

**В.В. Зуев, В.Е. Зуев, В.Н. Маричев**

## **ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗОНА**

Дан обзор докладов 16-й Международной конференции по лазерному зондированию (Массачусетс, США, 20–24 июля 1992 г.), посвященных исследованию тропосферного и стратосферного озона. Отличительной особенностью наблюдений атмосферного озона за прошедший период явилось влияние аэрозольного облака, образовавшегося в результате извержения вулкана Пинатубо, на содержание озона и на точность восстановления его профилей.

На 16-й Международной конференции по лазерному зондированию атмосферы (ILRC) было представлено 16 докладов, посвященных лазерному зондированию озона в атмосфере. В девяти из них обсуждалась проблема присутствия вулканического аэрозоля в стратосфере как с точки зрения взаимодействия аэрозоля и озона, так и с точки зрения учета аэрозольной компоненты при измерениях озонных профилей. В стратосфере отмечается отрицательная корреляция между содержанием озона и вулканического аэрозоля. Вместе с тем процессы их взаимодействия требуют более детального исследования. Для правильного восстановления вертикального распределения озона (ВРО), получаемого по данным лидаров дифференциального поглощения (*DIAL*-лидар) при наличии в стратосфере вулканических аэрозольных слоев, предлагаются:

- методика коррекции аэрозольного рассеяния на основной и референтной длинах волн;
- способ измерений с использованием дополнительно к *DIAL*-технике каналов приема сигналов спонтанного комбинационного рассеяния, исключающих различие в аэрозольном рассеянии.

Во многих случаях в интересах изучения процессов деструкции озона и отработки методики коррекции лидарных озоноданных производилось параллельное зондирование озона и аэрозоля. Для проверки достоверности лидарных измерений озона использовались данные спутника <*SAGE-II*> и *ECC* и *Brewer-Mast*-зондов, *Umkehr*-спектрометра. Получено хорошее совпадение измерений профилей концентрации озона лидарами и данными приборами, что дает возможность их комплексного использования в исследовании озона и восстановления протяженных профилей, охватывающих тропосферу и стратосферу.

Исследования надежности измерений озона нижней стратосферы в районах, подверженных влиянию продуктов извержения вулкана Пинатубо, было проведено Грэнтом, Броуэллом и другими [1] в течение летней арктической стратосферной экспедиции – *AASE-II*. Полагалось, что коррекция на разностное аэрозольное рассеяние, особенно важная при появлении большого количества вулканического аэрозоля, может быть надежно выполнена, когда длины волн близки и в восстановлении профилей используется метод Бернулли.

Данные по зондированию стратосферного озона тропической зоны, полученные самолетным *DIAL*-лидаром, сравнивались с данными других приборов. В качестве контрольных приборов использовались спектрометр на спутнике <*SAGE-II*> и электрохимическая ячейка на *ECC*-зондах. Точность единичного измерения на спутнике составляет 7–10% в интервале высот 15–50 км, и 5–8% на *ECC*-зондах для интервала высот 10–31 км. Сравнение данных <*SAGE-II*> между 10° ю.ш. и 10° с.ш., полученных для апреля с 1985 по 1991 г. с данными *ECC*-зондов, полученными во втором квартале 1991 г., приведено на рис. 1. Разброс между двумя рядами величин находится в пределах 5–10%, исключая нижние высоты, где измерения сделаны в различных воздушных объемах.

Аналогичные сравнения были сделаны между измерениями <*SAGE-II*> и УФ-лидаром дифференциального поглощения в области, не подверженной влиянию аэрозольного облака от вулкана Пинатубо (20÷25° с.ш.) (рис. 2). На рисунке справа дан профиль отношения аэрозольного рассеяния *R-1*. Значения измеренных концентраций озона на УФ-лидаре на одно стандартное отклонение превышают значения спутника <*SAGE-II*> за исключением высоты 18 км, где аэрозольное заполнение было максимальным. С учетом различия воздушных объемов это соответствие можно считать достаточно хорошим.

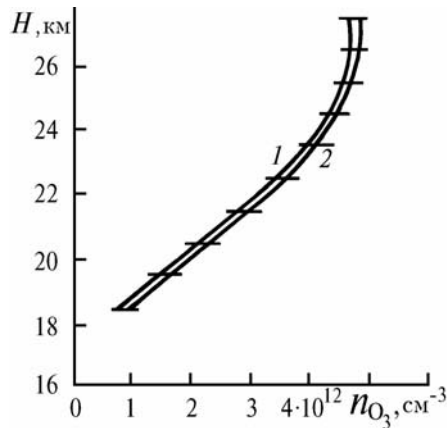


Рис. 1. Данные измерений стратосферного озона ECC-зондами (кривая 1) и спутником <SAGE-II> (2) до извержения вулкана Пинатубо

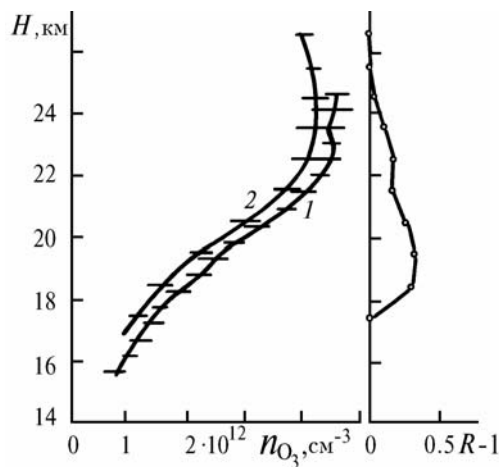


Рис. 2. Данные измерений стратосферного озона УФ-лидаром (кривая 1) 30.01.92 г. и спутником <SAGE-II> (2) в январе – феврале 1985 – 1991 гг. в области 20 – 25°с.ш., не подверженной воздействию вулканического аэрозоля

Влияние аэрозоля вулкана Пинатубо на содержание озона в стратосфере демонстрируется на рис. 3. Здесь приведены данные измерений озона с помощью спутника <SAGE-II> для сентября–октября 1985–1990 гг., рассматриваемые как фоновые, и данные запусков ECC-зондов в Бразилии за 3-й и 4-й квартал 1991 г. Измеренное зондами уменьшение озона значительно на высотах 20–27 км, где содержание аэрозоля наибольшее, и составляет 20%, а полное достигает 7%.

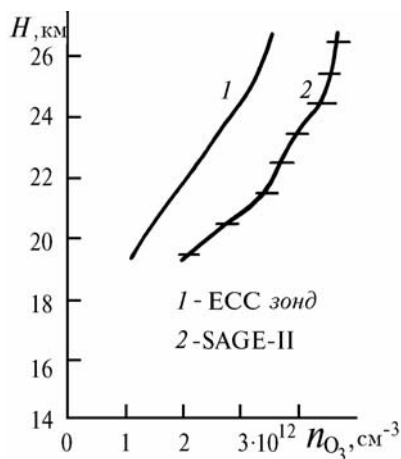


Рис. 3. Данные измерений стратосферного озона ECC-зондами во второй половине 1991 г. (кривая 1) и спутником <SAGE-II> в сентябре – октябре 1985 – 1990 гг. (кривая 2)

При сравнении результатов зондирования озона (рис. 4) спутником <SAGE-II> в январе 1985–1991 гг. в широтах 10–15°с.ш. (фоновые концентрации озона) и УФ-лидаром 30 января 1992 г., 10–14°с.ш., заметно уменьшение концентрации озона, подобно данным ECC-зондов.

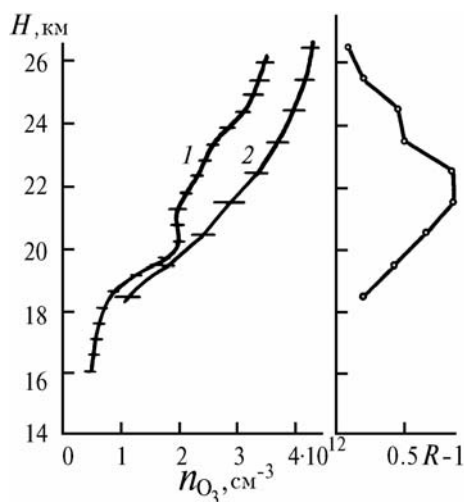


Рис. 4. Данные измерений стратосферного озона в области с мощным вулканическим аэрозольным слоем УФ-лидаром (кривая 1) и спутником <SAGE-II> (2). Справа на рисунке дан профиль отношения аэрозольного рассеяния  $R-1$

Таким образом, комплексные исследования показали хорошее совпадение между измерениями спутником <SAGE-II>, ECC-зондами и УФ-лидаром дифференциального поглощения при условии отсутствия в стратосфере вулканического аэрозоля от вулкана Пинатубо, и между измерениями с помощью ECC-зондов и УФ-лидара при наличии вулканического аэрозоля. Поэтому УФ-DIAL-лидар может быть применен для исследования связи между концентрацией озона и массой аэрозоля и их стратификации.

Интеркалибровка различных лидарных систем дифференциального поглощения, используемых для зондирования тропосферного озона, была выполнена в рамках программы EUROTRAC во время кампании TROLIX'-91 [2] 10–28 июня 1991 г. (Нидерланды). Главные научные задачи кампании заключались:

- в сравнении лидарных измерений озона с контактными;
- определении количества необходимых длин волн для точного восстановления озона в тропосфере в реальных условиях;
- оценке точности измерений озона;
- сравнении работы лидарных систем, участвующих в эксперименте.

В кампании интеркалибровки были задействованы лидары УФ-диапазона 248÷313 нм. Из них в двух лидарах (RIVM и GNRS/SA) использовался Nd:YAG-лазер, в третьем – эксимерный KrF-лазер, причем во всех трех лидарах осуществлялось ВКР-преобразование на  $H_2$  и  $D_2$ . Передатчиком четвертого лидара (LIT) являлся лазер на красителе, накачиваемый Nd:YAG-лазером. Лидарные измерения сопровождалась наземными измерениями и запусками шарзондов (профили температуры и влажности) на ближайшей метеостанции.

С учетом влияния пространственно-неоднородного аэрозоля на измерения озона в УФ-области спектра эксперименты по интеркалибровке выполнялись в одном месте по вертикальной трассе, а контрольные измерения были получены УФ-фотометрическим озонным анализатором и ECC-зондом, поднимаемыми вертолетом. Зондирование проводилось на 12 длинах волн, из которых 8 приходилось на УФ-область спектра.

Эксперимент был продолжен измерениями по горизонтальной трассе, близко расположенной к длинной трассе дифференциального оптического абсорбционного спектрометра (DOAS). Предварительные результаты показали, что при благоприятных условиях наблюдается хорошее совпадение данных при высоком пространственном разрешении. Негативные эффекты, проявляющиеся в чувствительности к величине градиентов аэрозольной концентрации и интерференции с  $SO_2$ , явились предметом дальнейших исследований. Коллективный набор данных позволил оценить влияние указанных эффектов.



При коррекции члена (с) по известному профилю плотности (спектральная зависимость молекулярного рассеяния –  $\lambda^{-4}$ ) погрешность уменьшается до 1–2%. Ошибки за счет членов (b) и (d) оценить труднее. Из рис. 6 видно, что  $\Delta\alpha_{Mie}$  достаточно изменчиво из-за вариаций распределения частиц по размерам. Используя информацию шар-зондов, ошибку за счет члена (d) можно уменьшить до 5–10%, в то время как нескорректированное значение (d) может привести к ошибке до 50%.

Выражение для члена (b), учитывая, что  $\beta(H, \lambda) = \beta_{Re} + \beta_{Mie}$ , и используя закон  $\lambda^{-\eta}$  для рассеяния Ми ( $\eta$  определяется из данных рис. 5), запишется в виде

$$\frac{d}{dH} \ln \frac{\beta(H, \lambda_{of})}{\beta(H, \lambda_{on})} = \frac{(\lambda_{of}/\lambda_{on})^{\eta-4} - 1}{[1 + R^*(\lambda_{of}/\lambda_{on})^{\eta-4}][1 + R^*]} \frac{d}{dH} R^*(H) = \varepsilon(H),$$

$$R^*(H) = \beta_{Mie}(H, \lambda_{of})/\beta_{Re}(H, \lambda_{of}). \quad (2)$$

Коррекция концентрации озона по величине  $\varepsilon$  приведена на рис. 7. Вычисления выполнены для лидарных измерений на длине волны 353 нм, проведенных в течение двух отдельных ночей. Для сравнения представлен типичный озонный профиль. Показатель  $\eta$  изменяется в пределах 1,1–1,8. Видно незначительное влияние  $\eta$  на величину (b). В основном  $\varepsilon$  зависит от наклона профиля  $R$  и от его значения и возрастает в области перегиба. Неучет члена (b) ведет к ошибкам от 50 до 100% и более. Численное дифференцирование приводит к значительным ошибкам для резковыраженных слоев. Поэтому предпочтительнее вначале суммировать члены (a) и (b), а затем выполнять дифференцирование. В целом с помощью коррекции на влияние членов (b) и (d) ошибку в определении концентрации озона можно уменьшить до 10–20%.

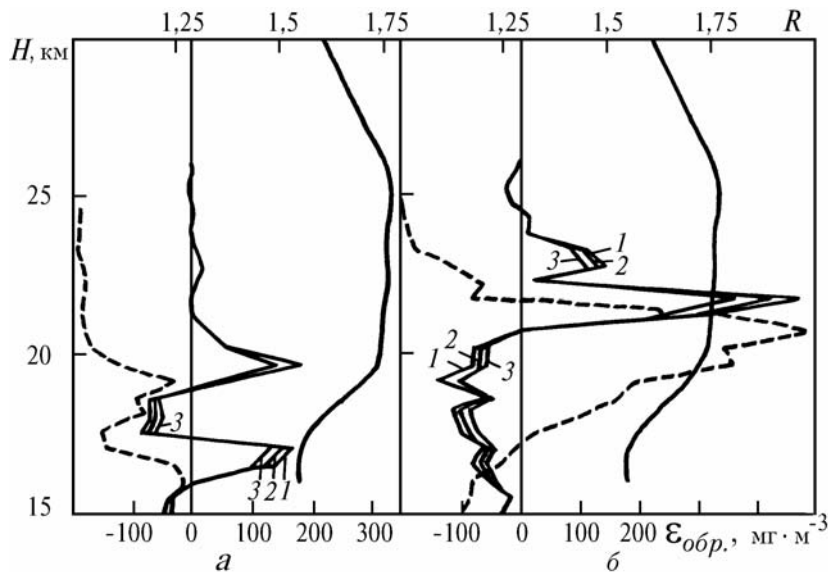


Рис. 7. Коррекция концентрации озона по величине  $\varepsilon_{back}$ , вызываемой различием коэффициентов обратного рассеяния, для данных 21 августа (a) и 23 октября (б) 1991 г. Вычисления выполнены для трех значений  $\eta$  (кривая 1 –  $\eta = 1,1$ ; 2 – 1,37; 3 – 1,8). Для сравнения приведены отношения рассеяния  $R$  (штриховая кривая) и типичный озонный профиль (сплошная)

Улучшенный метод обработки данных зондирования стратосферного озона лидаром дифференциального поглощения разработан Вандерзее, Шепенборном и Клауде [4]. Этот метод позволил восстановить вертикальное распределение озона, наблюдаемое на лидарной станции в Хоенпейсенберге, до высот 50 км.

В методе для каждого высотного интервала (строба) из закона Пуассона определяется относительная ошибка, которая в дальнейшем используется в гауссовском распределении ошибки. После нормировки сигнала на количество выстрелов и вертикальное разрешение 1 км для коррекции нелинейности ФЭУ вводится эмпирическая функция

$$S^*(I) = S(I)(a \exp(g(I - N_{\min} + 1)) + 1), \quad (3)$$

где  $S^*$  – приходящее количество фотонов;  $S$  – измеренное в стробе с номером  $I$ ;  $N_{\min}$  – номер самого нижнего строба;  $a$  – константа;

$$g = bf(N_{\min})^c, \quad (4)$$

$b$  и  $c$  – константы;  $f$  – нагрузка ФЭУ в стробе  $N_{\min}$  в МГц (максимальная нагрузка ФЭУ). Константы  $a$ ,  $b$ ,  $c$  определены и равны 0,5085; –0,61274; –0,4771 соответственно.

Уравнения (3) и (4) применимы для ФЭУ типа Emi 9893QB/350 при максимальной нагрузке 12 МГц. Из (3) и (4) следует, что нелинейные искажения в стробах зависят от величины максимальной нагрузки ФЭУ, т.е. эффект нелинейности увеличивается с увеличением максимума нагрузки. Измеренные (точки) и скорректированные (сплошные линии) профили эхосигналов показаны на рис. 8, из которого видно, что большая нагрузка на ФЭУ приводит к большему спаду эхосигнала, что, в конечном счете, выражается в завышении (занижении) реальной концентрации озона. Различие между вертикальным распределением озона, восстановленным с коррекцией (сплошная кривая) и без коррекции (точки), приведено на рис. 9. Для сравнения дан профиль озона, полученный *Brewer-Mast*-зондом, который подтверждает необходимость и достоверность коррекции.

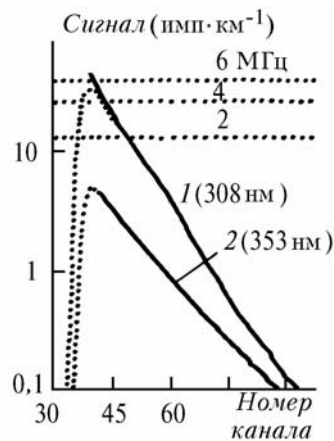


Рис. 8. Коррекция на нелинейность ФЭУ

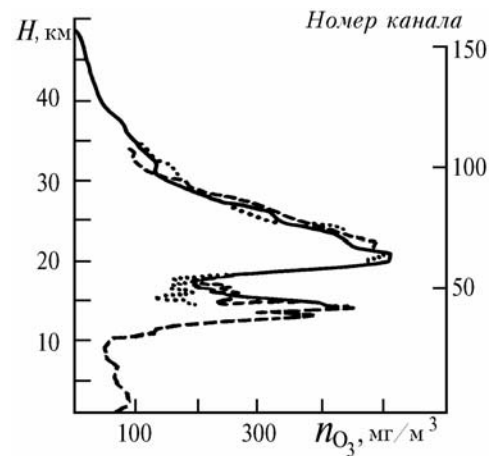


Рис. 9. Вертикальное распределение озона, измеренное лидаром 7.03.91 г. (точки – за один час накопления и сплошная линия – за 8 ч) и *Brewer-Mast*-зондом 1.03.91 г.

Следующим шагом в процессе обработки являлась фильтрация логарифма эхосигнала низкочастотным фильтром Гаусса. Вес фильтра  $W_k$  рассчитывался из выражения

$$W_k = 1/\sqrt{2\pi} \exp(-\frac{k}{2}(\sigma/T^*)^2), \quad k = 1, 2, \dots \infty. \quad (5)$$

Число  $k$  ограничивается  $W_{k=n} < 0,1 W_{k=1}$ , где  $W_{k=1}$  – вес центрального канала;  $T^*$  – нужная эффективность фильтра, определяющая спектр частотных флуктуаций по профилю эхосигнала, который должен быть устранен.

$$T^* = A \exp(B(I - N_{\min} + 1) - C(I - N_{\min})^4), \quad (6)$$

где  $A$  – константа;  $B = \ln(T_{\max}^*/A) 4/(3 I_{\max}^*)$ ;

$$C = B / (4 I_{\max}^3). \quad (7)$$

Поскольку  $T^*$  увеличивается экспоненциально с ростом высоты, то ошибка восстановления концентрации озона остается приблизительно постоянной, а пространственное разрешение

ухудшается. Для сохранения нужного высотного разрешения на больших высотах  $T^*$  ограничивают  $T_{\max}^*$  в стробе  $I_{\max}^*$ . Обычно при измерениях время накопления составляло 1–8 ч и  $T_{\max}^* = 70$ , что соответствовало высотному разрешению  $\pm 3,7$  км. Для  $I > I_{\max}^*$  полагают  $T^* = T_{\max}^*$ , в результате чего увеличивается ошибка определения озона. После фильтрации рассчитывается  $\ln(S_{of}/S_{om})$ .

Температурная зависимость сечения поглощения озона и вклад рэлеевского рассеяния учитывались сезонными усреднениями температурных профилей и профилей плотности из данных запусков зондов за период 1967–1986 г., которые на высотах свыше 32 км были экстраполированы по модели стандартной атмосферы.

Применение описанной коррекции для обработки лидарных данных по зондированию озона вполне достаточно, за исключением ситуации, когда в стратосфере наблюдается вулканический аэрозольный слой. В качестве дополнительной меры, применяемой против искажения лидарного сигнала, использовался механический затвор для ФЭУ. Поэтому ФЭУ работал далеко ниже предела насыщения и измерения не были подвержены шумам, индуцируемым сигналами.

Аппаратурный способ устранения влияния аэрозоля на измерения озона лидарным методом дифференциального поглощения в УФ-области спектра и его применение обсуждаются в нескольких докладах. Суть метода сводится к использованию дополнительных рамановских каналов приема эхосигналов на азоте, чем практически исключается различие аэрозольного рассеяния на основной и референтной длинах волн зондирования.

В Годдардовском центре космических полетов (*NASA*, США) разработана мобильная лидарная система дифференциального поглощения, работающая по рэлеевскому и рамановскому рассеянию света, которая способна делать прецизионные измерения концентрации озона в интервале высот 15–50 км [5]. Наблюдения за стратосферным озоном производились в течение февраля 1992 г. на оборудовании лаборатории *JPL* (Столовая гора, Калифорния). Прием лидарных сигналов производился на парах длин волн 308 и 351 нм для рэлеевского рассеяния и 332 и 382 нм для рамановского рассеяния от азота. Суммарное аэрозольное ослабление на длинах волн 351 и 382 нм может быть определено по каналу на  $\lambda = 382$  нм. Поскольку разность между 332 и 382 нм близка к разности между 308 и 351 нм, то сохраняется спектральная зависимость между суммарным аэрозольным ослаблением: между парами 382 и 351 и 308 и 332 нм. Эта информация используется в дальнейшем для вычисления профилей концентрации озона. Как показали результаты лидарных измерений за февраль–март 1992 г., сигналы рамановского рассеяния на нижних высотах и рэлеевского на верхних достаточно сильны, что позволяет получать непрерывные профили озона от 15 до 50 км.

Специальная лидарная система дифференциального поглощения для долговременных измерений стратосферного озона как элемент Международной сети обнаружения изменений в стратосфере (*NDSC*) создана в лаборатории *JPL* на Столовой горе (*TMF*-лидар; 34,4°с.ш., 117,7°з.д.) [6]. *TMF*-лидар прошел испытания в ряде интеркалибровок, более полно в интеркалибровке *STOIC*-89, спонсируемой по программе *NDSC*. Результаты большого числа измерений профилей озона различными приборами показали хорошее совпадение данных (разброс 5%) при одинаковых условиях зондирования. В течение первых четырех лет *TMF*-лидаром получено более 450 отдельных профилей озона, достаточно равномерно распределенных по годам с некоторым увеличением количества данных в летнее время. Результаты зондирования показывают явные сезонные вариации вертикального распределения озона. Изменения концентрации озона на высоте 30 км, усредненной по месяцам, приведены на рис. 10. Среднемесячная климатология озона для данного региона несколько отличается от предсказываемой региональными моделями атмосферы, включая модель *MAP*. Появление стратосферного аэрозоля после извержения вулкана Пинатубо замечено *TMF*-лидаром в июле 1991 г. Влияние вулканического аэрозоля на точность зондирования озона, изученное на опыте работы с *TMF*- и *GSFC*-лидарами, было учтено при создании для новой обсерватории на Мауна Лоа *DIAL*-лидара (*MLO*-лидар). Для коррекции аэрозольного рассеяния *MLO*-лидар был дополнен двумя приемными каналами рамановского рассеяния на длинах волн 332 и 385 нм. В лидаре используется эксимерный лазер на смеси  $\text{XeCl}$  мощностью 100 Вт и новый счетчик фотонов на базе компьютера PC со скоростью счета 250 МГц, система синхронизации между счетными каналами. Референтная длина волны 353 нм генерируется в ВКР-кювете с водородом. При приемном телескопе высокого оптического качества с диаметром более 1 м и пятикратным расширением зондирующего луча на выходе обеспечивается перекрытие оптического сигнала механическим затвором за время менее 10 мкс. Начало работы *MLO*-лидара планировалось на лето 1992 г.

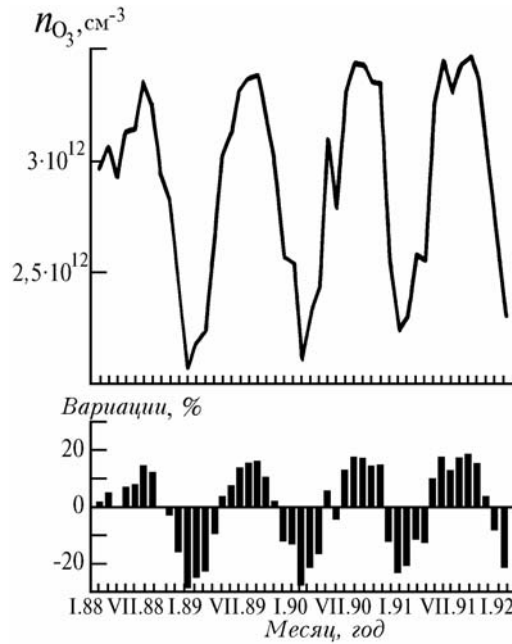


Рис. 10

Наблюдения стратосферного озона за период 1988–1992 гг. проведены в Японии (Цукуба, 36° с.ш., 140° в.д.) [7]. *NIES*-лидар, рассматриваемый как элемент международной сети мониторинга атмосферы *NDSC*, позволял измерять озонные и температурные профили в интервалах высот 15–45 и 30–80 км соответственно. Лидар имел приемный телескоп с диаметром зеркала 2 м и передатчик с ХеСl- и ХеF-эксимерными лазерами ( $\lambda = 308$  и 351 нм соответственно). Передатчик в 1991 г. был дополнен КгF-эксимерным лазером ( $\lambda = 248$  нм). При ВКР-преобразовании генерируются добавочные длины волн: 339 нм от ХеСl-лазера и 343 нм от КгF-лазера через кюветы с  $D_2$  (1-я и 2-я стоксовы компоненты соответственно).

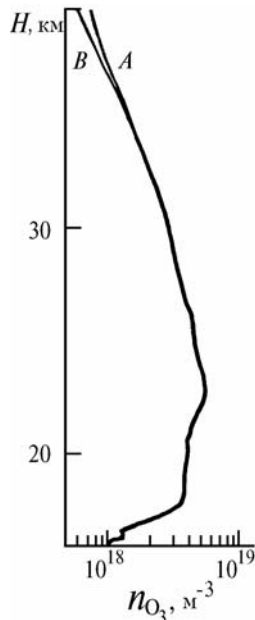


Рис. 11. Озонные профили, полученные *NIES*-лидаром 20 февраля 1991 г.

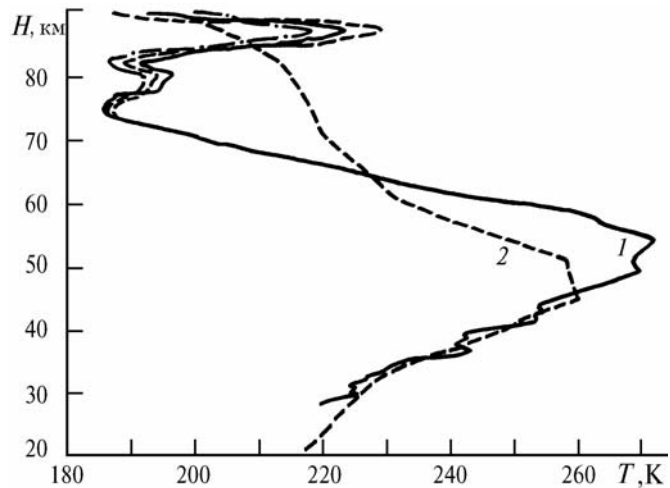


Рис. 12. Температурный профиль, полученный 26 января 1990 г. *NIES*-лидаром – кривая 1; модель *NASA*, 1988 г. – 2

Озонные профили измерялись на 308–351 (А) и 308–339 нм (В) парах длин волн. Между профилями озона, полученными на парах длин волн А и В, было хорошее совпадение до появления стратосферного аэрозоля от Пинатубо. Типичные А- и В-озонные профили, а также



температурный профиль, полученный на длине волны 351 нм, показаны на рис. 11, 12. На рис. 13 приведено сравнение озонных профилей, полученных *NIES*-лидаром и спутником <*SAGE-II*>. Для отдельных и среднезональных профилей наблюдается незначительный разброс. Вариации концентрации озона за период 1988–91 гг. на высотах 20, 25, 30, 35 и 40 км даны на рис. 14.

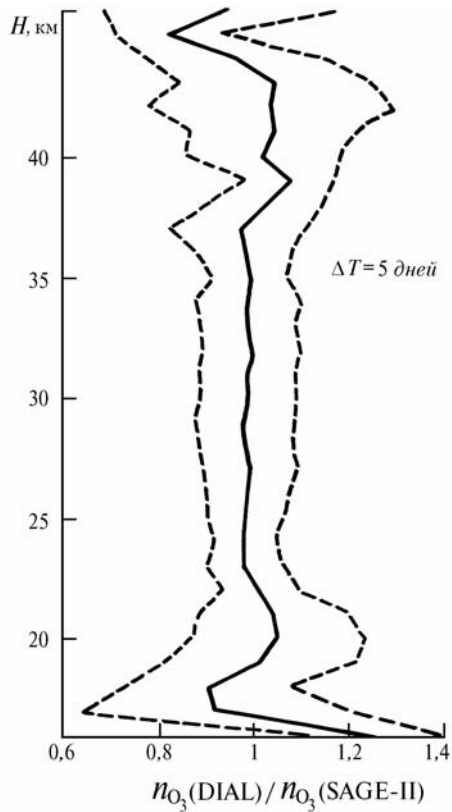


Рис. 13. Сравнение профилей озона, полученных *NIES*-лидаром и спутником <*SAGE-II*>. Показано усредненное отношение лидарных данных к спутниковым и их вариации

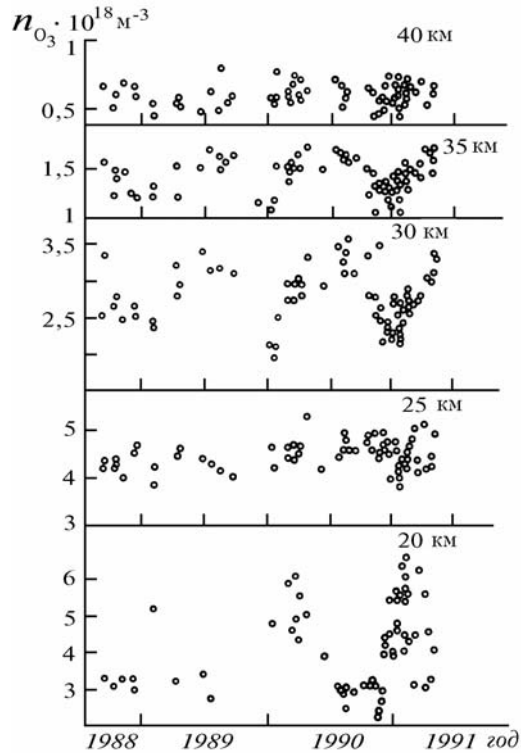


Рис. 14. Вариации озона на высотах 20, 25, 30, 35 и 40 км, наблюдаемые *NIES*-лидаром

Сезонные вариации легко обнаруживаются на уровнях 20, 30 и 35 км, которые объяснимы динамическими и фотохимическими процессами. Систематическая ошибка в измерении озонных профилей, вызванная присутствием стратосферного аэрозоля, образовавшегося после извержения вулкана Пинатубо, четко обнаруживается по многоволновым измерениям. В профилях озона, полученных в период наибольшего значения рассеяния  $R$  26-го февраля 1992 г. (рис. 15), видно отрицательное отклонение концентрации озона, наибольшее для (A) и наименьшее для (B). По данной спектральной зависимости, полученной из самих измерений, предлагается корректировать систематическую ошибку, вызванную стратосферным аэрозолем.

Измерения стратосферного озона, температуры и аэрозоля были проведены на мобильном лидаре *NASA/GSFC* в кампании *UARS-92* в лаборатории *JPL* на Столовой горе [8]. Из-за существенного количества остаточного аэрозоля от извержения вулкана Пинатубо лидарная система была модифицирована дополнением рамановского канала для точного измерения озона. Это позволило получать в условиях сильного аэрозольного наполнения стратосферы непрерывные профили озона в интервале высот 15–50 км, что ранее было невозможно. Лидар является единственным прибором, способным давать корректную информацию о вертикальном распределении озона в нижней стратосфере в кампании *UARS*. На рис. 16 приведены три полных вертикальных профиля озона от 15 до 50 км и соответствующие *MAP* и *US* стандартные модели озона.

Измерения температуры проводились ХеF-лазером (351 нм, 150 мДж/импульс, 70 Гц) в интервале высот 30–75 км. Для получения одного профиля температуры требовалось 600 000 выстрелов. Профиль плотности атмосферы рассчитывался по сигналам на  $\lambda = 351$  нм. По нему определялся профиль температуры при использовании уравнения гидростатики и закона идеаль-

ного газа. Рис. 17 показывает три вертикальных профиля температуры для тех же ночей, что и на рис. 16. Температура восстановлена только до высот 30 км, поскольку ниже присутствует аэрозоль как мешающий фактор.

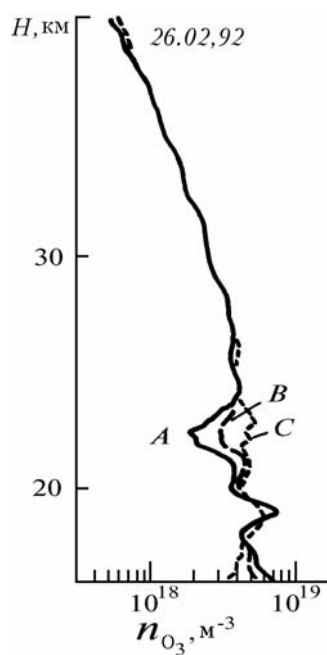


Рис. 15. Озонные профили, полученные по парам сигналов *A*, *B* и *C*. Высота максимума аэрозольного слоя от извержения Пинатубо около 20 км

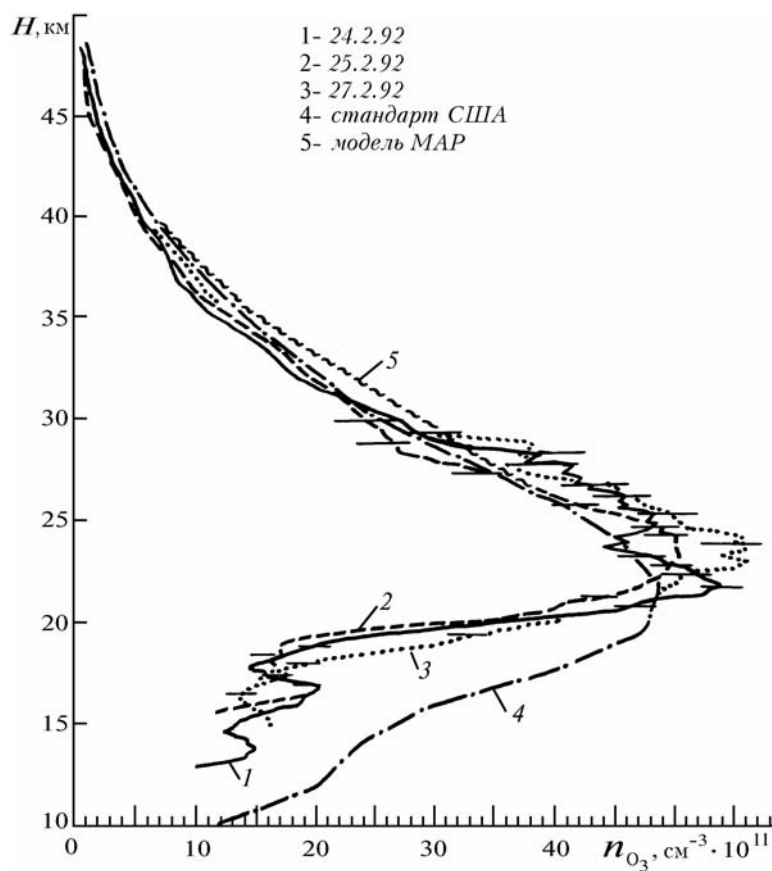


Рис.16

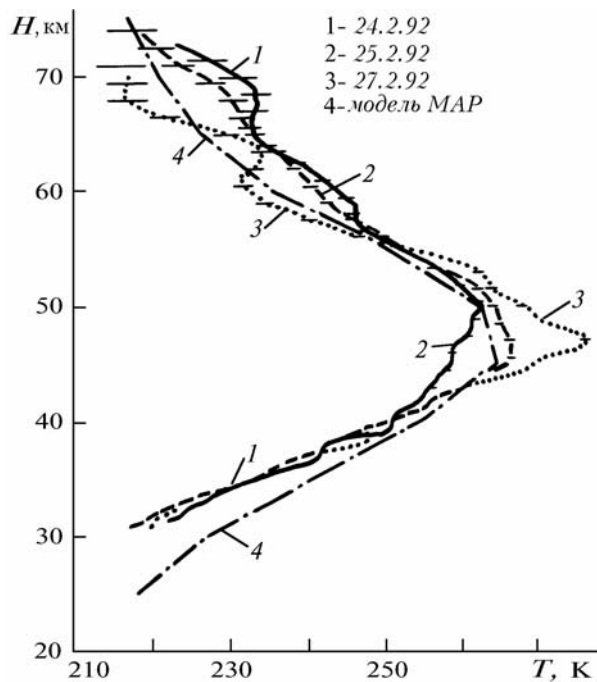


Рис. 17

Использование при зондировании аэрозоля одновременно техники рэлеевского и рамановского рассеяния позволило восстановить профили отношения рассеяния  $R$  и коэффициента ослабления  $\alpha$  в стратосфере. Профили этих параметров, полученные на длине волны 351 нм, даны на рис. 18, 19. Данные о вертикальном распределении параметров  $\alpha$  и  $R$  использовались для коррекции озонных профилей на нижних высотах.

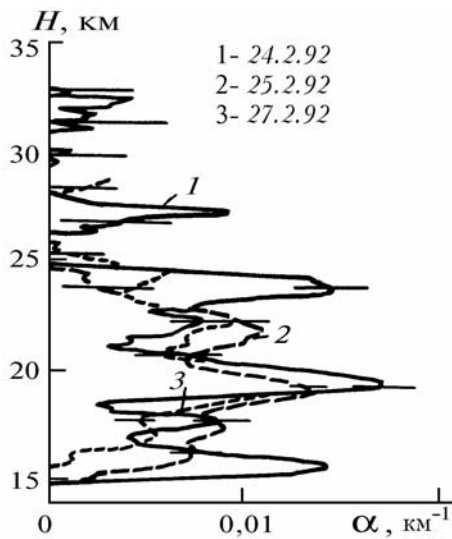


Рис. 18

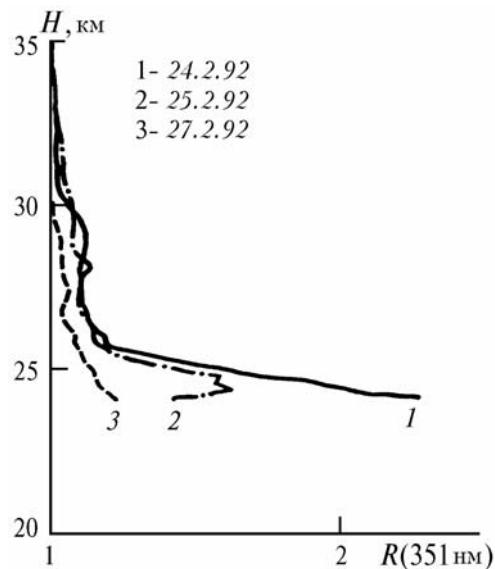


Рис. 19

Лидарное исследование распределения аэрозоля и озона в стратосфере с января по март 1992 г. проведено в рамках арктической стратосферной экспедиции (AASE-II) на самолете NASA [9]. Присутствие в данный период в стратосфере аэрозоля от извержения вулкана Пинатубо потребовало проведения коррекции озонных измерений. Коррекция на различие обратного аэрозольного рассеяния в лидарных сигналах на длинах волн 301,5 и 310,87 нм реализовывалась при решении уравнения Бернулли. В данном случае необходимо знать лидарное

отношение  $q$  и показатель  $\alpha^*$  в спектральной зависимости аэрозольного обратного рассеяния на измеряемых длинах волн. Параметр  $\alpha^*$  может быть найден из лидарных сигналов в инфракрасной (1064 нм) и видимой (603 нм) областях спектра. Затем  $\alpha^*$  трансформируется на УФ-лидарные сигналы. Параметр  $\alpha^*$  также может быть определен по сигналам на паре длин волн 607 нм и  $\lambda_{of}$  после коррекции отношения рассеяния по  $\lambda_{of}$  и по поглощению озоном. Из измерений было найдено значение  $\bar{\alpha}^* = 0,7$ . Величина  $q$  априори неизвестна, однако ее изменение мало влияет на коррекцию. В расчетах используется номинальная величина  $q = 0,028 \text{ ср}^{-1}$ .

Чувствительность аэрозольной коррекции по параметрам  $\alpha^*$  и  $q$  исследовалась по данным полетов AASE-II на двух смежных уровнях 30-го января 1992 г. на 20°с.ш. и 120°в.д. Первый профиль  $R$  (кривая 1, рис. 20) получен в течение 5 мин полета внутри сильного аэрозольного слоя от Пинатубо на высоте 15 км, затем в течение того же времени получен второй профиль  $R$  (кривая 2) вне аэрозольного слоя. При сравнении профилей концентрации озона (рис. 21), полученных без аэрозольной коррекции, видно их сильное отличие в верхней части, вызванное резким аэрозольным градиентом на высоте 23 км. Аномалия в распределении озона проявляется в аэрозольном слое. На рис. 22 представлены результаты восстановления озона с коррекцией для  $\alpha^* = 0,7$  и  $q = 0,028$  в условиях наличия и отсутствия аэрозольного слоя на высоте 23 км. Профили озона достаточно близки друг к другу, но внутри слоя концентрация озона на 25% ниже. Это может интерпретироваться реальным содержанием озона в области аэрозольного слоя, а не ошибкой измерений.

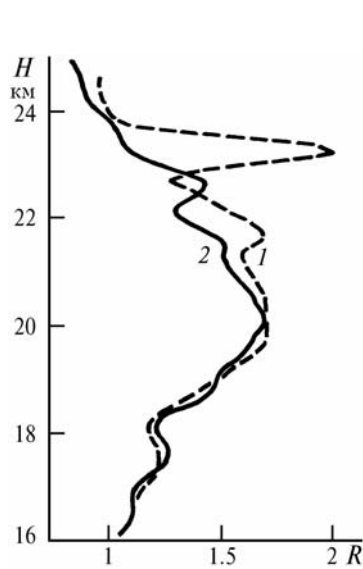


Рис. 20. Отношение рассеяния на  $\lambda_{of}$  (внутри слоя – кривая 1, вне – 2), полученное из уравнения Бернулли. Горизонтальное усреднение – 5 мин. Вертикальное сглаживание – 525 м

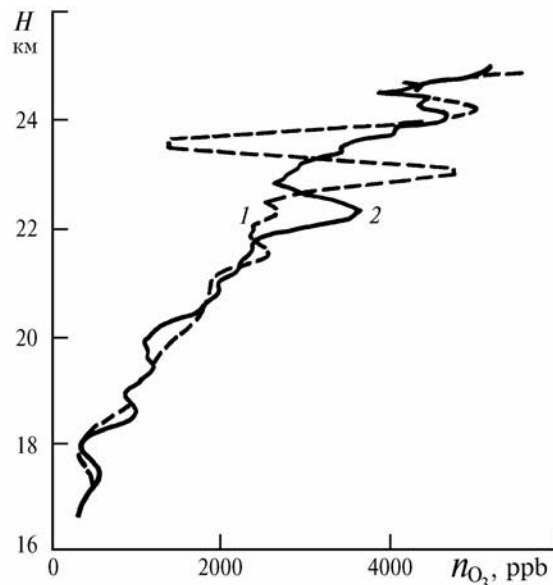


Рис. 21. Измеренное отношение смеси озона без коррекции на обратное аэрозольное рассеяние. Кривая 1 – внутри слоя, 2 – вне. Разрешение то же, что и на рис. 20

В результате полетов от полюса до экватора были определены высоты, на которых можно останавливать процедуру аэрозольной коррекции (условия <чистой атмосферы> с  $R = 1$ ) и значения параметра  $\alpha^*$ , которые могли изменяться от полета к полету. Полагая, что схема коррекции устраняет кажущуюся аномалию озона, остающееся различие в измерениях озона между областями, богатыми и бедными содержанием аэрозоля, объясняется его реальной концентрацией.

Самолетный озono-аэрозольный лидар создан в лаборатории DLR Института физики атмосферы (Германия) [10]. Лидар предназначен для измерения двумерных полей озона и аэрозоля в арктической зоне. Передатчик лидара включает два лазера – эксимерный на смеси ХеСl ( $\lambda = 308 \text{ нм}$ , 250 мДж) и Nd:YAG-лазер (3-я гармоника,  $\lambda_{of} = 354 \text{ нм}$ , 50 мДж), работающих с частотой 5 Гц. Приемником является касегреновский телескоп диаметром 35 см и тремя оптическими каналами из диэлектрических делителей и фильтров. Прием сигналов проводился в аналоговом режиме.

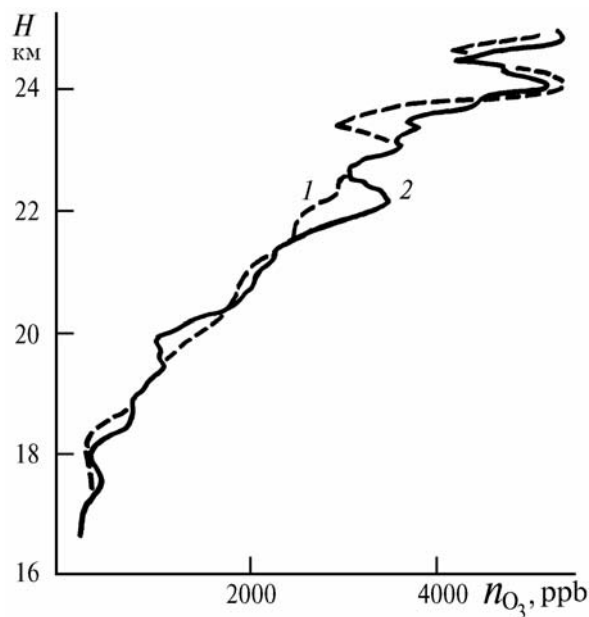


Рис. 22. Измеренное отношение смеси озона с коррекцией на обратное аэрозольное рассеяние. Кривая 1 – внутри слоя, 2 – вне. Разрешение то же, что и на рис. 20

За декабрь–март 1992 г. было совершено вылетов общей продолжительностью 300 ч из Северной Швеции в сторону Гренландии и Новой Земли в пределах  $50^{\circ}$ з.д.  $\div$   $60^{\circ}$ в.д. и до  $85^{\circ}$ с.ш., а к концу марта от  $68^{\circ}$ с.ш. до  $17^{\circ}$ с.ш. Аэрозоль измерялся в течение всех суток, озон – только ночью. Вертикальное разрешение составляло 1 км, интервал зондируемых высот –  $13 \div 25$  км, высота полета – 7 км. Горизонтальное разрешение было в пределах 50–200 км в зависимости от требований по точности и разрешению. Лидарные сигналы на  $\lambda_{on}$  и  $\lambda_{of}$  и восстановленные профили озона приведены на рис. 23, 24.

Лидарные сигналы, отн. ед.

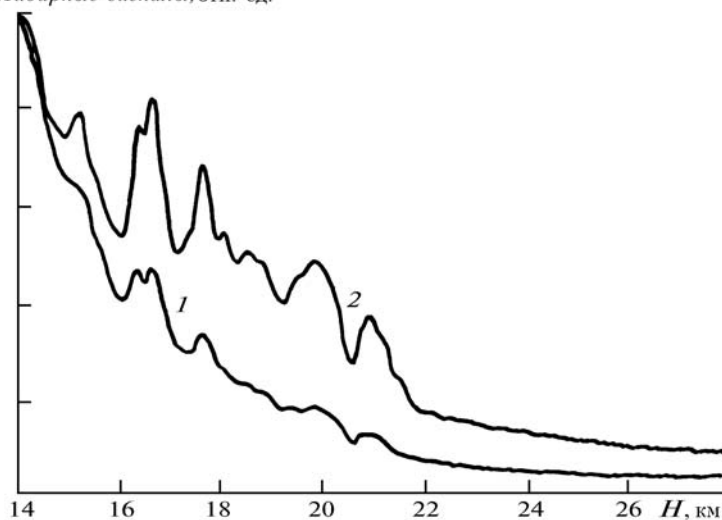


Рис. 23. Скорректированные на  $H^2$  лидарные сигналы на длинах волн 308 ( $\lambda_{on}$ , кривая 1) и 354 нм ( $\lambda_{of}$ , кривая 2). Усреднение по 1000 лазерным выстрелам (и по дистанции 30 км)

В течение ряда лет в обсерватории Хаунт-Провенс ( $44^{\circ}$ с.ш.,  $5^{\circ}$ в.д.) проводятся лидарные исследования аэрозоля и озона и их взаимосвязи [11]. Измерительный комплекс включает в себя несколько лидарных систем, баллоно-заборных зондов и технику УФ- и видимой спектроскопии.

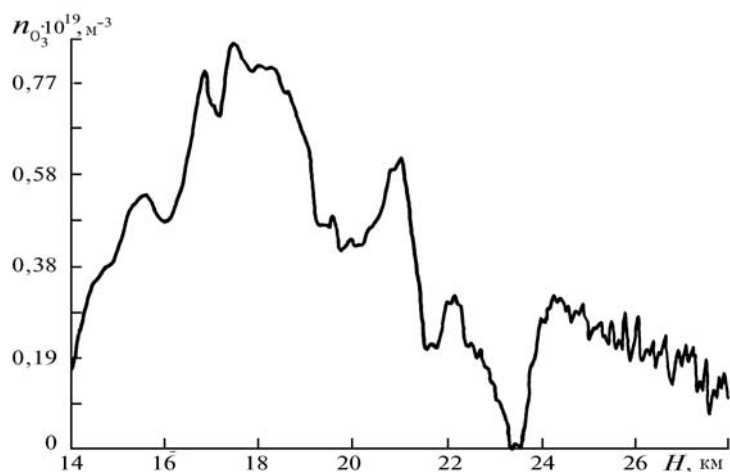


Рис. 24. Концентрация озона, рассчитанная по двум сигналам с вертикальным усреднением 1,5 км. Коррекция выполнена только на рэлеевское ослабление

Рутинные наблюдения начаты в 1980 г. с измерения профилей обратного аэрозольного рассеяния в интервале высот <тропопауза – 30 км> с точностью выше 10% и разрешением 0,5 км. С 1986 г. начаты рутинные измерения озона в стратосфере (15 – 48 км) и с 1991 г. в тропосфере. Задействованы два лидара дифференциального поглощения. Стратосферный – с длинами волн 308 (XeCl-лазер) и 355 нм (3-я гармоника Nd:YAG-лазера) и тропосферный – с длинами волн 266 (4-я гармоника Nd:YAG-лазера) и 289–299 нм (ВКР-преобразование в кюветках с  $H_2$  и  $D_2$ ). В приемной части лидаров использовался 80-см телескоп и спектрометры для разделения излучения по длинам волн. Регистрация лидарных сигналов проводилась в аналоговом режиме и режиме счета фотонов (300 МГц).

Лидарные данные сравнивались с данными озонзондов (*Brewer-Mast*- и *ECC*-зонды) и *Umker*-спектрометра. В базу данных за 1985–87 гг. было внесено 1000 *Umker*-наблюдений и 200 лидарных профилей. Сравнительный анализ показал, что вертикальное распределение озона, полученное усовершенствованным *Umker*-методом (учитывается температурная зависимость сечения поглощения озона), находится в лучшем соответствии с лидарными измерениями. В слоях 4 – 7 ( $H = 20 – 38$  км) наблюдается незначительный статистический разброс между измерениями двумя методами. В слое 8 ( $H = 38 – 44$  км) совпадение данных проявляется в основном для зимних месяцев, что может быть объяснено шумами, индуцируемыми лидарными сигналами, и большой изменчивостью за сутки температурных профилей.

Указанные измерения являются основой для определения долговременных трендов в ВРО, поскольку, например, *Umker*-методом к настоящему времени получено наибольшее количество озонных профилей. Аналогичное сравнение данных было проведено со спутником <*SAGE-II*> и получено хорошее совпадение с разбросом  $\pm 2\%$  в интервале высот 20 – 42 км.

Большое число лидарных профилей  $O_3$  может быть использовано для изучения природной вариации ВРО различного пространственно-временного масштаба. Сезонные вариации стратосферного озона были увидены при отслеживании годового цикла на уровне 30 км до полугодового на больших высотах. Этот факт указывает на возрастание важности температурно-зависимых химических процессов в верхней стратосфере. В тропосфере совместное исследование озона и соответствующих метеорологических характеристик таких, как предрасположенность к завихрению, геопотенциал и относительная влажность, используется для объяснения изменений ВРО. Несогласующиеся с годовыми вариации ВРО отражают влияние двух главных источников: антропогенного фотохимического источника и динамического, связанного с процессами обмена <тропосфера – стратосфера>. Исследование таких явлений, как изгибы в тропопаузе и низковысотные инверсии, позволяет оценить поступление озона в тропосферу как следствие динамических процессов. Измерениями в 1985–1991 гг. установлено отсутствие озонного тренда в тропосфере.

Проводимые в 1991 г. лидарные наблюдения, следующие за главным извержением вулкана Пинатубо, позволили проследить эволюцию вулканического облака в средних широтах. Так, происходит ограниченное увеличение  $R(H)$  на  $\lambda = 532$  нм ниже 20 км до середины октября

ря 1991 г. Существенно большие значения  $R(H)$  наблюдаются в интервале 10–15 км, что связано с меридиональным переносом облаков. Одновременные измерения озона, проводимые лидаром, озонзондом и спектрометром Добсона в декабре 1991 и январе 1992 г., выявили его более низкое содержание по сравнению с климатологическим средним по обсерватории Хаунт-Провенс. По имеющимся данным пока трудно установить прямую связь концентрации стратосферного озона с аэрозольным вулканическим облаком. Требуется более детальное исследование распространения и временной изменчивости облака от извержения вулкана Пинатубо в средних и высоких широтах.

Тем не менее ранее выполненные измерения, проведенные после извержения вулканов Агунге и Эль-Чичон, показали наличие отрицательной корреляции между озоном и вулканическим стратосферным аэрозолем. Была также обнаружена отрицательная корреляция между озоном и арктическим аэрозолем для полярной зимы. И уже после открытия арктической озонной дыры, эффекты катализа, связанные с гетерогенной химией и влияющие на содержание озона, стали объектом серьезного исследования. Влияние эффекта катализа позволяет по-новому взглянуть на роль вулканического облака в уменьшении содержания озона.

Изучение озонно-аэрозольной корреляции в нижней стратосфере было проведено в рамках европейского стратосферного озонного эксперимента (*EASOE*) в Туле (Гренландия, 76,5°с.ш., 68,8°з.д.) в течение зимы 1991/92 гг. [12]. В цели кампании *EASOE* входило исследование процессов озонной деструкции, наблюдавшейся в полярных регионах. Во время кампании основная сеть наземных, баллонных и самолетных приборов была задействована в Арктике.

Лидарная система в Туле, включающая передатчик с Nd:YAG-лазером (532 нм, 100 мДж, 4 Гц) и приемный касегреновский телескоп диаметром 80 см, работала в режиме дежурных измерений аэрозоля с ноября 1990 г. Параллельно запускались *ECC*-зонды, число которых за зиму 1991/92 гг. составило 40 запусков.

Во время проведения аэрозольных (лидарных) и озонных (*ECC*-зондовых) измерений не наблюдалось каких-либо формаций стратосферных полярных облаков. Это объясняется достаточно высокой температурой в стратосфере, которая почти все время была выше 100 К. Однако в этот же период большое количество аэрозоля было инжектировано в стратосферу вулканом Пинатубо. Для исследования корреляции между аэрозолем и озоном были использованы профили коэффициента обратного рассеяния  $\beta_p$ , отношения деполяризации и концентрации озона  $n_{O_3}$ .

На рис. 25 сопоставлены профили  $n_{O_3}$  и  $\beta_p$ , причем лидарный профиль накоплен за время подъема *ECC*-зонда на максимальную высоту.

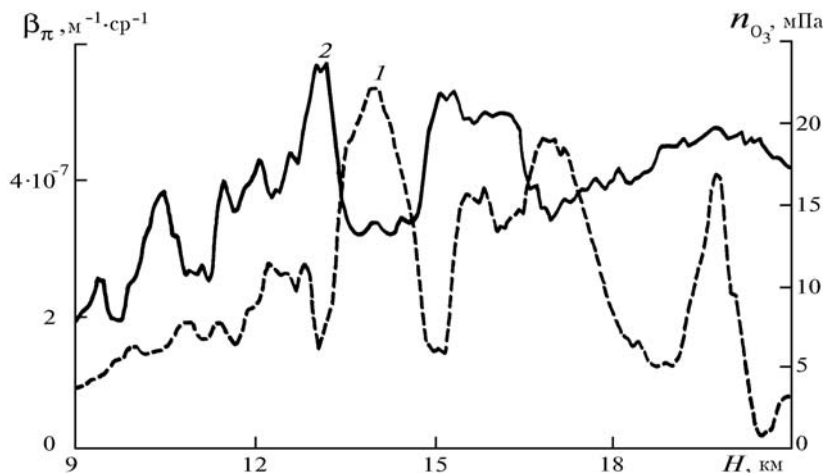


Рис. 25. Профили коэффициента обратного рассеяния (кривая 1) и парциального давления озона (кривая 2) над Туле 6 февраля 1992 г.

Кросскорреляционные коэффициенты (отклонение параметров озона и аэрозоля от среднего значения) были рассчитаны по высоте с охватом каждого уровня  $\pm 2$  км по 25 парам измерений  $\beta_p$  и  $n_{O_3}$ . Для отдельных случаев величина отрицательного коэффициента кросскорреляции состав-

ляла 0,97 (24 февраля, высота 17 км). Усредненные коэффициенты постоянно оставались отрицательными в нижней стратосфере и увеличивались до минус 0,5 на высоте 13–18 км.

Анализ траекторий воздушных масс показывает на возможность формирования полярных стратосферных облаков (ПСО), однако не очевидно, что деструкция озона обусловлена именно ими.

Изучение процессов озонного разрушения планируется проводить на новой атмосферной обсерватории в канадской Арктике [13] (Эврика, остров Эллисмир, 80°с.ш., 86°з.д.). В состав обсерватории будут входить два лидара: стратосферный озонный лидар дифференциального поглощения и лидар для зондирования ПСО и арктической дымки. Приемные телескопы лидаров установлены в малом модуле, изолированном от остальной лаборатории, и содержатся при внешней температуре.

Озонный лидар будет способен работать в дневное время и получать профили озона в течение всего года. Он позволит изучать взаимодействие озонного слоя с солнечной радиацией в условиях, уникальных для освещенности этого места. Лидар состоит из ХеСl-экимерного лазера (60 Вт, 300 Гц) с ВКР-кюветой на водороде, телескопа Ньютона с диаметром 1 м и снабжен специальными устройствами для работы в дневное время.

Второй лидар содержит Nd:YAG-лазер (10 Вт, 20 Гц), работающий на длинах волн 1,06 и 0,532 мкм. Для зондирования ПСО и полярной дымки используется две отдельных приемных системы. Поляризационные измерения возможны на обеих длинах волн. Обсерватория на Эврике, включающая лидарный комплекс и другие атмосферные датчики, будет являться частью глобальной сети обнаружения стратосферных изменений (NDSC) и начнет работать в 1993 г.

Изучение поведения озонного слоя в высоких широтах было проведено во время кампании EASOE (европейский арктический стратосферный озонный эксперимент) зимой 1991/92 гг. [14]. Главным объектом исследования были процессы озонной деструкции по всей северной полусфере. Применялись различные типы приборов, расположенные в высоких и средних широтах. Лидарный комплекс находился в Саданкуле (Финляндия, 67°с.ш., 27°в.д.) и состоял из озонного и многоволнового аэрозольного лидаров для зондирования ПСО. Первый лидар разработан в IROE (Флоренция, Италия), второй – в университете FREIE (Берлин, Германия).

Определенный интерес представляет мобильный озонный лидар, позволяющий получать непрерывные профили озона в интервале высот 5 – 40 км. По своей сути озонный лидар являлся комбинацией двух лидарных систем. Передатчик <тропосферного> лидара состоял из двух Nd:YAG-лазеров фирмы <Спектра-Физик>, работающих на четвертой гармонике с 40 и 60 мДж в импульсе и частотой 10 Гц (рис. 26). Излучение на длинах волн 289 и 299 нм генерируется одним из лазеров в ВКР-кюветах с D<sub>2</sub> и H<sub>2</sub> с энергией 8 и 10 мДж в импульсе. Вторым лазером на 3-й гармонике генерируется излучение на 355 нм с энергией 40–80 мДж/имп. Передатчик <стратосферного> лидара включал ХеСl-экимерный лазер модели LPX200 (200 мДж/имп, 80 Гц). Неустойчивые резонаторы обеспечивали расходимость луча 0,5 мрад, который на выходе пропускался через коллиматоры с увеличением в 2,5 раза для Nd:YAG-лазера и в 3 раза для ХеСl-лазера.

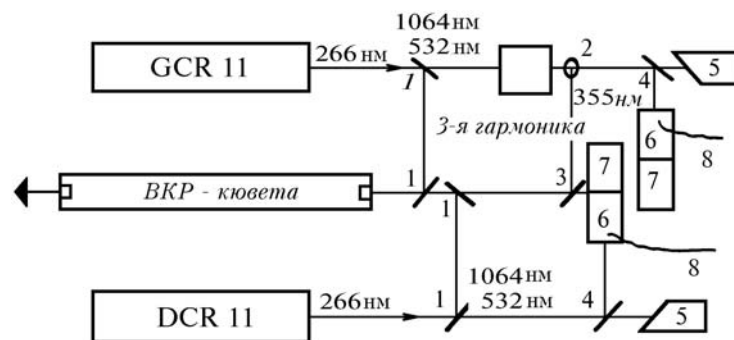


Рис. 26. Блок-схема передатчика лидара: 1 – дихроичные зеркала на 4-ю гармонику; 2 – коллиматор для 3-й гармоники; 3 – дихроичные зеркала на 355 нм; 4 – дихроичные зеркала на 532 нм; 5 – оптический затвор; 6 – аттенуатор на 532 нм; 7 – фотодиод для 4-й гармоники; 8 – световод для синхронизации

Оптическая приемная система лидарного комплекса состояла из четырех одинаковых зеркал диаметром 0,5 м (рис. 27). Световой сигнал собирался четырьмя оптическими световодами диаметром 1 мм. Для их юстировки перемещение конца каждого световода, установлен-



ного в фокальной плоскости зеркала, производилось X-Y-мотором. Впоследствии полный световой сигнал подводился на анализатор, включающий в себя зеркальную оптику, механический затвор (только стратосферного канала) и многоканальный монохроматор для разделения сигналов на разных длинах волн.

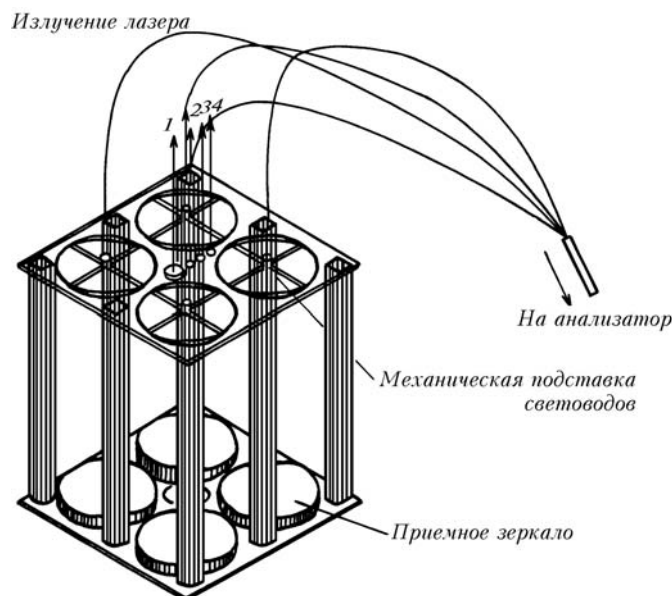


Рис. 27. Оптическая приемная система. Лазерное излучение на длинах волн: 1 – 308 нм, 2 – 289, 3 – 299, 4 – 355

Электронная часть лидарного комплекса состояла из системы синхронизации и системы приеморегистрации и накопления данных. Эксперимент управлялся компьютером PC386, что позволяло одновременно работать двум лазерам, двум каналам счета фотонов и четырем аналоговым каналам. Система приеморегистрации и накопления данных включала четыре регистратора аналогового детектирования (10 МГц, 12 бит) и два счетчика фотонов (200 МГц). Оба режима приема могли работать одновременно. При накоплении сигналов компьютер в реальном масштабе времени строил графики, а также профили озона, сосчитанные по ограниченному числу выстрелов для контроля эксперимента.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93–05–9383).

1. Grant W.B., Browell E.V. et al. Abstract of papers 16 ILRS, MIT, July 20–24, 1992. P. 23–26.
2. Apituley A., Bosenberg J. et al. // Ibid. P. 53–55.
3. Steinbrecht W., Carswell A.I. // Ibid. P. 27–30.
4. Vandersee W., Schonborn F., Claude H. // Ibid. P. 109–111.
5. Singh U.N., McGee Th.J. et al. // Ibid. P. 31–33.
6. McDermid I.S. // Ibid. P. 35–38.
7. Nakane H., Hayashida S. et al. // Ibid. P. 45–48.
8. McGee Th., Singh U.N. et al. // Ibid. P. 103–106.
9. Fenn M.A., Browell E.V. et al. // Ibid. P. 117–120.
10. Wirth M., Renger W., Eher G. // Ibid. P. 107–108.
11. Megie G., Godin S. et al. // Ibid. P. 39–41.
12. Di Girolano P., Cacciani M. et al. // Ibid. P. 49–51.
13. Ulitsky A., Wang T.-Yu. et al. // Ibid. P. 43–44.
14. Godin S., Ancellet G. et al. // Ibid. P. 113–115.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
16 июня 1993 г.

V. V. Zuev, V. E. Zuev, V. N. Marichev. **Lidar Studies of Ozone.**

In this paper we make an overview of papers presented at the 16th ILRC (Massachusetts, USA, 20–24 July 1992) and devoted to studies of the tropospheric and stratospheric ozone. Basic peculiarity of observations of the atmospheric ozone during this time is the influence of Mt. Pinatubo eruptive cloud of aerosols on the ozone content and on the reconstruction of ozone profiles.