

А.В. Ельников, В.В. Зуев

**ДВУХЧАСТОТНОЕ ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ОЗОНА СТРАТОСФЕРЫ
В УСЛОВИЯХ ЕЕ СИЛЬНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО НАПОЛНЕНИЯ**

Рассматривается лазерное зондирование озона стратосферы при мощных аэрозольных образованиях вулканического происхождения. Предлагается методика учета влияния аэрозоля на результаты лидарного зондирования озона. Приводится сопоставление восстановленных из лидарных данных по предложенной схеме вертикальных профилей озона с профилями, полученными с помощью шарзондовых измерений.

Проблема уменьшения стратосферного озона привлекает все большее внимание специалистов, связанных с экологией, радиационными процессами, процессами климатообразования и т.д. Это в совокупности с прогрессом в развитии лазерной техники привело к широкому внедрению в практику исследования озона лазерных методов [1]. Среди лазерных методов наиболее широкое распространение получил метод дифференциального поглощения, в котором зондирование осуществляется одновременно на двух длинах волн, одна из них попадает в полосу поглощения озона (при зондировании стратосферного озона это, как правило, $\lambda_1 = 308$ нм, источником излучения которой служит эксимерный лазер на смеси ХеСІ), вторая — не поглощается озоном. Согласно работе [1] этой второй длиной волны чаще всего является $\lambda_2 = 353$ нм, получаемая ВКР-преобразованием длины волны λ_1 в кювете, наполненной водородом. Для этих длин волн уравнения лазерной локации записываются в виде [2]:

$$\lambda_1 = 308 \text{ нм}$$

$$N(H, \lambda_1) = C\beta_\pi(H, \lambda_1) \exp\left\{-2\int_0^H [\alpha_m(Z, \lambda_1) + \alpha_a(Z, \lambda_1) + \sigma(\lambda_1) n(Z)] dZ\right\}, \quad (1)$$

$$\lambda_2 = 353 \text{ нм}$$

$$N(H, \lambda_2) = C\beta_\pi(H, \lambda_2) \exp\left\{-2\int_0^H [\alpha_m(Z, \lambda_2) + \alpha_a(Z, \lambda_2)] dZ\right\},$$

где $N(H, \lambda_i)$ — величина зарегистрированного лидарного эхосигнала; $\alpha_m(Z, \lambda_i)$, $\alpha_a(Z, \lambda_i)$ — коэффициенты полного молекулярного и аэрозольного ослабления; $\beta_\pi(H, \lambda_i)$ — коэффициент обратного рассеяния в направлении назад, равный сумме коэффициентов обратного молекулярного $\beta_\pi^m(H, \lambda_i)$ и обратного аэрозольного $\beta_\pi^a(H, \lambda_i)$ рассеяний, т.е. $\beta_\pi(H, \lambda_i) = \beta_\pi^m(H, \lambda_i) + \beta_\pi^a(H, \lambda_i)$ ($i = 1, 2$); C — аппаратная константа лидара; $\sigma(\lambda_1)$ — сечение поглощения молекулы озона на длине волн $\lambda = 308$ нм, равное $1,19 \cdot 10^{-14}$ см²; $n(Z)$ — концентрация озона, число молекул, см⁻³.

Решая систему уравнений (1) относительно концентрации озона $n(H)$, получим следующее уравнение:

$$n(H) = \frac{1}{2\sigma(\lambda_1)} \left\{ \frac{d}{dH} \left[\ln \frac{N(H, \lambda_1)}{N(H, \lambda_2)} \right] - \frac{d}{dH} \left[\ln \frac{\beta_\pi(H, \lambda_1)}{\beta_\pi(H, \lambda_2)} \right] - 2[\alpha_m(H, \lambda_1) - \alpha_m(H, \lambda_2)] - 2[\alpha_a(H, \lambda_1) - \alpha_a(H, \lambda_2)] \right\}. \quad (2)$$

Вычисление слагаемых (А) и (С) данного уравнения не представляет труда, поскольку (А) — зарегистрированные лидарные эхосигналы, а (С) вычисляется на основе модельных представлений или метеоданных. Аналогичным образом, как и слагаемое (С), вычисляется, если это необходимо, коэффициент обратного молекулярного рассеяния, входящий в $\beta_\pi(H, \lambda_i)$. Что касается слагаемых (В) и (D), то в условиях фоновое содержания аэрозоля в стратосфере, когда его рассеяние в направлении назад составляет менее 10% от молекулярного и изменение рассеивающих свойств между соседними высотными уровнями плавное, вследствие близости длин волн λ_1 и λ_2 ими можно пренебречь.

Однако в условиях сильного аэрозольного наполнения, имеющего к тому же облачную структуру, что характерно для нынешней ситуации в стратосфере, возникшей после извержения вулкана Пинатубо [3], когда обратное аэрозольное рассеяние на $\lambda = 353$ нм сопоставимо с молекулярным (рис. 1, а), разнесение зондирующих длин волн на 45 нм становится принципиальным, и неучет сла-

гаемых (B) и (D) в уравнении (2) приводит к существенным искажениям получаемых профилей озона. Обсуждению вопроса оценки коэффициентов обратного и полного аэрозольных рассеяний на длинах волн зондирования озона и корректного их учета при восстановлении его вертикальных профилей концентрации посвящена данная статья.

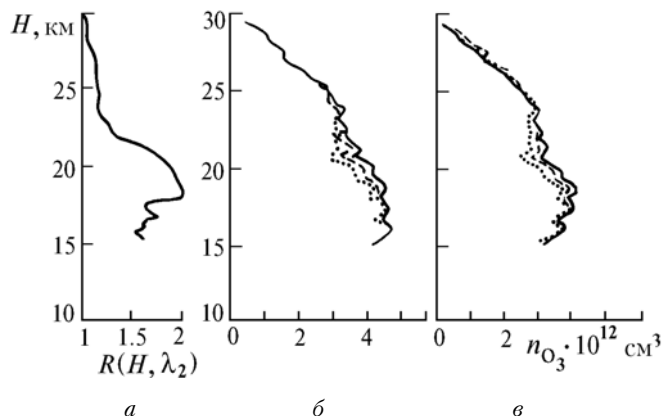


Рис. 1. Вертикальные профили стратификации аэрозоля и озона: a – вертикальный профиль отношения рассеяния на $\lambda = 353$ нм; b – профили озона «первой итерации» с различными x (сплошная $x = 0,5$, штриховая кривая – $x = 1,25$, точки – $x = 2$); v – профили озона «второй итерации» с различными x (сплошная кривая $x = 0,5$, штриховая – $x = 1,25$, точки – $x = 2$)

Принимая во внимание такой параметр, как отношение рассеяния $R(H, \lambda_i)$, методика восстановления которого из лидарных сигналов подробно изложена в [4], характеризующий рассеивающие свойства атмосферы в направлении назад и имеющий вид

$$R(H, \lambda_i) = \frac{\beta_{\pi}^m(H, \lambda_i) + \beta_{\pi}^a(H, \lambda_i)}{\beta_{\pi}^m(H, \lambda_i)}, \quad (3)$$

коэффициент полного обратного рассеяния $\beta_{\pi}(H, \lambda_i)$ можно представить в виде

$$\beta_{\pi}^m(H, \lambda_i) + \beta_{\pi}^a(H, \lambda_i) = R(H, \lambda_i) \beta_{\pi}^m(H, \lambda_i). \quad (4)$$

Причем отметим, что данное уравнение корректно только для длины волны $\lambda_2 = 353$ нм, поскольку рассеивающие свойства атмосферы на $\lambda_1 = 308$ нм искажены поглощением озона и невозможно получить точного решения $R(H, \lambda_i)$.

Однако воспользовавшись следующими соотношениями [2]:

$$\beta_{\pi}^m(H, \lambda_1) / \beta_{\pi}^m(H, \lambda_2) = (\lambda_1 / \lambda_2)^4 - \quad (5a)$$

для молекулярного (рэлеевского) рассеяния,

$$\beta_{\pi}^a(H, \lambda_1) / \beta_{\pi}^a(H, \lambda_2) = (\lambda_1 / \lambda_2)^x \quad (0,5 < x < 2) - \quad (5b)$$

для аэрозольного (рассеяния Ми) рассеяния,

$$\beta_{\pi}^m(H, \lambda_2) = \beta_{\pi}^a(H, \lambda_2) / [R(H, \lambda_2) - 1] - \quad (5c)$$

из уравнения (3),

$$\beta_{\pi}^a(H, \lambda_i) = g(H, \lambda_i) \alpha_a(H, \lambda_i), \quad (5d)$$

$g(H, \lambda_i)$ – аэрозольное лидарное отношение, и предположив, что $g(H, \lambda_i)$ является константой ($g = 0,03$) по высоте и для длин волн λ_1 и λ_2 [5], слагаемые (B) и (D) уравнения (2) можно представить:

$$\ln \frac{\beta_{\pi}(H, \lambda_1)}{\beta_{\pi}(H, \lambda_2)} = \ln \left\{ \frac{(\lambda_1 / \lambda_2)^4 + (\lambda_1 / \lambda_2)^x [R(H, \lambda_2) - 1]}{R(H, \lambda_2)} \right\},$$

$$\alpha_a(H, \lambda_1) - \alpha_a(H, \lambda_2) = [R(H, \lambda_2) - 1] \left[\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^x - 1 \right] \beta_{\pi}^m(H, \lambda_2) / g. \quad (6)$$

Присвоив в системе уравнений (5) x определенное значение (обсуждение вопроса влияния произвольного выбора x на результаты вычислений будет представлено ниже), по формуле (2) можно вычислить концентрацию озона. Вследствие принятых предположений полученный профиль $n(H)$ будет обладать определенными искажениями и носить оценочный характер. Данный профиль назовем «профилем нулевой итерации» в рассматриваемой нами схеме вычисления озона. Однако его точности будет достаточно, чтобы оценить такую интегральную характеристику атмосферы, как квадрат прозрачности, определяемый поглощением озона:

$$T_{\text{O}_3}(H) = \exp \left\{ -2 \int_0^H [\sigma n(Z)] dZ \right\}, \quad (7)$$

которая влияет на регистрируемый сигнал на $\lambda = 308$ нм и препятствует вычислению отношения рассеяния. Если же скорректировать эхосигнал на полученный квадрат прозрачности:

$$\tilde{N}(H, \lambda_1) = N(H, \lambda_1) / T_{\text{O}_3}(H), \quad (8)$$

то появится возможность определения отношения рассеяния на $\lambda = 308$ нм и, следовательно, на его основе и основе $R(H, \lambda_2)$ более точно оценить слагаемые (2) и (4) в уравнении (2):

$$\ln \frac{\beta_{\pi}(H, \lambda_1)}{\beta_{\pi}(H, \lambda_2)} = \ln \left[\frac{R(H, \lambda_1)}{R(H, \lambda_2)} \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^4 \right],$$

$$\alpha_a(H, \lambda_1) - \alpha_a(H, \lambda_2) = \left[(R(H, \lambda_1) - 1) \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^4 - (R(H, \lambda_2) - 1) \right] \frac{\beta_{\pi}^m(H, \lambda_2)}{g}. \quad (9)$$

Это приводит к получению более корректных результатов при вычислении концентрации озона по формуле (2), которые представляют «профиль первой итерации».

Данную схему вычисления вертикального профиля концентрации озона из лидарного сигнала можно продолжить, используя для определения T_{O_3} «профиль первой итерации» (что позволяет уточнить профиль отношения рассеяния на $\lambda = 308$ нм), а подставив его в уравнение (9), по формуле (2) можно вычислить «профиль второй итерации».

Результаты восстановления профилей озона на основе лидарных данных, полученных 27 апреля 1992 г. по представленной схеме, для разных x приведены на рис. 1, б, 1, в. Видно, что произвольность выбора x оказывает определенное влияние на результаты вычисления ВРО (вертикального распределения озона) в высотном диапазоне 18–23 км. Данный диапазон, с точки зрения аэрозоля, характеризуется спадом максимального значения отношения рассеяния, причиной которого является вулканический аэрозоль, до фоновых величин R . Смещение профиля озона имеет место как при «первой», так и при «второй итерации». Следовательно, для получения наиболее адекватного решения при восстановлении $n(H)$ желательно иметь предварительно определенное значение параметра x , поскольку вычисление его из самих лидарных сигналов на длинах λ_1 и λ_2 с использованием (5 б), (5 с) и оценки отношения рассеяния на $\lambda = 308$ нм по формуле

$$x = \ln \left\{ \frac{(R(H, \lambda_1) - 1)}{(R(H, \lambda_2) - 1)} \right\} / \ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right) \quad (10)$$

не обеспечивает требуемого решения. Это возникает, вероятно, потому что получение x на основе уравнения (10) является обратной некорректной задачей, усложненной к тому же логарифмом и отсутствием точного решения $R(H, \lambda_1)$.

Однако восстановление концентрации озона $n(H)$ по предложенной схеме как после «первой», так и после «второй итерации» более точно повторяет высотный ход ВРО, полученного с помощью озонозонда, по сравнению с профилем озона, вычисленным без учета слагаемых (B) и (D) в уравнении (2) (рис. 2). Что касается вопроса точности самих «итераций» относительно реального профиля, то он требует особого рассмотрения, так как понятие «итерации», применяемое в статье, не отвечает классическому понятию «итерационной схемы», в которой увеличение количества проходов вычислений ближе подводит решение к реальным значениям. При этом хотелось бы отметить, что лидарные измерения ВРО и измерения ВРО с помощью озонозонда, представленные на рис. 2, проводились в разные моменты времени и наблюдаемые отличия в стратификации озона определялись его динамикой.

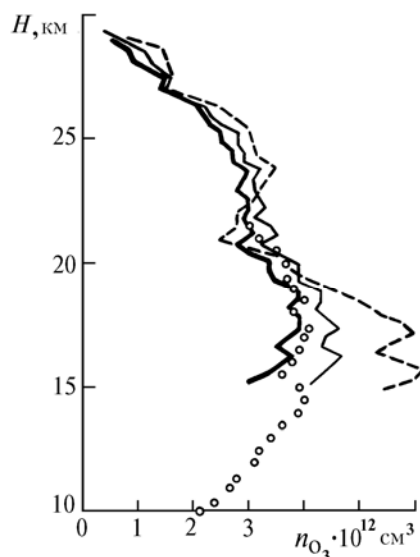


Рис. 2. Вертикальные профили концентрации озона, полученные из лидарных данных: без учета слагаемых (B) и (D) в уравнении (2) (штриховая кривая), в результате «первой итерации» $x = 1,25$ (сплошная кривая), в результате «второй итерации» $x = 1,25$ (жирная кривая) и данных озонозонда (точки)

Таким образом, представленная схема восстановления вертикальных профилей концентрации озона стратосферы является вполне работоспособной и в условиях сильного аэрозольного наполнения позволяет исследовать озоносферу с помощью лазеров. Однако она требует своего дальнейшего исследования и тестирования с помощью численных экспериментов.

1. Abstracts of 15-th International Laser Radar Conference. Tomsk, USSR, 1990. Part I. 302 p.
2. Лазерный контроль атмосферы /Под ред. Э.Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. 416 с.
3. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н., Правдин В.Д. //Оптика атмосферы. 1992. Т. 5. № 6. С. 602–603.
4. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. //Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 2. С. 201–209.
5. Ипполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. //Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. 144 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
3 августа 1992 г.

A.V. El'nikov, V.V. Zuev. A Double-Frequency Laser Sensing of the Stratospheric Ozone under Conditions of Heavy Aerosol Overburden.

This paper deals with the problem of laser sensing of the stratospheric ozone under conditions of heavy aerosol overburden due to volcanic eruptions. A technique is proposed for taking into account the influence of aerosol on the ozone sensing data. A comparison of the ozone profiles reconstructed from lidar data using this technique with the data of balloonborne ozone measurements is presented.