

Развитие технологий лазерного зондирования атмосферы

Г.Г. Матвиенко, В.А. Банах, С.М. Бобровников, В.Д. Бурлаков,
В.В. Веретенников, Б.В. Кауль, Г.М. Креков, В.Н. Маричев*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 6.07.2009 г.

Дается анализ развития лидарных методов исследования атмосферы, выполненных за последние годы в Институте оптики атмосферы. На основе разработки оригинального двойного монохроматора в приемной системе лидара показана эффективность чисто вращательного спектра спонтанного комбинационного рассеяния для детектирования профилей температуры, включая облачные слои. Описан новый доплеровский метод (аккумуляции спектров), обеспечивающий оценку не только профиля скорости ветра, но и турбулентности. Рассмотрены новые методики изучения облачных сред с использованием угловых свойств интенсивности многократного рассеяния и поляризационных характеристик лидарных сигналов. Комплексование ряда методик реализовано в многолетних лидарных исследованиях стратосферной динамики и изменения ее состава под действием природных и техногенных факторов. Представлен новый теоретический подход для разработки и создания экспериментальных образцов лидаров с фемтосекундными лазерами для определения микрофизических параметров атмосферного аэрозоля.

Ключевые слова: лидар, атмосфера, рассеяние, обратная задача; lidar, atmosphere, scattering, inverse problem.

Изучение атмосферы без применения дистанционных технологий представляется весьма затруднительным. Среди дистанционных технологий важное место занимают лазерные методы зондирования, разрабатываемые с момента изобретения лазера в 1961 г. Лидары (лазерные локаторы) используют различные эффекты взаимодействия световых импульсов с атмосферной средой и показали высокую эффективность при определении физических характеристик (температура, давление, ветер), а также содержания взвешенных частиц и газовых примесей от поверхности земли до высот 80–100 км [1]. При этом возможности лидаров обеспечивают изучение атмосферных процессов в масштабах от нескольких кубических метров и нескольких секунд до глобальных с многолетними рядами данных.

С первых лет образования Института оптики атмосферы лидарной тематике уделялось приоритетное внимание. Его результатом стало быстрое появление ряда образцов лидаров, реализующих различные явления взаимодействия лазерного излучения с атмосферой, предназначенных для стационарного, мобильного, корабельного, самолетного и космического размещения [2]. Последующие годы ознаменовались существенным развитием методов

лазерного зондирования и разработкой новых лидарных систем. В настоящем обзоре дается краткое описание новых лидарных реализаций и созданных лидарных технологий.

1. Лазерное зондирование атмосферы с использованием явления комбинационного рассеяния

Эффект спонтанного комбинационного рассеяния (СКР) может быть представлен как процесс неупругого соударения фотона с молекулой вещества, при котором изменяется как состояние молекулы, так и энергия, а следовательно, и частота фотона. В результате такого взаимодействия в спектре рассеянного излучения появляются линии и полосы, частотный сдвиг которых относительно линии возбуждающего излучения определяется структурой энергетических уровней рассеивающей молекулы. Вид спектра СКР определяется неповторимой комбинацией разрешенных переходов между возможными вращательными и колебательно-вращательными состояниями и является уникальным для каждой молекулы. Уникальность положения Q-ветви колебательно-вращательного спектра СКР молекул одного сорта позволяет проводить дистанционное определение состава атмосферы на основе анализа оптического спектра лидарного отклика. Лидарные отклики, обусловленные комбинационным рассеянием на основных газовых компонентах атмосферы (азот, кислород, водяной пар), могут быть использованы для дистанционного определения оптических и термодинамических параметров атмосферы [3, 4].

* Геннадий Григорьевич Матвиенко (magg@iao.ru); Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Сергей Михайлович Бобровников (bsm@iao.ru); Владимир Дмитриевич Бурлаков (burakov@iao.ru); Виктор Васильевич Веретенников (vvv@iao.ru); Бруно Валентинович Кауль (kaul@iao.ru); Георгий Михайлович Креков (gm@iao.ru); Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru).

На рис. 1 представлен спектр комбинационного рассеяния чистой (не загрязненной) атмосферы при возбуждении четвертой гармоникой Nd:YAG-лазера (266 нм).

В непосредственной близости от линии возбуждающего излучения расположен чисто вращательный спектр СКР.

Как известно, в условиях термодинамического равновесия населенность уровней вращательной энергии молекул атмосферного азота и кислорода подчиняется больцмановскому распределению. Поскольку средняя энергия кванта вращательной энергии молекул сравнима с энергией теплового кванта (kT), то изменение температуры приводит к заметному перераспределению населенностей вращательных уровней и, следовательно, интенсивностей линий вращательных спектров. При этом для азота интенсивность линий с вращательным квантовым числом J меньше 10 падает с ростом температуры, тогда как интенсивность линий с J больше 10 возрастает. Отношение интенсивностей линий или участков спектра, лежащих по разные стороны от линии с номером $J = 10$, есть однозначная функция температуры.

Для практической реализации метода необходимо выделить два участка чисто вращательного спектра СКР на молекулах азота и кислорода из лидарных откликов и взять их отношение. Однако проблема технической реализации состоит в том, что интенсивность лидарных сигналов СКР на 5–6 порядков ниже интенсивности сигналов аэрозольного рассеяния, происходящего на частоте зондирующего излучения. Для того чтобы осуществить прецизионные измерения отношения сигналов СКР, необходимо обеспечить подавление линии несмещенного рассеяния на 7–8 порядков. При этом

спектральное расстояние между линиями возбуждающего излучения и комбинационного рассеяния составляет $20\text{--}30\text{ см}^{-1}$. Такая задача не может быть в полной мере решена применением стандартных средств спектральной селекции и требует разработки специальных спектроскопических устройств выделения спектров СКР и подавления линии несмещенного рассеяния.

В Институте оптики атмосферы СО РАН на протяжении более 30 лет ведется разработка метода дистанционного определения температуры атмосферы по чисто вращательным спектрам СКР. Был разработан оригинальный способ выделения сигналов и надежного подавления линии несмещенного рассеяния за счет использования оригинального двойного монохроматора с дифракционными решетками и специальными блоками моноволоконных световодов, осуществляющих алгоритм спектрального разделения сигналов СКР и аэрозольного рассеяния [3]. Несколько таких устройств было внедрено в лидарные системы исследовательских центров Германии, Швейцарии, Южной Кореи, Китая (Тайвань) [5–7]. Некоторые результаты лидарных измерений профилей температуры, полученные с использованием описанной методики, представлены на рис. 2.

Как показывают эксперименты, надежное подавление помехи аэрозольного рассеяния позволяет делать оценки температуры как внутри кристаллических облаков верхнего яруса (цирус), так и на нижней границе плотных облаков нижнего яруса.

Другим важнейшим параметром атмосферы является влажность – содержание водяного пара. Применение эффекта СКР позволяет проводить дистанционное определение отношения смеси для водяного пара до высот 8–10 км [8]. При этом

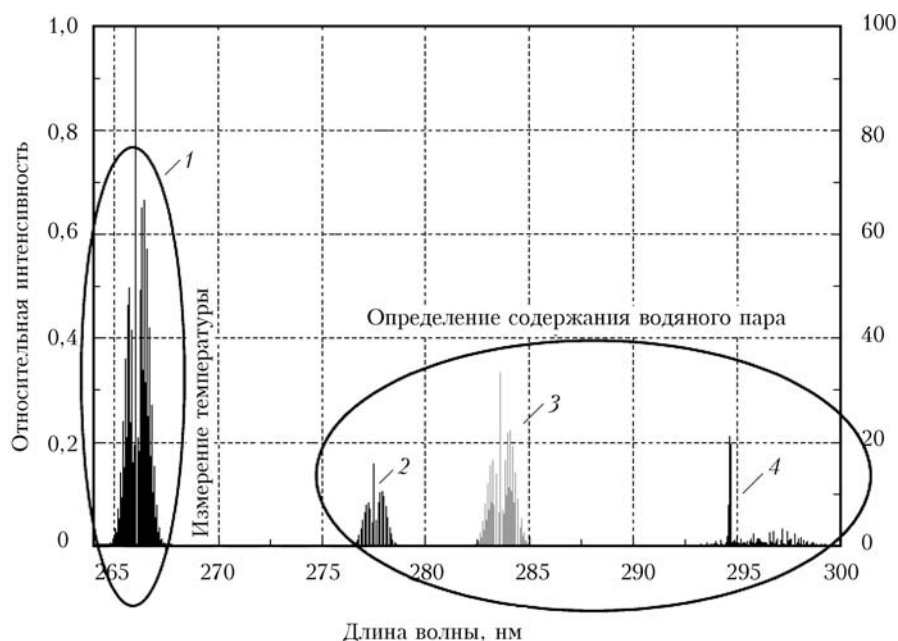


Рис. 1. Спектр комбинационного рассеяния чистой (не загрязненной) атмосферы при возбуждении четвертой гармоникой Nd:YAG-лазера (266 нм): чисто вращательный спектр N_2 и O_2 (1); колебательно-вращательные спектры O_2 (2), N_2 (3), H_2O (4)

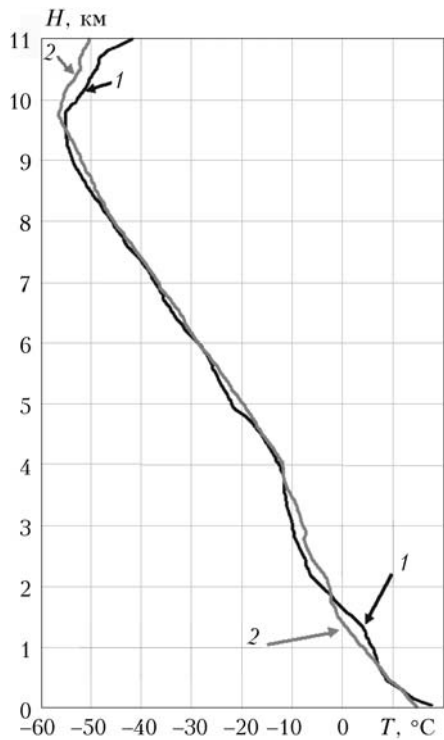


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры атмосферы, полученное с помощью СКР-лидара (1) и радиозонда (2)

профиль парциального давления водяного пара определяется из отношения СКР-лидарного откли-

ка водяного пара к СКР-лидарному отклику азота в каждой точке трассы зондирования. Принцип относительных измерений обеспечивает высокую устойчивость метода к влиянию аппаратурных и атмосферных факторов на точность определения влажности.

В последние годы сотрудниками ИОА и политехнического университета г. Лозанна по заказу метеослужбы Швейцарии был разработан СКР-метеолидар, позволяющий проводить одновременное дистанционное определение температуры и влажности атмосферы. При этом возможно определение содержания водяного пара днем до высот 6–7 км. Этот результат был достигнут благодаря использованию оригинальных технических решений в конструкции лидара (рис. 3).

На рис. 4 приведены результаты сравнения данных зондирования СКР-метеолидаром и радиозондами двух типов. Видно хорошее совпадение значений отношения смеси, полученных тремя независимыми способами.

Очевидно, что лидарные методы на основе эффекта спонтанного комбинационного рассеяния, несмотря на серьезные трудности, возникающие на пути их технической реализации, занимают достойное место среди прочих методов лазерного зондирования. Метод измерения температуры по распределению интенсивностей линий чисто вращательного спектра СКР на молекулах азота и кислорода в настоящее время является практически безальтернативным.

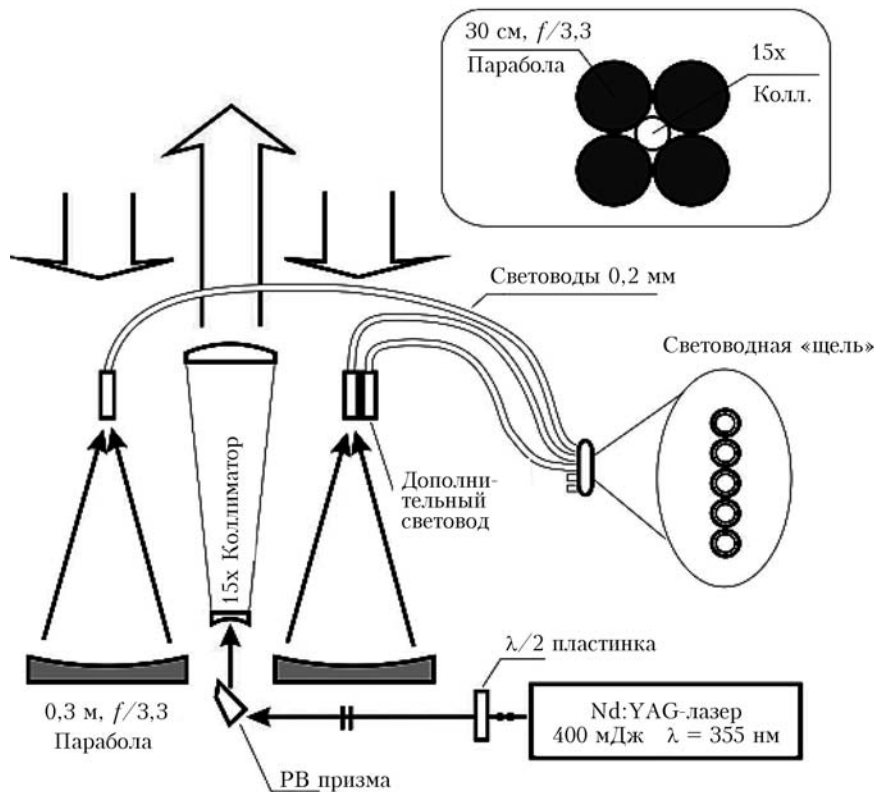


Рис. 3. Оптическая схема СКР-лидара для дистанционного определения температуры и влажности атмосферы, созданного по заказу метеослужбы Швейцарии при участии сотрудников ИОА

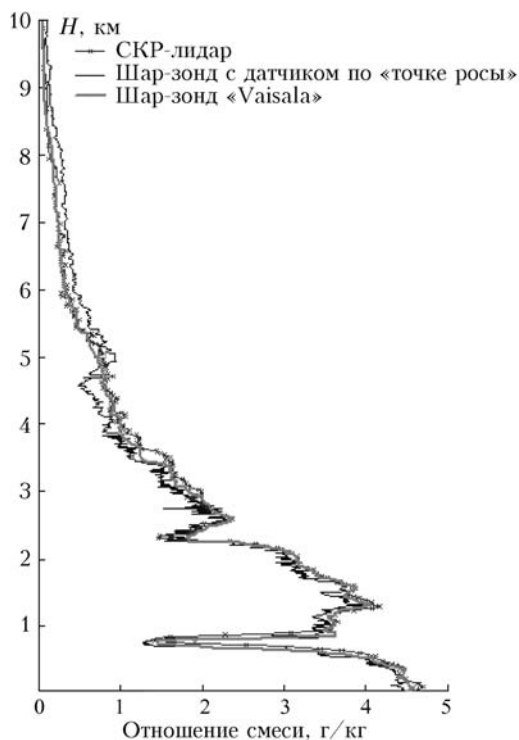


Рис. 4. Сравнение данных зондирования СКР-метеолидаром и радиозондами

Метод измерения влажности по отношению интенсивностей Q -ветвей колебательно-вращательных спектров СКР водяного пара и азота является достаточно простым и распространенным способом дистанционного определения парциального давления газообразной воды в атмосфере. Все большее распространение получает идея использования эффекта СКР для разделения аэрозольной и молекулярной компонент рассеяния при лидарных измерениях оптических параметров атмосферы. Появление новых источников излучения в сочетании с высокими достижениями в области матричных фотодетекторов выводит на качественно новый уровень системы дистанционного газоанализа, использующие эффект СКР. Преимуществом таких систем является возможность одновременного обнаружения нескольких загрязняющих компонентов.

Очевидно, что успехи в развитии лидарных методов на основе эффекта СКР во многом определяются прогрессом в области лазерных и оптоэлектронных технологий.

2. Доплеровские лидарные методы

В дистанционных исследованиях атмосферных динамических процессов широко используются когерентные доплеровские лидары, позволяющие получать оценку радиальной компоненты скорости ветра $V_r = \mathbf{V} \cdot \mathbf{S}$, т.е. проекции вектора скорости ветра $\mathbf{V} = \{V_x, V_y, V_z\}$ на ось зондирующего пучка ($\mathbf{S} = \{\sin\varphi, \cos\varphi\cos\theta, \cos\varphi\sin\theta\}$, φ – угол места и θ – азимутальный угол). Оценка радиальной скорости осуществляется по доплеровскому сдвигу частоты f_D лазерного излучения, рассеянного в обратном

направлении аэрозольными частицами, движущимися с ветровым потоком, по формуле Доплера $V_r = f_D \lambda / 2$, где λ – длина волны. Чтобы определить скорость и направление ветра, требуется осуществлять коническое сканирование зондирующим пучком вокруг вертикальной оси.

Традиционный метод определения \mathbf{V} из данных сканирующего лидара заключается в получении массива оценок радиальных скоростей ветра $\hat{V}_r(\theta_i)$ по исходным данным, полученным под разными азимутальными углами θ_i , и в подгонке этого массива к синусоидальной зависимости $V_r(\theta_i) = \mathbf{V} \cdot \mathbf{S}(\theta_i)$ методом наименьших квадратов. Данный подход применим лишь при достаточно высоком отношении сигнал-шум SNR. В [9–11] предложен новый метод (аккумуляции спектров), позволяющий существенно расширить возможности измерения скорости и направления ветра доплеровскими лидарами при низких SNR.

Суть метода заключается в том, что вместо оценивания радиальных скоростей $\hat{V}_r(\theta_i)$ из каждого измеренного доплеровского спектра $W_i(f)$ и последующего определения \mathbf{V} рассчитывается функция

$$F(\mathbf{V}) = n^{-1} \sum_{i=1}^n W_i(\mathbf{S}(\theta_i) \mathbf{V} \cdot 2 / \lambda)$$

и по ее максимуму находится вектор скорости ветра \mathbf{V} , где n – число измеренных спектров. Благодаря осуществляемому методом накоплению спектров, удается подавлять их шумовую составляющую и определять скорость и направление ветра при очень низких SNR. Данный метод может быть успешно применен для измерения профилей ветра из космоса на больших высотах, когда SNR невелико [9]. Рис. 5 иллюстрирует возможности метода.

Наряду с оценкой вектора скорости ветра данные измерений радиальной скорости когерентными доплеровскими лидарами используются для определения параметров ветровой турбулентности [12–15]. В частности, в работах [16, 17] предложены методы восстановления высотных профилей дисперсии скорости ветра $\sigma_v^2(H)$, скорости диссипации кинетической энергии турбулентности $\epsilon(H)$ и интегрального масштаба турбулентности $L_V(H)$ из измерений скорости ветра импульсными доплеровскими лидарами. Методы основаны на оценке на разных высотах H из лидарных данных дисперсии $\sigma_D^2 = \langle \hat{V}_r'^2 \rangle$, продольной

$$D_L(R_1 - R_2) = \langle [\hat{V}_r'(R_1, \varphi) - \hat{V}_r'(R_2, \varphi)]^2 \rangle$$

и поперечной

$$D_T(\varphi_1 - \varphi_2) = \langle [\hat{V}_r'(R, \varphi_1) - \hat{V}_r'(R, \varphi_2)]^2 \rangle$$

пространственных структурных функций радиальной скорости ветра, где R – расстояние от лидара до центра зондируемого объема, $\hat{V}_r' = \hat{V}_r - \langle \hat{V}_r \rangle$, и ширины доплеровского спектра σ_s . Использование процедуры подгонки экспериментальных данных

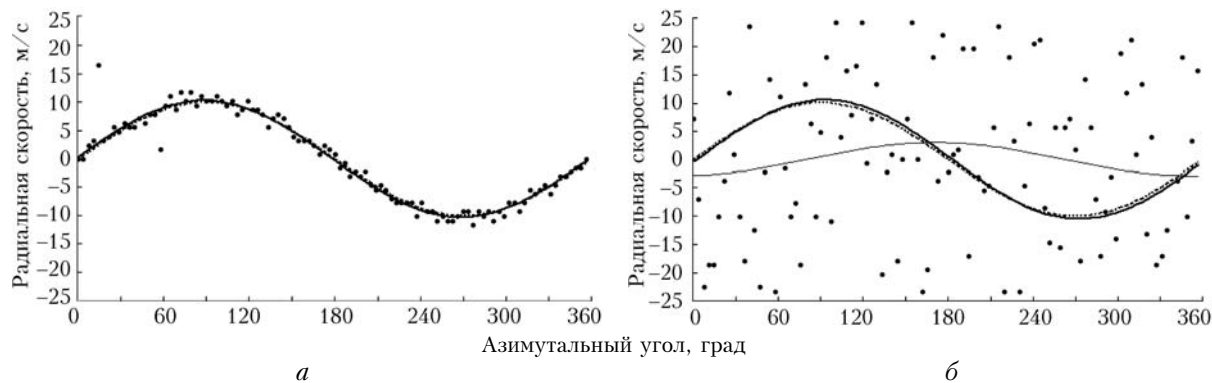


Рис. 5. Зависимость радиальной скорости ветра от азимутального угла сканирования, полученная из моделируемых исходных данных доплеровского лидара при SNR = 0 дБ (а) и -20 дБ (б). Штриховой кривой показана истинная зависимость $V_r(\theta_i)$. Точки – одиночные оценки $\hat{V}_r(\theta_i)$. Тонкая сплошная кривая – результат применения процедуры подгонки этих оценок к $\mathbf{V} \cdot \mathbf{S}(\theta_i)$ методом наименьших квадратов. Жирная кривая – результат расчета по формуле $\hat{V}_r(\theta_i) = \hat{\mathbf{V}} \cdot \mathbf{S}(\theta_i)$, где оценка вектора скорости ветра $\hat{\mathbf{V}}$ определена по максимуму функции $F(\mathbf{V})$

для этих характеристик к теоретическим зависимостям позволяет оценить параметры σ_V^2 , ϵ и L_V . Формулы для σ_D^2 , σ_s , D_L и D_T , учитывающие пространственную фильтрацию турбулентных вариаций скорости ветра в пределах зондируемого объема, получены в [16, 17] для модели Кармана [18] ветровой турбулентности.

Апробация методов в натуральных экспериментах проводилась в рамках научной кооперации между Институтом оптики атмосферы и Институтом физики атмосферы Немецкого авиакосмического центра (г. Оберпфаффенхофен). Примеры восстановления высотных профилей параметров турбулентности приведены на рис. 6.

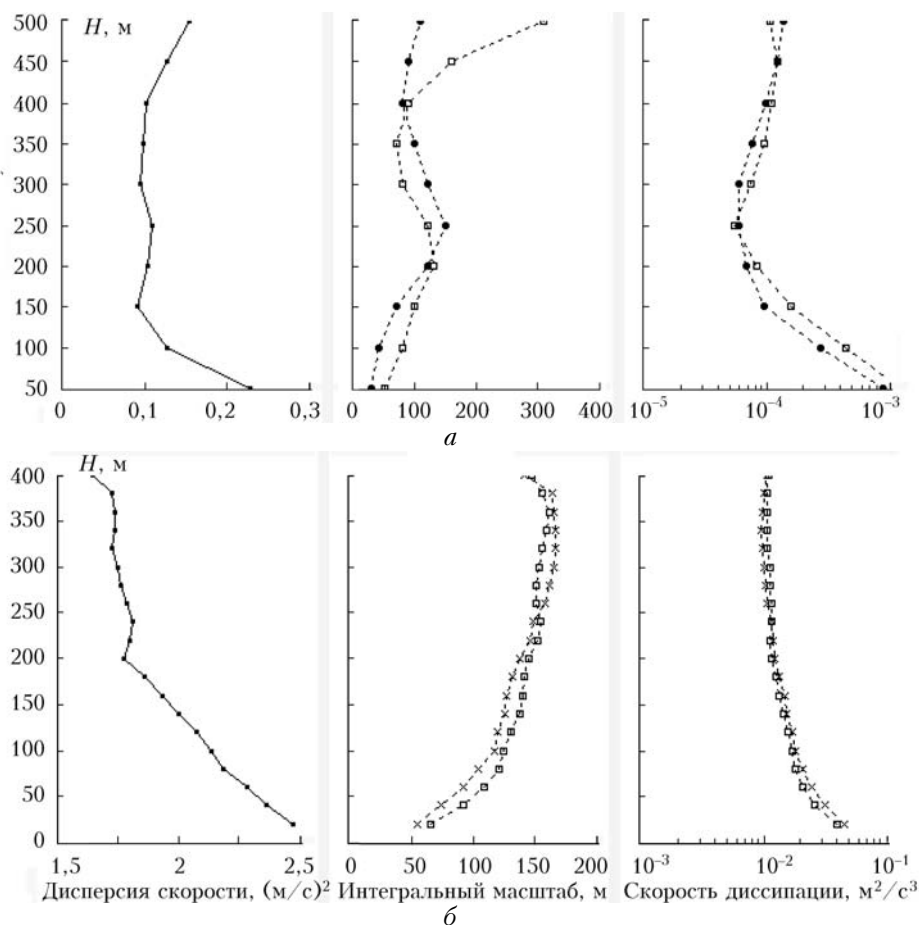


Рис. 6. Результаты восстановления высотных профилей турбулентных параметров из исходных данных доплеровского лидара, измеренных во Франции при умеренной (а), измерения в Тарбе 27.08.03, и сильной (б), измерения в Истре 27.05.05, турбулентности. Оценки ϵ и L_V получены из ширины доплеровского спектра (квадратики), продольной (темные кружки) и поперечной (крестики) структурных функций радиальной скорости ветра

3. Поляризационное лидарное зондирование атмосферы

В ряду задач атмосферной оптики значится изучение оптических свойств кристаллических облаков. Облачность этого типа заметно влияет на радиационный баланс в атмосфере. Отражение и пропускание радиации существенно зависят от формы и ориентации ледяных частиц. Дистанционное определение этих параметров оказывается возможным, если использовать эффекты, связанные с трансформацией состояния поляризации света при его рассеянии на ледяных частицах. Для реализации этих возможностей разработан оптико-локационный метод поляризационных исследований анизотропных аэрозольных сред.

В основу метода положены дистанционные измерения матриц обратного рассеяния света (МОРС). Разработка метода включала: а) вывод векторной формы уравнения лазерного зондирования [19], б) анализ свойств симметрии МОРС с целью определения параметров, характеризующих состояния ориентации частиц [20], в) создание аппаратуры и методик для измерений МОРС [21, 22].

На основе разработанных методик проведен обширный цикл измерений МОРС кристаллических облаков. В экспериментах определялись нормированные элементы МОРС — $m_{ij} = M_{ij}/M_{11}$, где $i, j = 1 \dots 4$, $m_{11} \equiv 1$. Был накоплен статистически значимый материал о более чем 450 МОРС [22, 23].

Анализ этого материала показал, что в тех случаях, когда экспериментальная матрица оказывается недиагональной и имеет в общем случае все элементы, отличные от нуля, ее можно привести к блочно-диагональному виду преобразованием

$$\mathbf{m}' = R(\Phi)\mathbf{m}R(\Phi), \quad (1)$$

где $R(\Phi)$ — матричный оператор поворота системы координат, в которой определяются параметры Стокса рассеянного излучения. В матрице \mathbf{m}' ненулевыми недиагональными элементами оказываются только элементы $m'_{12} = m'_{21}$, $m'_{34} = -m'_{43}$ и в отдельных случаях $m'_{14} = m'_{41}$.

Если экспериментальная матрица \mathbf{m} оказывается диагональной, то она инвариантна относительно преобразования (1), включая случаи $m'_{14} = m'_{41} \neq 0$. При этом выполняется равенство $m'_{33} = -m'_{22}$. Эти признаки свидетельствуют об отсутствии выделенного направления в плоскости, перпендикулярной волновому вектору зондирующего излучения. Если зондирование ведется в зенит, то речь может идти об отсутствии в облаке азимутальной ориентации частиц.

Если матрица \mathbf{m} недиагональна, то это свидетельствует о наличии азимутальной ориентации. Степень выраженности этой ориентации χ определяется через элементы «приведенной» МОРС \mathbf{m}' следующим выражением:

$$\chi = \frac{m'_{22} + m'_{33}}{1 + m'_{44}}. \quad (2)$$

Направление ориентации определяется значением аргумента оператора $R(\Phi)$, при котором МОРС приобретает блочно-диагональный вид. Параметр χ определяет параметр k_α в распределении частиц по углам азимутальной ориентации следующего вида:

$$f_\varphi(\varphi - \Phi) = \exp(k_\alpha \cos[2(\varphi - \Phi)]) / \pi I_0(k_\alpha), \quad (3)$$

где I_0 — модифицированная функция Бесселя нулевого порядка.

Первоначально это распределение было введено эвристически, но затем при построении модели процесса ориентации частиц [24] оказалось, что вид (3) имеет физическую подоплеку, связанную с выражением для момента аэродинамических сил, действующих на частицу. Количественная связь между k_α и χ устанавливается моделированием МОРС для гексагональных пластин и столбиков при различных значениях k_α .

Экспериментальные результаты показали, что наличие азимутальной ориентации является отнюдь не редким событием [22]. Этот факт установлен впервые и в работе [24] связывается с пульсациями скорости ветра.

Основным ориентирующим фактором является, как известно, аэродинамический момент сил, возникающий при падении частиц и побуждающий их ориентироваться наибольшим размером в горизонтальное положение. Этот тип ориентации оказывает наибольшее влияние на оптические свойства кристаллических облаков. Например, слой ориентированных ледяных пластинок сильно отражает солнечное излучение, что иногда проявляется в виде известного оптического феномена «нижнее Солнце», который можно наблюдать при полете над облаками. Обсуждаемый тип ориентации принято характеризовать углом отклонения гексагональной оси кристаллов от направления волнового вектора зондирующего излучения. Следовательно, при зондировании в зенит он отсчитывается от вертикали. Поэтому ориентация называется «полярной». Турбулентность воздуха и броуновское вращение оказывают деструктивное воздействие на процесс ориентации. В результате устанавливается некоторое распределение по углам полярной ориентации β , которое характеризуется плотностью вероятности

$$f_{\beta p}(\beta) = \exp(k_{\beta p} \cos 2\beta) / \pi I_0(k_{\beta p}) \quad (4a)$$

— для пластинок;

$$f_{\beta c}(\beta) = \exp[k_{\beta c} \cos 2(\beta - \pi/2)] / \pi I_0(k_{\beta c}) \quad (4б)$$

— для столбиков.

Значения $k_{\beta p}$, $k_{\beta c}$ зависят от размера частиц и интенсивности турбулентности [25].

Исследованиями установлено, что значения параметров k распределений (4a), (4б) можно связать с значениями элемента m_{44} МОРС. Расчеты МОРС для гексагональных пластин и столбиков

[26] показали, что при полярных углах $\beta = 0$ для пластинок и $\beta = \pi/2$ для столбиков $m_{44}^P = -1$, $m_{44}^C = -0,96$. С увеличением β значения элемента m_{44} возрастают и могут достигать положительных величин. Если известна функция $m_{44}(\beta)$, то можно записать

$$m_{44} = n \int_{-\pi/2}^{\pi/2} m_{44}(\beta) f(\beta) d\beta,$$

где в левой части подразумевается МОРС ансамбля частиц одинакового размера с концентрацией n . Размерность этой матрицы выражается в $\text{м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$, размерность $m_{44}(\beta)$ — в $\text{м}^2 \cdot \text{ср}^{-1}$. Переход к полидисперсному ансамблю возможен на основе свойства аддитивности МОРС, но в данной статье нет возможности остановиться на этом вопросе. Проведя достаточно большой объем вычислений для различных частиц и ряда значений k_β , получим некоторое оценочное значение функции $k_\beta(m_{44})$.

Разумеется, это будет только оценка хотя бы по той причине, что формы кристаллических частиц не ограничиваются пластинками и столбиками. В настоящее время предлагается считать ориентацию существенной, если $m_{44} < -0,2$, и сильной, если $m_{44} < -0,5$.

Здесь уместно отметить, что элемент m_{44} является инвариантом преобразования (1) и, следовательно, не зависит от наличия или отсутствия азимутальной ориентации частиц. Исходя из этого, была предложена упрощенная методика для диагностики состояния полярной ориентации, которая не требует измерений полной МОРС, а только элемента m_{44} . Методика не сложнее широко используемых в лазерном зондировании измерений деполаризации излучения, рассеянного в направлении назад, и реализована в Институте оптики атмосферы [27].

4. Использование многократного рассеяния для лидарного изучения плотных рассеивающих сред

Значительная часть задач, связанных с лазерным зондированием дисперсных сред, основана на решении традиционного лидарного уравнения для мощности принимаемого сигнала $P_1(z)$, в котором учитывается только однократное рассеяние света. Это ограничивает область его применимости теми рассеивающими средами, оптическая плотность которых невысока. В более плотных средах, примерами которых служат облака и туманы в атмосфере, дисперсные взвеси морских вод, становятся существенными эффектами многократного рассеяния (МР).

Необходимость учета многократного рассеяния при интерпретации данных лазерного зондирования таких сред стала очевидной уже в первые годы существования Института оптики атмосферы. К указанному времени относятся пионерные работы сотрудников ИОА, в которых разрабатываются раз-

личные теоретические подходы к оценке вклада МР в лидарные сигналы от облаков [28–30].

Экспериментально установлены закономерности формирования многократно рассеянной деполаризованной компоненты лидарного сигнала, которые позволяют оценивать коэффициент ослабления излучения в облаке [31].

При решении обратных задач лазерного зондирования плотных сред широко распространен подход, при котором вклад МР учитывается с помощью поправки, вносимой в традиционное лидарное уравнение. В результате мощность лидарного сигнала с учетом МР формально можно представить в следующем виде:

$$P(z) = P_1(z)[1 + m(z)], \quad (5)$$

где корректирующая функция $m(z)$ есть отношение многократно рассеянного сигнала к однократно рассеянному. Для строгого учета поправки $m(z)$ необходимо решение нестационарного уравнения переноса излучения (УПИ), что связано с существенными вычислительными затратами и затрудняет оперативную интерпретацию результатов лидарных экспериментов. Задача усложняется тем обстоятельством, что вклад МР в лидарном сигнале зависит от оптических характеристик среды, которые неизвестны и подлежат определению.

Уже в ранних работах [28–30] было показано, что вклад МР может значительно превышать (в десятки и сотни раз) уровень сигнала однократного рассеяния. Поэтому очевидно, что такую энергетически значимую часть лидарного сигнала целесообразно использовать для повышения информативности лидарных экспериментов при зондировании плотных сред.

Функция $m(z)$ зависит также от индикатрисы рассеяния, которая определяется дисперсным составом среды. Это открывает возможности определения параметров микроструктуры плотных рассеивающих сред по информации, которая содержится в МР-сигнале.

К настоящему времени в ИОА разработаны оригинальные математические модели лидарных сигналов с учетом МР, предназначенные для решения обратных задач лазерного зондирования плотных аэрозольных образований в атмосфере и дисперсных взвесей приповерхностного слоя моря [32–35].

Теоретические оценки, выполненные в рамках малоуглового приближения теории переноса и подтвержденные результатами численного моделирования, позволили определить такие условия проведения эксперимента, при которых зависимость многократно рассеянной компоненты лидарного сигнала от индикатрисы рассеяния приобретает асимптотический характер и сводится к зависимости от единственного параметра, который определяется эффективным размером частиц.

Выявленные асимптотические свойства позволили по-новому описать структуру лидарного сигнала в условиях многократного рассеяния. Основу

описания образует уравнение для асимптотического сигнала, образуемого суммой измеряемого лидарного сигнала и компоненты, которая формируется вне телесного угла приема. Данный подход позволяет рассматривать многократно рассеянное излучение в качестве информативной составляющей лидарного сигнала, которую можно использовать при его интерпретации. Например, уравнение для мощности лидарного сигнала от облачного слоя, с учетом разделения в малоугловой индикатрисе рассеяния вкладов от дифракционной (D) и геометрооптической (GO) составляющих, имеет вид

$$P(z) = P_{\infty}^{(D)}(z)[1 - \Delta(z) + m^{(GO)}(z)], \quad (6)$$

где функция $P_{\infty}^{(D)}(z)$ описывает асимптотическое поведение лидарного сигнала при больших углах поля зрения приема γ_r в приближении дифракции Фраунгофера, а корректирующий фактор $\Delta(z)$ определяется поведением коэффициента ослабления $\beta_{\text{ext}}(z)$ и эффективного радиуса частиц $R_{\text{ef}}(z)$ по трассе зондирования:

$$\Delta(z) = \frac{2}{\pi k} \frac{1}{z \gamma_r} \int_0^z \frac{\beta_{\text{ext}}(z')}{R_{\text{ef}}(z')} (z - z') dz'.$$

Для решения уравнений (5), (6) разработаны эффективные численные алгоритмы, которые позволяют восстанавливать профили коэффициента ослабления до оптических толщин, не менее четырех [36, 37]. При измерениях лидаром с переменным углом поля зрения приема разработанная теория позволяет восстанавливать также эффективные размеры частиц дисперсной среды. Алгоритмы применялись при обработке данных зондирования слоисто-кучевых облаков, также прошли апробацию в натуральных экспериментах по зондированию вод Северного моря и оз. Байкал [37–39].

На рис. 7 приведены примеры обработки экспериментальных данных, полученных при зондировании вод Северного моря лидаром, расположенным на борту самолета. Высота полета составляла 300 м; длина волны зондирующего излучения $\lambda = 532$ нм; угол поля зрения приемника $\gamma_r = 5,3$ мрад.

Рис. 8 иллюстрирует возможность одновременного восстановления профилей коэффициентов ослабления $\beta_{\text{ext}}(z)$ и эффективного радиуса частиц $R_{\text{ef}}(z)$ при зондировании плотной слоисто-кучевой облачности лидаром с переменным углом поля зрения.

Зондирование облачного слоя, дальность до которого составляла около 1600 м, проводилось в окрестности г. Томска в весенний период после вечерних

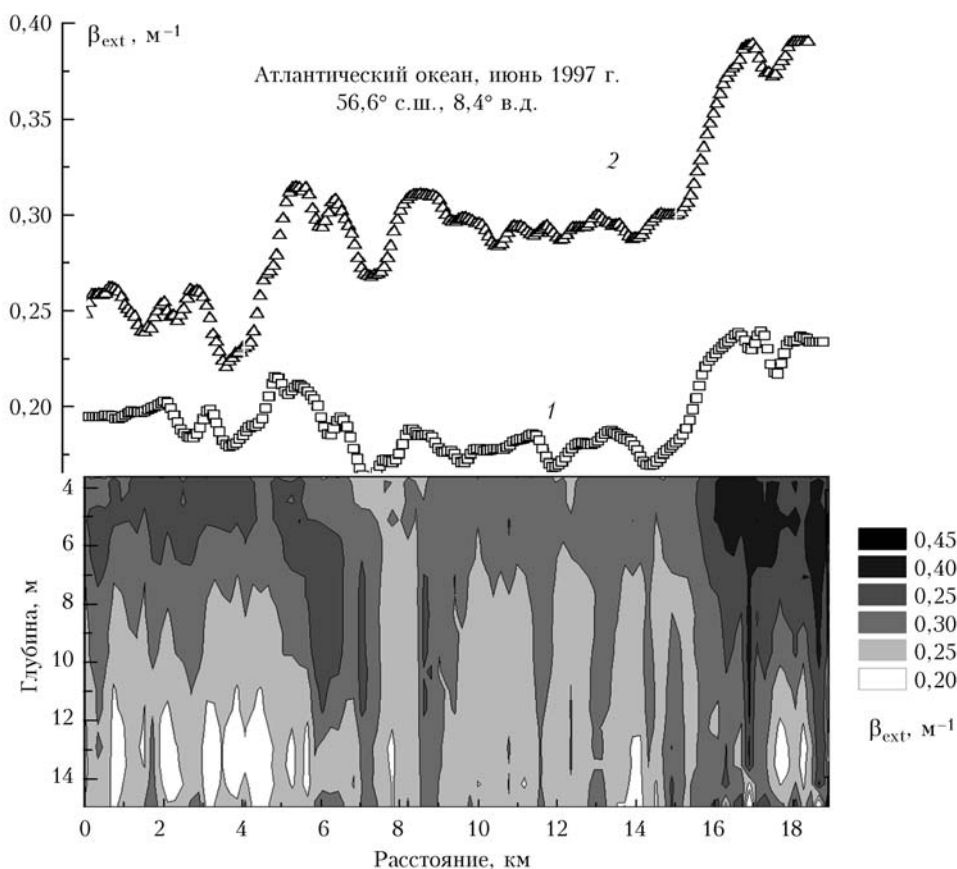


Рис. 7. Результаты определения коэффициента ослабления света β_{ext} по данным лидарного зондирования вод Северного моря с борта самолета; сверху — усредненные по толщине профили β_{ext} , восстановленные из лидарных измерений без учета (1) и с учетом многократного рассеяния (2); внизу — двумерное распределение коэффициента ослабления β_{ext} вдоль трассы полета, восстановленное при учете многократного рассеяния

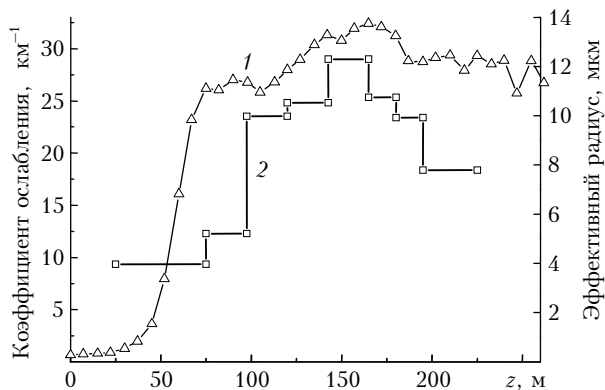


Рис. 8. Профили коэффициента ослабления $\beta_{\text{ext}}(z)$ (кривая 1) и среднего радиуса частиц $R_{\text{ef}}(z)$ (кривая 2) в облачном слое, восстановленные из лидарных измерений с двумя полями зрения

сумерек. Представленные результаты получены при обращении двух лидарных сигналов, измеренных с углами поля зрения 1,33 и 10,7 мрад.

5. Лидарные технологии исследования стратосферы

Эпизодические исследования стратосферного аэрозоля (СА) в Институте оптики атмосферы были начаты в 70-е гг. [40]. Регулярные лидарные наблюдения за стратификацией стратосферного аэрозоля начинались В.Н. Маричевым и А.В. Ельниковым в 1986 г. на лидаре с приемным зеркалом диаметром 1 м [41], а с 1989 г. на этом лидаре были организованы регулярные измерения стратосферного озона. В 1991 г. начались измерения на лидаре с приемным зеркалом диаметром 2,2 м [42, 43]. Многоканальный измерительный комплекс «Сибирская лидарная станция», который в 1995 г. был включен в «Перечень уникальных эксперимен-

тальных установок России», укомплектован приемными зеркалами диаметром 2,2; 0,5; 0,3 м и лазерными источниками различного типа с преобразователями, генерирующими в спектральном диапазоне 266–1064 нм. Различными методами лазерного зондирования с использованием эффектов обратного упругого и комбинационного рассеяния комплекс позволяет измерять:

- оптические и микроструктурные характеристики аэрозоля в высотном диапазоне 5–30 км (длины волн зондирования 355, 532, 683 нм), измерения ведутся с 1986 г.;
- вертикальное распределение концентрации озона в высотном диапазоне 12–35 км методом дифференциального поглощения на длинах волн зондирования 308/353 нм, измерения ведутся с 1989 г.;
- концентрацию озона в диапазоне высот 5–20 км с помощью лидара на длинах волн зондирования 299/341 нм, разработанного в 2008 г.;
- вертикальное распределение температуры в диапазоне высот 10–75 км по сигналам комбинационного и молекулярного рассеяния (607 и 532 нм);
- влажность в тропосфере по сигналам комбинационного рассеяния на молекулах водяного пара и азота (347 и 332 нм);
- оптические и геометрические характеристики облаков среднего и верхнего ярусов в дневное и ночное время (511 и 1064 нм);
- общее содержание озона, общее содержание и вертикальное распределение двуокиси азота в высотном диапазоне 0–50 км методом сумеречной спектроскопии.

С 2005 г. развивается перспективное направление координированных работ по исследованию динамики стратосферного аэрозольного и озонового слоев в рамках лидарной сети стран СНГ CIS-LiNet [44]. Наиболее длительный временной ряд измерений стратосферного аэрозоля приведен на рис. 9.

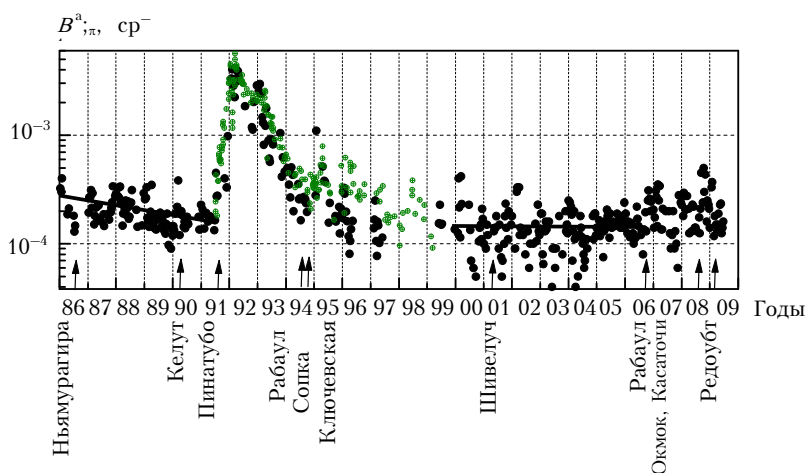


Рис. 9. Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм над Томском в диапазоне 15–30 км (точки) и Минском в диапазоне 13–30 км (кружки); прямыми линиями показана линейная регрессия, стрелками указаны вулканы взрывного типа

Временной ряд измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния отражает изменения аэрозольного наполнения стратосферы после взрывных извержений вулканов и в фоновых условиях длительного вулканически спокойного периода 1997–2006 гг. Можно заключить, что фоновое состояние стратосферного аэрозольного слоя, наблюдаемое с 1997 г. в условиях длительного вулканически спокойного периода, в конце 2006 г. было прервано извержением вулкана тропического пояса Рабул и последующими извержениями вулканов средних широт Северного полушария Окмок и Касаточи в июле – августе 2008 г., а также влк. Редоубт в апреле – мае 2009 г., что необходимо учитывать при анализе трендов изменений содержания СА и других стратосферных изменений. Возможно, что эти последние вулканические извержения являются предвестниками нового всплеска активности взрывных вулканов. В этом случае будущие измерения позволят на новом уровне изучить взаимодействие СА и озона и в целом стратосферные изменения в условиях повышенного содержания аэрозоля.

На основе статистического анализа данных многолетних регулярных измерений [45, 46]:

- построены региональные сезонные модели характеристик стратосферного, аэрозольного и озонового слоев;

- определены тенденции изменений аэрозольного и озонового слоев стратосферы в фоновых условиях наблюдаемого в 1997–2006 гг. длительного вулканически спокойного периода;

- исследовано влияние повышенного содержания стратосферного аэрозоля после взрывных извержений влк. Пинатубо (1991 г.) и Рабул (2006 г.) на изменения содержания стратосферного озона и газовых составляющих озоновых циклов. Выявлена роль различных фотохимических циклов разрушения озона на разных высотах стратосферы в условиях ее возмущения вулканогенным аэрозолем. Обращается внимание, что при предлагаемом в последнее время искусственном увеличении содержания стратосферного аэрозоля для компенсации наблюдаемого эффекта глобального потепления климата могут произойти неконтролируемое нарушение всего химического баланса стратосферы, деструкция стратосферного озонового слоя, что сведет на нет наметившиеся в последние годы стабилизацию и рост общего содержания озона [47];

- во временном ходе интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в стратосфере и общего содержания озона для Томска выявлены квазидвухлетние колебания с увеличением аэрозольного содержания стратосферы и уменьшением общего содержания озона в период, совпадающий с западной фазой квазидвухлетней цикличности (КДЦ) изменений зональной скорости ветра в экваториальной стратосфере, а в период восточной фазы – наоборот. Наличие КДЦ в изменениях содержания стратосферного аэрозоля в сред-

них широтах и незначительное превышение его зимне-весеннего содержания по сравнению с летне-осенним, с учетом особенностей меридиональных переносов в различных фазах КДЦ и в разные сезоны, подтверждают гипотезу о наличии тропического резервуара не только вулканогенного, но и фонового стратосферного аэрозоля.

6. Лидарные исследования полярной стратосферы

Исследования полярной стратосферы имеют важное значение для изучения проблемы климатических изменений, поскольку именно в этой зоне под влиянием циркумполярного вихря наиболее сильно проявляются динамические процессы.

Эти процессы вызывают, в частности, образование полярных стратосферных облаков (PSC) и зимних стратосферных потеплений (WSW). Установлено, что PSC могут не только оказывать климатическое влияние, но также серьезно воздействовать на механизм разрушения озонового слоя и образования озоновых дыр. А WSW приводят к сильным возмущениям термического режима стратосферы и прилегающих атмосферных областей.

Лидарные исследования полярной стратосферы, благодаря широким возможностям средств лазерного зондирования, активно ведутся с начала 90-х гг. XX в.

Впервые такие исследования на примере наблюдения PSC были проведены Институтом арктических и морских исследований им. Вегенера (Германия) на ст. Най-Алесанд, Шпицберген (79° с.ш., 12° в.д.). Эти исследования продолжаются по настоящее время. Каждую зиму (начиная с 1997 г.) регулярные наблюдения за полярными облаками проводятся германскими исследовательскими группами из университета Бонна и Института атмосферной физики им. Лейбница на ст. Эсрандж (66° с.ш., 21° в.д.), Швеция. Лидарное зондирование полярной стратосферы также ведется рядом европейских научно-исследовательских центров на станциях: Аломар (69° с.ш., 16° в.д.), Норвегия; Кируна (68° с.ш., 21° в.д.), Швеция; Саданкула (67° с.ш., 27° в.д.), Финляндия.

Что касается России, включающей громадную заполярную территорию по долготе от Шпицбергена до Чукотки, то ранее она не была представлена в указанной сети ни одной лидарной станцией, позволяющей вести регулярные исследования полярной атмосферы. В настоящее время стратосферная лидарная станция совместными усилиями ИОА и ИКФИА СО РАН создана в России в г. Якутске (62° с.ш., 130° в.д.). Ее географическое положение вблизи границы Полярного круга дает возможность наблюдать явления, характерные для полярных областей, включая PSC и WSW. Измерения на станции, выполняемые с помощью лидара с Nd:YAG-лазером на длине волны 532 нм и приемным зерка-

лом диаметром 0,6 м, были начаты в 2004 г. и ведутся по настоящее время. Ниже приводятся и обсуждаются некоторые результаты наблюдений и анализируются аномальные проявления в вертикальной структуре стратосферы в виде полярных стратосферных облаков и стратосферных потеплений.

Рассмотрим результаты лидарных наблюдений за вертикальной стратификацией аэрозоля *нижней полярной стратосферы* в отдельных эпизодах тропосферы, выполненных в Якутске за период сентябрь 2004 – май 2007 гг. Выбор нижней стратосферы вызван тем, что во всех случаях зондирования верхней стратосферы (выше 30 км), которое проводилось поочередно с нижней, никаких рассеивающих слоев не было обнаружено. Наблюдения в летний период не проводились по причине больших фоновых засветок в условиях светлых ночей Полярного региона. Кроме того, выборочные измерения в период «белых ночей» показали, что ситуация в стратосфере спокойная, аэрозольные слои отсутствуют. Исключение могут составить серебристые облака, но это довольно редкое явление.

Пространственное разрешение по принимаемому лидарному сигналу составляло 75 м при зондировании тропосферы и 150 м – стратосферы, время накопления сигнала для получения единичного профиля стратификации аэрозоля – 1,5–3 и 10–20 мин соответственно. В качестве параметра, характеризующего вертикальную аэрозольную структуру, использовалась безразмерная величина – аэрозольное отношение рассеяния – отношение суммы аэрозольного и молекулярного коэффициентов рассеяния назад к обратному молекулярному коэффициенту рассеяния.

За данный период было накоплено достаточное количество экспериментального материала по наблюдениям за динамикой вертикальной стратификации аэрозоля в нижней стратосфере в зимний и весенне-осенние периоды. Результаты наблюдений за отдельные месяцы приведены на рис. 10.

Анализ накопленных данных выявил следующие особенности в вертикальной изменчивости структуры аэрозоля:

- слоистая аэрозольная структура начинает появляться в сентябре, с определенной изменчивостью присутствует в ноябре–феврале и начинает разрушаться в марте;

- аэрозольные слои наблюдаются только в нижней стратосфере до высот 25 км. Наиболее частое их появление фиксируется на высотах 12–13 и 17–18 км, более редкое – 22–23 и 25 км;

- проявляется большая динамика в изменчивости слоев. Более динамичны два нижних слоя – на высотах 12–13 и 17–18 км. Их интенсивность в единицах отношения рассеяния может достигать 25±30. Более часто обнаруживаются очень узкие плотные слои толщиной 200–300 м, природа которых связывается с полярными стратосферными облаками.

Как видно из рис. 10, аэрозольные слои, которые мы относим к типу полярных стратосферных облаков, наблюдаются в зимний период. Мы анализировали ряд случаев их проявления и установили противоречивый факт, что по данным спутниковых измерений температура на уровне 18 км была выше порога образования частиц – около 195 К. Результаты шар-зондовых измерений метеостанции г. Якутска также подтверждают сравнительно высокие температуры на этих высотах стратосферы. Было выдвинуто предположение, что облака образовались ранее в области воздушных масс с более низкими температурами. Для проверки этого предположения нами был проведен ретроспективный анализ воздушных масс, которые прошли над Якутском в интересующие нас случаи [48]. На рис. 11 представлен пример расчета траектории воздушных масс на высоте 18 км для третьей декады декабря 2005 г.

Из рис. 11 следует, что воздушные массы, появившиеся над Якутском 24.12.2005 г., пришли из области стратосферы с низкими температурами над Скандинавским районом. Ряд других расчетов подтверждает факт пересечения траекториями воздушных масс холодной стратосферы. Таким образом, можно предполагать, что полярные стратосферные облака образуются в областях холодных воздушных масс и как результат переноса циркулярным вихрем появляются над Якутском.

Лидарные наблюдения за вертикальным распределением температуры проводились одновременно с наблюдениями вертикальной стратификации аэрозоля. Представленные ниже данные получены в диапазоне высот 20–60 км с пространственным и временным разрешением 150 м и 20 мин соответственно.

Расчет профилей температуры проводился по сигналу упругого молекулярного (рэлеевского) рассеяния света по формуле, полученной при условиях выполнения закона состояния идеального газа и термодинамического равновесия.

Выборочные профили вертикального распределения температуры в стратосфере, полученные за осенние, летние и весенние сезоны 2005–2006 гг., приведены на рис. 12. Из анализа лидарных данных и проведенного обобщения выявлены следующие основные особенности проявления стратосферных потеплений над Якутском:

1. Положительное отклонение измеренных профилей температуры от среднемесячных значений начинается с октября и заканчивается в марте. В этот период происходят стратосферные потепления.

2. Экстремальные температурные аномалии проявляются зимой в январе и феврале и достигают 50 К.

3. Как следствие стратосферных потеплений, стратопауза в зимние месяцы испытывала заметные изменения как по форме, так и по высоте локализации. Наряду с выраженным температурным

максимумом типичными являлись ситуации с размытием стратопauses. Высота стратопauses находилась ниже модельной и могла опускаться до 35 км.

4. Наибольшая динамика в вертикальном распределении температуры проявляется в ноябре

и феврале, что обуславливается перестройкой стратосферной циркуляции, происходящей в эти периоды.

5. В весенние месяцы и в сентябре наблюдаемые профили температуры по значению и положению стратопauses близки к модели.

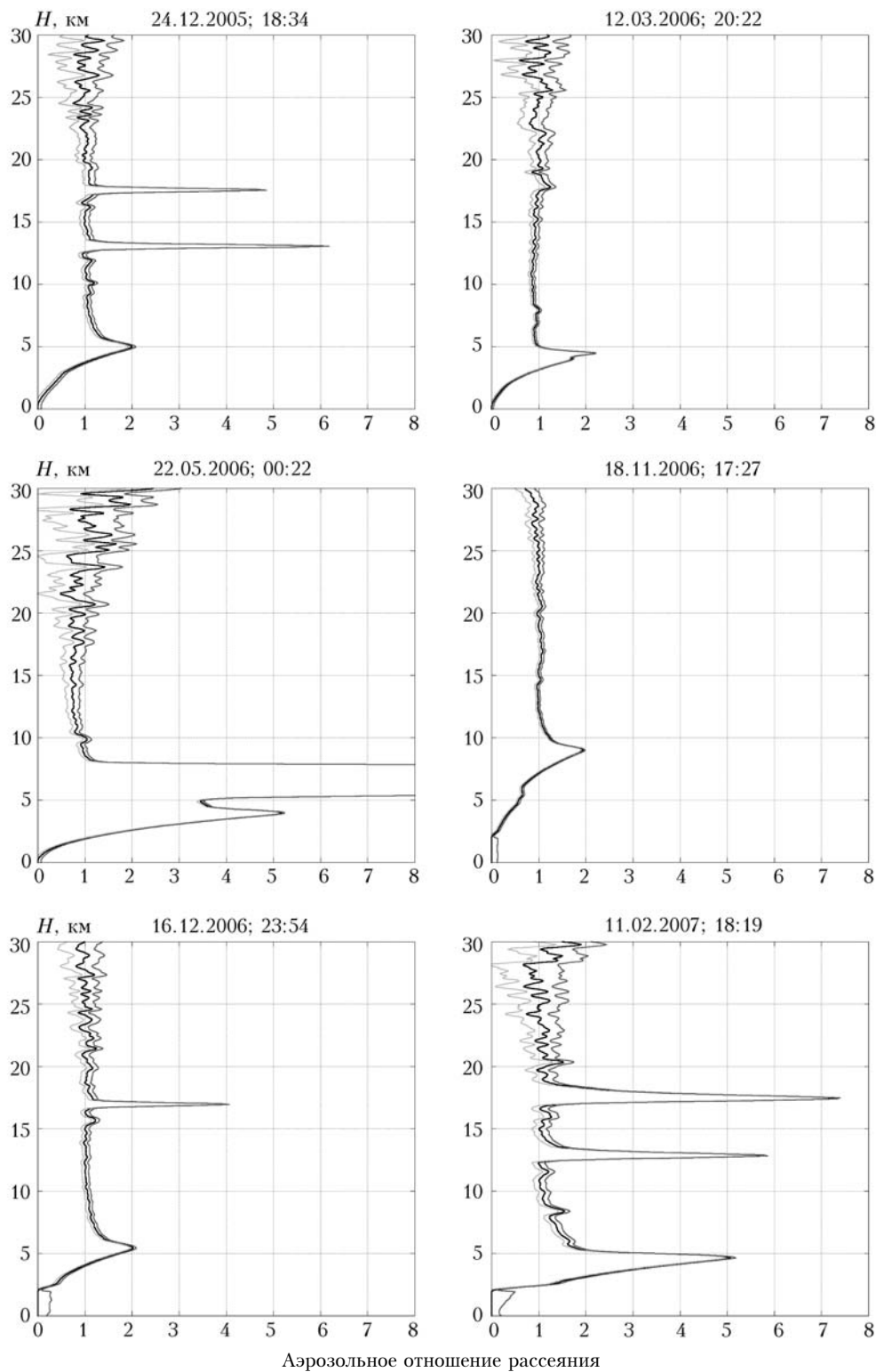


Рис. 10. Вертикальные профили отношения рассеяния и стандартное отклонение его значений

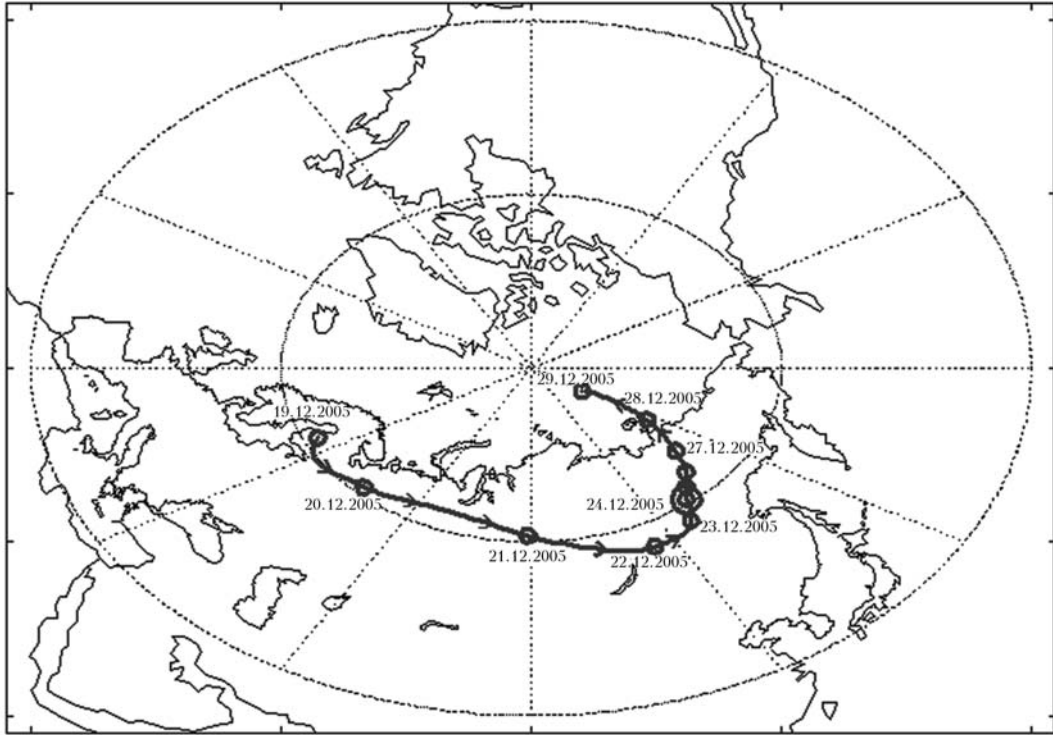


Рис. 11. Траектория переноса воздушных масс на высоте 18 км, проходящая над Якутском

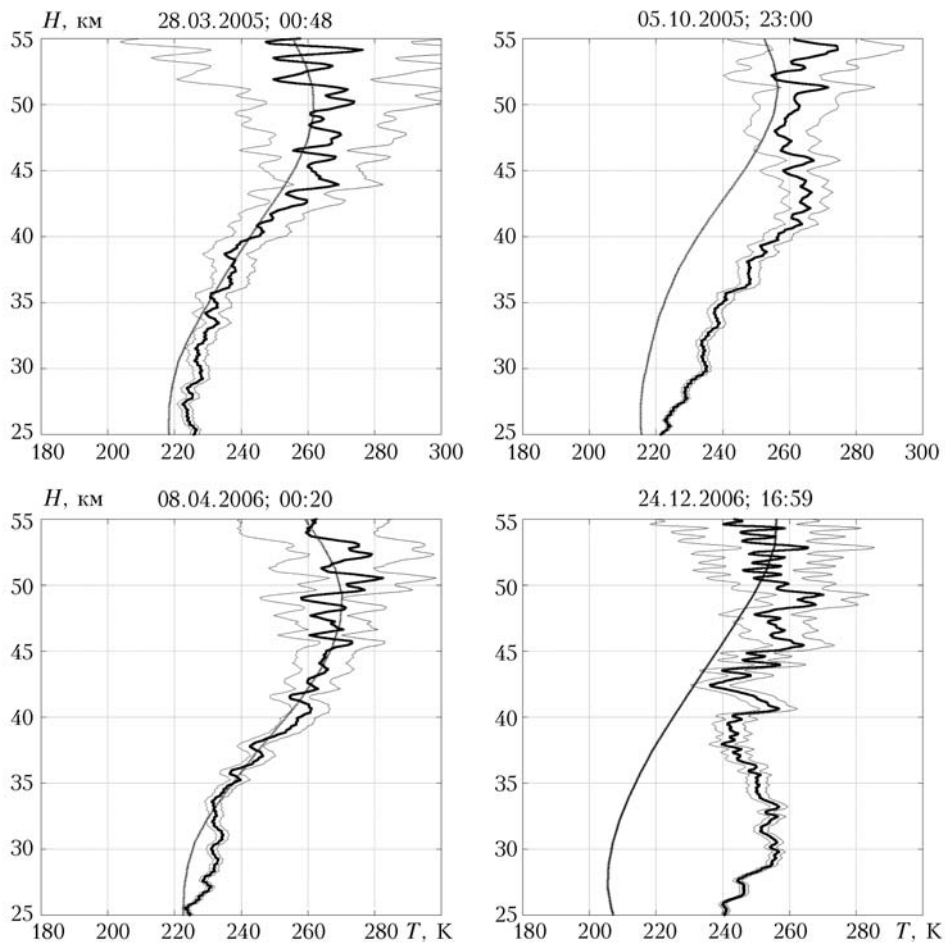


Рис. 12. Вертикальные профили температуры и их стандартных отклонений: жирная линия – лидар, тонкая – модель

7. Оценка потенциальных возможностей перспективных фемтосекундных лазеров для зондирования микрофизических параметров атмосферы

Во второй половине 90-х гг. эксперименты с излучением фемтосекундных лазеров на Ti:Sa мощностью около 50 ГВт привели к открытию явления устойчивой локализации световой энергии в узкой протяженной области диаметром порядка 100 мкм [49, 50]. Эта область, имеющая характер прерывистой светящейся нити, получила название филамента. Вокруг филамента возникает слабо расходящееся излучение конической эмиссии с непрерывным спектром как в коротковолновую, так и в длинноволновую области. В результате дальнейших исследований было обнаружено, что при определенных режимах генерации излучения и фокусировки пучка с увеличением пиковой мощности импульсов более 2 ТВт филаментация возникает спорадически во множестве точек сечения пучка, приводя к образованию стабильного суперконтинуума излучения.

В работе [51] излучение суперконтинуума зарегистрировано в области 500–4500 нм. По краям полосы спектральная интенсивность быстро падает. Сохраняется высокая (не более 0,8 рад) направленность излучения белого света. Новые качества вторичного широкополосного импульсного излучения расширили возможности его применения для дистанционного зондирования окружающей среды. Уже первые предварительные результаты применения лидаров белого света (ЛБС) [52] показали их перспективность для зондирования атмосферы до высот 12–15 км.

Сочетание ЛБС с возможностями Фурье-спектроскопии высокого разрешения открывает путь более эффективного подхода к решению традиционных проблем лидарного зондирования. ЛБС позволяет по новому посмотреть на задачу многочастотного зондирования микрофизических параметров аэрозольных частиц, отказавшись в первую очередь от эксплуатации громоздких, сложных в управлении мультилидарных систем. Появляется возможность оптимального выбора длин волн зондирования, информативных для данного класса метеорологических объектов.

В работах [53, 54] показана принципиальная возможность дистанционного определения спектра по размерам аэрозольных частиц регистрацией сигнала обратного рассеяния суперконтинуума на 3–4 длинах волн видимого участка спектра. Однако при этом появляется ряд специфических вопросов, связанных с недостаточным информативным содержанием сигналов белого света относительно грубодисперсной фракции аэрозоля и большинства гидрометеоров. В этой связи нам представляется целесообразным оценить потенциальные возможности нового поколения импульсных лазерных источников широкополосного излучения, генерирующих в ближнем ИК-диапазоне волн.

Анализ современных тенденций развития фемтосекундной лазерной техники ИК-диапазона волн выполнен в работе [55]. Определены принципы выбора информативных длин волн оптического зондирования в пределах континуального излучения широкополосного ЛБС [56], на основании чего предложен и реализован эффективный алгоритм решения обратной задачи восстановления вертикальных профилей коэффициентов оптического взаимодействия и спектра размеров частиц в пределах слоисто-неоднородного облачного слоя. Алгоритм основан на сочетании нейросетевого подхода с принципами стохастического генетического поиска, его подробное изложение приведено в работе [57]. На рис. 13 показан пример восстановления вертикального разреза в 3D-геометрии спектра распределения облачных капель по размерам, полученного в численном эксперименте по сигналам локационного рассеяния на длинах волн 1280; 1560; 1610 и 2130 нм, в граничных условиях, отражающих схему реального лидара [56].

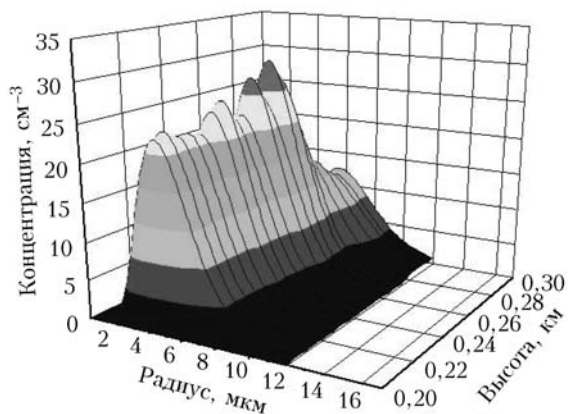


Рис. 13. Восстановление высотного профиля спектра распределения облачных капель по размерам с помощью метода нейронных сетей

Представленный выше анализ развития лидарных технологий дистанционного исследования атмосферы иллюстрирует широкое применение явлений взаимодействия лазерных импульсов с атмосферными образованиями. Однако ряд из них (люминесценция, вынужденные излучения, эффекты нелинейной оптики) еще слабо представлены в практике лидарного зондирования. Тем не менее следует ожидать, что прогресс в электронике и лазерной технике сделает реалистичными и эти новые подходы.

1. *Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere* / Claus Weitkamp, editor; foreword by Herbert Walther. Springer series in optical sciences. 2005. V. 102. 456 p.
2. *Зуев В.Е., Зуев В.В.* Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 8. СПб.: Гидрометеонадат, 1992. 232 с.
3. *Arshinov Yu.F., Bobrovnikov S.M., Zuev V.E., Mitev V.M.* Atmospheric temperature measurements using a

- pure rotational Raman lidar // *Appl. Opt.* 1983. V. 22. N 19. P. 2984–2990.
4. *Arshinov Yu.F., Bobrovnikov S.M., Serikov I.B., Shelefontyuk D.I., Shumskii V.K., Bazylev P.V., Lugovoi V.A., Stolyarov N.N.* Calibration of a Raman-lidar gas analyzer of atmospheric emissions from plant stacks using a remote gas chamber // *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar: Selected papers of the 18th International Laser Radar Conference (ILRC)*. P. 427–430. Berlin, 22–26 July. Springer, 1996.
 5. *Mattis I., Ansmann A., Althausen D., Jaenisch V., Wandinger U., Mueller D., Arshinov Y.F., Bobrovnikov S.M., Serikov I.B.* Relative-humidity profiling in the troposphere with a Raman lidar // *Appl. Opt.* 2002. V. 41. N 30. P. 6451–6462.
 6. *Balin I., Serikov I., Bobrovnikov S., Simeonov V., Calpini B., Arshinov Y., van den Bergh H.* Simultaneous measurement of atmospheric temperature, humidity, and aerosol extinction and backscatter coefficients by a combined vibrational–pure-rotational Raman lidar // *Appl. Phys. B*. 2004. V. 79. N 6. P. 775–782.
 7. *Arshinov Yu., Bobrovnikov S., Serikov I., Ansmann A., Wandinger U., Althausen D., Mattis I., Müller D.* Daytime operation of a pure rotational Raman lidar by use of a Fabry–Perot interferometer // *Appl. Opt.* 2005. V. 44. N 17. P. 3593–3603.
 8. *Dinoyev T., Arshinov Y., Bobrovnikov S., Serikov I., Calpini B., van den Bergh H., Simeonov V.* Meteorological water vapor Raman lidar – advances // Reviewed and Revised papers presented at the 23rd International Laser Radar Conference (ILRC 2006). 24–28 July. Nara, Japan. P. 47–50 / Chikao Nagasawa, Nobuo Sugimoto, Editors. The Conf. Steering Committee of the 23rd ILRC, 2006.
 9. *Banax V.A., Вернер X., Верген В., Кресс А., Криволицкий Н.П., Лайке И., Смалыхо И.Н., Штрайхер Й.* Моделирование восстановления ветра из измерений космическим когерентным доплеровским лидаром // *Оптика атмосфер. и океана*. 2001. Т. 14. № 10. С. 943–951.
 10. *Smalikho I.N.* Techniques of wind vector estimation from data measured with a scanning coherent Doppler lidar // *J. Atmos. and Ocean. Technol.* 2003. V. 20. N 2. P. 276–291.
 11. *Banax V.A., Вернер X., Криволицкий Н.П., Смалыхо И.Н.* Точность метода вариационной аккумуляции спектров оценки скорости ветра из доплеровских лидарных данных в турбулентной атмосфере // *Оптика атмосфер. и океана*. 2003. Т. 16. № 8. С. 714–718.
 12. *Gal-Chen T., Xu M., Eberhard W.L.* Estimations of atmospheric boundary layer fluxes and other turbulence parameters from Doppler lidar data // *J. Geophys. Res.* D. 1992. V. 97. N 17. P. 18,409–18,423.
 13. *Banax V.A., Смалыхо И.Н.* Оценивание скорости диссипации турбулентной энергии из данных импульсного доплеровского лидара // *Оптика атмосфер. и океана*. 1997. Т. 10. № 12. С. 1524–1538.
 14. *Banakh V.A., Smalikho I.N., Köpp F., Werner Ch.* Measurements of turbulent energy dissipation rate with a cw Doppler lidar in the atmospheric boundary layer // *J. Atmos. and Ocean. Technol.* 1999. V. 16. N 8. P. 1044–1061.
 15. *Frehlich R., Cornman L.* Estimating spatial velocity statistics with coherent Doppler lidar // *J. Atmos. and Ocean. Technol.* 2002. V. 19. N 3. P. 355–366.
 16. *Smalikho I.N., Köpp F., Rahm S.* Measurement of atmospheric turbulence by 2- μ m Doppler lidar // *J. Atmos. and Ocean. Technol.* 2005. V. 22. N 11. P. 1733–1747.
 17. *Banax V.A., Рам Ш., Смалыхо И.Н., Фалиц Ф.В.* Измерение параметров атмосферной турбулентности сканирующим в вертикальной плоскости импульсным когерентным ветровым лидаром // *Оптика атмосфер. и океана*. 2007. Т. 20. № 12. С. 1115–1120.
 18. *Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н.* Турбулентность в свободной атмосфере. Л.: Гидрометеониздат, 1976. 287 с.
 19. *Кауль Б.В.* Уравнение лазерного зондирования слабо анизотропной среды // *Оптика атмосфер. и океана*. 1998. Т. 11. № 4. С. 388–393.
 20. *Кауль Б.В.* Симметрия матриц обратного рассеяния света в связи с ориентацией несферических аэрозольных частиц // *Оптика атмосфер. и океана*. 2000. Т. 13. № 10. С. 895–900.
 21. *Volkov S.N., Kaul B.V., Samokhvalov I.V.* Optimal method of linear regression in laser remote sensing // *Appl. Opt.* 2002. V. 41. N 24. P. 5078–5083.
 22. *Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В.* Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света // *Оптика атмосфер. и океана*. 2003. Т. 16. № 4. С. 354–361.
 23. *Kaul B.V., Samokhvalov I.V., Volkov S.N.* Investigating Particle Orientation in Cirrus Clouds by Measuring Backscattering Phase Matrices with Lidar // *Appl. Opt.* 2004. V. 43. N 36. P. 6620–6628.
 24. *Кауль Б.В., Самохвалов И.В.* Ориентация частиц кристаллических облаков *Ci*: Часть 2. Азимутальная ориентация // *Оптика атмосфер. и океана*. 2006. Т. 19. № 1. С. 44–48.
 25. *Кауль Б.В., Самохвалов И.В.* Ориентация частиц кристаллических облаков *Ci*: Часть 1. Ориентация при падении // *Оптика атмосфер. и океана*. 2005. Т. 18. № 11. С. 963–967.
 26. *Ромашов Д.Н.* Матрица обратного рассеяния для монодисперсных ансамблей гексагональных ледяных кристаллов // *Оптика атмосфер. и океана*. 1999. Т. 12. № 5. С. 392–400.
 27. *Balin Yu., Kaul B., Kokhanenko G., Winker D.* Application of circularly polarized laser radiation for sensing of crystal clouds // *Opt. Express*. 2009. V. 17. Issue 8. P. 6849–6859.
 28. *Зуев В.Е., Креков Г.М., Крекова М.М.* Исследование границ применимости уравнения лазерной локации при оптическом зондировании облаков // *Изв. вузов. Физ.* 1974. № 8. С. 13–20.
 29. *Зуев В.Е., Креков Г.М., Матвиенко Г.Г., Попков А.И.* Исследование поляризационных характеристик сигналов обратного рассеяния при лазерном зондировании облаков // *Лазерное зондирование атмосферы*. М.: Наука, 1976. С. 29–46.
 30. *Кауль Б.В., Самохвалов И.В.* Уравнение лазерной локации атмосферы с учетом двукратного рассеяния // *Изв. вузов. Физ.* 1975. № 8. С. 109–113.
 31. *А.с. 473143 СССР.* Способ определения коэффициента ослабления оптического излучения жидкокапельными метеообразованиями / Ю.С. Балин, Г.Г. Матвиенко, В.С. Шаманаев. Оpubл. в БИ. 1975. № 21.
 32. *Веретенников В.В.* Метод асимптотического сигнала в теории лидарного зондирования при многократном рассеянии // *Оптика атмосфер. и океана*. 2001. Т. 14. № 1. С. 42–48.
 33. *Veretennikov V.V.* Structure of a lidar return from sea water in the small-angle multiple scattering approximation // *Proc. SPIE*. 1999. V. 3983. P. 260–270.
 34. *Веретенников В.В.* Лидарное уравнение в приближении второго порядка для сред с сильно вытянутой индикатрисой рассеяния // *Оптика атмосфер. и океана*. 2001. Т. 14. № 10. С. 917–923.

35. *Самойлова С.В.* Теория кратного рассеяния и ее приложения к задачам лазерного зондирования аэрозолей // Оптика атмосф. и океана. 2001. Т. 14. № 3. С. 180–186.
36. *Veretennikov V.V.* Algorithms for reconstruction of the extinction coefficient profile in sea water from multiply scattered lidar signals // Proc. SPIE. 1999. V. 3983. P. 364–371.
37. *Veretennikov V.V., Kokhanenko G.P., Shamanaev V.S.* Interpretation of the Data of Sea–Water Lidar Sensing // Advances in Laser Remote Sensing. Part 2. Advances in Lidar. Selected papers presented at the 20th International Laser Radar Conference (ILRC). Vichy, France. 10–14 July 2000. P. 145–148.
38. *Veretennikov V.V., Abramotchkin A.I., Abramotchkin S.A.* Experimental research of stratocumulus cloudiness above city of Tomsk with changeable field-of-view lidar // Proc. SPIE. 2003. V. 5059. P. 179–188.
39. *Веретенников В.В., Абрамочкин А.И.* Определение оптических и микроструктурных характеристик облаков при лазерном зондировании с учетом многократного рассеяния // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 7. С. 671–680.
40. *Зуев В.Е., Козлов Н.В., Макиенко Э.В., Наац И.Э., Самохвалов И.В.* Некоторые результаты зондирования микроструктуры стратосферного аэрозоля многократным лидаром // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1977. Т. 13. № 6. С. 648–654.
41. *Ельников А.В., Маричев В.Н., Шелевой К.Д., Шелефонтьев Д.И.* Лазерный локатор для исследования вертикальной стратификации аэрозоля // Оптика атмосф. 1988. Т. 1. № 4. С. 117–123.
42. *Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н.* Многократный лидар на базе приемного телескопа с диаметром 2,2 м для одновременного зондирования вертикального распределения озона и аэрозоля в стратосфере // Оптика атмосф. и океана. 1992. Т. 5. № 10. С. 1022–1027.
43. *Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В.* Модернизация измерительного комплекса Сибирской лидарной станции // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17. № 10. С. 857–864.
44. *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 атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 5. С. 450–456.
45. *Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д.* Лазерное зондирование средней атмосферы / Под общ. ред. В.В. Зуева. Томск: Изд-во РАСКО, 2002. 352 с.
46. *Зуев В.В., Бурлаков В.Д.* Сибирская лидарная станция: 20 лет оптического мониторинга стратосферы. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2008. 226 с.
47. *Weatherhead E.C., Andersen S.B.* The search for signs of the ozone layer // Nature (Gr. Brit.) 2006. V. 441. doi: 10.1038. P. 39–45.
48. *Черемисин А.А., Кушнарченко А.В., Маричев В.Н., Николашкин С.В., Новиков П.В.* Метеорологические условия и полярные стратосферные облака над г. Якутском зимой 2004/2005 г. // Метеорол. и гидрол. 2007. № 3. P. 43–53.
49. *Luther G.G., Newel A.C., Moloney J.V., Wright E.M.* Short-pulse conical emission and spectral broadening in normally dispersive media // Opt. Lett. 1994. V. 19. N 11. P. 789–791.
50. *Le Blanc C., Curley P., Salin F.* Gain-narrowing and gain-shifting of ultra-short pulses in Ti:Sapphire amplifiers // Opt. Commun. 1996. V. 131. N 4–6. P. 391–398.
51. *Nibbering E.T.J., Curley P.F., Grillon G., Prade B.S., Salin F., Mysyrowicz A.* Conical emission from self-guided femtosecond pulses in air // Opt. Lett. 1996. V. 21. N 1. P. 62–64.
52. *Rairoux P., Schillinger H., Niedermeier S.* Remote sensing of the atmosphere using ultrashort laser pulses // Appl. Phys. B. 2000. V. 71. N 4. P. 573–580.
53. *Матвиенко Г.Г., Веретенников В.В., Креков Г.М., Крекова М.М.* Дистанционное зондирование атмосферных аэрозолей с использованием фемтосекундного лидара белого света // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 12. С. 1107–1115.
54. *Bourayou R., Mejean G., Kasparian J., Rodrigues M., Salmon E.Yu.* White-light filaments for multiparameter analysis of cloud microphysics // J. Opt. Soc. Amer. B. 2005. V. 22. N 2. P. 369–377.
55. *Креков Г.М., Крекова М.М., Суханов А.Я.* Оценка эффективности использования перспективных лидаров белого света для зондирования микрофизических параметров слоистой облачности: 1. Аналитический обзор // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 7. С. 661–670.
56. *Креков Г.М., Крекова М.М., Суханов А.Я.* Оценка эффективности использования перспективных лидаров белого света для зондирования микрофизических параметров слоистой облачности: 2. Итерационный алгоритм // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 8. С. 795–802.
57. *Креков Г.М., Крекова М.М., Суханов А.Я.* Оценка эффективности использования перспективных лидаров белого света для зондирования микрофизических параметров слоистой облачности: 3. Решение обратной задачи // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 9. С. 862–872.

G.G. Matvienko, V.A. Banakh, S.M. Bobrovnikov, V.D. Burlakov, V.V. Veretennikov, B.V. Kaul, G.M. Krekov, V.N. Marichev. **The development of atmospheric laser sensing technologies.**

The analysis of atmospheric lidar methods, carried out at the Institute of Atmospheric Optics over the last years, is presented. On the base of original double monochromator invention for receiver optics the effectivity of pure rotational Raman spectrum for temperature profile detection including cloud layers was shown. The new Doppler method (spectrum accumulation) providing for the estimation of not only the wind speed but the turbulence intensity was suggested. New methods for cloud lidar study with the usage of the multiple scattering and the polarization lidar characteristics were developed. The integration of several lidar methods was realized in the multiyear investigations of stratospheric dynamics and content changes under natural technogenic factors. The theoretical approach for femtosecond lidar creations was found for atmospheric aerosol microphysical parameter determination.