

Б.Д. Белан, А.В. Ельников, В.В. Зуев, В.Е. Зуев, Э.В. Макиенко, В.Н. Маричев

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОСТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ МЕТОДОМ ОБРАЩЕНИЯ ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В Г. ТОМСКЕ ЛЕТОМ 1991 г.

В ходе мониторинга тропосферы и стратосферы лидаром станции высотного зондирования ИОА СО РАН в г. Томске в июле 1991 года был обнаружен слой повышенного аэрозольного рассеяния в нижней стратосфере и прослежена динамика его развития. Дается анализ синоптической обстановки, сопутствовавшей появлению слоя. По измерениям аэрозольных коэффициентов обратного рассеяния на длинах волн 0,353; 0,532 мкм методом обратной задачи найдены распределение частиц по размерам, концентрация частиц в исследуемом слое и коэффициенты аэрозольного рассеяния в спектральном интервале 0,3–0,7 мкм.

В проблеме исследования верхней атмосферы особое внимание уделяется стратосферному аэрозольному слою на высотах от тропопаузы до 30 км и его влиянию на распространение оптического излучения. В большой степени этот интерес вызван результатами наблюдений, показавшими, что средняя температура воздуха у земной поверхности зависит от прозрачности стратосферного аэрозольного слоя для солнечного излучения. В этой связи следует отметить тот факт, что вносимые в стратосферу или непосредственно образующиеся в стратосфере из газов в результате химических и фотохимических реакций аэрозольные частицы накапливаются выше тропопаузы, сохраняясь значительно дольше, чем в более низких слоях атмосферы и распространяются на большие расстояния горизонтальным переносом воздушных масс. Для обоснованного численного прогноза эффектов, вызываемых наличием в стратосфере аэрозоля, требуется прежде всего знать распределение по размерам и физико-химические свойства частиц. Используя эту информацию, можно найти оптические характеристики (объемные коэффициенты рассеяния, индикатрису и др.) в требуемом диапазоне длин волн и определить интересующие нас параметры микроструктуры, такие как суммарная концентрация частиц в единичном рассеивающем объеме или концентрация частиц в отдельных аэрозольных фракциях. В эксперименте по программе «SATOR» летом 1991 г. измерения высотных профилей сигналов обратного рассеяния проводились на лидарном комплексе, в аэрозольном канале которого использовались импульсные лазеры: на алюмоиттриевом гранате в качестве активного элемента — длина волны $\lambda = 532$ нм и газовый (эксимерный) с ВКР преобразованием на водороде ($\lambda = 353$ нм). Подробное описание оптико-электронной части лидара приведено в [1].

Характеристики лазерного излучения даны в таблице. Измерения проводились в режиме счета фотонов с временем накопления 30 мин на длине волны $\lambda = 532$ нм и 15 мин на длине волны $\lambda = 353$ нм с пространственным разрешением 375 м. Случайная ошибка измерения лидарного эхосигнала при таких пространственно-временных характеристиках составляла менее 10% на высотах 30 км.

Характеристики излучения аэрозольного канала лидара

Параметры измерения	λ , нм	
	353	532
Частота повторения импульсов, Гц	70	3000
Длительность импульса, нс	10	200
Энергия в импульсе, мДж	15	0,3

В результате эксперимента с помощью методики, изложенной в [2], определялись высотные профили отношения

$$R(H, \lambda_i) = (\beta_{\text{па}}(H, \lambda_i) + \beta_{\text{пм}}(H, \lambda_i)) / \beta_{\text{пм}}(H, \lambda_i), \quad (1)$$

где $\beta_{\text{па}}(H, \lambda_i)$ и $\beta_{\text{пм}}(H, \lambda_i)$ соответственно объемные коэффициенты аэрозольного и молекулярного обратного рассеяния на длине волны λ_i для слоя на высоте H протяженностью ΔH , определяемой длительностью временного строба. Для повышения эффективности методики восстановления профилей $R(H)$, связанной с выбором точки калибровки в диапазоне высот 20–35 км, применялось линейное сглаживание сигнала [3] и усреднение данных измерений, полученных в течение ночи. Экспери-

ментальные результаты в виде отношения $R(H)$ представлены на рис. 1, где приведен также высотный ход температуры воздуха по данным метеостанции гг. Колпашева и Новосибирска.

Рис. 1 достаточно наглядно иллюстрирует высоты расположения аэрозольных слоев в стратосфере и пространственно-временные изменения их структуры. Видно, особенно по поведению $R(H)$ на длине волны $\lambda = 532$ нм, где влияние молекулярной составляющей значительно слабее, что в период наблюдений развивается мощный аэрозольный слой на высотах 15–16 км, достигший наибольшей интенсивности 9 июля, когда отношение $R(H)$ в максимуме слоя составило 2.7. Следует отметить, что столь высокое значение $R(H)$, сопоставимое с величинами, типичными для условий «возмущенной» стратосферы в периоды непосредственно после вулканических извержений, зарегистрировано в Томске лидером впервые за период наблюдений с 1975 г. Анализ карт барической топографии показал, что появление слоев аэрозоля на высотах 15–16 км в период с 8 июля 1991 г. связано с развитием и выходом на территорию юга Западной Сибири гребня высокого давления субтропического воздуха. До начала процесса 6.07.91 в стратосфере наблюдался очаг низкого давления и полярная тропопауза. Начиная с 7 июля развивается гребень высокого давления. В тропосфере 8 июля еще сохранялись воздушные массы, типичные для умеренных широт, в то время как в стратосфере субтропический воздух уже достиг г. Томска. При этом 8.07.91 наблюдались две тропопаузы (полярная и тропическая) — одна над другой, и слой аэрозоля под ними на высотах вблизи 11 и 16 км.

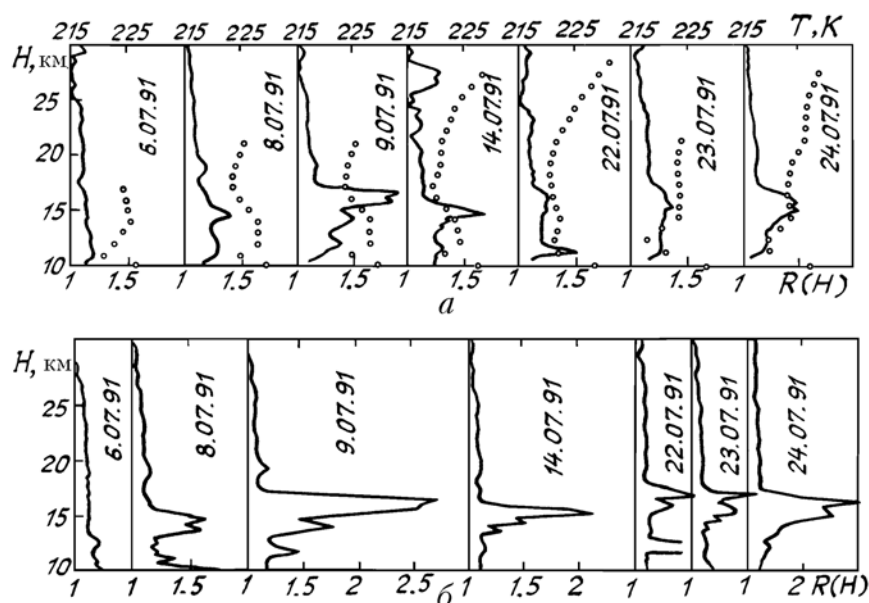


Рис. 1. Измеренные из станции высотного зондирования ИОА СО РАН высотные профили отношения рассеяния $R(H)$ на длинах волн зондирования аэрозоля: $a - \lambda = 353$; $b - \lambda = 532$ нм. Кружками показана температура воздуха по данным метеостанций гг. Колпашева и Новосибирска

При анализе причин, следствием которых явилось наблюдаемое увеличение аэрозольного рассеяния в нижней стратосфере, был выполнен расчет траектории движения частиц в воздушной массе по реальному полю ветра на высоте 16 км. Расчетная траектория движения частиц, обозначенная на рис. 2 штриховой линией, показывает, что образованию слоя повышенного аэрозольного рассеяния в нижней стратосфере над Томском 8 июля соответствует поступление воздушной массы, находящейся 25 июня 1991 г. в Юго-Восточной Азии в районе Филиппин. Учитывая, что 13–15 июня произошло извержение вулкана Пинатубо на Филиппинах, можно с большой вероятностью предположить, что причиной процесса образования наблюдавшегося аэрозольного слоя явилось поступление в стратосферу аэрозольных или газовых продуктов вулканического происхождения.

Аэрозольные частицы и вулканические газы, выброшенные на большую высоту, попали в систему струйного течения восточного направления, которое находилось на широтах 14–30°с.ш. на периферии стратосферных субтропических антициклонов и были перенесены на юг Западной Европы. Над территорией Западной Европы воздушный поток, содержащий вулканический шлейф, изменил направление на южное и по периферии располагавшегося здесь ядра антициклона попал в зону западного потока, образованного этим ядром и полярным циклоном над территорией Украины и Беларуси (см. схему рис. 2). Выходу субтропического воздуха, обогащенного продуктами вулканического извержения, в район г. Томска способствовал гребень высокого давления, который вышел на юг Западной Сибири 8 июля и располагался здесь до 15 июля. Затем интенсивность этого гребня уменьшилась, и западные потоки, содержащие продукты извержения, сместились южнее Томска.

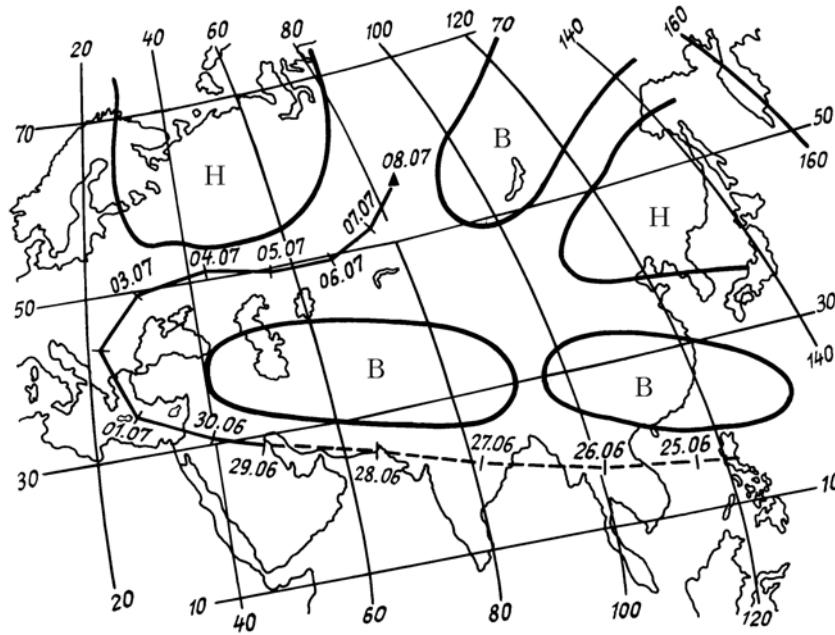


Рис. 2. Схема, синоптической обстановки в период эксперимента по программе SATOR в июле 1991 г. Расчет траектории движения частиц в воздушном потоке (штриховая линия) выполнен от станции наблюдения (г. Томск)

Более полное изучение наблюдавшегося процесса, включая микроструктуру и оптические характеристики стратосферного аэрозоля, было выполнено на основе методики обращения лидарных измерений, разработанной, численно исследованной применительно к задачам зондирования стратосферного аэрозоля и апробированной на экспериментальном материале в работах [4, 5]. Исходной информацией при решении обратной задачи являлись объемные коэффициенты аэрозольного обратного рассеяния на длинах волн зондирования, найденные из профилей $R(H)$ при значениях $\beta_{\text{пм}}$, вычисленных с использованием данных метеослужбы о высотных профилях давления и температуры воздуха. Измеренные коэффициенты обратного рассеяния $\beta_{\pi i}^*$, $i = 1, 2, \dots, n$, в предположении сферичности рассеивающих частиц представляются в виде

$$\beta_{\pi i} = \int_{r_1}^{r_2} K_{\pi}(m, r, \lambda) s(r) dr, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (2)$$

где $K_{\pi}(m, r, \lambda)$ — фактор эффективности, рассчитываемый по соответствующим формулам теории Ми; m — комплексный показатель преломления вещества частиц; $s(r) = \pi r^2 n(r)$, где $n(r)$ — функция распределения частиц по размерам в пределах интервала радиусов $[r_1, r_2]$. Система уравнений (3) алгебраизуется и приводится к виду

$$\sum_{l=1}^k Q_{\pi, il} s_l = \beta_{\pi, i}, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (3)$$

относительно вектора s .

В качестве решения этой системы принимается вектор s^* , минимизирующий квадратичную форму

$$T_{\alpha}(s) = \sum_{i=1}^n \left(\sum_{l=1}^k Q_{\pi, il} s_l - \beta_{\pi, i} \right)^2 + \alpha p \sum_{l=1}^{k-1} (s_{l+1} - s_l)^2 \quad (4)$$

на множестве векторов ψ^+ , свойством которого является положительность компонент любого вектора, принадлежащего этому множеству; α — параметр регуляризации и p — весовые коэффициенты. Параметр α выбирается согласованно с уровнем ошибки измерений. Полученный вектор решения s^* используется для восстановления требуемых оптических характеристик по соотношениям:

$$\beta_{\pi}(\lambda_j) = \sum_{l=1}^k Q_{\pi, jl} s_l^*, \quad j = 1, 2, \dots, q, \quad (5)$$

$$\beta_{sc}(\lambda_j) = \sum_{l=1}^k Q_{sc, jl} s_l^*.$$

Значения длин волн λ_j в выражении (5) могут находиться в диапазоне зондирования Λ или вне его. При этом ошибка восстановления значений оптических характеристик наиболее существенно возрастает по мере удаления длины волны λ_j от правой границы Λ в ИК-диапазон. В численном эксперименте оценивались информационные возможности лидара на заданных длинах волн.

В связи с малым числом длин волн и, соответственно, малой размерностью решения, восстанавливаемые функции распределения $s^*(r)$ сильно «заглажены» и не дают представления о деталях спектра размеров частиц, характеризующая микроструктуру аэрозоля в среднем. Кроме того, к сильному «заглаживанию» решения ведет и выбор параметра регуляризации из-за высокой погрешности в исходных данных, в первую очередь на длине волны $\lambda = 0,353$ мкм, где погрешность определения $\beta_{\text{па}}^*(\lambda)$ возрастает из-за преобладающего вклада молекулярной составляющей в принимаемый эхосигнал. Все это ведет к возрастанию погрешности вблизи границ интервала решения, в данном случае в области размеров частиц с радиусами $< 0,15$ мкм и $> 0,6$ мкм. В связи с этим, мы ограничились в определении концентрации частиц $N(r \geq r_0)$ из решения $s^*(r)$ величиной $r_0 = 0,15$ мкм. Коэффициент усиления ошибки измерений при определении $N(r \geq 0,15$ мкм) составляет $\approx 1,5$, в то время как погрешность оценки числа более мелких частиц резко возрастает. Следует отметить, что более надежной и достаточной для практических приложений является оценка суммарного геометрического сечения частиц $S(r \geq r_0)$, однако оценка $N(r \geq r_0)$ более наглядна для сопоставительного анализа с данными прямых измерений.

Численный анализ показал, что ошибки восстановления значений $\beta_{\text{п}}(\lambda)$ в интервале длин $0,3 - 0,8$ мкм сопоставимы с ошибками измерений $\beta_{\text{па}}^*$. Важно отметить, что погрешность расчета этой характеристики слабо зависит от ошибок априорного выбора показателя преломления вещества частиц в случае, когда показатель преломления не меняется по спектральному интервалу длин волн. Ошибки восстановления спектрального хода $\beta_{\text{с}}(\lambda)$ более высоки. При погрешности измерений $\beta_{\text{па}}^*$ на уровне не более 10% погрешность восстановления $\beta_{\text{с}}(\lambda)$ в интервале $0,3 - 0,8$ мкм составляет 15–20%, увеличиваясь с уменьшением длины волны. Наиболее существенным источником методической ошибки при восстановлении коэффициентов аэрозольного рассеяния по описанной методике является априорный выбор показателя преломления частиц. В [4] показано, что ошибки в выборе вещественной части показателя преломления в целом приводят к смещению расчетной оптической характеристики относительно реальной. При отклонениях $\Delta m = \pm 0,02$ относительно $m = 1,44$ соответствующая погрешность в определении $\beta_{\text{с}}$ будет находиться на уровне 10–15%.

При обращении результатов измерений $\beta_{\text{па}}^*(\lambda)$ была выбрана вещественная часть показателя преломления $m = 1,43$ и мнимая $\kappa = 0$ согласно известным представлениям об аэрозольных частицах в условиях «вулканической» стратосферы как о каплях водного раствора серной кислоты с концентрацией 75% H_2SO_4 , 25% H_2O с выбором оптических констант по данным [6]. При вариациях процентного содержания серной кислоты от 70 до 90% значения m в соответствии с данными [6] лежат в пределах интервала (1,42–1,46).

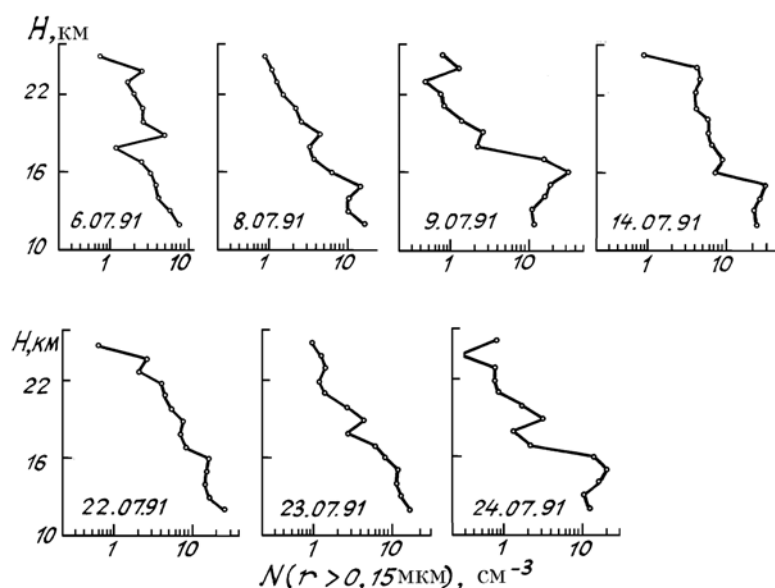


Рис. 3. Пространственно-временная структура концентрации частиц по результатам обращения лидарных измерений

Из рис. 3 видно, что в процессе развития нижнего стратосферного аэрозольного слоя концентрация частиц достигает максимума 9 июля. В последующие дни концентрация частиц в этом слое падает до 22 июля включительно. Одновременно этот процесс сопровождается повышением в период с 9 по

22 июля концентрации частиц в верхнем аэрозольном слое на высотах от 18 до 22 км, что может указывать на передачу частиц из нижнего аэрозольного слоя в верхний. В целом этот процесс завершается 23 июля, когда для всей области высот нижней стратосферы восстанавливается профиль концентрации частиц, близкий к исходному 6 июля. Вместе с тем концентрация частиц в верхнем и особенно в нижнем аэрозольном слое 6 и 23 июля превышает фоновый уровень. Возможно, что профиль за 6 июля является не исходным состоянием структуры стратосферного аэрозоля, а конечной стадией переходного процесса, аналогичного наблюдавшемуся в период с 8 по 23 июля. Как видно из рис. 3, новая стадия этого процесса начинается 23 июля. Обращает на себя внимание большой разброс получаемых оценок концентрации частиц относительно средних значений (рис. 4), характеризующий в целом нестабильность стратосферного аэрозоля в период наблюдений, особенно в пограничных областях между отдельными слоями на высотах 11, 17 и 23 км.

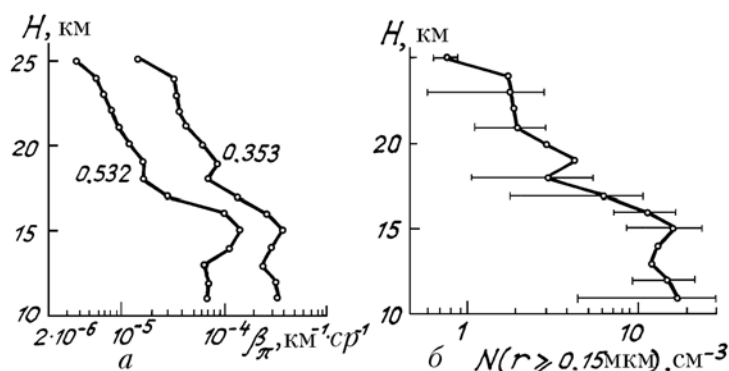


Рис. 4. Средние за период проведения эксперимента высотные профили измеренных значений объемных коэффициентов аэрозольного обратного рассеяния (а) и усредненный за тот же период высотный профиль концентрации частиц по результатам обращения экспериментальных данных (б)

Функции распределения частиц по размерам, полученные из обращения данных зондирования, усредненные по результатам за июль 1991 г. (рис. 5), дают тот же тип зависимости $n(r)$, что и восстановленные ранее методом обращения измерений $\beta_{\text{зад}}^*(\lambda)$ в г. Томске в условиях возмущенной стратосферы [7]. Это относится к крутизне функций распределения $n(r)$ и их локализованности в субмикронной области размеров частиц. Этот же тип зависимости $n(r)$ дают и данные прямых измерений на высотах до 21 км [8].

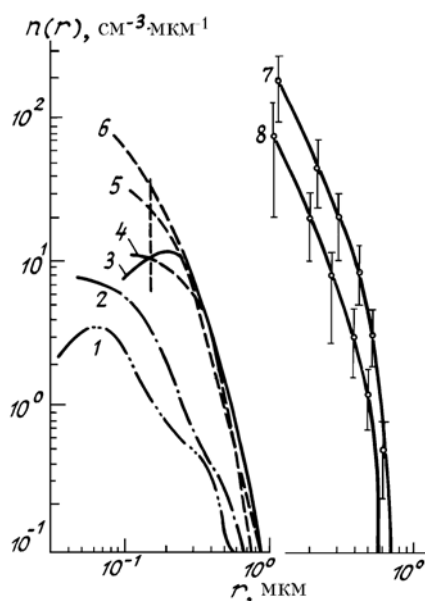


Рис. 5. Примеры функций распределения частиц по размерам по данным работы [8] (прямые измерения) и восстановленных из обращения $\beta_{\text{зад}}^*(\lambda)$: 1 — Bigg, Австралия, 1969–1974 гг.; 2 — Bigg, Вайоминг, США, 1972 г.; 3, 4, 5 — данные работы [8] соответственно для умеренных, северных и тропических широт; 6 — результаты обращения данных зондирования [7], Томск, 1975 г.; 7, 8 — результаты обращения измерений $\beta_{\text{зад}}^*(\lambda)$ (Томск, июль, 1991 г.) на длинах волн 0,353 и 0,532 мкм, усредненные за период проведения эксперимента. Вертикальные отрезки линий — разброс значений относительно среднего (стандартное отклонение)

При восстановлении спектрального хода объемных коэффициентов аэрозольного обратного рассеяния (рис. 6) и объемных коэффициентов аэрозольного рассеяния (рис. 7) мы ограничились диапазоном длин волн 0,308–0,694 мкм. Прогноз оптических характеристик на $\lambda = 0,308$ мкм выполнен с целью получения информации для учета вклада аэрозоля на длине волны зондирования озона. В связи с тем, что с помощью лидаров, использующих генератор на рубине, накоплен большой объем экспериментальной информации, в том числе и в Томске, оценка оптических характеристик на $\lambda = 0,694$ мкм представляет интерес для сравнительного анализа длительных рядов наблюдений. Из рис. 6 видно, что абсолютные значения $\beta_{\text{па}}^*(\lambda)$ за 6 и 8 июля и восстановленные спектральные зависимости этой характеристики за те же дни в целом типичны для условий возмущенной стратосферы. Однако измерения $\beta_{\text{па}}^*(\lambda)$ за 9 июля 1991 г. превышают и модельные данные (кривая 5, рис. 6) и измеренные значения $\beta_{\text{па}}^*(\lambda)$ за 6.07.91 г. в несколько раз. При этом усредненная по результатам обращения за июль 1991 г. спектральная зависимость $\beta_{\text{sc}}(\lambda)$ для верхнего аэрозольного слоя (18 км) достаточно близка к модели Мак-Клатчи [10] для той же высоты (кривые 2 и 4 рис. 7), в то время как для нижнего аэрозольного слоя (высота 16 км) восстановленная зависимость $\beta_{\text{sc}}(\lambda)$ и модель по абсолютной величине существенно различаются (кривые 1 и 3 рис. 7 соответственно). При этом разброс оцениваемых значений $\beta_{\text{sc}}(\lambda)$ очень велик. Последний результат показывает, что использование аэрозольной модели в условиях столь высокой неустойчивости стратосферы может приводить к грубым ошибкам в учете влияния аэрозоля на те или иные процессы.

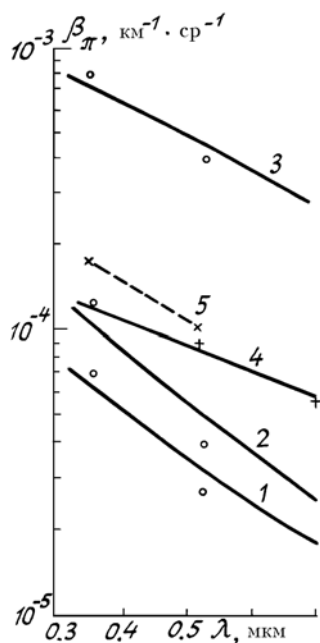


Рис. 6. Спектральный ход объемных коэффициентов аэрозольного обратного рассеяния: 1, 2, 3 – восстановленные методом обратной задачи зависимости $\beta_{\text{па}}^*(\lambda)$ 6, 8 и 9 июля 1991 г. соответственно; 4 – результаты обращения данных 3-частотного зондирования. Томск, 1975 [5]; 5 – оптико-локационная модель [9]

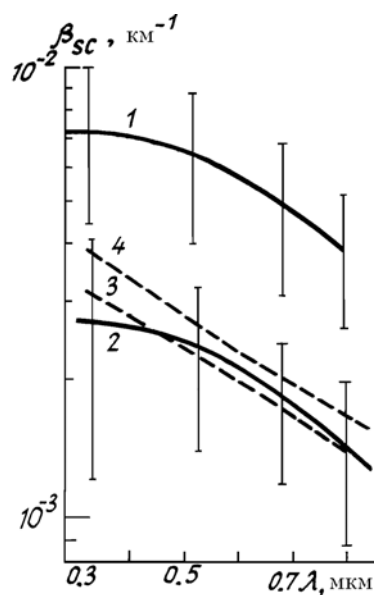


Рис. 7. Средние за июль 1991 г. спектральные зависимости объемных коэффициентов аэрозольного рассеяния $\beta_{\text{sc}}(\lambda)$, восстановленные из обращения $\beta_{\text{па}}^*(\lambda)$: 1 – на высоте 16 км; 2 – на высоте 18 км. Кривые 3, 4 – модель [10] для тех же высот

В заключение отметим, что для повышения точности результатов интерпретации данных лазерного зондирования необходима в первую очередь более точная информация о показателе преломления частиц. В настоящее время подробные результаты большого комплекса исследований по изучению последствий извержения вулкана Пинатубо и состава аэрозольных и газовых выбросов, полученные многими исследовательскими центрами, находятся в стадии обработки или публикации. Получение информации о физико-химических свойствах аэрозольных частиц, поступивших в стратосферу или образовавшихся в стратосфере в процессе преобразований вулканических газов, позволит в дальнейшем провести коррекцию результатов обращения лидарных измерений.

1. Ельников А. В., Маричев В. Н., Шелевой К. Д., Шелефонтьук Д. И. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 4. С. 117–123.
2. Ельников А. В., Кавкьянов С. И., Креков Г. М., Маричев В. Н. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 5. С. 537–540.

3. Чуев Ю. В., Михайлов Ю. Б., Кузьмин В. И. Прогнозирование количественных характеристик и процессов. М.: Сов. радио, 1975. 260 с.
4. Макненко Э. В., Наац И. Э. //Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. № 9. С. 991–994.
5. Зуев В. Е., Макненко Э. В., Наац И. Э. //ДАН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1105–1108.
6. Palmer K. F., Williams D. //Appl. Optics. 1975. V. 14. P. 208–219.
7. Макненко Э. В., Наац И. Э. //Исследование атмосферного аэрозоля методами лазерного зондирования. Новосибирск: Наука, 1980. С. 40–56.
8. Farlow N. H., Ferry G. V. //J. of Geophys. Res. 1979. V. 84. № 2. P. 733–738.
9. Орлов В. М., Самохвалов И. В., Креков Г. М. и др. Сигналы и помехи в лазерной локации. М.: Радио и связь, 1985. 264 с.
10. McClatche R. A., Fenn R. W., Selby J. E. A. et al. Report AFCRL-71-0279. AFCRL., Bedford. 1971. 98 p.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
23 марта 1992 г.

B. D. Belan, A. V. El'nikov, V. V. Zuev, V. E. Zuev, E. V. Makienko, V. N. Marichev. Results of a Study of Optical and Microstructure Characteristics of the Stratospheric Aerosol over Tomsk in Summer 1991 Using a Lidar Data Inversion Technique.

In the course of tropospheric and stratospheric lidar monitoring conducted at IAO SB RAS in Tomsk there was detected a layer of an enhanced aerosol scattering in the low stratosphere and its dynamics was recorded. In this paper an analysis of the synoptic situation during the observation period is presented. Using the inverse problem method a particle size-distribution and the number density of the particulate matter in the layer have been determined from the lidar data obtained at $\lambda_1 = 0,353 \mu\text{m}$ and $\lambda_2 = 0,532 \mu\text{m}$. The coefficients of total aerosol scattering were determined in the spectral interval 0,3 to 0,7 μm .