

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.510.534

**Наблюдение прорыва стратосферных воздушных масс
в верхнюю тропосферу по лидарным измерениям озона**

**Владимир Владимирович Зуев¹, Владимир Дмитриевич Бурлаков¹,
Сергей Иванович Долгий¹, Алексей Викторович Невзоров¹,
Андрей Владимирович Ельников²**

*¹Институт оптики атмосферы СО РАН,
лаборатория дистанционной спектроскопии атмосферы
634055, г. Томск, пл. акад. Зуева, 1
ref_zuev@iao.ru; burlakov@iao.ru;
dolgii@iao.ru; nevzorov@iao.ru*

*²Сургутский государственный университет, кафедра экспериментальной физики
628408, г. Сургут, ул. Энергетиков, 14
eav@iff.surgu.ru*

Поступила в редакцию 26.10.2007 г.

Для фоновых аэрозольных условий в верхней тропосфере и нижней стратосфере представлена методика восстановления профилей концентрации озона с использованием зондирования на одной длине волны. В качестве такой длины волны рассматривается излучение, соответствующее 1-й стоксовой компоненте преобразования на основе эффекта вынужденного комбинационного рассеяния в водороде (299 нм) четвертой гармоники (266 нм) Nd:YAG-лазера. Измерения концентрации озона реализованы в диапазоне высот 6–14 км. Анализ результатов лидарных измерений озона совместно с анализом данных аэрологического зондирования температуры и влажности показал, что в апреле 2007 г. над Томском (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) был зафиксирован довольно редкий процесс стратосферно-тропосферного переноса через тропопаузу.

Ключевые слова: стратосфера, тропосфера, стратосферно-тропосферный обмен, озон, лидар.

Введение

Лазерное зондирование вертикального распределения стратосферного озона осуществляется на Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН (г. Томск: 56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) с 1989 г. Измерения проводятся методом дифференциального поглощения (ДП) в области полосы поглощения озона Хартли–Хеггинса на паре длин волн 308 нм (on-line) и 353 нм (off-line), которые соответствуют частоте генерации эксимерного ХеСl-лазера и ее первой стоксовой компоненте преобразования в водороде на основе эффекта вынужденного комбинационного рассеяния (ВКР). Сечение поглощения озоном σ на длине волны 308 нм равно $1,4 \cdot 10^{-19}$ см², а на $\lambda = 353$ нм σ практически равно нулю.

Получаемые лидарные сигналы на этих длинах волн обеспечивают концентрационную чувствительность метода ДП, достаточную для определения стратосферного озона на высотах 12–35 км, т.е. в слое с максимальным содержанием озона, где его концентрация составляет $(2,0–6,0) \cdot 10^{12}$ мол/см³. Ниже 12 км, где концентрация озона в несколько раз меньше, величины коэффициента поглощения $K = \sigma N$ (N – концентрация озона) недостаточно для устойчивого обнаружения эффекта поглощения озоном зонди-

рующего излучения на фоне случайных ошибок лидарного сигнала.

В то же время ряд актуальных проблем атмосферной физики и химии, в частности исследование процессов стратосферно-тропосферного обмена (СТО), требует проведения измерений именно в районе тропопаузы (выше и ниже нее). При этом вариации вертикального распределения озона рассматриваются как трассер процессов общего воздухообмена в районе тропопаузы. Подобные исследования необходимы для изучения необратимых нисходящих переносов озона из стратосферы в тропосферу, для изучения роли процессов СТО в общей циркуляции атмосферы, для изучения влияния СТО на изменения химического состава воздуха, что в свою очередь влияет на баланс радиационных потоков в тропосфере и нижней стратосфере.

В современных исследованиях процессы СТО рассматриваются как часть общей циркуляции всей атмосферы, как один из объектов глобальной картины процессов переноса и перемешивания газовых составляющих атмосферы. Изучение процессов СТО выделяется в отдельную тему исследований в рамках Международного проекта по исследованиям стратосферных процессов и их роли в климатообразовании (SPARC). Работает Европейский проект по изучению

влияния СТО на изменения климата, атмосферные переносы и окислительную способность тропосферы (СТАССАТО) [1]. Для получения вертикальных профилей распределения озона в тропосфере — стратосфере используются в том числе и лидарные методы измерений [2, 3]. Методика и первые результаты подобных измерений на Сибирской лидарной станции рассматриваются в данной статье.

1. Техническое и методическое обеспечение лидарных измерений

Для увеличения концентрационной чувствительности лидарных измерений озона в тропосфере необходимо смещать зондирующую длину волны (online) в более коротковолновую (относительно длины волны $\lambda = 308$ нм) область полосы Хартли, где сечение поглощения озоном больше. Подобное смещение было реализовано с использованием излучения 4-й гармоники Nd:YAG-лазера ($\lambda = 266$ нм), которое в ВКР-ячейке на водороде преобразовывалось в излучение с $\lambda = 299$ нм (1-я стоксова компонента ВКР-преобразования). Эта длина волны приходится на область полосы поглощения озона с сечением поглощения $\sigma_{299} = 4,4 \cdot 10^{-19}$ см².

В качестве источника зондирующего излучения используется Nd:YAG-лазер модели LS-2134 UT фирмы LOTIS ТП (г. Минск), генерирующий на длинах волн 532 и 266 нм с частотой следования импульсов 15 Гц. ВКР-ячейка изготовлена из трубы (нержавеющая сталь) с внутренним диаметром 3 см и длиной 1 м. Входное и выходное окна изготовлены из кварца КУ. Энергия импульса накачки на длине волны 266 нм составляет 60 мДж. Необходимая для получения эффекта ВКР-преобразования плотность мощности накачки обеспечивается линзой с фокусным расстоянием 80 см, которая устанавливается перед ВКР-ячейкой и фокусирует излучение на ее центр. После ячейки конфокально с фокусирующей линзой устанавливается коллимирующая линза. При давлении водорода в ячейке 2 атм на длине волны 299 нм реализуется энергия импульсов излучения 20 мДж.

Регистрация оптических лидарных сигналов осуществляется приемным телескопом, который изготовлен по схеме Ньютона на основе зеркала диаметром 0,5 м. В качестве приемников излучения используются ФЭУ фирмы HAMAMATSU R7207-01. Регистрация осуществляется в режиме счета фотонов.

Для оценки вклада аэрозольной компоненты в ослабление лидарного сигнала применялась вторая длина волны зондирования $\lambda = 532$ нм. Она использовалась для получения отношения рассеяния $R(H)$, которое отражает высотные изменения аэрозольного рассеяния относительно молекулярного и определяется как отношение суммы коэффициентов обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния к последнему.

С 1996 г. наблюдается фоновое состояние стратосферного аэрозольного слоя (САС) с минимальным аэрозольным содержанием в условиях длительного

вулканически спокойного периода — последнее мощное взрывное извержение было в 1991 г. (влк. Пинатубо). Измерения показали, что для наблюдаемых условий фонового состояния САС вертикальные вариации R незначительны, а сами значения R близки к единице [4]. В нижней стратосфере они изменяются в среднем от 1,05–1,1 летом до 1,1–1,15 зимой, т.е. вклад аэрозольной компоненты в общее рассеяние составляет 5–15% от рассеяния молекулярной составляющей, тогда как в условиях возмущения стратосферы мощным вулканическим извержением аэрозольная компонента может в несколько раз превышать молекулярное рассеяние в верхней тропосфере — стратосфере.

В фоновых условиях длительного вулканически спокойного периода и при отсутствии облачности, что необходимо для проведения лидарных измерений, в верхней тропосфере также наблюдается довольно устойчивое аэрозольное содержание. На рис. 1 приведены вид лидарных сигналов на длинах волн 299 и 532 нм, зарегистрированных 12 апреля 2007 г. по 25000 лазерных импульсов, и профиль $R(H)$, измеренный на длине волны 532 нм, который отражает высотное распределение аэрозоля в стратосфере — тропосфере.

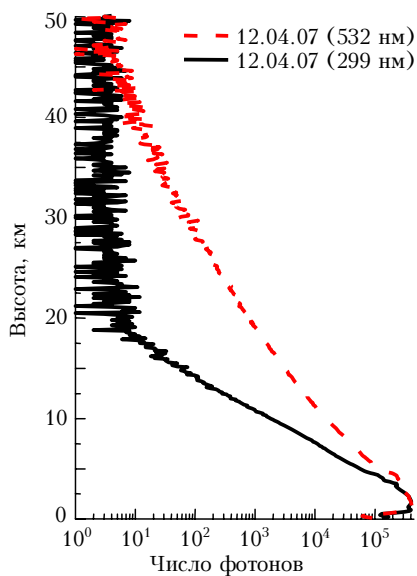
В диапазоне высот 6–12 км вклад аэрозольной компоненты в обратное рассеяние составляет 10–15% от молекулярного и уменьшается в стратосфере до 5%. Кроме того, согласно модельным представлениям, а также экспериментальным данным отношение аэрозольного рассеяния к молекулярному при уменьшении длины волны также уменьшается [5–7]. Это позволило пренебречь аэрозольным вкладом в лидарные сигналы и осуществить восстановление концентрации озона по данным зондирования на одной длине волны ($\lambda = 299$ нм), применив для коррекции общего молекулярного вклада модельные значения.

В общем виде уравнение лазерного зондирования при наличии на трассе зондирования поглощающего газа записывается как:

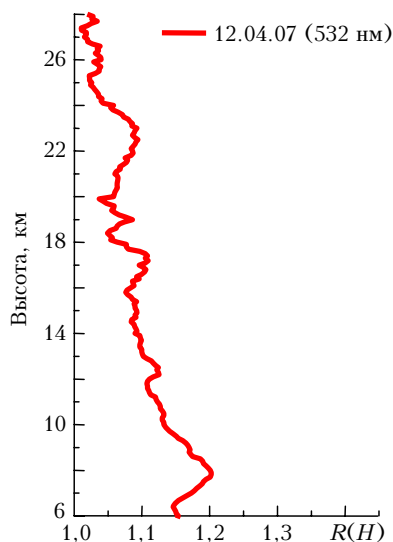
$$P(H) = \frac{C}{H^2} [\beta_{\pi}^a(H) + \beta_{\pi}^m(H)] \times \exp \left[-2 \int_0^H [\sigma N(h) + \alpha_m(h) + \alpha_a(h)] dh \right], \quad (1)$$

где $P(H)$ — мощность лидарного сигнала; H — высота; C — аппаратная константа; $\beta_{\pi}^a(H)$ и $\beta_{\pi}^m(H)$ — коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяний; σ — сечение поглощения; $N(H)$ — концентрация озона; $\alpha_m(h)$ и $\alpha_a(h)$ — коэффициенты полного молекулярного и аэрозольного рассеяний. С учетом предположения о малом вкладе аэрозольной компоненты в лидарный сигнал в условиях фонового содержания аэрозоля в стратосфере и верхней тропосфере уравнение (1) упрощается:

$$P(H) = \frac{C}{H^2} \beta_{\pi}^m(H) \exp \left[-2 \int_0^H [\sigma N(h) + \alpha_m(h)] dh \right]. \quad (2)$$



а



б

Рис. 1. Лидарные сигналы на длинах волн 299 и 532 нм (12 апреля 2007 г.) (а); восстановленный профиль отношения рассеяния на длине волн 532 нм (б)

Уравнение (2) перегруппируем и приведем к виду

$$\exp \left[-2 \int_0^H [\sigma N(h) + \alpha_m(h)] dh \right] = \frac{1}{C} \frac{S(H)}{\beta_\pi^m(H)}, \quad (3)$$

где $S(H) \equiv P(H)H^2$ — так называемая $S(H)$ -функция.

Выражение (3) логарифмируем и его правую часть расписываем на составляющие

$$\begin{aligned} & -2 \int_0^H [\sigma N(h) + \alpha_m(h)] dh = \\ & = \ln \left(\frac{1}{C} \right) + \ln[S(H)] - \ln[\beta_\pi^m(H)], \end{aligned} \quad (4)$$

дифференцируем и с учетом того, что производная от константы равна нулю, получаем выражение для удвоенного коэффициента поглощения:

$$2K(H) \equiv 2\sigma N(h) = - \underbrace{\frac{d}{dh} \ln[S(H)]}_A + \underbrace{\frac{d}{dh} \ln[\beta_\pi^m(H)]}_B - 2 \underbrace{\alpha_m(h)}_C. \quad (5)$$

Высотные распределения абсолютных значений слагаемых «А», в котором в качестве $S(H)$ -функции использовался накопленный лидарный сигнал за 9 апреля 2007 г., «В» и «С» приведены на рис. 2.

Поскольку член «А» представляет собой измеренную величину, то на рис. 2 приведена и величина его случайной ошибки. Жирной линией на нем изображено слагаемое «А» после сглаживания фильтром на основе быстрого преобразования Фурье по 5 точкам. Дифференцирование «А» и «В» осуществлялось по разностной схеме. Аппаратурное пространственное разрешение измерений равно 100 м.

Для увеличения коэффициентов поглощения между соседними точками на трассе зондирования перед проведением операции численного дифференцирования четыре соседних высотных интервала складывались. Это приводило к пространственному разрешению 400 м. В результате численного дифференцирования, которое, как известно, является некорректной задачей, полученный вертикальный профиль концентрации озона обладает сильными случайными осцилляциями.

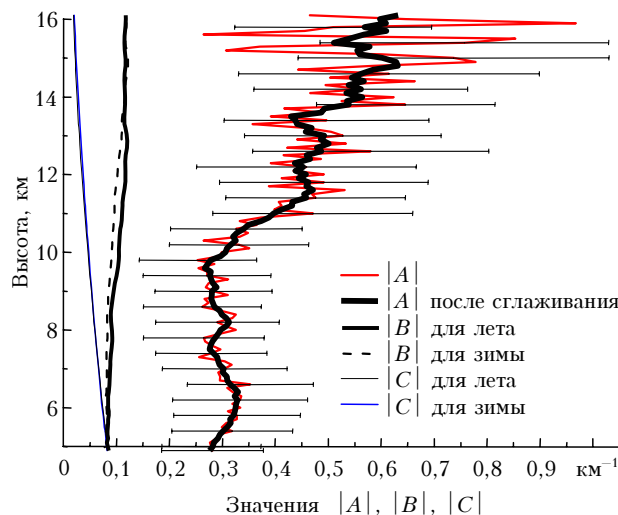


Рис. 2. Вертикальные распределения абсолютных значений слагаемых $|A|$, $|B|$ и $|C|$, входящих в уравнение (5)

Для уменьшения величины этих осцилляций используется фильтр на основе быстрого преобразования Фурье, являющийся модулем пакета «ORIGIN». Было выбрано 5 точек сглаживания на основе двух положений: чтобы после сглаживания, с одной стороны, случайные осцилляции не замазывали вертикальную структуру профилей, с другой — можно было говорить о пространственной структуре профиля.

Кроме того, применение пространственного фильтра сглаживания по 5 точкам уменьшает случайную ошибку в интересующем нас высотном диапазоне до приемлемой величины, что позволяет говорить о различии в вертикальном распределении концентрации озона в анализируемые периоды. В качестве $\beta_{\pi}^M(H)$ и $\alpha_M(h)$ были взяты как зимние, так и летние модельные значения [5]. Если для слагаемого «В» еще можно заметить разницу между сезонами, которая не превышает 5%, то для «С» высотные хода сливаются.

В целом, анализ информации, представленной на рис. 2, позволяет сделать вывод, что произвол в выборе $\beta_{\pi}^M(H)$ и $\alpha_M(h)$ может вносить несущественные искажения в результаты определения концентрации озона с использованием только одной длины волны $\lambda = 299$ нм.

Окончательное выражение для определения концентрации, используемое в дальнейшем для расчетов, имеет вид

$$N(H) = \frac{1}{2\sigma} \left\{ -\frac{d}{dh} \ln[S(H)] + \frac{d}{dh} \ln[\beta_{\pi}^M(H)] - 2\alpha_M(h) \right\}. \quad (6)$$

2. Результаты лидарных наблюдений и их анализ

Первые измерения концентрации озона в диапазоне высот 6–14 км с использованием ВКР-преобразования 4-й гармоники Nd:YAG-лазера были реализованы в апреле 2007 г. Выборка полученных вертикальных профилей озона представлена на рис. 3 в сравнении с моделью Крюгера [9].

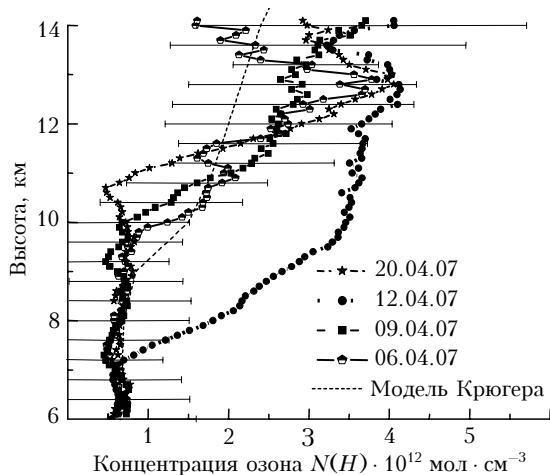


Рис. 3. Профили вертикального распределения озона, измеренные в апреле 2007 г., и модель Крюгера [9]

В высотном диапазоне 6–9 км эмпирические профили и модельная кривая достаточно хорошо совпадают. Выше 9 км, в нижней стратосфере, в различной степени наблюдается вариабельность измеренных профилей за 6, 9 и 20 апреля относительно модельного распределения, что является естественным для динамики распределения озона в отдельные дни

наблюдений. Начиная с 7 км и выше из общего хода профилей выделяется профиль за 12 апреля, причем с ростом высоты его вертикальный ход все больше и больше отличается от остальных. 12 апреля значения концентрации озона в высотном диапазоне 7–13 км превышали значения предыдущих и последующих дней наблюдений. Относительно стабильное состояние озоносферы в районе верхней тропосферы и нижней стратосферы, для которого характерны профили озона, полученные 6, 9 и 20 апреля, 12 апреля было нарушено кратковременным, спорадическим процессом, приведшим к вторжению масс стратосферного озона в тропосферу.

События СТО в средних широтах связаны с мезомасштабными процессами и процессами синоптического масштаба. Для переносов из стратосферы в тропосферу наиболее благоприятны процессы циркуляции воздуха в складках тропопаузы, на циклонической периферии струйных течений, в районе высотных ложбин барических систем, в пределах циркумполярного вихря, в отсеченных циклонах, в мезомасштабных конвективных комплексах и грозах, при разрушении гравитационных волн [1]. При этом СТО — быстроизменяющиеся, прерывистые события, разделенные более спокойными периодами. Временные масштабы процессов СТО могут составлять часы и дни, пространственные — сотни и тысячи километров [1, 12].

Для идентификации и анализа процессов стратосферно-тропосферного переноса одним из типичных подходов является рассмотрение особенностей динамики вертикального распределения озона, температуры и влажности в районе тропопаузы [1–3, 12]. Тропопауза разделяет стратосферные и тропосферные воздушные массы и согласно Всемирной метеорологической организации определяется [10] как самый низший уровень, на котором температурный ход уменьшается до $2 \text{ град} \cdot \text{км}^{-1}$ или менее, а скорость падения между этим уровнем и каким-нибудь уровнем внутри следующих 2 км не превышает $2 \text{ град} \cdot \text{км}^{-1}$.

В бароклинных зонах атмосферы может возникнуть особая деформация тропопаузы, когда ее поверхность изгибается и принимает положение, близкое к вертикальному, — так называемая складка тропопаузы. Особенности циркуляции в складке тропопаузы рассматриваются как один из основных механизмов процессов СТО [1]. При этом нисходящие движения могут вести к адиабатическому повышению температуры в тропосфере и нижней стратосфере. Уменьшение относительной влажности в области тропосферных высот, где наблюдается увеличение концентрации озона, свидетельствует о нисходящем переносе стратосферных воздушных масс с высоким содержанием озона и низкой влажностью через тропопаузу в тропосферу.

Поскольку в Томске аэрологическое зондирование метеопараметров не осуществляется, нами использовались данные измерений профилей температуры и влажности [8], получаемые на близких к Томску пунктах зондирования, в северо-западном направлении: Колпашево ($58,3^\circ$ с.ш.; $83,0^\circ$ в.д.; 240 км от Томска), Александровское ($60,4^\circ$ с.ш.; $77,9^\circ$ в.д.; 600 км);

в юго-западном направлении: Новосибирск (55,0° с.ш.; 83,0° в.д.; 220 км). Рассматривались данные шарзондовых измерений в дни лидарных наблюдений озона 6, 9, 12 и 20 апреля. Кроме того, сравнивались данные измерений в день наблюдения озоновой аномалии 12 апреля и для предыдущего и последующего дней — 11 и 13 апреля. Время запуска зондов по Гринвичу — 12 GMT, что соответствует местному — 19 ч, которое близко к среднему местному времени лидарных измерений озона 20–22 ч.

Анализ этих данных показал, что 6, 9, 20, а также 11 и 13 апреля наблюдалось типичное высотное распределение температуры с выраженной тропопаузой, а 12 апреля наблюдалось распределение температуры, близкое к вертикальному. Причем такое распределение было наиболее выражено для северных станций — Колпашево и Александровское. На рис. 4 и 5 для этих станций приведены данные зондирования температуры и влажности.

Из рис. 4 видно, что 11 и 13 апреля для ст. Колпашево и 13 апреля для ст. Александровское наблюдалось высотное распределение температуры со спадом в тропосфере (6–7 град·км⁻¹) и выраженной тропопаузой в районе 10 км. Но уже 11 апреля для ст. Александровское начались заметные изменения вертикального хода температуры. Тропопауза опустилась до 9 км, спад температуры на интервале высот 6–9 км составил около 3 град·км⁻¹. 12 апреля в диапазоне высот 9–11 км наблюдалось распределение температуры, близкое к вертикальному в складке тропопаузы, при котором тропопауза не является естественным потенциальным барьером, препятствующим обмену воздушных масс между стратосферой и тропосферой. Спад температуры на интервале высот 6–9 км для обеих станций составлял менее 2 град·км⁻¹. Кроме того, на высотах более 9 км 12 апреля температура была выше, чем 11 и 13 апреля для ст. Колпашево, а для ст. Александровское температура 11 и 12 апреля выше, чем 13-го. В целом, наблюдаемые 12 апреля температурные изменения в области аномального увеличения озона соответствует процессу СТО. В интервале высот 7–16 км, который включает область озоновой аномалии, 12 апреля влажность (см. рис. 5) была пониженной по сравнению с предыдущим и последующим днями измерений, что также свидетельствует о переносе воздушных масс из стратосферы в тропосферу.

При этом на ст. Александровское, как и в случае температурных изменений, пониженная влажность наблюдалась уже 11 апреля в 12 GMT, тогда как в 00 GMT 11 апреля она была еще повышенной.

В целом, комплексные результаты наблюдений озоновой аномалии, температуры и влажности показывают, что время существования складки тропопаузы, как и само событие стратосферно-тропосферного переноса, — кратковременный, ограниченный процесс, в данном случае не более суток.

Наблюдаемый стратосферно-тропосферный перенос мог быть связан с особенностями атмосферной циркуляции в апреле 2007 г. над регионом Сибири, которая определялась смещением циркумполярного

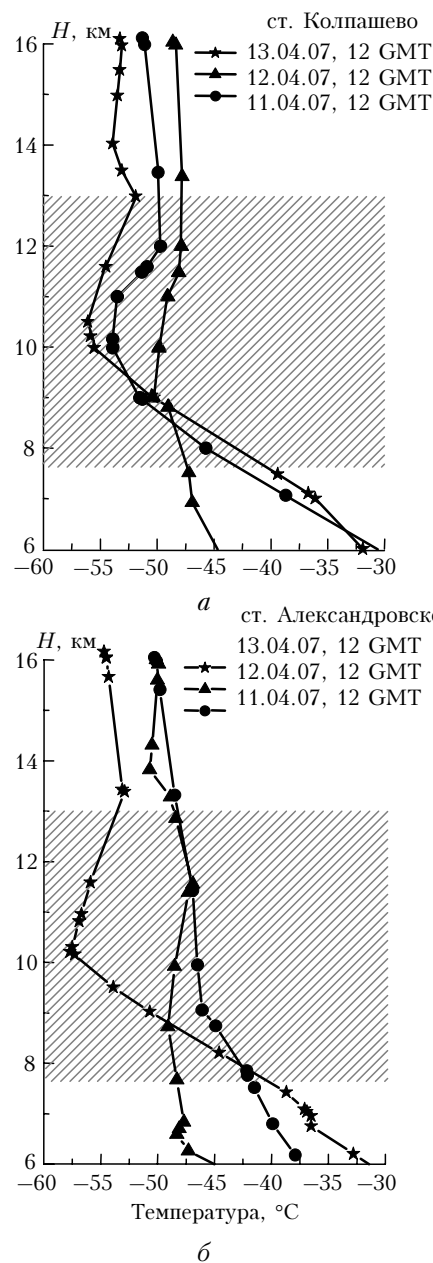


Рис. 4. Вертикальные профили температуры по данным аэрологических станций Колпашево (58,3° с.ш.; 83,0° в.д.) — а, и Александровское (60,4° с.ш.; 77,9° в.д.) — б. GMT — время запуска зондов по Гринвичу. Заштрихованная область — аномальное увеличение озона 12 апреля 2007 г.

вихря с Баренцева моря в юго-восточном направлении [11]. В пределах зоны действия циркумполярного вихря нисходящий перенос из стратосферы в тропосферу особенно выражен [13]. Скорее всего, согласно направлению перемещения циркумполярного вихря, на самой северной станции Александровское изменения вертикального распределения температуры и влажности наблюдались ранее, чем на ст. Колпашево. Наблюдения события СТО в Томске свидетельствуют, что складка тропопаузы проявилась и над Томском, а на юго-западной станции Новосибирск температурные изменения были менее выражены.

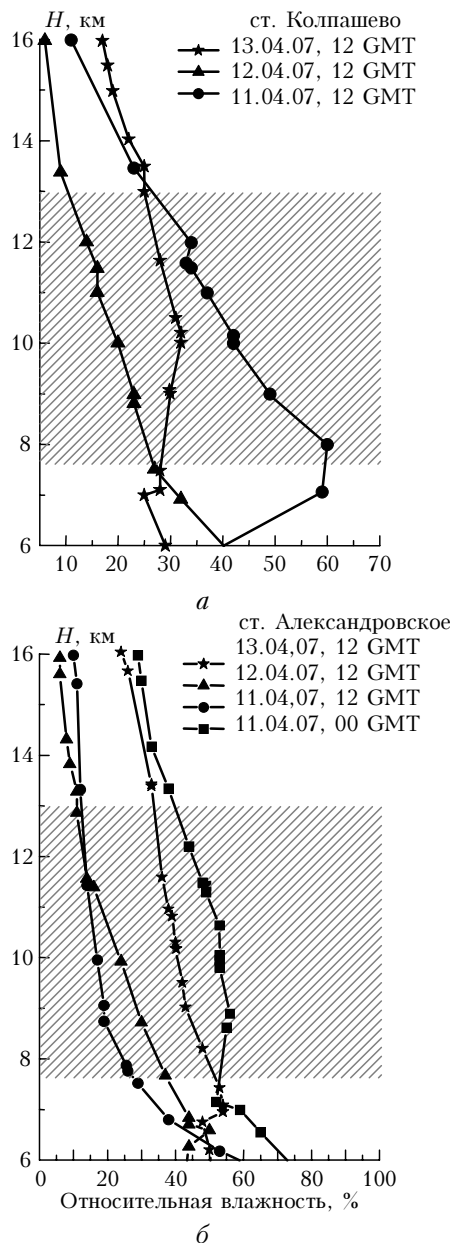


Рис. 5. Временной ход относительной влажности по данным аэрологических станций Колпашево (а) и Александровское (б). GMT — время запуска зондов по Гринвичу. Заштрихованная область — аномальное увеличение озона 12 апреля 2007 г.

Заключение

На Сибирской лидарной станции начато зондирование вертикального распределения озона в верхней тропосфере, в районе тропопаузы и нижней стратосфере. Обоснована методика восстановления профилей озона в фоновых аэрозольных условиях с использованием одной длины волны 299 нм. Анализ результатов лидарных измерений динамики вертикального распределения озона совместно с анализом данных аэрологического зондирования температуры и влажности показал, что в апреле 2007 г. над Томском был

зафиксирован довольно редкий процесс стратосферно-тропосферного переноса.

В настоящее время авторами обрабатываются техника и методика зондирования озона в верхней тропосфере — нижней стратосфере по методу дифференциального поглощения и рассеяния на паре длин волн 299/341 нм, где 341 нм — вторая гармоника ВКР-преобразования линии 266 нм в водороде. Это позволит получать информацию о вертикальном распределении озона в любых аэрозольных условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям (контракт № 02.518.11.7088), Международного научно-технического центра (проект № В-1063), интеграционного проекта СО РАН № 3.14 и гранта РФФИ № 05-05-64518.

1. *Stohl A., Bonasoni P., Cristofanelli P., Collins W.* Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 12. P. STA1/1—STA1/15.
2. *Galani E., Balis D., Zanis P., Zerefos C., Papayannis A., Wemli H., Gerasopoulos E.* Observations of stratosphere-to-troposphere transport events over the eastern Mediterranean using a ground-based lidar system // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 12. P. STA12/1—STA12/10.
3. *Roelofs G.J., Kentarchos A.S., Trickl T., Stohl A., Collins W.J., Crowther R.A., Hauglustaine D., Klonecki A., Law K.S., Lawrence M.G., von Kuhlmann R., van Weele M.* Intercomparison of tropospheric ozone models: Ozone transport in a complex tropopause folding event // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 12. P. STA14/1—STA14/13.
4. *Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Невзоров А.В.* Лидарные наблюдения стратосферного аэрозольного слоя средних широт в длительный вулканически спокойный период // *Оптика атмосф. и океана.* 2006. Т. 19. № 7. С. 598—603.
5. *Иттолитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А.* Оптико-метеорологическая модель атмосферы для моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации // *Спектроскопические методы зондирования атмосферы.* Новосибирск: Наука, 1985. С. 4—44.
6. *Зуев В.Е., Креков Г.М.* Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.
7. *Ельников А.В., Зуев В.В., Бондаренко С.Л.* Влияние оптических характеристик аэрозоля на результаты лазерного зондирования озона при аэрозольной коррекции исходных данных // *Оптика атмосф. и океана.* 1993. Т. 6. № 10. С. 1268—1277.
8. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
9. *Krueger A.J., Minzner R.A.* A mid-latitude ozone model for the 1976 US standard atmosphere // *J. Geophys. Res. D.* 1976. V. 81. N 24. P. 4477—4487.
10. *World Meteorological Organization (WMO), Atmospheric Ozone 1985 // WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj. Rep. 20, Geneva, 1986.*
11. *Васильев Е.В., Лукьянов В.И., Найшуллер М.Г.* Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в апреле 2007 г. // *Метеорол. и гидрол.* 2007. № 7. С. 113—118.
12. *Куколева А.А.* Оценки потоков озона через поверхность тропопаузы при мезомасштабных процессах // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 2002. Т. 38. № 5. С. 683—693.

13. Appenzeller C., Holton J.R., Rosenlof K.H. Seasonal variations of mass transport across the tropopause //

J. Geophys. Res. D. 1996. V. 101. N 6. P. 15071–15078.

V.V. Zuev, V.D. Burlakov, S.I. Dolgii, A.V. Elnikov, A.V. Nevzorov. **Observations of stratospheric air masses inrush to the upper troposphere according to lidar ozone measurements.**

For the background aerosol conditions in the upper troposphere and in the lower stratosphere, we present a method of reconstruction of ozone concentration profiles with the use of the sensing at a single wavelength. We consider as such a wavelength the radiation corresponding to the first Stokes component of conversion based on the effect of induced Raman scattering in hydrogen (299 nm) of fourth harmonic (266 nm) of Nd:YAG laser. The measurements of ozone concentration are made in altitude range 6–14 km. The analysis of results of ozone lidar measurements simultaneously with the analysis of data of aerologic temperature and humidity sensing has shown that in April 2007 we recorded quite rare process of stratosphere-troposphere transport across the tropopause over Tomsk (56.5°N; 85.0°E).