

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

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.*Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск*

Поступила в редакцию 11.12.98 г.

Принята к печати 30.12.98 г.

Обобщаются результаты лазерного зондирования вертикального распределения стратосферного аэрозоля, полученные на Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН, Томск (56,5° с.ш., 85,0° в.д.) в течение 1986–1997 гг. В начальной стадии регулярного мониторинга стратосферного аэрозольного слоя (САС) удалось наблюдать в стратосфере продукты извержения колумбийского вулкана Дель-Руис. С лета 1986 по лето 1991 г. состояние САС приближалось к «фоновому». Для этого периода представлены вертикальные распределения аэрозоля по годам для зимы и лета. На их основе сформулированы критерии фоновое состояние САС, наблюдаемого только в 1989–1990 гг. Экспериментально полученные данные фонового содержания стратосферного аэрозоля приведены в сравнении с модельными. После извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г. доминирующим фактором в формировании САС стал вулканогенный аэрозоль. Рассматриваются результаты измерений, иллюстрирующие процесс развития и последующего распада САС вулканогенно-го происхождения. С лета 1995 г. стратосферный аэрозоль вновь приближается к фоновому состоянию.

Введение

На состояние стратосферного аэрозольного слоя (САС) влияют как природные (влияние циркуляции атмосферы на термодинамические условия генерации аэрозолей и их переноса и спорадические извержения вулканов [1, 2]), так и антропогенные (продукты сжигания топлива высотной авиации и вынос в стратосферу газов и частиц техногенного происхождения [3]) факторы. В силу своих оптических свойств и глобальности распределения стратосферный аэрозоль оказывает существенное влияние на радиационный баланс и, следовательно, на климат планеты. Особенно заметны изменения САС и связанные с ними радиационные эффекты после мощных вулканических извержений, продукты которых забрасываются в стратосферу. Это приводит к существенному увеличению массы стратосферного аэрозоля, вызывает потепление в стратосфере на высотах локализации САС за счет поглощения ИК восходящей радиации и, наоборот, похолодание на поверхности Земли вследствие рассеяния аэрозольным слоем нисходящей коротковолновой солнечной радиации. Так, например, через 2 мес. после извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г. температура в стратосфере тропической зоны увеличилась на 3,5 °С (на уровне 30 гПа), а на поверхности Земли уменьшилась на 0,7 °С [4]. После извержений регистрируются депрессия стратосферного озонового слоя и нарушение баланса других малых газовых составляющих [5, 6]. В результате изменяются радиационный режим и связанная с ним общая циркуляция атмосферы.

Изменчивость САС в разные периоды имеет как годовые, так и сезонные и региональные особенности. С целью изучения особенностей вертикального распределения стратосферного аэрозоля на Сибирской лидарной станции (СЛС) с начала 1986 г. проводится регулярный мониторинг САС с помощью лидара, работающего на длине волны 532 нм. До апреля 1992 г. наблюдения велись на лидаре с приемным телескопом диаметром 1 м и высокочастотным

(2,5 кГц) Nd:YAG-лазером [7]. С ноября 1991 г. наблюдения САС продолжались на лидаре с приемным телескопом диаметром 2,2 м и более энергетичным Nd:YAG-лазером [8]. В данной статье обобщаются результаты лидарных наблюдений САС за период с 1986 по 1997 г.

Оптические параметры стратосферного аэрозоля из данных лазерного зондирования определяются на основе калибровки лидарного сигнала по молекулярному рассеянию. Основным аэрозольным параметром, извлекаемым из данных лазерного зондирования, является коэффициент обратного аэрозольного рассеяния ($\beta_{\pi}^a(H)$), на основе которого могут оцениваться и другие оптические характеристики аэрозоля. С ростом высоты H значения $\beta_{\pi}^a(H)$, так же как и значения коэффициента обратного молекулярного рассеяния $\beta_{\pi}^m(H)$, уменьшаются по экспоненциальному закону, который и является доминирующим в вертикальном распределении аэрозоля. Для более рельефного и тонкого представления вертикальной стратификации аэрозоля используется отношение рассеяния $R(H)$, которое связано с $\beta_{\pi}^a(H)$ следующим образом:

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

В лидарном уравнении

$$N(H) = C [\beta_{\pi}^a(H) + \beta_{\pi}^m(H)] T^2(H) / H^2 \quad (2)$$

(здесь C – аппаратная константа, включающая характеристики приемопередаточной аппаратуры; $N(H)$ – проходящий с трассы лидарный эхосигнал; $T^2(H)$ – квадрат прозрачности атмосферы) отношение рассеяния появляется в явном виде, при нормировке последнего на коэффициент обратного молекулярного рассеяния. Эта нормировка осуществляется по значениям лидарного сигнала, скорректированного на квадрат расстояния и молекулярную плотность, с высотного диапазона, где рассеяние формируется

в основном молекулами воздуха. Показано, что на высотах выше 30 км аэрозольный вклад в обратное рассеяние не превышает 2% [9]. Конкретная реализация метода калибровки лидарного сигнала по молекулярному рассеянию с коррекцией на прозрачность атмосферы, используемая нами, подробно изложена в [10–12]. Вертикальное распределение коэффициента молекулярного рассеяния для восстановления профилей $R(H)$ 1986–1991 гг. рассчитывалось из данных метеозондирования, а для 1992–1997 гг. определялось на основе оптико-метеорологической модели [13]. Использование модельных значений $\beta_{\pi}^m(H)$, естественно, увеличивает ошибку определения аэрозольных характеристик. Однако сравнение $R(H)$ для 1986–1991 гг., определенных на основе модельных значений $\beta_{\pi}^m(H)$ и рассчитанных из аэрологических данных, показало, что их разница не превышает 7%. При высоком содержании стратосферного аэрозоля, например, после вулканических извержений эта разница становится несущественной. Случайная ошибка восстановления отношения рассеяния на высотах 10–15 км пренебрежимо мала, но с увеличением высоты растет и на высотах 25–30 км составляет для лидара с приемным зеркалом диаметром 1 м 7–10%, а для зеркала диаметром 2,2 – менее 5%.

Результаты лидарных наблюдений

Наиболее полно общую картину наполнения стратосферы аэрозолем дает интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния $\Sigma \beta_{\pi}^a$. Временной подекадный ход данной характеристики САС для диапазона высот 15–30 км приведен на рис. 1. Представленный здесь временной ход $\Sigma \beta_{\pi}^a$ хорошо согласуется с данными среднеширотных лидарных обсерваторий в Обнинске (55° с.ш., 38° в.д.) [14], Гармиш-Партенкирхене (47,5° с.ш., 11,1° в.д.) [15], Цукуба (36° с.ш., 140° в.д.) [16] и других, что указывает на общность процессов формирования САС в средних широтах Северного полушария в глобальном масштабе.

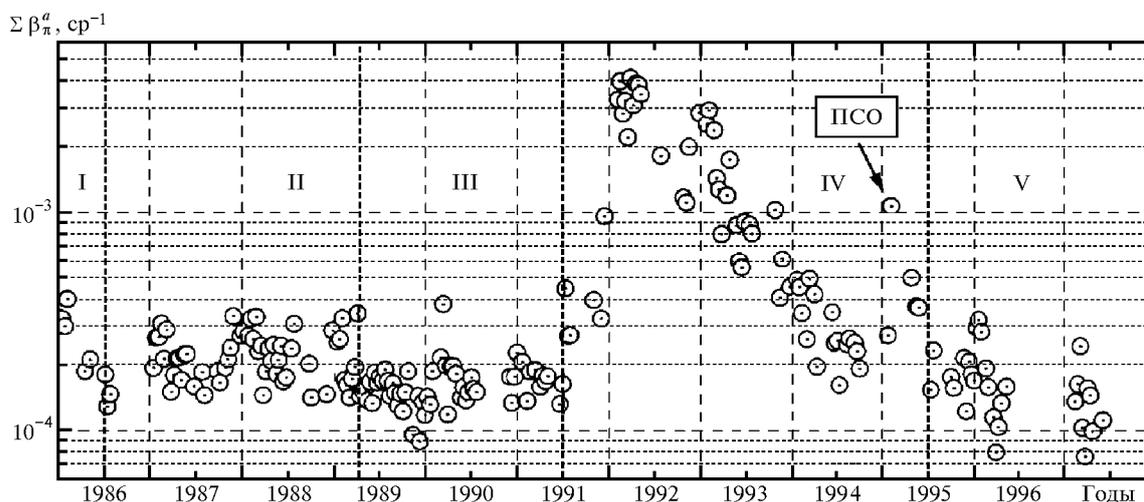


Рис. 1. Временной ход интегрального в диапазоне 15–30 км коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\Sigma \beta_{\pi}^a$ над Томском (56,5° с.ш., 85,0° в.д.) на $\lambda = 532$ нм

Идентификация вулканических аэрозольных облаков была возможна еще в апреле 1986 г. (рис. 2,б). Более того, подобие представленных на рисунке профилей отношения рассеяния позволяет предположить, что 24 января и 19 апреля 1986 г. наблюдается стратификация одного и того

же вулканогеогенного аэрозольного облака, но с разницей в 85 сут. Под действием динамических процессов (диффузии, седиментации и т.д.) облако трансформировалось, максимум уменьшился и опустился на 1660 м. Скорость его оседания оказалась равной $2,3 \cdot 10^{-2}$ см/с. В целом извержение

В приведенном на рис. 1 временном ходе $\Sigma \beta_{\pi}^a$ можно выделить пять характерных периодов, которые имеют отличительные признаки, как по значениям $\Sigma \beta_{\pi}^a$ и их изменчивости, так и по динамике вертикального распределения оптических характеристик стратосферного аэрозоля. Периоды I и IV характеризуются наличием в стратосфере выраженных аэрозольных слоев, возникающих после вулканических извержений. Периоды II и V характеризуются околофооновыми значениями содержания стратосферного аэрозоля, но с выраженными сезонными отличиями его вертикальной стратификации и могут рассматриваться как периоды переходного квазифонового состояния САС с наличием слабовыраженного максимума отношения рассеяния на высотах слоя Юнге. Период III характеризуется фоновым состоянием САС. Далее рассмотрим в хронологической последовательности особенности и отличительные признаки этих периодов.

Период I (январь – май 1986 г.). Аэрозольные слои после извержения вулкана Дель-Руис. В январе 1986 г. в стратосфере над г. Томском были зафиксированы аэрозольные слои, явившиеся следствием извержения вулкана Дель-Руис в декабре 1985 г. в Колумбии [17]. Подобные аэрозольные слои в этот период наблюдались также на Гавайях [18], в Японии [19], Германии [20]. Над Западной Сибирью вулканогеогенный аэрозоль проявился в виде резко выраженных максимумов на вертикальных профилях отношения рассеяния, четко выделяющихся на фоне плавно меняющейся стратификации стратосферного аэрозольного слоя. Для разных дней эти слои наблюдались на разных высотах, но были локализованы в диапазоне 15–22 км. На рис. 2,а представлено вертикальное распределение стратосферного аэрозоля за 24 января 1986 г. Для этого дня максимум $R(H)$ достигал $\sim 1,4$ и находился на высоте 21,5 км. Отметим, что для фоновых условий максимум $R(H)$ на этой высоте не превышает 1,13.

вулкана Дель-Руис было слабым и дало незначительное увеличение $\Sigma \beta_{\pi}^a$ (см. рис. 1).

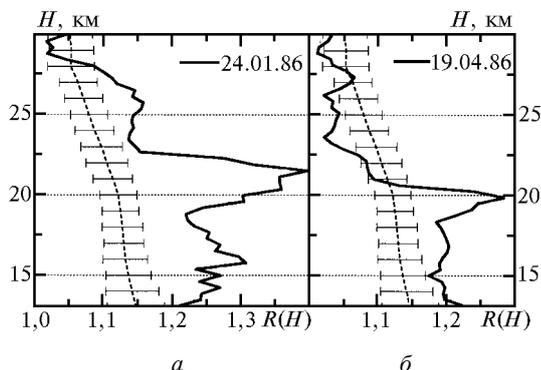


Рис. 2. Вертикальные профили отношения рассеяния с выраженными аэрозольными слоями вулканогенного происхождения. Пунктирной линией представлен средний профиль отношения рассеяния, вычисленный для фоновых условий состояния стратосферы

Период II (лето 1986 г. – зима 1989 г.) и период III (весна 1989 г. – июнь 1991 г.). Релаксация стратосферы до фонового состояния САС. Несмотря на то, что аэрозольное возмущение стратосферы после извержения вулкана Дель-Руис было слабым, его воздействие на аэрозольное наполнение стратосферы суммировалось с остаточным воздействием более мощного извержения мексиканского вулкана Эль-Чичон, которое произошло ранее в марте–апреле 1982 г. Это привело к тому, что стратосферный аэрозоль выходил на устойчивое фоновое состояние довольно медленно и постепенно. Поскольку

состояние САС периода II плавно переходит в период III, мы их рассматриваем вместе. Частично результаты исследования этих периодов опубликованы в [21, 22].

Период II характеризуется средними значениями $\Sigma \beta_{\pi}^a$ около $2 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$. В этот период заметны сезонные различия как в аэрозольном наполнении стратосферы (зимние значения $\Sigma \beta_{\pi}^a$ превышают летние более чем в два раза), так и в особенностях вертикального распределения стратосферного аэрозоля. Для периода III средние значения $\Sigma \beta_{\pi}^a$ несколько ниже, минимальные доходят до $9 \cdot 10^{-5} \text{ ср}^{-1}$, сезонная изменчивость почти не выражена. Разброс по амплитуде максимальных и минимальных значений $\Sigma \beta_{\pi}^a$ для III периода меньше, чем для II. Дисперсия временного ряда $\Sigma \beta_{\pi}^a$ II периода превышает дисперсию III в четыре раза.

Различия этих периодов особенно хорошо прослеживаются по сезонной изменчивости вертикального распределения стратосферного аэрозоля. На рис. 3 приведены профили $R(H)$, усредненные для лета и зимы каждого года в период лето 1987 – зима 1990/91 г. Хорошо видно, что значительные сезонные отличия $R(H)$ на высотах ниже 20 км в начале периода наблюдений постепенно исчезают к 1989–1990 гг. Более детально данный процесс иллюстрируется на рис. 4, где приведен высотный ход параметра $\mu(H)$, который определяется как отношение соседних среднесезонных летних профилей $R(H)_{\text{лето}}$ к зимним $R(H)_{\text{зима}}$, т.е. $\mu(H) = R(H)_{\text{лето}}/R(H)_{\text{зима}}$. Видно, что от 1987 к 1990 г. наблюдается постепенное выравнивание высотного распределения от сезона к сезону. Слой Юнге становится менее выраженным вследствие седиментации остатков вулканогенного аэрозоля, сезонные различия сглаживаются, и значения параметра $\mu(H)$ приближаются к единице.

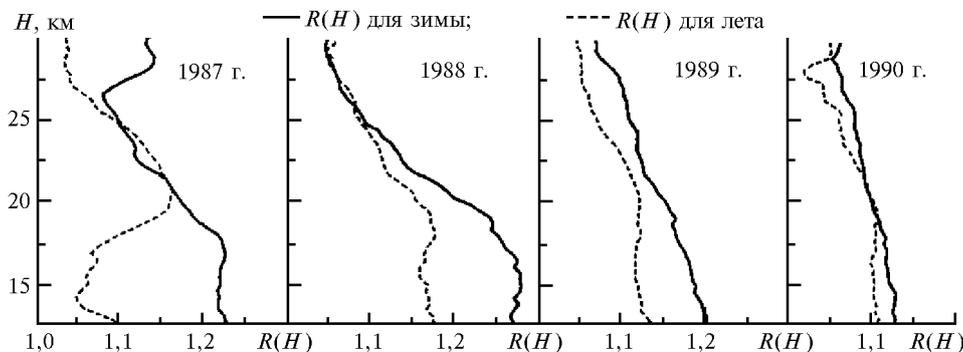


Рис. 3. Среднесезонные по соответствующим годам профили отношения рассеяния на $\lambda = 532 \text{ нм}$

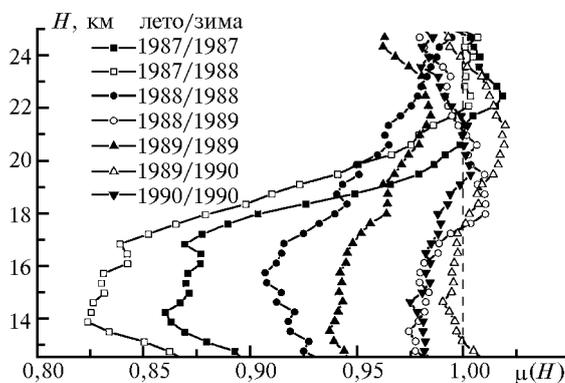


Рис. 4. Высотный ход параметра $\mu(H)$, вычисленного для соответствующих комбинаций по годам средних летних и зимних профилей $R(H)$

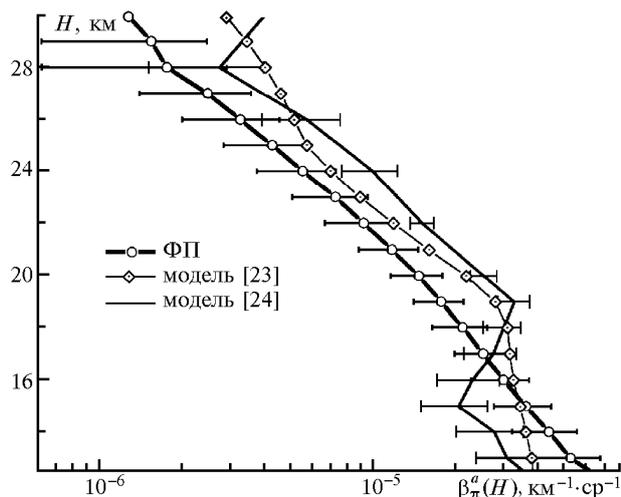


Рис. 5. Высотное распределение коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длине волны $\lambda = 532$ нм, полученное усреднением отдельных экспериментальных профилей β_{π}^a фоновых условий 1989–1990 гг., в сравнении с аэрозольными моделями

Таким образом, отсутствие значительных сезонных вариаций в вертикальном распределении стратосферного аэрозоля можно рассматривать в качестве одного из критериев его фоновое состояние. Такому критерию из всего массива имеющихся данных отвечают профили отношения рассеяния 1989–1990 гг. Профили $R(H)$ основных сезонов зимы и лета, полученные в этот период, были преобразованы в профили $\beta_{\pi}^a(H)$. Количество профилей составило 54 (33 – летних и 21 – зимний). На основе этого массива профилей был сформирован (посредством вычисления среднего и стандартного отклонения) фоновый профиль (ФП) коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм для Томска. Данный вертикальный профиль представлен на рис. 5 в сравнении с наиболее распространенными статистическими фоновыми аэрозольными моделями [23, 24].

Из рисунка видно, что обе модели выше 17 км превышают наши эмпирические значения примерно на 25–30% и имеют более сложную стратификацию. Модель [24] на высоте 19–20 км имеет четко выраженную точку перегиба. Модель [23] на этих высотах вообще имеет выраженный максимум. Следовательно, обе эти модели вряд ли можно считать фоновыми. Они явным образом характеризуют слой Юнге (остаточный вулканический аэрозоль). Наша эмпирическая модель в представленном высотном диапазоне 12,5–30 км в логарифмическом масштабе хорошо аппроксимируется прямой типа $y = A + Bx$, где $A = -6,791 \pm 0,095$, а $B = -0,224 \pm 0,004$ (для $\beta_{\pi}^a(H)$ – при аналогичной аппроксимации $B = -0,1575 \pm 0,0003$) или в линейном масштабе функцией $\beta_{\pi}^a(H) = (1,124 e^{-0,224H}) \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$.

Таким образом, гладкий экспоненциальный ход высотного распределения стратосферного аэрозоля можно рассматривать в качестве второго критерия фоновое состояние САС.

Период IV (июнь 1991 г. – весна 1995 г.). Возмущение САС после извержения вулкана Пинатубо. Произошедшее в июне 1991 г. мощное извержение вулкана Пинатубо на Филиппинах привело к глобальным изменениям САС по всему земному шару. В Томске первые следы продуктов извержения были зафиксированы в июле 1991 г.

[25]. Результаты последующих лидарных исследований динамики стратосферного аэрозоля вулканогенного происхождения над Томском фрагментарно были опубликованы в [26, 27].

Максимальное аэрозольное наполнение стратосферы наблюдалось в январе–феврале 1992 г. В это время значения $\sum \beta_{\pi}^a(H)$ достигали $4 \cdot 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$. Содержание аэрозоля в стратосферном слое 15–30 км за счет наполнения вулканическим аэрозолем выросло почти на два порядка по сравнению с фоновыми значениями. Рассчитанные значения оптической толщины τ этого слоя для лидарного отношения $0,02 \text{ ср}^{-1}$ (отношение коэффициента обратного аэрозольного рассеяния к коэффициенту ослабления), взятого из [28], достигали порядка 0,2 при максимальном заполнении стратосферы вулканогенным аэрозолем в январе–марте 1992 г. В целом значения τ в диапазоне высот 15–30 км превышали 0,05 и были сравнимы с τ перистой облачности [29] в течение полутора лет с конца 1991 г. Таким образом, в этот период времени возмущенный САС мог оказывать значительное влияние на радиационный режим атмосферы в глобальном масштабе.

После достижения максимального заполнения стратосферы аэрозолем в январе–марте 1992 г. процесс очищения стратосферы от вулканического аэрозоля длился более трех лет. Для оценки темпа распада САС вулканогенного происхождения, как правило, рассчитывают время распада, в течение которого величина массы аэрозоля или какой-либо другой характеристики, связанной с ней, уменьшается в e раз. Для интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в диапазоне 15–30 км экспоненциальное время распада рассчитывалось нами по интервалу времени февраль 1992 г. – декабрь 1994 г. Оно составляет $354 \pm_{33}^{41}$ дня или 11,6 мес. Близкие значения получены на длине волны 532 нм для рядов лидарных наблюдений среднеширотных станций в Обнинске (55° с.ш., 11 мес) [14], в Гармиш-Партенкирхене ($47,5^\circ$ с.ш., 12,4 мес) [28] и в Хэмптоне ($37,1^\circ$ с.ш., 10 мес) [30].

Следует подчеркнуть, что в разных высотных диапазонах время распада неодинаково. Очищение верхних стратосферных слоев происходило более быстро по сравнению с нижними. Это связано с высотной зависимостью скорости седиментации аэрозольных частиц и с подпиткой нижних слоев стратосферы аэрозолем сверху в процессе оседания. Так, по нашим измерениям для высотного диапазона 15–20 км экспоненциальное время распада составило 386 дней (12,7 мес), а для 20–25 км – 305 дней (10 мес). Более детально этот процесс иллюстрируется рис. 6. Здесь дана временная развертка коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния, являющихся средними для четырех сезонов каждого года (с 1992 по 1995 г.) (некоторые среднесезонные точки не представлены из-за отсутствия статистически обеспеченных данных). Значения β_{π}^a усреднены по высотным диапазонам 13–15, 17–19, 21–25 и 27–29 км ($\{\beta_{\pi}^a\}$). Видно, что основная масса рассеивающего аэрозоля сосредоточена в нижней стратосфере (до 20 км). Релаксация аэрозоля вулканического происхождения в верхних слоях (выше 20 км) происходила значительно быстрее и завершилась практически к концу 1993 г. В целом интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния для диапазона высот 15–30 км достиг фоновых значений только к лету 1995 г. [31]. В период возмущения САС вулканогенным аэрозолем явно проявляются ежегодные зимние всплески увеличения аэрозольного содержания [15, 16, 30].

Эти ежегодные циклы связаны с усилением меридиональной составляющей стратосферной циркуляции в зимний период и заносом в средние широты вулканогенного аэрозоля из «тропического резервуара».

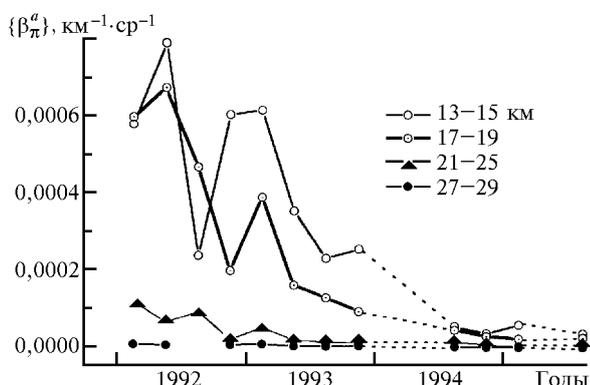


Рис. 6. Временной ход по сезонам коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\{\beta_{\pi}^a\}$, усредненного в соответствующих высотных диапазонах

Сезонная изменчивость САС в этот период характеризуется также разным поведением средних зимних и летних профилей коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния. На рис. 7 эти профили представлены для периода 1991–1995 гг. Видно, что в начальный период (лето 1991) вулканогенный аэрозоль, непосредственно выброшенный в стратосферу после извержения Пинатубо, наблюдался только в нижней ее части (ниже 17 км). В зимний период 1991/92 г. вулканогенного аэрозоля стало существенно больше, и распределился он в значительно большем высотном интервале стратосферы (см. рис. 7). В диапазоне высот 15–23 км значения β_{π}^a для зимы 1991/92 г. более чем на порядок превышали фоновые значения β_{π}^a (профили ФП).

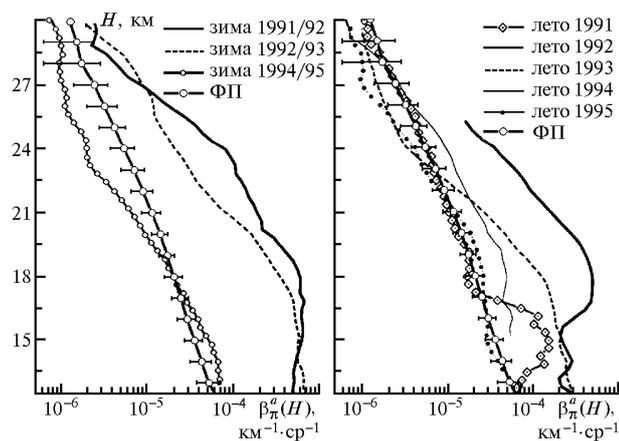


Рис. 7. Среднесезонные по соответствующим годам вертикальные профили коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния для зимы и лета на $\lambda = 532$ нм в сравнении со средним профилем $\beta_{\pi}^a(H)$ для фоновых периода 1989–1990 гг.

Летом за счет уменьшения температурного градиента в стратосфере между низкими и высокими широтами подпитка САС средних широт стратосферным аэрозодем тропической зоны прекращается. В весенне-летний период

1992 г. наблюдается очищение стратосферы от аэрозольных частиц вулканического происхождения, особенно заметное на высотах ниже 17 км. Летом 1993 г. содержание аэрозоля в верхних слоях выше 20 км резко падает. Ниже 20 км слой равномерно размыт и сохраняет относительно большое аэрозольное содержание за счет подпитки нижних слоев в процессе очищения верхних. Летом 1994 г. значения β_{π}^a незначительно превышают фоновые, а на высотах около 19 км сформировался слой Юнге. На рис. 7 хорошо видно, что профиль β_{π}^a для лета 1995 г. и профиль для зимы 1994/95 г. приближаются к среднему фоновому профилю, что согласно сформулированному выше критерию означает начало переходного периода стабилизации САС.

В конце рассматриваемого периода зимой 1995 г. также наблюдались значительные, но кратковременные возмущения САС. Значения $\Sigma \beta_{\pi}^a$ резко возросли в 5–6 раз. Такое возмущение САС было связано с полярными стратосферными облаками (ПСО), сформировавшимися в зоне холодного ядра циркумполярного вихря, который сместился в этот период времени в средние широты. ПСО одновременно с аномальными низкими температурами, достигавшими -80 °С, регистрировались в стратосфере над Томском в конце января [31]. На рис. 8 представлены профиль $R(H)$ за 24 января 1995 г. и соответствующий этой дате шарзондовый профиль температуры. Здесь же для сравнения приведены типичные профили $R(H)$ сентября 1994 г., апреля, мая и июля 1995 г. Видно, что в момент регистрации ПСО значительное возмущение САС наблюдалось в широком высотном интервале до 25 км. Четко выраженный максимум ПСО на высоте 16–17 км практически совпадает с минимумом температурного профиля. В этот же период времени ПСО наблюдались на среднеширотной лидарной станции в г. Обнинске [14]. Причем ПСО в Обнинске наблюдались и в конце зимнего периода 1989 г., т.е. в фоновых условиях состояния САС [32].

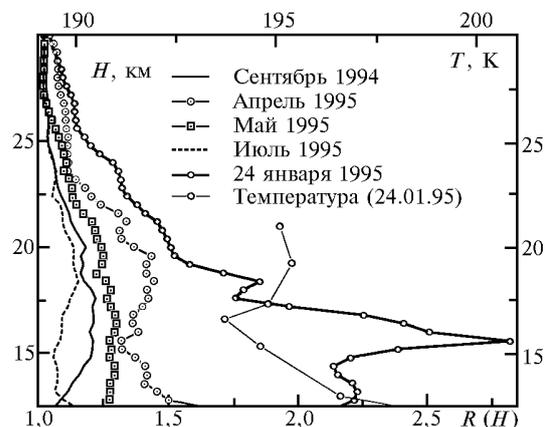


Рис. 8. Типичные профили отношения рассеяния соответствующих месяцев в сравнении с профилем отношения рассеяния в присутствии ПСО (24 января 1995 г.) и шарзондовый температурный профиль (дата та же)

Из рис. 8 видно, что зимой и весной 1995 г. аэрозольное наполнение САС было выше, чем осенью 1994 г., в чем в очередной раз проявилась ежегодная цикличность увеличения аэрозольного содержания стратосферы в зимний период в результате усиления меридионального переноса. Изменение вертикальной структуры весенних профилей $R(H)$ от апреля к маю 1995 г. свидетельствует об интенсив-

ном выпадении стратосферного вулканогенного аэрозоля в тропосферу. В июле 1995 г. сформировался типичный аэрозольный летний профиль $R(H)$ переходного периода со слабовыраженным максимумом на высоте 18 км.

Период V (лето 1995 г. – декабрь 1997 г.). Стабилизация САС. Летом 1995 г. значения отношения рассеяния в максимуме САС достигли фоновых значений $\sim 1,16$. Средние значения $\Sigma \beta_{\pi}^a$ в этот период также находятся на уровне предпинатубных значений и даже наблюдается тенденция их уменьшения (значения $\Sigma \beta_{\pi}^a$ 1997 г. несколько меньше значений 1996 г.). Минимальные значения $\Sigma \beta_{\pi}^a$ в 1997 г. достигают $8 \cdot 10^{-5} \text{ ср}^{-1}$, что даже ниже соответствующих значений в 1989–1990 гг. Однако в отличие от выделенного нами фонового периода III в период V не наблюдается стабильности САС. Разброс между максимальными и минимальными значениями $\Sigma \beta_{\pi}^a$ для периода V больше, чем для периода III. Примерно аналогичный разброс значений $\Sigma \beta_{\pi}^a$ был характерен и для периода II. Это указывает на то, что данный период является переходным. С нашей точки зрения, после релаксации аэрозольного наполнения стратосферы до предвулканических значений требуется дополнительное время для возвращения в устойчивое состояние всех факторов, воздействующих на механизмы общей циркуляции атмосферы. Это время мы и называем переходным периодом, или периодом квазифонового состояния САС.

В заключение этого раздела заметим также, что уровень интегрального коэффициента аэрозольного рассеяния в 1996 и 1997 гг. сравним с уровнями 1979 и 1989–1990 гг., когда было очень низкое аэрозольное содержание, что отмечают и другие авторы [15, 30]. Поэтому предполагаемый тренд увеличения массы фонового стратосферного аэрозоля до 5% в год в результате антропогенной деятельности [3, 33, 34] совсем не очевиден.

Выводы

Итак, в процессе лидарных исследований выделены три типа состояния САС: 1) возмущенный вулканическим извержением слой; 2) переходный, квазифоновый слой; 3) фоновый слой.

В первый тип попадают периоды, когда в стратосфере над Томском наблюдались выраженные аэрозольные слои после извержений вулканов Дель-Руис (Колумбия, декабрь 1985 г.) и Пинатубо (Филиппины, июнь 1991 г.). Стратосферный аэрозоль вулканогенного происхождения от первого извержения можно было идентифицировать в течение 3–4 мес. Однако в целом извержение было слабым и не оказало какого-либо существенного влияния на атмосферные процессы. Извержение Пинатубо было самым мощным в 20-м столетии. Следы вулканогенного аэрозоля регистрировались до лета 1995 г. Максимальные значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния увеличились в январе–феврале 1992 г. до $4 \cdot 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$, аэрозольная оптическая толща достигала значений более 0,15. Экспоненциальное время распада, измеренное по интегральному коэффициенту обратного аэрозольного рассеяния в высотном диапазоне 15–30 км на длине волны 532 нм, составило 11,9 мес. Кратковременные возмущения САС, в том числе и в фоновый период, могут наблюдаться зимой в результате формирования полярных стратосферных облаков при вторжении зоны холодного ядра циркумполярного вихря в средние широты.

Переходное квазифоновое состояние САС наблюдалось с лета 1986 до весны 1989 г. и вновь с лета 1995 г. Для этого типа характерные значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\Sigma \beta_{\pi}^a$ находятся на уровне $2 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$. При этом имеет место явно выраженная сезонность, как во временном ходе $\Sigma \beta_{\pi}^a$, так и в вертикальном распределении стратосферного аэрозоля с максимальными значениями в зимний период.

Средние значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния для фонового САС находятся на уровне $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$. Показано, что для него отсутствуют сезонные (зима–лето) вариации в вертикальном распределении стратосферного аэрозоля. Причем вертикальное распределение в этот период хорошо аппроксимируется экспоненциальной функцией. Оба этих фактора предложено рассматривать в качестве критериев фонового состояния САС.

Тот факт, что уровень интегрального аэрозольного рассеяния в 1996–1997 гг. подобен уровню 1979 и 1989–1990 гг., когда наблюдалось очень низкое аэрозольное содержание в стратосфере, делает совсем не очевидной гипотезу об увеличении массы фонового стратосферного аэрозоля до 5% в год в результате антропогенной деятельности.

Работа выполнена на установке «Сибирская лидарная станция» (рег. № 01–64) при финансовой поддержке Миннауки РФ.

1. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 256 с.
2. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли / Под ред. С.С. Хмелевцова. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
3. Асатуров М.Л. // Метеорология и гидрология. 1998. № 3. С. 5–12.
4. Labitzke K., M.P. Mc Cormick // Geophys. Res. Lett. 1992. V. 19. P. 207–210.
5. Grant W.B., Browell E.V., et al. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. N D 4. P. 8197–8211.
6. Rinsland C.P., Gunson M.R., Abrams M.C. et al. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. N D 4. P. 8213–8219.
7. Ельников А.В., Маричев В.Н., Шелевой К.Д., Шелефонтьев Д.И. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 4. С. 117–123.
8. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 10. С. 1022–1027.
9. Russel P.B. et al. // Appl. Opt. 1982. V. 21. N 9. P. 1541–1563.
10. Зуев В.Е., Креков Г.М., Крекова М.М. // Дистанционное зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–46.
11. Ельников А.В., Кавкянов С.И., Креков Г.М., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 5. С. 537–540.
12. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 2. С. 201–209.
13. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–44.
14. Khmelevtsov S.S., Kaufman Yu.G., Khmelevtsov A.S. // 19 ILRC. Abstracts of Papers. Langley Research Center. Hampton, Virginia. July 1998. P. 73–74.
15. Jager H., Homburg F. // 19 ILRC. Abstracts of Papers. Langley Research Center. Hampton, Virginia. July 1998. P. 335–338.
16. Nagai T., Hirota M., Fujimoto T. // 19 ILRC. Abstracts of Papers. Langley Research Center. Hampton, Virginia. July 1998. P. 33–36.
17. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1988. Т. 24. № 8. С. 818–823.
18. SEAN Bulletin. 1985. V. 10. N 12.
19. Hayashida S. et al. // Abstracts of 13th ILRC. Toronto, Canada, 1986. P. 210–214.
20. SEAN Bulletin. 1986. V. 11. N 1.
21. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 6. С. 631–637.

22. Ельников А.В., Зуев В.В., Копысова Т.С., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 5. С. 193–197.
23. Зуев В.В., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
24. Mc Clatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E. et al. // Optical properties of the atmosphere Environment res. paper AFGL–0279. 1979. N 354.
25. Белан Б.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Зуев В.Е., Макиенко Э.В., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 593–601.
26. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н., Правдин В.Л., Смирнов С.В., Столярова Н.А. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1224–1233.
27. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Гришаев М.В., Ельников А.В. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 3. С. 347–349.
28. Jager H., Deshler T., Homburg F., and Freudenthaler V. // A. Ansmann, R. Neuber, P. Rairoux, U. Wandinger (eds). Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar. Selected Papers of the 18th ILRC. Berlin, 22–26 July 1996. New York–Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag. 1997. P. 485–488.
29. Lohmann U., Roeckner E. // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. N D 8. P. 16305–16323.
30. Kent G.S., G.M. Hansen. // Appl. Optics. 1998. V. 27. N 18. P. 3861–3872.
31. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Смирнов С.В. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 12. С. 1599–1603.
32. Khmelevtson S.S., McCormik M.P., Kaufman Yu.G., Chaikovski A.P., Scherbakov V.N. // 15 ILRC. Abstracts of Papers. July 23–27. 1990. Tomsk, USSR. P. 159–162.
33. Hofman D.J. // Science. 1990. V. 248. P. 996–1000.
34. Асатуров М.Л. // Метеорология и гидрология. 1998. №2. С. 25–33.

V.V. Zuev, A.V. Elnikov, V.D. Burlakov. Stratospheric Aerosol Layer above Tomsk (56.5°N., 85.0°E.) from Results of Observation at the Siberian Lidar Station.

The results of laser sounding of the stratospheric aerosol vertical distribution, obtained at the Siberian Lidar Station (IAO SB RAS, Tomsk, 56.5°N., 85.0°E.) during 1986–1987 period have been generalized. In the opening stage of regular monitoring the stratospheric aerosol layer (SAL), the eruption products of the volcano Del Ruis (Colombia) were observed. From the summer 1986 to the summer 1991 the SAL state approached to the «background» one. The winter and summer vertical distributions of the aerosol for that period are presented. Based on those data, the criteria of the SAL background state in 1989–1990 were formulated. The experimental data were compared with the simulated ones. After the volcano Pinatubo eruption in June, 1991, the volcanic aerosol dominated in the SAL formation. The measurements are presented illustrating the process of development and following degradation of the SAL of volcanic origin. Beginning in the summer of 1995, the stratospheric aerosol approached to its background state.