

## Зональное движение масс озона в нижней стратосфере по спутниковым данным

В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева\*

*Сибирский федеральный университет  
660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 82*

Поступила в редакцию 25.04.2014 г.

Развит ранее предложенный метод оценки движения воздушных масс в нижней стратосфере на основе совмещения двух полей общего содержания озона (ОСО) – за текущий и предыдущий дни, с использованием корреляционно-экстремального алгоритма. Исследуется зональный перенос воздушных масс за 1997–2004 гг. в Северном и Южном полушариях. Отмечается близость средних значений полученных в работе зональной скорости в нижней стратосфере и зональной скорости ветра в тропосфере относительно земной поверхности. Рассчитан индекс интенсивности зонального движения Е.Н. Блиновой для широт 40–65° Северного и Южного полушарий. Обнаружено, что поле ОСО в нижней стратосфере умеренных широт Южного полушария вращается быстрее поля Северного в 1,8 раза. В Южном полушарии с июля по октябрь 2003 г. наблюдалась аномальное уменьшение данного индекса, по-видимому, связанное с усилением солнечной активности. Анализ значений угловой скорости нижней стратосферы в области умеренных широт Северного и Южного полушарий и орбитальной скорости Земли показал наличие тесной корреляционной связи.

*Ключевые слова:* стратосферный озон, атмосферный трассер, зональная циркуляция, озонные спутниковые данные; stratospheric ozone, atmospheric tracer, zonal circulation, satellite ozone data.

### Введение

Пространственно-временная изменчивость озона обусловлена сложной взаимосвязанной системой фотохимических и динамических атмосферных процессов. До сих пор остается дискуссионным вопрос о том, в какой мере вариации общего содержания озона (ОСО) зависят от фотохимии, а в какой от движения воздушных масс. В настоящей статье задача о переносе озона в системе общей циркуляции атмосферы рассмотрена на основе анализа спутниковых данных об ОСО.

Известно [1, 2], что время жизни молекул озона зависит от высоты. В верхней стратосфере и мезосфере «нечетный кислород» находится в состоянии фотохимического равновесия и его время релаксации меньше характерного времени метеорологических процессов. На высотах 10–25 км (верхняя тропосфера и нижняя стратосфера) содержится основное количество озона. Здесь происходят сравнительно медленные фотохимические процессы и находится долгоживущий озон (время релаксации от 1 мес до года), который переносится воздушными течениями в системе общей циркуляции атмосферы (ОЦА). Проблема изменчивости озонного слоя является крайне важной для метеорологии и климатологии.

Исследования пространственно-временного распределения атмосферного озона позволили выявить основные закономерности, присущие полю ОСО [3–7]. Наличие достаточно сильной корреляционной связи планетарной волновой активности и общего содержания озона показано в работах [8–11]. В [12] обнаружено, что в течение 1979–2000 гг. межгодовые изменения потока Елиассена–Пальмена могут приводить к наблюдаемым вариациям общего содержания озона на 20–30% в широтной области 35–60° обоих полушарий. Однако полная картина связей озона и глобальной атмосферной циркуляции до сих пор не установлена.

В разные годы выполнен ряд работ, в которых анализировались колебания ОСО в системе ОЦА. Рассмотрим лишь те из них, в которых временные вариации динамических атмосферных процессов количественно и качественно оценивались с использованием форм и интенсивности атмосферной циркуляции. В [4] показана связь индекса зональной циркуляции Е.Н. Блиновой, характеризующего интенсивность зонального движения воздушных масс в широтной области 40–65° с.ш., и ОСО. Обнаружено, что уменьшение этого индекса отражает увеличение скорости воздушных масс вдоль меридианов, что приводит к выравниванию ОСО между низкими и высокими широтами.

В [13] проанализированы вариации среднемесячных значений ОСО за период с 1996 по 2003 г. с использованием типизации элементарных цирку-

\* Валентин Борисович Кашкин (rtcvbk@rambler.ru);  
Татьяна Васильевна Рублева (tvrubleva@ksc.krasn.ru).

ляционных механизмов Б.Л. Дзержевского для Северного полушария. Выделены озонорактивные и деозонирующие циркуляционные группы. Показано, что в исследуемый период наблюдается запаздывание вариаций количества озона в Восточном полушарии в среднем на 3 мес по сравнению с Западным. В [14] изучалась связь между формами циркуляции E (восточной), W (западной) и C (меридиональной), по классификации Г. Вангенгейма, и приземной концентрацией озона (ПКО) на севере Скандинавского полуострова. Обнаружено, что вариации ПКО здесь вызваны изменениями крупномасштабной циркуляции атмосферы и составляют от его характерных для сезона средних значений от 10 (в теплое полугодие) и до 15–20% (в холодное полугодие).

На основе эмпирического метода, заключающегося в расчете стратосферного момента импульса SAM (Stratospheric Angular Momentum), на уровне 100 гПа проведено исследование связи изменений общей циркуляции атмосферы и ОСО в Южном полушарии [15, 16]. Обнаружено, что летом 1980 г. произошел резкий переход циркуляции стратосферы к новому режиму в глобальном масштабе.

Целью данной работы стало развитие предложенного ранее метода оценки скорости и направления глобального переноса масс озона по спутниковым данным и на этой основе — исследование зонального движения воздушных масс (вместе с озоном) в нижней стратосфере в системе общей циркуляции атмосферы.

## Данные спутниковых измерений

Основной объем данных об озоносфере получен с помощью спутниковых измерений прибором TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometers), который устанавливался на космических аппаратах (КА) Nimbus-7, Meteor-3, Adeos, Earth Probe. В настоящее время на КА Aura функционирует прибор OMI (Ozone Monitoring Instrument). Аппаратура TOMS регистрирует рассеянное «назад» солнечное УФ-излучение на двух парах длин волн (312,5; 331,2 нм и 317,5; 339,8 нм) [17], спектральное разрешение около 1 нм. Погрешность спутниковых измерений ОСО не превышает 2–3% [18]. В приборе TOMS реализована возможность сканирования поперек линии полета спутника в пределах угла отклонения от надира  $\pm 52^\circ$  с пространственным разрешением  $50 \times 50$  км [19]. Прибор OMI измеряет интенсивность уходящего солнечного излучения в ультрафиолетовом диапазоне (каналы UV-1, UV-2 — 270–380 нм) со спектральным разрешением 0,45 нм и в видимой области (канал VIS 350–500 нм) со спектральным разрешением 0,63 нм и сканированием в угле  $\pm 57^\circ$  с разрешением  $13 \times 24$  км [20].

Регулярные спутниковые данные по глобальному полю ОСО доступны с 1978 г. по настоящее время [http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov]. Данные об ОСО представляются один раз в сутки в виде цифровых карт на сетке  $1 \times 1,25^\circ$  (TOMS) или  $1 \times 1^\circ$  (OMI) по широте  $\varphi$  и долготе  $\lambda$ . Информация охва-

тывает всю поверхность Земли от  $89,5^\circ$  ю.ш. до  $89,5^\circ$  с.ш. и от  $179,375^\circ$  в.д. до  $179,375^\circ$  з.д., однако полоса обзора сканеров TOMS и OMI такова, что в субтропических и тропических широтах возникают пропуски в данных, которые, при необходимости, можно заполнить интерполяцией, используя, например, процедуру кригинга [21]. Особенность спутниковых данных состоит также и в том, что, поскольку зимой полярные шапки не освещены, непрерывные ряды ОСО в этот период существуют только для умеренных и тропических широт.

Пространственное распределение общего содержания озона  $X$  в нижней стратосфере можно представить в виде случайного поля  $G(\varphi, \lambda, X, t)$ ,  $t$  — время. Пример глобального поля озона, построенного по спутниковым данным за 1.07.2009 г. в проекции Mercator, приведен на рис. 1. Справа дана шкала ОСО в единицах Добсона (е.Д.).

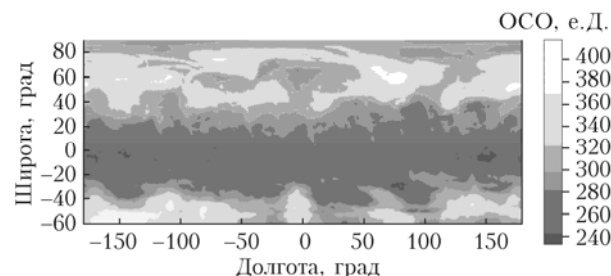


Рис. 1. Облачная структура глобального поля озона

## Метод измерений

В высоких и средних широтах поле ОСО неоднородное, имеет заметную облачную структуру и характеризуется ежесуточной изменчивостью из-за турбулентности различного масштаба (см. рис. 1). В тропических широтах облачная структура менее заметна.

Представляет интерес определение скорости и направления ветра в нижней стратосфере, где атмосферным трассером может выступать консервативная примесь — озон. Использование озона как атмосферного трассера было впервые предложено в [22]. Здесь горизонтальное движение воздушных масс в нижней стратосфере исследуется путем сравнения положения «облаков озона» за два или более соседних дня. Вертикальный перенос озона не рассматривается. Метод определения поля ветра в тропосфере над некоторой ограниченной территорией по спутниковым данным, основанный на исследовании движения тропосферных облачных систем, применяется достаточно давно (см., например, [23]).

Для оценки смещения поля ОСО за сутки озоносфера за два смежных дня  $t_1$  и  $t_2$  разбивается на фрагменты шириной  $5^\circ$  по широте и длиной  $360^\circ$  по долготе. Реализован корреляционно-экстремальный алгоритм совмещения двух фрагментов случайного поля [24]. Фрагмент  $F(\varphi, \lambda, X, t_2)$ , отвечающий времени  $t_2$ , поворачивается по кругу с шагом  $1^\circ$  ( $1,25^\circ$ ) по долготе и сдвигается с шагом  $1^\circ$  по широте относительно фрагмента  $F(\varphi, \lambda, X, t_1)$ . Вычисляется коэффициент взаимной корреляции  $R$

между фрагментами. Целью является поиск таких углов поворота и сдвига фрагмента  $F(\varphi, \lambda, X, t_2)$ , при которых  $R$  достигает максимума.

Угол поворота  $\alpha = \alpha_{\max}$  и величина сдвига  $\beta = \beta_{\max}$ , отвечающие максимальному значению коэффициента корреляции, характеризуют среднюю суточную угловую скорость движения масс озона (вместе с основной массой воздуха) относительно земной поверхности вдоль параллели (зональный перенос) и среднюю суточную угловую скорость движения масс озона вдоль меридиана (меридиональный перенос). По знакам  $\alpha_{\max}$  и  $\beta_{\max}$  возможно определить направление перемещения масс озона. Так как поле  $G(\varphi, \lambda, X, t)$  определено на сетке  $1 \times 1,25^\circ$  или  $1 \times 1^\circ$ , то угол поворота вдоль параллели  $\alpha$  и угол сдвига по меридиану  $\beta$  принимают дискретные значения с шагом 1 или  $1,25^\circ$ .

Пусть  $M$  – число точек в фрагменте по широте и  $N$  – по долготе,  $m$  и  $n$  – номера точек. Обозначим через  $X_{m,n}(t_1)$  значения ОСО в этих точках за дату  $t_1$  и через  $X_{m,n}(t_2)$  – за дату  $t_2$ . Для вычисления коэффициента корреляции используется выражение

$$R = \frac{1}{\sigma(t_1)\sigma(t_2)} \frac{1}{MN} \times \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N [X_{m,n}(t_1) - \bar{X}(t_1)][X_{m+\lambda, n+\beta}(t_2) - \bar{X}(t_2)].$$

Здесь  $\bar{X}(t_1)$ ,  $\bar{X}(t_2)$  – средние значения ОСО;  $\sigma(t_1)$ ,  $\sigma(t_2)$  – стандартные отклонения ОСО за дни  $t_1$  и  $t_2$  в исследуемых фрагментах. Для коэффициента корреляции  $R$  имеет место следующий приближенный доверительный интервал [25]:

$$R - u_\gamma \frac{1 - R^2}{\sqrt{k}} \leq R \leq R + u_\gamma \frac{1 - R^2}{\sqrt{k}},$$

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

Проиллюстрируем применение метода атмосферного трассера (озона). На рис. 2 изображен участок поля ОСО в Южном полушарии (КА Aura) за 24 сентября 2006 г. (а), содержащий фрагмент в виде полосы от  $50$  до  $55^\circ$  ю.ш. Ниже можно видеть фрагмент поля ОСО за предыдущий день (23 сентября 2006 г.) (б) в виде такой же полосы. До совмещения фрагментов коэффициент корреляции  $R$  составлял  $0,7731$ . Атмосфера вращается с запада на восток, опережая вращение Земли. Фрагмент б повернут «назад» (на восток) до достижения максимального значения коэффициента корреляции  $R$ ; по существу, оба фрагмента совмещены с точностью, достижимой при таком повороте. Для наглядности на рис. 2 показан не поворот, а смещение фрагмента б на плоскости вдоль горизонтальной оси. Метод можно использовать в глобальном

масштабе по широте, как на рис. 2, и в локальном масштабе.

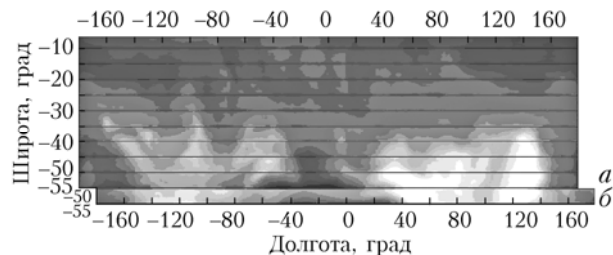


Рис. 2. Фрагменты поля ОСО в Южном полушарии за 24.09.2006 (а) и 23.09.2006 (б)

В примере на рис. 2 выполнено совмещение только по долготе, угол  $\alpha_{\max} = 12^\circ$ ,  $\beta = 0^\circ$ , коэффициент корреляции  $R$  равен  $0,8895$ . Это значение  $R$  попадет в 98%-й доверительный интервал от  $0,878$  до  $0,901$ . Глобальный максимум  $R = 0,930$  достигается при совмещении фрагментов по широте и долготе, при этом  $\alpha_{\max} = 12^\circ$ ,  $\beta_{\max} = 1^\circ$ . Таким образом, за сутки (с 23 по 24 сентября 2006 г.) фрагмент в виде полосы шириной от  $50$  до  $55^\circ$  ю.ш. повернулся на восток на угол  $12^\circ$  и сместился на  $1^\circ$  от Южного полюса к экватору. Значение  $R = 0,930$  соответствует 98%-му доверительному интервалу от  $0,922$  до  $0,937$ .

Поскольку максимальное ОСО приходится на высоты  $17$  км в полярных и  $22$  км в средних широтах, то найденные скорости озона относятся к нижней стратосфере. Полученные результаты согласуются с известными данными [26], свидетельствующими о том, что в нижней стратосфере меридиональная скорость воздушных масс мала по сравнению с зональной скоростью. Пример графика временного ряда угловой скорости зонального движения для широтной области ( $54,5$ – $59,5^\circ$ ) в Северном и Южном полушариях приведен на рис. 3.

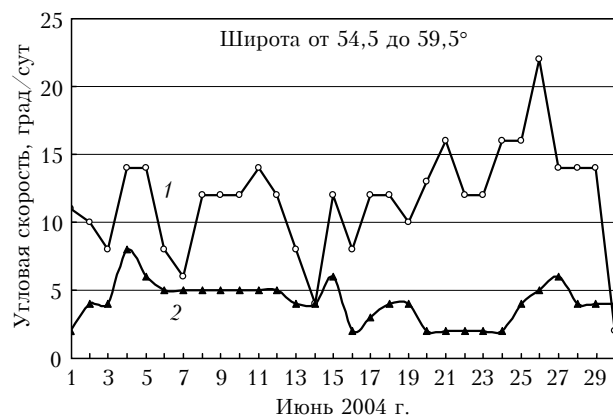


Рис. 3. Временной ряд угловой скорости: 1 – Южное полушарие; 2 – Северное полушарие

## Зональное движение масс озона

Измерения по методу атмосферного трассера (озона) позволили найти среднюю зональную скорость ветра в нижней стратосфере  $\bar{U}_{\text{стр}}$  относитель-

но земной поверхности. На рис. 4 показана зависимость  $\bar{U}_{\text{стр}}$  от широты в 1997–2004 гг. Здесь же приведен график оценки средних значений зональной скорости ветра  $\bar{U}_{\text{тр}}$  в тропосфере на уровне 850 гПа, построенный на основе реанализа данных National Center for Environmental/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) [27].

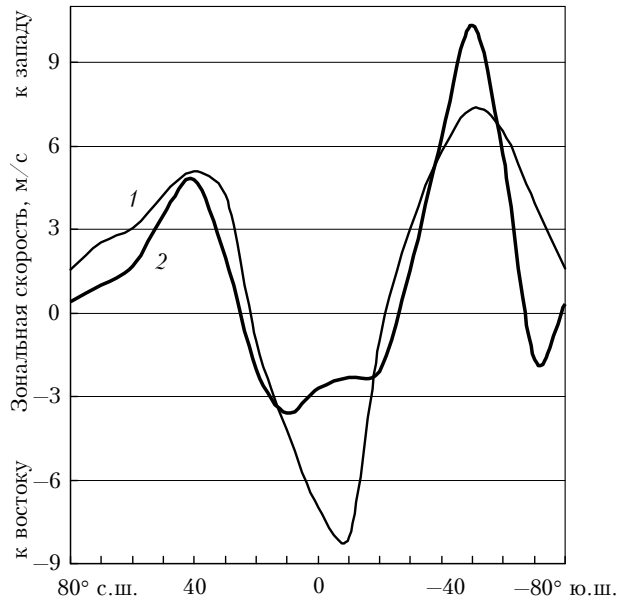


Рис. 4. Средняя зональная скорость ветра в стратосфере  $\bar{U}_{\text{стр}}$ , определенная по методу атмосферного трассера (озона), и в тропосфере  $\bar{U}_{\text{тр}}$  по Н.С. Сидоренкову. 1 —  $\bar{U}_{\text{стр}}$ ; 2 —  $\bar{U}_{\text{тр}}$

Как видно из рис. 4, 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 40–45° с.ш. и 50–55° ю.ш., совпадая с широтами максимумов значений скорости в тропосфере. В нижней стратосфере на этих широтах максимальные значения зональных скоростей  $\bar{U}_{\text{стр}}$  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 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 (с востока на запад) [28]. Как видно из рис. 4, здесь скорость ветра в нижней стратосфере значительно превосходит скорость в тропосфере. По нашим данным, она иногда достигает 50 м/с.

Оценка угловой скорости масс озона в широтной области 40–65° основана на данных, полученных с помощью метода атмосферного трассера (озона). Изучались изменения средних значений угловых скоростей  $\bar{W}_C$  и  $\bar{W}_{Ю}$  в Северном и Юж-

ном полушариях в этой области за период 1997–2004 гг. в стратосфере. Проведено сопоставление полученных нами оценок значений  $\bar{W}_C$ ,  $\bar{W}_{Ю}$  и моментов импульса зональных ветров  $h_C$  и  $h_{Ю}$  в тропосфере для обоих полушарий за 1961–2000 гг. согласно [27]. Коэффициент корреляции между рядами значений  $\bar{W}_C$  и  $h_C$  оказался равным 0,82. Коэффициент корреляции между рядами  $\bar{W}_{Ю}$  и  $h_{Ю}$  составил 0,88. Таким образом, моменты импульса зональных ветров в тропосфере и угловые скорости в стратосфере тесно связаны.

Одной из физических характеристик атмосферы, которая определяет угловую скорость ее вращения как твердого тела с запада на восток относительно земной поверхности, является индекс зональности Е.Н. Блиновой  $\alpha$  [29]. Этот параметр нередко используется в долгосрочных метеорологических прогнозах для характеристики интенсивности зонального движения воздушных масс.

В нашем случае зональный индекс  $\alpha$  вычислен как отношение средней угловой скорости  $\bar{W}_C$  или  $\bar{W}_{Ю}$  движения масс озона (относительно земной поверхности) к угловой скорости вращения Земли  $\omega$  ( $\omega = 7,2922 \cdot 10^{-5}$  рад/с):  $\alpha = \frac{\bar{W}}{\omega} \cdot 10^3$ . На

рис. 5 показаны вариации параметра  $\alpha$  в Северном и Южном полушариях за 1997–2004 гг. Коэффициент корреляции между этими рядами  $R$  составил –0,88, что свидетельствует о наличии статистически значимой связи между изменениями интенсивности зонального движения масс озона в разных полушариях. Здесь же приведен график вариаций индекса зональности за 2003 г. для Южного полушария. Обнаружено, что поле ОСО в нижней стратосфере умеренных широт Южного полушария вращается быстрее Северного в среднем в 1,8 раза.

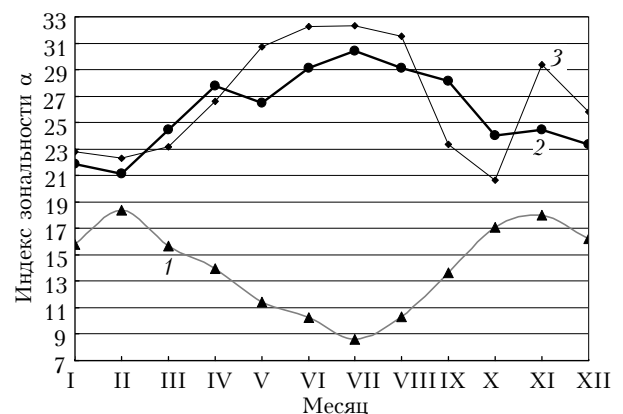


Рис. 5. Интенсивность зонального движения масс озона в Северном и Южном полушариях, характеризуемая индексом зональности  $\alpha$ : 1 — Северное полушарие, 1997–2004 гг.; 2 — Южное полушарие, 1997–2004 гг.; 3 — Южное полушарие, 2003 г.

В [12] 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. 5, в осенне-зимний период индекс зональности  $\alpha$  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  $\alpha_C$  обнаружены в феврале: в Северном полушарии в 2000 и 2002 гг. до  $\alpha_C = 22$  и  $22,5$  соответственно. В 2001 г. параметр зональности  $\alpha_C$  составил  $11,6$ . Таким образом, в феврале 2000 и 2002 гг. интенсивность зональных движений масс озона возросла, а в 2001 г. уменьшилась. С точки зрения нарушенности зонального движения в умеренных широтах Южного полушария, то там аномальными оказались зимне-весенние периоды 2002 и 2003 гг. (см. рис. 5). Так, в 2002 г. индекс  $\alpha_{Ю}$  уменьшился с  $30,2$  (в июле) до  $22$  (в августе). В 2003 г. параметр зональности  $\alpha_{Ю}$  уменьшился с  $32,3$  (в июле) до  $20,6$  (в октябре). Именно в октябре–ноябре 2003 г. было зарегистрировано аномальное усиление солнечной активности и наблюдались протонные вспышки на Солнце [30].

В [31, 32] показано, что вследствие эллиптичности орбиты общее количество радиации, достигающее Земли, различается: в январе (перигелий орбиты) поток солнечного излучения на  $3,5\%$  больше среднего, а в июле (афелий орбиты) – на  $3,5\%$  меньше среднего. 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. В соответствии с [33] мы рассчитали значения орбитальной скорости Земли  $V$ . На рис. 6 показаны годовые вариации параметров  $V$ ,  $\bar{W}_C$  (а) и  $\bar{W}_{Ю}$  (б). Коэффициент корреляции между рядами значений  $\bar{W}_C$  и  $V$  равен  $+0,89$  и статистически значим, коэффициент корреляции между  $\bar{W}_{Ю}$  и  $V$  также достаточно велик по модулю и составляет  $-0,94$ . Минимальное значение скорости  $V$  характерно для июля, именно в этот период параметр  $\alpha$  наименьший и происходит ослабление интенсивности зональной циркуляции поля ОСО в умеренных широтах Северного полушария. В этот же период в Южном полушарии отмечается усиление интенсивности зональной циркуляции поля ОСО в умеренных широтах.

Анализ годовых изменений относительных угловых скоростей в умеренных широтах позволил установить, что зональная циркуляция поля ОСО в течение года изменяется в противофазе в разных полушариях. В зимнее для Северного полушария 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 ОСО в зимний период, что отражается в годовом ходе озона. Таким образом, полученные результаты подтверждают гипотезу Дютша–Добсона [1] о сезонном механизме накопления количества озона. Изменения в годовом ходе ОСО непосредственно связаны с зональной циркуляцией нижней стратосферы.

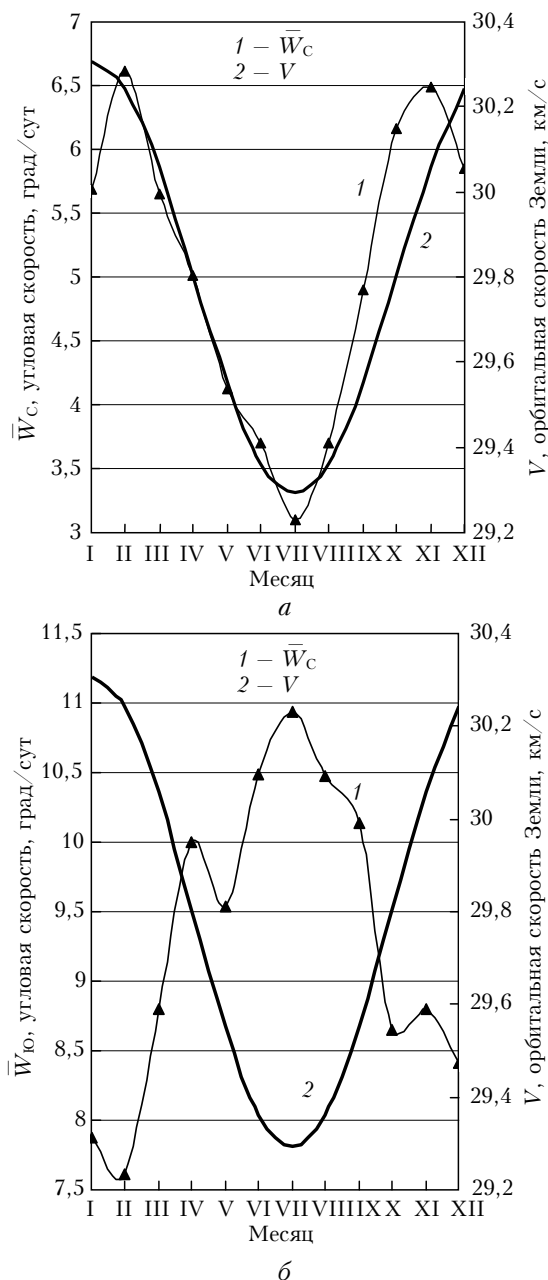


Рис. 6. Изменение в течение года орбитальной скорости Земли  $V$  и угловых скоростей зонального переноса  $\bar{W}_C$  (а) и  $\bar{W}_{Ю}$  (б)

В 60-е гг. Г. Добсоном и А.Х. Хргианом было высказано предположение, что межполушарные различия в распределении глобального поля озона,

возможно, связаны с различиями в стратосферной динамике двух полушарий [4, 34]. Наши результаты также полностью подтверждают эту гипотезу.

### Заключение

Озон, предлагаемый в качестве атмосферного трассера, имеет несомненные преимущества перед другими атмосферными трассерами (вулканическими аэрозолями и некоторыми газами), тем более что за 35 лет накоплен обширный архив ежедневных спутниковых данных о глобальном общем содержании озона, обладающих высокой детально-стью и точностью.

В статье продемонстрировано успешное применение метода атмосферного трассера (озона) к решению некоторых задач, связанных с изучением динамических процессов в нижней стратосфере. Исследован зональный перенос воздушных масс в Северном и Южном полушариях. Рассчитан индекс интенсивности зонального движения Е.Н. Блиновой для широт 40–65° Северного и Южного полушариев. Обнаружено, что поле ОСО в нижней стратосфере умеренных широт Южного полушария вращается быстрее поля Северного в 1,8 раза. Выявлено, что в Южном полушарии с июля по октябрь 2003 г. наблюдалось аномальное уменьшение данного индекса, связанное, по-видимому, с усилением солнечной активности. Анализ значений угловой скорости нижней стратосферы в области умеренных широт Северного и Южного полушарий и орбитальной скорости Земли показал наличие тесной корреляционной связи. Полученные результаты подтверждают гипотезу Г. Добсона и А.Х. Хргиана о различиях в стратосферной динамике двух полушарий.

1. Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 287 с.
2. Брасе Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1987. 414 с.
3. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. Л.: Гидрометеониздат, 1973. 291 с.
4. Гуцин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 238 с.
5. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы // Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 1. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 264 с.
6. Кондратьев К.Я. Глобальная динамика озона // Итоги науки и техники. Сер. Геомагнетизм и высокие слои атмосферы. 1989. Т. 11. 209 с.
7. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Савельева Е.С. Вулканогенный фактор усиления стратосферно-тропосферного обмена // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 26, № 12. С. 1068–1072.
8. Ziemke J.R., Chandra S., McPeters R.D., Newman P.A. Dynamical proxies of column ozone with applications to global trend models // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102, N 5. P. 6117–6129.
9. Hood L., Rossi S., Beulen M. Trends in lower stratospheric zonal winds, Rossby wave breaking behavior, and column ozone at northern midlatitudes // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104, N 20. P. 24321–24339.
10. Fusco A.C., Salby M.L. Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary

- wave activity // J. Climate. 1999. V. 12, N 6. P. 1619–1629.
11. Hudson R.D., Frolov A.D., Andrade M.F., Follette M.B. The Total Ozone Field Separated into Meteorological Regimes. Part I: Defining the Regimes // J. Atmos. Sci. 2003. V. 60, N 7. P. 1669–1677.
12. Randel W.J., Wu F., Stolarski R. Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux // J. Meteorol. Soc. Jap. 2002. V. 80, N 4B. P. 849–862.
13. Сакаш И.Ю., Кашкин В.Б., Ланкин Ю.П. Связь вариаций ОСО с пространственно-временными особенностями общей циркуляции атмосферы // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 1–2. С. 169–170.
14. Демин В.И., Белоглазов М.И. Динамика крупномасштабной циркуляции атмосферы и долговременные изменения приземной концентрации озона в Арктике // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 8. С. 684–687.
15. Жадин Е.А. Эмпирический метод оценок воздействия естественных и антропогенных факторов на общее содержание озона // Метеорол. и гидрол. 2000. № 3. С. 16–28.
16. Jadin E.A., Kondratyev K.Ya., Bekoryukov V.I., Vargin P.N. Influence of atmospheric circulation variations on the ozone layer // Int. J. Remote Sens. 2005. V. 26, N 16. P. 3467–3478.
17. McPeters R.D., Bhartia P.K., Arlin J.K., Torres O., Herman J.R. Earth probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide [Электронный ресурс] // NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1998. URL: <http://toms.gsfc.nasa.gov>
18. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. СПб.: СПбГУ, 2010. 129 с.
19. 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 // J. Geophys. Res. D. 2005. V. 110. N 15, 16. DOI: 10.1029/2004JD005687.
20. Levelt P.F., van den Oord G.H.J., Dobber M.R., Mälkki A., Visser H., de Vries J., Stammes P., Lundell J.O.V., Saari H. The Ozone Monitoring Instrument // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2006. V. 44, N 5. P. 1093–1101.
21. Кашкин В.Б., Сухинин А.И. Дистанционное зондирование Земли из космоса: Цифровая обработка изображений. М.: Логос, 2001. 263 с.
22. 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.
23. Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 352 с.
24. Белоглазов И.Н., Тарасенко В.П. Корреляционно-экстремальные системы. М.: Сов. радио, 1974. 410 с.
25. Колмаев В.А., Староверов О.В., Турундаевский В.Б. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 1991. 399 с.
26. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеониздат, 2000. 751 с.
27. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли. М.: Физматлит, 2002. 382 с.
28. Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М. Элементы общей циркуляции и распределение влагозапаса атмосферы Земли. Препр. / ИКИ РАН (М.). 2008. № 2144. 18 с.
29. Гутерман И.Г. Распределение ветра над северным полушарием. Л.: Гидрометеониздат, 1965. 252 с.

30. *Веселовский И.С., Панасюк М.И., Авдюшин С.И., Базилевская Г.А., Белов А.В., Богачев С.А., Богод В.М., Богомолов А.В., Ботмер Ф., Боярчук К.А., Ваше-нюк Э.В., Власов В.И., Гнездилов А.А., Горгуца Р.В., Гречнев В.В., Денисов Ю.И., Дмитриев А.В., Драй-ер М., Ермолаев Ю.И., Ерошенко Е.А., Жереб-цов Г.А., Житник И.А., Жуков А.Н., Застенкер Г.Н., Зеленый Л.М., Зельдович М.А., Иванов-Холод-ный Г.С., Игнатьев А.П., Ишков В.Н., Коломий-цев О.П., Крашенинников И.В., Кудела К., Кужев-ский Б.М., Кузин С.В., Кузнецов В.Д., Кузнецов С.Н., Курт В.Г., Лазутин Л.Л., Леценко Л.Н., Лит-вак М.Л., Лозачев Ю.И., Лоуренс Г., Маркеев А.К., Махмутов В.С., Митрофанов А.В., Митрофанов И.Г., Морозов О.В., Мягкова И.Н., Нусинов А.А., Опарин С.Н., Панасенко О.А., Перцов А.А., Петру-кович А.А., Подорольский А.Н., Ромашец Е.П., Свер-тилов С.И., Свидский П.М., Свиржевская А.К., Свиржевский Н.С., Слемзин В.А., Смит З., Сობель-ман И.И., Соболев Д.Е., Стожков Ю.И., Суворо-ва А.В., Суходрев Н.К., Тиндо И.П., Тохчукова С.Х., Фоличев В.В., Чащей И.В., Черток И.М., Ши-шов В.И., Юшков Б.Ю., Яковчук О.С., Янке В.Г.* Солнечные и гелиосферные явления в октябре–ноябре 2003 г.: причины и следствия // *Космич. исслед.* 2004. Т. 42, № 5. С. 1–57.
31. *Кондратьев К.Я.* Актинометрия. Л.: Гидрометеониздат, 1965. 691 с.
32. *Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Алоян А.Е., Варо-цос К.А.* Изменения общего содержания стратосфер-ного и тропосферного озона: наблюдения и численное моделирование // *Исслед. Земли из космоса.* 1999. № 5. С. 12–30.
33. *Рябов Ю.А.* Движение небесных тел. М.: Наука, 1977. 240 с.
34. *Dobson G.M.B.* Forty years' research on atmospheric ozone at Oxford university: A history // *Appl. Opt.* 1968. V. 7, N 3. P. 387–405.

***V.V. Kashkin, T.V. Rubleva. Estimation of zonal movement of ozone mass in the lower stratosphere based on satellite data.***

The development of the estimation method of air masses movement in the lower stratosphere using ozone as atmospheric tracer is discussed. Two fields of the total ozone for a current day and previous day are compared using correlation extreme algorithm. The result of the procedure is estimation of mutual shift of the fields and of zonal and meridian air movements per day. Zonal movements of air mass at 1997–2004 were investigated for the Northern and Southern hemispheres. The proximity of the average values of the lower stratosphere zonal wind and the troposphere zonal wind (with respect to the Earth surface) was found out. E.N. Blinova's zonal movement index was estimated for mid-latitudes of both hemispheres. We found that the field of total ozone at mid-latitudes of the Southern hemisphere rotates 1.8 times faster than the field of the Northern hemisphere. From July to October, 2003 there was anomalous decrease of the index; it was connected apparently with increasing solar activity. It was found that there is a close correlation between the Earth orbital speed and the angular velocity of the lower stratosphere at mid-latitudes of both hemispheres.