

А.А. Черемисин, Л.В. Границкий, В.М. Мясников, Н.В. Ветчинкин

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ В УЛЬТРАФИОЛЕТОВОМ ДИАПАЗОНЕ АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ В ОКРЕСТНОСТИ СТРАТОПАУЗЫ С БОРТА КОСМИЧЕСКОЙ АСТРОФИЗИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «АСТРОН»

Представлены результаты исследования аэрозольного слоя вблизи нижней границы мезосферы на средних широтах и в экваториальной области методом касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне длин волн ( $\lambda = 273$  и  $280$  нм,  $\Delta\lambda = 3$  нм), полученные с помощью ультрафиолетового телескопа космической астрофизической станции «Астрон» в 1984–1985 гг. Задача определения параметров аэрозольного рассеяния на высотах в окрестности 50 км при использовании указанных длин волн представляет собой задачу дистанционного зондирования при значительных оптических толщах. Проведен анализ чувствительности метода. Согласно полученным данным на высотах 65–100 км наблюдаются аэрозольные слои с высокими значениями коэффициента замутненности  $S$ , на высотах 55–65 км – область сравнительного очищения атмосферы, а в окрестности 50 км – мощный пик аэрозольного рассеяния. Положение максимумов пиков аэрозольного рассеяния в окрестности 50 км приходится на высоты 49–52 км, а среднее значение максимальных коэффициентов замутненности равно 0,8.

Аэрозольный слой на границе стратосферы и мезосферы исследовался различными методами. Тем не менее нет достаточной ясности о количественных характеристиках аэрозольного рассеяния на этих высотах [1, 2].

Результаты интерпретации данных наземных сумеречных наблюдений [3–9], которые ведутся в видимом диапазоне длин волн, существенно зависят от используемых методов оценки вклада многократного рассеяния света в яркость сумеречного неба, которых известно не менее 7 [5, 7]. Наблюдения в видимом диапазоне дневного и сумеречного горизонта Земли с пилотируемых космических кораблей [10–13] подтверждают наличие аэрозольного слоя в окрестности 50 км, но количественная интерпретация данных также сталкивается с трудностью адекватного учета эффектов многократного рассеяния. Результаты лазерного зондирования на высотах от 40 до 120 км хорошо описываются молекулярным рэлеевским рассеянием [14, 15] ( $S < 0,1$ ). Согласно результатам серии ракетных измерений [16, 17] в окрестности 50 км наблюдается аэрозольный слой с  $S_{\max}$  порядка 1. Отличаются и модели оптических характеристик аэрозоля для этих высот [1, 10, 18, 19].

В работе [19] высказано мнение о том, что решение вопроса о фоновом аэрозоле в верхней атмосфере скорее всего может быть получено с помощью методов, в которых наиболее просто решается обратная задача. На наш взгляд, к такого рода методам можно отнести метод касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне 200–300 нм, соответствующем полосе Хартли поглощения озона. В этих условиях яркость атмосферы формируется в основном за счет однократного рассеяния солнечного излучения, а вклад двукратного рассеяния очень мал [20].

В работах [20, 21] представлены результаты исследования методом касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне ( $\lambda = 273, 280$  нм) с борта космической астрофизической станции «Астрон» аэрозольных слоев на высотах 65–100 км естественного и антропогенного происхождения в экваториальной области и на средних широтах. Кроме того, проведена оценка вертикального распределения концентрации озона на высотах 55–65 км.

Целью данной работы является оценка характеристик аэрозольного рассеяния вблизи нижней границы мезосферной области в окрестности высоты 50 км на основе тех же экспериментальных данных касательного зондирования. Методики: проведения сеансов касательного зондирования с АС «Астрон», высотной привязки экспериментальных кривых яркости и абсолютной калибровки спектрометра – описаны в работе [20]. Фоновое состояние атмосферы исследовалось в экваториальной области (Центральная Африка) и на средних широтах (район Атлантики) в 1983–1985 гг. Пространственное сканирование лимба осуществлялось при фиксированной длине волны  $\lambda = 273, 280$  нм. Спектральное разрешение равнялось 3 нм. Отсчеты проводились через каждые 0,61 с по времени, при шаге по высоте от 0,4 до 1,2 км для разных сканов. Полуширина аппаратного контура, характеризующая масштаб усреднения по высоте, для измерений в средних широтах составляла величину 8 км, для экваториальных – 5 км.

Используемые длины волн 273 и 280 нм не являются оптимальными для дистанционного зондирования в указанной области высот. Фактически задача представляет собой задачу дистанционного зондирования при больших оптических толщах  $\tau$ . Для аналогичной задачи лазерного зондирования проблемой является корректный учет вклада многократного

рассеяния в регистрируемый сигнал как для наземных [22], так и для космических исследований [23]. В нашем случае достаточным является приближение однократного рассеяния, а проблемой является выделение сравнительно слабого сигнала от глубоких слоев атмосферы на фоне сильного сигнала от вышележащих рассеивающих слоев. Кроме того, в этих условиях усиливается влияние таких помех, как рассеяние света в спектрометре. По этой причине нами была разработана методика выделения полезного сигнала, существенно снижающая погрешность вычитания вклада рассеянного света и позволяющая, на наш взгляд, достаточно наглядно представить себе весь процесс обработки данных.

На рис. 1 представлены высотные зависимости отношения одновременно наблюдаемых сигналов  $I_{11}^*/I_2$  в первом рабочем и во втором УФ-каналах спектрометра.

Индекс  $\lambda$  соответствует рабочей длине волны для первого УФ-канала (диапазон  $\lambda = 245\div 353$  нм) и синхронному положению выходной щели спектрометра для второго. Величина  $I_{11}^*$  определяется как разность между экспериментальным значением сигнала и рассчитанным уровнем сигнала  $I_{r,\lambda}$ , соответствующим наблюдению яркости атмосферы, где рассеяние солнечного излучения определяется рэлеевским молекулярным рассеянием, а ослабление излучения происходит за счет его поглощения озоном. Значения спектральной плотности потока солнечного излучения взяты из [24]. Расчет характеристик молекулярного рассеяния проводился с использованием сечений рэлеевского рассеяния, рассчитанных в соответствии с работой [25], на основе модели атмосферы с учетом сезонно-широтных и суточных вариаций плотности атмосферы [26, 27]. Использовалось модельное распределение озона [28]. Сечения поглощения озона взяты из работы [29].

Можно отметить, что для рабочих длин волн и рассматриваемых высот определяющий вклад в оптические толщи вносит поглощение озоном, при

этом молекулярное рассеяние вносит поправку порядка 1%, а согласно апостериорному анализу величина вклада аэрозольного рассеяния в основном меньше, чем молекулярного.

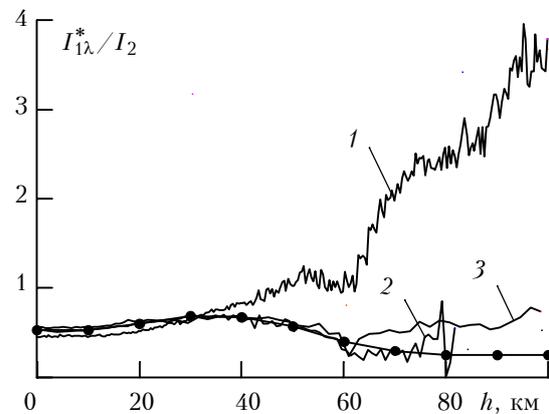


Рис. 1. Высотная зависимость отношения сигналов  $I_{11}^*/I_2$  в первом и втором УФ-каналах спектрометра; точки — кривая, представляющая вклад рассеянного света

Представленное на рис. 1 отношение  $I_{11}^*/I_2$  можно рассматривать как равное отношению  $(I_{a,\lambda} + I_{1\lambda,рас})/I_{2,рас}$ . Здесь  $I_{a,\lambda}$  определяет аэрозольную составляющую яркости атмосферы, при этом сумма  $I_{a,\lambda} + I_{r,\lambda}$  в приближении однократного рассеяния определяет общую энергетическую яркость атмосферы  $I_{\lambda}$ . Величины  $I_{1\lambda,рас}$ ,  $I_{2,рас}$  — вклады рассеянного в спектрометре света в сигнал в первом рабочем и втором УФ-каналах спектрометра. Важно отметить, что согласно анализу УФ-спектров дневной поверхности Земли, полученных в 1983–1985 гг. с борта АС «Астрон», выявлена высокая корреляция между  $I_{1\lambda,рас}$  и  $I_{2,рас}$ , коэффициент корреляции равен примерно  $0,96\div 0,98$ . Согласно этому анализу уровень сигнала во втором УФ-канале  $I_2$  примерно на 97 % определяется вкладом рассеянного в спектрометре света, т.е.  $I_{2,рас} \approx I_2$ .

Таблица 1

Сведения об условиях касательного зондирования атмосферы с борта АС «Астрон»

№	Дата сеанса	Расстояние до АС, тыс. км	Координаты точки касания		Зенитный угол Солнца, град.	Угол рассеяния, град.	Длина волны, нм
			Широта, град. с.ш.	Долгота, град. в.д.			
1	6.4.84	181	34,5	282,6	59,8	94,1	280
2	6.4.84	182	32,2	290,5	46,9	94,6	280
3	12.4.85	181	40,5	289,6	49,4	95,9	273
4	25.8.85	105	-1,4	32,1	32,8	84,5	273

Кривая 1 на рис. 1 соответствует данным касательного зондирования с длиной волны  $\lambda = 273$  нм (скан 3, табл. 1). На кривой отчетливо проявляется трехпиковая структура аэрозольного рассеяния в области 50–100 км. Локальные максимумы для этих пиков расположены на высотах примерно 50, 75 и

95 км. На рисунке линия с точками представляет высотную зависимость вклада рассеянного света, используемую для коррекции исходных данных. Эта зависимость вклада рассеянного света фактически представляется кривой 2, построенной по данным касательного зондирования с длиной волны

$\lambda = 249,4$  нм (1985 г., район Атлантики, угол рассеяния  $\theta = 95^\circ$ , зенитный угол Солнца в точке касания  $42^\circ$ ). На этой длине волны чувствительность спектрометра составляет примерно 15%, а уровень солнечной радиации – примерно 30% от соответствующих величин для длин волн 273, 280 нм. Использование кривой 2 для построения высотной зависимости вклада рассеянного света приводит к 5%-й относительной погрешности выделения сигнала  $I_{a,\lambda}$ . Для сравнения на рис. 1 приведена кривая 3, построенная по данным касательного зондирования при длине волны 255 нм (1985 г., район Атлантики, угол рассеяния  $\theta = 95,8^\circ$ , зенитный угол Солнца в точке касания  $33^\circ$ ). Чувствительность спектрометра для  $\lambda = 255$  нм существенно больше, чем для  $\lambda = 249,4$  нм, но еще в несколько раз меньше, чем для  $\lambda = 273$  нм. Как видно из рис. 1, на высотном ходе отношений  $I_{11}^*/I_2$  выше 60 км заметно проявляется вклад аэрозольного рассеяния.

Сложный характер поведения отношения  $I_{1\lambda,рас}/I_{2,рас}$  качественно подтвержден прямым моделированием. Яркость атмосферы рассчитывалась в спектральном диапазоне от 700 до 200 нм; учитывались паспортные характеристики чувствительности ФЭУ и светофильтра, защищающего выходное окно первого канала спектрометра; учитывалась модификация спектра при отражении от оптических поверхностей телескопа. Рассеяние света моделировалось двумя сравнительно крайними случаями: считали, что либо спектр не меняется вообще, либо он трансформировался множителем  $\lambda^{-2}$ , что характерно для рассеяния на шероховатых поверхностях [30].

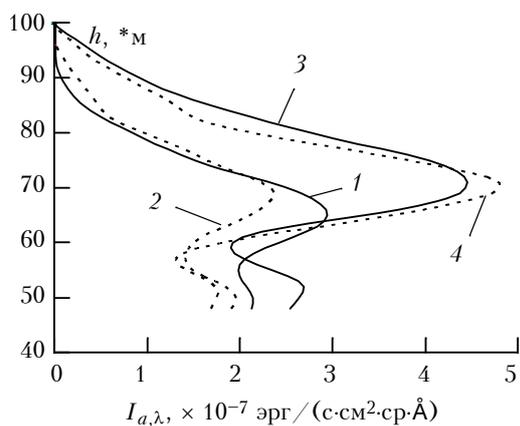


Рис. 2. Высотные зависимости аэрозольной составляющей спектральной яркости атмосферы на лимбе Земли  $I_{a,\lambda}$  для ультрафиолетового диапазона длин волн ( $\lambda = 273, 280$  нм)

На рис. 2 представлены несколько высотных зависимостей аэрозольной составляющей яркости невозмущенной атмосферы на лимбе Земли  $I_{a,\lambda}$ .

Параметры условий зондирования приведены в табл. 1. Номера кривых на рис. 2 соответствуют номерам сканов в табл. 1.

Восстановленные высотные зависимости объемного коэффициента направленного аэрозольного светорассеяния  $\beta_{a,\theta}$  представлены на рис. 3, а, а коэффициента замутненности  $S$  – на рис. 3, б. Коэффициент замутненности рассчитывался с использованием средней (типичной) атмосферной индикатрисы аэрозольного рассеяния по данным работы [31]. Для угла рассеяния  $\theta = 90^\circ$  отношение индикатрис молекулярного рэлеевского и аэрозольного рассеяния равно 1,7.

Методика решения обратной задачи аналогична описанной в работе [20]. Использовался пошаговый итерационный метод решения, минимизирующий невязку между расчетными и экспериментальными значениями яркости. Значения самой неизвестной функции восстанавливались при шаге, примерно равном 1 км. Для устранения неустойчивости решений исходные данные по яркости  $I_{a,\lambda}$  сглаживались усеченным точечным гауссовым фильтром с полушириной меньше, чем масштаб аппаратного сглаживания яркости по высоте.

Зависимости коэффициента светорассеяния  $\beta_{a,\theta}$  и коэффициента  $S$  на высотах 65÷100 км практически совпадают с зависимостями, приведенными в работе [20], для одних и тех же сеансов зондирования. Общая характеристика аэрозольного рассеяния на этих высотах представлена там же.

Как видно из рис. 3, б, в области 65÷55 км полученные значения коэффициента замутненности малы – в среднем по всем сканам  $S = 0,1$ , что сопоставимо с погрешностью восстановления. Восстановленные значения  $S$  варьируются в диапазоне от –0,05 до 0,2. Низкий уровень замутненности может являться обоснованием оценки высотной зависимости концентрации озона в этой области высот без учета аэрозольного рассеяния [20].

Как видно из рис. 3, а, в окрестности высоты 50 км на высотной зависимости коэффициента направленного светорассеяния наблюдается пик аэрозольного рассеяния. При уменьшении высоты, начиная примерно с 56 км, аэрозольное рассеяние начинает резко возрастать и достигает максимума на высотах 50–52 км. Мощность аэрозольного рассеяния на порядок выше, чем в районе аэрозольных слоев на высотах 65÷100 км. На кривых замутненности (см.рис. 3, б) пик аэрозольного рассеяния также явно выражен, имеет максимумы на высотах 50–52 км со значениями  $S$  в максимумах от 0,6 до 0,9. Среднее значение  $S_{max} = 0,8$ . Следует отметить, что сеансы зондирования относятся к разным широтам, сезонам года и разделены большими промежутками времени. Следует отметить также, что масштаб горизонтального усреднения при касательном зондировании порядка  $10^3$  км.

В работе [21] был сделан вывод о том, что при касательном зондировании в ультрафиолетовом диапазоне данные наблюдений спектральной яркости атмосферы на лимбе Земли, в точках вдоль активно-

го участка трассы запуска МТКК «Спейс Шаттл», не выявляют эффектов возмущения атмосферных параметров по сравнению с фоновыми условиями для

высот ниже 80 км. Вследствие этого результаты восстановления аэрозольных параметров ниже 80 км можно рассматривать как соответствующие фоновым.

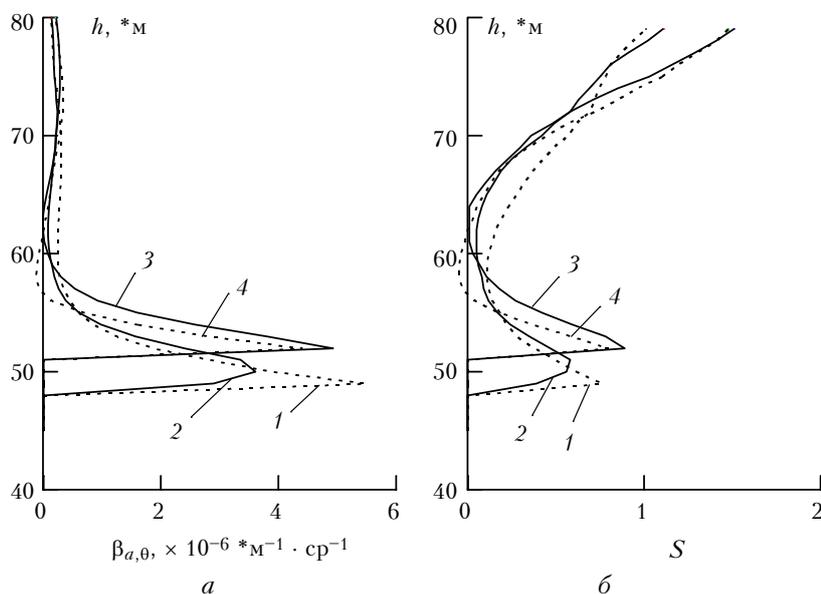


Рис. 3. Высотные зависимости параметров аэрозольного рассеяния: *a* – коэффициента направленного светорассеяния  $\beta_{a,\theta}$  и *б* – коэффициента замутненности  $S$  – для ультрафиолетового диапазона длин волн ( $\lambda = 273, 280$  нм); средние широты (1–3) и район экватора (4)

В табл. 2 приведены параметры аэрозольного рассеяния в окрестности 50 км, полученные методом касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне ( $\lambda = 280$  нм) после пуска МТКК «Спейс Шаттл» 6 апреля 1984 г. Приведены: высота максимума пика аэрозольного рассеяния, значения коэффициентов замутненности и направленного светорассеяния в максимуме. Номера сканов в табл. 2 соответствуют номерам сканов в [21].

Таблица 2

Результаты касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне ( $\lambda = 280$  нм) аэрозольного слоя в окрестности 50 км после пуска МТКК «Спейс Шаттл» 6 апреля 1984 г.

Номер скана	Положение максимума, км	Коэффициент замутненности	$\beta_{a,\theta}, \text{км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$
3	49	1,0	$7,4 \cdot 10^{-6}$
4	50	0,7	$4,8 \cdot 10^{-6}$
5	50	1,1	$7,0 \cdot 10^{-6}$
6	49	0,6	$4,5 \cdot 10^{-6}$
7	49	1,0	$7,4 \cdot 10^{-6}$

Среднее значение  $S_{\text{max}}$ , по данным табл. 2, равно 0,9. Оно хорошо согласуется со средним значением  $S_{\text{max}}$  по данным рис. 3, б. Максимальный разброс не превышает 30% от среднего. В целом по всем полученным нами данным среднее значение  $S_{\text{max}}$  для пика аэрозольного рассеяния в окрестности 50 км равно 0,8.

Среднее значение  $S_{\text{max}}$  хорошо соответствует значениям замутненности в районе 50 км, полученным методом сумеречного зондирования с методи-

кой исключения многократного рассеяния по методу Дивари и Фесенкова [6] и ракетным данным [16, 17]. Но, согласно полученным нами результатам, этот пик более явно выражен (более высокий перепад замутненности на высотах 50 и 60 км) в сравнении с данными ракетных измерений, а тем более – в сравнении с данными [6], где  $S$  – примерно постоянная величина на высотах от 40 до 60 км, причем следует отметить, что значения коэффициента замутненности соответствуют видимому диапазону. Ярко выраженный пикообразный характер имеют кривые средней замутненности в районе 50 км по моделям [3, 18], но по величине среднее  $S_{\text{max}} = 3$  ( $\lambda = 550$  нм).

Следует отметить, что на рис. 3 высотные зависимости параметров аэрозольного рассеяния, полученные в результате решения обратной задачи касательного зондирования, на высотах ниже 48–49 км фактически теряют количественный смысл в результате потери чувствительности метода, точнее, согласно результатам численного анализа физический смысл теряется практически для всех высот ниже высоты соответствующего максимума.

На рис. 4 представлены высотные зависимости относительной чувствительности метода касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне ( $\lambda = 280$  нм). Кривая 1 соответствует отношению яркости рассеивающего аэрозольного сферического слоя толщиной 1 км, расположенного на высоте  $h$  над поверхностью Земли, при наблюдении по линии касания к внутренней поверхности рассеивающего

слоя, к яркости слоя, расположенного на высоте 100 км. Значение объемного коэффициента аэрозольного рассеяния внутри слоя выбрано одинаковым для всех слоев. Кривая 2 аналогична кривой 1, только рассеивающие слои характеризуются одинаковыми значениями коэффициента замутненности, а условие нормировки выбрано таким, что чувствительность в максимуме равна 1. На оси ординат отмечены также значения половины горизонтальной оптической толщи  $\tau/2$ , характеризующие оптические толщи при зондировании. Согласно кривой 1 чувствительность на высоте 50 км падает до 1% по отношению к 100%-й величине на больших высотах. Но согласно кривой 2 чувствительность на высоте 50 км все еще составляет 7% от максимальной величины. Таким образом, в окрестности высоты 50 км метод обладает определенной чувствительностью для регистрации аэрозольных слоев с высокой замутненностью, лежащих выше 48–50 км, а ниже 48 км становится практически нечувствительным к их наличию.

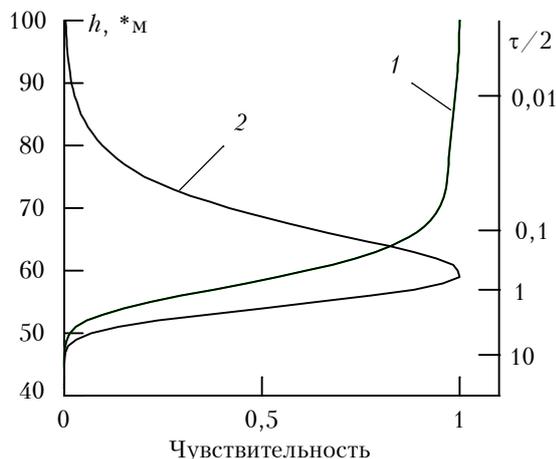


Рис. 4. Чувствительность метода касательного зондирования в зависимости от глубины погружения рассеивающего аэрозольного слоя ( $\lambda = 280$  нм): 1 — по отношению к коэффициенту направленного светорассеяния; 2 — по отношению к коэффициенту замутненности

Потеря чувствительности метода на высотах ниже 50 км может привести к смещению положения максимумов на высотных зависимостях восстановленных параметров аэрозольного рассеяния в окрестности 50 км по отношению к положению действительных максимумов, а также и к погрешности определения максимальных значений самих этих параметров. Оценка этих эффектов проведена на основе модельных расчетов. Аэрозольному пику придавался вид гауссовского распределения с полушириной 10 км. На кривые яркости, полученные в результате расчетов, вносилась +5% погрешность, а затем в результате решения обратной задачи вновь восстанавливались параметры аэрозольного рассеяния.

Оказалось, что если центр исходного пика последовательно помещать на высоты 48, 50, 52 км, то для восстановленных зависимостей положения мак-

симумов приходятся на высоты 50, 51, 52 км, а максимальные значения коэффициента аэрозольного рассеяния изменяются по сравнению с первоначально заданным на  $-7, +1, +5\%$  соответственно. Аналогично при внесении  $-5\%$ -й погрешности максимумы для восстановленных зависимостей получаются на высотах 50, 50, 52 км, а значения изменяются на  $-16, -6, -5\%$  соответственно. Учитывая, что согласно опубликованным данным максимумы аэрозольного рассеяния обычно фиксируются на высотах выше 48 км, можем прийти к выводу, что потеря чувствительности метода в данном случае не приводит к существенной погрешности определения максимального значения замутненности.

Другой вопрос связан с возможной зависимостью результатов от используемого высотного распределения озона. Приведенные выше результаты связаны с моделью озона для CIRA-72 [28]. Если вместо высотных распределений озона, определяемых моделью [28], в расчетах использовать высотные зависимости концентрации озона, восстановленные нами на высотах 65–55 км в пренебрежении аэрозольным рассеянием на этих высотах [20] и затем экспоненциально продолженные в область более низких высот, то это приводит к тому, что максимальные значения  $S$  для пика аэрозольного рассеяния в окрестности 50 км увеличиваются в среднем примерно на 15%. Следует отметить, что отличие полученных нами высотных профилей концентрации озона от модельных заметно превышает уровень среднеквадратических «погодных» вариаций озона, предсказываемых моделью [28]. Таким образом, можно ожидать, что отличие индивидуальных распределений озона, связанных с данным местом и временем наблюдения, от используемого среднего модельного распределения не должно приводить к существенным ошибкам.

1. Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 278 с.
2. Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. Озонный щит Земли и его изменения. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 288 с.
3. Матешвили Г.Г., Матешвили Ю.Д., Мегрелишвили Т.Г. // Оптика атмосферы и аэрозоль. М.: Наука, 1986. С. 133–149.
4. Мегрелишвили Т.Г., Мельникова И.Г., Розенберг Г.В., Хованский А.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1978. Т. 14. N 11. С. 1139–1150.
5. Загинайло Ю.И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1972. Т. 8. N 9. С. 954–962.
6. Дивари Н.Б. // Пыль в атмосфере и околоземном космическом пространстве. М.: Наука, 1973. С. 75–91.
7. Загинайло Ю.И., Горбанов Ю.М., Загинайло И.В. // Тезисы докладов IV Симпозиума «Оптика атмосферы и океана». Томск: ИОА СО РАН, 1997. С. 179–180.
8. Лебединец В.Н. Аэрозоль в верхней атмосфере и космическая пыль. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 272 с.
9. Volz F., Goody R. // J. Atm. Sci. 1962. V. 19. N 5. P. 385–406.
10. Розенберг Г.В., Сандомирский А.Б. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1971. Т. 7. N 7. С. 737–749.
11. Giovane F., Schnerman D.W., Greenberg J.M. // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. N 30. P. 5383–5388.

12. Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Покровский О.М. // ДАН СССР, 1977. Т. 235. N 1. С. 53–56.
13. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 224 с.
14. Kent G.S., Wright R.W.H. // J. Atm. and Terr. Phys. 1970. V. 32. N 5. P. 917–943.
15. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
16. Rossler F. // Space Res. 1972. V. 12. P. 423–431.
17. Кузнецов Г.И., Ситник Г.Ф. и др. // Метеорологические исследования 1977. N 23. С. 21–29.
18. Розенберг Г.В., Мельникова И.Г., Мегрелишвили Т.Г. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. N 4. С. 363–372.
19. Микиров А.Е., Смеркалов В.А. Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 208 с.
20. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В., Слабко В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. N 12. С. 1415–1423.
21. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. N 12. С. 1424–1432.
22. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности / Самохвалов И.В., Копытин Ю.Д. и др. Новосибирск: Наука, 1987. 262 с.
23. Зега Э.П., Щербаков В.Н., Кацев И.Л., Полонский И.Н. // Тезисы докладов IV Симпозиума «Оптика атмосферы и океана». Томск: ИОА СО РАН, 1997. С. 148–149.
24. Поток энергии Солнца и его изменения / Под ред. О. Уайта. М.: Мир, 1980. 600 с.
25. Креков Г.М., Кавкянов С.И., Крекова М.М. Интерпретация сигналов оптического зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 184 с.
26. Рамазов А.А., Сихарулидзе Ю.Г. Модель сезонно-широтных вариаций плотности атмосферы Земли. М., 1979. 30 с. (Препринт / ИПМ, N 72).
27. Рамазов А.А., Сихарулидзе Ю.Г. Глобальная модель вариаций плотности атмосферы Земли. М., 1979. 30 с. (Препринт / ИПМ, N 73).
28. Keating G.M., Young D.T. and Pitts M.C. // Adv. Space Res. 1987. V. 7. N 10. P. (10)105–(10)115.
29. Ackerman M. // Mesospheric Models and Related Experiments. Ed. Fiocco. Dordrecht-Holland: D. Reidel Publishing Company, 1971. P. 149–159.
30. Торонец А.С. Оптика шероховатой поверхности. Л.: Машиностроение, 1988. 191 с.
31. Пясковская-Фесенкова Е.В. Исследование рассеянного света в земной атмосфере. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 219 с.

Научно-исследовательский физико-технический институт  
Красноярского государственного университета, г. Красноярск  
Красноярский государственный технический университет,  
Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова, г. Москва.

*A.A. Cheremisin, L.V. Granitsky, V.M. Myasnikov, N.V. Vetchinkin. Remote Sensing of Aerosol Layer near Stratopause by Means of Space-born Astrophysical Station «Astron» in the Ultraviolet.*

The results of aerosol layer at heights near 50 km in the middle latitudes and in the equatorial area, carried out in 1984-85 by means of the ultraviolet telescope of the space astrophysical station «Astron», researched by the method of tangent remote sensing in the ultraviolet wavelength range ( $\lambda = 273$  and  $280$  nm,  $\Delta\lambda = 3$  nm) are presented. The problem of determination of aerosol scattering parameters at heights near 50 km using the specified wavelengths is connected with the problem of remote sensing in condition of significant optical depths. The analysis of sensitivity of the method is submitted. According to the obtained data an aerosol layers with high values of a turbidity factor are observed at heights of 65–100 km, the atmosphere at heights of 55–65 km is comparatively clean, and significant aerosol layer is observed near 50 km. Maxima of aerosol scattering fall on heights of 49–52 km. Mean value of the maxima of turbidity factor is equal to 0,8.