ОЦЕНКА ПРОПУСКАНИЯ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРОЙ ПРИ ЗАТМЕННОМ МЕТОДЕ НАБЛЮДЕНИЯ СПЕКТРОМЕТРОМ, УСТАНОВЛЕННОМ НА СПУТНИКЕ

Э.А. Чаянова

Центральная Аэрологическая Обсерватория (ЦАО), РФ, 141701, Московская обл., г. Долгопрудный, ул. Первомайская, 3; eachayanova@gmail.com

Реферат. Представлен метод оценки пропускания солнечного света атмосферой (или оптической толщины наклонного пути света), учитывающий вертикальные профили концентрации ряда газов и ослабление потока излучения на аэрозолях. Метод ориентирован на использование данных измерений солнечным спектрометром, установленным на космическом аппарате. Алгоритм оценки формулируется как в общем виде, так и в конкретном приложении к спектрометру американской разработки SAGE-III. Этот инструмент с 2001 по 2005г выполнял измерения с платформы Российского космического аппарата МЕТЕОР-3М, и данные обрабатывались в Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО). Сегодняшний интерес к этому методическому вопросу вызван тем, что последний экземпляр солнечного спектрометра SAGE-III в феврале 2017 г. вновь запущен NASA (США) в космос, теперь уже на Международной Космической Станции (МКС). Цель статьи – дать краткий обзор основных понятий и подходов, необходимых для понимания влияния газового и аэрозольного состава атмосферы на спектры, регистрируемые упомянутым выше спектрометром, установленном на орбитальном космическом аппарате. Обсуждаются также некоторые общие вопросы организации спектральных измерений состава атмосферы с использованием космических аппаратов.

Ключевые слова. Состав атмосферы, газы, аэрозоли, космический аппарат, спектрометр, функция пропускания, методы оценки.

ESTIMATION OF THE TRANSMISSION OF SOLAR RADIATION THROUGH THE ATMOSPHERE WITH THE ECLIPSING METHOD OF OBSERVATIONS USING A SPECTROMETER MOUNTED ON THE SPACECRAFT

E.A. Chayanova

Central Aerological Observatory (CAO) Roshydromet, 3, Pervomaiskaya, Dolgoprudny, CAO, 141701, Moscow Region, Russia: eachayanova@gmail.com

Abstract. A method for estimating the transmission of sunlight through the atmosphere (or the optical thickness of the inclined path of light) is presented, accounting for the vertical profiles of gases' concentrations and scattering of the radiation flux on aerosols. The method is focused on the use of measurement data obtained with a solar spectrometer mounted on a spacecraft. The estimation

algorithm is given both in general form and as specific application to the spectrometer SAGE-III designed in the USA. From 2001 to 2005, this device carried out measurements from the platform of the Russian spacecraft METEOR-3M. The data were processed at the Central Aerological Observatory (CAO). Present day interest in this methodological issue is due to the fact that the latest version of SAGE-III solar spectrometer was launched in February 2017 by NASA (USA) using the International Space Station (ISS). The purpose of this article is to give a brief overview of the basic concepts and approaches necessary for understanding the influence of the gas and aerosol composition of the atmosphere on the spectra recorded by the above-mentioned device installed on an orbital spacecraft. Some general issues of the organization of spectral measurements of the composition of the atmosphere using spacecraft are also discussed.

Keywords. Atmospheric composition, gases, aerosols, spacecraft, spectrometer, spectral transmission, methods of estimation.

Введение

Спутниковые методы наблюдений за атмосферой, ее температурой и составом, начали использоваться более четырех десятилетий назад. По мере развития технологий росли и точность измерений, и разрешение по высоте, и диапазон определяемых атмосферных параметров. Все спутниковые методы относятся к разряду, так называемых косвенных, когда измеряются только потоки радиации, на основе которых делаются выводы о разных параметрах атмосферы, таких как температура, давление, скорость ветра, или состав. Физические законы распространения радиации в газовой среде к настоящему времени известны, и задача заключается в оптимальном выборе техники наблюдений и адекватном анализе результатов.

Существуют пассивные и активные методы спутниковых наблюдений. Активные — это радарные или лидарные методы, когда источник излучения помещается на космический аппарат. Пассивные методы используют существующие источники излучения, и в зависимости от выбранного источника излучения и геометрии измерения их можно условно разделить на три вида: — надирный метод, когда для измерений используется излучение земной поверхности или отраженное земной поверхностью солнечное излучение; — лимбовый метод, когда регистрируются потоки рассеянной радиации по направлению к прибору; — затменный метод, использующий прямую солнечную радиацию, ослабленную атмосферой.

Надирный метод — взгляд сверху на Землю, имеет преимущества в глобальном охвате, предъявляет невысокие требования к ориентации космического аппарата, однако практически не дает разрешения по высоте. Этим методом определяются в основном интегральные характеристики — общее содержание какого-либо газа в атмосфере или величина аэрозольного индекса (отношение аэрозольной оптической толщины к молекулярной). При измерениях этим методом невозможно, например, отделить стратосферный аэрозоль от тропосферного.

При лимбовом зондировании (рис. 1) регистрируется поток солнечной радиации, рассеянной по направлению к прибору (как от прямого солнечного света, так и отраженного земной поверхностью и облаками). Источник энергии является распределенным в пространстве, поскольку свет рассеивается и поглощается неоднократно. Трудность заключается в неопределенности высоты, к которой следует отнести основной регистрируемый поток радиации. Процесс математической обработки результатов наблюдения непрост, и строгая оценка результатов измерения этим методом затруднена. Большую неопределенность вносят также присутствующие в атмосфере облака. При лимбовом наблюдении зондирование возможно в течение всего времени пребывания прибора на освещенной стороне Земли. Поэтому преимуществом лимбовых измерений можно считать быстрый глобальный охват земной поверхности. И хотя лимбовый метод был опробован на примере зондирования озонового слоя, оценка ослабления другими газами и аэрозолями – скорее предмет будущих разработок.

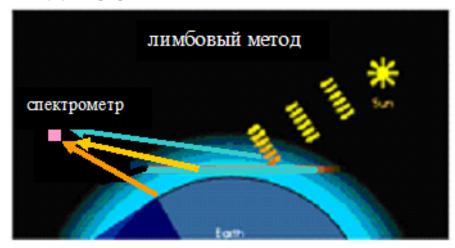


Рисунок 1. Иллюстрация лимбового метода наблюдений

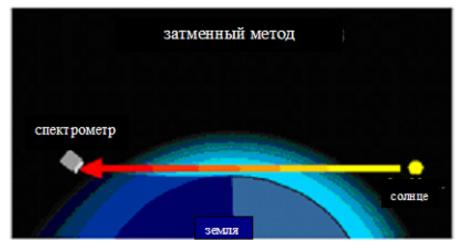


Рисунок 2. Иллюстрация затменного метода наблюдений

При затменном методе наблюдений (рис. 2) источником радиации обычно является Солнце, но можно использовать и Луну, и какую-либо звезду. Этот метод предъявляет высокие требования к ориентации космического аппарата. При выходе спектрометра из тени Земли (восход) измеряется поток солнечной радиации, прошедший через все слои атмосферы. По мере подъема спутника солнечная радиация приходит к прибору через всё более высокие слои атмосферы. и, наконец, прибор регистрирует поток, так называемого, внеземного Солнца (т.е. поток солнечной радиации, не взаимодействовавший с атмосферой Земли). Разделив интенсивность потока радиации, прошедшего через атмосферу, на величину интенсивности потока радиации вне атмосферы, мы можем получить функцию пропускания атмосферы. Такая оценка свободна от ошибок, связанных с оптическими характеристиками спектрометра и характеристиками регистрирующей системы. Это обстоятельство чрезвычайно важно при анализе результатов измерений. Обработка данных при таком методе наблюдений не использует никаких модельных предположений. Использование многоканальных спектральных приборов и надежных алгоритмов анализа измерений, развитых в последние годы, позволяет четко отделить упругое молекулярное (рэлеевское, определяемое только рассеянием на молекулах воздуха) ослабление, а также аэрозольное ослабление, от поглощения солнечной радиации атмосферными газами. Исходя из этих данных, можно определить вертикальные профили составляющих атмосферного воздуха.

Цель этой статьи — дать краткий обзор основных понятий и подходов, необходимых для понимания влияния газового и аэрозольного состава атмосферы на спектры, регистрируемые упомянутым выше прибором, установленном на орбитальном космическом аппарате. Обсуждаются также некоторые общие вопросы организации спектральных измерений состава атмосферы с использованием космических аппаратов. Многое из обсуждаемого в статье известно специалистам в области спутниковых измерений. Но, учитывая быстрый рост интереса к ним со стороны более широкой аудитории, в том числе специалистов в глобальной климатологии, своевременно дать настоящий обзор по проблеме.

Приборы

К наиболее известным приборам, которые используются для измерений затменным методом, относятся следующие:

- HALOE *(Halogen Occultation Experiment*, GOMOS-*Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars)*, установленный на спутнике UARS, США (Russell et al., 1994);
 - GOMOS на спутнике ENVISAT, Европа (Kyrōlä et al., 2012);
- MAESTRO (*Measurement of Aerosol Extinction in the Stratosphere and Troposphere Retrieved by Occultation*) на спутнике SCISAT, Канада (McElroy et al., 2007);
- SAGE (*Stratospheric Aerosol and Gas Experiment*) SAGE-I, SAGE-II на спутнике ERBS (США) (Chu et al., 1989);

– SAGE-III на спутнике METEOR-3M (Compiled ..., 2002).

Описание методики обработки данных приборов, использующих затменный метод наблюдений, мы проведем на примере спектрометра SAGE-III - последней разработки серии американских приборов SAGE-I, SAGE-II и SAGE-III (Compiled..., 2002). Спектральные диапазоны, в которых регистрирует солнечное излучение спектрометр SAGE-III, и определяемые компоненты, приведены в табл. 1. Здесь же даны полуширины спектральных интервалов как отдельных пикселей регистрационной системы, так и групп пикселей, объединенных в спектральный канал (столбец 5). Указано и число спектральных каналов (столбец 3), и число регистрационных пикселей в канале (столбец 4).

Таблица 1. Определяемые компоненты атмосферы и спектральные каналы регистрации солнечного излучения прибора SAGE-III

Компонента	Спектральный диапазон	Число спектраль- ных каналов	Число пикселей в канале	Спектральная полуширина канала	Вид спектра
Озон, О ₃ > 50 км	282-292 нм	1	5	2.34 нм	Непрерывный
Аэрозоль < 40 км	382-386 нм	1	5	2.34 нм	Непрерывный
Двуокись азота, NO ₂	430-450 нм	19	1	0.469 нм	Непрерывный
Аэрозоль	518-522 нм, центр 520 нм	1	5	2.34 нм	Непрерывный
Озон, О3	560-622 nm	10	3	1.41 нм	Непрерывный
Аэрозоль	673-677 нм, центр 675 нм	1	5	2.34 нм	Непрерывный
Аэрозоль	755-759 нм, центр 755 нм	1	5	2.34 нм	Непрерывный
Молекулярный кислород, O_2	758-771 нм	14	1	0.468 нм	Линейчатый
Аэрозоль	867-871 нм, центр 869 нм	1	5	2.33 нм	Непрерывный
Водяной пар, Н ₂ О	933-960 нм	29	1	0.463 нм	Линейчатый
Аэрозоль	1019-1024 нм, центр 1020 нм	6	1	0.460 нм	Непрерывный
Аэрозоль	1539 нм	1	1	30 нм	Непрерывный

Если на неоднородную среду падает поток радиации с длиной волны λ интенсивности $I_{\lambda}{}^{0}$, а выходит поток радиации интенсивности $I_{\lambda}{}^{1}$, то отношение этих интенсивностей есть пропускание $F_{\lambda} = I_{\lambda}{}^{1} / I_{\lambda}{}^{0}$. Если отношение рассматривается в зависимости от λ , то это — *спектральная функция пропускания*. Эту величину можно представить в виде экспоненты $\exp(-\delta_{\lambda})$ — закон Бугера; δ_{λ} — оптическая толщина среды, величина безразмерная.

Так как реальная среда неоднородна, то при оценке пропускания вдоль некоторого светового пути ее, обычно, разделяют на слои 1, 2, ..., i, ... Поток прямой (не рассеянной) солнечной радиации — световой луч, пересекающий

эти слои, вообще говоря, по-разному ослабляется на каждом слое. Обозначим через $\varepsilon_{i\lambda}$ спектральный коэффициент ослабления потока радиации в i-м слое при единичной длине пути луча. Эта величина имеет размерность обратную расстоянию, например, км $^{-1}$ или м $^{-1}$. Если $\Delta_1 h$, $\Delta_2 h$, ..., $\Delta_i h$, ... – длины отрезков, которые являются пересечениями солнечного пути с рассматриваемыми слоями, то общее ослабление вычисляется суммированием по формуле $\delta_\lambda = \Sigma \, \varepsilon_{i\lambda} \, \Delta_i h$. При взаимодействии потока радиации с одним веществом коэффициент ослабления считается пропорциональным плотности, т.е. содержанию этого вещества (частиц или молекул) в единице объема. Если рассматриваются много компонент среды 1, 2, ..., k, ..., то производится суммирование: $\varepsilon_{i\lambda}(h) = \sigma_{\lambda 1} \, n_{i1} + \sigma_{\lambda 2} \, n_{i2} + ... + \sigma_{\lambda k} \, n_{ik} + ...$ Здесь n_{i1} , n_{i2} , ..., n_{ik} , ... – плотности рассматриваемых веществ в i-м слое, а $\sigma_{\lambda 1}$, $\sigma_{\lambda 2}$, ..., $\sigma_{\lambda k}$, ... – константы. Они называются «сечениями взаимодействия» или «поперечниками взаимодействия» излучения с компонентами среды.

«Геометрия» наблюдений при затменном методе

Если спектрометр размещен на космическом аппарате, то при выходе спутника из тени Земли прибор будет регистрировать поток солнечной радиации, прошедший через все слои атмосферы. По мере подъема спутника солнечная радиация приходит к прибору через всё более высокие слои атмосферы и, наконец, прибор будет регистрировать поток, так называемого, внеземного солнца. Рис. 3 иллюстрирует это обстоятельство.

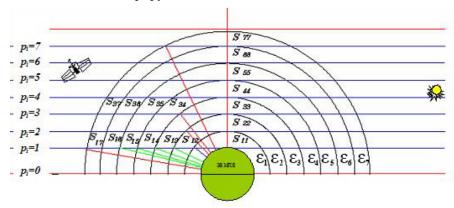


Рисунок 3. Условная схема измерений потока солнечной радиации прибором, установленном на космическом аппарате

Разделим атмосферу Земли концентрическими Земному шару сферами на ряд условных слоев. При этом при реальных измерениях выбирается шаг, соответствующий вертикальному разрешению приемной аппаратуры. Если принять реальную высоту атмосферы за 100 км, а вертикальное разрешение 1 км, получается 100 слоев. Если разрешение по высоте 0.5 км как у прибора SAGE-III., условных слоев будет 200. При выполнении оценок предполагается однородность слоев — равномерное распределение ослабляющих компонент в слое.

Введем понятие абсолютной высоты слоя атмосферы над поверхностью Земли $-h_j$, где j – порядковый номер слоя (они нумеруются от земной поверхности). Это расстояние, которое отсчитывается на прямой, соединяющей центр Земли и точку в середине слоя. Прицельная высота (она обычно обозначается буквой p) — расстояние от земной поверхности до прямой соединяющей спутник и источник излучения; оно отсчитывается по перпендикуляру, опущенному из центра Земли на эту прямую. И, наконец, подспутниковая точка — это точка пересечения с земной поверхностью линии, соединяющей центр земли и космический аппарат.

Обозначим через $\varepsilon_{\lambda}^{\ 0}$ (h_j) суммарное ослабление потока радиации длины волны λ при единичной длине солнечного пути в слое j, расположенном на высоте h_j . Индекс j соответствует порядковому номеру слоя над земной поверхностью. Длина светового пути в каждом из слоев зависит от прицельной высоты над земной поверхностью, с которой спектрометр видит Солнце. Этот световой путь дважды пересекает слой. Длины пути света в атмосфере для каждой прицельной высоты могут быть посчитаны из геометрических соображений с учетом поправки на рефракцию, меняющуюся из-за изменения плотности воздуха с высотой. Для высот, меньших 15-20 км, эта поправка существенна и зависит не только от плотности атмосферы, но и от длины волны излучения.

Совокупность длин светового пути в слоях может быть представлены в виде матрицы $(S^{\lambda}_{i,j})$, где индекс i соответствует прицельной высоте, а индекс j – абсолютной высоте ослабляющего слоя атмосферы. Легко видеть, что эта матрица треугольная: на первой прицельной высоте (i=1) луч света проходит через все слои атмосферы, и матрица содержит все 100 ненулевых значений, соответствующих абсолютным слоям $j=1,2,\ldots,100$. Для прицельной высоты равной 100 км (i=100) луч света проходит всего через один последний слой, и матрица имеет только одно ненулевое значение при j=100.

Оценка спектральных оптических толщин для сетки прицельных высот и спектральных коэффициентов ослабления атмосферных слоев

Спектральная функция пропускания, как мы ее определили, — отношение измеренного потока солнечной радиации на прицельной высоте p_i (для заданной длины волны λ и заданной ширины спектрального участок $\Delta\lambda$) к потоку солнечной радиации вне атмосферы, измеренному для тех же условий:

$$F_{\lambda}(p_i) = I_{\lambda}^{1}(p_i)/I_{\lambda}^{0}$$
.

В соответствии с законом Бугера это соотношение можно также представить в следующем виде:

$$I_{\lambda}^{1}(p_{i}) = I_{\lambda}^{0} \exp(-\delta_{\lambda}(p_{i})),$$

где $\delta_\lambda(p_i)$ - суммарная оптическая толщина всех ослабляющих компонент для прицельной высоты p_i .

Эта суммарная оптическая толщина может быть представлена, как сумма произведений ослабления $\varepsilon_{\lambda}{}^{0}(h_{j})$ на соответствующую длину светового пути в слое j:

$$\delta_{\lambda}(\rho_{j}) = \sum_{j=i}^{j=100} S_{i,j}^{\lambda} \varepsilon_{\lambda}^{0}(h_{i}).$$

Общее ослабление $\varepsilon_{\lambda}^{0}$ (h_{j}) в слое на высоте h_{j} для конкретной длины волны λ есть сумма ослаблений за счет молекулярного и аэрозольного рассеяния, а также и поглощения газами:

$$\varepsilon_{\lambda}^{0}(h_{j}) = \varepsilon_{\lambda}^{Rel}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{Aer}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{O_{3}}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{NO_{2}}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{H_{2}O}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{O_{2}}(h_{j}), (1)$$

Первое слагаемое в формуле (1) определяется рассеянием солнечного излучения на молекулах воздуха. Это упругое рассеяние без поглощения, которое происходит на всех длина волн. Его часто называют «рэлеевским» рассеянием.

Оценку молекулярного ослабления необходимо осуществить с максимально возможной точностью, так как остальные ослабляющие компоненты (аэрозольное рассеяние, поглощение в газах) составляют не более 10% от общего ослабления.

Второе слагаемое в формуле (1) – ослабление излучения за счет рассеяния на аэрозолях, называемое «аэрозольная экстинкцией».

Последние четыре слагаемых в формуле (1) – это ослабление излучения за счет поглощения газами, имеющими значительные коэффициенты поглощения в рассматриваемых спектральных интервалах.

Коэффициент ослабления за счет рассеяния на молекулах воздуха

Коэффициент ослабления на молекулах для каждого слоя вычисляется как произведение «рэлевского» поперечника взаимодействия $[m^2]$ и плотности воздуха $[m^{-3}]$ в каждом слое:

$$\varepsilon_{\lambda}^{R}(h_{i}) = \sigma_{\lambda}^{R} n^{BO3}(h_{i})$$
.

Плотность воздуха в j-м слое $n^{\text{воз}}(h_j)$ зависит от температуры и давления. Температура и давление — измеряемые параметры, но для модельных вычислений могут быть определены и по средним климатическим характеристикам атмосферы, соответствующим координатам заданной подспутниковой точки и времени наблюдений.

Вычисление коэффициентов σ_{λ}^{R} ослабления, вызванного рассеянием на молекулах воздуха, может быть сделано непосредственно формуле Рэлея (van de Hulst, 1957). Однако, расчет по классической формуле оказывается сложен. Поэтому, обычно, используются эмпирические формулы, предложенные в работах (Bates, 1984; Bucholtz, 1995; Hoyt, 1977; Nicolet, 1984; Pendorf, 1957).

Мы считаем оптимальным аппроксимации, предложенные Бухгольцем (Bucholz, 1995) в виде степенной функции. Для двух спектральных диапазонов используются различные коэффициенты:

при
$$\lambda \leq 0.5$$
 мкм $\sigma_{\lambda}^{R} = R \lambda^{-(a+b\lambda+c/\lambda)};$ при $\lambda > 0.5$ мкм $\sigma_{\lambda}^{R} = R_{1} \lambda^{-(r+f\lambda+d/\lambda)}.$

Здесь
$$R = 3.01577 \times 10^{-32}$$
, $a = 3.55212$, $b = 1.35579$, $c = 0.11563$, $R_1 = 4.01061 \times 10^{-32}$, $r = 3.99668$, $f = 1.10298 \times 10^{-3}$, $d = 2.71393 \times 10^{-2}$.

Максимальная погрешность расчета по такой приближенной формуле составляет примерно 0.18%.

Коэффициент ослабления за счет поглощения газами

Ослабление излучения за счет поглощения газами определяется как произведение поперечника взаимодействия $[m^2]$ и числа молекул газа в единице объема $[m^{-3}]$:

$$\varepsilon_{\lambda}^{\Gamma a3}(h_j) = \sigma_{3\phi\phi,\lambda}^{\Gamma a3}(h_j) n^{\Gamma a3}(h_j).$$

Здесь коэффициенты поглощения $\sigma_{9\varphi\varphi,\lambda}^{\text{газ}}$ – не те спектральные коэффициенты поглощения, которые указывается в таблицах, выполненных по результатам измерений для стандартных нормальных условий (такие условия обозначаются NPT). Они зависят от температуры и давления и меняются от слоя к слою в атмосфере.

Кроме того, спектрометр не может регистрировать монохроматическое излучение, так как у прибора есть своя аппаратная функция и разрешающая способность. И, наконец, спектр источника излучения — Солнца — сложный. Он содержит, в том числе, и линии Фраунгофера — темные полосы. Поэтому приходится вводить понятие эффективного коэффициента поглощения.

$$\sigma_{\varphi \varphi \varphi \lambda}^{ras}(h_i) = \frac{\int_{\Delta L} \sigma_{\lambda}^{ras}(h_i) I_{\lambda}^{0} A_{\lambda} F_{\lambda}^{i} d\lambda}{\int_{\Delta L} I_{\lambda}^{0} A_{\lambda} F_{\lambda}^{i} d\lambda}.$$
 (2)

Здесь A_{λ} – спектральная аппаратная функция канала спектрометра определяемая чувствительностью пикселя или объединенной группы пикселей регистрирующей системы, $I_{\lambda}^{\ 0}$ – интенсивность прямой солнечной радиации на границе атмосферы; $\sigma_{\lambda}^{\ \Gamma a 3}(h_i)$ – спектральный коэффициент поглощения в газе, который меняется в зависимости от высоты (т.е. фактически от темпера-

туры и давления); $F_{\lambda}{}^{i}$ — функция спектрального ослабления солнечной радиации в совокупности слоев, расположенных выше i-того слоя.

Здесь

$$F_{\lambda}^{i} = \exp\left(\sum_{j=i}^{100} S_{i,j}^{\lambda} \left[\sigma_{\lambda}^{\text{ras}}(h_{j}) n^{\text{ras}}(h_{j}) + \sigma_{\lambda}^{R}(h_{j}) n^{R}(h_{j}) + \varepsilon_{\lambda}^{Aer}(h_{j}) \right] \right)$$

Диапазон интегрирования ΔL и шаг $d\lambda$ интегрирования в формуле (2) определяются полушириной пропускания отдельного пикселя $\Delta\lambda$ или группы пикселей (см. табл. 1); $\Delta L = 3\Delta\lambda$.

Спектральные коэффициенты поглощения атмосферных газов

Все спектры, представленные в этом разделе на рисунках, относятся к экспериментальным измерениям при NTP (HITRAN ..., 2009).

O3 он O3. Изменение коэффициентов поглощения озона (или поперечников взаимодействия, или сечения поглощения) в зависимости от длины волны показано на рис. 4а. Слева, в ультрафиолетовой области (УФ-области), находится полоса Хиггинса, справа — обширная полоса Шапюи. Видим, что в УФ-области, видимой области и ближней ИК области спектра практически нет ни одного участка, свободного от поглощения озоном, за исключением небольшого участка в области 388 нм. Он используется в обработке для контроля корректности оценок «рэлеевского» рассеяния для высот больших 40 км, где предполагается, что аэрозоль отсутствует. На рис. 46 показан подробно участок спектра в полосе Шапюи, где обозначены 10 регистрационных каналов спектрометра (по 3 пикселя в каждом).

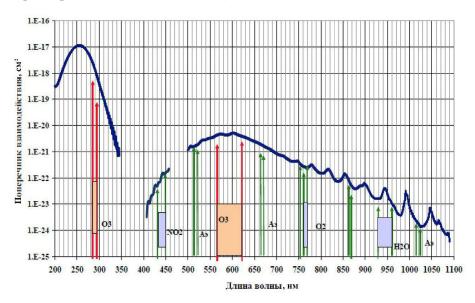


Рисунок 4а. Спектр поглощения озона при NTP (HITRAN ..., 2009) для диапазона 200-1100 нм Стрелками показаны участки, регистрируемые прибором SAGE-III

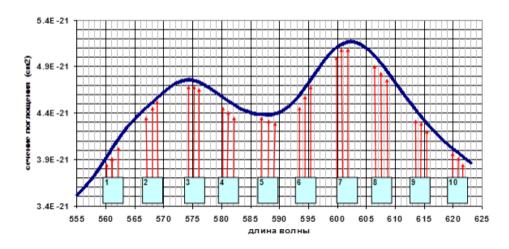


Рисунок 46. Положение 10 каналов регистрации по 3 пикселя в каждом системы SAGE-III относительно кривой спектра поглощения O₃

Аппаратная функция отдельного пикселя и пиксельной группы (как кривая Гаусса с полушириной порядка 0.49 нм) показана на рис. 4в.

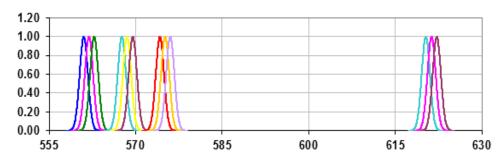


Рисунок 4в. Аппаратная функция пикселей регистрирующей системы SAGE-III, используемых для определения озона

По оси ординат – безразмерная величина; по оси абсцис – нм

Двуокись азота NO₂. Спектр поглощения двуокиси азота представлен на рис. 5а. Здесь отмечен участок спектра 430-450 нм, регистрируемый спектрометром. Этот же участок спектра, где обозначены 19 регистрирующих пикселей, показан на рис. 5б. Аппаратная функция отдельного пикселя (как кривая Гаусса с полушириной порядка 0.49 нм) и пиксельная группа из 19 пикселей представлена на рис. 5в.

Интенсивности потоков солнечного излучения, необходимые для рассчетов эффективных поперечников взаимодействия с непрерывным спектром поглощения, представлены на рис. 6 для озона и рис. 7 для двуокиси азота .

Молекулярный кислород O_2 и водяной пар H_2O. В ближней ИК-области спектра спектрометр SAGE-III измеряет функцию пропускания в диапазоне 760-774 нм (область поглощения молекулярного кислорода O_2) и в диапазоне 930-960 нм (область поглощения водяного пара H_2O). Спектр поглощения этих газов имеет линейчатый характер. В этих спектральных интервалах

полоса поглощения кислорода имеет 290 линий, а полоса поглощения водяного пара — 5011 линий. Линейчатые спектры этих газов представлены на рис. 8 и рис. 9, на которых показаны также положения регистрирующих пикселей спектрометра.



Рисунок 5a. Спектр поглощения газа двуокиси азота (HITRAN ..., 2009) при NTP для 250-630 нм

Зеленым цветом выделена область измерения SAGE-III

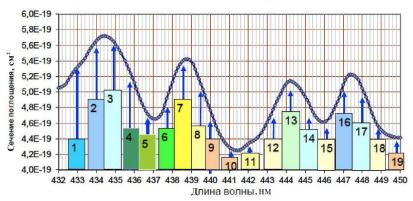


Рисунок 5б. Спектр поглощения двуокиси азота для 250-630 нм *Цветными прямоугольниками обозначены 19 каналов регистрации прибора SAGE-III*

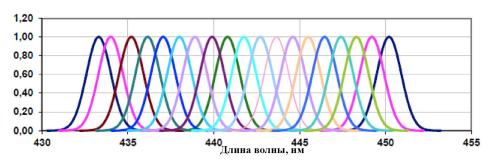


Рисунок 5в. Аппаратная функция каждого из 19 каналов регистрации спектра NO_2 прибора SAGE-III

По оси ординат – безразмерная величина; по оси абсцис – нм



Рисунок 6. Интенсивность потока солнечного излучения в области 560-630 нм



Рисунок 7. Интенсивность потока солнечного излучения в области 430-450 нм



Рисунок 8. Полоса поглощения O_2 при NTP (NITRAN, 2008) в диапазоне 759-779 нм Всего 290 линий; цветными прямоугольниками обозначены 14 каналов регистрации прибора SAGE-III в этом спектральном диапазоне

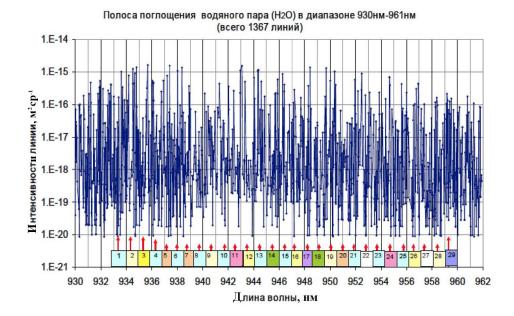


Рисунок 9. Полоса поглощения H₂O при NTP (HITRAN ..., 2009)] в диапазоне 930 нм-961нм Цветными прямоугольниками обозначены 29 каналов регистрации прибора SAGE-III в этом спектральном диапазоне

При расчете эффективного коэффициента поглощения этих газов необходимо учитывать каждую линию, так как ее центр попадает либо в соответствующий регистрирующий пиксель, либо ее «крыло» вносит свой вклад в соседние пиксели. Размер и интенсивность поглощения в крыльях в сильной степени зависит от температуры и давления. Подробная методика расчета эффективного коэффициента поглощения этих газов представлена в работе (Chayanova et al., 2003).

Схема расчета спектральной функции пропускания атмосферы вдоль пути Солнце-космический аппарат

Для выполнения вычислений предварительно должны быть подготовлены:

- 1) Файлы с оптическими характеристиками измерительного инструмента;
- 2) «Банк климатических данных» о термодинамических характеристиках стандартной атмосферы. Этот банк должен содержать данные о температуре, давлении, общей плотности воздуха и о плотности исследуемых газов озона, двуокиси азота, водяного пара, как функции высоты. Если разрешающая способность спектрометра по высоте 1 км, то высотный профиль указанных составляющих будет иметь 100 значений. Каждый такой высотный набор данных должен быть составлен для всех широт Земного шара с шагом не большим 5°-10°, и хотя бы для четырех времен года, но лучше для каждого месяца года;

- 3) Файлы с таблицами спектральных аэрозольных экстинкций для длин волн всех участков спектра, в которых проводятся измерения. Аэрозольная экстинкция берется либо модельная климатическая, либо среднестатистическая по многочисленным предварительным наблюдениям;
- 4) «База спектроскопических данных» о поперечниках взаимодействия газа с излучением для веществ как с непрерывными, так и линейчатыми спектрами поглощения.
- 5) Файл с таблицей спектральных потоков вне атмосферного Солнца с необходимым шагом разрешения по спектру.

Для проведения вычисления требуются следующие программные модули:

- Pr1. Вычисление матрицы длин путей $S^{\hat{\lambda}}_{i,j}$ для сетки прицельных высот с учетом рефракции в используемых прибором участках спектра.
- Pr2. Вычисление коэффициентов ослабления, определяемых только молекулярным, «рэлеевским» рассеянием, для всех участков спектра, в которых проводится измерение. При этом, «рэлеевский» поперечник взаимодействия рассчитывается по приближенным формулам, а данные о плотности воздуха берутся из «Банка климатических данных» для выбранной ситуации широта, время года.
- Pr3. Вычисление температурных поправок, соответствующих вертикальным слоям атмосферы, к поперечникам взаимодействия $\sigma_{\lambda}^{\text{газ}}(h_j)$ для газов с континуальным спектром. Для выбранного значения λ величина поперечника взаимодействия в известных справочниках (HITRAN ..., 2009) дается соответствующая измерениям при NTP. Используя температурные поправки, необходимо получить значения для всех ста слоев сто значений поперечников взаимодействия для каждого значения λ .
- Pr4. Вычисление эффективных поперечников взаимодействия по формуле (2).

Мы описали порядок расчета функции пропускания для наклонного пути солнце-космический аппарат с применением матрицы длин путей. Но иногда требуется определить ослабление просто в вертикальном столбе атмосферы, когда спектрометр находится на земной поверхности. Для этого достаточно суммировать коэффициентов ослабления по всем слоям, умноженные на значения ширины слоев атмосферы.

Вычисленные таким образом функции пропускания вполне соответствуют реальным измерениям, однако, конечно, несколько отличаются от них, так как выполнены для средних климатических параметров атмосферы. Для иллюстрации на рис. 10 показаны измеренные функции пропускания (спектрального ослабления) $F_{\lambda}{}^{i}$ солнечной радиации за 18.09.2002 с подспутниковой точкой, соответствующей координатам (53° с.ш., 60° в.д.). Результатов измерений ниже 10 км нет, что является признаком присутствия облачных слоев, характерных для этого времени года в Северном полушарии.

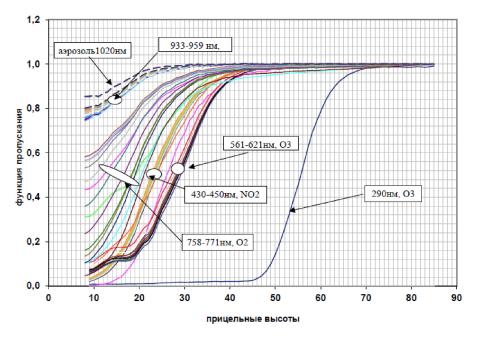


Рисунок 10. Экспериментальные функции пропускания для 84 спектральных каналов за 18.09.2002, (53° с.ш., 60° в.д.), Метеор-ЗМ/ SAGE-III

Заключение

Спутниковые методы измерений состава атмосферы стремительно развиваются и все более входят в практику мониторинга состояния атмосферы. Они позволяют получать практически непрерывные образы полей различных параметров атмосферы. Сложность и дороговизна иных методов зондирования неизбежно приведут к такому положению, когда именно спутниковые методы будут основой систем глобального таких мониторинга, а традиционные способы — станционные измерения, аэрологические измерения в свободной атмосфере — будут использоваться для калибровки спутниковых средств измерений. В этой статье, в основном для широкого круга читателей — специалистов в области мониторинга окружающей среды и климата, представлены возможности и методические подходы к таким измерениям.

Список литературы

Bates D.R. 1984. Rayleigh scattering by air. – J. Planet. Space Sci., No. 32, pp. 785-790.

Bucholtz A. 1995. Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. – J. Appl. Optics, vol. 34, No. 15, pp. 2765-2773.

Chayanova E.A., Ivanovsky A.I., Borisov Y.A., Glazkov V.N, Bankova T.V. 2003. Fast calculation of the Voight profile absorption line of gas for the atmospheric transmission function determination. – Proc. SPIE 5311, 14-th

Symposium on High Resolution Molecular Spectroscopy. 264. Doi 10.1117 / 12.545721/ Analytical Spectroscopy. Available at: https://doi.org/10.1117/12.545721/.

Chu W.P., McCormik M.P., Lenoble J., Brogniez C., Pruvost P. 1989. SAGE II inversion algorithm. – J. Geophys. Res., vol. 94, pp. 8339-8351.

Compiled by the SAGE III ATBD Team LARC, «SAGE III Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), Transmission Level 1B Products» Version 2.1, 26 March 2002. Available at: https://eospso.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/atbd/atbd-sage-solar-lunar.pdf.

HITRAN 2008 molecular spectroscopic database. 2009. – J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer, vol. 110, No. 9, pp. 533-572. Available at: https://www.cfa.harvard.edu/hitran/.

Hoyt D.V. 1977. A determination of the Rayleigh optical depth and its application to selected solar radiation problems. – J. Appl. Meteorol., No. 16, pp. 432-436.

Kyrōlä E., Blanot L., Tamminen J., Sofieva V., Bertaux J.L., Hauchecorne A., Dalaudier F., Fussen D., Vanhellemont F., Fanton d'Andon O., Barrot G. 2012. GOMOS Algorithm Theoretical Basis Document GOM-FMI-TN-040 Version 3.0 5.12. – Available at: https://earth.esa.int/c/document_library/get_file?folderId=38-4988&name=DLFE-5102.pdf.

McElroy C.T., Nowlan C.R., Drummond J.R., Bernath P.F., Barton D.V., Dufour D.G., Midwinter C., Hall R.B., Akira O., Ullberg A., Wardle D.I., Kar J., Zou J., Nichitiu F., Boone C.D., Walker K.A, Rowlands N. 2007. The ACE-MAESTRO instrument on SCISAT: description, performance, and preliminary results. – Applied Optics, vol. 46, No. 20, pp. 4341-4356. Available at: https://ace.scisat.ca/media/publications/pdfs/McElroy- MAESTROreprint2007_1.pdf.

Nicolet M. 1984. On the molecular scattering in the terrestrial atmosphere: an empirical formula for its calculation in the homosphere. – J. Planet. Space Sci., No. 32, pp.1467-1468.

Pendorf R. 1957. Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0^{μ} and their application to atmospheric optics. – J. Opt. Soc. Am., No. 47, pp.176-182.

Russell J. M, Gordley L. L., Deaver L. E, Thompson R. E., Park J. H. 1994. An Overview of the Halogen Occultation Experiment (HALOE) and Preliminary Results. – Advances in Space Research, vol. 14, No. 9, pp. 9-13. Available at: https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/u/uars; https://www.nasa.gov/centers/langley/news/factsheets/Haloe.html.

Van de Hulst H.C. 1957. Light Scattering from Small Particles. – New York, John Wiley&Sons Inc., 470 p.

Статья поступила в редакцию: 12.08.2018 г.

После переработки:25.09.2018 г