент парной корреляции подтверждает наличие связи между изменениями ОСО и ПКО при нулевом временном лаге. Следовательно, если рассчитать r для временного лага, близкого к 1–2 мес, то его значения должны увеличиться. Для этого проведен расчет кросскорреляционной функции, который дал следующий результат. Максимум кросскорреляционной функции находится не на нулевом смещении ~~между процессами~~, а на сдвиге 28 дней и равен $0,455 \pm 0,111$. Коэффициент парной корреляции увеличился по сравнению с нулевым лагом на 30%. Можно сделать предварительный вывод, что ПКО отстает от ОСО примерно на 1 мес.—При сдвиге между годовым ходом ОСО и ПКО на 1 мес коэффициент парной корреляции возрастает до $0,94 \pm 0,10$.

Следующим этапом был расчет совместного спектра Фурье среднемесячных значений ~~концентрации~~ ОСО и ПКО. Длина ряда составила 255 пар, период длился с 1989 по 2010 г. Совместный фазовый спектр обнаруживает разность фаз между процессами за время 1,94 мес, т.е. ход ОСО опережает ПКО примерно на 2 мес.

Заметим, преобразование Фурье предполагает, что фаза во времени между процессами не изменяется. При наличии модуляции временного хода ОСО и ПКО преобразование Фурье показывает усредненную величину для всего периода. В связи с этим перейдем к кроссвейвлет-анализу, который отражает совместное поведение процессов во времени и в определенный период.

На рис. 3 приведен совместный спектр когерентности ПКО и ОСО. На нем четко отражается группа ~~периодов~~, которая соответствует годовому ходу. Она является статистически значимой на всем промежутке рассмотрения. В данной полосе периоды стрелки направлены слева направо и имеют подъем вверх. Это говорит о том, что колебания ОСО и ПКО проходят в фазе, но имеют фазовый сдвиг.

Начиная с 1995 г. идет постепенное увеличение фазового сдвига. В 1999 г. наблюдается максимум, затем начинается спад и в 2002 г. сдвиг принимает значение, приблизительно равное тому, которое было в 1995 г. Для более детального исследования поведения временного лага построим отдельно график изменения совместной фазы для периода колебаний 1 год.

Сдвиг фаз между ОСО и ПКО за рассматриваемый период приведен на рис. 4. Знак «минус» показывает, что ход ПКО отстает от хода ОСО.

Видно, что величина запаздывания изменения приземной концентрации озона по отношению к ходу общего содержания озона может изменяться от 0,6 до 2,4 мес в разные годы. Максимальная величина временного лага составила 2,4 мес в 1998 г., а минимальная (0,6 мес) наблюдалась в 2007 г. Средняя величина временного лага равна 1,4 мес (около 42 дней).

Следовательно, если средняя высота озонопаузы составляет 10–11 км [36, 37], то средняя скорость переноса озона стратосферного происхождения в приземный слой атмосферы будет изменяться от 0,64–0,71 до 0,16–0,18 см/с. Полученная оценка чуть шире, чем это отмечено в [18]: 0,1–0,4 см/с. Она также попадает в диапазон скоростей осаждения озона на подстилающую поверхность: 0,01–1,0 см/с [46]. Таким образом, даже при отсутствии фотохимической генерации озона в тропосфере его баланс в целом не нарушится. Отсюда следует, что должна быть связь между высотой озонопаузы и приземной концентрацией озона.

Поскольку в регионе нет станций озонзондирования, попробуем воспользоваться близостью и взаимосвязью высоты тропопаузы и озонопаузы [36, 37].

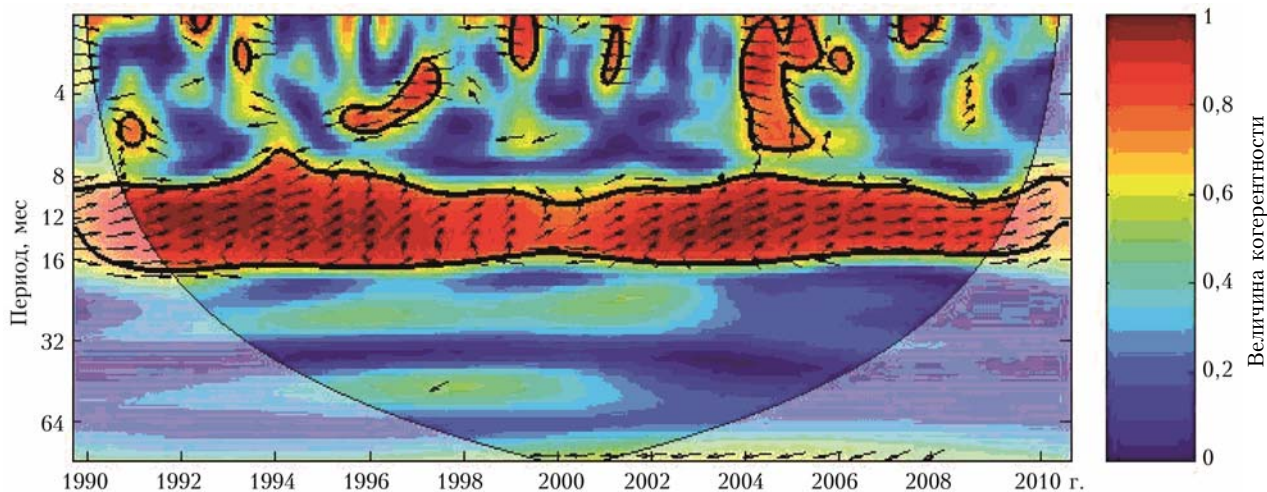


Рис. 3. Спектр вейвлет-когерентности ПКО и ОСО

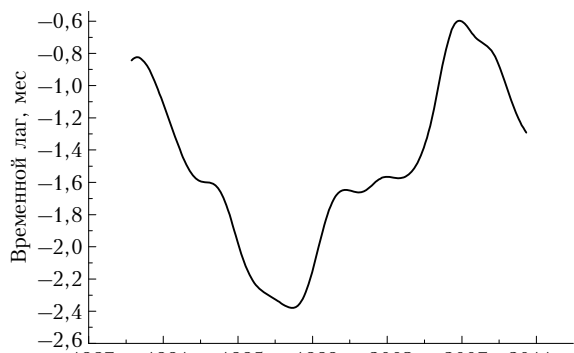


Рис. 4. Изменение фазы кроссвейвлет-спектра для периода 12 мес

Для анализа высоты тропопаузы взяты данные радиозондирования с сайта <http://weather.uwyo.edu> для двух ближайших к Томску пунктов аэрологических наблюдений – Колпашево и Новосибирск.

На рис. 5 приведено сравнение среднегодовых значений высоты тропопаузы (Новосибирск) и временного сдвига между приземной концентрацией озона и его общим содержанием.

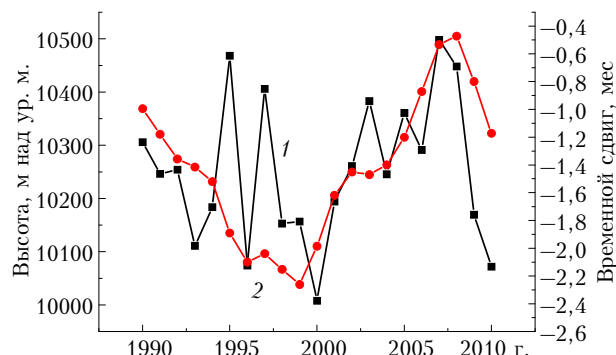


Рис. 5. Среднегодовые значения высоты тропопаузы над Новосибирском (1) и величина временного лага между ОСО и ПКО (2)

Видно, что при увеличении высоты тропопаузы происходит уменьшение временного сдвига, а при уменьшении – наоборот. Коэффициент корреляции между ними составляет 0,42 и является значимым на уровне 0,99. Различия между кривыми в многолетнем ходе ярко выражены в 1995 и 1997 гг., что требует дополнительного исследования.

Это, на первый взгляд, парадоксальный результат, так как, казалось бы, чем ниже тропопауза, тем быстрее стратосферный озон достигнет приземного слоя воздуха при его опускании. Однако, если вспомнить, что тропопауза выше над антициклоном и ниже над циклоном [47, 48], то все становится на свои места. В антициклоне, как известно [48], наблюдаются нисходящие движения, скорость которых составляет несколько см/с, в циклоне, наоборот, восходящие движения более интенсивные, чем в антициклоне. Следовательно, при высокой тропопаузе в антициклонических условиях его нисходящие движения сложатся с опускающейся ветвью циркуляции Брюера–Добсона. При низкой тропопаузе в циклонических условиях произойдет вычитание его восходящих движений и опускающейся ветви циркуляции Брюера–

Добсона. Это приведет к увеличению срока поступления стратосферного озона в приземный слой воздуха, а при интенсивных восходящих движениях и к экранированию этого поступления.

Подводя итог работе в целом, отметим, что в районе Томска проявляются оба механизма управления стратосферным озоном приземной его концентрации. При этом регулирование через ультрафиолетовый поток определяет амплитудную модуляцию, а перенос из стратосферы в тропосферу – временную.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 4, программы ОНЗ РАН № 5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 35, 70 и 131, грантов РФФИ № 11-05-00470, 11-05-00516, 11-05-93116 и 11-05-93118, госконтрактов Минобрнауки № 02.740.11.0674, 14.740.11.0204 и 11.519.11.5009.

1. *Grewe V.* The origin of ozone // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6, N 6. P. 1495–1511.
2. *Белан Б.Д.* Озон в тропосфере. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2010. 488 с.
3. *Crutzen P.J., Zimmermann P.H.* The changing photochemistry of the troposphere // *Tellus.* 1991. V. 43, N 4. P. 136–151.
4. *Bruhl C., Crutzen P.J.* On the disproportional role of troposphere ozone as a filter against solar UV-B radiation // *Geophys. Res. Lett.* 1989. V. 16, N 7. P. 703–706.
5. *Madronich S.* Trends and predictions in global UV // *Global Environ. Change.* NATO ASI. Berlin: Springer-Verlag, 1993. Series 1. V. 8. P. 463–471.
6. *Krzyszcin J.W.* Total ozone influence on the surface UV-B radiation in the late spring–summer 1963–1997: An analysis of multiple time scales // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105, N 4. P. 4993–5000.
7. *Casale G.R., Meloni D., Miano S., Palmieri S., Siani A.M.* Solar UV-B irradiance and total ozone in Italy: Fluctuations and trends // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105, N 4. P. 4895–4901.
8. *Sabziparvar A.A., de F. Forster P.M., Shine K.P.* Changes in ultraviolet radiation due to stratospheric and tropospheric ozone change since preindustrial times // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103, N 20. P. 26107–26113.
9. *Bronniman S., Neu U.* A possible photochemical link between stratospheric and near-surface ozone on swiss mountain sites in late winter // *J. Atmos. Chem* 1998. V. 31, N 3. P. 299–319.
10. *Белан Б.Д., Зуев В.В., Складнева Т.К., Смирнов С.В., Толмачев Г.Н.* О роли суммарного озона в фотохимическом образовании его тропосферной части // *Оптика атмосфер. и океана.* 2000. Т. 13, № 10. С. 928–932.
11. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ковалевский В.К., Плотников А.П., Покровский Е.В., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н.* Автоматический пост для мониторинга малых газовых составляющих атмосферного воздуха // *Метеорол. и гидрол.* 1999. № 3. С. 110–118.
12. *Бондаренко М.А., Баженов О.Е., Гришаев М.В.* Результаты сравнения данных космической аппаратуры TOMS и наземной озонометрии // *Оптика атмосфер. и океана.* 2006. Т. 19, № 9. С. 780–783.
13. *Баженов О.Е.* Долговременные тренды изменений общего содержания озона по данным наземных (Томск: 56,48° с.ш., 85,05° в.д.) и спутниковых измерений // *Оптика атмосфер. и океана.* 2011. Т. 24, № 9. С. 770–774.
14. *Белан Б.Д.* Тропосферный озон. Palmarium Academic Publishing. Saarbrücken, Germany, 2012. 552 с.

15. *Dutsch H.U.* Vertical ozone distribution on global scale // *Pure Appl. Geophys.* 1978. V. 116, N 2/3. P. 511–529.
16. *Dobson G.M.B., Brewer A.W.* Meteorology of lower stratosphere // *Proc. Roy. Soc. London.* 1945. V. 185, N 1001. P. 144–175.
17. *Holton J.R., Haynes P.H., Mc Intyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L.* Stratosphere–Troposphere exchange // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33, N 4. P. 403–409.
18. *Fabian P., Pruchmilwicz P.G., Zand A.* Transport and Austauschvorgänge in der Atmosphäre // *Naturwissen.* 1971. V. 58, N 11. P. 541–546.
19. *Homeyer C.R., Bowman K.P., Pan L.L., Atlas E.L., Gao R.-S., Campos T.L.* Dynamical and chemical characteristics of tropospheric intrusions observed during START08 // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116, D06111, doi:10.1029/2010JD015098.
20. *Fadnavis S., Chakraborty T., Beig G.* Seasonal stratospheric intrusion of ozone in the upper troposphere over India // *Ann. Geophys.* 2010. V. 28, N 11. P. 2149–2159.
21. *Bonich H., Engel A., Birner Th., Hoor P., Tarasick D.W., Ray E.A.* On the structural changes in the Brewer–Dobson circulation after 2000 // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11, N 8. P. 3937–3948.
22. *Collins W.J., Derwent R.G., Garnier B., Johnson C.E., Sanderson M.G.* Effect of stratosphere–troposphere exchange on the future tropospheric ozone trend // *J. Geophys. Res.* D. 2003. V. 108, N 12, 8528, doi:10.1029/2002JD002617.
23. *Okamoto K., Sato K., Akiyoshi H.* A study on the formation and trend of the Brewer–Dobson circulation // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116, D10117, doi:10.1029/2010JD014953.
24. *Danielsen E.F.* Stratospheric–tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity // *J. Atmos. Sci.* 1968. V. 25, N 5. P. 502–518.
25. *Shapiro M.A.* A multiple structures frontal sone jet-cream system as revealed by meteorologically instrumented aircraft // *Mont. Weat. Rev.* 1974. V. 103, N 3. P. 244–253.
26. *Ray E.A., Rosenlof K.H., Richard D., Parrish D., Jakoubek R.* Distributions of ozone in the region of the subtropical jet: An analysis of in situ aircraft measurements // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109, D08106, doi:10.1029/2003JD004143.
27. *Cooper O.R., Stohl A., Hubler G., Hsie E.Y., Parrish D.D., Tuck A.F., Kiladis G.N., Oltmans S.J., Johnson B.J., Shapiro M., Moody J.L., Lefohn A.S.* Direct transport of midlatitude stratospheric ozone into the lower troposphere and marine boundary layer of the tropical Pacific Ocean // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110, D23310, doi:10.1029/2005JD005783.
28. *Еланский Н.Ф.* О механизме воздействия струйного течения на озонный слой // *Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана.* 1975. Т. 1, № 9. С. 916–925.
29. *Еланский Н.Ф., Трутце Ю.Л.* Некоторые особенности распределения общего содержания озона и двуокиси азота в атмосфере по наблюдениям с самолета // *Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана.* 1979. Т. 15, № 1. С. 119–121.
30. *Белан Б.Д.* Влияние струйных течений на распределение оптически активных компонент воздуха в свободной атмосфере. Препр. / ИОА СО АН СССР (Томск). 1981. № 33. 56 с.
31. *Белан Б.Д.* Влияние струйных течений на изменение озона в их зоне // *Атмосферный озон.* Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 270–274.
32. *Waugh D.W.* Impact of potential vorticity intrusions on subtropical upper tropospheric humidity // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110, D11305, doi:10.1029/2004JD005669.
33. *Karpechko A., Lukyanov A., Kyro E., Khaikin S., Korshunov L., Kivi R., Vomel H.* The water vapour distribution in the Arctic lowermost stratosphere during the LAUTLOS campaign and related transport processes including stratosphere–troposphere exchange // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7, N 1. P. 107–119.
34. *Hintsa E.J., Boering K.A., Weinstein M., Podolske J.R., Margitan J.J., Bui T.P.* Troposphere–to–stratosphere transport in the lowermost stratosphere from measurements of H₂O, CO₂, N₂O and O₃ // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25, N 14. P. 2655–2658.
35. *Elbern H., Hendricks J., Ebel A.* A Climatology of tropopause fold by global analyses // *Theor. Appl. Climatol.* 1998. V. 59, N 3–4. P. 181–200.
36. *Krzyscin J., Krizan P., Jaroslowski J.* Long-term changes in the tropospheric column ozone from the ozone soundings over Europe // *Atmos. Environ.* 2007. V. 41, N 3. P. 606–616.
37. *Follette-Cook M.B., Hudson R.D., Nedoluha G.E.* Classification of Northern Hemisphere stratospheric ozone and water vapor profiles by meteorological regime // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9, N 16. P. 5989–6003.
38. *Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер Р.М., Шур Г.Н.* Турбулентность в свободной атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 286 с.
39. *Исмаев А.А.* Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 245 с.
40. *Кобзарь А.И.* Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. 816 с.
41. *Васильев А.В., Мельникова И.Н.* Методы прикладного анализа результатов натурных измерений в окружающей среде. СПб.: БГТУ, 2009. 369 с.
42. *Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Вып. 2. М.: Мир, 1972. 386 с.
43. *Фортус М.И.* Анализ корреляционных связей между временными рядами с помощью фазового спектра // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2007. Т. 43, № 5. С. 555–568.
44. *Torrence G., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79, N 1. P. 61–78.
45. *Астафьева Н.М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // *Успехи физ. наук.* 1996. Т. 166, № 11. С. 1145–1170.
46. *Белан Б.Д.* Тропосферный озон. 7. Стоки озона в тропосфере // *Оптика атмосфер. и океана.* 2010. Т. 23, № 2. С. 108–127.
47. *Маховер З.М.* Климатология тропопаузы. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 254 с.
48. *Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 616 с.

P.N. Antokhin, B.D. Belan. Control for dynamics of the tropospheric ozone through stratosphere.

Two possible mechanisms of stratospheric control for concentration and dynamics of ozone in troposphere through stratosphere are considered. The first is carried out through modulation by the general contents of ozone in a stream of ultra-violet radiation in troposphere and starting up here photochemical processes. The second mechanism acts through direct carry from the stratosphere of ozone, “triggering” the photolysis and the initiation of the same processes of generation of ozone, but already in troposphere. It is shown, that in area of Tomsk both management mechanisms manifest themselves by stratospheric ozone of its ground concentration. Thus, management through an ultra-violet stream determines the amplitude modulation, and carrying from stratosphere to troposphere, the time one.