

Р.Ф. Рахимов

О ТОНКОЙ СТРУКТУРЕ СПЕКТРАЛЬНО-ВЫСОТНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ОПТИКО-МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Обсуждаются результаты модельных оценок изменчивости оптико-микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля в процессе турбулентного перемешивания и гравитационного оседания эруптивного облака. Анализируется возможность возникновения тонкой спектральной структуры изменения коэффициента обратного рассеяния и лидарного отношения. Оценки показывают, что при достижении апогея процесса монодисперсизации грубодисперсной фракции спектральные значения лидарного отношения в окрестности длины волны $\lambda = 1,06$ могут изменяться на интервале 30–40 нм на 200–400%.

Как известно, механизм обновления стратосферного аэрозоля предполагает долгопериодный процесс глобального масштаба, в который вовлечены не только нижний тропосферный и верхний мезосферный слои, но и вулканогенные области подстилающей поверхности. Для прогноза изменчивости состояния слоя необходимы длительные крупномасштабные наблюдения за развитием аэрозольных процессов в атмосфере до высот 30–40 км и более, что, по-видимому, возможно лишь при использовании средств лазерной локации. Однако в этом случае гипотеза консервативной примеси, на которую обычно опираются при обращении данных лидарных измерений, оказывается явно недостаточной. Необходимы данные о поведении локационных характеристик на различных участках спектра излучений как по высоте, так и во времени.

Своеобразие эволюции аэрозольных аномалий в стратосфере (еще в большей степени это справедливо для мезосферы) обусловлено в том числе и заметным изменением плотности и вязкости воздуха с высотой [1]. В процессах распада наблюдаемых аэрозольных образований определяющую роль играют седиментация и диффузное расплывание, интенсивность которых и зависит от указанных факторов.

Ранее в [1] была представлена методика редуцированного численного моделирования оптико-микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля. Среди прочих результатов было отмечено, что на некоторых этапах анализируемого процесса возможно возникновение достаточно неожиданной тенденции, а именно существенного сужения ширины моды распределения вследствие увеличения эффективности седиментации частиц более крупных размеров (эффект «локальной монодисперсизации»).

В настоящей статье данная тенденция подвергнута более подробному анализу. В качестве исходной математической основы модели, описывающей изменение структуры эруптивного облака, в [2] была использована система уравнений для интегральных признаков, которую запишем в виде системы уравнений для компонентов вектор-параметра $\hat{Q}_i = \{N_i, S_i, V_i\}$, характеризующего спектр размеров аэрозольных частиц i -й фракции в терминах логнормального распределения:

$$\frac{\partial \hat{Q}_i(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(z) \frac{\partial \hat{Q}_i(z, t)}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} [W_{qi}(z, t) \hat{Q}_i(z, t)],$$

где под вектор-параметром $\hat{Q}_i(t, z)$ подразумевается отдельно либо объемная V_i , либо поверхностная S_i , либо просто счетная концентрации аэрозольных частиц в некоторой точке с координатой z ; t — текущее время процесса; W_{qi} — средняя скорость стоковского оседания частиц, i -й фракции, оцениваемая для каждого уравнения по модальному радиусу функции плотности распределения соответствующего интегрального признака по спектру размеров. Коэффициент турбулентной диффузии $D(z, t)$, согласно [3] в пределах нижней и средней стратосферы слабо меняется по высоте, с учетом сезонных вариаций его значения лежат в интервале 0,01–1,0 м²/с. Причем характерный интервал расположения вулканогенных аэрозольных слоев совпадает с минимумом интенсивности турбулентного перемешивания [4]. Средние ветровые потоки в стратосферном слое Юнге при усреднении за большие промежутки времени незначительны и в данном рассмотрении приравнены нулю. В модели учитывается только скорость стоковского оседания частиц, которая оценивалась по формуле:

$$W_{qi} = \frac{2g\rho R_{qi}^2}{9\eta} (1 + C_{Khi} \text{Kn}),$$

где R_{qi} — радиус частицы; g — ускорение свободного падения; ρ — плотность аэрозольного вещества; η — динамическая вязкость воздуха; $\text{Kn} = l/R$ — число Кнудсена; l — средняя длина свободного

пробега «молекул» воздуха. Средневзвешенное по спектру размеров частиц i -й фракции значение поправки Каннингема C_{khi} определялось по формуле

$$C_{khi} = 1,257 + 0,40 \exp(-0,55/Kn) .$$

Полагая длину свободного пробега «молекул» воздуха изменяющейся по барометрическому закону с постоянной по высоте температурой T , для скорости вертикального оседания частиц W можно использовать следующее обобщение:

$$W = -\frac{2g\rho R_{ai}^2}{9\eta} - \frac{2grR}{9\eta} C_{khi} l_0 \exp\left(\frac{mgz}{\kappa_B T}\right) = -A - B \exp(\gamma z),$$

где m – масса «молекул» воздуха; κ_B – постоянная Больцмана; T – средняя температура слоя; l_0 – длина свободного пробега молекул при нормальных условиях.

При моделировании эволюции состава эруптивного облака рассматривался прежний интервал высот $h = 12-29$ км. Однако при выборе значений параметров, определяющих условия протекания процесса, внесены некоторые изменения по сравнению с [1]. Так, в частности, с целью избежать побочных эффектов смешения спектров размера инжестрированных и фоновых аэрозолей, высотное изменение интегральных признаков последних $\hat{Q}_i^\Phi = \{N_i^\Phi, S_i^\Phi, V_i^\Phi\}$, было стилизовано, следуя в целом экспоненциальной зависимости:

$$\hat{Q}_i^\Phi(z) = \hat{Q}_{i0}^\Phi \exp\{-\hat{G}_{qi}^\Phi(z-12)\},$$

где \hat{Q}_{i0}^Φ – значения интегральных признаков фоновой компоненты на высоте $z = 12$ км; \hat{G}_{qi}^Φ – вектор-параметр, задающий градиенты вертикального изменения соответствующих интегральных признаков фоновой компоненты. Конкретные значения $\hat{Q}_{i0}^\Phi, \hat{G}_{qi}^\Phi$ приведены в таблице.

Внесены также поправки на температуру слоя $T = 217^\circ\text{C}$; вязкость воздуха $\eta = 1,42 \cdot 10^{-5}$ н · с/м²; длину свободного пробега молекул $l_0 = 6,3 \cdot 10^{-8}$ м и плотность аэрозольного вещества $\rho = 1,5 \cdot 10^3$ кг/м³. Выбор значения ρ обусловлен преобладанием сернистых соединений в составе стратосферных аэрозолей.

Фракции	N_{i0}^Φ	G_{ni}^Φ	S_{i0}^Φ	G_{si}^Φ	V_{i0}^Φ	G_{vi}^Φ
Аккумулятивная	3,0e—0	0,190	5,0e—1	0,205	1,2e—2	0,226
Грубодисперсная	4,6e—3*	0,205	2,0e—1	0,266	2,4e—1	0,276

* Здесь и далее 4,6e—3 соответствует $4,6 \cdot 10^{-3}$.

Прогнозируемая в рамках предлагаемой модели дисперсная структура аэрозолей оценивалась по интегральным признакам, при этом в качестве аппроксиманта использовалась структурно-фракционная параметрическая модель вида [3]

$$f(R) = \frac{dN}{dR} = AR^{-3} \sum_i^{\kappa} M_i \exp\{-b_i [\ln(R/R_i)]^2\} \quad (1)$$

прототипом элементов которой является хорошо известное логнормальное распределение. По существу, значение параметра b_i обратно пропорционально квадрату стандартного отклонения $b_i = 0,5\sigma^{-2}$. При графическом представлении результатов использован параметр $f_i = AM_i$. Начальная высота локализации эруптивного выброса грубодисперсной фракции предполагалась равной 26, а аккумулятивной – 21 км.

Выбор $D = 0,35$ м²/с обусловлен стремлением показать реализуемость монодисперсизации грубодисперсных аэрозолей, даже при более интенсивном перемешивании воздушных масс. Начальные значения интегральных параметров аэрозольных частиц эруптивного облака для аккумулятивной фракции были выбраны следующими: $N_{a0} = 1,37 \cdot 10^4$ см⁻³, $S_{a0} = 1,15 \cdot 10^3$ мкм² · см⁻³, $V_{a0} = 50,3$ мкм³ · см⁻³, а для грубодисперсной: $N_{r0} = 1,79$ см⁻³, $S_{r0} = 204,0$ мкм² · см⁻³, $V_{r0} = 281,0$ мкм³ · см⁻³. Таким образом, соответствующие им параметры спектра размеров имели значения $R_a = 0,11$ мкм, $b_a = 1,58$, $f_a = 64,8$ – для аккумулятивной и $R_r = 3,7163$ мкм, $b_r = 2,3716$, $f_r = 14,1$ – для грубодисперсной фракций.

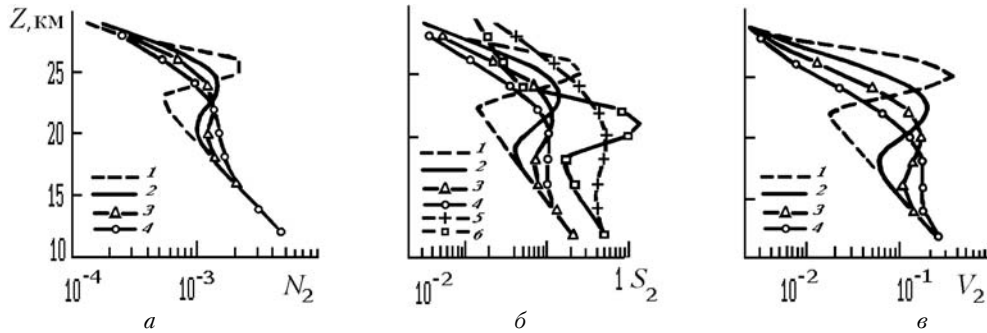


Рис. 1. Деформации вертикальных профилей интегральных признаков дисперсной структуры грубодисперсной фракции: *a*– N_2 ; *б*– S_2 ; *в*– V_2 . Кривые 1–4 соответствуют $t = 15, 65, 115$ и 160 сут.; 5, 6 для S_1 при $t = 15, 160$ сут

Расчеты показывают, вследствие полидисперсности исходного состава инжектируемых в стратосферу аэрозолей, заметное рассогласование темпов развития вертикальной структуры интегральных признаков (рис. 1, *a–в*). Несмотря на активное турбулентное перемешивание и тенденцию процесса к вертикальной однородности изменения интегральных признаков аэрозольных частиц в нижней части эруптивного облака (рис. 1, *a–в*), спектр размеров грубодисперсной фракции испытывает существенные деформации по высоте (рис. 2, *a–в*), обнаруживая при этом нерегулярность в изменении параметров $f_2(z)$, $b_2(z)$ и $R_2(z)$.

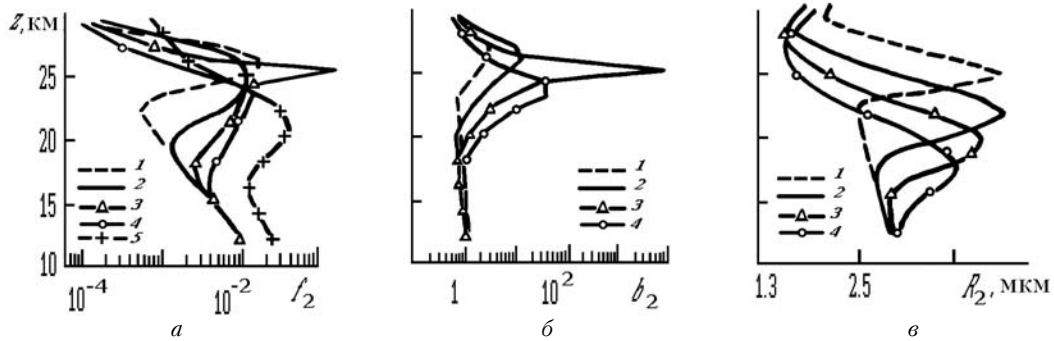


Рис. 2. Деформации вертикальных профилей параметров функции распределения (1) грубодисперсной фракции: *a*– f_2 ; *б*– b_2 , *в*– R_2 , рассчитанные по данным, представленным на рис. 1 (обозначения те же, что и на рис. 1). Кривая 5 – для f аккумулятивной фракции при $t = 115$ сут

Достаточно сложные процессы смешения протекают и в шлейфе эруптивного облака, что способствует формированию (на некоторое время) локальной аномалии аэрозольных частиц с очень узким спектром размеров ($\sigma_2 \sim 0,004$). Для этой же высоты характерно и пиковое значение параметра спектра f_2 . Данный параметр обобщенно содержит в себе информацию о поведении суммарного сечения частиц и ширине спектра:

$$f_2 = S_2 / \sqrt{16\pi^3 / b_2},$$

а наличие локального экстремума в $f_2(z)$ на высоте $z = 25$ км целиком обусловлено резким сужением спектра размеров на этой высоте, поскольку в своем изменении $S_2(z)$ (рис. 1, *б*, кривая 3) достаточно гладкая функция.

При заданной интенсивности турбулентного перемешивания скорость стоковского оседания частиц аккумулятивной фракции недостаточна для реализации каких-либо упорядочивающих процессов дисперсной структуры, аналогичных локальной монодисперсизации грубодисперсной фракции. Для сравнения на рис. 2, *a* приведен вертикальный профиль $f_1(z)$ (кривая 5) при $t = 115$ сут.

В результате активного оседания наиболее крупных частиц грубодисперсной фракции их характерный размер в центре облака (оцениваемого по объемной концентрации) устойчиво уменьшается, в чем можно убедиться из результатов, представленных на рис. 2, *в*.

Если результаты, представленные на рис. 3, *a–в*, показывают на вполне прогнозируемые для интегральных параметров следствия турбулентного перемешивания и гравитационного оседания эруптивного облака, то параметры спектра размеров (1) (рис. 4, *a–в*) претерпевают существенно более сложные изменения. Так, достигая апогея процесса монодисперсизации в интервале высот 24–25 км при $t = 116,5$ сут, на высотах вне указанного интервала спектр размеров хотя и сужается, но недостаточно, чтобы выявить тонкую структуру спектрального изменения оптических характеристик

(рис. 5). Затем, по мере деградации концентрации аэрозольного вещества происходит размывание спектра и расширение его до уровня фонового.

Неоднородность и неустойчивость дисперсной структуры стратосферных аэрозолей сочетается и с многообразием химических соединений, определяющих их физико-химический состав. Так, например, непосредственно после вулканических извержений измерения [4] показывают на значительное количество силикатных частиц. В ряде измерений отмечено проявление осколков и продуктов сгорания метеорной пыли [5]. До сих пор сохраняет свою дискуссионность вопрос о том, какое из соединений является доминантой в составе стратосферных аэрозолей: сульфат аммония, персульфат или серная кислота. В частности, по данным [6], содержание сульфата аммония нарастает на высотах выше 20 км. При оценке светорассеивающих свойств эруптивного облака апробирована гипотеза, согласно которой аэрозольные частицы имеют концентрически неоднородную диэлектрическую структуру. В качестве оптических постоянных ядра частиц использованы данные о спектральной зависимости комплексного показателя преломления (КПП) сульфата аммония, оболочка предполагалась сернокислотной [6].

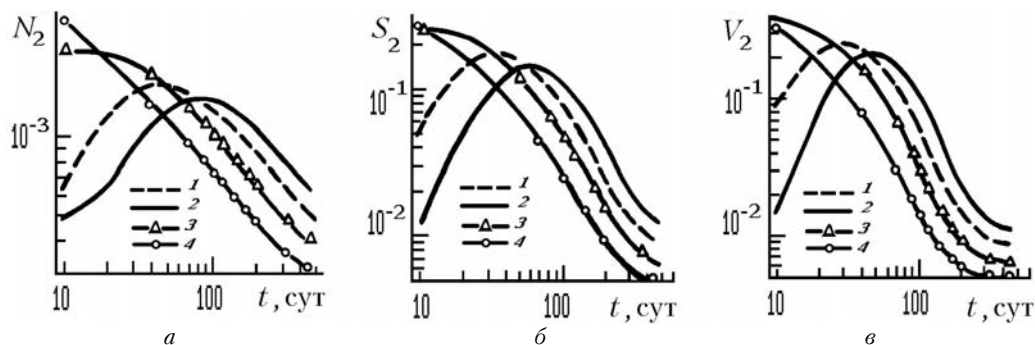


Рис. 3. Изменение интегральных признаков дисперсной структуры грубодисперсной фракции во времени: а — N_2 ; б — S_2 ; в — V_2 . Кривые 1–4 соответствуют $z = 23, 24, 25$ и 26 км

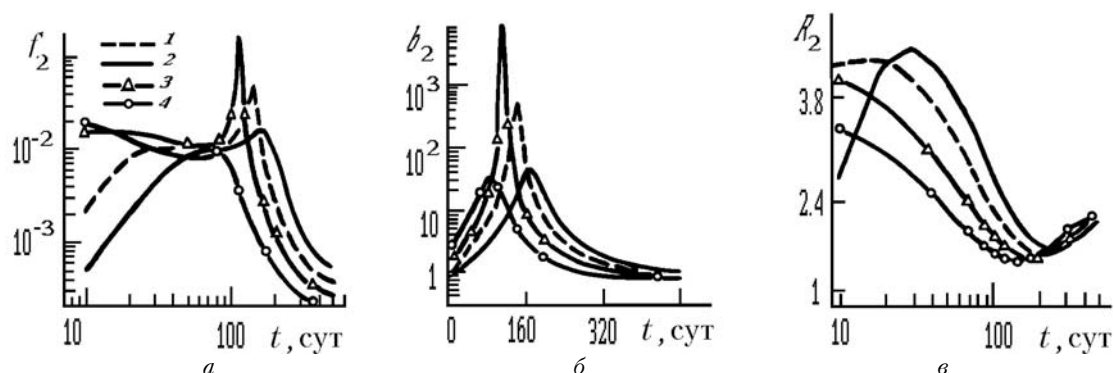


Рис. 4. Изменение параметров спектра размеров (1) грубодисперсной фракции во времени: а — f_2 ; б — b_2 ; в — R_2 . Кривые 1–4 соответствуют $z = 23, 24, 25$ и 26 км

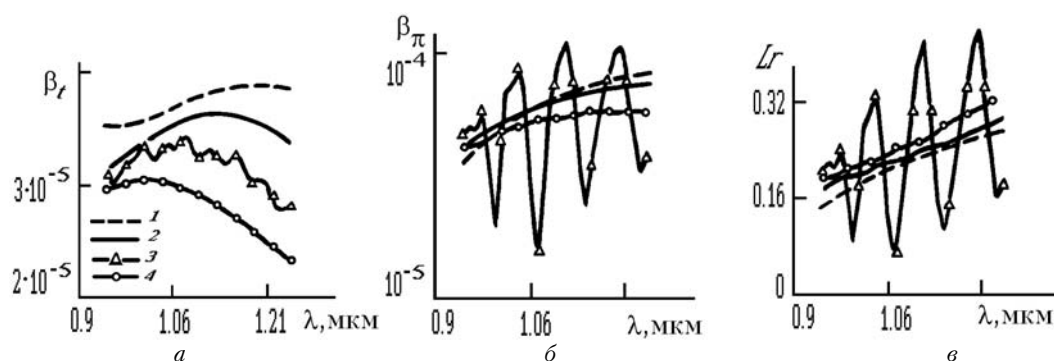


Рис. 5. Спектральное поведение параметров аэрозольного светорассеяния: а — коэффициента ослабления β_t [км^{-1}]; б — объемного коэффициента обратного рассеяния β_π [км^{-1}]; в — лидарного отношения L_r на высоте 25 км. Кривые 1–4 соответствуют $t = 95, 105, 115$ и 125 сут.

На рис. 5, а–в представлены расчеты спектральной изменчивости параметров светорассеяния стратосферного аэрозоля в окрестности длины волны лидара $\lambda = 1,06$ мкм. Отмеченная тенденция локальной монодисперсизации ведет к появлению тонкой спектральной структуры в изменении (с

длиной волны) не только коэффициента ослабления β_ϵ (рис. 5, *a*), но прежде всего коэффициента локационного рассеяния β_π (рис. 5, *б*) и лидарного отношения $Lr = \beta_\pi/\beta_\epsilon$ (рис. 5, *в*). Возникновение тонкой спектральной структуры в поведении указанных характеристик обусловлено тем, что ширина спектра размеров грубодисперсной фракции настолько сужается, что помещается в пределах одного пика на зависимости фактора эффективности радарного сечения $Q_{bs}(\rho = 2\pi R/\lambda)$ рис. 6, *a, в*, и при увеличении длины волны, по сути, прослеживается структура кривой факторов эффективности ослабления и обратного рассеяния.

Последнее обстоятельство может иметь свое применение при индикации диэлектрических свойств материала частиц. В то же время расчеты убеждают в необходимости осторожной интерпретации данных зондирования, чтобы избежать ложной идентификации фиктивных слоев повышенной концентрации вследствие неучета сложной спектральной зависимости лидарного отношения при обращении их в рамках одночастотного уравнения лазерной локации [3].

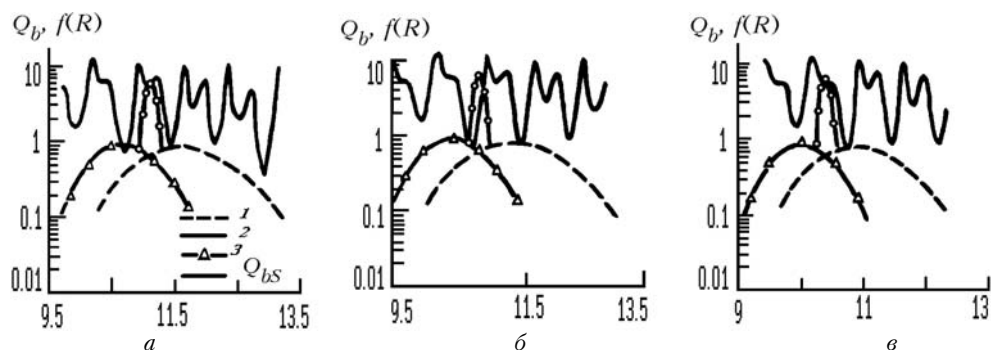


Рис. 6. Положение спектра размеров грубодисперсной фракции относительно кривой фактора эффективности обратного рассеяния Q_{bs} ($\rho = 2\pi R/\lambda$): *a*—для $\lambda = 1,03$ мкм; *б*— $\lambda = 1,06$ мкм; *в*— $\lambda = 1,10$ мкм. Кривые 1–3 — спектры при $t = 105$; 115 и 125 сут. соответственно; 4— Q_{bs}

На рис. 7, 8 *a–в* представлены данные по временной изменчивости обсуждаемых локационных параметров стратосферного аэрозоля для интервала высот 23–26 км и трех длин волн $\lambda = 1,02$; 1,06; 1,10 мкм, которые показывают, что тонкая структура спектрального изменения локационных характеристик слоев с аномально узким спектром сохраняется сравнительно недолго. Причем на близких длинах волн изменение лидарного отношения может быть с разными знаками. Для идентификации обсуждаемого явления, по-видимому, необходимы подробные измерения как по времени, так и по высоте с использованием источников, работающих на близких длинах волн с $\Delta\lambda = 20–40$ нм.

Анализ временной изменчивости локационных характеристик показывает, что объемный коэффициент обратного рассеяния в центре облака на начальном этапе довольно резко уменьшается по величине, но затем некоторое время темп уменьшения может замедлиться и даже на некоторых высотах начать вновь возрастать и лишь по истечении шести месяцев убывание величины β_π приобретает характер устойчивого экспоненциального спада рис. 7, *a–в*.

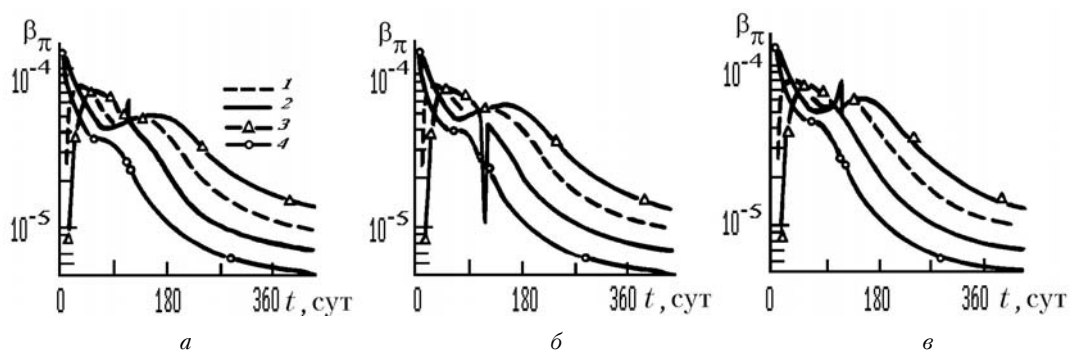


Рис. 7. Изменение объемного коэффициента обратного рассеяния β_π [км^{-1}] во времени: *a*—для $\lambda = 1,02$ мкм; *б*— $\lambda = 1,06$ мкм; *в*— $\lambda = 1,10$ мкм. Кривые 1–4 соответствуют высотам 23, 24, 25, 26 км

Анализируемый на рис. 5 временной интервал $t = 95–125$ сут. сужен сознательно с целью проследить трансформацию спектральной зависимости оптических характеристик именно на том этапе, когда спектр размеров начинает существенно отличаться от фонового. В частности, именно этим обстоятельством объясняется заметное качественное видоизменение зависимостей $\beta_\epsilon(\lambda)$, что и предопределяет существенное колебание значений лидарного отношения (рис. 8, *a–в*) несмотря на то, что поведение $\beta_\pi(t)$ для ближайших длин волн рис. 7, *a–в* (за исключением окрестности точки $t = 116,5$ сут.) мало отличается для разных длин волн.

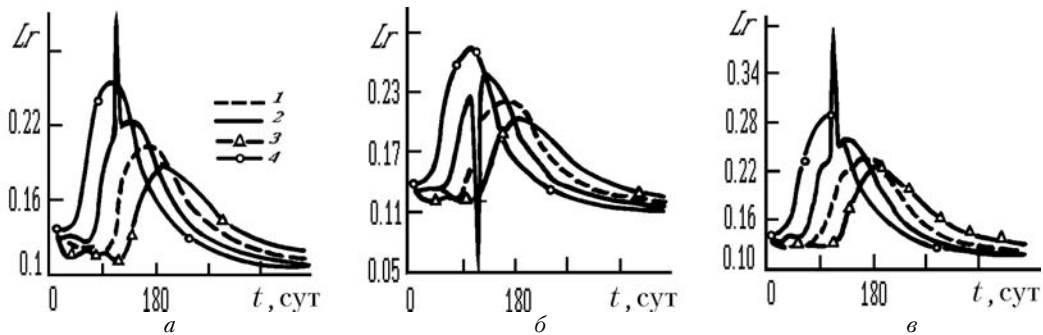


Рис. 8. Изменение лидарного отношения L_r во времени: *a*—для $\lambda = 1,02$ мкм; *б*— $\lambda = 1,06$ мкм; *в*— $\lambda = 1,10$ мкм. Кривые 1–4 соответствуют высотам 23, 24, 25, 26 км

Сопоставление на рис. 9, *a* модельных оценок с данными натурных измерений после извержения вулкана Эль-Чичон [3] показывает качественную аналогию в тенденциях изменения анализируемых характеристик стратосферного облака. В то же время нельзя не отметить, что использование при обращении данных зондирования лидарного отношения априори находится в противоречии со сложным изменением его по высоте и во времени (рис. 9, *б*).

Вопрос о развитии спектра размеров стратосферных аэрозолей актуален и с точки зрения оценки эффективности повышения мутности и деформаций индикатрисы рассеяния стратосферы при инъекции дополнительных к фоновому уровню порций аэрозолеобразующих соединений. Для иллюстрации влияния процессов межфракционного смешения на рис. 9, *в* представлен вертикальный профиль среднего косинуса индикатрисы рассеяния. Данная характеристика часто используется при решении уравнения переноса в двухпоточковом приближении [3] для оценки радиационного эффекта эруптивного облака.

Резкие изменения лидарного отношения в интервале высот (рис. 9, *б*) также являются следствием межфракционного смешения двух локальных выбросов, разнесенных по высоте вначале процесса (26 и 21 км), отличающихся, как отмечалось ранее, по дисперсному составу. Учитывая малую интенсивность турбулентного перемешивания в слое, следует, по-видимому, признать, что столь резкие изменения оптических параметров — характерное явление на ранних этапах поствулканической релаксации стратосферного слоя.

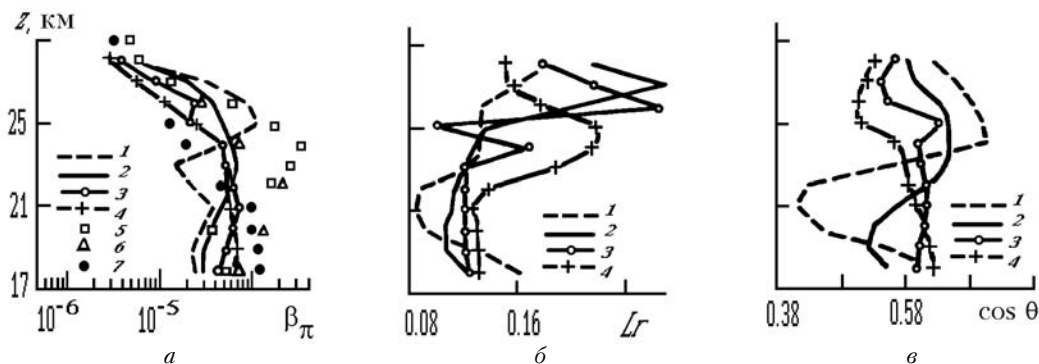


Рис. 9. Деформации вертикальных профилей параметров аэрозольного светорассеяния: *a*— β_π [км^{-1}], *б*— L_r , *в*— $\cos\theta$, рассчитанные по данным, представленным на рис. 1 (обозначения те же, что и на рис. 1), в сопоставлении с данными измерений [3] (кривые 5–6)

Эволюция структуры эруптивного облака и его гравитационное расслоение в статье анализировались без учета реальной физико-химической разнородности вулканогенных аэрозольных частиц и сезонных вариаций метеосостояния слоя. Основным фактором высотной трансформации спектра размеров стратосферных аэрозолей предполагалась их полидисперсность. Выбранное значение для $D = 0,35 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ рассматривалось как среднесезонное для анализируемого слоя выше 20 км [3]. Конкретно для летнего сезона при ослаблении интенсивности турбулентного перемешивания, когда $D \sim 100 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, эффективность процесса монодисперсизации еще более увеличится. И наоборот, в течение зимнего этапа эволюции эруптивного облака, когда интенсивность турбулентного перемешивания слоя увеличивается под действием крупномасштабных планетарных волн и коэффициент диффузии достигает значения $D \sim 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, эффективность монодисперсизации грубодисперсных аэрозолей с малой удельной плотностью $\rho \sim 1-3 \text{ г/см}^3$ невелика. Однако для частиц с большей удельной плотностью материала $\rho \sim 7-12 \text{ г/см}^3$ монодисперсизация спектра размеров все же возможна и при указанной интенсивности перемешивания, особенно если спектр размеров в выбросе еще более смещен в область крупных размеров.

Прогнозируемый модельно для стратосферного слоя эффект локальной монодисперсизации в оптических наблюдениях в приземном слое не наблюдался, по-видимому, в силу интенсивного турбулентного перемешивания и доминирующего вклада в локационное рассеяние от субмикронных частиц, что приводит к маскировке тонкой спектральной структуры в $\beta_p(\lambda)$. Для подтверждения возможности реализации эффекта необходим целенаправленный лабораторный эксперимент, в котором для повышения скорости седиментации частиц необходимо понизить в исследуемом объеме атмосферное давление и температуру до значений, характерных условиям стратосферы.

1. Рахимов Р. Ф. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 6. С. 645–652.
2. Рахимов Р. Ф. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 5. С. 522–529.
3. Shibata T., Fujiwara M., Hirono M. // J. Atmos. Terr. Phys. 1984. V. 46. № 12. P. 1121–1146.
4. Toon O. B., Pollack J. M. // J. Appl. Met. 1976. V. 15. № 3. P. 225–2467.
5. Shedlovsky J. P., Paisley S. // Tellus. 1966. V. 18. P. 499–503.
6. Bigg E. K., Ono A., Thompson W. J. // Tellus. 1970. V. 22. P. 550–563.
7. Bigg E. K. // J. Atmos. Sci. 1975. V. 32. P. 910–917.
8. Hirono M. et al. // Geof. Int. 1984. V. 23–2. P. 59–276.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
15 января 1992 г.

R. F. Rakhimov. Fine Structure of Spectral Behavior of the Optical and Microphysical Properties of the Stratospheric Aerosol and its Altitude Changes.

The results of model estimates of the variability of optical and microphysical characteristics of the stratospheric aerosol in the process of turbulent mixing and gravitational sedimentation of an eruptive cloud are discussed. A probability of occurrence of a fine structure in the spectral behavior of the backscattering coefficient and lidar ratio is analysed. The estimations show that the peak of the process making the coarse aerosol fraction monodisperse the lidar ratio value can vary by 200 to 400% on the spectral interval of 30 to 40 μm in the vicinity of $\lambda = 1,06 \mu\text{m}$.