

УДК 551.521

НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОЗРАЧНОСТИ СПУТНИКОВЫМ СПЕКТРОМЕТРОМ SAGE III

© 2005 г. А. В. Поляков¹, Ю. М. Тимофеев¹, Д. В. Ионов¹, Х. М. Стил^{2,3}, М. Ньючерч⁴

¹Научно-Исследовательский институт физики Санкт-Петербургского государственного университета
198904, Санкт-Петербург, Петродворец, ул. Ульяновская, 1

E-mail: alexandr@AP13786.spb.edu

²Географический факультет Калифорнийского гос. университета
Нортридж, Калифорния, США

³Факультет физики атмосферы Лос-Анджелесского Калифорнийского Университета
Лос-Анджелес, США

⁴Факультет физики атмосферы Алабамского университета в Хантсвилле, США
Национальный центр космических наук и технологий, Хантсвилль, США

Поступила в редакцию 21.01.2004 г., после доработки 30.09.2004 г.

Приведены результаты восстановления вертикальных профилей озона, NO₂ и коэффициента аэрозольного ослабления по данным затменного эксперимента SAGE III (спутник Метеор-3М) для периода май–октябрь 2002 г. Для восстановления применялась оригинальная методика, основанная на использовании комплексного подхода (одновременное восстановление вышеуказанных профилей), метода статистической регуляризации и оптимальной параметризации спектрального коэффициента аэрозольного ослабления. Выполнено сопоставление полученных профилей озона на высотах до 100 км с эмпирической моделью CIRA-8 и с данными независимых наземных (озонзонды, лидар) и спутниковых (HALOE) измерений. Различие между данными разного типа на большинстве высот не превышает суммарную погрешность измерений. Исключение составляют слой минимального содержания озона в мезосфере и нижняя стратосфера. Профили NO₂ сопоставлялись с результатами спутникового эксперимента HALOE. В слое максимального содержания NO₂ наблюдается удовлетворительное согласие данных. Значения спектрального коэффициента аэрозольного ослабления, восстановленные по методикам СПбГУ и NASA (США) достаточно хорошо согласуются между собой в спектральной области длинноволновых каналов измерений, но систематически различаются в области коротковолновых каналов измерений.

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение пространственно-временной изменчивости озона в атмосфере представляет собой актуальную задачу в связи с влиянием озона на климат (уровень УФ радиации), а также с его токсичностью и высокими окислительными способностями в тропосфере [1, 2]. Экспериментальные исследования озона осуществляются с помощью наземных и спутниковых методов измерений. Они стали особенно актуальными в связи с уменьшением содержания озона над Антарктидой (“озонная дыра”) и в Северном полушарии. Необходимость контроля эффективности международных мер, направленных на восстановление озона, стимулирует проведение новых измерений повышенной точности.

Огромное количество информации о содержании озона получено с помощью различных спутниковых методов измерений [3, 4]. Одним из них является затменный метод, основанный на поглощении озоном солнечного излучения на касательных трассах при восходе и заходе Солнца за гори-

зонт планеты. Этот метод характеризуется высокой потенциальной точностью, хорошим высотным разрешением, отсутствием необходимости абсолютной калибровки прибора для получения функций пропускания.

За последние годы с применением этого метода был проведен целый ряд спутниковых экспериментов (в скобках указан год начала) SAM II (1978), SAGE (1979), SAGE II (1984) и SAGE III (2002). В мае 2002 г. начал оперативно функционировать новый прибор SAGE III на борту российского спутника “Метеор-3М” Прибор представляет собой дифракционный спектрофотометр, измеряющий интенсивность солнечного излучения в непрерывной спектральной области 290–1030 нм и дополнительно на длине волны 1550 нм для получения информации об аэрозоле. В непрерывной спектральной области выбраны 85 спектральных измерительных каналов. Большая часть каналов сосредоточена в полосах поглощения газов, содержание которых измеряется прибором. Несколько каналов расположены вне полос поглощения газов для получения информации об аэро-

зольном ослаблении. Отметим, что первый многоспектральный спутниковый эксперимент по измерениям в этой области спектра был проведен с помощью аппаратуры “Озон–Мир” [5].

На первом этапе работы нового прибора SAGE III особое внимание уделяется анализу реальных характеристик аппаратуры и валидации измерений. Оперативная методика [6], используемая в NASA для интерпретации измерений прозрачности, основана на ряде приближений. В частности, вместо функций пропускания используются оптические толщины (решается линейная обратная задача); спектральное и высотное интегрирование выполняется приближенно; при восстановлении профилей газов аэрозольное ослабление не учитывается, а исключается с использованием упрощающих предположений и т.д. В данной работе мы предлагаем и используем независимую методику, свободную от перечисленных приближений, и анализируем качество вертикальных профилей содержания озона, двуокиси азота и спектрального коэффициента аэрозольного ослабления, полученных по измерениям прозрачности атмосферы аппаратурой SAGE III (данные уровня 1b) с помощью разработанной нами методики.

2. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Методика основана на алгоритмах, разработанных авторами в Санкт-Петербургском государственном университете (СПбГУ) в рамках космического эксперимента с аппаратурой “Озон–Мир” [5]. Этому способствует идентичность используемого для измерений спектрального диапазона в обоих спутниковых экспериментах. Входными данными в нашей методике были измеряемые прибором SAGE III в каналах с длиной волны λ функции пропускания атмосферы $T(h, \lambda)$ на касательных трассах с прицельными высотами h (результаты первого этапа обработки измерений – данные уровня 1b):

$$T(h, \lambda) = J(h, \lambda)/J_0(\lambda).$$

Здесь $J(h, \lambda)$ – измеренное солнечное излучение, прошедшее через атмосферу, $J_0(\lambda)$ – внеатмосферное солнечное излучение.

Обратная задача – восстановление вертикальных профилей счетной концентрации озона и NO_2 ($N^{\text{O}_3}(z)$ и $N^{\text{NO}_2}(z)$), и коэффициента аэрозольного ослабления $\alpha_A(\lambda, z)$ по функции пропускания $T(h_j < \lambda_i)$ в спектральных каналах λ_i при различных прицельных высотах h_i формулируется как решение нелинейного операторного уравнения:

$$T(h_j, \lambda_i) = B(N^{\text{O}_3}(z), N^{\text{NO}_2}(z), \alpha_A(\lambda, z)), \quad (1)$$

где z – высота. Оператор прямой задачи B с учетом спектрального и высотного осреднения изме-

ряющей аппаратурой можно записать следующим образом:

$$B(N^{\text{O}_3}(z), N^{\text{NO}_2}(z), \alpha_A(\lambda, z)) = \int_{h_j - \Delta h/2}^{h_j + \Delta h/2} \int_{\lambda_i - \Delta \lambda_i/2}^{\lambda_i + \Delta \lambda_i/2} \times \exp(-(\tau_R(\lambda, h) + \tau_A(\lambda, h) + \tau_G(\lambda, h))) d\lambda dh, \quad (2)$$

где $\Delta \lambda_i$ и Δh – спектральное и высотное разрешение наблюдений, τ_G , τ_A , τ_R – оптические толщины поглощающих газов, аэрозольного и релеевского ослабления соответственно.

В нашем методе релеевское ослабление не определяется, а вычисляется по общеизвестным формулам на основе информации о вертикальных профилях температуры и давления, содержащейся в данных уровня 1b. Сечения поглощения O_3 и NO_2 с учетом температурной зависимости заимствованы из работ [7–9].

Объемный коэффициент аэрозольного ослабления (КАО) аппроксимируется разложением по оптимальному квазиэмпирическому базису (см. [10, 11]):

$$\alpha(\lambda, z) = \bar{\alpha}(\lambda) + \sum_{k=1,4} \alpha_k^W(z) W_k(\lambda), \quad (3)$$

где $\bar{\alpha}(\lambda)$ – осредненная по высоте и состоянию атмосферы функция спектрального хода КАО, $W_k(\lambda)$ – первые собственные векторы спектральной ковариационной матрицы КАО $K_{\alpha\alpha}(\lambda, \lambda)$, $\alpha_k^W(z)$ – коэффициенты разложения, описывающие высотный ход КАО. Матрицы $K_{\alpha\alpha}(\lambda, \lambda)$ были построены различными методами для стратосферного и тропосферного аэрозоля [10–12].

При реализации алгоритма решения обратной задачи мы переходим от непрерывных функций высоты к конечномерным векторам, используя высотную сетку SAGE-III (в области 0–100 км через 0.5 км) и представляем все искомые профили в одном векторе искомых параметров x . Вектор искомых параметров состоит из двух векторов счетных концентраций газов и четырех векторов коэффициентов разложения КАО по оптимальному базису:

$$(x_1, x_2, \dots, x_{1200}) = (N_1^{\text{O}_3}, \dots, N_{200}^{\text{O}_3}, N_1^{\text{NO}_2}, \dots, N_{200}^{\text{NO}_2}, a_1^1, \dots, a_{200}^1, a_1^2, \dots, a_{200}^2, \dots, a_1^4, \dots, a_{200}^4). \quad (4)$$

Функции пропускания $T(h_j, \lambda_i)$, измеряемые во всех спектральных каналах λ_i при всех прицельных высотах h_j , составляют вектор измерений \tilde{y} :

$$(\tilde{y}_1, \tilde{y}_2, \dots, \tilde{y}_m) = (T(h_1, \lambda_1), T(h_2, \lambda_2), \dots, T(h_1, \lambda_n), T(h_2, \lambda_2), \dots, T(h_{200}, \lambda_n)).$$

В этих обозначениях с учетом погрешности измерений (вектор ϵ), уравнение (1) переписывается в сокращенной форме 1а:

$$\tilde{y} = B[x] + \epsilon. \quad (1a)$$

Для решения задачи (1а) использован метод статистической регуляризации [13, 14], расширенный для нелинейных задач [15]. Априорная информация о решении и статистика погрешностей измерений задается в соответствии с (5):

$$\begin{aligned} \bar{x} &= E(x); \quad \bar{\epsilon} = E(\epsilon) = 0; \\ D &= E(x - \bar{x})(x - \bar{x})^+; \quad \Sigma = E\epsilon\epsilon^+, \end{aligned} \quad (5)$$

где E – знак математического ожидания, знак “+” – транспонирование.

В качестве априорной информации использовались среднеклиматические профили газов: среднеширотный летний профиль O_3 и глобально-осредненный профиль NO_2 . Кросскорреляции между компонентами (O_3 и NO_2 , газы и КАО) предполагались нулевыми. Таким образом, на диагонали априорной ковариационной матрицы D находятся три ненулевых клетки – для O_3 , NO_2 и КАО, вне этих клеток нули. Для газов использованы модельные ковариационные матрицы:

$$d(z_1, z_2) = \sigma_1 \bar{N}(z_1) \sigma_2 \bar{N}(z_2) \exp\left(-\frac{|z_1 - z_2|}{r}\right), \quad (6)$$

где $d(z_1, z_2)$ – элемент матрицы D , $\bar{N}(z)$ – средний профиль счетной концентрации газа, σ – относительная изменчивость (0.6 для O_3 и 1 для NO_2), r – радиус корреляции, равный 5 км.

Для КАО априорная информация (средние профили и априорная ковариационная матрица коэффициентов $\alpha_k^w(z)$ и квазиэмпирический ортогональный базис были получены на основе численного моделирования изменчивости КАО [10–12].

Для решения нелинейной обратной задачи требуется минимизировать по вектору \tilde{x} функцию $F(\tilde{x})$:

$$F(\tilde{x}) = \|B(\tilde{x}) - \tilde{y}\|_{\Sigma^{-1}}^2 + \|\tilde{x} - \bar{x}\|_{D^{-1}}^2 \rightarrow \min. \quad (7)$$

Чтобы обеспечить сходимость, мы использовали несколько другое соотношение (см. [15])

$$\begin{aligned} &\|B(x_{k+1}) - \tilde{y}\|_{\Sigma^{-1}}^2 + \|x_{k+1} - \bar{x}\|_{D^{-1}}^2 + \\ &+ \|x_{k+1} - x_k\|_{L^{-1}}^2 \rightarrow \min, \end{aligned} \quad (8)$$

где x_k и x_{k+1} – два последовательных приближения к решению. Здесь L – некоторая положительно определенная матрица. Запись $\|x\|_A$ в (7, 8) обозначает норму вектора x в метрике, задаваемой матрицей A и вычисляется как скалярное произведе-

ние $\|x\|_A = (x, A^{-1}x)$. Когда итерационный процесс сходится, последнее слагаемое в (8) становится равным нулю, поэтому решение задачи (8) совпадает с решением (7).

Решение задачи (8) – решение обратной задачи – находится итерационным процессом:

$$\begin{aligned} x_{k+1} &= \bar{x} + (A^+ \Sigma^{-1} A + D^{-1} + L^{-1})^{-1} \times \\ &\times (A^{-1} \Sigma^{-1} (\tilde{y} - B(x_k) + A(x_k - \bar{x})) + L^{-1} (x_k - \bar{x})) \end{aligned} \quad (9)$$

Матрица A здесь – матрица производных оператора B по вектору x_k . Матрица L регулирует сходимость решения [15]. В качестве критерия сходимости использовалась сходимость в себе, т.е. малость разности $x_{k+1} - x_k$.

При решении обратной задачи описанным выше методом мы используем 41 спектральный канал измерений прозрачности $T(h_j, \lambda_i)$, исключив каналы в областях поглощения водяного пара и кислорода. Кроме того, предварительный анализ показал, что данные измерений прозрачности SAGE–III на высотах ниже 55 км в канале 290 нм и на высотах ниже 30 км в канале 384 нм необоснованно завышены. Эти величины также были исключены из рассмотрения при решении обратной задачи. Подчеркнем, что в отличие от оперативной системы обработки (США) обратная задача решалась нами для функций пропускания атмосферы, а не оптической толщины. Влияние используемого подхода на интерпретацию измерений SAGE III анализируется в [16]. В этой работе показано, что использование в качестве исходной информации функций пропускания позволяет получить существенно лучшее согласие восстановленных профилей озона с данными озонозондов по сравнению со случаем, когда используются оптические плотности в нижней стратосфере и тропосфере.

3. АНАЛИЗ ТОЧНОСТИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ (ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ)

Анализ максимальной потенциальной точности восстановления различных параметров атмосферы по измерениям с помощью прибора SAGE III был выполнен в работах [17, 18]. Он показал, что возможно восстановление вертикальных профилей содержания O_3 , NO_2 и КАО с высокой точностью в широкой высотной области. Далее, говоря о результатах измерений SAGE III, мы всегда будем иметь в виду восстановление с помощью нашей методики, за исключением случаев (при анализе восстановления КАО), когда явно указано на применение оперативной методики NASA.

Для изучения погрешностей восстановления различных параметров атмосферы по измерениям SAGE III были проведены численные эксперименты по замкнутой схеме, моделирующие про-

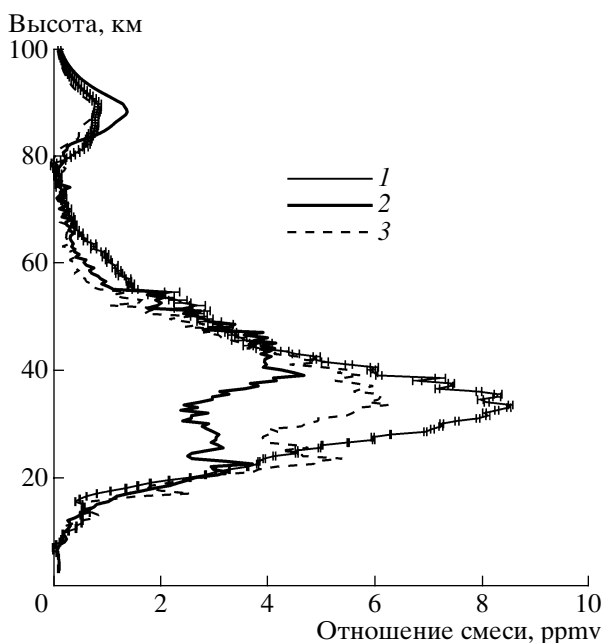


Рис. 1. Примеры вертикальных профилей озона, восстановленных по новой методике. 1 – Номер измерения 202520, май, 51°N, 2 – номер измерения 419720, октябрь, 79°N, 3 – номер измерения 318020, июль, 54°N.

цесс решения обратной задачи для описанного выше комплекса входной информации. При этом использовались уровни погрешности измерений функций пропускания, соответствующие типичным значениям из архива данных уровня 1b версии 2.0 измерений SAGE III. Для анализа мы использовали осредненные величины, полученные для трех различных профилей озона (среднеклиматические модели: средние широты, лето; тропики; субарктика, зима). Для этого базового варианта средняя суммарная погрешность восстановления содержания озона составляет 5.4% и 4.9% для высотных областей 12–40 и 40–70 км соответственно. Ниже и выше этих областей погрешность восстановления возрастает, что обусловлено для нижних слоев атмосферы большой оптической плотностью атмосферы на касательных трассах, а в верхней атмосфере – малым поглощением солнечной радиации. Суммарная погрешность восстановления содержания NO_2 составляет ~6% в слое 20–45 км. При увеличении содержания NO_2 в два раза погрешность уменьшается до 3.4% за счет увеличения вклада NO_2 в общее ослабление солнечного излучения. При этом погрешности восстановления озона и аэрозоля не изменяются. Средняя погрешность восстановления КАО составила $0.6 \times 10^{-4} \text{ км}^{-1}$, что соответствует относительной погрешности восстановления 10–20% для различных высот и длин волн.

Исследовалось также влияние аэрозольного состояния атмосферы на погрешности восстановления. Для замутненной атмосферы средняя абсолютная погрешность восстановления КАО увеличилась примерно в два раза, также увеличилась погрешность восстановления содержания озона в слое 12–40 км с 5.4% до 12%, и погрешность восстановления содержания NO_2 – с 6% до 8%. Анализ влияния количества векторов разложения спектрального хода КАО на погрешности восстановления показал, что оптимальным числом этих векторов является четыре. Значительное влияние на точность восстановления атмосферных параметров оказывает ошибка задания прицельной высоты измерений. Так, ошибка задания высоты 0.5 км приводит к существенному (погрешности возрастают в 2–3 раза) снижению точности дистанционного зондирования атмосферы.

4. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЗОНА

Для характеристики потенциальных возможностей аппаратуры SAGE III приведем рис. 1, где изображены восстановленные вертикальные профили отношения смеси озона для различных районов земного шара в широком высотном диапазоне – от тропосферы до мезосферы включительно. На рисунке видны типичное высотное поведение профилей для различных широт, наличие вторичного максимума содержания озона в мезосфере, глубокий минимум в окрестности высоты 80 км, сильная изменчивость содержания озона в стратосфере.

Перейдем теперь к анализу качества восстановления данных профилей в мезосфере и стратосфере. Для сопоставления выбирались пары профилей, различающихся по времени измерений не более чем на 24 часа, и по горизонтальной координате – не более чем на 550 км.

4.1. Мезосфера

SAGE III измеряет поглощение солнечного излучения озоном в двух областях спектра: в коротковолновой – 290–330 нм (полоса Хартли–Хьюгинса) и видимой – в окрестности 600 нм (полоса Шаппю). Основную информацию о содержании озона в мезосфере дают измерения в коротковолновой области спектра. Видимая область спектра используется для зондирования стратосферы и тропосферы. Отметим, что данные всех спектральных каналов, используемых для озонных измерений, учитываются в нашем алгоритме одновременно, в отличие, например, от оперативной методики (США), где две спектральные области используются по отдельности и результаты восстановления вертикальных профилей озона в ме-

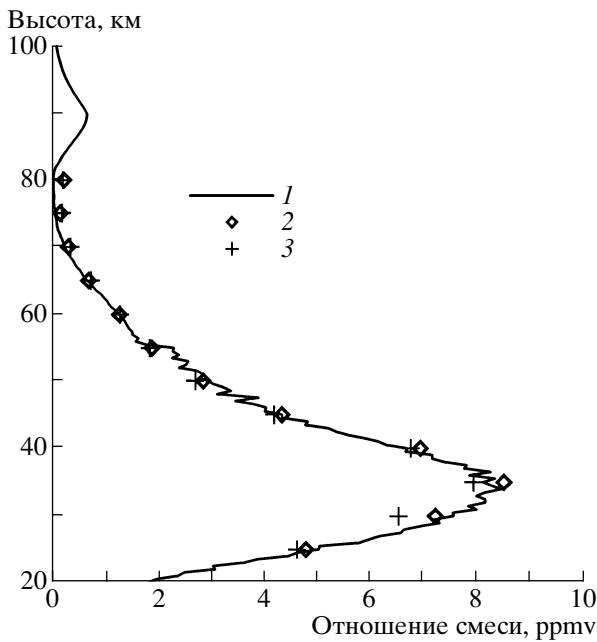


Рис. 2. Среднеиюльские профили отношения смеси озона по данным SAGE III (1) и по данным эмпирической модели для широты 40°N (2) и 50°N (3).

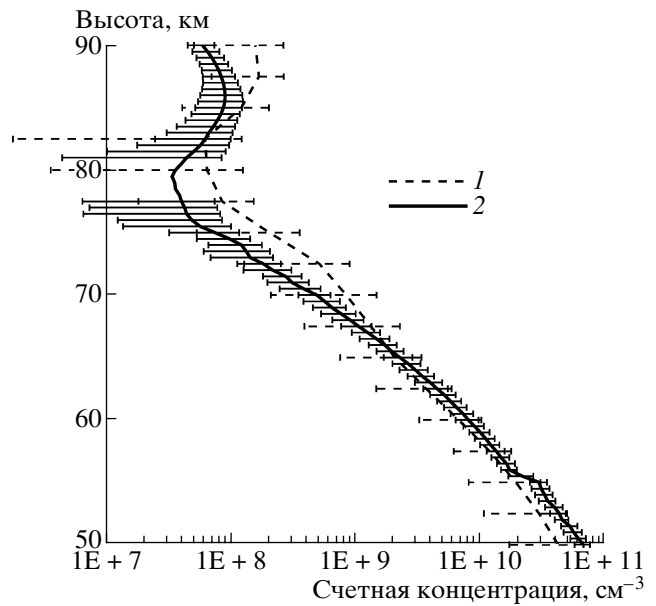


Рис. 3. Средние профили счетной концентрации озона в мезосфере по данным CRISTA-I (1), SAGE III (методика СПбГУ) (2).

зосфере и стратосфере затем специальным образом объединяются.

Данных измерений содержания озона в мезосфере относительно мало по сравнению, например, с данными измерений озона в стратосфере. Поэтому было выполнено сопоставление восстановленных профилей с эмпирической моделью CIRA-86 [19]. Выявлено хорошее согласие средних профилей, полученных по измерениям SAGE III, с эмпирической моделью CIRA-86 для различных широт и месяцев. На рис. 2 приведен характерный пример сопоставления среднего по широтному поясу 43–47°N июльского профиля по данным SAGE III с эмпирической моделью [19].

Сопоставление среднего профиля озона по данным SAGE III с результатами измерений в эксперименте CRISTA-I в ноябре 1994 г. приведено на рис. 3. Обработка данных измерений уходящего собственного излучения горизонта планеты на высотах 40–110 км в эксперименте CRISTA-I выполнена с помощью специального алгоритма, учитывающего нарушение условия локального термодинамического равновесия в атмосфере [20]. При этом использовались данные CRISTA-I, максимально близкие по условиям измерений к данным SAGE III, полученные при зенитных углах Солнца 80–100°, что соответствует условиям затменных экспериментов SAGE III. Рис. 3 демонстрирует общую характерную особенность средних профилей в верхней мезосфере: минимум озона в слое 80–85 км. Очень хорошее согласие профилей наблюдается в слое нижней мезосферы 50–65 км,

несмотря на разные годы измерений. Отметим, что на всех высотах профили согласуются в пределах их среднеквадратических вариаций, в которых присутствуют и погрешности обоих типов дистанционных измерений.

Результаты измерений содержания озона в мезосфере сопоставлялись также с данными спутниковых измерений с помощью прибора HALOE. Средние профили озона были построены по данным 148 измерений HALOE и согласующимся с ними во времени и пространстве данными измерений SAGE III. Профили, измеренные двумя приборами, хорошо согласуются между собой (в пределах изменчивости профилей HALOE) в широкой области высот за исключением слоя 50–55 км, где отношение смеси озона по данным SAGE III выше по сравнению с данными HALOE. Сравнение средних профилей, полученных с применением оперативной методики обработки измерений NASA (данные уровня 2) показывают, что все три средних профиля хорошо согласуются в большей части рассматриваемого высотного диапазона.

Результаты более детального сопоставления вертикальных профилей озона в мезосфере по данным HALOE и SAGE III представлены на рис. 4. На нем показаны средняя и среднеквадратичная разности между профилями восстановленными по данным HALOE и SAGE III. Средняя разность составляет 10–20% в большей части рассматриваемого высотного диапазона 50–90 км. Среднеквадратичная разность мала на высотах 50–65 км, но достигает 40–100% в более высоких слоях атмо-

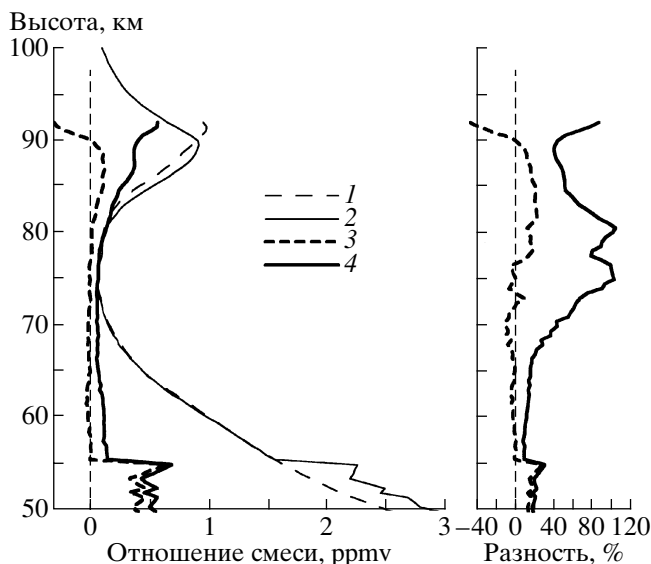


Рис. 4. Сопоставление вертикальных профилей озона по данным SAGE III (методика СПбГУ) и HALOE. 1 – средний профиль, HALOE; 2 – средний профиль, SAGE III; 3 – средняя разность между профилями по данным SAGE III и HALOE; 4 – среднеквадратичная разность между профилями по данным SAGE III и HALOE.

сферы. На величину разностей влияют критерии выбора профилей при сравнениях (в нашем случае в пределах заданных временного и пространственного интервалов 24 часа, 550 км). Ужесточение этих критериев приводит к лучшему соответствию данных SAGE III и HALOE, но существенно уменьшает ансамбль данных сравнения.

Похожие результаты сопоставления получены при использовании данных SAGE III, полученных по оперативной методике: выявлено их хорошее согласие с данными HALOE на высотах 50–75 км и увеличение рассогласования в верхней мезосфере. Отметим существенное рассогласование между данными двух типов измерений на высотах 90–100 км. Если сравнить результаты интерпретации измерений SAGE III по методике данной работы с результатами оперативной обработки по методике NASA, то можно отметить их хорошее согласие на высотах 50–70 км (в пределах суммарной погрешности восстановления) и рост рассогласования в верхней мезосфере, где оно по величине достигает 40–80%.

4.2. Стратосфера

Данные измерений озона в стратосфере с помощью аппаратуры SAGE III сравнивались с данными измерений с помощью озонзондов (получены из Всемирного центра данных по ультрафиолету и озону, WOUDC), лидаров (получены из базы данных Норвежского института атмосфер-

ных исследований, NADIR <http://nadir.nilu.no>) и с данными спутниковых измерений HALOE. Использовалось 52 озонзондовых профиля, 23 лидарных и 148 профилей HALOE. Примеры приведены на рис.5. Он демонстрирует хорошее согласие данных озонзондовых и лидарных измерений с данными спутниковых измерений содержания озона в верхней и средней стратосфере. При этом можно отметить достаточно высокое вертикальное разрешение спутниковых измерений: они позволяют во многих случаях выявить тонкую структуру в вертикальном распределении озона. Важно подчеркнуть, что в большинстве случаев различия между сравниваемыми профилями не превышают суммарную погрешность измерений. Однако в нижней стратосфере рассогласование профилей возрастает и достигает 40 и более процентов.

Статистические характеристики результатов сопоставления данных озонзондовых и лидарных измерений со спутниковыми данными приведены на рис. 6. На нем показаны значения средней и среднеквадратичной разностей между спутниковыми данными и данными наземного зондирования, а также среднеквадратичные отклонения содержания озона по данным измерений озонзондов или лидаров для рассматриваемых ансамблей сопоставления (разных для сопоставлений с участием озонзондовых и лидарных данных).

Анализ рисунков позволяет сделать следующие выводы.

- Средние различия между данными спутниковых и наземных измерений невелики в верхней и средней стратосфере. В процентном выражении они составляют 7–15% выше 18 км для случая озонзондов и 6–20% выше 15 км для случая лидаров. В нижней стратосфере различия возрастают с уменьшением высоты (вплоть до 100%), особенно сильно в случае сопоставления с данными озонзондовых измерений.

- Спутниковые измерения всегда завышают содержание озона по сравнению с данными озонзондов, особенно в нижней стратосфере.

- Среднеквадратичная разность в верхней и средней стратосфере мала (менее 5×10^{11} см⁻³) и убывает с высотой; в процентном отношении она составляет 6–20%.

- Значения среднеквадратичной разности меньше величины пространственно-временной изменчивости озона (по данным озонзондовых измерений) в верхних слоях стратосферы, но становятся сопоставимыми с ней на высотах 12–15 км. Из этого можно было бы сделать вывод, что спутниковые измерения не позволяют получить информацию о содержании озона ниже 12–15 км. Ниже мы покажем, что это не так.

Различия между данными спутниковых и наземных измерений содержания озона обусловле-

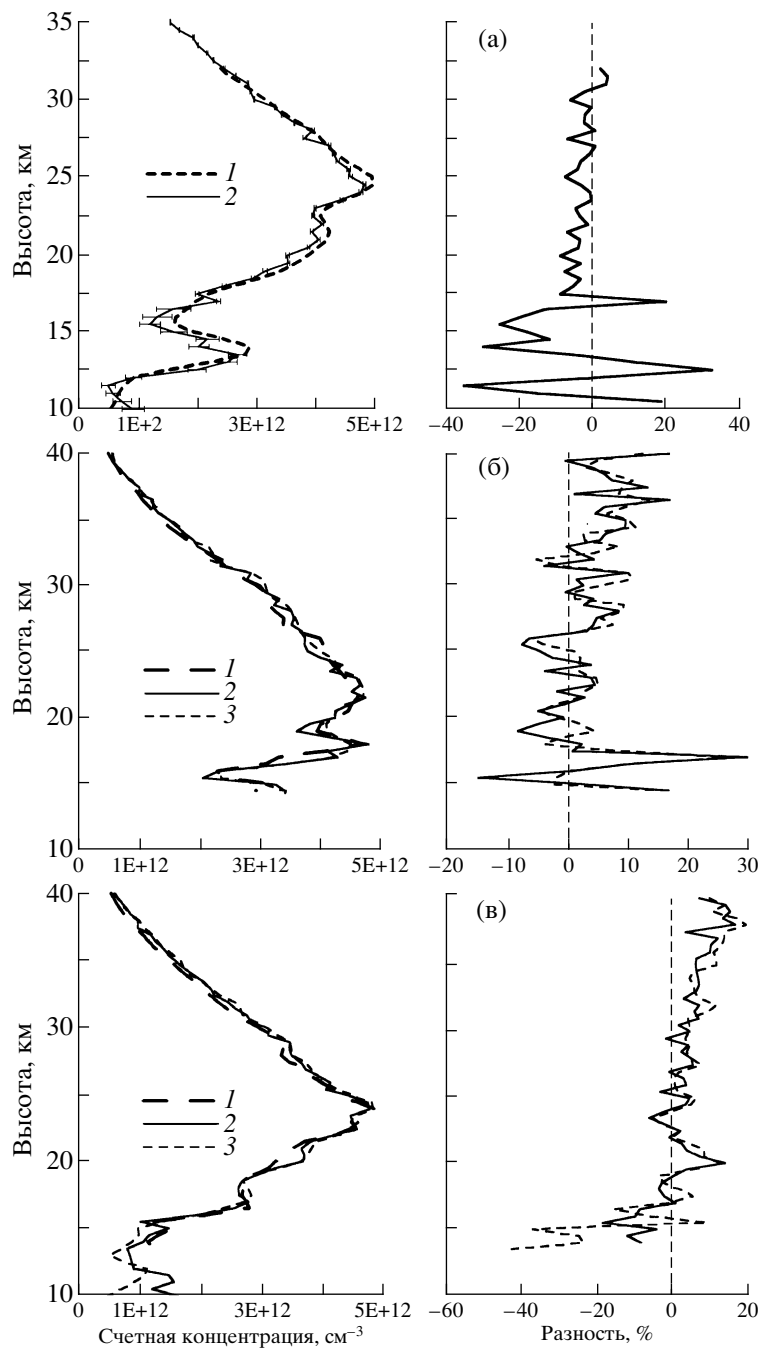


Рис. 5. Сопоставление озонозондовых (а) и лидарных (б,в) профилей озона с профилями, восстановленными по измерениям SAGE III 1 – данные озонозонда или лидара; 2 – данные SAGE III, методика СПбГУ, восстановленный профиль; 3 – данные SAGE III, оперативная обработка NASA. а – Номер измерения 302420, 07/19/02, 19 : 11, 45°N., 6°E, пространственное рассогласование между данными 220 км, временное рассогласование 8 часов; б – Номер измерения 221720, 05/21/02, 18 : 49, 48°N, 11°E, пространственное рассогласование 18 км, временное рассогласование 1 ч; в – Номер измерения 314720, 07/28/02, 19 : 03, 46° N, 7.21°E., пространственное рассогласование 312 км, временное рассогласование 23 ч.

ны рядом причин: случайными и систематическими погрешностями; пространственно-временной изменчивостью содержания озона; разным вертикальным разрешением разных типов измерений.

При сравнении мы постарались уменьшить различие в вертикальном разрешении путем сглаживания данных наземных измерений. Для оценки влияния второй из указанных выше причин

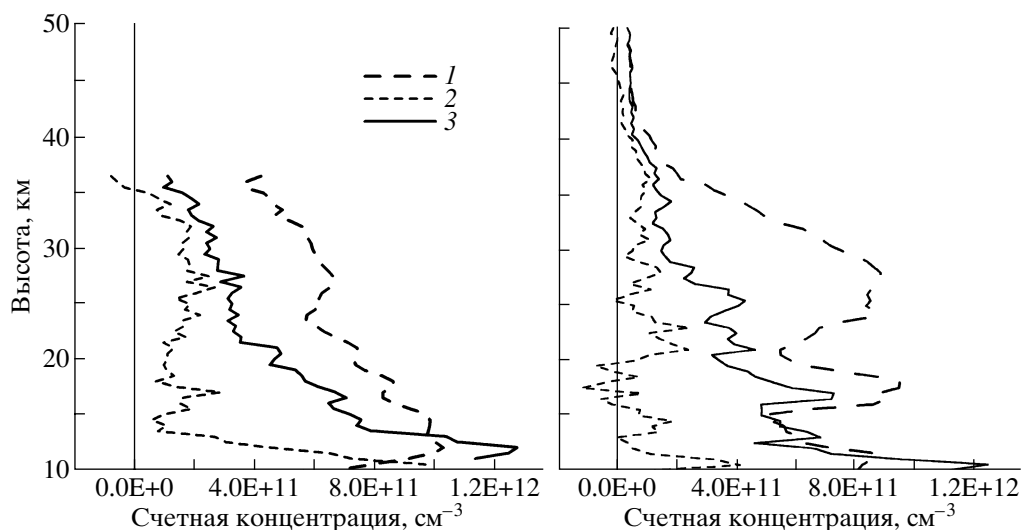


Рис. 6. Статистика сопоставления вертикальных профилей озона по данным SAGE III (методика СПбГУ) с данными озонзондового (слева) и лидарного (справа) зондирования. 1 – Среднеквадратичное отклонение для озонзондовых и лидарных данных; 2 – средняя разность между данными SAGE III и данными зондирования с земли; 3 – среднеквадратичная разность между данными SAGE III и данными зондирования с земли.

было сделано сопоставление озонзондовых и лидарных данных с использованием тех же критериев выбора пар профилей (24 часа и 550 км). Оказалось, что средняя разность мала на высотах 17–34 км, где она составляет примерно 5%. В этом же высотном диапазоне среднеквадратичная разность не превышает 10%. Резкое увеличение средней и среднеквадратичной разностей наблюдается ниже 15–17 км, (до 60% и 80% соответственно). Таким образом, используемые в качестве

“эталонных” данные озонзондовых и лидарных измерений сами значительно различаются между собой в нижней стратосфере и не должны использоваться при указанных критериях выбора для оценки качества спутниковых измерений. Это обусловлено, в частности, значительной пространственно-временной изменчивостью содержания озона в нижней стратосфере.

Профили озона, восстановленные по нашей методике, сравнивались с данными оперативной обработки NASA (уровень 2) и с данными спутниковых измерений с помощью прибора HALOE. Сравнение с данными NASA показало, что в большей части стратосферы на высотах 15–50 км средняя разность не превышает 2%, а среднеквадратичная разность – 8%. Это говорит о том, что результаты, получаемые по этим методикам обработки данных измерений SAGE III очень хорошо согласуются между собой в стратосфере.

На рис. 7 приведены средняя и среднеквадратичная разности между данными SAGE III, полученными по методике СПбГУ, и данными HALOE. На высотах 20–50 км средняя разность не превышает 10–20%, среднеквадратичная разность – 20–25%, что близко к суммарной погрешности двух спутниковых методов измерения содержания озона. Ниже 20 км наблюдается рост средней и среднеквадратичной разностей, которые в слое 15–20 км достигают 30% и 45% соответственно. Вероятной причиной этого роста являются увеличение погрешностей спутниковых измерений и влияние пространственно-временной изменчивости озона в нижней стратосфере (при сопоставлении данных СПбГУ и HALOE использовались те же критерии выбора пар профилей).

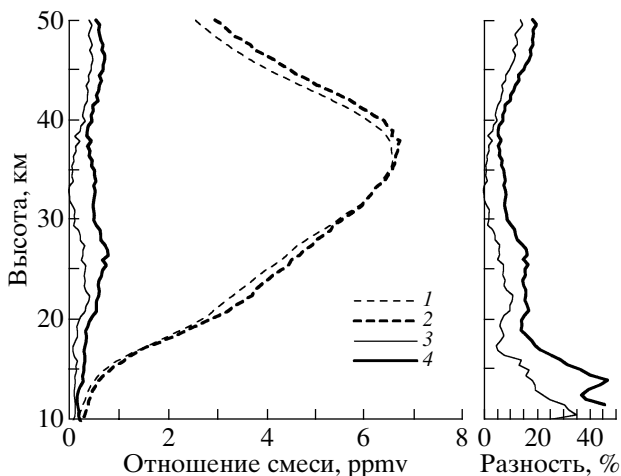


Рис. 7. Сопоставление вертикальных профилей озона по данным SAGE III (методика СПбГУ) и HALOE. Слева: 1 – средний профиль HALOE, 2 – средний профиль SAGE III; 3 – средняя, 4 – среднеквадратичная разности между данными SAGE III и HALOE. Справа: 3 – относительная средняя и 4 – относительная среднеквадратичная разности между данными SAGE III и HALOE.

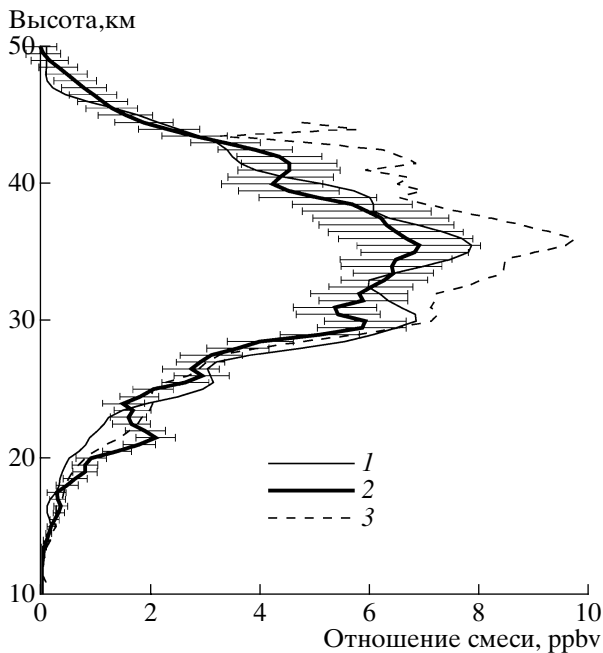


Рис. 8. Пример вертикальных профилей NO_2 , 1 – HALOE, 2 – SAGE III, методика СПбГУ, 3 – SAGE III, оперативная методика NASA.

5. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ NO_2

В спектральной области измерений прибора SAGE III расположена относительно слабая полоса поглощения NO_2 , измерения в которой используются для определения вертикальных профилей содержания двуокиси азота. Отметим, что поглощение NO_2 в этой полосе мало и составляет на касательных трассах величину порядка 10–15%. При этом вклад ослабления за счет аэрозоля достигает той же величины на высотах около 20 км, возрастая с уменьшением высоты.

Качество восстановления профилей по нашей методике NO_2 определялось на основе их сравнения с данными HALOE и с результатами оперативной обработки данных SAGE III (уровень 2). Отметим, что содержание NO_2 в стратосфере имеет существенный суточный ход. Поэтому мы использовали пары измерений, выполненных SAGE III и HALOE одновременно на восходе или на заходе. Таких пар среди ранее отобранных оказалось 43. Типичный пример сравнения приведен на рис.8, из которого следует, что наш профиль и профиль HALOE в целом достаточно хорошо (с учетом погрешностей измерений) согласуются между собой. Вместе с тем наша методика систематически дает меньшие, чем HALOE, результаты. Это подтверждает и рис.9, где приведены средняя и среднеквадратичная разности между данными измерений. Данные HALOE и SAGE III в среднем отличаются на 10–20%, приближаясь к

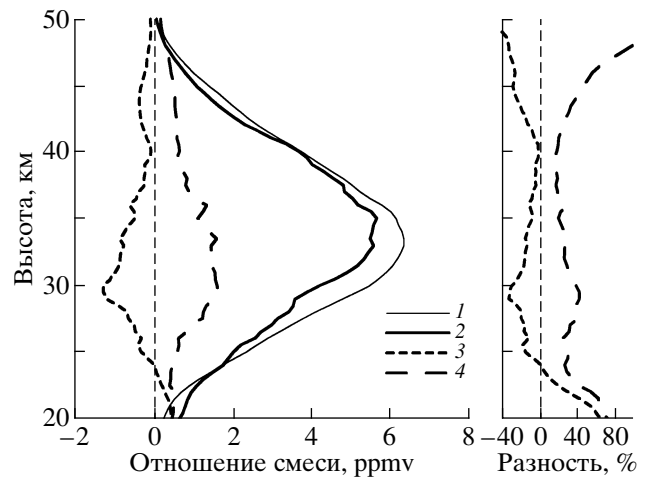


Рис. 9. Сопоставление вертикальных профилей NO_2 по данным SAGE III (методика СПбГУ) и HALOE. Слева: 1 – средний профиль HALOE, 2 – средний профиль SAGE III, 3 – средняя и 4 – среднеквадратичная разности между данными SAGE III и HALOE. Справа: 3 – относительная средняя и 4 – относительная среднеквадратичная разности между данными SAGE III и HALOE.

40% на высоте около 30 км, а среднеквадратичная разность составляет 30–40% в слое основного содержания NO_2 (20–40 км), возрастая в нижней и верхней стратосфере, что обусловлено прежде всего ростом относительных погрешностей измерений вне слоя максимального содержания NO_2 .

6. ВОССТАНОВЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ

Восстановление коэффициента аэрозольного ослабления нами осуществлялось на основе параметризации коэффициента с помощью квазиэмпирического ортогонального базиса (формула (3)). В оперативной системе обработки КАО определялся как разность между общим ослаблением и ослаблением за счет поглощения газами и рэлеевского рассеяния на восьми фиксированных длинах волн. Наш метод позволяет определять КАО как функцию длины волны в спектральной области 0.29–1.55 мкм.

Значения КАО для типичного случая, полученные двумя методами, сопоставляются для нескольких высот на рис. 10. На рисунке приведен пример, когда два метода дают достаточно близкие результаты, хотя и в этом случае различия КАО могут достигать 20–30%. На рис. 11 приведены средние значения КАО, полученные двумя методами. Рисунок показывает, что на высоте 25 км наблюдается удовлетворительное согласие результатов, которое, однако, ухудшается с умень-

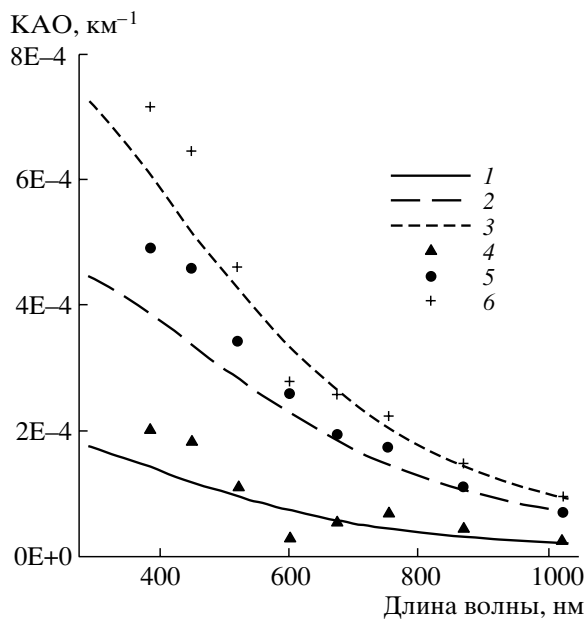


Рис. 10. Пример спектральной зависимости объемного коэффициента аэрозольного ослабления по результатам восстановления с помощью методики СПБГУ (линии) и NASA (значки) для различных высот. Номер измерения 397410.

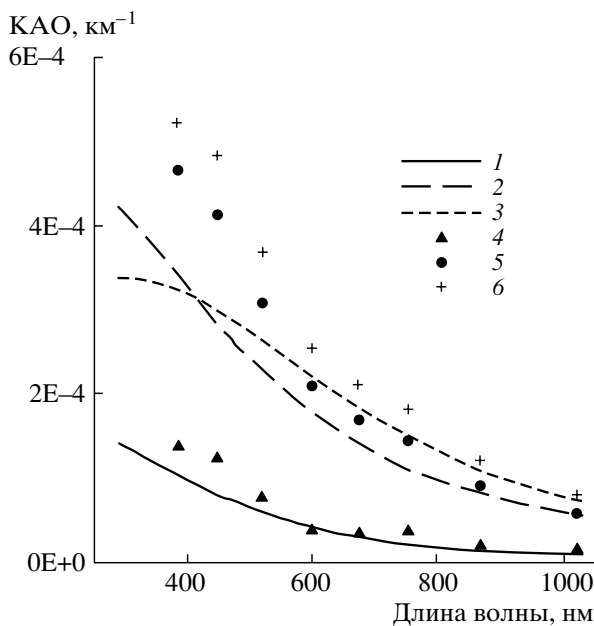


Рис. 11. Средний спектральный ход объемного коэффициента аэрозольного ослабления по методикам СПБГУ (линии) и NASA (значки) для различных высот.

шением высоты. Также следует отметить усиление различий с уменьшением длины волны. Для окончательного вывода о качестве восстановления КАО по двум методикам необходимо привлекать данные дополнительных независимых высококачественных измерений КАО, которыми мы в настоящее время не располагаем.

Статистика сопоставления значений КАО, полученных по двум методикам (смотри пример на рис. 12 для длин волн 448 и 1021 нм), показывает, что оперативная методика NASA дает как правило большие значения КАО по сравнению с методикой СПБГУ. При этом значения средней и среднеквадратичной разностей изменяются соответ-

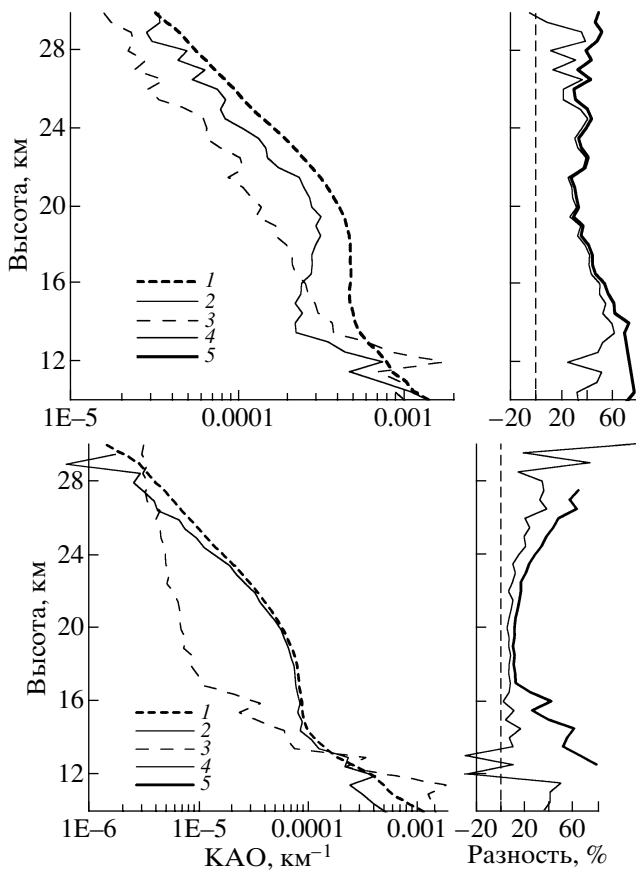


Рис. 12. Сопоставление вертикальных профилей объемного коэффициента аэрозольного ослабления, полученных по двум методикам на длинах волн 448 (вверху) и 1023 нм (внизу). 1 – Средний профиль по методике NASA, 2 – средний профиль по методике СПбГУ, 3 – среднеквадратичная разность, 4 – средняя относительная разность, 5 – относительная среднеквадратичная разность.

ственно от 10–20% и 20–40% для длинноволновых каналов до 20–40% и 40–80% для коротковолновых каналов измерений. Приведенные данные еще раз демонстрируют зависимость значений КАО от метода восстановления. Для проверки качества восстановления КАО необходимы независимые измерения. Это особенно важно в связи с тем, что спектрально-зависимые данные КАО используются в дальнейшем для решения другой обратной задачи – восстановления микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля.

7. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Данные российско-американского затменного космического эксперимента SAGE III (данные уровня 1b) были обработаны с помощью оригинальной методики, основанной на алгоритмах, разработанных для интерпретации измерений с помощью прибора “Озон–Мир” [5]. Эта методика поз-

воляет восстанавливать вертикальные профили содержания O_3 , NO_2 и спектрального коэффициента аэрозольного ослабления. При восстановлении КАО использовалась оптимальная параметризация его спектрального хода [10, 11]. Качество восстановления оценено по большому ансамблю измерений SAGE III для периода наблюдений с мая по октябрь 2002 г.

Получены следующие основные выводы.

1. Измерения прозрачности атмосферы на касательных трассах в УФ, видимой и ближней ИК области позволяют восстанавливать вертикальные профили содержания озона в широком диапазоне высот от слоя верхней тропосферы (в отсутствие облачности) до высоты ~100 км. Погрешность восстановления зависит от высоты, погрешностей измерений, точности высотной привязки данных измерений и составляет в среднем 5–10%. Она увеличивается в тропосфере, а также в окрестности минимума озона в мезосфере.

2. Полученные средние профили содержания озона в мезосфере хорошо согласуются с эмпирической моделью CIRA–86 и с данными измерений в экспериментах CRISTA-I [20] и HALOE. Средняя разность между данными HALOE и данными SAGE III, полученными по нашей методике, составляют 10–20% в большей части мезосферы (50–90 км). При этом среднеквадратичная разность мала на высотах 50–70 км, но увеличивается до 40–100% в слое 70–85 км минимальным содержанием озона.

3. Результаты восстановления профилей озона в стратосфере были сопоставлены с данными озонозондовых и лидарных измерений. Разрешение спутниковых измерений позволяет во многих случаях выявить тонкую структуру в вертикальном распределении озона. В большинстве случаев различия между сравниваемыми данными не превышают суммарную погрешность измерений. В нижней стратосфере различие между данными возрастает, достигая 40 и более процентов. Содержание озона по данным спутниковых измерений выше по сравнению с озонозондовыми данными, особенно в нижней стратосфере.

4. Значения среднеквадратичной разности между спутниковыми и озонозондовыми профилями озона меньше значения среднеквадратичного отклонения озонозондовых профилей в верхней стратосфере, но близки к нему в слое 12–15 км. Из этого можно сделать формальный вывод, что спутниковые измерения не позволяют определять с необходимой точностью содержание озона ниже 12–15 км. Однако основной причиной этого является пространственно-временная изменчивость озона, которая отражается на результатах сопоставления ввиду рассогласованности спутниковых и наземных измерений во времени и в пространстве.

5. Сопоставление профилей озона, восстановленных по методикам СПбГУ и NASA (данные уровня 2), выявило соответствие между ними в стратосфере на высотах 15–50 км в пределах 2% по величине средней разности и в пределах 8% по величине среднеквадратичной разности. Это говорит о том, что две методики обработки данных измерений SAGE III дают близкие результаты. Значения средней и среднеквадратичной разностей между профилями, восстановленными по методике СПбГУ и данными измерений HALOE на высотах 20–50 км не превышают 10–20% и 20–25% соответственно, что близко к суммарной погрешности измерений. Однако средняя и среднеквадратичная разности достигают 30 и 45% соответственно в слое 15–20 км. Вероятная причина такого роста связана с увеличением погрешностей спутниковых измерений в этом слое и с влиянием пространственно-временной изменчивостью озона в нижней стратосфере.

6. Сопоставление вертикальных профилей NO₂ по измерениям HALOE и SAGE III (методика СПбГУ) выявило их различия в слое 20–40 км по значению средней разности на 10–30%, а по значению среднеквадратичной разности – на 30–40%. В нижней и верхней стратосфере различие между данными возрастает, что обусловлено прежде всего ростом относительных погрешностей спутниковых измерений в слоях с низким содержанием NO₂.

7. Значения коэффициента аэрозольного ослабления, полученные по оперативной методике NASA, как правило, выше значений, полученных по методике СПбГУ. При этом средняя и среднеквадратичная разности между этими данными изменяются от значений 10–20% и 20–40% соответственно, для длинноволновых каналов до значений 20–40% и 40–80% соответственно для коротковолновых каналов. По нашему мнению, основной причиной серьезных различий между данными является использование принципиально разных методик определения КАО в NASA и в СПбГУ. Для оценки качества восстановления КАО двумя методами требуется привлечение данных независимых измерений КАО.

В целом можно сказать, что измерения с помощью прибора SAGE III позволяют получать ценную информацию о содержании озона, двуокиси азота и спектральном КАО в атмосфере, хотя требуется дальнейшее совершенствование методов восстановления и используемой радиационной модели с целью повышения точности зондирования в нижней стратосфере и тропосфере.

Мы благодарим руководителя проекта SAGE III Уильяма Чу (William Chu) за ряд ценных консультаций и помощь в получении данных. Работа выполнена при поддержке гранта NASA (Goddard Space Flight Center) NAG8-11248, гранта РФФИ № 03-05-

64626, гранта “Университеты России” УР.01.01.063 и федеральной целевой программы “Интеграция”. Данные SAGE-III уровней 1b и 2 были получены из исследовательского центра в Лэнгли (NASA Langley Research Center Atmospheric Sciences Data Center).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Scientific assessment of ozone depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring project. Report № 44, Geneva, Switzerland, 1999. 507 p.
2. Scientific assessment of ozone depletion: 2002, Global Ozone Research and Monitoring project. Report № 47, Geneva, Switzerland, 2003. 498 p.
3. Тимофеев Ю.М. Спутниковые методы исследования газового состава атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 5. С. 451–472.
4. Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 192 с.
5. Поберовский А.В., Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. и др. Определение вертикальных профилей содержания озона методом затменного зондирования с ДОС “МИР” 1. Описание прибора и методики обработки данных. Примеры результатов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 1999. Т. 35. № 3. С. 312–321.
6. SAGE III ATBD Team. SAGE III Algorithm theoretical basis document (ATBD) solar and lunar algorithm LaRC 4750-00-109 version 2.1 26 March 2002 (отчет на сайте www-sage3.larc.nasa.gov), 83 p.
7. Bass A.M., Paur R.J. The ultraviolet cross sections of ozone // The measurements of atmospheric ozone/Eds. Zerefos C.S., Ghazi A.D., Dordrecht: Reidel Publ. Comp. 1984. P. 606–610.
8. Burkholder J.B., Talukdar R.K. Temperature dependence of the ozone absorption spectrum over the wavelength range 410 to 760 nm // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. № 4. P. 581–584.
9. Schneider W., Tyndall G., Burrows J, Moortgat G.K. NO₂ Absorption cross sections at 298 K. Date of compilation: 02–Sept–86 Max–Planck–Institut fuer Chemie, Airchemistry department Mainz.
10. Поляков А. В., Васильев А. В., Тимофеев Ю. М. Параметризация спектральной зависимости аэрозольного ослабления в задачах затменного зондирования атмосферы из космоса // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 5. С. 646–657.
11. Timofeyev Yu.M., Polyakov A.V., Steel H.M., Newchurch M.J. Optimal eigenanalysis for the treatment of aerosols in the retrieval of atmospheric composition from transmission measurements // Applied Optics. V. 42. № 10. P. 2635–2646.
12. Виротайнен Я.А., Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. Статистические модели оптических свойств тропосферного аэрозоля // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 2. С. 255–266.
13. Турчин В.Ф., Козлов В.П., Малкевич М.С. Использование методов математической статистики для

- решения некорректных задач // Успехи физических наук. 1970. Т. 102. Вып. 3. С. 345–386.
14. *Rodgers C.D.* Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics. V. 2. World Scientific. Singapore–New Jersey–London–Hong–Kong. 2000. 238 p.
15. *Поляков А.В.* К вопросу об использовании априорной статистической информации при решении нелинейных обратных задач атмосферной оптики // Исследование Земли из Космоса. 1996. № 3. С. 11–17.
16. *Поляков А.В., Тимофеев Ю.М.* Влияние алгоритма решения обратной задачи на результаты зондирования атмосферы затменным методом (аппаратура SAGE III) // Исследования Земли из космоса. 2004. № 5. С. 15–20.
17. *Поляков А.В., Тимофеев Ю.М.* Предельные точности восстановления вертикальных профилей атмосферных параметров (спутниковый метод прозрачности). 1. Озон и двуокись азота // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 254–261.
18. *Поляков А.В., Тимофеев Ю.М.* Предельные точности восстановления вертикальных профилей атмосферных параметров (спутниковый метод прозрачности). 2. Спектральный коэффициент аэрозольного ослабления // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 262–268.
19. *Keating G.M., Pitts M.C., Young D.F.* Ozone reference models for the middle atmosphere (New CIRA). Handbook for MAP. 1989. V. 31. P. 1–36.
20. *Kostov V.S., Timofeyev Yu.M., Manuilova R.O.* Global distributions of temperature, carbon dioxide, ozone, and non-LTE parameters in mesosphere and lower thermosphere (CRISTA-1 experiment) // Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere VIII/Eds: P.S. Schafer, A. Comeron, M.R. Carleer, R.H. Picard. Proceedings of SPIE. 2004. V. 5235. (SPIE, Bellingham, WA, 2004). P. 208–219.