

## Измерения микроструктурных характеристик фонового и вулканогенного стратосферного аэрозоля на основе многочастотного лазерного зондирования в Томске (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.)

В.Д. Бурлаков<sup>1</sup>, С.И. Долгий<sup>1</sup>, В.В. Зуев<sup>2</sup>, А.П. Макеев<sup>1</sup>,  
**Э.В. Макиенко**<sup>1</sup>, А.В. Невзоров<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

<sup>2</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН  
634055, г. Томск, пр. Академический, 10/3

Поступила в редакцию 21.04.2010 г.

Приводится техническое описание трехчастотного лидара, разработанного для зондирования стратосферного аэрозоля (СА) на длинах волн 355, 532 и 683 нм. Три длины волны зондирования реализуются в одном соосном пучке излучения с использованием одного лазерного источника. Измерены микроструктурные характеристики СА в 2008–2009 гг. в фоновых условиях состояния стратосферы и в условиях ее возмущения взрывными вулканическими извержениями. Рассматриваются также некоторые ранее не опубликованные результаты измерений микроструктурных характеристик СА на длинах волн зондирования 308, 353, 532 и 628 нм в июле 1991 г. и в апреле 1992 г.

*Ключевые слова:* стратосфера, аэрозоль, многочастотный лидар, микроструктурные характеристики аэрозоля; stratosphere, aerosol, multifrequency lidar, microstructural characteristics of aerosols.

### Введение

Стратосферный аэрозоль (СА) играет значительную роль в ряде процессов, воздействующих на радиационно-температурный и химический баланс всей атмосферы. Рассеивая коротковолновое солнечное излучение, частицы СА уменьшают приток солнечной радиации к Земле. Эффект выхолаживания (альbedo-эффект) считается определяющим при увеличении содержания СА. С другой стороны, СА поглощает длинноволновое тепловое излучение Земли, приводя к усилению тепличного эффекта. При изменениях содержания СА изменяется приток солнечной радиации к тропосфере, что ведет к изменениям ее температуры, концентрации водяного пара, облачности и, в конечном итоге, к изменениям всего теплового баланса. Радиационно-температурные изменения зависят в большей степени от размеров аэрозольных частиц и в меньшей степени от их состава и высоты локализации. Показано, что очень маленькие частицы радиусом  $r < 0,05$  мкм и большие частицы ( $r > 1$  мкм) вызывают нагревание поверх-

ности; для частиц промежуточных размеров преобладает альbedo-эффект [1, 2]. Для численного моделирования и прогноза эффектов, вызываемых СА, необходимо знать микроструктурные характеристики СА, распределение частиц по размерам, эффективный радиус и др.

Площадь поверхности аэрозольных частиц является ключевым параметром, определяющим эффективность гетерогенных химических реакций на поверхности сернокислотного СА, в том числе озоноразрушающих реакций. Она может увеличиваться в десятки раз после мощных взрывных вулканических извержений. После извержения вулкана Пинатубо (июнь 1991 г.) для высотного слоя с максимальным содержанием аэрозоля (15–20 км) удельная площадь поверхности аэрозольных частиц в течение примерно трех лет после извержения находилась в пределах  $10\text{--}30$  мкм<sup>2</sup> · см<sup>-3</sup>, тогда как для фоновых условий состояния стратосферного аэрозольного слоя имеет типичные значения  $\sim 1$  мкм<sup>2</sup> · см<sup>-3</sup> [3, 4].

Данные о микроструктурных характеристиках СА получают различными методами наземных, шар-зондовых, самолетных и спутниковых измерений. Наиболее длительные ряды шар-зондовых измерений распределения частиц СА по размерам получены с 1971 г. в Ларамии (41,3° с.ш.; 105,7° з.д.), штат Вайоминг [5], с помощью оптических счетчиков частиц.

\* Владимир Дмитриевич Бурлаков (burakov@iao.ru); Сергей Иванович Долгий (dolgii@iao.ru); Владимир Владимирович Зуев (ref\_zuev@iao.ru); Андрей Павлович Макеев (mar@iao.ru); **Эдуард Васильевич Макиенко**; Алексей Викторович Невзоров (nevzorov@iao.ru)

Большое количество информации о микрофизических параметрах СА в целом получают с помощью разнообразных методов спутниковых измерений. Наиболее распространенным из них является затменный метод, основанный на измерениях прозрачности атмосферы на касательных трассах при восходе и заходе Солнца (Луны или звезд) за горизонт планеты, что позволяет получать спектральный ход высотных коэффициентов аэрозольного ослабления. На основе методов решения обратных задач эти данные используются для определения различных микрофизических параметров СА.

Информацию о рассеивающих свойствах СА на различных длинах волн дает также дистанционный метод многочастотного лазерного зондирования [6]. Последующее применение методов решения обратной задачи [7] позволяет определять микроструктурные характеристики рассеивающих частиц: распределение геометрического сечения частиц по размерам, счетная концентрация, средний радиус частиц и др. Лидарные системы по многочастотному зондированию СА применяются сравнительно редко, что связано с определенными техническими трудностями проведения подобных измерений. Требуется одновременная работа нескольких лазерных источников на различных длинах волн, последующая спектральная селекция и регистрация нескольких лидарных сигналов.

## 1. Аппаратура и методика измерений

В Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения РАН (Томск: 56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) первые эксперименты по трехчастотному зондированию микроструктуры СА были поставлены в 1975 г. [8]. Зондирование осуществлялось на длинах волн 532, 1064 (Nd:YAG-лазер) и 694 нм (лазер на рубине). В дальнейшем осуществлялись эпизодические измерения на различных комбинациях длин волн: 355 (3-я гармоника Nd:YAG-лазера), 532, 1064; 308 и 353 нм (основная частота ХеСl-лазера и 1-я стоксова компонента ее преобразования в водороде на основе эффекта вынужденного комбинационного рассеяния (ВКР)); 628 нм (лазер на парах золота) [9–11]. Использовались в основном двухчастотные схемы зондирования, позволяющие качественно оценить высотные изменения распределения рассеивающих частиц по размерам с помощью параметра Ангстрема [10, 11].

К настоящему времени на Сибирской лидарной станции ИОА СО РАН разработана трехчастотная схема зондирования, работающая на длинах волн 355, 532 и 683 нм — 1-я стоксова компонента ВКР-преобразования излучения на длине волны 532 нм в водороде. Указанные длины волн реализуются в одном соосном пучке излучения с использованием одного лазерного источника. Это значительно упрощает процесс настройки и работы трехчастотного лидара, что позволяет вести измерения в режиме регулярных наблюдений.

Структурная схема разработанного лидара приведена на рис. 1.

Базовым лазером системы является Nd:YAG-лазер — модель LS-2132T-LBO минской фирмы «LOTIS ТП», работающий на длинах волн 532 и 355 нм с частотой следования импульсов генерации 20 Гц при энергии импульсов 100 и 40 мДж соответственно.

Лазерное излучение на длинах волн 355 и 532 нм направляется в ВКР-ячейку. Ячейка изготовлена из трубы (нержавеющая сталь) внутренним диаметром 3 см и длиной 1 м. Необходимая для получения эффекта ВКР-преобразования плотность энергии накачки обеспечивается линзой, которая устанавливается перед ячейкой и фокусирует излучение накачки на ее центр, после ячейки конфокально устанавливается коллимирующая линза. Фокусные расстояния линз 80 см. Излучение на трех длинах волн, реализованное в одном пучке зондирования, направляется в атмосферу поворотным зеркалом. Зеркало установлено на автоматизированный юстировочный узел, разработанный на основе шаговых двигателей с управлением от компьютера. Оптические лидарные сигналы регистрируются приемным телескопом, который разработан по схеме Ньютона на основе зеркала диаметром 0,3 м. К корпусу приемного телескопа пристыкована кювета спектральной селекции, выделяющая оптические сигналы на отдельных длинах волн зондирования. Для регистрации лидарных сигналов используются ФЭУ фирмы Hamamatsu: R7206-01 на длинах волн 532 и 683 нм, R7207-01 на длине волны 355 нм. Регистрация осуществляется в режиме счета импульсов фототока.

Преобразованный в фотоимпульсы тока лидарный сигнал с ФЭУ поступает на широкополосный усилитель и дифференциальный амплитудный дискриминатор. Дискриминатор позволяет регулировать нижний и верхний пороги дискриминации темновых импульсов конкретного образца ФЭУ в условиях реальной фоновой засветки, т.е. выбирать оптимальные пороги дискриминации для повышения отношения сигнал-шум. Сформированные в дискриминаторе импульсы поступают на счетчики фотонов, запускаемые фототранзистором синхронно с лазерным импульсом. Используются двухканальные счетчики с накоплением импульсов в 1024 строках длиной по 100 м каждый, т.е. обеспечивается регистрация сигналов до высот 100 км с пространственным разрешением 100 м. При обработке результатов измерений применяется процедура линейного сглаживания. В результате типичное вертикальное разрешение составляет 400 м до высот 20 км; выше — до высот 30 км—1100 м. Для устранения эффекта насыщения ФЭУ мощным сигналом от ближней зоны зондирования и сокращения динамического диапазона принимаемых лидарных сигналов разработано электронное управление коэффициентом усиления ФЭУ [12].

Определены режимы ВКР-преобразования, обеспечивающие оптимальное соотношение энергетик на трех длинах волн.

На рис. 2 показана зависимость относительных интенсивностей излучения накачки (532 нм), первой стоксовой компоненты ВКР-преобразования (683 нм) и линии 355 нм от давления водорода в ВКР-ячейке.

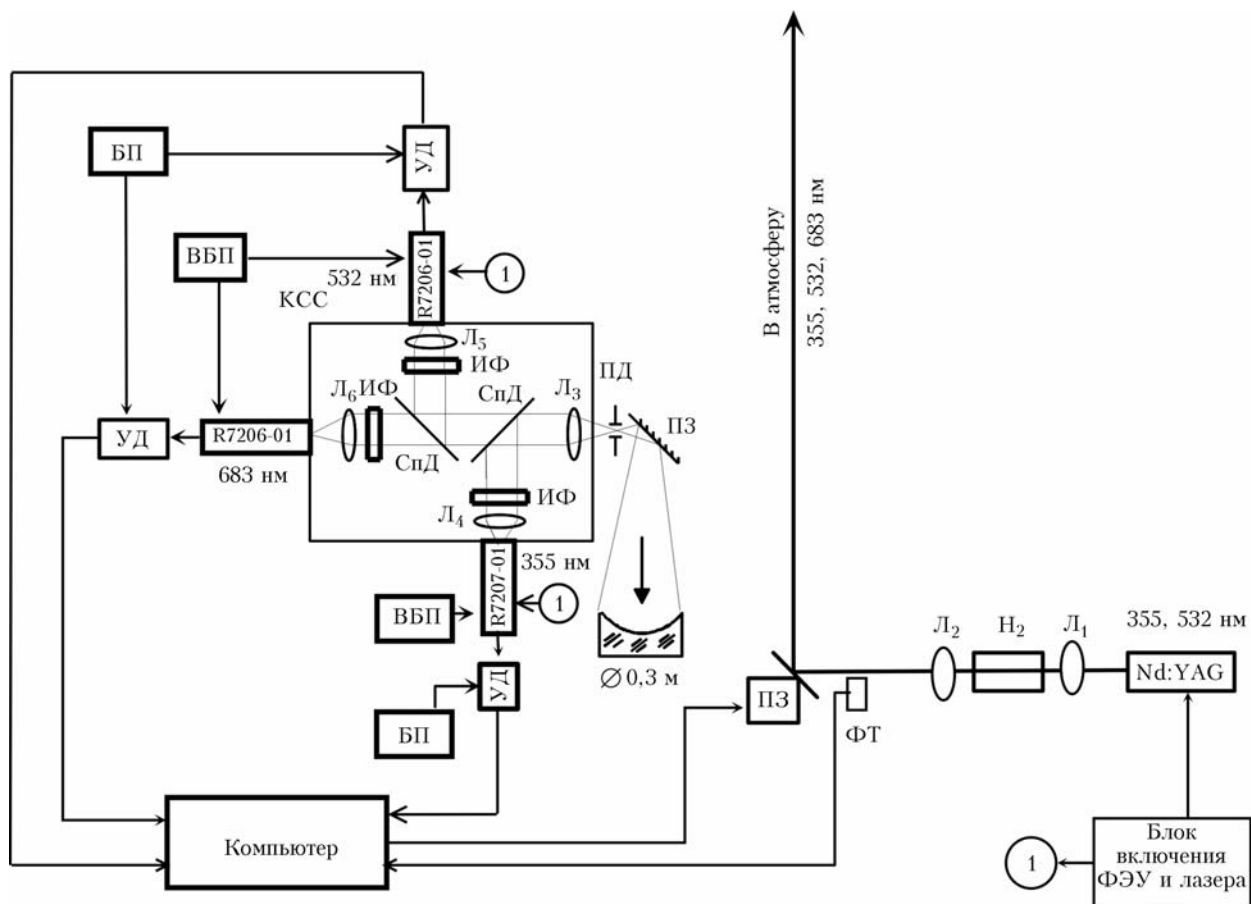


Рис. 1. Структурная схема трехволнового лидара для зондирования стратосферного аэрозоля: Nd:YAG – твердотельный лазер; Н<sub>2</sub> – ячейка ВКР преобразования с водородом; ПЗ – автоматизированное поворотное зеркало; ПД – полевая диафрагма; КСС – ювета спектральной селекции с ФЭУ; Л – линзы; СпД – спектроделители; ИФ – интерференционные фильтры; УД – усилители-дискриминаторы; БП – блоки питания; ВБП – высоковольтные блоки питания; ФТ – фототранзистор запуска счетчика фотонов

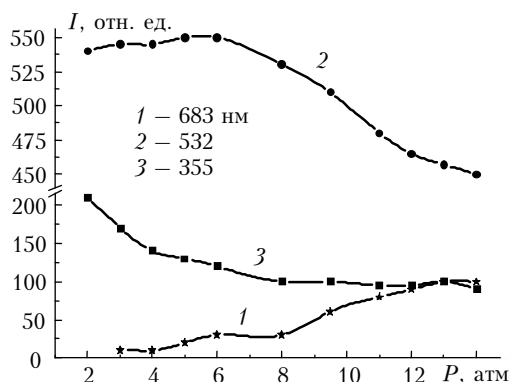


Рис. 2. Зависимость относительных интенсивностей излучения на длинах волн 355, 532 и 683 нм от давления водорода

### Технические характеристики лидарного передатчика

Энергия импульсов излучения:	532 нм – 70 мДж, 355 нм – 25 мДж, 683 нм – 25 мДж
Частота следования импульсов	20 Гц
Расходимость излучения	~ 0,8 мрад

Видно, что для получения оптимального соотношения энергетик на трех длинах волн необходимо рабочее давление водорода в ВКР-ячейке 12 атм и более.

Рис. 3 показывает, что разработанная система позволяет регистрировать лидарные сигналы до высот верхней границы стратосферного аэрозольного слоя ~ 30 км.

Из данных одночастотного зондирования восстанавливаются оптические характеристики стратосферного аэрозольного слоя (САС) в определенном интервале высот  $H$ : вертикальный профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния  $\beta_{\pi}^a(H)$  и отношение рассеяния  $R(H)$  – отношение суммы коэффициентов обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния к последнему. Используется метод калибровки лидарных сигналов по коэффициентам обратного молекулярного рассеяния, который подробно описан в ряде монографий, например [13, 14]. Ошибка лидарных измерений растет с увеличением высоты зондирования в соответствии с уменьшением отношения сигнал-шум на больших высотах. При наших измерениях в интервале высот 10–20 км ошибка измерений  $\beta_{\pi}^a(H)$  и  $R(H)$  изменяется от 3 до 4%, а на высотах 30 км увеличивается до 6,5%.

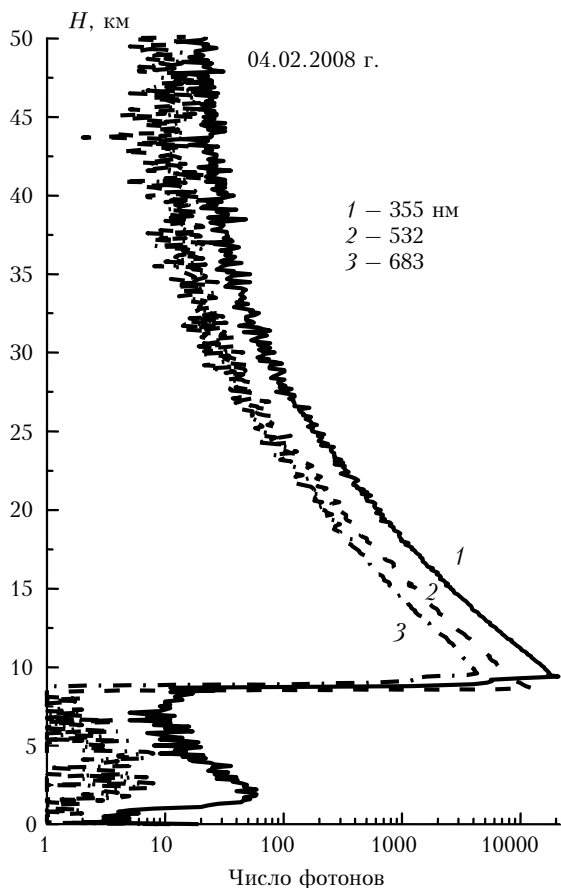


Рис. 3. Лидарные сигналы на трех длинах волн зондирования. До высоты 10 км включено электронное «запирание» ФЭУ

Из данных трехчастотного зондирования уже может быть определена спектральная зависимость коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния. При обращении полученных зависимостей с использованием методов решения обратных задач [7, 8, 15] определяется распределение геометрического сечения частиц по размерам  $s(r) = \pi r^2 n(r)$ , где  $r$  — радиус частиц;  $n(r)$  — функция распределения частиц по размерам. Определяются вертикальные профили интегральных параметров микроструктуры аэрозоля, таких как счетная концентрация частиц  $N, \text{см}^{-3}$ , суммарное геометрическое сечение  $S, \text{мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3}$ , суммарный объем частиц  $V, \text{мкм}^3 \cdot \text{см}^{-3}$ , в единичном рассеивающем объеме на определенном интервале размеров частиц. Применяя методику, предложенную в [16] и численно обоснованную в [17], можно определить также оптические характеристики аэрозоля на различных высотах в стратосфере, в частности спектральные зависимости аэрозольных коэффициентов ослабления  $\beta_{\text{ex}}(\lambda)$  и обратного рассеяния.

Информационные возможности лидара на длинах волн 0,355; 0,532; 0,683 мкм оценивались в численном эксперименте. В связи с малым числом длин волн восстанавливаемые функции распределения  $s(r)$  сильно «заглажены» и не дают представления о деталях спектра размеров частиц, характеризуя микроструктуру аэрозоля в среднем. Кроме того, к силь-

ному «заглаживанию» решения ведет и выбор параметра регуляризации из-за высокой погрешности в исходных данных, в первую очередь на длине волны 0,355 мкм, где погрешность определения  $\beta_{\text{ex}}^{\text{a}}$  возрастает из-за преобладающего вклада молекулярной составляющей в принимаемый сигнал. Это ведет к возрастанию погрешности вблизи границ интервала решения, в данном случае в области размеров частиц радиусами  $r < 0,15$  и  $> 0,5$  мкм. В связи с этим при интерпретации экспериментальных данных мы ограничивались в оценке концентрации частиц  $N(r > r_0)$  значением  $r_0 = 0,15$  мкм. Отметим, что более надежными и достаточными для практических приложений являются оценки суммарного геометрического сечения  $S$  и суммарного объема  $V$  частиц.

## 2. Некоторые результаты измерений в условиях фонового состояния стратосферы и в условиях ее возмущения вулканическими извержениями

Динамика изменений оптических характеристик СА над Томском по данным одночастотного зондирования за период измерений 1986–2008 гг. представлена в многочисленных работах, основные общие результаты можно найти в [18, 19].

В июле 1991 г. и апреле 1992 г. проводились эксперименты по многочастотному зондированию СА на длинах волн 308, 353, 532 и 628 нм. Ослабление сигнала на 308 нм, благодаря поглощению стратосферным озоном, рассчитывалось по данным концентрации озона и сечения поглощения с учетом температурной зависимости. Концентрация озона и температура брались из шар-зондовых измерений. Период измерений характеризовался следующей ситуацией в стратосфере. В июне 1991 г. произошло самое мощное в XX в. извержение влк. Пинатубо. В июле над Томском интенсивно развивались вулканогенные аэрозольные слои на высотах около 15 км; на высотах около 20 км и выше стратосфера оставалась невозмущенной или слабовозмущенной [20]. Максимальное аэрозольное наполнение стратосферы наблюдалось в феврале–марте 1992 г., после чего начался процесс экспоненциального распада вулканогенных аэрозольных слоев вплоть до 1997 г. Результаты измерений приведены на рис. 4.

Спектральная зависимость измеренных коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния для диапазона длин волн 308–628 нм на различных высотах показана на рис. 4, а.

Восстановленное распределение геометрического сечения частиц по размерам на различных высотах в июле 1991 г. и апреле 1992 г. представлено на рис. 4, б. Видно, что в июле 1991 г. аэрозоль первичного выброса на высоте 15 км характеризуется более широким спектром размеров по сравнению с начинающим формироваться в процессе нуклеации вулканогенным аэрозолем на высоте 18 км.

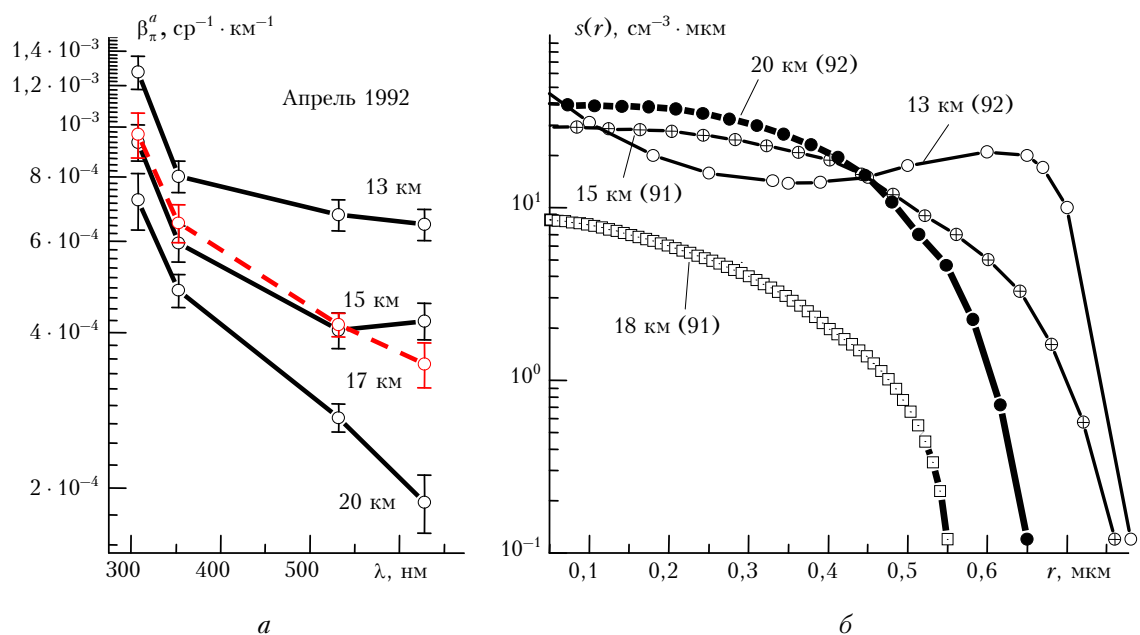


Рис. 4. Данные многочастотного лазерного зондирования: *a* – спектральный ход коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на различных высотах в апреле 1992 г.; *б* – геометрическое сечение частиц по размерам в июле 1991 г. и апреле 1992 г.

В апреле 1992 г. укрупнение аэрозольных частиц вследствие коагуляции и их оседание к границе тропопавзы привели к появлению более сложного бимодального распределения частиц по размерам на высотах 12–13 км с пиком радиусов частиц 2-й моды в области 0,5–0,7 мкм. Этот результат коррелирует с данными прямых шар-зондовых измерений счетной концентрации частиц в Ларами [21], где в период максимального аэрозольного возмущения в декабре 1991 – мае 1992 гг. наблюдалось бимодальное логнормальное распределение частиц по размерам с пиком основной моды в области радиусов 0,05–0,4 и 0,4–0,8 мкм второй моды.

С 1997 г. по сентябрь 2006 г. в глобальной стратосфере, в том числе над Томском, наблюдалось фоновое состояние САС в условиях длительного вулканически спокойного периода с практически нулевым трендом изменений содержания СА за 10 лет [19, 22]. Далее периодически происходили взрывные извержения вулканов: Рабаул (октябрь 2006, Папуа-Новая Гвинея), Окмок и Касаточи (июль – август 2008, Алеутские острова), Редоубт (март – апрель 2009, Аляска), Пик Сарычева (июнь 2009, Курильские острова). Сравнительно с влк. Пинатубо эти извержения были более слабые, и релаксация вулканогенного аэрозоля из стратосферы происходила в течение нескольких месяцев, в среднем около полугода. Поэтому в определенные временные промежутки этого периода наблюдалось и фоновое состояние САС. С начала 2008 г., когда был разработан трехчастотный лидар, была проведена серия измерений на длинах волн зондирования 355, 532 и 683 нм в периоды присутствия вулканогенного аэрозоля в стратосфере и в периоды фонового состояния САС.

На рис. 5, *a* в виде профилей отношения рассеяния  $R(H)$  приведен пример трехчастотного зондирования СА в условиях присутствия следов вулканогенного аэрозоля, образовавшегося после извержений влк. Окмок и Касаточи.

Наблюдаются общее увеличение аэрозольного содержания (фоновые значения  $R(H)$  в нижней стратосфере на длине волны 532 нм  $\sim 1,15$ ) и выраженный аэрозольный слой на высоте около 16 км. На рис. 5, *б* показана восстановленная спектральная зависимость коэффициентов аэрозольного ослабления.

На рис. 6 приведены высотные профили счетной концентрации и суммарного геометрического сечения частиц для той же даты измерений 10 октября. Видно увеличение значений  $N$  и  $S$  на высотах около 16 км, где 10 октября регистрировался аэрозольный слой (см. рис. 5, *a*).

На рис. 7 показано распределение геометрического сечения частиц по размерам для фоновых условий состояния САС в феврале и октябре 2008 г., когда регистрировались аэрозольные слои вулканогенного происхождения, вертикальное распределение которых показано на рис. 5, *a*. На рис. 7 видно увеличение значений  $s(r)$  на всех рассматриваемых высотах в условиях вулканогенного возмущения стратосферы по сравнению с фоновыми условиями февраля 2008 г.

Можно сравнить данные измерений июля 1991 г. (см. рис. 4, *б*) и февраля 2008 г. (рис. 7, *a*) для примерно одинаковых высот измерений: соответственно 15–15 и 18–17 км. Для февраля 2008 г. на всех высотах наблюдается широкое одномодальное распределение частиц по размерам. При этом спектр размеров на всех высотах меньше размеров частиц в июле 1991 г.

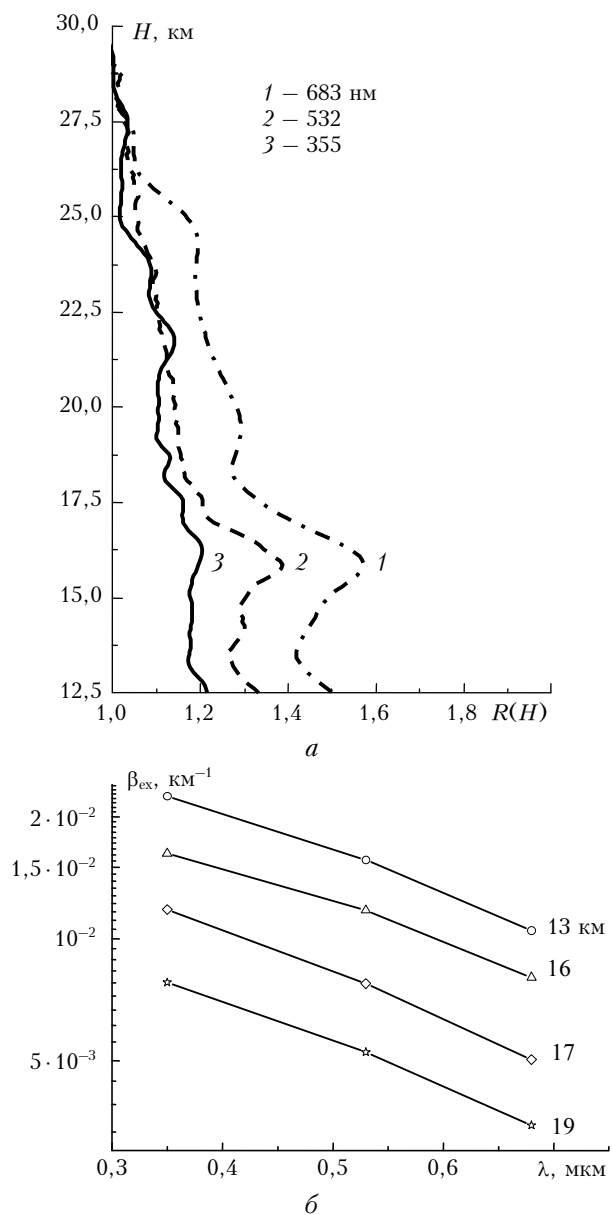


Рис. 5. Высотные профили отношения рассеяния (а) и спектральная зависимость коэффициентов аэрозольного ослабления на различных высотах (б) по данным измерений 10 октября 2008 г.

В процессе коагуляции и седиментации аэрозольные частицы скапливаются в нижней стратосфере, на высоте 12 км, где наибольшие значения  $s(r)$ . Сами функции распределения  $s(r)$  и спектр размеров частиц на высотах 15–17 км в фоновых условиях длительного вулканически спокойного периода для февраля 2008 г. меньше, чем для этих высот в июле 1991 г.

С января 2009 г. в стратосфере вновь наблюдалось фоновое содержание СА. На рис. 8 представлены результаты восстановления микроструктурных характеристик стратосферного аэрозоля по данным трехчастотного зондирования 15 января 2009 г.

Видно, что все характеристики имеют значения меньше, чем в октябре 2008 г., когда наблюдались

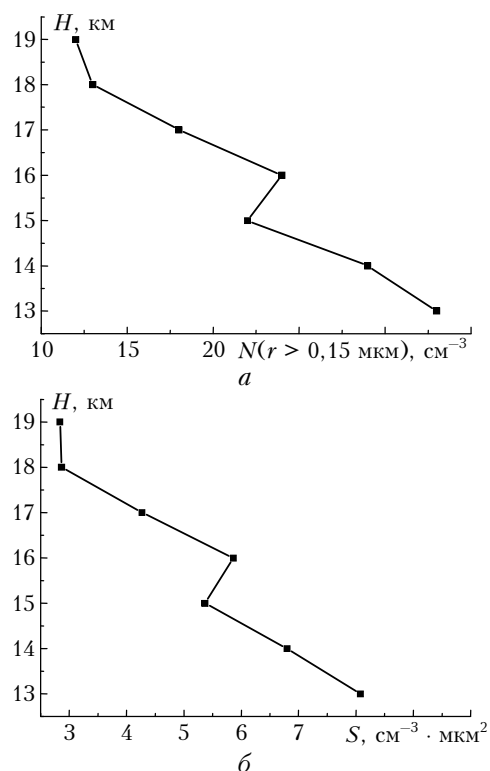


Рис. 6. Высотные профили счетной концентрации (а) и суммарного геометрического сечения частиц (б), восстановленные по данным лазерного зондирования на длинах волн 355, 532 и 683 нм (10 октября 2008 г.)

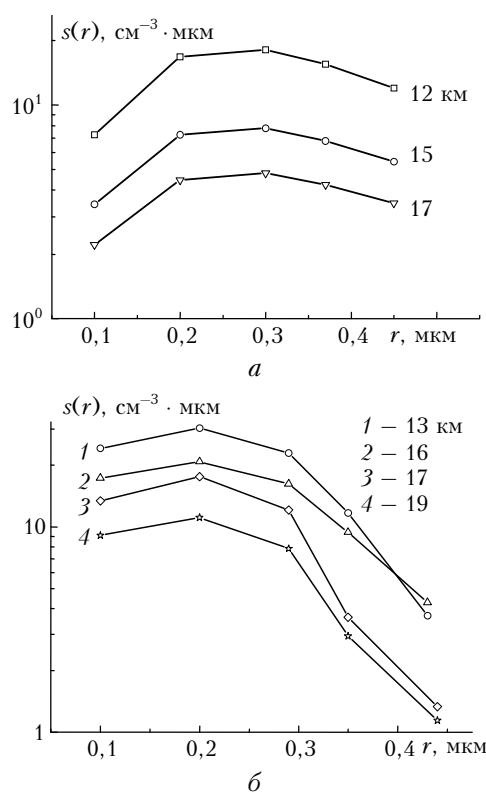


Рис. 7. Геометрическое сечение частиц по размерам 04.02.2008 г. (а) и 10.10.2008 г. (б), восстановленное по данным трехчастотного лазерного зондирования для различных высот

следы вулканогенного аэрозоля, и даже меньше, чем в фоновых условиях февраля 2008 г. Для фоновых условий счетная концентрация частиц радиусом более 0,15 мкм  $N(r > 0,15) \text{ см}^{-3}$  составляет 1–5  $\text{см}^{-3}$  на высотах 16 км и более (рис. 8, *а*), а в условиях вулканического возмущения стратосферы в районе максимума слоя вулканогенного аэрозоля ~16 км концентрация частиц значительно больше: ~20  $\text{см}^{-3}$  (см. рис. 6, *а*). Значения  $S(H)$ , которая характеризует удельную площадь поверхности рассеивающих аэрозольных частиц, для фоновых условий января 2009 г. заключаются в пределах 0,5–3,5  $\text{мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3}$  (рис. 8, *в*), а в условиях присутствия вулканогенного аэрозоля в октябре 2008 г. они находятся в пределах 3–8  $\text{мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3}$  (см. рис. 6, *б*).

В целом результаты наших измерений микроструктуры СА с учетом регионов и периодов измерений согласуются с данными других лидарных и спутниковых наблюдений [3, 4, 23, 24]. Так, в работе [23] рассматривается ансамбль данных измерений микроструктуры СА спутниковыми приборами SAGE III и HALOE в фоновый период 2002–2003 гг. Измерения проводились одновременно в одних районах земного шара. Рассматривалось 45 профилей коэффициента аэрозольного ослабления в высотном диапазоне 16–24 км. Приведенные данные коррелируют с нашими измерениями для условий фонового состояния САС. Приводимые в [23] значения общей площади поверхности аэрозольных частиц  $S$  уменьшаются от 1,2–1,6  $\text{мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3}$  на высотах 16 км до 0,4–0,8  $\text{мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3}$  на высотах 24 км. В наших измерениях фонового периода января 2009 г. (рис. 8, *в*) эта величина на высоте 16 км ~1,4, а на высоте 21 км ~0,4  $\text{мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3}$ , т.е. находится в том же коридоре значений, что и при спутниковых измерениях.

## Заключение

Разработан лидар для зондирования оптических и микроструктурных характеристик стратосферного аэрозоля на длинах волн 355, 532 и 683 нм. Три длины волны зондирования реализуются в одном соосном пучке излучения с использованием одного лазерного источника. Это значительно упрощает процесс настройки и работы трехчастотного лидара по сравнению с лидарами на основе нескольких лазерных источников.

С использованием разработанного лидара начаты измерения микроструктурных характеристик стратосферного аэрозоля, как в фоновых условиях состояния стратосферы, так и в условиях ее возмущения взрывными вулканическими извержениями.

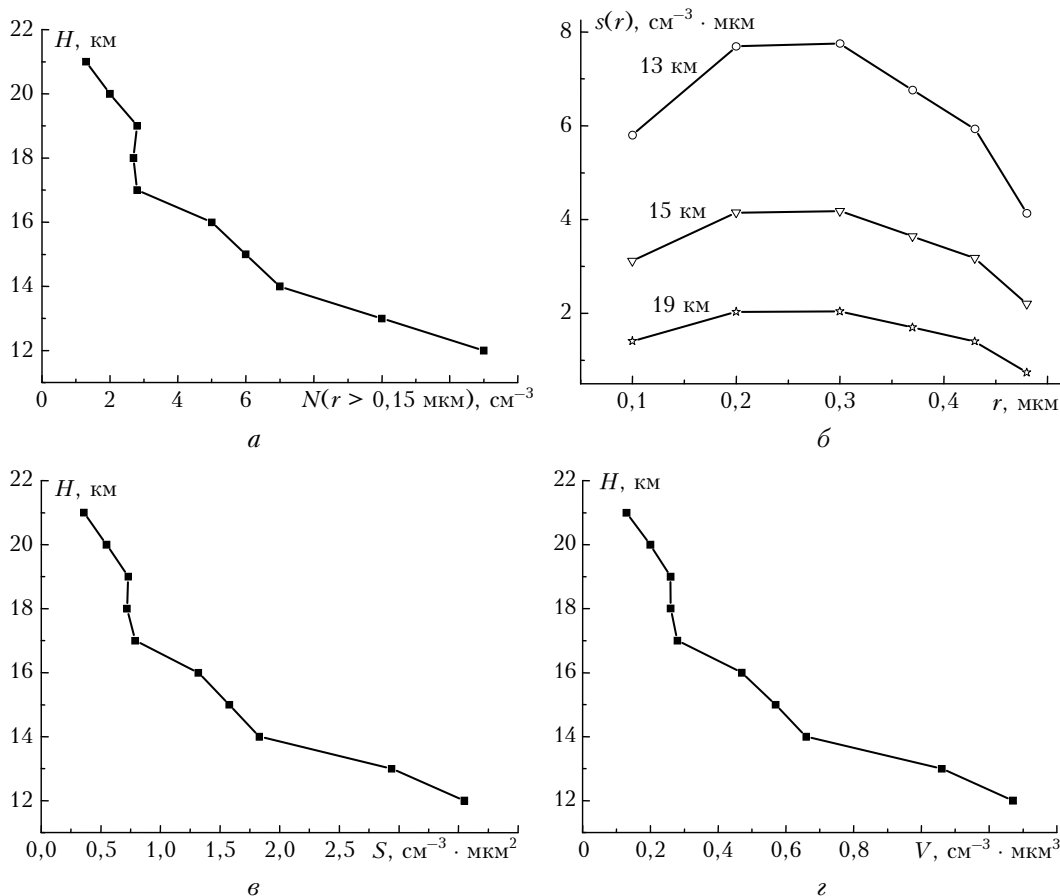


Рис. 8. Микроструктурные характеристики стратосферного аэрозоля, восстановленные для фоновых условий 15 января 2009 г.: *а* – счетная концентрация частиц; *б* – распределение геометрического сечения частиц по размерам на разных высотах; *в* – удельное суммарное геометрическое сечение; *г* – удельный суммарный объем частиц

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки (гос. контракт № 02.740.11.0674) и Президиума СО РАН (интеграционный проект № 2).

1. Coakley J.A., Grams G. Relative influence of visible and infrared optical properties of a stratospheric aerosol layer on the global climate // *J. Appl. Meteorol.* 1976. V. 15, N 4. P. 679–691.
2. Lacis A., Hansen J., Sato M. Climate forcing by stratospheric aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19, N 15. P. 1607–1610.
3. Ansmann A., Mattis I., Wandinger U., Wagner F., Reichardt J., Deshler T. Evolution of the Pinatubo aerosol: Raman lidar observations of particle optical depth, effective radius, mass, and surface area over Central Europe at 53.4° N // *J. Atmos. Sci.* 1997. V. 54, N 22. P. 2630–2641.
4. Thomason L.W., Poole L.R., Deshler T.A. A global climatology of stratospheric aerosol surface area density deduced from SACE II measurements // *J. Geophys. Res. D.* 1997. V. 102, N 7. P. 8967–8976.
5. Deshler T., Hervig M.E., Hofmann D.J., Rosen J.M., Liley J.B. Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41° N), using balloon-borne instruments // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108, N 5. P. 4/1–4/13.
6. Наац И.Э. Теория многочастотного лазерного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1980. 157 с.
7. Наац И.Э. Некорректные обратные задачи лазерного зондирования атмосферных аэрозолей // Дистанционные методы исследования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1980. С. 41–89.
8. Зуев В.Е., Козлов Н.В., Макиенко Э.В., Наац И.Э., Самохвалов И.В. Некоторые результаты по лазерному зондированию микроструктуры стратосферного аэрозоля трехчастотным лидаром // *Изв. АН СССР. Сер. Физ. атмосфер. и океана.* 1977. Т. 13, № 6. С. 648–654.
9. Белан Б.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Зуев В.Е., Макиенко Э.В., Маричев В.Н. Результаты исследования оптических и микроструктурных характеристик стратосферного аэрозоля методом обращения лидарных измерений в г. Томске летом 1991 г. // *Оптика атмосфер. и океана.* 1992. Т. 5, № 6. С. 593–601.
10. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д., Гришаев М.В., Правдин В.Л. Лазерное зондирование стратосферного аэрозоля на длинах волн 532 и 1064 нм по программам SATOR и LITE в 1994 г. // *Оптика атмосфер. и океана.* 1995. Т. 8, № 10. С. 1496–1500.
11. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Аномальное аэрозольное рассеяние в атмосфере над Томском в осенне-зимний период 2006/07 г. // *Оптика атмосфер. и океана.* 2007. Т. 20, № 6. С. 524–530.
12. Правдин В.Л., Зуев В.В., Невзоров А.В. Электронное управление коэффициентом усиления ФЭУ при регистрации лидарных сигналов с большим динамическим диапазоном в режиме счета фотонов // *Оптика атмосфер. и океана.* 1996. Т. 9, № 12. С. 1612–1614.
13. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
14. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы / Под общ. ред. В.В. Зуева. Томск: РАСКО, 2002. 352 с.
15. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных обратных задач. М.: Наука, 1974. 203 с.
16. Зуев В.Е., Макиенко Э.В., Наац И.Э. Определение оптических свойств стратосферных аэрозолей наземными лидарами // *Докл. АН СССР.* 1982. Т. 265, № 5. С. 1105–1108.
17. Макиенко Э.В., Наац И.Э. Определение оптических характеристик стратосферного аэрозоля методом многочастотного лазерного зондирования // *Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана.* 1983. Т. 19, № 9. С. 991–994.
18. Зуев В.В., Баженов О.Е., Бурлаков В.Д., Невзоров А.В. Долговременные тренды, сезонные и аномальные кратковременные изменения фонового стратосферного аэрозоля // *Оптика атмосфер. и океана.* 2008. Т. 21, № 1. С. 42–47.
19. Зуев В.В., Балин Ю.С., Букин О.А., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Кабашиников В.П., Невзоров А.В., Осипенко Ф.П., Павлов А.Н., Пеннер Н.Э., Самойлова С.В., Столярчук С.Ю., Чайковский А.П., Шмирко К.А. Результаты совместных лидарных наблюдений аэрозольных возмущений стратосферы на станциях сети CIS-LiNet в 2008 г. // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22, № 5. С. 450–456.
20. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н., Правдин В.Л. Следы извержения вулкана Пинатубо в стратосфере над Западной Сибирью (Томск, 56° с.ш.) // *Оптика атмосфер. и океана.* 1992. Т. 5, № 6. С. 602–604.
21. Jäger H., Deshler T. Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions for stratospheric aerosols based on midlatitude balloonborne size distribution measurements // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29, N 19. 1929. doi: 10.1029/2002GL015609.
22. Deshler T., Anderson-Sprecher R., Jäger H., Barnes J., Hofmann D.J., Clemensha B., Simonich D., Osborn M., Grainger R.G., Godin-Beekmann S. Trends in the non-volcanic component of stratospheric aerosol over period 1971–2004 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111, D01201, doi: 10.1029/2005JD006086
23. Виролайнен Я.А., Тимофеев Ю.М., Поляков А.В., Стил Х., Ньючерч М. Анализ решения обратной задачи восстановления микроструктуры стратосферного аэрозоля по спутниковым измерениям // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2006. Т. 42, № 6. С. 816–829.
24. Чайка А.М., Тимофеев Ю.М., Поляков А.В. Интегральные микрофизические параметры фонового стратосферного аэрозоля в 2002–2005 гг. (спутниковый эксперимент с аппаратурой SAGE III) // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2008. Т. 44, № 2. С. 206–220.

V.D. Burlakov, S.I. Dolgii, V.V. Zuev, A.P. Makeev, E.V. Makienko, A.V. Nevzorov. **Measurements of microstructure characteristics of background and volcanic stratospheric aerosol on the basis of multifrequency laser sensing in Tomsk (56.5° N; 85.0° E).**

We present the technical description of the three-frequency lidar, developed for sensing of the stratospheric aerosol (SA) at wavelengths of 355, 532, and 683 nm. The three sensing wavelengths are realized in one coaxial beam of radiation, using one laser source. The SA microstructure characteristics in 2008–2009 were measured, both under background conditions of stratosphere, and under conditions of its perturbation by explosive volcanic eruptions. Also, we consider certain still unpublished measurements of the SA microstructure characteristics at sensing wavelengths of 308, 353, 532, and 628 nm in July, 1991 and in April, 1992.