

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ НАБЛЮДЕНИЙ ЛУННЫХ ЗАТМЕНИЙ

О.С. Угольников, И.А. Маслов

Институт космических исследований РАН

Работа содержит анализ фотометрических измерений лунных затмений в 2004-2008 годах в ближней инфракрасной области спектра. Полученные распределения степени потемнения диска Луны внутри земной тени используются для восстановления распределения атмосферного аэрозоля и водяного пара в верхней тропосфере вдоль лимба Земли. Отмечаются характерные особенности этого распределения в различных широтных поясах нашей планеты, связь аэрозольного ослабления и общего содержания озона. Данные о поглощении излучения водяным паром используются для вычисления характерной вертикальной шкалы его распределения в атмосфере.

1. ВВЕДЕНИЕ

Лунные затмения являются одним из самых примечательных типов астрономических явлений, наблюдаемых людьми с древних времен. Будучи достаточно масштабными явлениями, они, тем не менее, видны из каждой конкретной точки Земли значительно чаще, чем, к примеру, полные солнечные затмения. Круглая форма тени Земли, падающей на Луну, стала первым наглядным подтверждением шарообразности нашей планеты, на что обратил внимание еще Аристотель. Наблюдения лунных затмений использовались для вычисления расстояний в Солнечной системе, определения географических долгот пунктов на Земле и многих других целей.

Во время затмения, даже полного, Луна не исчезает с неба, а приобретает красный оттенок. Яркость и цвет лунного диска подвержены сильным и непредсказуемым вариациям. Края тени достаточно неровные, а ее видимые размеры ощутимо превышают геометрические. Все эти факты наводили на мысль о тесной связи наблюдаемых свойств затмений с различными характеристиками атмосферы Земли и возможность исследовать саму атмосферу на основе анализа лунных затмений. Фактически это стало первым методом дистанционного зондирования атмосферы, так как объектом исследований являются области вблизи лимба Земли, видимого с Луны, которые могут быть удалены от пункта наблюдения на многие тысячи километров. Геометрическая схема аналогична космическим лимбовым измерениям атмосферы, начавшимся только в последние десятилетия XX века, роль спутника в данном случае играет Луна.

Математические теории лунных затмений строились, начиная с XVIII века, они непрерывно совершенствовались с учетом расширения знаний об атмосфере Земли. Подробный анализ этих работ приведен в классической монографии Ф. Линка [1]. Основу всех явлений, наблюдающихся во время лунного затмения, составляет атмосферная рефракция, на что указал еще Иоганн Кеплер в XVII веке. Благодаря рефракции лучи Солнца попадают в область геометрической тени и освещают Луну даже в полной фазе затмения. Чем меньше высота перигея луча, тем сильнее он преломляется в атмосфере, заходя в более глубокие зоны тени. Тем самым, свойства различных областей тени, через которые проходит Луна во время затмения, определяется состоянием атмосферы на разных высотах и над разными пунктами на лимбе Земли, что существенно расширяет возможности удаленного зондирования.

Распространяясь сквозь атмосферу по касательной траектории, солнечные лучи испытывают значительное ослабление, что и придает Луне красный цвет. Таким образом, измерения яркости Луны во время затмения позволяет исследовать распределение поглощающих субстанций атмосферы (аэрозоль, малые газовые примеси) над лимбом Земли.

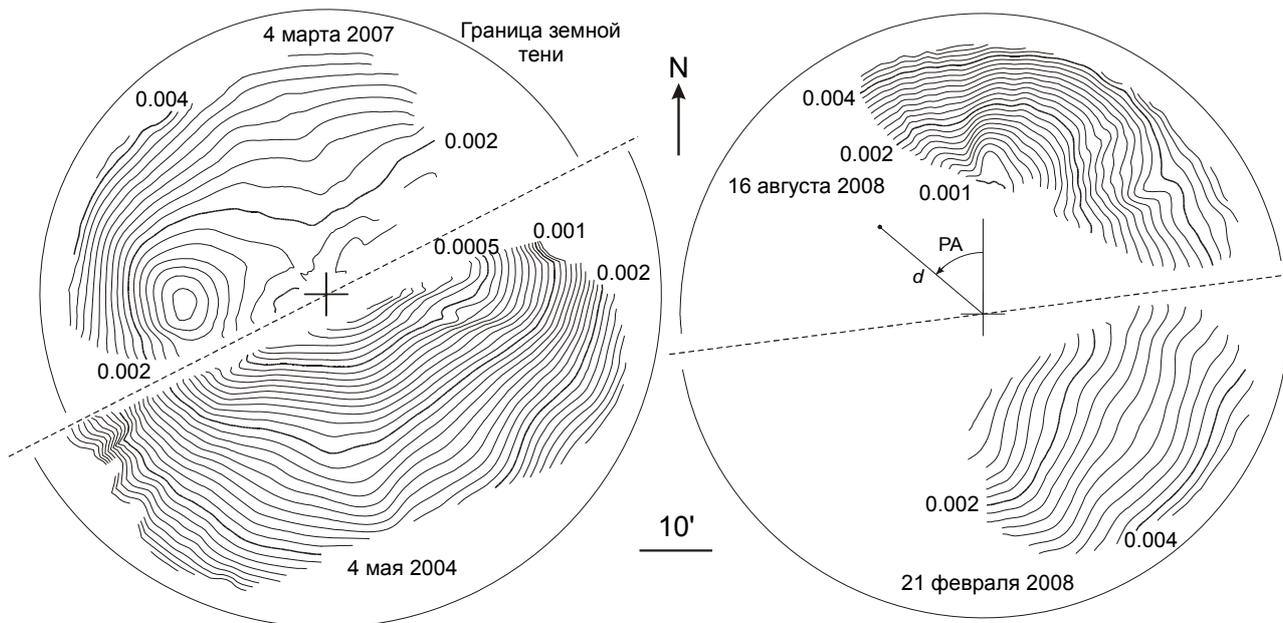


Рисунок 1. Распределение величины потемнения внутри земной тени во время затмений в 2004-2008 годах. Стрелка указывает на Северный полюс мира.

Яркость лунных затмений реагирует на глобальные процессы, изменяющие оптические свойства атмосферы. Она существенно уменьшается после сильных вулканических извержений, в чем можно было убедиться во время затмений 30 декабря 1982 года (после извержения вулкана Эль-Чичон) и 9 декабря 1992 года (после извержения вулкана Пинатубо). В ряде работ обсуждалась возможная взаимосвязь яркости лунных затмений и солнечной активности: согласно анализу А. Данжона (см. [1]), самые светлые затмения обычно наблюдались до минимума солнечной активности, а самые темные – сразу после него. Яркость лунных затмений в спектральных полосах Шапюи поглощения озона была связана с общим содержанием этого газа в атмосфере.

Оптическая структура земной тени, наблюдаемая в течение одного конкретного затмения, часто была неоднородной. Это указывало на различие содержания оптически активных компонент, прежде всего – атмосферного аэрозоля, вдоль лимба на разных высотах.

Целью настоящей работы является анализ наблюдений пяти лунных затмений в 2004-2008 годах, изучение широтного распределения атмосферного аэрозоля вдоль лимба Земли в верхней тропосфере и тропопаузе. Для одного из затмений, изученного фотометрически также в полосе поглощения водяного пара в ближней ИК-области спектра, строится широтная зависимость H_2O , которая сравнивается с существующими результатами космических измерений.

2. НАБЛЮДЕНИЯ

Фотометрические измерения различных участков поверхности Луны проводились в Крымской Лаборатории Государственного Астрономического института им. П.К. Штернберга МГУ во время полных лунных затмений 4 мая и 28 октября 2004 года, 4 марта 2007 года и 21 февраля 2008 года и в Москве во время частного лунного затмения 16 августа 2008 года. Измерительные приборы состояли из ПЗС-матриц SBIG ST-6 и Sony DSI Pro с объективами «Рубинар-500» и «Юпитер-36В» соответственно. Весь диск Луны помещался в поле зрения камер. Измерения проводились вне затмения, в полутеневой, частной и полной теневой фазе затмений. В зависимости от камеры, спектральной полосы и фазы затмения экспозиция составляла от 0.005 до 20 секунд. Фотометрический контроль изменения

прозрачности атмосферы осуществлялся с помощью измерений стандартной звезды, находящейся рядом с Луной во время затмения.

Во время двух затмений в 2004 году измерения проводились в двойной узкой спектральной полосе с длинами волн пиков 675 и 855 нм. Оба пика находятся вне областей значительного селективного поглощения атмосферных газов. Небольшое поглощение атмосферным озоном в полосах Шапюи на длине волны 675 нм учитывалось на основе данных [2]. Основным переменным рассеивающим и поглощающим фактором во всей спектральной полосе является атмосферный аэрозоль, который и был объектом исследований. Фотометрия лунных затмений 2007 и 2008 годов производилась в узкой спектральной полосе с длиной волны 867 нм, также находящейся вне областей селективного поглощения атмосферных газов. Во время затмения 4 марта 2007 года проводились также измерения в полосе с эффективной длиной волны 938 нм, попадающей в область селективного поглощения водяного пара.

Основной измеряемой величиной было потемнение $U(d, PA)$, равное отношению яркостей элемента лунной поверхности в тени на расстоянии d от ее центра с позиционным углом PA (см. рисунок 1) и этого же элемента лунной поверхности вне затмения. Для вычисления этой величины необходим корректный учет фона неба. Данная методика была разработана в [3, 4] и основана на измерениях перепадов яркости между различными деталями поверхности Луны и на краю лунного диска.

На рисунке 1 показано распределение величины $U(d, PA)$ в земной тени для ряда затмений. Обращает на себя внимание отсутствие радиальной симметрии в данном распределении. Для ряда затмений экваториальные области тени оказываются наиболее темными. 4 марта 2007 года на длине волны 867 нм наблюдается минимум яркости, удаленный от центра тени на расстояние примерно в половину ее радиуса. На длине волны 938 нм распределение во многом идентично длине волны 867 нм (оно не показано на рисунке 1), а этот минимум еще более выражен. Потемнение в экваториальных областях тени отмечалось ранее [1] и, очевидно, связано с большим содержанием атмосферного аэрозоля (и водяного пара) в экваториальных областях Земли. Однако полярные области тени могут также характеризоваться уменьшением яркости, как это видно для затмения 4 мая 2004 года, а 21 февраля и 16 августа 2008 года вся полярная часть тени существенно темнее экваториальной. Два первых случая относятся к южной области тени и связаны с распространением излучения через южную полярную атмосферу Земли, третий связан с северными полярными зонами. Некоторое уменьшение яркости также заметно в северо-западной области тени 4 марта 2007 года. При этом средняя величина яркости тени в 2007 и 2008 годах примерно одинакова, хотя, следуя А. Данжону, можно было ожидать ее уменьшения в связи с минимумом солнечной активности. Меньшие значения $U(d, PA)$ в мае 2004 года связаны с иной инструментальной спектральной полосой.

3. ВЫДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ

Определение аэрозольной оптической толщины по касательному пути луча на той или иной высоте над различными областями лимба на основе данных о потемнении $U(d, PA)$ является достаточно непростой обратной задачей. Источник света, Солнце, имеет значительные угловые размеры, и яркость каждого элемента лунной поверхности определяется излучением, идущем в достаточно широком диапазоне высот над разными точками лимба. В работах [3] и [4] были предложены соответственно одномерный и двумерный методы решения этой задачи, в которых диск Солнца разбивался на дуги и отрезки дуг. Методы обеспечивали разрешение по углу преломления в атмосфере, равное 0.2° , что соответствует вертикальному разрешению в 3-5 км в тропосфере. Результатом вычислений являются значения аэрозольной оптической толщины τ_A (или прозрачности T_A) по касательной траектории для разных высот перигея луча в зависимости от позиционного угла PA или соответствующих координат точки на лимбе Земли.

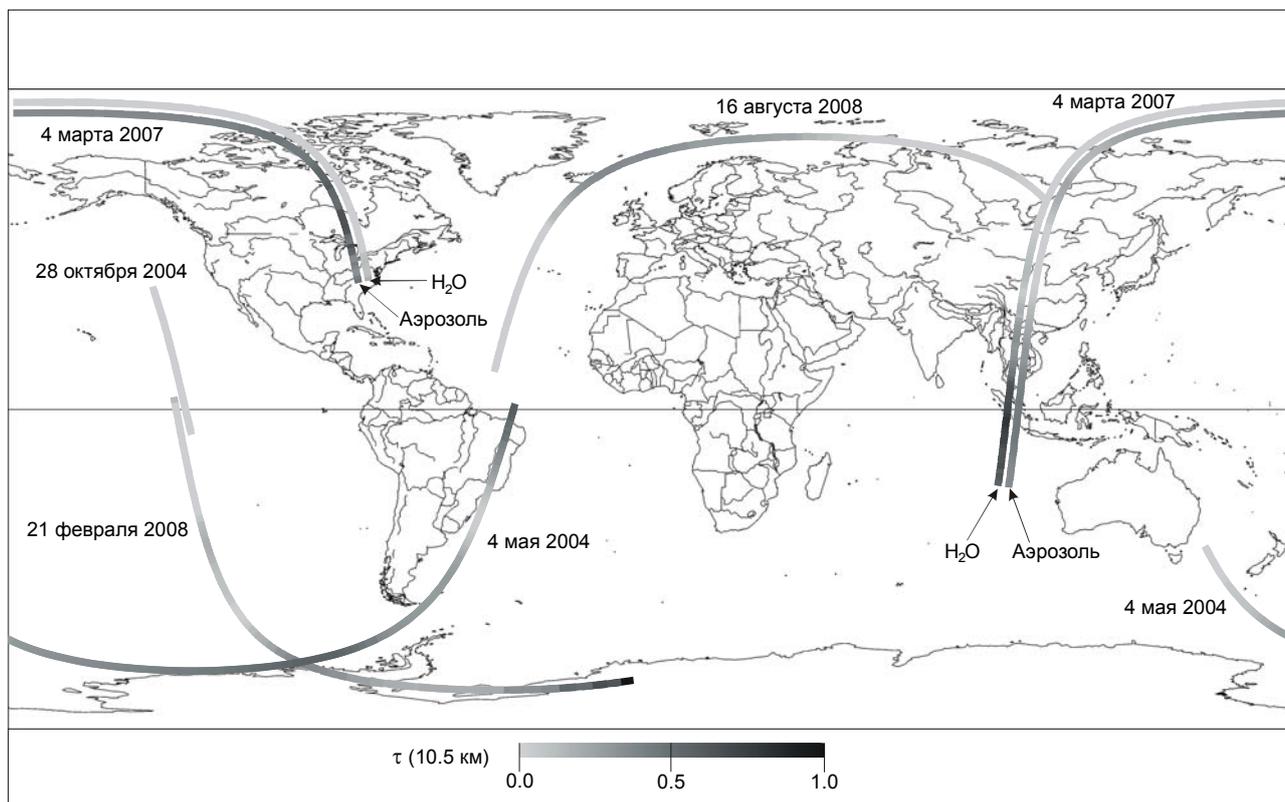


Рисунок 2. Оптическая толщина атмосферного аэрозоля вдоль касательной траектории с высотой перигея 10.5 км вдоль лимба Земли во время лунных затмений 2004-2008 годов. Для затмения 4 марта 2007 года указана также оптическая толщина водяного пара по той же траектории.

Как было показано в работе [4] для затмения 4 марта 2007 года, более простой и информативный одномерный метод дает удовлетворительные результаты для высот перигея луча 10 км и более. Вариации аэрозоля как раз на высоте 10-15 км чаще всего являются определяющими для яркости лунного затмения, так как соответствующая оптическая толщина τ_A варьирует от 0 до 1. Ниже этой высоты атмосфера становится малопрозрачной для касательных лучей, а выше уменьшается величина рефракции, и соответствующие лучи попадают только во внешние области тени Земли.

На рисунке 2 показаны распределения величины τ_A для высоты перигея 10.5 км вдоль лимба Земли для всех наблюдавшихся лунных затмений в 2004-2008 годах (положение лимба соответствует моменту наибольшей фазы или середины наблюдаемого интервала в полной фазе затмения). Для этих распределений можно отметить ряд закономерностей. Содержание аэрозоля в верхней тропосфере в экваториальных областях Земли велико вблизи материковых зон, и это объясняет потемнение экваториальной части тени во время затмений мая 2004 года и марта 2007 года. В то же время, содержание аэрозоля вблизи экватора над океанами невелико, и экваториальное потемнение в феврале и августе 2008 года не наблюдается.

Увеличение содержания аэрозоля имеет место в южных полярных зонах в мае 2004 и феврале 2008 года. По данным озонметрических измерений, выполняемых, в частности, в рамках космической миссии SCIAMACHY [5], примерно в этих зонах в эти периоды наблюдались локальные минимумы общего содержания озона. Это указывает на возможность корреляции общего содержания озона и величины аэрозольной оптической толщины τ_A для высоты перигея 10.5 км (вклад в которую вносят и более высокие слои атмосферы, в частности, нижняя стратосфера). Соответствующая диаграмма приведена на рисунке 3. Убедительной корреляции не видно, но некоторые закономерности все же

заметны. За исключением области с повышенным содержанием озона в центральной Канаде во время затмения 4 марта 2007 года, все области с общим содержанием озона более 300 единиц Добсона соответствуют нулевым или малым значениям τ_A , что однозначно указывает на связь содержания аэрозоля и озона, особенно в южном полушарии Земли. При этом, непосредственным образом озон мало влияет на яркость Луны в данных длинах волн.

Области повышенных значений аэрозольной оптической толщины τ_A также часто совпадают с циклонами и скоплениями облаков, на что указывает сопоставление с метеорологическими картами на дату затмения. Этот вполне естественный факт был обнаружен в [3] для затмения 4 мая 2004 года. Он наблюдался и для других затмений вплоть до 16 августа 2008 года, где максимум τ_A и уменьшение яркости тени приходится на облачный фронт вблизи Исландии.

Данные в области поглощения водяного пара (полоса с эффективной длиной волны 938 нм, содержащая множество полос поглощения H_2O [6, 7]) позволяют получить аналогичные значения оптической толщины этой составляющей по касательной траектории τ_w . При этом аэрозольное ослабление берется аналогичным длине волны 867 нм. Результаты соответствующей процедуры, проведенной в [4] для высоты перигея луча 10.5 км, также приведены на рисунке 2. Для наглядности данная полоса несколько смещена на карте от своего истинного положения, совпадающего с полосой для аэрозоля. Видна резкая широтная зависимость содержания водяного пара в верхней тропосфере, вполне естественная для зимнего периода в северном полушарии. Сравнение величины τ_w с общим содержанием водяного пара по данным миссии SCIAMACHY [8] в разных областях лимба, показанное на рисунке 4, демонстрирует неплохую корреляцию. Из нее можно получить значение характерной вертикальной шкалы распределения водяного пара – 1.3 км [4]. Можно также обратить внимание, что в экваториальных областях Земли оптическая толщина водяного пара τ_w , связанная с верхней тропосферой, растет быстрее, чем общее содержание водяного пара. Это указывает на увеличение вертикальной шкалы распределения водяного пара к экватору, что также естественно. Подобные результаты демонстрируют эффективность фотометрических, а еще лучше – спектральных измерений лунных затмений для исследования малых примесей в атмосфере Земли.

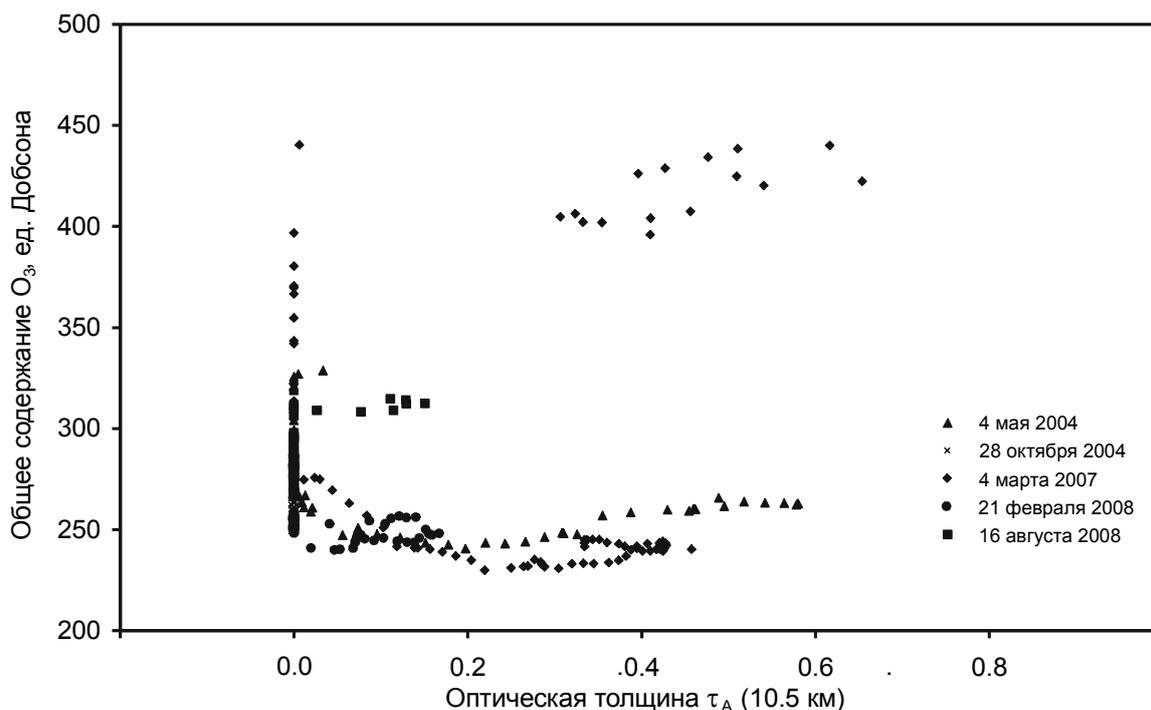


Рисунок 3. Соотношение оптической толщины атмосферного аэрозоля вдоль касательной траектории с высотой перигея 10.5 км и общего содержания озона в точках лимба Земли во время лунных затмений 2004-2008 годов.

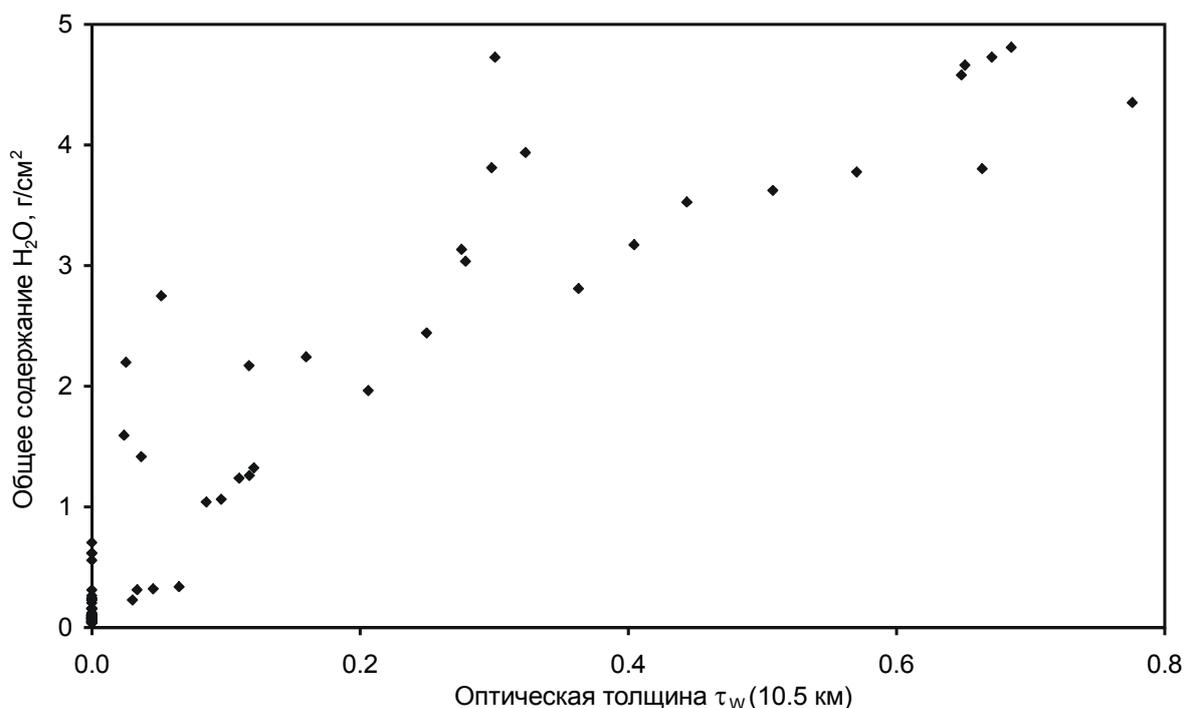


Рисунок 4. Соотношение оптической толщины водяного пара вдоль касательной траектории с высотой перигея 10.5 км и общего содержания водяного пара (по данным миссии SCIAMACHY) в точках лимба Земли во время лунного затмения 4 марта 2007 года.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе были рассмотрены результаты фотометрических измерений четырех полных и одного частного лунного затмения в 2004-2008 годах в различных спектральных интервалах в ближней инфракрасной области. Затмения произошли в сравнительно спокойный вулканический период, что дало возможность исследовать факторы, влияющие на характеристики затмений в отсутствие сильного ослабления излучения пост-вулканическим аэрозолем. Данные факторы зачастую влияют не на оптическое состояние всей земной тени в целом, а на ее отдельные части и отражают неоднородность атмосферы вдоль лимба Земли.

Проведенный анализ позволяет сделать вывод об эффективности фотометрии лунных затмений для исследования, прежде всего, верхней тропосферы и нижней стратосферы, причем во втором случае необходима тщательная фотометрия краевых областей тени Земли. Объектом исследования может являться атмосферный аэрозоль, а также малые оптически активные газовые примеси (водяной пар, озон и т.д.).

В заключение авторы хотели бы поблагодарить С. Нойля (Институт физики окружающей среды и дистанционного зондирования, Университет г. Бремен, Германия) за предоставление данных миссии SCIAMACHY, В.И. Шенаврина (Крымская лаборатория ГАИШ МГУ) за помощь при проведении наблюдений и Е.Ю. Цимеринова (проект MeteoWeb, Москва) за ряд ценных замечаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Линк Ф. Лунные затмения. Москва: изд-во иностр. лит-ры. 1962. 200 с.
2. Burrows J.P., Richter A., Dehn A., Dieters B., Himmelmann S., Voigt S., Orphal J. Atmospheric remote-sensing reference data from GOME-2. Temperature-dependent absorption cross sections of O_3 in the 231-794 nm range // Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer 1999. V. 61. P. 509-517.

3. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Atmospheric aerosol limb scanning based on the lunar eclipses photometry // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 2006. V. 102. P.499-512.
4. Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Altitude and latitude distribution of atmospheric aerosol and water vapor from the narrow-band lunar eclipse photometry // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 2008. V. 109. P.378-388.
5. Borchi F., Pommereau J.-P. Evaluation of ozonesondes, HALOE, SAGE II and III, Odin-OSIRIS and -SMR, and ENVISAT-GOMOS, -SCIAMACHY and -MIPAS ozone profiles in the tropics from SAOZ long duration balloon measurements in 2003 and 2004 // *Atmosphere Chemistry and Physics* 2007. V. 7. P. 2671-2690.
6. Aldener M., Brown S.S., Stark H., Daniel J.S., Ravishankara A.R. Near-IR absorption of water vapor: Pressure dependence of line strengths and an upper limit for continuum absorption // *Journal of Molecular Spectroscopy* 2005. V. 232. P. 223-230.
7. Merienne M.-F., Jenouvrier A., Hermans C., Vandaele A.C., Carleer M., Clerbaux C., Coheur P.-F., Colin R., Fally S., Bach M. Water vapor line parameters in the 1300-9250 cm^{-1} region // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 2003. V. 82. P. 99-117.
8. Noël S., Mieruch S., Bovensmann H., Burrows J.P. A combined GOME and SCIAMACHY global water vapour data set // *Proceedings of ENVISAT Symposium, Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007 (ESA SP-636), 2007.*

**EARTH'S ATMOSPHERE REMOTE SENSING
BASED ON THE LUNAR ECLIPSES OBSERVATIONS**

O.S. Ugolnikov, I.A. Maslov

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences

The paper contains the review of photometrical measurements of the lunar eclipses in 2004-2008 in the near infrared spectral range. The distributions of lunar disk darkening in the umbra are used for the retrieval of atmospheric aerosol and water vapor distributions in the upper troposphere along the Earth's limb. The typical properties of such distributions are noted for different latitude regions of the Earth. The relation between aerosol extinction and total ozone concentration is shown. The water vapor absorption data is used to calculate the vertical scale of water vapor distribution in the atmosphere.