

В.А. Ляджин, Б.Т. Ташенов, Т.П. Торопова

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОДНОЧАСТОТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

В работе изложены результаты одночастотного (532 нм) лазерного зондирования стратосферного аэрозоля, выполненные в период 1984–1987 гг. для высот 12–30 км над уровнем моря.

Лидар создан на базе однометрового телескопа, расположенного на высоте 2700 м. Определен высотный ход отношения обратного рассеяния $R(H)$ для разных сезонов года. Значения $R(H)$ в максимуме слоя Юнге $R_{\max}(H)$ в среднем были равны 1,33 – летом, 1,36 – осенью. Статистический анализ показал, что кривая плотности распределения величин $R_{\max}(H)$, $R(H)$ несколько асимметрична (для лета наиболее вероятное значение $R_{\max}(H)$ оказалось равным 1,25).

В настоящей работе приведены некоторые данные лидарного исследования высотной стратификации атмосферного аэрозоля в интервале высот от 12 до 30 км над уровнем моря, выполненные в Астрофизическом институте АН КазССР в период с сентября 1984 по январь 1988 г. Сделана попытка оценить высотный ход отношения обратного рассеяния $R(H)$ для разных сезонов и определить наиболее вероятные значения этих величин, важные для создания региональной оптикофизической модели атмосферы.

Лидар [1] построен на базе метрового телескопа и расположен в горах Заилийского Алатау. Источником излучения служит лазер на алюмо-иттриевом гранате ($\lambda = 532$ нм) с коллиматором (угол расходимости светового пучка $\sim 1,5'$). В лидаре реализована моностатическая схема зондирования, в которой приемник и передатчик размещены на расстоянии 1 м друг от друга. Точность юстировки приемника и передатчика – $0,5'$.

Расположение лидарной системы на высоте 2,7 км над уровнем моря в местности, удаленной от искусственных источников загрязнения, и использование некоаксиальной схемы зондирования ведет к уменьшению ошибок, возникающих за счет влияния нижних слоев атмосферы на результаты зондирования. Отсутствие существенных систематических ошибок проверялось дополнительно путем анализа данных зондирования в разных направлениях и путем сравнения высотных профилей, полученных при использовании разных по мощности засылаемых в атмосферу световых сигналов.

В основе обработки результатов лазерного зондирования атмосферы лежит решение уравнения локации в приближении однократного рассеяния, которое для фиксированной длины волны зондирующего импульса и регистрации сигналов в режиме счета фотонов имеет вид

$$N(z) = N_0 \cdot K z^2 \cdot \sigma_{\pi}(z) \cdot T^2(z), \quad (1)$$

где $N(z)$ – число фотонов, принятых с расстояния z от лидара, на котором сформировался обратный рассеянный сигнал; N_0 – число излученных фотонов; $K = \kappa_{\text{пр}} \cdot \kappa_{\text{пер}} \cdot A \cdot \Delta z \cdot \eta$ (где $\kappa_{\text{пр}}$ и $\kappa_{\text{пер}}$ – коэффициенты пропускания приемного и передающего трактов соответственно; η – квантовая эффективность ФЭУ; A – площадь приемного зеркала телескопа; Δz – интервал усреднения (пространственное разрешение); $\sigma_{\pi z}$ – коэффициент обратного светорассеяния на расстоянии z ; T – коэффициент прозрачности атмосферы на трассе лидар–рассеивающий слой. Источником информации об оптических свойствах исследуемого слоя атмосферы являются величины коэффициента обратного светорассеяния $\sigma_{\pi}(z) = \sigma_{\text{пм}}(z) + \sigma_{\text{па}}$, где $\sigma_{\text{пм}}(z)$ и $\sigma_{\text{па}}(z)$ – коэффициенты молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния соответственно. При этом $\sigma_{\text{пм}}(z)$ однозначно связан с плотностью молекулярной атмосферы на высоте H , а $\sigma_{\text{па}}(z)$ – будет определяться концентрацией и физико-химическим составом аэрозоля. Решение уравнения локации (1) относительно $\sigma_{\pi}(z)$ требует априорного задания коэффициента прозрачности T , а также исследования аппаратурных, параметров лидарной установки. Подробно обзор методов решения уравнения локации и анализ границ их применимости приведен в работах [2, 3].

При одночастотном зондировании получил распространение метод восстановления из результатов измерений профиля отношения обратного рассеяния:

$$R(z) = \frac{\sigma_{\text{пм}}(z) + \sigma_{\text{па}}(z)}{\sigma_{\text{пм}}(z)}, \quad (2)$$

который характеризует превышение наблюдаемого в эксперименте коэффициента обратного светорассеяния над только молекулярным обратным рассеянием.

В основе такой методики лежит калибровка по расчетному сигналу молекулярного рассеяния. Метод базируется на предположении, что по крайней мере один из локальных минимумов на профиле фотоотчетов на рассматриваемом участке трассы зондирования обязан своим происхождением рассеянию в свободной от аэрозоля молекулярной атмосфере [4]. Калибровка заключается в совмещении реального измеренного профиля функции $S(z) = N(z) \cdot z^2/N_0 \cdot \kappa$ в точке одного z_0 или нескольких локальных минимумов с профилем расчетного нормирующего сигнала $S_M(z) = \sigma_{\text{лм}}(z) \cdot T^2(z)$. При этом $T^2(z) = T_M^2(z) \cdot T_A^2(z)$, где $T_M(z)$ – пропускание атмосферы, обусловленное только молекулярным ослаблением, и рассчитывается так же, как и $\sigma_{\text{лм}}(z)$, по модельным таблицам либо по данным аэрологического зондирования; а $T_A(z)$ – пропускание, обусловленное присутствием аэрозолей в атмосфере и определяемое по модельным таблицам, например, [5]. Тогда калибровочная константа определится из выражения:

$$K = \frac{N(z_0) \cdot z_0^2}{N_0 \cdot \sigma_{\text{лм}}(z_0) \cdot T^2(z_0)}.$$

Отношение обратного рассеяния определится из выражения

$$R(z) = \frac{S(z) \cdot T^2(z_0)}{S_M(z) \cdot T^2(z)} = \frac{N(z) \cdot z^2 \sigma_{\text{лм}}(z_0) \cdot R(z_0)}{N(z_0) \cdot z_0^2 \cdot \sigma_{\text{лм}}(z) T^2(z \div z_0)}, \quad (3)$$

где $R(z_0) = S(z_0)/S_M(z_0)$ (мы принимали $R(z_0) = 1$; $T(z \div z_0) = T(z)/T(z_0)$ – пропускание атмосферы на трассе от z до z_0 (для диапазона высот 12–30 км нами принималось $T(z \div z_0) = 1$, что по оценкам [3] может привести к ошибке в $R(z)$ около 10% на дальнем конце трассы, при калибровке по ближайшему). Процедура калибровки осуществлялась графическим совмещением в точках локальных минимумов графика функции с графиком функции $S_M(z)$, как это делалось в [4].

Анализ ошибок определения $R(z)$, проведенный согласно методике [6], дал следующее выражение для среднеквадратической погрешности:

$$\left[\frac{\delta R(z)}{R(z)} \right]^2 = \left[\frac{\sqrt{N(z) + N_\Phi}}{N(z)} \right]^2 + \left[\frac{\sqrt{N(z_0) - N_\Phi}}{N(z_0)} \right]^2 + (0,037)^2, \quad (4)$$

где N_Φ – сумма фонового сигнала от видимого фотометром участка неба и сигнала собственных шумов ФЭУ. Эта оценка погрешности получена в предположении, что поток фотонов на приемную антенну лидара – пуассоновский.

С помощью лидара, созданного на базе телескопа, возможно зондирование атмосферы в разных направлениях, что позволяет определить прозрачность атмосферы, горизонтальную неоднородность ее слоев и оценить влияние систематических ошибок на результаты наблюдений. Для оценки систематических погрешностей в определении высотных профилей эхосигналов нами были использованы данные двухуглового зондирования стратосферы.

Если зондирование выполняется в двух различных направлениях Θ_1 и Θ_2 , то при условии горизонтальной однородности атмосферы коэффициент прозрачности T до слоя, расположенного на высоте H , может быть определен из следующего выражения:

$$T^2(H) = \left[\frac{\sec^2 \Theta_1}{\sec^2 \Theta_2} \cdot \frac{N(H, \Theta_1)}{N(H, \Theta_2)} \right] \frac{1}{\sec^2 \Theta_1 - \sec^2 \Theta_2}, \quad (5)$$

где $N(H, \Theta_i)$ – эхосигнал с высоты H в направлении зенитного угла Θ_i . Если $\Theta = 60^\circ$ и $\Theta_2 = 0^\circ$, то:

$$T^2(H) = \frac{4N(H, 60^\circ)}{N(H, 0^\circ)}. \quad (6)$$

Основной помехой в определении прозрачности методом многоугольного зондирования является горизонтальная неоднородность атмосферы и различные погрешности измерений амплитуд лидарных сигналов, которые существенным образом влияют на результаты. Это затрудняет возможность использования лидарного метода для повседневного определения прозрачности атмосферы. Однако используя прием сглаживания высотных профилей эхосигналов и осредняя данные ряда серии измерений для отдельных ночей, можно выполнить достаточно уверенную оценку T методом двухлучевого зондирования, и затем, сравнив с данными о прозрачности, полученными независимым способом по звездам, оценить предельную ошибку в определении T , а затем и систематическую погрешность амплитуд лидарных сигналов. Для уменьшения ошибок при двухугловом методе определения прозрач-

ности атмосферы значения $N(H, \Theta_i)$ определялись после сглаживания экспериментальных профилей сигналов обратного рассеяния кривой, проведенной через два или более локальных минимумов, т. е. фактически экспериментальный профиль лидарного сигнала заменялся нормирующим профилем молекулярного рассеяния или кривой, близкой к нему. Такой метод позволяет избежать ошибок, связанных с пространственно-временной неоднородностью атмосферы. Определенный таким образом коэффициент прозрачности атмосферы от места базирования лидара до высот 16–18 км, средний для 20 серий измерений в сентябре 1984 г., оказался равным $0,86 \pm 0,02$. Учет ослабления света вышележащими слоями согласно модели [3] уменьшает коэффициент прозрачности примерно на 0,02 и приводит к значению $T = 0,84$.

По данным определения спектральной прозрачности по звездам [7], полученным в 1983–1984 годах в районе базирования лидарной установки, среднее значение коэффициента прозрачности $T = 0,87$ зимой и $0,83 \pm 0,03$ в летне-осенний период (здесь указано максимальное отклонение от среднего). Оно близко к приведенному выше результату, что позволяет принять предельную абсолютную погрешность в определении прозрачности $\varepsilon_T \approx 0,03$, а предельную относительную погрешность $\varepsilon_T/T \approx 0,04$.

Правильность полученного коэффициента прозрачности методом зондирования в двух направлениях свидетельствует об отсутствии существенных систематических ошибок в высотных профилях эхосигнала, связанных с возможными паразитными засветками (отражение от ближних предметов, стен и поверхностей в павильоне света лампы накачки ОКГ в момент импульса, рассеяние от ближней зоны, эффект послесвечения и т. д.). Действительно, коэффициент прозрачности T — непрерывная дифференцируемая функция эхосигналов, измеренных в направлениях Θ_1 и Θ_2 : $x = N(H, \Theta_1)$ и $y = N(H, \Theta_2)$ соответственно. Поэтому предельная абсолютная погрешность измерения прозрачности определится следующим образом [6]:

$$\varepsilon_T = \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{\substack{x=N_1(\Theta_1) \\ y=N_2(\Theta_2)}} \cdot \varepsilon_x + \left. \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{\substack{x=N_1(\Theta_1) \\ y=N_2(\Theta_2)}} \cdot \varepsilon_y,$$

где ε_x и ε_y — предельные абсолютные погрешности аргументов. При $\Theta_1 = 60^\circ$ и $\Theta_2 = 0^\circ$ из уравнения (4) имеем:

$$\varepsilon_T = (x \cdot y)^{-1/2} \cdot \varepsilon_x + x^{1/2} \cdot y^{3/2} \cdot \varepsilon_y, \quad \text{а} \quad \frac{\varepsilon_T}{T} = \frac{1}{2} \left(\frac{\varepsilon_x}{x} + \frac{\varepsilon_y}{y} \right).$$

Если относительные ошибки измерений эхосигналов с высоты H одинаковы, то $\varepsilon_T/T = \varepsilon_x/x = \varepsilon_y/y$. Поскольку $\varepsilon_T/T \leq 4\%$, то относительная систематическая ошибка средних профилей эхосигналов не превосходит также 4%. В общем случае сумма предельных относительных ошибок эхосигналов, измеряемых в двух направлениях, не превосходит 8%.

В [8] рассмотрен случай, когда абсолютные значения систематических ошибок в направлении 60° и 0° равны ($\varepsilon = \varepsilon_x = \varepsilon_y$). На практике это может быть реализовано при неправильном учете фона, при наличии паразитных засветок (в том числе возможное влияние света лампы накачки, отраженного от близлежащих предметов), действие послесвечения ФЭУ и т.д. Для случая, когда $\varepsilon = \varepsilon_x = \varepsilon_y$, истинный коэффициент прозрачности $T(H)$ и определенный из измерений $T_{\text{изм}}(H)$ соотносятся следующим образом [8]:

$$T_{\text{изм}}^2(H) = T^2(H) \pm \frac{[4 - T^2(H)] \cdot \varepsilon}{N(H, 0^\circ)}. \quad (7)$$

Плюс в правой части (7) соответствует систематическому завышению, а минус — систематическому занижению измеряемого сигнала $N(H, 0^\circ)$. Из (7) видно, например, что при $\varepsilon = 0,1$ $N(H, 0^\circ)$ и $T^2 = 0,7$ ($T = 0,837$), $T_{\text{изм}}^2 = 0,33$, т.е. ошибка в оценке квадрата прозрачности составляет около 50%, а в определении T около 30%, что значительно превосходит предельную абсолютную ошибку в определении коэффициента прозрачности ($\varepsilon_T = 3\%$) и даст основание считать, что уровень подобных систематических ошибок пренебрежимо мал.

Для анализа были использованы данные около 50 ночей наблюдений за период с сентября 1984 года по январь 1988 года. Количество полученных в каждую ночь высотных профилей колебалось от единиц до нескольких десятков при пространственном разрешении основной их массы, равной 0,96 км. (Число лазерных импульсов при получении каждого профиля $10^3 \div 10^4$). При обработке первоначально осреднялись данные для каждой отдельной ночи и только потом анализировались результаты, определялись сезонные и временные зависимости (табл. 1). Для летнего и осеннего сезонов приведена кроме среднего хода $\bar{R}(H)$ средняя квадратическая погрешность отдельного измерения δ .

Высотные профили $\bar{R}(H)$

Высота над уровнем моря, км	IX.1984—VIII.1987 гг.		Зима				Весна		
	лето	осень	1985 г.	1985—1986 гг.	1986—1987 гг.	январь 1988 г.	1985 г.	1986 г.	1987 г.
12,62	1,14±0,02	1,16±0,02	1,04	1,03	1,21	—	1,16	1,28	1,07
13,58	1,17±0,02	1,20±0,03	1,07	1,35	1,35	—	1,20	1,48	1,18
14,54	1,19±0,03	1,26±0,03	1,11	1,32	1,39	—	1,12	1,69	1,30
15,50	1,28±0,05	1,30±0,04	1,06	1,56	1,50	—	1,16	1,88	1,44
16,46	1,32	1,32±0,05	1,12	1,75	1,51	1,03	1,28	1,44	1,51
17,42	1,30±0,04	1,34±0,04	1,18	1,96	1,56	1,06	1,18	1,35	1,67
18,38	1,33±0,03	1,36±0,02	1,13	1,76	1,55	1,08	1,16	1,56	1,68
19,34	1,32±0,04	1,34±0,04	1,23	1,80	1,50	1,12	1,22	1,43	1,73
20,30	1,33±0,04	1,36±0,06	1,26	1,76	1,48	1,15	1,26	1,36	1,70
21,26	1,27±0,04	1,34±0,03	1,25	1,76	1,43	1,17	1,20	1,84	1,68
22,22	1,23±0,02	1,25±0,04	1,18	1,70	1,35	1,11	1,19	1,34	1,67
23,18	1,25±0,04	1,25±0,07	1,26	1,56	1,30	1,10	1,19	1,93	1,57
24,14	1,21±0,03	1,32±0,06	1,26	1,58	1,26	1,08	1,12	1,84	1,50
25,10	1,19±0,03	1,22±0,04	1,17	1,64	1,16	1,08	1,08	2,04	1,50
26,06	1,24±0,04	1,29±0,05	1,22	1,66	1,16	1,05	1,24	1,56	1,42
27,02	1,24±0,06	1,28±0,04	1,18	1,48	1,12	1,03	1,22	1,12	1,33
27,98	1,33±0,06	1,23±0,05	—	1,45	1,14	1,05	1,15	1,06	1,27
28,94	1,33±0,05	1,25±0,08	—	1,26	1,09	1,05	1,23	2,43	1,92
29,90	1,17±0,05	1,31±0,05	—	—	1,10	1,06	1,24	1,07	1,18

Анализ данных свидетельствует о том, что высотные профили отношения обратного рассеяния $R(H)$ в летнее время близки к полученным осенью (рис. 1, *a*). На профилях выделяется слой повышенной замутненности (слой Юнге). Тонкая структура профилей в отдельных сериях наблюдений при осреднении в значительной степени сглаживается. Однако на средних профилях наряду с основным максимумом имеется дополнительный на высоте 26–28 км. На основном максимуме намечается также две, а иногда и три вершины, что свидетельствует о часто проявляющейся слоистости стратосферы на рассматриваемом участке трассы.

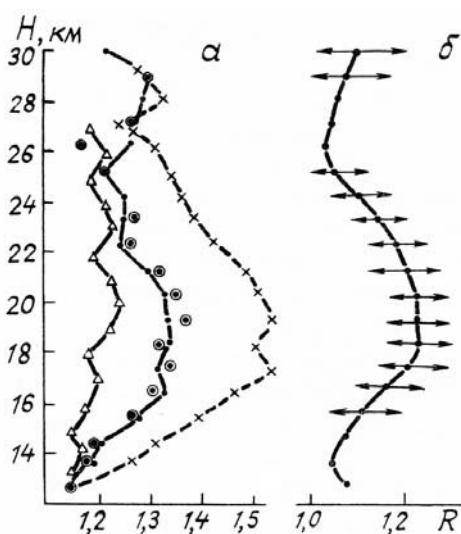


Рис. 1. Средний высотный ход отношения обратного рассеяния $R(H)$: *a*—для лета — точки; осени — кружки и зимы — крестики. Для зимы 1985 года — треугольники; *b*—19.08.1986 г.

Значения отношения обратного рассеяния в максимуме слоя Юнге $R_{\max}(H)$ в среднем были равны 1,33 — летом; 1,36 — осенью. Весенние и зимние данные малочисленны. Вариации $R(H)$ в эти

сезоны максимальны. Среднее квадратическое отклонение при одинаковом количестве наблюдаемых ночей зимой, например, в два-три раза превосходит аналогичное значение для осеннего сезона.

Высотный ход зимних и весенних кривых $\bar{R}(H)$ для разных лет различен. В связи с этим в табл. 1 для этих сезонов приводятся отдельные результаты, полученные в разные годы. В 1985 и 1988 годах значения $\bar{R}(H)$ меньше аналогичных средних значений за весь период для летнего сезона на всем участке трассы (12–30 км). В то же время в зимне-весенний период 1986 и частично 1987 годах наблюдалось повышенное рассеяние света стратосферным аэрозолем. Наиболее мощный слой Юнге отмечался 27 февраля 1986 года. Значение $R_{\max}(H)$ в этот день оказалось равным 2,5–2,7. Возможно, что это связано с влиянием извержения вулкана Невада-дель-Руис 13 ноября 1985 года. Повышенное замутнение стратосферы зимой 1985–1986 гг. отмечается и в других работах [11]. Однако значения $\bar{R}(H)$ летом 1986 г. уже близки к данным для других лет. Статистическая обеспеченность зимних и весенних результатов недостаточна, и вопрос о сезонных изменениях рассеивающих свойств стратосферного аэрозоля требует дальнейших исследований.

На рис. 2 приведена гистограмма плотности распределения отношения коэффициентов обратного рассеяния в максимуме слоя Юнге $R_{\max}(H)$ в летне-осенний период по наблюдениям, выполненным в 1984–1987 гг. Кривая асимметрична. Наиболее вероятное значение (1,25) не совпадает со средним (1,34). Для большей статистической обеспеченности при построении гистограммы в обработку включены все значения отношения обратного рассеяния, полученные в интервале высот от 17,4 до 21,6 км над уровнем моря, где они близки и максимальны.

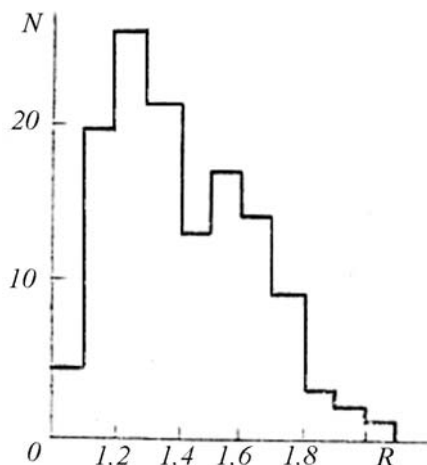


Рис. 2. Гистограмма плотности распределения отношения коэффициента обратного рассеяния в максимуме слоя Юнге $R_{\max}(H)$ в летнее время 1984–1987 гг.

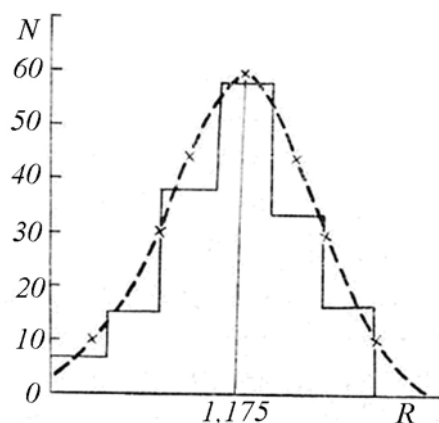


Рис. 3. Гистограмма плотности распределения отношения коэффициента обратного рассеяния в максимуме слоя Юнге $R_{\max}(H)$ 19.08.1986 г.

Для того чтобы исключить сезонные вариации $\bar{R}(H)$ при выявлении временного хода высотных профилей стратосферного аэрозоля за период 1984–1987 гг., выполнено сравнение данных, полученных в августе и частично (для 1984–1986 гг.) в сентябре. Результаты приведены в табл. 2 и свидетельствуют о малом различии профилей $\bar{R}(H)$, полученных в разные годы в летний сезон.

Минимальные значения $\bar{R}(H)$ наблюдались летом. В отдельные ночи было получено большое количество высотных профилей эхосигналов. Это позволило рассмотреть средний профиль $\bar{R}(H)$ и закон плотности распределения отношения обратного рассеяния в максимуме слоя Юнге $R_{\max}(H)$ для отдельной характерной летней ночи. Так, статистически обеспеченные данные зондирования были получены 19.08.1987 г. Общее число серий измерений 35. Средний высотный профиль $\bar{R}(H)$ за этот день приведен на рис. 1, б. Здесь же стрелками обозначены средние квадратические отклонения δ .

На рис. 3 приведены гистограмма плотности распределения $R_{\max}(H)$ для 19.08.1987 г. и функция нормального распределения (плавная кривая), удовлетворительно аппроксимирующая экспериментальную гистограмму. При построении гистограммы для большей статистической обеспеченности, как и раньше, в обработку включены все значения $R(H)$, полученные в интервале высот 17,42–21,6 км над уровнем моря.

С помощью вероятностных методов были определены доверительные интервалы наиболее вероятного значения $R_{\max}(H)$, заданные обеспеченностью 68, 83 и 95%. Они приведены в табл. 3.

Из данных табл. 3 следует, что в хорошие летние ночи пиковое значение $R(H)$ в слое Юнге невелико (1,17) и лишь незначительно превосходит аналогичное значение (1,11), приведенное в [12] для невулканического периода (Вирджиния, 37°N).

Выше было отмечено малое различие средних профилей $\bar{R}(H)$, полученных в августе в разные годы (1985–1984 гг.). Пиковое значение среднего профиля $\bar{R}(H)$ в 1985 г. (1,35) лишь немного превосходит практически одинаковые значения, полученные в 1986 и 1987 гг. (1,27 и 1,26) (см. табл. 2).

Таблица 2

Высотные профили $R(H)$ в разные годы

№ п/п	H, км	Август			Сентябрь	
		1985 г.	1986 г.	1987 г.	1984 г.	1985 г.
1	12,62	1,06	1,09	1,17	1,08	1,20
2	13,56	1,07	1,14	1,16	1,16	1,22
3	14,54	1,12	1,18	1,18	1,16	1,31
4	15,50	1,18	1,14	1,22	1,18	1,36
5	16,46	1,23	1,19	1,22	1,17	1,40
6	17,42	1,23	1,22	1,26	1,21	1,40
7	18,38	1,31	1,27	1,25	1,32	1,38
8	19,34	1,33	1,22	1,23	1,30	1,36
9	20,30	1,19	1,26	1,21	1,21	1,43
10	21,26	1,32	1,21	1,14	1,36	1,34
11	22,22	1,19	1,15	1,15	1,33	1,21
12	23,18	1,20	1,15	1,07	1,27	1,24
13	24,14	1,13	1,17	1,06	1,41	1,28
14	25,10	1,10	1,14	1,10	1,16	1,25
15	26,06	1,27	1,12	1,10	1,36	1,26
16	27,02	1,16	1,10	1,04	1,31	1,26
17	27,98	1,48	1,16	1,07	1,24	1,23
18	9,90	1,42	1,18	1,17	1,20	1,27
19	28,94	1,17	1,08	1,09	1,16	1,38

Таблица 3

Доверительная вероятность, %	Наиболее вероятное значение $R_{\max}(H)$	Доверительный интервал
68	1,175	1,100–1,250
83	1,175	1,075–1,275
95	1,175	1,050–1,300

Судя по этим данным, в 1986 и 1987 гг. оптические свойства стратосферы в значительной степени стабилизировались после извержения вулкана Эль-Чичон весной 1982 г. Однако сравнение оптических параметров стратосферного аэрозоля с фоновыми значениями, выявление возможного временного хода интегрального коэффициента обратного рассеяния, сравнение полученных нами результатов с данными других авторов, анализ вариаций высоты главного максимума слоя Юнге являются предметом наших дальнейших исследований.

1. Оптическое зондирование атмосферы. /Б.Т. Ташенов, Т.П. Торопов, В.А. Ляджин и др. Алма-Ата: Наука, 1985. Ч. 1. 106 с.
2. Зуев В.Е., Креков Г.М., Крекова М.М. Дистанционное зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–56.
3. Креков Г.М. Дистанционные методы исследования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1980. С. 3–40.
4. Fiooco G., Grams G. //J. Atmos. Sci. 1964. V. 21. P. 323.
5. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 196 с.
6. Russell P.V., Swisler T.J., Mc Cormick M.P. //Appl. Opt. 1979. V. 18. № 22. P. 3783–3797.
7. Ильин В.В., Бандрин В.А. //Спектрометриз звёзд. Алма-Ата, 1986. С. 157–161.
8. Ляджин В.А., Ташенов Б.Т., Торопова Т.П. //Труды IX Всесоюз. симпоз. по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Ч. 1. Томск: ТФ СО АН СССР, 1987. С. 138–142.
9. Ляджин В.А., Ташенов Б.Т., Торопова Т.П. //Вестник АН КазССР. Алма-Ата. 1987. № 12. С. 36–42.
10. Дробжев В.И., Ляджин В.А., Сомсиков В.М., Ташенов Б.Т., Курмангалиев Д.А. //Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 8. С. 105–110.
11. Бородавко А.Н., Воробей Н.П., Губский В.И. и др. //Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 3. С. 109–116.
12. Philip M.T., Kent A.S., Ottway M.T. //J. Atmos. Sci. 1985. V. 42. № 9. P. 964–974.

U. A. Lyadjin, B. T. Tashenov, T. P. Toropova. **Some Results of Single Frequency Laser Sounding of the Stratospheric Aerosol.**

The results of single frequency (532 nm) laser sounding of the stratospheric aerosol made in 1984–1987 for the altitudes 12–30 km are described. The lidar constructed using a one meter telescope is located at the altitude 2700 m above the sea level.

Average values of the backscattering ratio at the maximum of Young's layer were 1,33 and 1,36 for summer and fall, respectively. The statistical analysis made revealed certain asymmetry in the probability density distribution of the value $R(H)$, most probable value $R_{\max}(H)$ being equal to 1,25 for summer.