

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 551.510:551.521

А.В. Васильев, А.В. Поляков

**Вариации интенсивности рассеянного солнечного излучения
при вариациях параметров атмосферного аэрозоля
в схеме лимбового зондирования горизонта Земли
(численное моделирование и предварительный анализ
информативности измерений)**

*Научно-исследовательский институт физики им. В.А. Фока
Санкт-Петербургского государственного университета (НИИФ СПбГУ)*

Поступила в редакцию 13.10.2004 г.

Описываются разработанный алгоритм и компьютерный код моделирования поля рассеянного солнечного излучения в атмосфере Земли с вычислением производных от интенсивности по параметрам атмосферы и поверхности. Код используется для анализа вариаций интенсивности уходящего излучения, в зависимости от вариаций параметров атмосферы, как начальный этап исследования информативности спутниковых измерений яркости горизонта Земли (лимбовое зондирование) относительно атмосферного аэрозоля. Приводятся примеры расчета вариаций, их анализ и основные выводы о возможности постановки задачи определения параметров атмосферного аэрозоля из указанных измерений.

Введение

Одной из известных схем спутникового зондирования атмосферы является лимбовое визирование на касательных трассах [1], т.е. проходящих через атмосферу всюду выше поверхности. Лимбовое зондирование позволяет исследовать газовый и аэрозольный состав стратосферы, измеряя ее спектральную прозрачность (например, аппаратура SAM-2 [2], SAGE I, II, III [3], «Озон-Мир» [4]) или интенсивность поля рассеянного солнечного излучения (аппаратура SAGE III, SOLSE, LORA, OSIRIS, SCIAMACHY [5–9]). В последнем случае имеются существенные преимущества в связи с возможностью осуществления значительно большего числа измерений над всей освещенной стороной планеты. При этом, однако, интерпретация таких измерений представляет большие трудности, так как рассеянное излучение зависит от многих параметров атмосферы и поверхности.

Измерения спектров рассеянного солнечного излучения лимба планеты в видимой и ближней ИК-областях спектра содержат информацию о параметрах газового и аэрозольного состояния атмосферы [5–8, 10, 11]. Основное внимание в указанных работах уделялось анализу возможностей и примерам определения характеристик газового состава атмосферы, прежде всего озона. Представляет также интерес рассмотреть возможности получения параметров атмосферного аэрозоля из подобных измерений.

Данная статья посвящена одному из начальных этапов решения этой задачи — численному анализу

влияния на измеряемую интенсивность рассеянного солнечного излучения в схеме лимбового зондирования вариаций различных оптических аэрозольных параметров, который позволяет сделать предварительные выводы о возможности восстановления их из измерений. Речь прежде всего идет о стратосферном аэрозоле, чье влияние максимально, хотя поле рассеянного излучения зависит от параметров атмосферы во всей ее толще.

Модель переноса излучения в сферической атмосфере

Рассматривается модель сферически симметричной атмосферы, в которой все параметры зависят только от высоты, но не от географических координат. Это приближение является стандартным для указанного класса задач дистанционного зондирования, хотя, заметим, что сама модель переноса излучения может быть без труда записана и для неоднородной атмосферы и что в последнее время подобные трехмерные модели реализуются в расчетах [9, 12, 13]. Атмосферной рефракцией [1] пренебрегаем.

Согласно [14] за точку отсчета координаты l на трассе распространения излучения принята ближайшая к центру Земли точка трассы. Тогда для трех остальных координат модели переноса в сферически симметричной атмосфере [1, 14]: высоты $z(l)$, косинуса зенитного угла излучения $\eta(l)$ и косинуса зенитного угла Солнца $\eta_0(l)$, получаются следующие выражения:

$$z(l) = r(l) - R, \quad \eta(l) = -l/r(l),$$

$$\begin{aligned} \eta_0(l) &= \{(R + z_b)\eta_{0,b} - [(R + z_b)\eta_b + l]\chi_0\} / r(l); \\ r(l) &= \sqrt{l^2 + (R + z_b)^2(1 - \eta_b^2)}, \\ \chi_0 &= \eta_{0,b}\eta_b + \sqrt{(1 - \eta_{0,b}^2)(1 - \eta_b^2)} \cos(\varphi_b - \varphi_{0,b}), \end{aligned} \quad (1)$$

где R – радиус Земли; z_b , η_b , $\eta_{0,b}$ – указанные координаты в некоторой фиксированной точке трассы, в дальнейшем договоримся считать ее точкой визирования (для нее $l_b = -(R + z_b)\eta_b$); φ_b и $\varphi_{0,b}$ – азимуты излучения и Солнца в точке визирования, причем стандартно полагают [1, 14] $\varphi_{0,b} = 0$, отсчитывая азимуты φ_b от Солнца. Если при $l = 0$ величина $h = z(0)$, называемая прицельной высотой трассы, больше нуля, то трасса при визировании из космоса называется касательной, в атмосфере она простирается от верхней границы z_∞ через h до z_∞ .

Рассмотрим приближение однократного рассеяния монохроматического излучения. В силу малой оптической толщины фоновой стратосферы вклад более высоких порядков рассеяния при лимбовом зондировании в среднем не превышает нескольких процентов [9, 15], хотя с уменьшением длины волны и прицельной высоты может резко возрастать и достигать десятков процентов [9]. Чтобы избежать этого эффекта, мы не рассматривали слишком малые прицельные высоты и ограничились для анализа видимым диапазоном спектра. Таким образом, использование приближения однократного рассеяния для оценок относительных вариаций излучения оправданно, так как учет многократного рассеяния лишь несколько изменит их значения (пусть даже и в полтора раза), что не влияет на основные, формулируемые ниже, выводы исследования. Однако применение приближения однократного рассеяния в данной статье вовсе не означает, что авторы рекомендуют его для решения обратных задач интерпретации лимбовых измерений. Для подобных задач необходим конкретный анализ соотношения точности измерений и используемых для них физико-математических моделей.

Формула для интенсивности однократно рассеянного излучения может быть написана из физических соображений по аналогии с формулой для «плоской» атмосферы, см., например, [1]. Имеем

$$I(z_b, \eta_{0,b}, \eta_b, \varphi_b) = \frac{F_0}{4\pi} \int_{l_1}^{l_2} \sigma(z(l)) x(z(l), \chi_0) P(l) P_0(l) dl,$$

$$P(l) = \exp \left(- \left| \int_l^{-(R+z_b)\eta_b} \alpha(z(l')) dl' \right| \right),$$

$$P_0(l) = \exp \left(- \left| \int_{-\eta_{0,b}(l)r(l)}^{-\text{sign}(\eta_0(l))\sqrt{(R+z_\infty)^2 - r^2(l)(1-\eta_0^2(l))}} \alpha(\sqrt{(l')^2 + r^2(l)(1-\eta_0^2(l))} - R) dl' \right| \right), \quad (2)$$

где F_0 – внеатмосферный спектральный поток солнечного излучения; α – объемный коэффициент ослабления; σ – объемный коэффициент рассеяния; x – индикатриса рассеяния; $\text{sign}(y)$ – функция знака ($\text{sign}(y) = 1$, если $y > 0$, $\text{sign}(y) = -1$, если $y < 0$). Пределы интегрирования в (2) l_1 и l_2 определяются геометрией визирования и освещенным участком трассы визирования, границы которого находятся из квадратного уравнения $r^2(l)(1 - \eta_0^2(l)) = (R + z_0)^2$, где z_0 – высота подстилающей поверхности. Величины $P(l)$ и $P_0(l)$ имеют смысл функций пропускания атмосферы на трассах «точка рассеяния – точка визирования» и «точка рассеяния – солнце» соответственно, фигурирующие в них интегралы есть оптические длины этих трасс, в рамках кусочно-линейной аппроксимации вертикального профиля объемного коэффициента ослабления $\alpha(z)$ они, с учетом (1), могут быть вычислены аналитически.

Компьютерный код SCATRD

В плане реализации моделей переноса излучения в атмосфере в виде компьютерных кодов можно говорить о кодах двух типов: для обработки данных конкретных приборов и для научного исследования задач дистанционного зондирования, разработки новых методик и схем проведения измерений и интерпретации их результатов. Для исследовательских задач основным критерием становится не скорость работы кода, а его гибкость и универсальность – способность моделировать измерения поля излучения в разных спектральных диапазонах с учетом или без учета различных факторов, в частности сферичности атмосферы. Также существенным требованием к исследовательской модели и коду является необходимость аналитически вычислять производные от моделируемых величин по любым параметрам атмосферы и подстилающей поверхности. Причем речь идет именно о производных, а не о часто используемых вместо них «весовых функциях» [1, 13, 16], которые являются производными лишь для параметров атмосферы, определяющих поглощение [1], но, например, не для параметров аэрозольной индикатрисы.

Поскольку существующие современные коды, например [13, 16], по мнению авторов, не в полном объеме удовлетворяют указанным требованиям, описанная выше модель реализована в авторском коде SCATRD (от «scattering radiation with derivatives»).

Код SCATRD разработан как универсальный для любой возможной геометрии визирования (спутниковой, включая лимбовую, самолетной, наземной) как в сферической, так и в плоской атмосфере.

В нем использован принцип математического моделирования объектов реальности, согласно которому все входные данные кода рассматриваются именно как описание соответствующих моделей (атмосферы, измерительного прибора и т.п.). В результате имеется принципиальная возможность гибкого использования различных типов указанных моделей. Практически все параметры управления вычислениями (например, определяющие точность) вынесены из текста кода в специальный файл, что дает возможность свободно менять их без изменения текста кода и его перетрансляции. Это позволяет с легкостью исследовать зависимость моделируемых величин от указанных «внутренних» параметров вычислительного алгоритма.

Код SCATRD находится в состоянии развития. К моменту написания статьи он позволял моделировать измерения функции пропускания атмосферы и интенсивности однократного рассеянного солнечного излучения в сферической атмосфере, а также вычислять производные от них по всем параметрам атмосферы и поверхности. Вклад взаимодействия с поверхностью в общую интенсивность излучения прибавляется к расчету без учета поверхности. Поляризация и рефракция не учитываются. В модели атмосферы рассматривается молекулярное и аэрозольное рассеяние, соответственно вычисляются производные по профилям объемных коэффициентов аэрозольного рассеяния и поглощения и параметрам аэрозольной индикатрисы рассеяния. В качестве моделей поверхности используются изотропная [1] (для нее учитывается компонента отражения без рассеяния в атмосфере) и идеальная зеркальная [1] (для нее учитываются компоненты отражения после рассеяния, рассеяния после отражения и рассеяния между двумя отражениями).

Как важный пример использования кода SCATRD приведем оценку погрешности неучета сферичности атмосферы. Максимальной эта погрешность является при визировании из космоса (рис. 1).

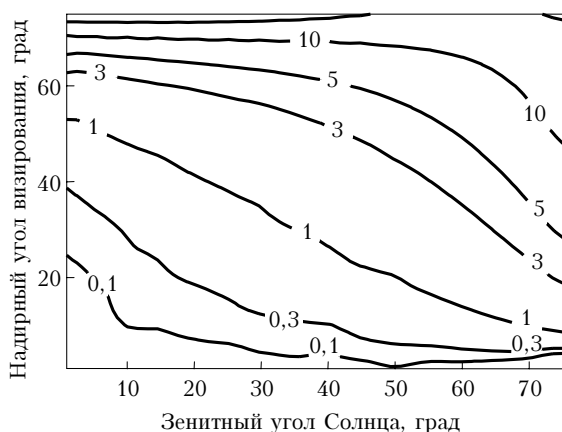


Рис. 1. Погрешность приближения плоской атмосферы, %. Фоновая модель аэрозоля [17]. Азимут визирования 180° . Альbedo поверхности 0,9. Длина волны 0,55 мкм

Как видно из рис. 1, при высоких требованиях к точности расчетов учет сферичности необходим уже при достаточно малых углах визирования

и зенитных углах Солнца. Заметим, что расчеты для плоской и сферической геометрии реализованы в коде SCATRD автономно, поэтому совпадение их результатов может рассматриваться в качестве теста кода.

Модель атмосферы и ее параметры

В качестве аэрозольной модели атмосферы рассматривалась модель [17], стандартно используемая для тестов кодов и анализов вариаций интенсивности рассеянного излучения [9, 12, 13]. В [17] непосредственно задаются объемные коэффициенты аэрозольного рассеяния и поглощения как таблицы по высотам, они и рассматривались как варьируемые параметры аэрозольной модели (кроме того, для расчетов молекулярного рассеяния по [17] задавались вертикальные профили температуры и давления воздуха).

Наибольшую сложность для подобных исследований представляет задача параметризации аэрозольной индикатрисы рассеяния. Рассматривать ее в таблично заданном виде и варьировать значения каждой точки этой таблицы на каждой высоте нереально. Поэтому приходится использовать аппроксимации индикатрисы определенными функциями, имеющими небольшое число параметров. В нашем случае мы использовали классическую функцию Хэнви—Гринстейна [1, 18], единственным параметром которой является средний косинус рассеяния. Известно, что эта функция достаточно грубо аппроксимирует реальные индикатрисы. Действительно, по проведенным нами оценкам путем аппроксимации индикатрис, рассчитанных по теории Ми, погрешность функции Хэнви—Гринстейна порядка 30%. Однако, как и в обсуждавшемся выше случае приближения однократного рассеяния, в рамках данной работы такая погрешность оправдана, поскольку не повлияет на основные выводы. И, опять же, использование здесь функции Хэнви—Гринстейна отнюдь не означает каких-либо рекомендаций по ее применению в задачах обработки измерений. Заметим, что переход к более сложным аналитическим аппроксимациям не улучшает точность радикально, например для двухпараметрической модификации функции Хэнви—Гринстейна (сумме индикатрис, вытянутых вперед и назад) погрешность составляет порядка 20%.

В рамках аэрозольной модели [17] рассматривались фоновая модель стратосферы и несколько различных моделей тропосферы и приземного слоя. Выбор фоновой модели продиктован тем, что в последние 10 лет в стратосфере наблюдается именно такая ситуация. Кроме того, для исследований информативности измерений относительно параметров аэрозоля фоновая модель является предельной, для поствулканических информативность будет в общем случае выше, поскольку очевидно, что чем больше концентрация аэрозоля, тем больше информации о нем несут измерения. Этот вывод справедлив и для иных, чем [17], фоновых моделей. Поскольку ответить на вопрос, какая из них «лучше», без привлечения измерений нельзя, авторы в данной

статье сочли возможным ограничиться только моделью [17].

В рассматриваемом приближении на интенсивность излучения в лимбовой геометрии может влиять только идеальная зеркальная поверхность, поэтому использована эта модель отражения с подбором эффективного параметра (показателя преломления вещества поверхности), соответствующего заданному альбедо.

Производные от интенсивности по аэрозольным параметрам атмосфер при ее зондировании на касательных трассах

На рис. 2 приведены рассчитанные с помощью кода SCATRD вариационные производные от интенсивности рассеянного солнечного излучения по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния и среднему косинусу аэрозольной индикатрисы.

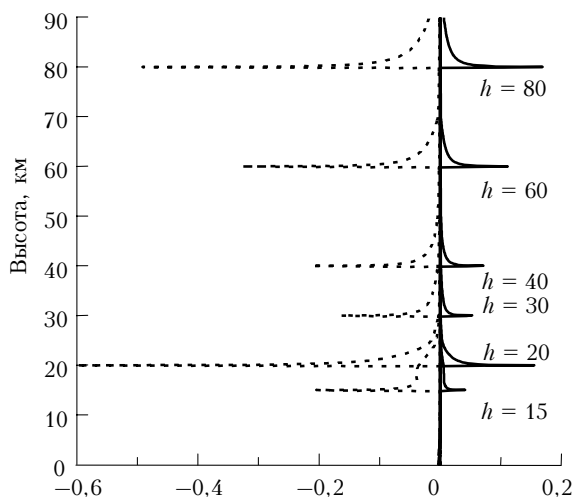


Рис. 2. Относительные (в %) вариационные производные от интенсивности рассеянного солнечного излучения по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния (на % его вариации на км) — сплошные линии и среднему косинусу аэрозольной индикатрисы рассеяния (на 0,01 его вариации на км) — пунктирные линии в зависимости от прицельной высоты визирования h . Длина волны 0,55 мкм. Фоновая аэрозольная модель [17]. Зенитный угол Солнца 75°. Азимут визирования 45°. Альбедо поверхности 0,9

Из данных рис. 2 следует, что для достижения вариации интенсивности 1% достаточна вариация объемного коэффициента порядка 10% и среднего косинуса индикатрисы порядка 0,05, что меньше априорной неопределенности этих параметров (порядка 30% и 0,1 соответственно). То есть измерения с подобной точностью достаточно чувствительны к вариациям аэрозольных параметров и, следовательно, информативны для их восстановления. Заметим, что в современных алгоритмах обработки данных лимбового зондирования задача восстановления параметров аэрозольной индикатрисы обычно не ставится (она берется фиксированной), хотя, как показано выше, чувствительность измерений

к ее вариациям весьма высокая [что, впрочем, очевидно непосредственно из формулы (2)]. Поэтому при разработке новых и модификации существующих подобных алгоритмов восстановление параметров индикатрисы, с нашей точки зрения, необходимо и позволит повысить точность зондирования атмосферы.

Существенной особенностью рассматриваемых производных является их сильная зависимость от азимута визирования. В качестве примера на рис. 3 приведены те же производные, но для азимута визирования 160°. Видно их уменьшение почти на порядок, следовательно, это направление визирования существенно менее информативно, чем 45°.

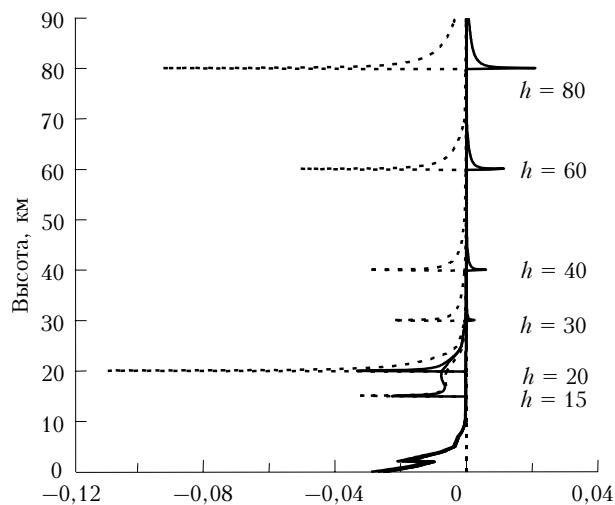


Рис. 3. Полный аналог рис. 2 для азимута визирования 160°

Указанная особенность связана с уменьшением вклада в вариацию интенсивности (2) вариации произведения $\sigma\chi(\chi_0)$ — суммарного объемного коэффициента рассеяния на суммарную индикатрису. Отсюда можно сделать предварительный вывод, что наиболее информативной для восстановления параметров аэрозольного рассеяния должна быть область малых углов рассеяния, соответствующая максимуму аэрозольной индикатрисы, следовательно, наибольшему ее вкладу в суммарную индикатрису, а также, возможно, область углов рассеяния, соответствующих максимальной вариации аэрозольной индикатрисы. Подчеркнем, что относительная вариация интенсивности сложным образом зависит от многих параметров: соотношения молекулярного и аэрозольного рассеяния, среднего косинуса и вида используемой аппроксимации аэрозольной индикатрисы, поэтому подробное исследование области максимальной информативности имеет смысл при конкретной постановке задачи обработки экспериментальных данных.

Отметим также, что в отличие от рис. 2 на рис. 3 вариационные производные по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния меняют знак: начиная с прицельной высоты 20 км они становятся отрицательными. Это объясняется следующим эффектом. Объемный коэффициент аэрозольного рассеяния увеличивает интенсивность в (2) за

счет члена $\sigma\chi_0$ и уменьшает за счет функций $P(l)$ и $P_0(l)$, в которых он является составной частью суммарного коэффициента ослабления α . На высотах, где оптические длины трасс распространения излучения достаточно велики, второй процесс (уменьшение) начинает преобладать над первым (увеличением) и вариационная производная от интенсивности по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния становится отрицательной.

Указанный эффект при учете отражения от поверхности приводит к появлению отрицательной части вариационных производных в районе поверхности, хорошо заметной на рис. 3 (она есть и на рис. 2, но не выражается в его масштабе). Она вызвана вкладом в вариацию интенсивности излучения его ослабления на трассе «верхняя граница атмосферы – отражающая поверхность – точка рассеяния».

При пренебрежении отражением производные выше прицельной высоты меняются незначительно, но ниже прицельной высоты все они тождественно равны нулю. Поэтому влияние поверхности может изменить знак полной вариации интенсивности при вариации всего профиля объемного коэффициента аэрозольного рассеяния: без учета поверхности она положительная, а с учетом поверхности – отрицательная. Именно такой случай имеет место для условий рис. 3 на прицельных высотах 30–80 км.

Производные от интенсивности по объемному коэффициенту аэрозольного поглощения для фоновой модели [17] даже в максимуме имеют порядок 10^{-4} . Это значит, что для достижения вариации интенсивности 1%-й объемный коэффициент аэрозольного поглощения должен измениться примерно в 100 раз (а для объемного коэффициента аэрозольного рассеяния – см. выше – на 10%). Поэтому на фоне такого влияния рассеяния в лучшем случае можно говорить лишь о восстановлении порядка величины объемного коэффициента аэрозольного поглощения.

Отметим следующую немаловажную техническую деталь. Для достаточно точной аппроксимации вариационных производных на рис. 2 и 3 шаг по высоте в модели атмосферы был выбран 0,1 км. Использование такой модели, содержащей 901 высотный уровень, в качестве входной в коде SCATRD не потребовало никаких модификаций уже сгенерированного кода. Это выгодно отличает код SCATRD от традиционно используемых в оптике атмосферы кодов, например MODTRAN [17], где имеются жесткие ограничения на число уровней высотной сетки (в [17] – 34 уровня).

Анализ вариаций интенсивности излучения

Использование производных позволяет детально проанализировать влияние вариаций параметров атмосферы на интенсивность рассеянного солнечного излучения, однако последняя в используемой модели зависит от десяти параметров: длины волны,

зенитного угла Солнца, прицельной высоты и азимута визирования, профилей температуры, давления воздуха, объемных коэффициентов аэрозольного рассеяния и поглощения, среднего косинуса аэрозольной индикатрисы рассеяния, альbedo поверхности. Учитывая это, для первоначального анализа указанной многомерной зависимости был использован простой прием – непосредственное вычисление вариаций интенсивности при вариациях конкретных параметров атмосферы и поверхности. Один из примеров подобных расчетов приведен на рис. 4.

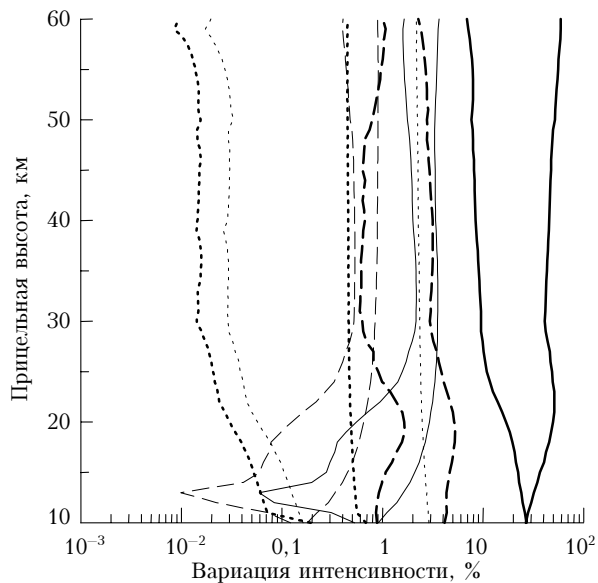


Рис. 4. Относительные беззнаковые вариации интенсивности. Длина волны 0,55 мкм, зенитный угол Солнца 75°, альbedo поверхности 0,9, фоновая аэрозольная модель [17]. Жирные линии – по вариациям аэрозоля: сплошные – +100% объемного коэффициента рассеяния, пунктирные – +0,1 среднего косинуса индикатрисы, точечные – +100% объемного коэффициента поглощения. Тонкие линии – по вариациям остальных параметров: сплошные – +10 К температуры, пунктирные – +1% давления, точечные – -0,1 альbedo. Для вариаций по объемному коэффициенту рассеяния и среднему косинусу правые кривые – азимут визирования 0°, левые – 180°, для вариаций по остальным параметрам – наоборот: правые – 180°, левые – 0°

Как уже отмечалось, наиболее значимой является зависимость вариаций интенсивности от азимута визирования. Она, в свою очередь, вызвана зависимостью суммарной индикатрисы от угла рассеяния. Вариации по практически всем параметрам на разных азимутах меняются примерно на порядок (см. рис. 4). При этом вариации по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния и среднему косинусу аэрозольной индикатрисы максимальны на азимуте 0°, а вариации по объемному коэффициенту аэрозольного поглощения, температуре и давлению воздуха, наоборот, минимальны на этом азимуте. Это подтверждает сделанный выше вывод об информативности для определения аэрозольных параметров именно малых углов рассеяния, с ростом азимута (и угла рассеяния) происходит «сбли-

жение» вариаций по всем рассматриваемым параметрам. Поскольку зависимость от азимута визирования фактически есть зависимость от угла рассеяния, она проявляется при больших зенитных углах Солнца, при малых же угол рассеяния меняется незначительно и зависимость от азимута визирования выражена слабо.

Имеется зависимость вариаций от альbedo поверхности, причем она достаточно сложно проявляется на разных азимутах и для разных типов вариаций. Для вариаций по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния, температуре и давлению воздуха сильное отражение от поверхности может приводить к изменению знака — эффект, обсуждавшийся выше. Это явление, в свою очередь, зависит и от азимута визирования. На азимуте 0° влияние поверхности обычно незначительно. На азимутах 90° и 180° зависимость вариаций от отражающей поверхности выражена значительно сильнее.

С практической точки зрения представляет интерес сравнение вариаций по аэрозольным параметрам с вариациями по «мешающим» их определению факторам: температуре, давлению воздуха (задающим молекулярное рассеяние) и альbedo поверхности. Здесь имеется сильная спектральная зависимость, обусловленная зависимостью от длины волны объемного коэффициента молекулярного рассеяния [1].

На длине волны $0,38 \text{ мкм}$ вариации по температуре и давлению (см. ниже) превышают вариации по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния и среднему косинусу индикатрисы (кроме азимута 0°), на длине волны $0,55 \text{ мкм}$ они уже примерно одинаковы (опять же кроме азимута 0°), а на длине волны $1,5 \text{ мкм}$ — почти на два порядка меньше. Соответственно, с ростом длины волны и уменьшением молекулярного рассеяния растут вариации по аэрозольным параметрам — на длине волны $1,5 \text{ мкм}$ вариации по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния близки к 100% на 100% и даже вариации по объемному коэффициенту аэрозольного поглощения превышают 1% на 100% .

Отметим, что вариации интенсивности вычислялись по вариации температуры воздуха 10° , что примерно соответствует априорной среднеклиматической. При использовании более точных данных (радиозондирования, метеопрогноза) эта вариация будет примерно $1-2^\circ$ и, соответственно, вариация интенсивности уменьшится примерно в 10 раз и даже на длине волны $0,38 \text{ мкм}$ станет существенно меньше вариаций по параметрам аэрозольного рассеяния.

Вариация интенсивности по альbedo поверхности вычислялась при максимальном отражении. Следовательно, это ее экстремальная оценка. Указанная вариация также сильно зависит от длины волны, что объясняется увеличением вклада в интенсивность отраженного излучения при уменьшении рассеяния. Так, на длине волны $0,55 \text{ мкм}$ вариация по альbedo примерно 1% на 10% и сильно зависит от азимута визирования (максимальная для 180°), а для $1,5 \text{ мкм}$ эта вариация уже близка

к 10% на 10% , при этом исчезает ее сильная азимутальная зависимость.

Наблюдается некоторое увеличение вариации по альbedo с уменьшением зенитного угла Солнца, объясняемое увеличением доли приходящего на поверхность, а следовательно, и отраженного излучения. Так, для зенитного угла 10° вариации по альbedo $4-7\%$ против максимум 2% для угла 75° .

В целом анализ подтверждает сделанный выше вывод о хорошей чувствительности измерений к вариациям объемного коэффициента аэрозольного рассеяния и среднего косинуса аэрозольной индикатрисы.

Отметим, что анализ проведен без учета молекулярного поглощения (для чего специально выбраны длины волн, где оно достаточно мало). Его вклад, очевидно, несколько уменьшит все из рассмотренных вариаций.

Заключение

Из проведенного анализа можно сделать следующие выводы о возможности восстановления аэрозольных параметров из измерений интенсивности рассеянного солнечного излучения на касательных трассах.

1. Информативность измерений относительно объемного коэффициента аэрозольного рассеяния и среднего косинуса индикатрисы рассеяния достаточно для постановки задачи их восстановления. Относительно объемного коэффициента аэрозольного поглощения можно говорить лишь о восстановлении порядка его величины (для фоновой аэрозольной стратосферы).

2. Имеется сильная зависимость вариационных производных по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния и среднему косинусу аэрозольной индикатрисы рассеяния от азимута визирования. Следовательно, возможна постановка задачи выбора оптимальной для определения параметров аэрозоля схемы визирования.

3. Наличие сильно отражающей поверхности может приводить к появлению существенной области отрицательных значений у вариационных производных по объемному коэффициенту аэрозольного рассеяния, которая, в свою очередь, может вызвать изменение знака полной вариации интенсивности при вариации всего профиля этого коэффициента. Поэтому необходимы учет отражения от поверхности в модели переноса излучения и априорная информация о величине альbedo поверхности.

4. При высокоточных измерениях (порядка долей процента) существенными оказываются модельные неопределенности практически всех параметров атмосферы и поверхности, включая профили давления, температуры и значения альbedo поверхности. Следовательно, для них желательны привлечение дополнительной априорной информации.

Авторы благодарят Ю.М. Тимофеева за постановку задачи и активное участие в обсуждении полученных результатов.

Работа выполнена в рамках грантов РФФИ № 03-05-64626 и «Университеты России» 01.01.044.

1. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
2. McCormick M.P., Chu W.P., Grams G.W., Hamill P.J., Herman B.M., McMaster L.R., Pepin T.J., Russell R.B., Steele H.M., Swissler T.J. High-latitude stratospheric aerosol measured by the SAM II satellite system in 1978 and 1979 // *Science*. 1981. V. 214. N 16. P. 328–331.
3. McCormick M.P., Hamill P., Pepin T.J., Chu W.P., Swissler T.J., McMaster L.R. Satellite studies of the stratospheric aerosol // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1979. V. 60. N 7. P. 1038–1046.
4. Поберовский А.В., Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Ковалев А.Е., Прохоров В.М., Хрусталева А.З., Панченко В.А., Мансуров И.И., Волков О.Н. Определение вертикальных профилей содержания озона методом затменного зондирования с ДООС «МИР». 1. Описание прибора и методики обработки данных. Примеры результатов // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 1999. Т. 35. № 3. С. 312–321.
5. Cumold D.M., Gray C.R., Merritt D.C. Stratospheric aerosol layer detection // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. N 2. P. 920–931.
6. Rusch D.W., Mount G.H., Barth C.A., Thomas R.J., Callan M.T. Solar mesosphere explorer ultraviolet spectrometer: measurements of ozone in the 1.0–0.1 mbar region // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. N 6. P. 11677–11687.
7. Bovensmann H., Burrows J.P., Buchwitz M., Frerick J., Noel S., Rozanov V.V., Chance K.V., Goede A.P.H. SCIAMACHY: Mission objectives and measurement modes // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. N 1. P. 151–175.
8. Llewellyn E.J., Lloyd N.D., Degenstein D.A., Gattlinger R.L., Petelina S.V., Bourassa A.E., Wiensz J.T., Ivanov E.V., McDade I.C., Solheim B.H., McConnell J.C., Haley C.S., von Savigny C., Sioris C.E., McLinden C.A., Griffioen E., Kaminski J., Evans W.F., Puckrin E., Strong K., Wehrle V., Hum R.H., Kendall D.J.W., Matsushita J., Murtagh D.P., Brohede S., Stegman J., Witt G., Barnes G., Payne W.F., Piche L., Smith K., Warshaw G., Deslauniers D.-L., Marchand P., Richardson E.H., King R.A., Wewers I., McCreath W., Kyrola E., Oikarinen L., Leppelmeier G.W., Auvinen H., Megie G., Hauchecorne A., Lefevre F., de La Noe J., Ricaud P., Frisk U., Sjoberg F., von Scheele F., Nordh L. The OSIRIS instrument on the Odin spacecraft // *Can. J. Phys.* 2004. V. 82. N 6. P. 411–422.
9. Griffioen E., Oikarinen L. LIMBRAN: A pseudo three-dimensional radiative transfer model for the limb-viewing imager OSIRIS on the ODIN satellite // *J. Geophys. Res.* D. 2000. V. 105. N 24. P. 29717–29730.
10. McPeters R.D., Janz S.J., Hilsenrath E., Brown T.L. The retrieval of O₃ profiles from limb scatter measurements: Results from the Shuttles Ozone Limb Sounding Experiment // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. N 17. P. 2597–2600.
11. Flittner D.E., Bhartia P.K., Herman B.M. O₃ profiles retrieved from limb scatter measurements: Theory // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. N 17. P. 2601–2604.
12. Oikarinen L. Effect of surface albedo variations on UV-visible limb-scattering measurements of the atmosphere // *J. Geophys. Res.* D. 2002. V. 107. N 19. 4404. doi:10.1029/2001JD001492.
13. Loughman R.P., Griffioen E., Oikarinen L., Postylakova O.V., Rozanov A., Flittner D.E., Rault D.F. Comparison of radiative transfer models for limb-viewing scattered measurements // *J. Geophys. Res.* D. 2004. V. 109. N 6. D06303. doi:10.1029/2003JD003854.
14. Нагурнер Д.И. Лекции по теории переноса излучения. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2001. 284 с.
15. Назаралиев М.А. Статистическое моделирование радиационных процессов в атмосфере. Новосибирск: Наука, 1990. 227 с.
16. Постыляков О.В. Модель переноса излучения в сферической атмосфере с расчетом послонных воздушных масс и некоторые ее приложения // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2004. Т. 40. № 3. С. 276–290.
17. Kneizis F.X., Abreu L.W., Anderson G.P., Chetwynd G.H., Shettle E.P., Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.S., Acharya P., Rothman L.S., Selby J.E.A., Gallery W.O., Clouth S.A. The Modtran 2/3. Report and Lowtran 7 model. Phillips Laboratory, Hanscom, Massachusetts. 1996. 230 p.
18. Henyey L., Greenstain J. Diffuse radiation in Galaxy // *Astrophys. J.* 1941. V. 93. N 1. P. 70–83.

A.V. Vasilyev, A.V. Polyakov. Solar diffuse radiation variations upon variations of aerosol parameters in Earth's limb sounding (numerical simulation and preliminary analysis of measurement information content).

The paper describes our algorithm and computer code for simulation of solar diffuse radiation in the Earth's atmosphere, including calculations of derivatives with respect to atmosphere and surface parameters. This code is used for analysis of variations of outgoing radiation intensity depending on atmospheric parameters variations as a first step of investigation of information content of Earth's limb brightness space measurements for atmospheric aerosol retrieval. Some calculated results, their analysis, and basic conclusions on the possibility of aerosol parameters retrieval are presented.