

**А.П. Иванов, А.П. Чайковский, В.Н. Щербаков, Ф.П. Осипенко, М.М. Король,
С.Б. Таурогинская**

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ МЕТОДОМ ДВУХВОЛНОВОГО ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Систематические исследования стратосферного аэрозольного слоя после извержения вулкана Пинатубо посредством двухволнового поляризационного лидара проводились в Институте физики Академии наук Беларуси (г. Минск, 53.85° с.ш., 27.5° в.д.). Излагаются методика и результаты зондирования стратосферного аэрозоля.

1. Введение

В результате извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г. в атмосферу было выброшено порядка 20 Мт двуокиси серы, что привело к образованию в стратосфере мощных аэрозольных облаков. Систематическое зондирование стратосферного аэрозольного слоя (САС) со времени извержения проводится на лидарной станции Института физики Академии наук Беларуси (Минск, 53.85° с.ш., 27.5° в.д.). Измерения осуществляются посредством двухволнового лидара АНБ-314 [1]. Одновременно регистрируется деполяризация сигнала обратного рассеяния.

Измеряемые лидаром характеристики составляют минимальный набор данных, который обеспечивает получение информации как о пространственно-временной динамике аэрозольного слоя, так и об изменениях микроструктуры аэрозольных частиц в стратосфере в процессе формирования и трансформации САС. В настоящей работе излагаются особенности методики измерений и алгоритмов обработки данных, которые отражают специфику проведенного нами двухволнового поляризационного зондирования. Приводятся результаты экспериментальных исследований, дающие представление о возможностях использованной аппаратуры и метода.

2. Методика измерения параметров САС посредством двухволнового поляризационного лидара

Осуществляя обработку результатов двухволнового поляризационного зондирования САС, мы восстанавливали профили следующих оптических характеристик:

– отношение обратного рассеяния

$$R(h, \lambda_1) = [\beta_a(h, \lambda_1) + \beta_m(h, \lambda_1)]/\beta_m(h, \lambda_1),$$

где $\beta_a(h, \lambda_1)$ и $\beta_m(h, \lambda_1)$ соответственно показатель обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния на длине волны $\lambda_1 = 532$ нм;

– отношение показателей обратного аэрозольного рассеяния на двух длинах волн

$$\gamma(h) = \beta_a(h, \lambda_2)/\beta_a(h, \lambda_1),$$

где $\lambda_2 = 1064$ нм;

– степень деполяризации обратного аэрозольного рассеяния $Q_a(h)$.

Массив профилей $R(h, \lambda_1)$ содержит информацию о динамике высотного распределения и концентрации стратосферного аэрозоля. Данные измерений параметров $\gamma(h)$ и $Q_a(h)$ позволяют обнаружить изменения микроструктуры аэрозольных частиц в процессе трансформации САС после извержения.

При обработке профилей сигнала обратного рассеяния использовался традиционный способ привязки минимума функции $R(h, \lambda)$ [2]. Специфика зондирования на двух длинах волн

дополнительно потребовала рассмотрения следующих вопросов: оценки информативности зондирования, разработки методики расчета аэрозольного ослабления и алгоритмов совместной обработки данных двухволнового зондирования. Анализ массива экспериментальных данных и моделирование процесса трансформации оптических параметров САС проводились на основе статистической обработки с использованием разложения эмпирических функций по естественным ортогональным компонентам [3].

2.1. Зависимость параметра γ от размеров аэрозольных частиц

Изменения спектральной зависимости показателя обратного рассеяния САС в первую очередь определяются трансформацией распределения частиц аэрозоля по размерам $n(r)$. При решении многих прикладных задач в расчетах оптических параметров стратосферного аэрозоля используются одномодальные функции распределения $n(r)$ [4–6], в частности, логнормальное распределение

$$n(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} r \ln\sigma} \exp \left\{ -\frac{\ln^2 r/r_0}{2\ln^2\sigma} \right\}. \quad (1)$$

Если распределение размеров частиц аэрозоля описывается функцией (1), измерение отношения γ позволяет дать оценку параметра r_0 .

Степень неопределенности данной оценки вследствие возможных вариаций параметра σ иллюстрируется рис. 1, где представлены результаты расчетов γ для модели одномодового логнормального распределения в зависимости от радиуса r_0 при двух величинах ширины функции распределения ($\sigma = 1,604$ и $1,92$). Диапазоны изменения параметров r_0, σ соответствуют величинам, принятым при моделировании распределения размеров частиц стратосферного аэрозоля. Наблюдается тенденция возрастания γ с ростом r_0 , но в окрестности $r_0 = 0,1$ мкм зависимость $\gamma(r_0)$ не монотонна. Это существенно, поскольку значение $r_0 = 0,12$ мкм является характерным для модели стратосферного аэрозоля в фоновом состоянии.

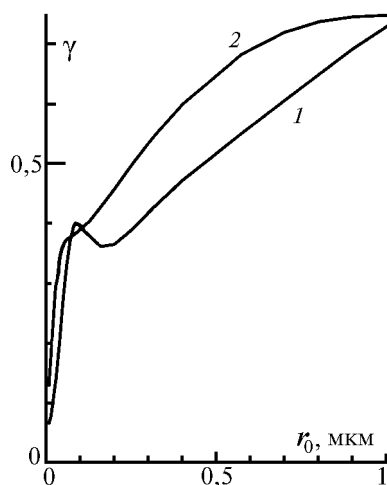


Рис. 1. Зависимость отношения показателей обратного аэрозольного рассеяния γ от параметров r_0, σ функции распределения частиц аэрозоля по размерам: 1 – $\sigma = 1,604$, 2 – $\sigma = 1,92$

При использовании других видов функции распределения $n(r)$ оптические характеристики аэрозоля будут подобными, если близки эффективные параметры функции распределения $r_{3/2}$ и $\sigma_{\text{эф}} = (r_{4/3}/r_{3/2}) - 1$. В частности, это относится к модифицированному гамма-распределению [4], которое используется для моделирования стратосферного аэрозоля в [6].

Измерения функции распределения $n(r)$ [7–9] показали, что стратосферный аэрозоль в ряде случаев представлял собой совокупность нескольких фракций. Наряду с компонентой, по своим параметрам близкой к фоновой, наблюдались моды «мелких» и «крупных» частиц. Поэтому, при отсутствии дополнительной информации о распределении $n(r)$, результаты измерений параметра γ являются только индикатором вариаций размеров аэрозольных частиц и отражают тенденцию изменения их эффективного радиуса.

2.2. Оценка показателя ослабления по данным двухволнового зондирования

Аэрозольная оптическая толща стратосферного слоя в декабре 1991 – январе 1992 г. имела значение около 0,2 для длины волны 532 нм. Это существенная величина, которую необходимо корректно учитывать при обработке лидарных данных. При одноволновом зондировании оценка аэрозольной оптической толщи проводится посредством задания аэрозольной индикатрисы рассеяния на угол 180° . В случае двухволнового зондирования может быть определена взаимосвязь между показателями аэрозольного ослабления и обратного рассеяния. Вследствие вариаций распределения $n(r)$ взаимосвязь показателей обратного рассеяния и ослабления имеет статистический характер.

Мы оценивали величину показателя ослабления аэрозоля $\varepsilon_a(\lambda_i)$ по значениям показателей обратного аэрозольного рассеяния посредством линейной регрессии

$$\varepsilon_a(\lambda_i) = \sum_{j=1}^2 c_{ij} \beta_a(\lambda_j), \quad (2)$$

где коэффициенты c_{ij} определялись по алгоритму, описанному в [10]. При этом требуется задать вероятные границы изменения функции распределения $n(r)$ аэрозольных частиц. Особенности построения оценки (2) для нашего случая иллюстрирует рис. 2. Здесь представлено отношение $\varepsilon_a(\lambda_1)/\beta_a(\lambda_1)$ для $\lambda_1 = 532$ нм в зависимости от параметра γ для различных моделей стратосферного аэрозоля, взятых из [4]:

1) одномодовое логнормальное распределение $n(r)$, r_0 изменяется при заданном значении $\sigma = 1,604$;

2) стратосферный аэрозоль представляется в виде смеси «мелкой» ($r_0 = 0,04$ мкм, $\sigma = 1,604$) и фоновой ($r_0 = 0,12$ мкм, $\sigma = 1,604$) фракций при переменной относительной концентрации;

3) стратосферный аэрозоль представляется в виде смеси «крупной» ($r_0 = 0,572$ мкм, $\sigma = 1,604$) и фоновой фракций при переменной относительной концентрации.

Для параметра $\varepsilon_a(\lambda_2)/\beta_a(\lambda_2)$ ($\lambda_2 = 1064$ нм) мы получили в качественном отношении похожие зависимости.

Очевидно, что линейную аппроксимацию для оценки показателя ослабления $\varepsilon_a(\lambda_i)$ следует проводить отдельно для области малых и больших размеров частиц.

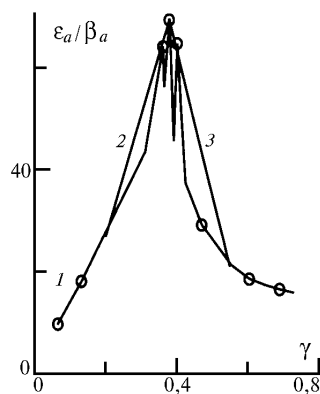


Рис. 2. Зависимость отношения $\varepsilon_a(\lambda_1)/\beta_a(\lambda_1)$ для $\lambda_1 = 532$ нм от параметра γ для моделей распределения частиц по размерам: 1 – одномодовое логнормальное распределение; 2 – мелкие частицы и фоновая фракция; 3 – крупные частицы и фоновая фракция

Построены две оценки вида (2) для каждой длины волны при значениях параметра $\gamma \leq 0,38$ и $\gamma \geq 0,38$. Такое представление $\varepsilon_a(\lambda_i)$ через величины коэффициентов обратного рассеяния для двух длин волн удовлетворительно описывает ситуации, когда стратосферный аэрозоль может быть представлен как совокупность двух фракций, «мелкой» и фоновой или «крупной» и фоновой. При этом ошибка оценки (2) для $\lambda_1 = 532$ нм составляет примерно 20%. Однако данная оценка не соответствует модели «мелкая» и «крупная» фракции.

2.3. Алгоритм расчета профилей отношения обратного рассеяния при обработке данных двухволнового зондирования

В приближении однократного рассеяния взаимосвязь зарегистрированных профилей числа накопленных фотонов $N(\lambda_i, z)$ с оптическими параметрами атмосферы описывается системой уравнений многочастотного зондирования

$$N(\lambda_i, z) = A(\lambda_i, z) W_0(\lambda_i) z^{-2} \beta(\lambda_i, z) \exp \left(-2 \int_0^z \varepsilon(\lambda_i, z') dz' \right), \quad (3)$$

где z – текущая координата по трассе зондирования; λ_i – длина волны, $i = 1, \dots, n$, n – число рабочих длин волн; $A(\lambda_i, z)$ – аппаратная функция; $W_0(\lambda_i)$ – энергия зондирующего импульса; $\beta(\lambda_i, z)$ и $\varepsilon(\lambda_i, z)$ – профили показателей обратного рассеяния и ослабления,

$$\beta(\lambda_i, z) = \beta_a(\lambda_i, z) + \beta_m(\lambda_i, z); \quad (4)$$

$$\varepsilon(\lambda_i, z) = \varepsilon_a(\lambda_i, z) + \varepsilon_m(\lambda_i, z); \quad (5)$$

a – аэрозольного, m – молекулярного ослабления и рассеяния.

На больших расстояниях от лидарной системы с большой степенью точности можно считать аппаратную функцию $A(\lambda_i, z)$ величиной постоянной. По аналогии со стандартной методикой для одночастотного зондирования [2] может быть выбрана некоторая точка z_0 (точка привязки), где задаются значения отношения рассеяния $R(\lambda_i, z_0) = [\beta_a(\lambda_i, z_0) + \beta_m(\lambda_i, z_0)]/\beta_m(\lambda_i, z_0)$. Обычно точка z_0 соответствует минимуму функции $R(\lambda_i, z)$ и выбирается в области, где вклад аэрозольного рассеяния предполагается минимальным. В этом случае $R(\lambda_i, z_0) = R_{\min}(\lambda_i)$ близко к единице. Из (3)–(5) непосредственно следует:

$$R(\lambda_i, z) = \frac{z^2 N(\lambda_i, z) L^2(\lambda_i, 0, z_0) \beta_m(\lambda_i, z_0)}{z_0^2 N(\lambda_i, z_0) L^2(\lambda_i, 0, z) \beta_m(z)} R_{\min}(\lambda_i), \quad (6)$$

где

$$L^2(\lambda_i, 0, z) = L_a^2(\lambda_i, 0, z) L_m^2(\lambda_i, 0, z),$$

$$L_a^2(\lambda_i, 0, z) = \exp \left[-2 \int_0^z \varepsilon_a(\lambda_i, z') dz' \right],$$

$$L_m^2(\lambda_i, 0, z) = \exp \left[-2 \int_0^z \varepsilon_m(\lambda_i, z') dz' \right].$$

Отношение $L_m^2(0, z_0)/L_m^2(0, z)$ предполагается известным и рассчитывается на основании данных метеорологических измерений. Выражение (6) может быть записано в виде

$$R(\lambda_i, z) = R^*(\lambda_i, z) \exp \left[-2 \int_z^{z_0} \varepsilon_a(\lambda_i, z') dz' \right], \quad (7)$$

где

$$R^*(\lambda_i, z) = \frac{z^2 N(\lambda_i, z) L_m^2(\lambda_i, 0, z_0) \beta_m(\lambda_i, z_0)}{z_0^2 N(\lambda_i, z_0) L_m^2(\lambda_i, 0, z) \beta_m(z)} R_{\min}(\lambda_i). \quad (8)$$

Функция $R^*(\lambda_i, z)$ определяется измеряемыми в эксперименте величинами и введенными априорными параметрами $R_{\min}(\lambda_i)$. Профиль отношения рассеяния $R(\lambda_i, z)$ совпадает с $R^*(\lambda_i, z)$, если $L_a^2(0, z_0)/L_a^2(0, z)$ равно единице, т.е. пренебрегается аэрозольным ослаблением излучения на интервале $[z_0, z]$. Выражение (7) показывает, каким образом аэрозольное ослабление сказыв-

вается на результатах расчета отношения рассеяния. Одновременно (7) является системой уравнений для определения профилей $R(\lambda_i, z)$.

В системе уравнений (7) в общем случае $2n$ неизвестных ($R(\lambda_i, z)$ и $\varepsilon_a(\lambda_i, z)$) и только n уравнений. Доопределим эту систему уравнений, включив в нее уравнения (2), и используем представление $\beta_a(\lambda_i, z) = (R(\lambda_i, z) - 1)\beta_m(\lambda_i, z)$. Тогда (7) с учетом (2) и (8) сводится к следующей системе уравнений:

$$R(\lambda_i, z) = F(\lambda_i, z) \exp \left(-2 \sum_j C_{ij} \int_z^{z_0} R(\lambda_j, z') \beta_m(\lambda_i, z) dz' \right), \quad (9)$$

где

$$F(\lambda_i, z) = R^*(\lambda_i, z) \exp \left(2 \sum_j C_{ij} \int_z^{z_0} \beta_m(\lambda_j, z') dz' \right) \quad (10)$$

– известные функции.

После этой процедуры мы получили полную систему уравнений (9) для восстановления профилей $R(\lambda_i, z)$.

Без ограничения общности будем рассматривать случай стробирования трассы зондирования с равномерным интервалом Δz . Тогда вместо системы функций $F(\lambda_i, z)$ по результатам эксперимента будет известна матрица F_{ik} , где i – номер длины волны; k – номер строба. Используя аппроксимацию интегралов по формуле трапеций, систему уравнений (9) можно переписать в следующем виде (случай $z_k > z_0$, z_0 – точка привязки):

$$R_{ik} = F_{ik} \exp \left\{ \Delta z \left(\sum_j C_{ij} R_{j0} + \sum_{v=1}^{k-1} \sum_j 2 C_{ij} R_{jv} + \sum_j C_{ij} R_{jk} \right) \right\}, \quad (11)$$

где $R_{ik} = R(\lambda_i, z_k)$; $F_{ik} = F(\lambda_i, z_k)$. Для $z_k < z_0$ формула будет аналогичной с той разницей, что перед Δz в экспоненте стоит знак минус. Система уравнений (11) решается методом итераций (см., например, [11]).

2.4. Измерение деполяризации обратного рассеяния аэрозолям

Измерения степени деполяризации сигнала обратного рассеяния при зондировании линейно поляризованным излучением проводились для обнаружения содержащих несферические частицы слоев, формирующихся вследствие выброса вулканического пепла, переохлаждения стратосферы, образования кристаллических облаков. При малом содержании аэрозольной компоненты деполяризация локационного сигнала вследствие молекулярного рассеяния оказывает существенный маскирующий эффект и препятствует идентификации несферических аэрозольных частиц в стратосфере. Поэтому методика измерений предусматривала специальную операцию калибровки лидара, обеспечивающую высокую точность измерений деполяризации локационного сигнала, а при обработке данных исключался вклад молекулярного рассеяния.

Степень деполяризации сигнала обратного рассеяния аэрозольной компонентой Q_a может быть рассчитана по следующему соотношению [12]:

$$Q_a(h) = [R_1(h) Q(h) - \omega] / [R_1(h) - 1], \quad (12)$$

где ω – степень деполяризации молекулярного рассеяния; $R_1(h)$ – величина, рассчитываемая аналогично $R(h)$ для компоненты сигнала обратного рассеяния, поляризация которой соответствует поляризации зондирующего импульса; $Q(h)$ – степень деполяризации локационного сигнала. Для измерения $Q(h)$ с малой погрешностью (порядка 2%) осуществлялись калибровочные измерения, которые заключались в дополнительных сеансах зондирования, проводившихся при ориентации плоскости поляризации излучения на выходе источника под углом 45° к направлению ориентации анализаторов на приемнике.

4. Результаты экспериментальных исследований

Первые слабые проявления извержения вулкана Пинатубо были обнаружены на лидарной станции в г. Минске 4 июля 1991 г. Максимум отношения $R(h, \lambda_i)$ находился на высоте 15,5 км. Наибольшие значения параметра R , интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния и оптической плотности атмосферы регистрировались в период с декабря 1991 по февраль 1992 г. В фазе роста оптической плотности САС изменения профилей $R(h, \lambda_i)$ происходили аналогично соответствующим данным, полученным на лидарной станции Гармиш-Партенкирхена [13, 14] при смещении во времени на несколько суток.

Измерения профилей $\gamma(h)$ показали, что в течение первого года после извержения происходила трансформация $\gamma(h)$ от достаточно нерегулярных профилей в начальный период к сравнительно устойчивым с преимущественным уменьшением $\gamma(h)$ в зависимости от высоты.

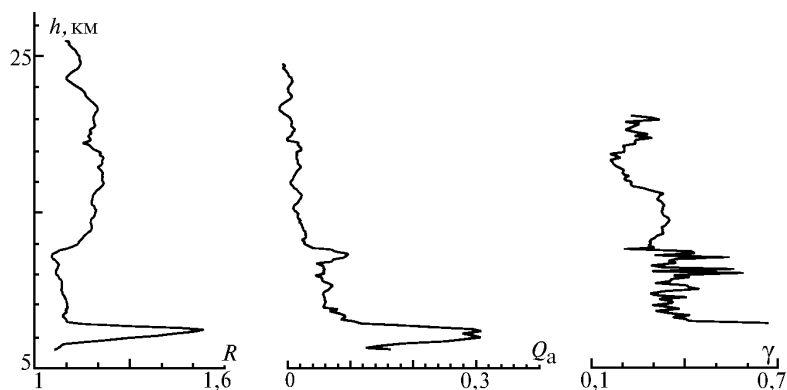


Рис. 3. Профили параметров $R(h, \lambda_i)$, $\gamma(h)$ и $Q_a(h)$ по данным зондирования 16 сентября 1994 г.

Измерения деполаризации $Q_a(h)$ обнаружили появление в некоторых случаях слоев несферических частиц в нижних слоях САС. В частности, такой слой был зафиксирован в период проведения измерений по программе LITE в сентябре 1994 г. На рис. 3 представлены данные от 16 сентября 1994 г. В нижней стратосфере обнаруживается увеличение деполаризации с одновременным появлением локальных максимумов $\gamma(h)$. Все это является признаком существования фракции достаточно крупных несферических частиц на высотах 9 – 14 км. Высота тропопаузы составляла 8 км. Результаты измерения $R(h, \lambda_i)$, проведенные в этот период, были сопоставлены с данными, полученными в регионе Беларуси космическим лидаром. Данные были любезно предоставлены Др. Мери Осборн. Разброс значений параметра $R(h, \lambda_i)$ составил 3–5%.

5. Методика обработки массивов экспериментальных данных

В результате лидарного мониторинга САС мы получили массивы экспериментальных данных, отражающих изменения профилей $R(h, \lambda_i)$, $\gamma(h)$ и $Q_a(h)$ после извержения Пинатубо. Целью последующей обработки этих массивов являлось уменьшение объема числовых данных при минимальной потере информации и выявление существенных компонентов вариаций профилей $R(h, \lambda_i)$. При этом становится возможным построить достаточно простые модели, отражающие процесс временной трансформации САС, и проводить сопоставление результатов экспериментальных исследований, проведенных на различных лидарных станциях.

Методика статистического анализа представлена здесь на примере обработки массива параметра $R(h)$. Было проведено разложение векторов $R(h_i)$, $i = 1, \dots, N$ (N – число уровней) по собственным векторам ковариационной матрицы. Как показали расчеты, такое представление оказывается более эффективным, когда рассматриваются не сами векторы, а их логарифм $\ln[R(h_i)]$. Были рассчитаны профили среднего значения $\langle \ln[R_n(h_i)] \rangle$, корреляционная матрица $W_{ij} = \langle \ln[R_n(h_i)] \ln[R_m(h_j)] \rangle$, собственные векторы $\xi_k(h_i)$ и собственные числа δ_k матрицы W_{ij} (здесь n – номер профиля). Сумма первых трех собственных чисел оказалась равной 0,91 от суммы всех собственных чисел. Таким образом, 91% вариаций векторов $\ln[R_n(h_i)]$ описывается выражением

$$\ln[R_n(h_i)] \cong \langle \ln[R_n(h_i)] \rangle + \sum_{k=1}^3 q_{n,k} \xi_k(h_i). \quad (13)$$

В нашем случае три коэффициента $q_{n,k}$ содержат основную информацию о профиле $\ln[R_n(h_i)]$. Массив данных $\ln[R_n(h_i)]$ был преобразован в массив коэффициентов $q_{n,k}$, который посредством алгоритма объективной классификации ISODATA [15] был разбит на шесть групп. Тем самым была осуществлена классификация профилей $\ln[R_n(h_i)]$. Критерием различия профилей при разбиении на классы служило расстояние между соответствующими им точками в трехмерном пространстве коэффициентов $q_{n,k}$.

На рис. 4 приведены профиль $\langle \ln[R_n(h_i)] \rangle$ и средние профили $\langle \ln[R(h_i)] \rangle_p$, рассчитанные по соотношению (13) для каждого из классов ($p = 1 \dots 6$). Профили различных классов отличаются высотой и значением максимума.

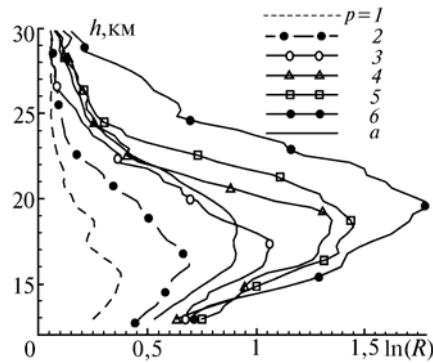


Рис. 4. Средние профили $\langle \ln[R(h_i)] \rangle_p$ для каждого из классов ($p = 1 \dots 6$) и средний профиль $\langle \ln[R_n(h_i)] \rangle$ (a)

Рис. 5, б отражает процесс перехода профилей $\ln[R(h_i)]$ между классами, номера которых обозначены числами у соответствующих точек ($p = 1 \dots 6$) при временной трансформации САС. По оси ординат (левая шкала) отложено расстояние в пространстве коэффициентов $q_{n,k}$ между центрами первого и другими классами, к которым относится данная точка.

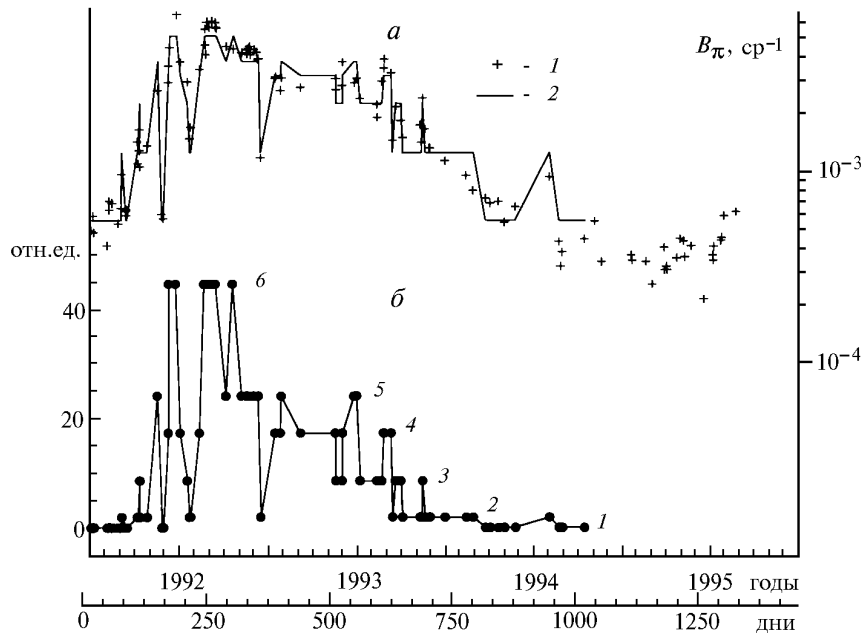


Рис. 5. Временная трансформация оптических характеристик САС: а – интегральный показатель обратного аэрозольного рассеяния B_{π} ; 1 – измеренные значения, 2 – восстановленные по статистической модели; б – процесс трансформации профилей $\ln[R(h_i)]$ по классам $p = 1 \dots 6$ после вулканического извержения

Проведенный статистический анализ позволил представить информацию об изменении вертикальной структуры $R(h)$ САС в чрезвычайно компактной форме в виде небольшого количества средних профилей $R(h_i)$ различных классов (см. рис. 4), переход между которыми осуществляется в соответствии с рис. 5, б. Эти результаты могут рассматриваться как «статистическая» модель, которая характеризует трансформацию оптических характеристик САС в нашем регионе. В частности, описывается повышение максимума слоя и увеличение содержания аэрозоля при формировании аэрозольного слоя, а также обратный процесс при релаксации САС к фоновому состоянию. На рис. 5, а сплошной линией проведены вычисленные по этой модели значения интегрального показателя обратного аэрозольного рассеяния B_p в слое 13–30 км. Среднеквадратичное отклонение от непосредственно измеренной величины составило 16%.

1. Бородавко А.И., Воробей Н.П., Губский В.И. и др. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. N 3. С. 109–115.
2. Russell P.B., Swissier J.T., and McCormick P.M. // Appl. Optics. 1979. V. 18. N 22. P. 3783–3797.
3. Обухов А.М. // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1960. Вып. 3. С. 552–554.
4. Lenoble J., Brogniez C. // Appl. Optics. 1985. V. 24. N 7. P. 1054–1063.
5. Russell P.B., Swissier T.J., McCormick M.P., Chu W.P., Livingston J.M., and Pepin T.J. // J. of the Atmosph. Sciences. 1981. V. 38. N 6. P. 1279–1294.
6. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. International Association for Meteorology and Atmospheric Physics. Radiation Commission. Boulder, Colorado, USA, 1984. 53 p.
7. Deshier T., Hofmann D.J., Johnson B.J., and Rozier W.R. // Geophys. Research Lett. 1992. V. 19. N 2. P. 199–202.
8. Goodman J. // Geophys. Research Lett. 1994. V. 21. N 12. P. 2179–2182.
9. Thomason L.W. // Geophys. Research Lett. 1992. V. 19. N 21. P. 2179–2182.
10. Таурогинская С.Б., Чайковский А.П., Щербаков В.Н. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 10. С. 1398–1406.
11. Наац И.Э. Теория многочастотного лазерного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1980. 158 с.
12. Чайковский А.П. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. N 11. С. 1221–1223.
13. Jager H., Freudenthaler V., Homburg F. // 17 International Laser Radar Conference. Abstracts of Papers. Sendai, Japan. 1994. P. 371–374.
14. Jager H. // Geophys. Research. Lett. 1992. V. 19. N 2. P. 191–194.
15. Ту Д.Т., Гонсалес Р.К. Принципы распознавания образов. М.: Мир, 1978. 441 с.

Институт физики АН Беларуси,
Минск

Поступила в редакцию
15 июля 1996 г.

A.P. Ivanov, A.P. Chaikovsky, V.N. Shcherbakov, F.P. Osipenko, M.M. Korol, S.B. Tauroginskaya. **Technique and Results of Stratospheric Aerosol Optical Parameters Measurements by Means of Two-Wavelength Laser Sounding.**

Since Mt. Pinatubo eruption, the regular lidar sounding of the stratospheric aerosol layer has been carried out in the Institute of Physics, Belarus Academy of Sciences (Minsk, 53.85° N, 27.5° E) by means of a two-wavelength polarization lidar. The technique and results of the laser sounding of the stratospheric aerosol are presented.