

УДК 551.501.42

## Комбинированный метод оптического зондирования нижней и средней атмосферы

В.Н. Маричев\*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 4.12.2015 г.

В лидарном комплексе применен комбинированный оптический метод зондирования нижней и средней атмосферы. Метод основан на приеме сигналов рэлеевского (упругое молекулярное рассеяние света на длине волны 532 нм) и рамановского (излучение первого колебательно-вращательного перехода молекул азота с центром на длине волны 607 нм при возбуждении последнего лазерным излучением на длине волны 532 нм) рассеяния света. Использование рамановского канала позволило исключить искажающее влияние аэрозоля на высотах его локализации (до 25 км) на точность измерения температуры. При одновременном измерении сигналов в двух приемных каналах получены протяженные профили температуры в области высот от 7 до 60 км, охватывающие верхнюю тропосферу и среднюю атмосферу. Получено хорошее соответствие данных со спутниковыми и аэрологическими измерениями, а также с модельными представлениями.

*Ключевые слова:* температура, лидар, рэлеевское и комбинационное рассеяние света, тропосфера, стратосфера, мезосфера; temperature, lidar, Rayleigh and Raman light scattering, troposphere, stratosphere, mesosphere.

### Введение

Вопросу мониторинга атмосферы в разных по высотному расположению слоях: нижняя и средняя атмосфера (тропосфера, стратосфера, мезосфера), в последнее время уделяется все большее внимание, это связано с проблемой изменения климата под влиянием природных процессов и активных антропогенных воздействий. Исследования в данном направлении проводятся в рамках крупных современных международных программ (International Living with a Star Program, Climate and Weather of the Sun-Earth System, Coupling, Energetics and Dynamics of Atmospheric Regions, Global Change Research Program, COST 296), которые координируются крупнейшими международными научными союзами и ассоциациями (SCOSTEP, COSPAR, URSI, AGU, EGU и др.).

Одним из основных параметров, характеризующих состояние атмосферы, является температура. Знание температурных полей необходимо для изучения динамических процессов, происходящих в атмосфере, отслеживания ее термического режима, включая радиационный баланс, контроля климатических изменений.

Как показал мировой опыт изучения атмосферы за последние 40 лет, в исследовании ее термического режима широкое применение нашли лидарные техно-

логии. Преимущества лидарных технологий в полной мере проявляются в тех случаях, когда непосредственное получение информации об объекте исследования с помощью традиционных методов и контактных датчиков невозможно или затруднено. Такая ситуация возникает при необходимости исследования атмосферы на высотах свыше 30 км, куда уже не долетают радиозонды. Исследования же с помощью метеорологических ракет требуют больших финансовых затрат, чтобы обеспечить потребности мониторинга атмосферы на этих высотах.

К преимуществам лидарного зондирования также необходимо отнести высокое пространственно-временное разрешение получаемых данных, возможность проведения длительных непрерывных наблюдений, оценку выбранной характеристики в произвольном направлении лазерного луча и на различных высотах и т.д.

В мировой практике глобальный мониторинг температуры проводится сетью лидарных обсерваторий NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change). В состав лидарной сети входят следующие известные обсерватории: Eureka (Канада), Ny-Alesund (Норвегия), Sonderstorm (Гренландия), ALOMAR (Andoya, Норвегия) – полярная зона; Hohenpeissenberg (Германия), Haute-Provence (Франция), Table Mountain (США) – среднеширотная зона; Mauna Loa (США), Reunion Island (Индийский океан) – тропическая зона.

\* Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru).

Лидарные исследования термического режима стратосферы над Томском на регулярной основе были начаты в Институте оптики атмосферы СО РАН в 1994 г. и проводятся в настоящее время. Особый интерес в данных исследованиях представляет изучение особенностей вертикального распределения температуры, наблюдаемых одновременно в таких классических слоях атмосферы, как тропосфера, стратосфера и мезосфера. Однако среди известных лидарных технологий нет одного универсального метода, который обеспечил бы изучение сразу нижней и средней атмосферы, включающей указанные слои. Только сочетание нескольких методов зондирования позволило бы производить измерение температуры во всем необходимом диапазоне высот.

В настоящей статье представлен пример реализации сочетания двух методов лидарного зондирования атмосферы — упругого молекулярного и комбинационного рассеяния света, позволивших получить протяженный вертикальный профиль температуры в тропосфере, стратосфере и мезосфере.

В задачи работы входило создание в лидарном комплексе наряду с приемным каналом рэлеевского рассеяния света канала комбинационного (рамановского) рассеяния, испытание синхронной работы обоих каналов, проведение лидарных измерений вертикального распределения температуры и их сравнение с данными аэрологических (радиозонды) и спутниковых (спутник «Аура») измерений.

## Краткий сравнительный анализ лидарных методов измерений температуры

Известны четыре метода лидарных измерений температуры воздуха в атмосфере, основанные на использовании:

- 1) упругого молекулярного (или рэлеевского) рассеяния света [1–4];
- 2) спонтанного комбинационного рассеяния света (СКР или рамановского) [5–11];
- 3) дифференциального поглощения света [12];
- 4) резонансного рассеяния света [13, 14].

Из приведенных методов практическое распространение получили первые два, тогда как третий метод не нашел применения из-за трудностей в его реализации, а последний метод — из-за ограниченности измерений областью высот 80–110 км, где локализованы атомы щелочных металлов, участвующие в образовании лидарных сигналов. Если сравнивать два первых метода, то достоинствами метода молекулярного рассеяния света являются образование больших сигналов и простота реализации. Недостаток метода состоит в невозможности измерений температуры в области высот локализации аэрозоля, т.е. в тропосфере и нижней стратосфере. Метод спонтанного комбинационного рассеяния света, наоборот, по мощности сигналов на три порядка уступает первому. Зато он позволяет проводить измерения температуры независимо от наличия аэрозолей на трассе зондирования (за исключением облачных образований), поскольку в нем лидарные сигналы

образуются без участия аэрозольного рассеяния. Поэтому для получения температурных профилей в нижней и средней атмосфере наземным лидаром необходимо использовать оба метода измерений. Данный подход был реализован в лидарном комплексе станции высотного зондирования ИОА СО РАН, в котором канал молекулярного рассеяния света был дополнен каналом СКР. В настоящей статье дано описание лидарного метода измерения температуры, основанного на использовании комбинационного рассеяния на первом колебательно-вращательном переходе молекул азота с центром на 607 нм при возбуждении последнего лазерным излучением с длиной волны 532 нм. С описанием лидарного метода измерения температуры по сигналам рэлеевского рассеяния света можно ознакомиться в работах [1–4]. Ниже приводятся примеры результатов измерений температурных профилей в верхней тропосфере и стратосфере, полученных на основе одновременного использования методов комбинационного и рэлеевского рассеяния света.

## Лидарный метод СКР

Лидарное уравнение, определяющее величину принимаемого СКР-сигнала, в приближении однократного рассеяния имеет вид

$$N(H) = CF(H)P^2(H)\beta_R(H)^{-2} + N_{BG}, \quad (1)$$

где  $H$  — высота (в обобщенном случае — расстояние);  $N(H)$  — эхосигнал с высоты  $H$ ;  $\beta_R(H)$  — коэффициент обратного СКР-рассеяния;  $C$  — аппаратная постоянная лидара, включающая площадь приемного телескопа, пропускание приемопередающего тракта, энергию лазерного импульса, квантовую эффективность фотодетектора;  $F(H)$  — геометрический фактор лидара, учитывающий перекрытие луча и поля зрения антенны;  $P(H)$  — прозрачность слоя атмосферы от лидара до текущей высоты  $H$  на зондируемой длине волны;  $N_{BG}$  — суммарный фоновый и темновой шум. Информация о пространственном распределении температуры в методе СКР заложена в коэффициенте обратного рассеяния  $\beta_R = \sigma_R n$  как через сечение рассеяния  $\sigma_R$ , так и через плотность молекул зондируемого газа  $n$ . Именно эта особенность определила два способа реализации лидарного метода СКР: с использованием чисто вращательного и колебательно-вращательного спектров комбинационного рассеяния.

Первый способ был предложен Cooney [6] и впоследствии получил развитие в работах [7, 15, 16]. Способ основан на зависимости интенсивности отдельной линии от температуры при больцмановском распределении вращательного спектра. Для определения температуры используют отношение двух участков спектра вращательного СКР, включающих по несколько линий азота или кислорода.

Второй способ был найден Strauch et al. [8] и впервые реализован Melfi [9]. Суть способа состоит в прямой связи сигнала от колебательно-вращательного спектра молекул азота или кислорода

с плотностью воздуха, и, следовательно, через уравнение состояния идеального газа с температурой. Впоследствии способ был применен в отечественных лидарах, предназначенных для измерения температуры, а также содержания водяного пара в атмосфере. С описанием последних можно ознакомиться в работах [11, 17, 18].

Если сравнивать два способа, то необходимо отметить, что с точки зрения энергетики выигрывает первый, поскольку сигналы СКР от вращательного спектра на два порядка выше, чем сигналы от колебательно-вращательного спектра. Данное обстоятельство делает предпочтительным использование чисто вращательных спектров СКР для лидарного зондирования температуры. Однако реализация способа с работой на вращательном спектре СКР технически сложна, поскольку необходимо отделить сигналы рамановского рассеяния от упругого рэлеевского и аэрозольного рассеяния, причем на довольно узком спектральном участке около 5 нм. Отсюда возникают жесткие требования к подавлению упругого рассеяния, которое на три порядка по интенсивности превосходит рамановское.

В [11] в УФ-лидаре, используемом для зондирования озона и температуры в стратосфере, был создан канал для СКР-сигналов. Возбуждение 1-го колебательно-вращательного перехода молекул  $N_2$  (384 нм) впервые производилось излучением на длине волны 353 нм, получаемой, в свою очередь, при ВКР-преобразовании излучения эксимерного XeCl-лазера с длиной волны 308 нм в кювете с водородом.

Нами в указанном выше лидаре после его модернизации в качестве передатчика был использован твердотельный Nd:YAG-лазер с излучением на второй гармонике 532 нм, которым возбуждался колебательно-вращательный переход молекул азота с центром на длине волны 607 нм.

Восстановление температурных профилей из СКР-сигналов проводилось через концентрацию молекул азота, т.е. через плотность атмосферы. Для расчета температуры  $T$  по СКР-сигналам было получено выражение, аналогичное для расчета температуры по рэлеевским сигналам [4, 11]:

$$T(H) = \frac{P_1(H)P_2(H)}{N(H)H^2} \times \left[ \frac{N(H_m)}{P_1(H_m)P_2(H_m)} T(H_m) + \frac{1}{R^*} \int_{H_m}^H \frac{N(h)h^2 g(h) dh}{P_1(h)P_2(h)} \right]. \quad (2)$$

Здесь  $P_1(H)$ ,  $P_2(H)$  — прозрачность атмосферы от уровня расположения лидара до высоты  $H$  на длинах волн 532 и 607 нм;  $R^*$  — удельная газовая постоянная;  $g(h)$  — ускорение свободного падения;  $h$  — текущая высота в интервале  $H - H_m$ ;  $H_m$  — максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы (так называемая высота калибровки, на которой задаются граничные значения температуры  $T(H_m)$ ).

## Анализ результатов лидарных измерений температуры

Измерения температуры проводились на модернизированном лидарном комплексе с диаметром главного приемного зеркала 1 м, описание которого на предыдущем этапе модернизации приведено в [19]. В лидаре была произведена замена лазерного передатчика на более мощный Nd:YAG-лазер (LS-2137-UV3, фирма LOTIS ТП) с энергией в импульсе 400 мДж (применяемый в [19] имел 200 мДж) и частотой посылки импульсов 10 Гц на длине волны 532 нм. Вместо прежнего фотоприемника (R7207-01, фирма Hamamatsu) в СКР-канале был установлен фотосенсорный модуль с встроенным блоком охлаждения H7422P-40 той же фирмы с более чем на порядок большей чувствительностью. Указанные меры позволили вести уверенный прием СКР-сигналов до высот 30 км. Прием лидарных сигналов велся в режиме счета фотонов с пространственным разрешением 192 м и накоплением по  $12 \times 10^4$  запускам лазерных импульсов (время накопления около 2 ч). Для спектральной селекции принимаемого сигнала использовались интерференционные светофильтры с шириной пропускания на полувысоте: 1 нм для длины волны 532 и 0,5 нм для 607 нм.

Выборочные результаты лидарных измерений вертикального распределения температуры за май 2014 г. приведены на рис. 1.

Здесь профили выше уровня 28 км (точки «сшивания» профилей или по-другому высоты калибровки  $H_m$ ) рассчитаны по сигналам рэлеевского, а ниже 28 км — по сигналам комбинационного рассеяния света. Значение температуры  $T(H_m)$  для СКР-сигналов определялось по температурным профилям, рассчитанным по рэлеевским сигналам, а для последних значение  $T(H_m)$  на верхней границе  $H_m = 60$  км задавалось модельным значением CIRA-86 [20].

В экспериментах были получены достаточно протяженные профили температуры в области высот от 7 до 60 км, охватывающей верхнюю тропосферу, стратосферу и нижнюю мезосферу. Как видно из рис. 1, во всем интервале высот отмечается хорошее соответствие вертикальной структуры температуры между лидарными и спутниковыми измерениями, а также с моделью CIRA-86. На графике за 6 мая показана среднеквадратическая ошибка лидарного измерения температуры. При расчете температуры по рэлеевским сигналам на высоте около 57 км она составляет  $\pm 7\%$  и быстро уменьшается с высотой до значения  $\pm 1\%$  на высоте около 40 км. При измерениях температуры по СКР-сигналам среднеквадратическая ошибка изменяется от  $\pm 7\%$  на высоте 23 км до  $\pm 1,3\%$  на высоте 12 км.

Сравнение лидарных и радиозондовых профилей температуры представлено на рис. 2, на котором в левой части (а) более детально выделена нижняя часть графиков рис. 1.

Здесь же приведены профили температуры, рассчитанные по сигналам упругого рассеяния света (молекулярное и аэрозольное рассеяние), а справа

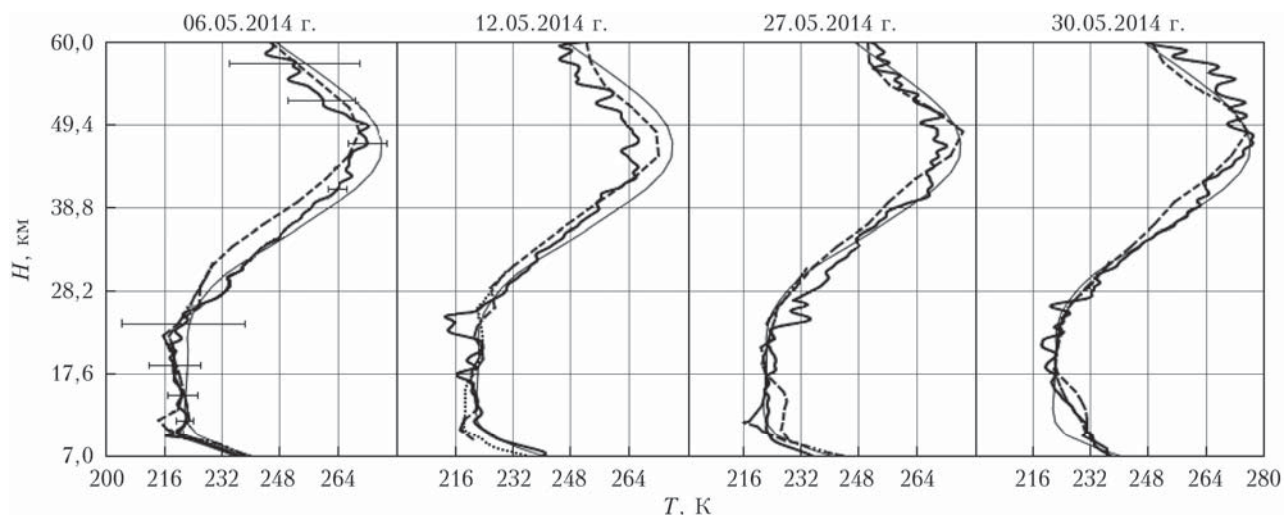


Рис. 1. Лидарные профили температуры (жирная сплошная кривая) в сравнении с профилями температуры, полученными со спутника «Аура» (штриховая кривая) и радиозондами (пунктирные кривые в нижней части графиков) и представленными моделью CIRA-86 (тонкая сплошная кривая)

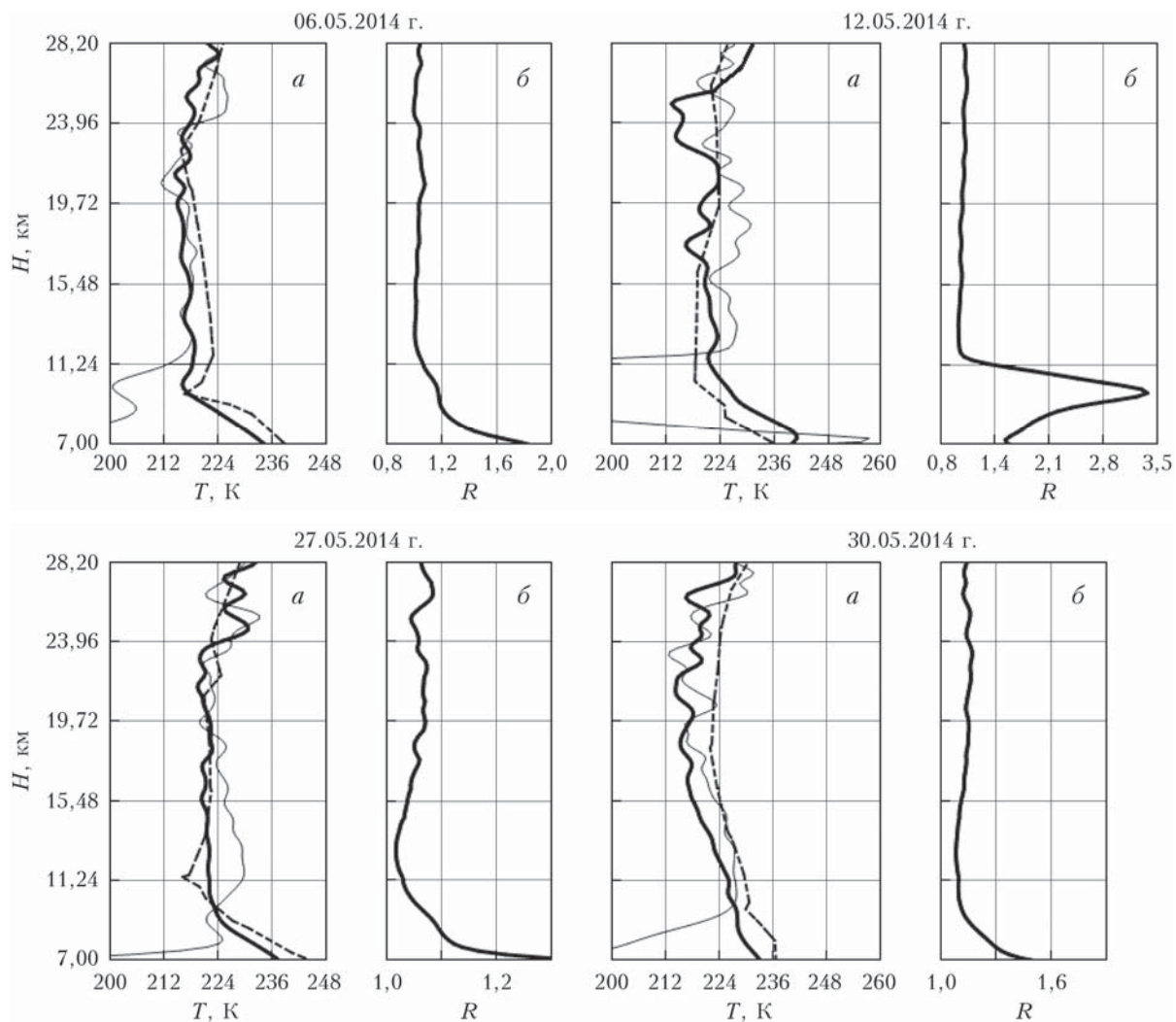


Рис. 2. Сравнение лидарных профилей температуры (а), полученных в СКР-канале (жирная сплошная кривая), в канале рэлеевского рассеяния света (тонкая сплошная кривая) и метеозондами (штриховая кривая); вертикальная стратификация аэрозоля (б)

на графиках  $b$  через параметр отношение аэрозольного рассеяния  $R(H)$  показана вертикальная стратификация аэрозоля. По определению  $R(H)$  – отношение суммы аэрозольного и молекулярного коэффициентов обратного рассеяния к молекулярному коэффициенту обратного рассеяния. Для примера: выполнение условий  $R(H) = 1$  означает отсутствие на данных высотах аэрозоля и, наоборот, там, где  $R(H) > 1$ , появляется аэрозоль. По значению  $R(H)$  определяется вклад аэрозольного рассеяния в общее.

Во избежание загромождения на рис. 2 убраны профили температуры «Аура» и модели CIRA-86. На всех приведенных графиках отмечается высокое совпадение профилей температуры, измеренных лидаром в СКР-канале и зондами. Особенно это заметно для данных за 6 и 30 мая. Так, для 6 мая в двух независимых измерениях четко зарегистрирована тропопауза с совпадающей высотой и практически одинаковым в ней значением температуры. А 30 мая в обоих измерениях зафиксировано отсутствие тропопаузы и практическое подобие вертикального распределения температуры во всем интервале высот от 7 до 28 км. Что касается расчета температуры по сигналам упругого рассеяния света, то из рис. 2 четко видно, что в области локализации сильных аэрозольных слоев такой расчет приводит к физически нереальным уменьшениям температуры. Это относится к наблюдениям за 12.05.2014 г., где был зарегистрирован аэрозольный слой в интервале высот от 8 до 12 км и за 27.05.2014 г., где слой был локализован ниже 12 км. В наблюдениях, выполненных 6 и 30 мая, незначительный вклад аэрозольного рассеяния (высоты от 7 до 10 км) также вызывает сильные отрицательные всплески значений температуры.

### Заключение

Применение в одном лидарном комплексе двух приемных каналов сигналов рэлеевского и рамановского обратнорассеянного света позволило получить протяженный вертикальный профиль температуры в области высот от 7 до 60 км. Данный интервал высот охватывает такие классические слои атмосферы, как верхняя тропосфера, стратосфера и нижняя мезосфера. Измерения проводились на лидаре с приемным зеркалом диаметром 1 м и передатчиком с Nd:YAG-лазером, работающим на длине волны 532 нм с энергией в импульсе 400 мДж и частоте посылок 10 Гц. Прием сигналов осуществлялся на длинах волн 532 нм (рэлеевские сигналы) и 607 нм (СКР-сигналы, колебательно-вращательная линия молекул азота). Сравнение лидарных измерений температуры с данными спутника «Аура», метеозондов и моделью CIRA-86 показало их хорошее соответствие.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ НИШ 4714.2014.5, гранта РФФИ № 14-27-00022 в части создания приемного канала комбинационного рассеяния света, Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2014–2015 гг. (проект № 8.2.32.2015), гранта РФФИ № 16-05-00901.

1. *Hauchecorne A., Chanin M.-L.* Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 75 km // *Geophys. Res. Lett.* 1980. V. 7, N 8. P. 565–568.
2. *Thomas L.* Laser radar observations of middle atmosphere structure and compositions // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A.* 1987. V. 323. P. 597–609.
3. *Russell Ph.C.* Lidar profiles of atmospheric structure properties // *Proc. SPIE.* 1991. V. 1492. P. 76–83.
4. *Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л.* Лидарные измерения температуры по рэлеевскому рассеянию света в нижней стратосфере за период май–декабрь 1995 г. // *Оптика атмосфер. и океана.* 1996. Т. 9, № 10. С. 1386–1393.
5. *Hinkley E.D.* Laser monitoring the atmosphere. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1976. 380 p.
6. *Cooney J.A.* Measurements on the Raman component of laser atmospheric backscatter // *Appl. Phys. Lett.* 1968. V. 12, N 40. P. 40–42.
7. *Аршинов Ю.Ф.* Измерение температуры атмосферы лидаром по вращательным спектрам КР  $N_2$  и  $O_2$ . Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. С. 94–107.
8. *Strauch R.G., Derr V.E., Cupp R.E.* Atmospheric temperature measurements using Raman backscatter // *Appl. Opt.* 1971. V. 10. P. 2665–2669.
9. *Ferrare R.A., Melfi S.H., Whiteman D.N., Evans K.D., Schmidlin F.J., Starr D.O.* A comparison of water-vapor measurement made by Raman lidar radiosondes // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1995. V. 12, N 6. P. 1177–1195.
10. *Third International Lidar Researchers Directory* / Compiled by M.P. McCormick. NASA Langley Research Center. Hampton Virginia, 23681-0001. 1993.
11. *Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л., Долгий С.И., Шарабарин Е.В.* Предварительные результаты зондирования температуры в тропосфере СКР-лидаром на первом колебательно-вращательном переходе молекул азота // *Оптика атмосфер. и океана.* 1996. Т. 9, № 12. С. 1609–1611.
12. *Mason J.* Lidar measurement of temperature. A new approach // *Appl. Opt.* 1975. V. 14, N 1. P. 76–78.
13. *Bills R.E., Gardner C.S., Franke S.J.* Na Doppler/temperature lidar: Initial mesopause region observations and comparison with the urbana medium frequency radar // *J. Geophys. Res. D.* 1991. V. 96, N 12. P. 22701–22707.
14. *Gelbwachs J.A.* Iron Boltzman Factor LIDAR: Proposed new remote-sensing technique for mesospheric temperature // *Appl. Opt.* 1994. V. 33, N 30. P. 7151–7156.
15. *Бобровников С.М., Надеев А.И.* Сравнение методов обработки сигнала при дистанционном измерении температуры по чисто вращательным спектрам комбинационного рассеяния // *Оптика атмосфер. и океана.* 2010. Т. 23, № 7. С. 580–584; *Bobrovnikov S.M., Nadeev A.I.* Comparison of signal processing methods in remote temperature measurements by pure rotational Raman spectra // *Atmos. Ocean. Opt.* 2010. V. 23, N 6. P. 523–527.
16. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И.* Экспериментальная оценка чувствительности СКР-лидара при использовании среднего УФ-диапазона длин волн // *Оптика атмосфер. и океана.* 2013. Т. 26, № 1. С. 70–74; *Bobrovnikov S.M., Gorlov E.V., Zharkov V.I.* Experimental estimation of Raman lidar sensitivity in the middle UV // *Atmos. Ocean. Opt.* 2013. V. 26, N 4. P. 320–325.
17. *Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Макеев А.П., Матвиенко Г.Г., Невзоров А.В., Солдатов А.Н., Романовский О.А., Харченко О.В., Яковлев С.В.* Лидарные технологии дистанционного зондирования параметров атмосферы // *Оптика атмосфер. и океана.* 2013. Т. 26, № 10. С. 829–837.

18. Пеннер И.Э., Балин Ю.С., Макарова М.В., Аришинов М.Ю., Воронин Б.А., Белан Б.Д., Васильченко С.С., Сердюков В.И., Сеница Л.Н., Половцева Е.Р., Кабанов Д.М., Коханенко Г.П. Измерения содержания водяного пара различными методами. Сравнения профилей водяного пара и аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2014. Т. 27, № 8. С. 728–738.
19. Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008–2010 гг. // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 3. С. 224–231.
20. Rees D., Barnett J.J., Labitske K. CASPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II. Middle Atmosphere Models // Adv. Space Res. 1990. V. 10, N 12. 525 p.

***V.N. Marichev. Combined method for optical sensing in the lower and middle atmosphere.***

In the lidar complex, the combined optical method for sensing the lower and middle atmosphere was used. The method is based on the receiving signals of Rayleigh (elastic molecular scattering of light at a wavelength of 532 nm) and Raman (radiation of the first vibrational-rotational transition of nitrogen molecules at a wavelength of 607 nm when excited by the laser radiation at a wavelength of 532 nm) light scattering. The use of Raman channel made it possible to eliminate the distorting effect of aerosol at altitudes of its localization (up to 25 km) on the accuracy of temperature measurement. Extended temperature profiles at altitudes from 7 to 60 km, covering the upper troposphere and middle atmosphere, were obtained during simultaneous measurements of the signals at two receiving channels. A good agreement of the data with satellite and upper-air measurements and model results was obtained.