

В.В. Зуев, А.В. Ельников, В.Д. Бурлаков

Результаты исследования квазидвухлетних колебаний содержания аэрозолей и озона в стратосфере над Томском за период 1986–2003 гг.

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 4.10.2004 г.

Проведен детальный анализ квазидвухлетней цикличности во временном поведении интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния стратосферы и общего содержания озона над Томском. Для анализа временного хода аэрозольной характеристики использовались данные лидарного зондирования, а для анализа озона – измерения с помощью прибора М-124 и спутниковые данные TOMS.

Введение

Понятие квазидвухлетних колебаний (КДК) или цикличности (КДЦ) связано с изменением в интервале высот 20–40 км экваториальной стратосферы направления восточных и западных ветров на противоположные с периодами от 20 до 40 мес (в среднем около 28 мес) [1]. Данное явление было обнаружено в начале 60-х гг. [2, 3]. Восточной или западной фазой КДЦ принято считать периоды соответственно с восточным и западным направлениями зональной скорости ветра (D) для поверхности 30 мбар (на высоте примерно 24,5 км). Поскольку экваториальная зона является генератором общей циркуляции атмосферы, явление КДЦ в ее стратосфере должно модулировать всю стратосферную циркуляцию в глобальном масштабе. Пассивными трассерами стратосферной циркуляции в средних и высоких широтах выступают озон и аэрозоли. Поэтому вполне естественно, что вариации, обусловленные КДЦ, были зафиксированы позднее в колебаниях как общего содержания озона [4], так и аэрозольной толщи [5].

Первые результаты совместного анализа КДЦ в колебаниях аэрозольного содержания стратосферы (АСС) и общего содержания озона (ОСО) над Томском представлены в [6]. В данной статье приведены результаты детального анализа временных рядов данных, характеризующих содержание аэрозолей и озона в стратосфере над Томском и скорости зонального ветра на 30 мбар поверхности в экваториальной стратосфере за 1986–2003 гг.

Исходные данные и их подготовка к корреляционному анализу

Аэрозольное содержание стратосферы из лидарных данных может характеризоваться величиной интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния ΣB_a (ср^{-1}) как:

$$\Sigma B_a = \int_{15 \text{ км}}^{30 \text{ км}} \beta_{\text{ат}}(h) dh, \quad (1)$$

где $\beta_{\text{ат}}(h)$ – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния на высоте h , $\text{ср}^{-1} \cdot \text{км}^{-1}$; 15–30 км – высотный интервал, по которому производится интегрирование. Этот параметр определяется из данных лазерного зондирования стратосферного аэрозольного слоя (САС).

На Сибирской лидарной станции (СЛС) в Томске лазерное зондирование САС на длине волны $\lambda = 532$ нм осуществляется с 1986 г. [7]. Временной ряд АСС в виде среднемесячных значений приведен на рис. 1, а.

Временной отрезок ряда ΣB_a с января 1986 по июль 1991 г. характеризуется стационарным состоянием аэрозольного наполнения стратосферы со слабо выраженными зимними максимумами и летними минимумами и некими длительными временными вариациями (рис. 1, а). Ход АСС на интервале июль 1991 г. – декабрь 1994 г. имеет форму импульса с резким передним фронтом (июль 1991 г. – январь 1992 г.) и последующим плавным спадом значений ΣB_a (февраль 1992 г. – декабрь 1995 г.) до уровня, наблюдаемого в 1986–1991 гг. Такое поведение ΣB_a было обусловлено наличием в стратосфере умеренных широт Северного полушария вулканогенных аэрозолей после извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г. на Филиппинах. На временном отрезке 1996–2003 гг. поведение ΣB_a схоже с наблюдавшимся в 1986–1991 гг.

Содержание озона в стратосфере составляет преобладающую часть его общего содержания в атмосфере (ΣO_3), поэтому все изменения ОСО определяются в основном вариациями содержания озона в максимуме озонового слоя в нижней стратосфере [7]. Регулярные наблюдения за ОСО ведутся на СЛС с помощью прибора М-124 с 1993 г. Они

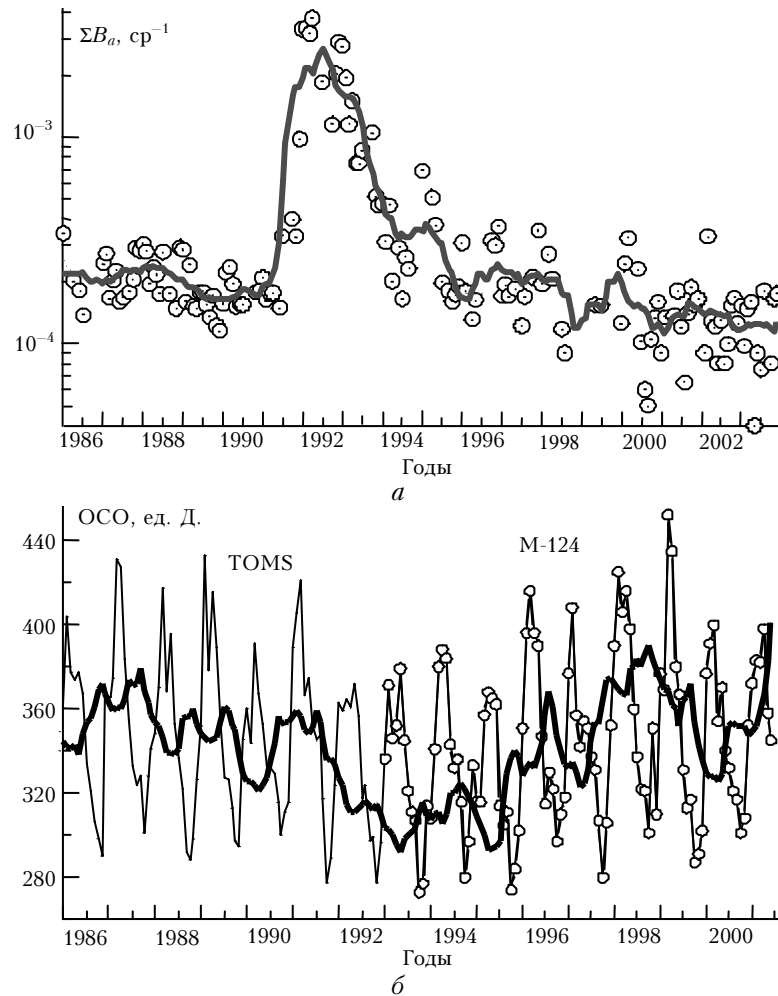


Рис. 1. Временные ходы: интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в слое 15–30 км для длины волны 532 нм (а) и общего содержания озона в средних широтах Северного полушария за соответствующий период (б). Жирными линиями представлены временные ходы соответствующих параметров после сглаживания скользящим средним с окном 12 мес

показывают хорошее согласие со значениями ΣO_3 , полученными космическим прибором TOMS для местоположения Томска [8]. Так, например, коэффициент корреляции рядов ОСО, измеренных на СЛС в Томске и прибором TOMS на временном интервале август 1996 – июль 2000 г., составляет 0,95 [9]. Это позволяет удлинить ряд наблюдений ОСО над Томском ретроспективно до 1986 г., дополняя его данными TOMS.

Этот ряд среднемесячных значений ΣO_3 изображен на рис. 1, б. Временной ряд ОСО на всем его протяжении можно считать стационарным с резко выраженными сезонными колебаниями с максимумами в зимне-весенний период и минимумами в летне-осенний.

Для сглаживания сезонных колебаний в представленных на рис. 1 временных рядах, которые, особенно для временного хода ОСО, являются доминирующими, применялась процедура «скользящее среднее» по 12 точкам (т.е. с окном «один год»). Кривые, полученные после применения к соответствующим исходным временным рядам данной процедуры, представлены на рис. 1 жирными

линиями. В результате хорошо проявляются вариации с периодами больше чем два года (КДЦ), а также другие долговременные изменения. Например, в сглаженном временном ходе ОСО четко проявляется минимум (конец 1991 г. – конец 1995 г.), протяженность которого совпадает с интервалом времени, приходящимся на период присутствия в стратосфере вулканогенного аэрозоля, оказывающего депрессивное влияние на озон [10].

Дальнейшая подготовка исходных данных для корреляционного анализа заключалась в приведении их к рядам с нулевым средним и нивелировке сильных возмущений САС и озоносферы в интервале 1991–1995 гг. Так, например, процедура удаления провала ОСО, обусловленного негативным влиянием вулканогенного аэрозоля, была осуществлена следующим образом. К ряду ΣO_3 был применен 26-месячный БПФ (быстрое преобразование Фурье)-фильтр (Φ_{26}), который затем был вычтен из сглаженного ряда ΣO_3 :

$$\Delta O_3(t) = \Sigma O_3(t) - \Phi_{26}(t), \quad (2)$$

где t – время.

Отсутствие стационарности в ряде ΣB_a , вызванное наличием вулканогенного аэрозоля на интервале 1991–1995 гг., существенно затрудняет аппроксимацию его долговременных изменений единой функцией и последующим ее вычитанием из исходных значений. Поэтому ряд ΣB_a был разбит на три независимых временных интервала (январь 1986 – июнь 1991 г., январь 1992 – декабрь 1995 г., март 1996 – декабрь 2003 г.). С учетом того что ΣB_a на интервале январь 1992 – июнь 1994 г. спадает по экспоненциальному закону [11], его значения были прологарифмированы. На каждом из трех временных отрезков определялся свой линейный тренд

$$\Lambda(t) = A + Bt, \quad (3)$$

который затем вычитался на соответствующих участках:

$$\Delta \ln B_a(t) = \ln \Sigma B_a(t) - \Lambda(t). \quad (4)$$

Нивелированные и приведенные к нулевому среднему описанным выше образом ряды $\Delta \ln B_a(t)$ и $\Delta O_3(t)$ представлены на рис. 2, а, в. Кроме того, на рис. 2, б изображен временной ход отклонений зональной скорости ветра (ΔD) от среднего для высоты 24,5 км в экваториальной стратосфере на основе данных, взятых из [12].

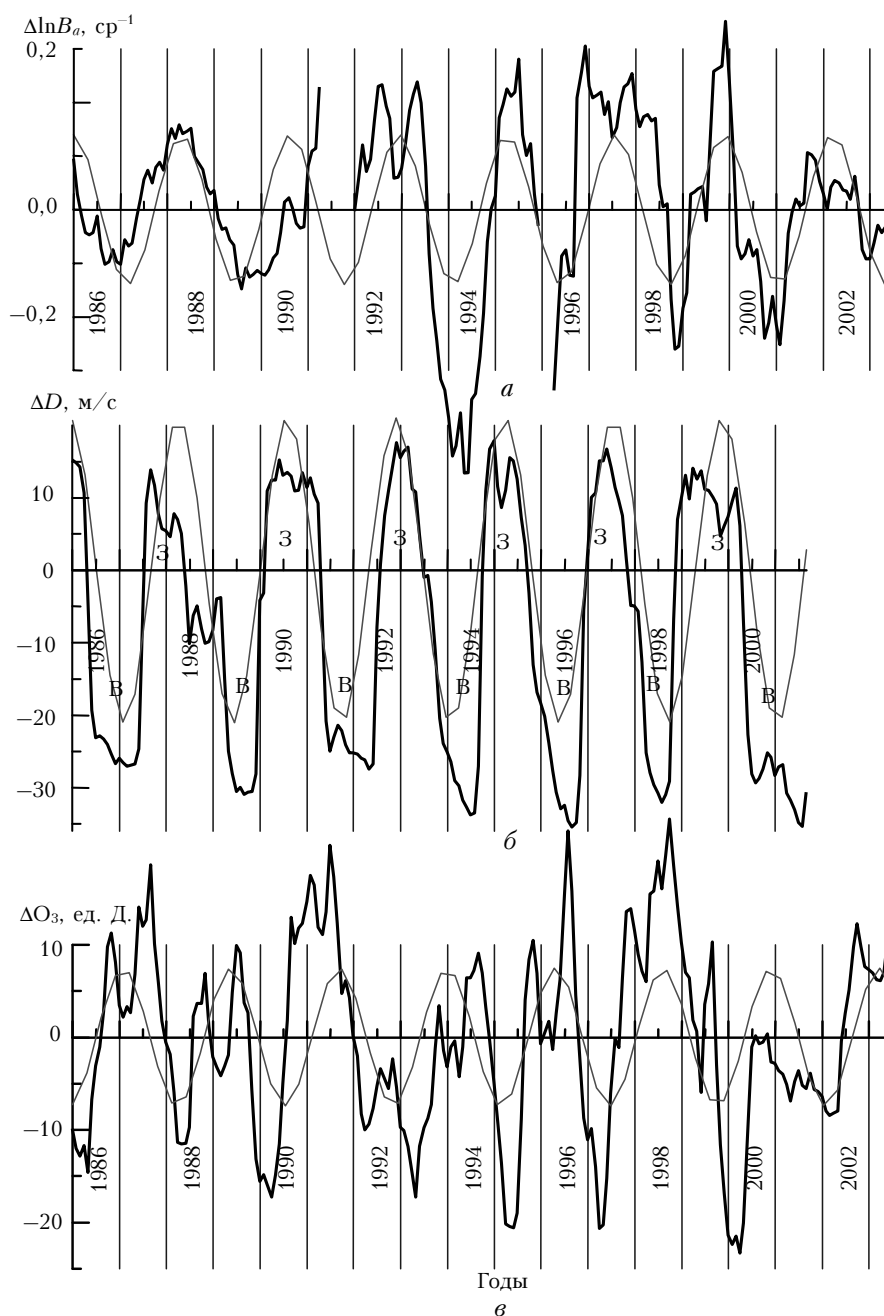


Рис. 2. Временные ходы $\Delta \ln B_a$ (а), отклонения зонального направления скорости ветра от среднего ΔD (б) и ΔO_3 (в). Тонкие линии, наложенные на представленные ряды, — их аппроксимация функцией \sin

Буквами В и З на рис. 2 обозначены участки временного ряда ΔD с восточным и западным направлением зональной скорости ветра, определяющие соответствующие фазы КДЦ.

Хорошо видно, что колебания АСС и ОСО над Томском в разных фазах КДЦ противофазны. При этом в западной фазе в основном наблюдаются повышение АСС и понижение ОСО, а в восточной, наоборот, понижение АСС и повышение ОСО. Так как экваториальную зону принято считать основным глобальным резервуаром стратосферного аэрозоля [5], то увеличение АСС в средних широтах Северного полушария в западной фазе КДЦ должно указывать на усиление меридионального переноса воздушных масс в нижней стратосфере с юга на север от экватора в средние широты. Такое усиление меридионального переноса с юга на север в западной фазе КДЦ должно отражаться уменьшением ОСО в средних широтах, поскольку экваториальные стратосферные воздушные массы обеднены озоном по сравнению со среднеширотными (рис. 2).

Тонкие линии на рис. 2 иллюстрируют аппроксимации полных рядов экспериментальных данных на основе метода наименьших квадратов функция-ми следующего вида:

$$Y(t) = A \sin\left(\pi \frac{t - t_c}{\omega}\right), \quad (5)$$

где t — время, мес; A — амплитуда; ω — полупериод колебаний; t_c — фазовый сдвиг (эта же формула использовалась для аппроксимации рядов экспериментальных данных на трех выделенных интервалах времени, но полученные таким образом модельные ряды не приведены на рис. 2, чтобы не перегружать его).

Результаты корреляционного анализа и их обсуждение

Результаты вычислений периодов колебаний 2ω и коэффициентов детерминации R^2 , представляющих собой квадрат коэффициента корреляции R между эмпирическим рядом и его моделью, заданной формулой (5), представлены в таблице. Видно, что периоды колебаний полных модельных

рядов для всех трех параметров одинаковы (в пределах погрешности аппроксимации) и составляют $\sim 27,8$ мес.

Наиболее качественная аппроксимация рядов эмпирических данных получается для ΔD ($R^2 = 0,65$), которая, по сути, является характеристикой экваториального генератора КДЦ и имеет наиболее регулярную структуру ряда (рис. 2, б). Для $\Delta \ln B_a$ и ΔO_3 качество аппроксимации снижается ($R^2 = 0,37$ и $0,26$ соответственно). Понятно, что на вариации этих параметров влияют локальные воздействия на трассах переноса аэрозолей и озона в среднеширотную стратосферу. Тем не менее не только для ΔD , но и для $\Delta \ln B_a$ и ΔO_3 значения коэффициентов корреляции R существенно превосходят уровень значимости (0,8, 0,6 и 0,5, соответственно).

Для более коротких интервалов, выделенных в таблице, качество аппроксимации временных ходов всех трех параметров выражением (5), как правило, улучшается. Исключение составляет поведение ряда ΔO_3 на участке 01.92–12.95 гг., на котором существенное влияние на стратосферный озон оказывал вулканогенный аэрозоль после извержения вулкана Пинатубо. С другой стороны, наблюдается значительный разброс периодов колебаний. При этом наибольший разброс фиксируется на участке 01.86–04.91 гг. для периодов колебаний модельных $\Delta \ln B_a$ и ΔO_3 (37 и 23 мес соответственно), характеризующихся наиболее высоким уровнем детерминации ($R^2 = 0,83$ и $0,52$ соответственно). Вероятнее всего, этот разброс обусловлен значительной пертурбацией стратосферной циркуляции в 80-е гг. XX в. благодаря целой серии взрывных извержений вулканов (Сент-Хеленс, Алайд, Ниамурагира, Эль-Чичон, Дель-Руиз и др. [4]) в разных местах планеты. Частицы аэрозолей значительно массивнее, чем молекулы озона, поэтому они по-разному вовлекаются в воздушные потоки, особенно в вихревые и волновые движения (легкие молекулы озона увлекаются воздушными потоками полностью, а более массивные аэрозольные частицы способны выпадать из вихрей). Возникающие из-за этого различия траекторий и скоростей переносов аэрозолей и озона в стратосфере усиливаются с увеличением ее пертурбации.

Периоды вариаций (2ω), коэффициенты детерминации (R^2), количество точек (n) и уровень значимости коэффициентов корреляции при 95% вероятности (r) соответствующих временных интервалов (расчеты, выполненные для ΔD , закачиваются 08.01 г.)

	Полные ряды		01.86–04.91 гг.		01.92–12.95 гг.		03.96–12.03 гг.	
	2ω , мес.	R^2	2ω , мес	R^2	2ω , мес	R^2	2ω , мес	R^2
		n		n		n		n
ΔD	27,8	0,65	28,2	0,71	26,4	0,91	25,3	0,75
	$\pm 0,1$	188	$\pm 0,7$	63	$\pm 0,2$	48	$\pm 0,3$	68
		$>0,15$		$>0,25$		$>0,30$		$>0,25$
ΔO_3	27,7	0,26	23,0	0,52	28,4	0,05	27,4	0,31
	$\pm 0,2$	216	$\pm 0,6$	63	$\pm 2,0$	48	$\pm 0,4$	96
		$>0,15$		$>0,25$		$>0,30$		$>0,25$
$\Delta \ln B_a$	27,8	0,37	37,0	0,83	33,8	0,73	27,84	0,39
	$\pm 0,2$	204	$\pm 0,6$	63	$\pm 1,2$	48	$\pm 0,5$	93
		$>0,15$		$>0,25$		$>0,30$		$>0,25$

На рис. 3 представлены кросскорреляционные функции (ККФ) (с lag -м 1 мес) для всех комбинаций временных рядов эмпирических данных: ΔD и $\Delta \ln B_a$; ΔD и ΔO_3 ; ΔO_3 и $\Delta \ln B_a$.

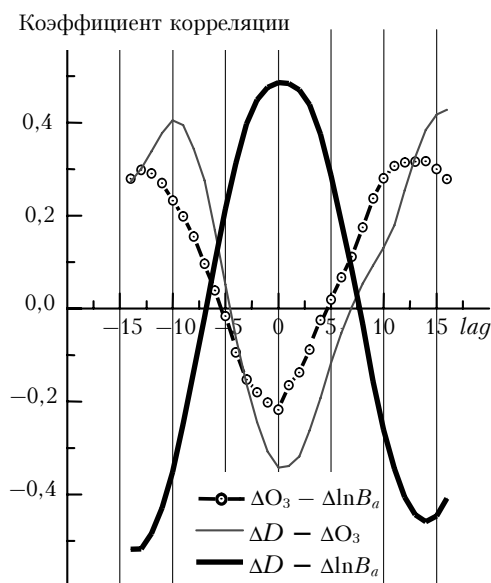


Рис. 3. Кросскорреляционные функции для соответствующих параметров

Видно, что поведение ККФ $\Delta D - \Delta \ln B_a$ явно противофазно ходу ККФ $\Delta D - \Delta O_3$ и $\Delta O_3 - \Delta \ln B_a$, что, в принципе, отмечалось выше при рассмотрении рис. 2. Величины всех коэффициентов парной корреляции при $lag = 0$ для этих трех комбинаций исследуемых рядов значимы и составляют 0,49; $-0,34$; $-0,22$ соответственно.

Выводы

Результаты исследований показали, что во временном ходе интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния и общего содержания озона над Западной Сибирью четко проявляются колебания, модулируемые квазидвухлетней цикличностью зональной скорости ветра в экваториальной стратосфере. При этом в западной фазе в стратосфере над Томском в основном наблюдаются повышенное содержание аэрозоля и пониженное содержание озона, а в восточной — наоборот.

При транспорте аэрозольных частиц и озона в меридиональном направлении характеристики

КДЦ в колебаниях АСС и ОСО над Томском икажутся за счет разного вовлечения в этот перенос аэрозольных частиц и молекул озона, существенно отличающихся по массе. Различия скоростей и траекторий переноса, вообще говоря, несут дополнительную информацию о специфике стратосферной циркуляции и могут использоваться для уточнений траекторного анализа стратосферных воздушных масс.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ на установке Сибирская лидарная станция (рег. № 01-64).

1. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1987. 414 с.
2. Reed R.J., Campbell W.J., Rasmusson L.A., Rogers D.G. Evidence of a downward propagating annular wind reversal in the equatorial stratosphere // J. Geophys. Res. D. 1961. V. 66. P. 813–825.
3. Veryard R.G., Ebdon R.A. Fluctuations in tropical stratospheric winds // Met. Mag. 1961. V. 90. P. 125–136.
4. Hilsenrath E., Schlesinger B.M. Total ozone seasonal and interannual variations derived from the 7 year Nimbus 4 UV data set // J. Geophys. Res. D. 1981. V. 86. P. 12087.
5. Hitchmann M.H., McKay M., Treple C. R. A climatology of stratospheric aerosol // J. Geophys. Res. D. 1994. V. 99. N 10. P. 20689–20700.
6. Зув В.В., Зув В.Е., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Ельников А.В., Невзоров А.В. Климатология стратосферного озона и аэрозоля по данным многолетних наблюдений на Сибирской лидарной станции // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 8. С. 719–724.
7. Зув В.В. Дистанционный оптический контроль стратосферных изменений. Томск: МГП «Раско», 2000. 140 с.
8. http://toms.gsfc.nasa.gov/teacher/ozone_overhead.html
9. Smirnov S.V., Zuev V.V. Current state and long-time changes of the ozonosphere over Tomsk: Abstracts // VIII Joint international symposium «Atmospheric and ocean optics. Atmospheric physics». Irkutsk, June 25–29, 2001. P. 257.
10. Zuev V.V., El'nikov A.V. Time Variability of Stratospheric Aerosol from Multiyear Lidar Observations in Tomsk // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic. Phys. 2003. V. 39. Suppl. 1. P. S41–S46.
11. Zuev V.V., Burlakov V.D., El'nikov A.V., Ivanov A.P., Chaikovskii A.P., Sherbakov V.N. Processes of long-term relaxation of stratospheric aerosol layer in Northern Hemisphere midlatitudes after a power volcanic eruption // Atmos. Environ. 2001. V. 35. P. 5059–5066.
12. http://www.jisao.washington.edu/dats_sets/qbo/

V.V. Zuev, A.V. El'nikov, V.D. Burlakov. **Results of investigation of quasi-biennial oscillation of aerosol and ozone contents in the stratosphere over Tomsk for 1986–2003.**

We demonstrated the presence of quasi-biennial oscillation in time behaviors of integrated aerosol back-scattering coefficient and total ozone over Tomsk. For analysis of time behavior of aerosol characteristic, we used lidar sensing data, while ozone variations were analyzed using measurements of M-124 instrument and TOMS data.