

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ,  
ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.501

**В.В. Зуев, В.Е. Зуев, В.Д. Бурлаков, С.И. Долгий,  
А.В. Ельников, А.В. Невзоров, В.Л. Правдин**

**Лидарные исследования характеристик фонового  
стратосферного аэрозоля над регионами Сибири**

*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

Поступила в редакцию 20.12.2002 г.

Приводятся и обсуждаются результаты стационарных и экспедиционных лидарных измерений характеристик фонового состояния стратосферного аэрозольного слоя над регионами Сибири от средних до субполярных широт. Летне-осенний период в исследуемом регионе характеризуется однообразным распределением стратосферного аэрозоля с его минимальным содержанием. Незначительное превышение аэрозольного наполнения стратосферы в зимне-весенний период по сравнению с летне-осенним объясняется особенностями стратосферной циркуляции и распределением резервуаров фонового аэрозоля.

**Введение**

В качестве фонового аэрозоля стратосферы рассматривают аэрозоль невулканического происхождения, который определяет аэрозольное наполнение стратосферы в периоды длительного отсутствия взрывных извержений вулканов. Считается, что за время наблюдений современными наземными и космическими средствами измерений периоды фонового состояния стратосферного аэрозольного слоя (САС) регистрировались в 1979, 1989–1990 гг. и с 1996 г. Сернокислотный фоновый аэрозоль формируется в основном в результате переноса в стратосферу относительно инертного в тропосфере серосодержащего газа техногенного происхождения карбонилсульфида, COS. Попадая в стратосферу, COS фотодиссоциирует до серы и после ряда химических реакций образует пары серной кислоты. В качестве дополнительного источника фонового стратосферного аэрозоля (СА) рассматриваются выбросы серосодержащих газов при сжигании топлива высотной авиации, а также SO<sub>2</sub> как продукт индустриальной деятельности.

Массовое содержание фонового СА в десятки раз меньше, чем масса аэрозоля в периоды вулканического возмущения стратосферы. Так, после мощнейшего в XX в. извержения вулкана Пинатубо (июнь 1991 г.) глобальная масса H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>O стратосферного аэрозоля оценивалась величинами от 21 до 40 Мт, в то время как для фоновых периодов оценки составляют от 0,6 до 1,2 Мт [1]. При этом стратосферная аэрозольная оптическая толщина, которая рассматривается в качестве главного параметра, определяющего воздействие САС на радиационный режим атмосферы и климатические эффекты [2], оценивается на длине волны 0,55 мкм для Северного полушария фоновых периодов значениями 0,004–0,007, а после извержения вулкана Пинатубо достигала значений 0,2 [1, 3]. В периоды максималь-

ного аэрозольного наполнения стратосферы прямыми измерениями регистрируются значительные радиационно-температурные эффекты – уменьшение приземной температуры на несколько десятых градуса вследствие рассеяния вулканогенным аэрозолем коротковолновой солнечной радиации и повышение температуры на несколько градусов на высотах локализации слоя вследствие поглощения ИК-восходящей радиации Земли [4, 5].

Значительные температурные изменения могут быть обусловлены и фоновым аэрозолем при накоплении его содержания в стратосфере в результате роста промышленного производства. Гипотеза об антропогенном увеличении массы фонового СА до 5% в год была высказана на основе сравнения аэрозольного содержания в фоновые периоды 1979 и 1989–1990 гг. [6]. По модельным расчетам при ежегодном увеличении антропогенного потока карбонилсульфида в стратосферу на 4,5% к 2050 г. оптическая толщина СА увеличится более чем на порядок и средняя приземная температура уменьшится на 1,5° [7]. В связи с проблемой возможных климатических последствий антропогенного увеличения мощности САС исследованиям в этой области уделяется большое внимание.

Необходимы знания о природе, источниках, характеристиках и динамике фонового СА. Кроме того, фоновый СА необходимо учитывать при модельном анализе баланса малых газовых составляющих атмосферы. С учетом того что характеристики САС имеют географические особенности, сезонные и другие циклы изменчивости, необходимы долговременные, в больших пространственных масштабах климатологические исследования САС. При этом, используя СА как трассер динамических процессов в нижней стратосфере, возможно исследовать по широтному градиенту его распределения процессы меридиональных переносов.

## 1. Техника и методика измерений

Для климатологических исследований САС эффективно использование сетей лидарных станций или мобильных вариантов лидара. В Томске на Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН регулярные лидарные измерения характеристик САС ведутся с 1986 г. В то же время Томск является единственной точкой на огромной территории Сибири, где ведутся подобные измерения. Для расширения географии измерений нами был разработан мобильный вариант лидара.

Лидар разработан на основе Nd:YAG-лазера Минской фирмы «СОЛАР ЛС». Измерения ведутся на длине волны 532 нм, энергия импульса генерации до 150 мДж при частоте следования 20 Гц. Отсутствие наружного контура охлаждения позволяет использовать лазер в экспедиционных условиях. Лидар имеет блочную конструкцию, что дает возможность перевозить его к месту измерений. Прием сигналов ведется на зеркало диаметром 30 см. Лидар показал свою работоспособность при его базировании на речном судне и в стационарных условиях.

Первые экспедиционные измерения были проведены в июле–августе 2001 г. с борта теплохода в районе г. Омска (55° с.ш., 73° в.д.). В октябре этого же года измерения проводились в г. Сургуте (61° с.ш., 74° в.д.). В августе 2002 г. измерения проводились в г. Норильске (69° с.ш., 89° в.д.) на территории Комплексной магнитно-ионосферной станции ИСЗФ СО РАН. Во время всех экспедиций велись одновременные измерения оптических характеристик САС в Томске (57° с.ш., 85° в.д.) на длине волны лазера на парах меди 511 нм. Небольшая разница в используемых длинах волн позволяла сравнивать измеряемые характеристики.

Измерения ведутся в ночное время суток с регистрацией сигналов в режиме счета импульсов фототока. Из данных лазерного зондирования в интервале высот  $H$  от 12,5 до 30 км определяется вертикальный

профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния –  $\beta_{\pi}^a(H)$ . С ростом высоты его значения убывают по экспоненциальному закону. Для более выраженного представления аэрозольной стратификации используется отношение рассеяния  $R(H)$ :

$$R(H) = [\beta_{\pi}^a(H) + \beta_{\pi}^m(H)] / \beta_{\pi}^m(H), \quad (1)$$

где  $\beta_{\pi}^m(H)$  – коэффициент обратного молекулярного рассеяния. Более подробно методические вопросы восстановления оптических характеристик САС рассматриваются в работе [8].

## 2. Интегральные характеристики аэрозольного слоя стратосферы

При лидарных измерениях наиболее полно общую картину временной динамики аэрозольного наполнения стратосферы дает интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния  $B_{\pi}^a$  в определенном интервале стратосферных высот от  $h_1$  до  $h_2$ :

$$B_{\pi}^a = \int_{h_1}^{h_2} \beta_{\pi}^a(h) dh. \quad (2)$$

На рис. 1 приведен временной ход подекадно усредненной величины  $B_{\pi}^a$ , получаемый в Томске с 1986 г. Для сравнения приведены также данные среднеширотной станции Минска [10]. С учетом некоторой разницы в высотных интервалах интегрирования наблюдается совпадение результатов, что говорит о глобальном характере распределения САС. Временной ход  $B_{\pi}^a$  до 2000 г. подробно анализируется нами в работах [9, 10]. «Допинатубные» значения интегрального рассеяния наблюдались уже в 1996–1997 гг. и даже становились меньше, чем в фоновый период 1989–1990 гг. В данной статье рассматриваются в основном результаты измерений 2000–2002 гг. В эти годы величина  $B_{\pi}^a$  в летне-осенний период понижалась до минимальных значений

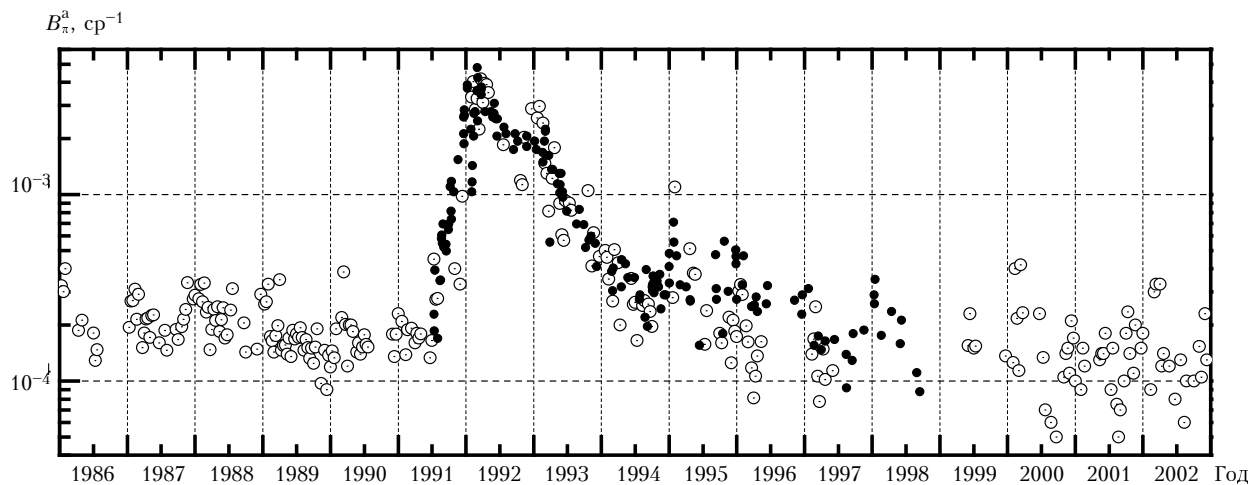


Рис. 1. Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на  $\lambda = 532$  нм над Томском в диапазоне 15–30 км (кружки) и Минском в диапазоне 13–30 км (точки)

$5 \cdot 10^{-5} \text{ ср}^{-1}$  против средних значений  $(1,5-2) \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$  в 1989–1990 гг. Данный факт не подтверждает гипотезу о ежегодном антропогенном росте фонового СА, что наблюдается и на других лидарных станциях, в том числе в индустриально развитых районах [11, 12].

Вторая особенность, которая видна из данных измерений  $B_{\pi}^a$  в 2000–2002 гг., – меньшее аэрозольное наполнение стратосферы в летне-осенний период по сравнению с зимне-весенним. Эта особенность видна и на массиве профилей  $R(H)$ .

### 3. Вертикальная структура слоя

На рис. 2 приведены примеры типичных профилей  $R(H)$  для разных сезонов 2000–2002 гг. Экспедиционные и регулярные измерения в Томске показали идентичность вертикального распределения СА в летне-осенний период с одинаковым аэрозольным содержанием, которое определялось средними значениями отношения рассеяния 1,05–1,1 (профили 4, 5, 6, 9, 10, 11, 12 на рис. 2). Эти значения сохраняются прак-

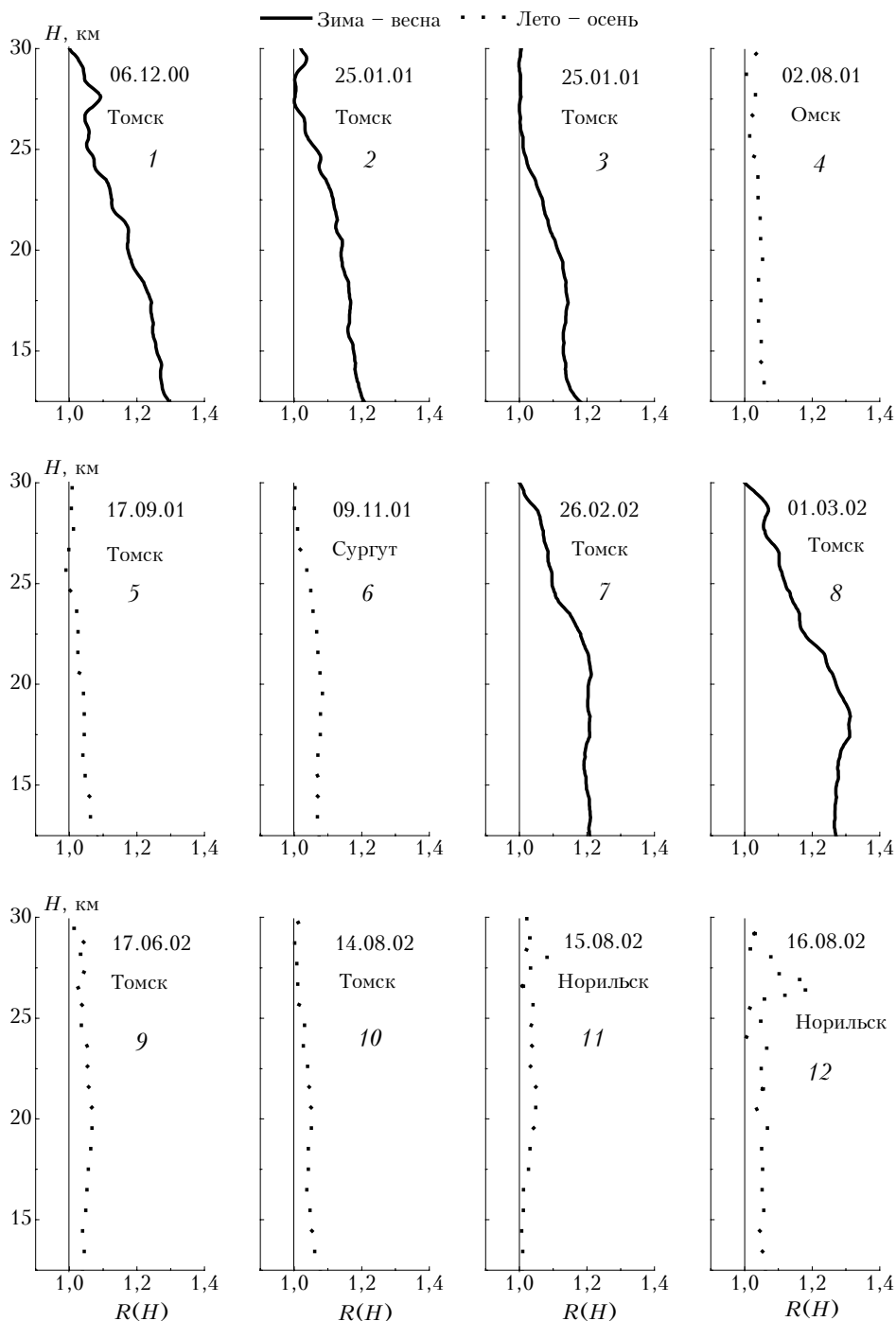


Рис. 2. Примеры типичных профилей отношения рассеяния в 2000–2002 гг.

тически во всем высотном диапазоне и выраженного слоя Юнге не наблюдается.

Возможное объяснение явления аномального аэрозольного рассеяния в интервале высот 25–30 км, которое начало наблюдаться в Норильске 15.08.2002 г. (профиль 11 на рис. 2) и имело еще более выраженный характер 16.08.2002 г. с ростом отношения рассеяния в пике слоя до 1,2 (профиль 12 на рис. 2), может быть связано с прохождением метеорного потока Персеид. Этот поток является одним из 4 самых мощных, наблюдающихся ежегодно. По некоторым оценкам на его долю приходится до 5% всей космической материи, выпадающей на Землю за год. В 2002 г. пик потока Персеид пришелся на 12–13 августа. В дни измерений 7 и 13 августа аномальных слоев еще не наблюдалось, т.е. слои появились через 3–4 сут после интенсивной фазы потока, что согласуется с ранее опубликованными данными других авторов [13] по наблюдениям аномального рассеяния в мезосфере-стратосфере после прохождения метеорных потоков.

Полученные результаты указывают на равномерный характер установившегося фонового состояния САС от средних до субполярных широт региона Сибири с минимальным аэрозольным содержанием в летне-осенний период. В то же время регулярные измерения в Томске показывают, что в зимне-весенний период аэрозольное наполнение нижней стратосферы (ниже 25 км) несколько выше, чем в летне-осенний, с увеличением значений  $R(H)$  до 1,2 и немногим более (профили 1, 2, 3, 7, 8 на рис. 2).

На основе усреднения летне-осенних профилей  $R(H)$  – 28 профилей, каждый из которых получен усреднением двух–трех, снятых за одну ночь, и 31 профиля зимне-весеннего периода, – были рассчитаны средние по полугодиям (зима + весна / лето + осень) профили отношения рассеяния. Данные взяты за период измерений декабрь 2000 г. – ноябрь 2002 г. Результаты представлены на рис. 3. Для полугодия лето – осень значения  $R(H)$  лежат в интервале 1,05–1,1 во всем высотном диапазоне. Значения  $R(H)$  зимне-весеннего периода, начиная с высоты 25 км, превышают летне-осенние, увеличиваясь в нижних слоях до 1,2. Тем не менее в пределах границ СКО средние профили  $R(H)$  обоих сезонов совпадают.

#### 4. Обсуждение результатов и выводы

На основе долговременных лидарных измерений характеристик САС, как в фоновых, так и в условиях вулканического возмущения стратосферы, ранее нами было предложено рассматривать в качестве одного из критериев фонового состояния слоя средних широт Северного полушария отсутствие сезонных (зима–лето) различий в вертикальном распределении аэрозоля [9, 10]. Зимнее превышение аэрозольного содержания, которое обусловлено интенсивным зимним меридиональным переносом вулкано-генного аэрозоля в высокие широты из тропической зоны активных вулканов, сглаживается по мере очищения тропической стратосферы от аэрозоля. Данные измерений 2000–2002 гг.,

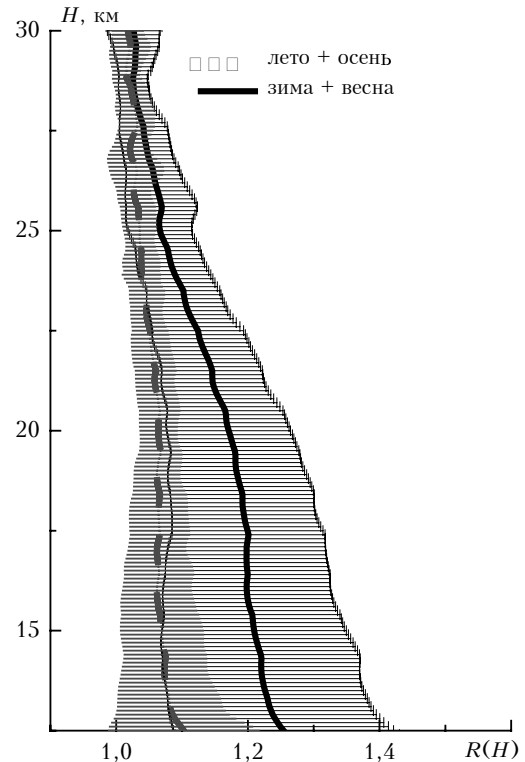


Рис. 3. Среднесезонные (зима + весна / лето + осень) профили отношения рассеяния за декабрь 2000 г. – ноябрь 2002 г. Тонкими линиями показаны средние квадратические отклонения и их границы

полученные в условиях длительного (с 1996 г.) фонового состояния стратосферы, которое еще не наблюдалось и не исследовалось за период измерений современными техническими средствами, подтверждают названный критерий. В пределах СКО фоновые среднесезонные профили  $R(H)$  совпадают.

Тем не менее даже в условиях глубокого фонового состояния в нижней стратосфере сохраняется незначительное превышение аэрозольного содержания в зимне-весенний период интенсивного меридионального переноса в высокие широты по сравнению с летне-осенним. С учетом того факта, что низкоширотный градиент потенциального вихря скорости обуславливает интенсивные тропосферно-стратосферные обмены преимущественно в экваториальном поясе [14], можно рассматривать тропический пояс, его природные и антропогенные источники как один из основных резервуаров не только вулкано-генного, но и фонового стратосферного аэрозоля.

Вопрос существования тропического резервуара фонового СА является дискуссионным. Но глобальные модели распространения СА, которые строятся на основе данных спутниковых измерений коэффициента аэрозольного ослабления (с пересчетом в аэрозольную оптическую толщину), предполагают наличие такого резервуара. В настоящее время подобные модели показывают структуру «поясов» в распределении СА с максимальным его содержанием внутри тропического пояса и в высоких широтах и минимальным в поясе примерно 15–45° для обоих полушарий, как для периода

вулканического возмущения, так и в фоновых условиях [15, 16]. Структура поясов возникает, главным образом, из комбинации двух факторов: 1) главный резервуар аэрозоля находится в тропиках как в фоновых условиях, так и в условиях вулканического возмущения тропической зоны; 2) меридиональный перенос аэрозоля из тропического резервуара, где наиболее интенсивно идут процессы тропосферно-стратосферного обмена, в средние и высокие широты. Наблюдаемое нами зимне-весеннее увеличение содержания фонового СА укладывается в рамки этой модели.

Результаты стационарных и экспедиционных измерений показывают равномерный характер установившегося фонового состояния СА от средних до субполярных широт региона Сибири с минимальным аэрозольным содержанием в летне-осенний период.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минпромнауки РФ на установке «Сибирская лидарная станция» (рег. № 01-64) и финансовой поддержке РФФИ (проекты № 01-05-64644 и 02-05-79082).

1. Russel P.B., Livingston J.M., Pueschel R.F., Bauman J.J., Pollack J.B., Brooks S.L., Hamill P., Thomason L.W., Stowe L.L., Deshler T., Dutton E.G., and Bergstrom R.W. Global to microscale evolution of the Pinatubo volcanic aerosol derived from diverse measurements and analyses // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101. N 13. P. 18.745–18.763.
2. Lacis A., Hansen J., and Sato M. Climate forcing by stratospheric aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. N 15. P. 1607–1610.
3. Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., and Pollack J.B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 // *J. Geophys. Res. D.* 1993. V. 98. N 12. P. 22.987–22.994.
4. McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption // *Nature.* 1995. V. 373. P. 399–404.
5. Labitzke K. and McCormick M.P. Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. N 2. P. 207–210.

*V.V. Zuev, V.E. Zuev, V.D. Burlakov, S.I. Dolgii, A.V. Elnikov, A.V. Nevzorov, V.L. Pravdin. Lidar studies of characteristics of background stratospheric aerosol over Siberian regions.*

The paper presents and discusses the results of stationary and expedition lidar measurements of characteristics of the background state of stratospheric aerosol layer over Siberian regions from middle to subpolar latitudes. The summer-fall period in the studied region is characterized by the uniform distribution of stratospheric aerosol with its minimum content. An insignificantly higher stratospheric aerosol loading in the winter-spring period, as compared with the summer-fall level, is explained by specific features of stratospheric circulation and distribution of reservoirs of background aerosol.

6. Hofmann D.J. Increase in the stratospheric background sulfuric acid aerosol mass in the past 10 years // *Science.* 1990. V. 248. P. 996–1000.
7. Асатуров М.Л. Влияние стратосферного аэрозоля на климат // *Метеорол. и гидрол.* 1998. № 3. С. 5–12.
8. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы / Под общ. ред. В.В. Зуева. Томск: Изд-во «РАСКО», 2002. 352 с.
9. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Стратосферный аэрозольный слой над г. Томском (56,5° с.ш., 85,0° в.д.) по результатам наблюдений на Сибирской лидарной станции в 1986–1997 гг. // *Оптика атмосф. и океана.* 1999. Т. 12. № 3. С. 268–274.
10. Zuev V.V., Burlakov V.D., Elnikov A.V., Ivanov A.P., Chaikovskii A.P., Shcherbakov V.N. Processes of long-term relaxation of SAL in Northern Hemisphere midlatitudes after a powerful volcanic eruption // *Atmos. Environ.* 2001. V. 35. P. 5059–5066.
11. Jager H. and Homburg F. A new aerosol background level in the stratosphere? Lidar observations of the period 1976 to 1997 // *19 ILRC Abstracts of Papers.* Langley Research Center. Hampton, Virginia. 1998. P. 335–338.
12. Kent G.S. and Hansen G.M. Multiwavelength lidar observations of the decay phase of the stratospheric aerosol layer produced by the eruption of Mount Pinatubo in June 1991 // *Appl. Opt.* 1998. V. 37. N 18. P. 3861–3872.
13. Овезгельдыев О.Г., Лагутин М.Ф., Беркелиев М., Курбанмурадов К., Маммедов Х., Мустецов Н.П., Мухамедназаров С., Мегель Ю.Г. Лидарные наблюдения аномального рассеяния в мезосфере // *Изв. АН Туркменской ССР. Сер. физ.-тех., хим. и геологических наук.* 1981. № 5. С. 51–56.
14. Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.R. Middle atmosphere dynamics. San Diego: Academic Press, Calif. 1987.
15. Trepte C.R., Thomason L.W. and Kent G.S. Banded structure in stratospheric aerosol distributions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. N 22. P. 2397–2400.
16. Kent G.S., Trepte C.R., Lacker P.L. Long-term Stratospheric Aerosol and Gas Experiment I and II measurements of upper tropospheric aerosol extinction // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. N 22. P. 28863–28874.