

В.В. Зуев, В.Д. Бурлаков, А.В. Ельников, С.В. Смирнов, П.А. Хряпов

Вариации отношения рассеяния в верхней стратосфере над Томском в январе – марте 2000 г.

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 22.09.2000 г.

Представлены результаты наблюдений вертикальных профилей отношения рассеяния $R(H)$ на Сибирской лидарной станции в январе – марте 2000 г. на двух длинах волн (353 и 511 нм). Зарегистрированы нетипичные повышения $R(H)$ в верхней стратосфере на высотах свыше 25 км. С использованием анализа синоптической ситуации и данных двухчастотного лидарного зондирования обсуждаются причины наблюдаемых вариаций $R(H)$, природа которых, вероятнее всего, связана с развитием внезапного стратосферного потепления. Подобное редкое явление со схожей динамикой вертикально-временной структуры $R(H)$ наблюдалось над г. Томском зимой 1987 г.

Введение

Лазерное зондирование уже не одно 10-летие успешно применяется в исследованиях пространственно-временной структуры свободной атмосферы, ее компонентов и параметров, которые являются трассерами ее динамических процессов. Особое место в этих исследованиях отводится стратосферному аэрозолю (СА), как одной из составляющих атмосферы, влияющей на ее радиационно-термический режим [1]. Наиболее просто лазерное зондирование СА реализуется на одной длине волны в оптических диапазонах, свободных от селективного поглощения газами. Результаты наблюдений отражают вертикальную стратификацию СА и, как правило, представляются в виде отношения рассеяния:

$$R(H) = \frac{\beta_{\pi}^m(H) + \beta_{\pi}^a(H)}{\beta_{\pi}^m(H)}, \quad (1)$$

где $\beta_{\pi}^a(H)$ и $\beta_{\pi}^m(H)$ – коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния. Этот параметр наиболее рельефно выявляет особенности вертикального распределения стратосферного аэрозоля.

Стратосферный аэрозоль, как известно, состоит из обводненных микрочастиц серной кислоты, преобразованной из двуокиси серы SO_2 или карбонилсульфида COS , попадающих в стратосферу после извержений вулканов или под действием антропогенного фактора. Сернистый аэрозоль сконцентрирован в нижней стратосфере и в течение нескольких лет после мощных вулканических извержений проявляется в виде так называемого слоя Юнге (высота максимума которого коррелирует с высотой тропопauses), расположенного для Томска на 18–19 км летом и 16–17 км зимой [2, 3]. В верхней стратосфере (выше слоя Юнге) аэрозоль, как правило, отсутствует. Именно поэтому высотный диапазон 30–35 км используется для калибровки стратосферных лидаров по сигналам молекулярного рассеяния. Тем не менее аэрозольные образования на высотах более 25 км иногда регистрируются, чаще в зимний период. Причину этих образований связывают с усилением процессов нуклеации и конденсации аэрозолей либо в результате изменений термодинамических условий при аномальных

повышениях температур, либо при изменениях электрической проводимости и концентрации ионов [4].

Нетипично высокие значения $R(H)$ на высотах выше 25 км были зарегистрированы на Сибирской лидарной станции в Томске (56,5° с.ш., 85,0° в.д.) в январе, феврале и марте 2000 г. В данной статье приводятся результаты лазерного зондирования стратосферы в этот период времени, анализируются возможные причины регистрации высоких значений $R(H)$ в верхней стратосфере.

Методическое и аппаратное обеспечение стратосферных лидарных наблюдений

При отсутствии поглощения уравнение лазерного зондирования, увязывающее приходящий с трассы лидарный эхосигнал $N(H)$ с рассеивающими характеристиками атмосферных составляющих, имеет вид [5]:

$$N(H) = C [\beta_{\pi}^a(H) + \beta_{\pi}^m(H)] H^{-2} \times \exp \left\{ -2 \int_0^H [\alpha_m(h) + \alpha_a(h)] dh \right\}, \quad (2)$$

где C – аппаратная константа, объединяющая параметры приемопередающего тракта лидара; $\alpha_m(h)$ и $\alpha_a(h)$ – коэффициенты полного молекулярного и аэрозольного рассеяния. В методе калибровки определение $\beta_{\pi}^a(H)$ и $\alpha_a(h)$ основано на предположении, что на трассе зондирования имеется точка H_0 с очень малым содержанием аэрозоля (когда аэрозольный вклад в полное обратное рассеяние составляет менее 2% от молекулярного). Тогда уравнение (2) принимает вид

$$N(H_0) = C \beta_{\pi}^m(H_0) H_0^{-2} \exp \left\{ -2 \int_0^{H_0} [\alpha_m(h) + \alpha_a(h)] dh \right\}. \quad (3)$$

Коэффициент обратного молекулярного рассеяния $\beta_{\pi}^m(H)$, так же как и коэффициент полного молекулярного рассеяния $\alpha_m(h)$, пропорционален плотности воздуха $\rho(H)$.

Плотность воздуха может быть определена из данных аэрологического зондирования температуры. В этом случае неизвестная аппаратная константа C определяется из уравнения (3) элементарно. Сама же точка калибровки H_0 чаще всего определяется в интервале высот 25–40 км по минимуму функции

$$F(H) = N(H) H^2 \exp \left\{ 2 \int_0^H \alpha_m(h) dh \right\} / \beta_\pi^m(H). \quad (4)$$

Остающаяся после калибровки неизвестная величина $\exp \left\{ -2 \int_{H_0}^H \alpha_a(h) dh \right\}$ вносит погрешность в определение $R(H)$ менее 2% [6].

К сожалению, результаты аэрологического зондирования верхней стратосферы в настоящее время в России практически отсутствуют. Поэтому свои результаты лазерного зондирования мы вынуждены калибровать на модельные значения $\beta_\pi^m(H)_m$ [7]. Таким образом, анализируемые профили $R(H)$ фактически представляют собой высотный ход суммарного обратного рассеяния реальной молекулярно-аэрозольной атмосферы относительно модельного молекулярного. Обозначим его как $\tilde{R}(H)$.

Лидарные наблюдения за стратосферой над Томском велись в январе – марте 2000 г. на двух установках Сибирской лидарной станции. Технические параметры лидаров представлены в таблице.

Параметры лидаров

Источник излучения	Лазер на парах меди	Экцимерный лазер
Длина волны, нм	511	353*
Энергия в импульсе, мДж	1	50
Частота повторения импульсов, Гц	2500	60
Время накопления одного профиля, мин	25	15
Максимальная высота, км	51,2	102,4
Пространственное разрешение (строб), км	0,1	0,1
Поле зрения приемного телескопа, мрад	0,6	0,5
Диаметр основного зеркала приемного телескопа, м	2,2	1

* 1-й стоксовый сдвиг излучения ХеСl-лазера при вынужденном комбинационном рассеянии в кювете с водородом высокого давления.

Как видно из таблицы, энергетические параметры лидаров существенно отличаются, поэтому точность регистрируемых лидарных эхосигналов разная. Для обеспечения большей статистической обеспеченности результатов зондирования извлечение аэрозольных характеристик осуществляется из суммарных лидарных сигналов, полученных в течение всего времени зондирования за ночь (в среднем это 3–4 профиля) с пространственным разрешением 0,4 км (4 строба по 0,1 км). В качестве иллюстрации точностных характеристик используемых лидаров на рис. 1 представлены вертикальные профили отношения рассеяния $R(H)$ на двух длинах волн (353 и 511 нм) с диапазоном случайных ошибок, которые оценивались по формуле $\delta \tilde{R}(H) = \tilde{R}(H) \delta N(H)$.

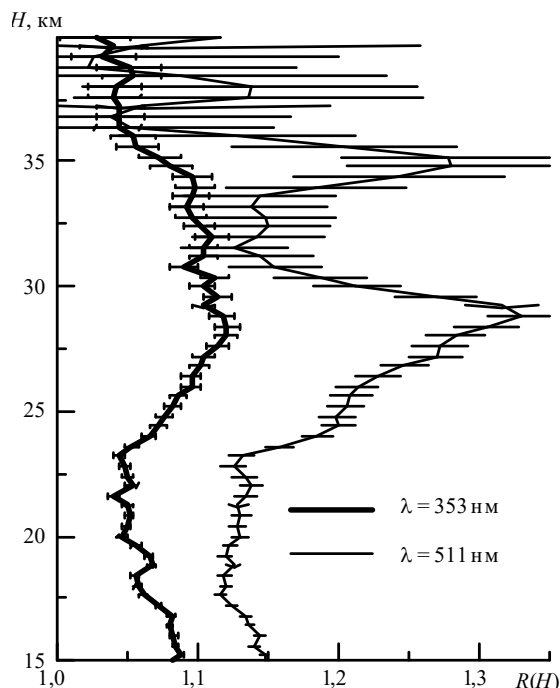


Рис. 1. Профили отношения рассеяния и их средноквадратическое отклонение за 26.01.2000 г. ($\lambda = 353$ нм) и за 27.01.2000 г. ($\lambda = 511$ нм)

Видно, что точность $\tilde{R}(H)$ на $\lambda = 353$ нм заметно выше, чем для $R(H)$ на $\lambda = 511$ нм. Однако результаты зондирования на $\lambda = 511$ нм при наличии аэрозоля дают более выраженную вертикальную стратификацию $\tilde{R}(H)$. В целом профили $\tilde{R}(H)$ на обеих длинах волн статистически обеспечены во всем рассматриваемом диапазоне высот.

Результаты лидарных наблюдений

Полученные профили $\tilde{R}(H)$ для января – марта 2000 г. представлены на рис. 2. Видно, что 21 января (рис. 2,а) во всем представленном диапазоне высот профили $\tilde{R}(H)$ на обеих длинах волн практически одинаковы и близки к единице. Это характерно для фонового аэрозольного состояния стратосферы, наблюдаемого с 1997 г. [2, 8, 9]. Однако 26 января (рис. 2,б) на $\lambda = 353$ нм в диапазоне высот 23–36 км имеют место повышенные значения $\tilde{R}(H) = 1,1$. Практически такие же значения $\tilde{R}(H)$ на $\lambda = 353$ нм, но с другой вертикальной стратификацией, сохраняются 27 января (рис. 2,в). Отчетливо видны два четко выраженных аэрозольных локальных максимума на высотах 24–31 и 33–37 км, которые еще более проявляются на $\lambda = 511$ нм.

Необычный излом с минимумом на высоте калибровки около 32 км наблюдается 3 февраля (рис. 2,г) в вертикальном распределении $\tilde{R}(H)$. Видно, что величина $\tilde{R}(H)$ возрастает как вниз, так и вверх от минимума. При этом хорошо заметны локальные максимумы $\tilde{R}(H)$ в интервалах высот 20–30 и около высоты 35 км, где наблюдались максимумы аэрозольных слоев 27 января. Еще более выраженный перегиб профилей $\tilde{R}(H)$ с минимумом на

высоте 28 км наблюдался 7 февраля (рис. 2,д). При этом профили $\tilde{R}(H)$ на длинах волн 353 и 511 нм в целом по-

вторяют друг друга не только по вертикальной стратификации, но и по величине $\tilde{R}(H)$.

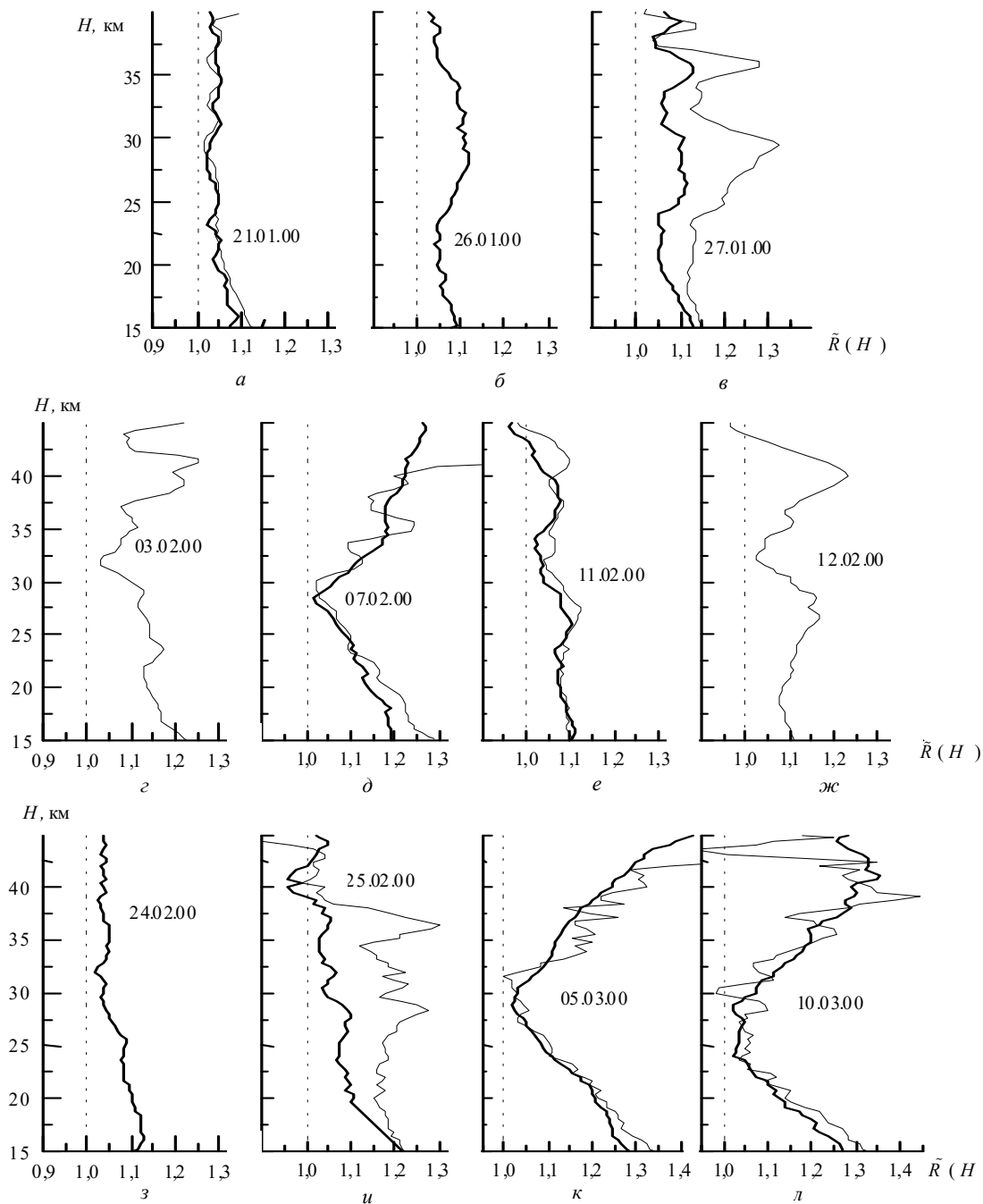


Рис. 2. Профили отношения рассеяния (жирная линия – $\lambda = 353$ нм, тонкая линия – $\lambda = 511$ нм), полученные в январе – марте 2000 г.

Дальнейшее поведение профилей $\tilde{R}(H)$ даже в нюансах повторяет разные характерные ситуации, зарегистрированные в первой половине периода лидарных наблюдений. Так, профили $\tilde{R}(H)$ 11 и 24 февраля (рис. 2,е,з) повторяют ситуации 21 или 26 января (см. рис. 2,а,б), а 12 и 25 февраля (рис. 2,ж,и) – 27 января (см. рис. 2,в). Наконец, поведение профилей $\tilde{R}(H)$ 5 и 10 марта (рис. 2,к,л) такое же, как 7 февраля (см. рис. 2,д).

Анализ результатов наблюдений

Всю совокупность полученных профилей $\tilde{R}(H)$ можно разделить на три характерные группы. Первая группа (см. рис. 2,в,ж,и) особенно в максимумах характеризуется условием

$$\tilde{R}(H)_{511} > \tilde{R}(H)_{353} > 1. \quad (5)$$

Для второй группы (см. рис. 2,а,б,е,з) характерно

$$\tilde{R}(H)_{511} \approx \tilde{R}(H)_{353} \approx 1. \quad (6)$$

Наконец, третья группа (см. рис. 2,в,д,к,л) для всех $H \neq H_0$ удовлетворяет условию

$$\tilde{R}(H)_{511} \approx \tilde{R}(H)_{353} > 1. \quad (7)$$

Отметим, что для молекулярного рассеяния выполняется соотношение

$$\frac{\beta_{\pi}^m(H)_{511}}{\beta_{\pi}^m(H)_{353}} = \left(\frac{353}{511}\right)^4, \quad (8)$$

а для аэрозольного рассеяния при условии юнговского распределения частиц по размерам

$$\frac{\beta_{\pi}^a(H)_{511}}{\beta_{\pi}^a(H)_{353}} = \left(\frac{353}{511}\right)^X, \quad (9)$$

где X – параметр Ангрстрема ($X < 4$).

На основе анализа соотношений (1), (5) – (9) можно сделать следующие выводы:

а) условие (5) характеризует реальные аэрозольные слои в стратосфере, природа которых, по-видимому, связана с процессами реконденсации, отмеченными в [4];

б) соотношение (6) в реальной стратосфере может выполняться только в отсутствие стратосферного аэрозоля ($\beta_{\pi}^a(H)_{\lambda} \approx 0$) и при совпадении модельных и реальных значений $\beta_{\pi}^m(H)_m \approx \beta_{\pi}^m(H)_p$ (или иначе температуры $T(H)$, т.е. $T(H)_m \approx T(H)_p$);

в) выражение (7), с одной стороны, так же, как (6), характеризует отсутствие аэрозольных частиц в стратосфере ($\beta_{\pi}^a(H)_{\lambda} \approx 0$). С другой стороны, налицо значительное отличие реальных температур от модельных, т.е. $T(H)_m \neq T(H)_p$. Причем необычный высотный ход $\tilde{R}(H)$ в этом случае является следствием нетипичной температурной стратификации в стратосфере.

Для оценки этой температурной стратификации можно воспользоваться известным методом лазерного зондирования температуры по сигналам молекулярного рассеяния [10]. Заметим, что вычисление температуры по данному методу при наличии аэрозоля приводит только к занижению значений определяемой температуры. Некоторые температурные профили, вычисленные по лидарным эхосигналам на $\lambda = 353$ нм с привязкой их к модельному температурному профилю [7] на высоте 18 км, представлены на рис. 3. Видно, что вычисленные значения температур существенно превышают модельные в верхней стратосфере. Такое значительное превышение температур вплоть до $\Delta T \approx 55$ К может наблюдаться при стратосферном потеплении. Чтобы разобраться с этим вопросом, воспользуемся анализом синоптической ситуации в стратосфере над Томском в период лидарных наблюдений.

Имеющаяся метеорологическая информация за январь – март 2000 г. позволяет выделить два периода, связанные с процессами блокирования [11]. Первый охватывает конец января и первую декаду февраля, второй – конец февраля и первую декаду марта. Блокирование было вызвано усилением и продвижением в более высокие широты сибирского антициклона – высокого, теплового и малоподвижного антициклона, являющегося одним из сезонных центров действия атмосферы. При этом процессе макромасштабное нарушение зонального переноса в тропосфере сопровождается усилением волновой активности в стратосфере. При продвижении стратосферного гребня высокого давления в высокие широты происходит либо деформация, либо смещение, или даже дробление циркулярного вихря и, соответственно, нарушение западного зонального переноса в стратосфере. При этом наблюдается перестройка термобарических полей, которая сопровождается похолоданием нижней стратосферы и потеплением верхней стратосферы. Быстрое развитие подобных циркуляционно-синоптических ситуаций может приводить к так называемым внезапным зимним стратосферным потеплениям. При стратосферных потеплениях резко увеличивается температура на десятки градусов в течение нескольких дней [11, 12].

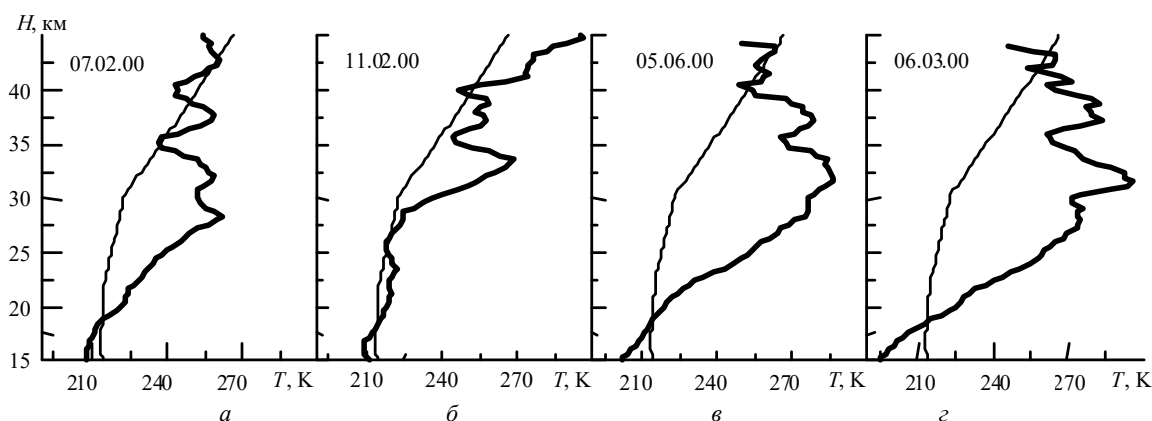


Рис. 3. Вертикальные профили температуры за соответствующие дни, полученные из лидарных данных на $\lambda = 353$ нм (жирная линия), и модельный профиль температуры [7] (тонкая линия)

В периоды максимального развития блокирования, в начале февраля и в начале марта 2000 г., Томск располагался внутри теплой воздушной тропической массы в тыловой части барического гребня с холодной и высокой

тропопаузой. Так, в первой декаде марта температура и положение тропопаузы сохранялись около -70 °С на уровне 200 гПа. При этом минимальные значения температуры достигали -75 °С, а тропопауза поднималась до уровня

180 гПа. Аномально низкие температуры наблюдались также и в нижней стратосфере. Например, 7 марта над пунктом аэрологического зондирования в Александровском (450 км севернее Томска) на уровне 100 гПа (15,4 км) была зафиксирована температура минус 77,3 °С. Таким образом, анализ синоптической ситуации явно указывает на выраженное аномально холодное состояние нижней стратосферы. В то же время лидарные данные (см. рис. 3) свидетельствуют об аномально теплом состоянии верхней стратосферы. Эти данные с учетом известных закономерностей развития атмосферных процессов позволяют утверждать факт внезапных стратосферных потеплений над Томском в зимне-весенний период 2000 г.

Заключение

Как показал анализ лидарных и синоптических данных, период наблюдений в январе – марте 2000 г., вероятнее всего, совпал с процессами зимних стратосферных потеплений. Наблюдаемая в этот период быстрая динамика аэрозольных образований в верхней стратосфере (их быстрое появление и исчезновение), по-видимому, указывает на процессы фазовых переходов I рода. На фронте тепла происходит испарение водной фракции аэрозольных частиц, при последующем похолодании – конденсационное образование жидкокапельных аэрозолей.

Внезапные стратосферные потепления, а именно этот процесс явился причиной наблюдения нетипичных вариаций отношения рассеяния, – довольно редкие явления, характерные для полярных и субполярных широт, в средних

широтах они наблюдаются значительно реже [11, 12]. Действительно, анализ всего длинного ряда наблюдений за стратосферным аэрозолем на Сибирской лидарной станции с 1986 г. по настоящее время позволил выявить только один период, для которого динамика аэрозольно-температурной стратификации в стратосфере была аналогичной процессам, имеющим место в январе – марте 2000 г. Профили отношения рассеяния $R(H)$, рассчитанные с использованием аэрологических данных по температуре, и сами профили $T(H)$, иллюстрирующие развитие процесса стратосферного потепления зимой 1987 г., приведены на рис. 4.

Быстрые взаимосвязанные изменения значений $R(H)$ и температуры по высоте, наблюдаемые в 1987 и 2000 гг., позволяют с большой вероятностью отнести аэрозольные слои в верхней стратосфере к процессам реконденсации водяного пара при похолодании стратосферы вслед за внезапным потеплением [4]. Так, например, на рис. 4,а имеют место аномально теплая стратосфера над Томском и, соответственно, отсутствие аэрозольных слоев в верхней стратосфере. На рис. 4,б,в видно, как при следующем за потеплением похолоданием стратосферы формируются аэрозольные слои на высотах 27–32 км. Заметим, что высотные ходы $R(H)$ в 1987 и 2000 гг. в схожих ситуациях заметно различаются. Более высокие значения $R(H)$ в 1987 г. в нижней стратосфере связаны с остатками вулканогенного аэрозоля после извержений вулканов Эль-Чичон (1982) и Дель-Руис (1985). Кроме того, для нормировки лидарных сигналов в 1987 г. использовались реальные значения $T(H)$, измеренные шар-зондами, а в 2000 г. – модельные.

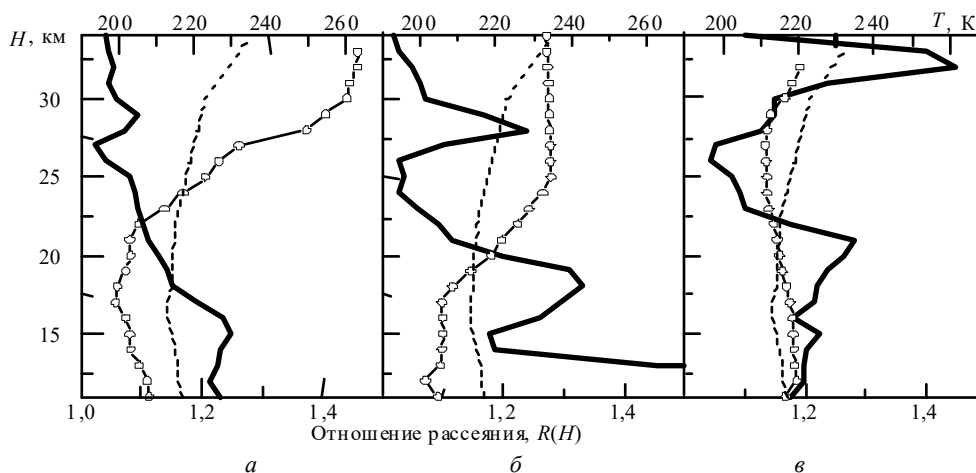


Рис. 4. Профили отношения рассеяния на $\lambda = 532$ нм (жирные линии), температура из данных аэрологического зондирования (линия с кружками), модельный профиль температуры для зимы средних широт [7] (пунктирная линия) за 20.01.87 (а), 30.01.87 (б) и 22.02.87 (в)

Факты регистрации аэрозольных слоев, причины появления которых связаны с сильным изменением термодинамических условий в стратосфере, редких даже для полярных и субполярных широт [11], вместе с результатами лидарного зондирования озоносферы в зимние периоды 1996–1999 гг., дающими вертикальное распределение озона, характерное для полярных широт [13], указывают на существенное воздействие арктического циркумполярного вихря на стратосферу над Томском.

Отметим также, что анализ поведения отношения рассеяния, полученного на двух длинах волн зондирования,

позволяет описывать реалистическую картину в стратосфере и давать правильную физическую интерпретацию лидарных данных даже при сильных несовпадениях $T(H)_м \neq T(H)_р$.

Авторы выражают благодарность А.В. Невзорову за помощь в проведении лидарных измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Миннауки РФ на установку «Сибирская лидарная станция» (рег. № 01-64) и частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по грантам № 98-05-64267 и 99-05-64943.

1. *Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли* / Под ред. С.С. Хмелевцова. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
2. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. // *Оптика атмосферы и океана*. 1999. Т. 12. № 3. С. 268–274.
3. Zuev V.V., Burlakov V.D., El'nikov A.V. // *J. Aerosol Sci.* 1998. V. 29. N 10. P. 1179–1187.
4. Hofmann D.J., Rosen J.M., and Grindell W. // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. N D1. P. 2341–2354.
5. Хинкли Э.Д. *Лазерный контроль атмосферы*. М.: Мир, 1979. 419 с.
6. Маричев В.Н., Ельников А.В. // *Труды IX Всес. симп. по лазер. и акуст. зонд. атмосферы. Часть I*. Томск: Изд. ТФ СО АН СССР, 1987. С. 154–159.
7. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. // *Спектроскопические методы зондирования атмосферы*. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–44.
8. Jager H., Homburg F. // 19 ILRC Abstract of papers. Langley Research Center, Hampton, Virginia, 1998. P. 335–338.
9. Kent G.S., Hansen G.M. // *Applied Optics*. 1998. V. 37. P.3861–3872.
10. Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л. // *Оптика атмосферы и океана*. 1996. Т. 9. № 12. С. 1615–1619.
11. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. *Метеорологический словарь*. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 568 с.
12. Von Zanh U., Fiedler J., Nanjokat B., Jangematz U., and Kruger K. // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. N 22. P. 4169–4172.
13. Зуев В.В., Маричев В.Н., Хрянов П.А. // *Оптика атмосферы и океана*. 1999. Т. 12. № 7. С. 632–634.

V.V. Zuev, V.D. Burlakov, A.V. El'nikov, S.V. Smirnov, P.A. Khryapov. Variations of scattering ratios in the upper atmosphere above Tomsk in January – March, 2000.

The observational results on ratios $R(H)$ of the scattering vertical profiles are presented. They were obtained at the Siberian lidar station in January – March, 2000, at two wavelengths: 353 and 532 nm. Nontypical enhancements of $R(H)$ in the upper atmosphere at the altitudes higher than 25 km were recorded. The causes of the observed variations of $R(H)$ are analyzed using the synoptic situation and data of two-frequency lidar sensing. The nature of the phenomenon, most probably, is connected with development of sudden stratospheric warming. Similar rare phenomenon with analogous dynamics of the $R(H)$ vertical temporal structure was observed above Tomsk in winter of 1987.