

УДК 523.45-852

А. С. Овсак

Главная астрономическая обсерватория Национальной академии наук Украины
ул. Академика Заболотного 27, Киев, 03680
e-mail: ovsak@volicable.com

Изменения объемного коэффициента рассеяния аэрозоля в атмосфере Юпитера по данным наблюдений диска планеты

Представлены данные об изменении приведенного к длине волны $\lambda = 887$ нм объемного коэффициента рассеяния аэрозоля $\sigma_a(P)$ с глубиной в атмосфере Юпитера, полученные из анализа спектрофотометрических наблюдений диска Юпитера в 1993 и 1995 гг. в полосах поглощения метана $887, 864, 842, 727$ и 619 нм. На зависимостях $\sigma_a(P)$, полученных по данным 1993 г., однозначно проявились аэрозольные слои конечной оптической толщины — четыре слоя в верхней части атмосферы с максимумом $\sigma_a(P)$ на высотном уровне с давлением около 1.1 бар и глубинный слой с максимумом $\sigma_a(P)$ на уровне с давлением около 16 бар. В 1995 г. величина $\sigma_a(P)$ в верхней части атмосферы увеличилась в пределах 5% по сравнению с 1993 г., а в глубинном аэрозольном слое — до 60% . На глубоких уровнях атмосферы выявлена спектральная зависимость $\sigma_a(P)$, что, возможно, указывает на изменение размера аэрозольных частиц.

ЗМІНИ ОБ'ЄМНОГО КОЕФІЦІЄНТА РОЗСІЯННЯ АЕРОЗОЛЮ В АТМОСФЕРІ ЮПІТЕРА ЗА ДАНИМИ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ДИСКУ ПЛАНЕТИ, Овсак О. С. — Надано дані про зміну приведенного до довжини хвилі $\lambda = 887$ нм об'ємного коефіцієнта розсіяння аерозолі $\sigma_a(P)$ з глибиною в атмосфері Юпітера, отримані з аналізу спектрофотометричних спостережень диска Юпітера у 1993 і 1995 рр. у смугах поглинання метану $887, 864, 842, 727$ і 619 нм. На залежностях $\sigma_a(P)$, отриманих за даними вимірювань 1993 р., однозначно проявилися аерозольні шари скінченної оптичної товщини — чотири шари у верхній частині атмосфери з максимумом $\sigma_a(P)$ на висотному рівні з тиском приблизно 1.1 бар та глибинний шар з максимумом

$\sigma_a(P)$ на рівні з тиском 16 бар. У 1995 р. величина $\sigma_a(P)$ у верхній частині атмосфери збільшилася на 5 % порівняно з 1993 р., а у глибинному аерозольному шарі — до 60 %. На глибоких рівнях атмосфери виявлено спектральну залежність $\sigma_a(P)$, що, ймовірно, свідчить про зміну розміру аерозольних частинок.

CHANGES IN THE VOLUME SCATTERING COEFFICIENT OF AEROSOL IN THE JOVIAN ATMOSPHERE DERIVED FROM WHOLE-DISK OBSERVATIONS, by Ovsak A. S. — The data about changes in the behavior with depth of the volume scattering coefficient of aerosol $\sigma_a(P)$ in the Jovian atmosphere in the profiles of 887, 864, 842, 727, and 619 nm spectral absorption bands of methane are presented. All the values of $\sigma_a(P)$ coefficients were reduced to the wavelength 887 nm. We examined the spectrophotometric data obtained from the measurements of the Jovian whole disk during 1993 and 1995. A number of aerosol layers with finite optical thick were clearly recognized from the measurement data obtained in 1993. There are four layers in the upper part of the atmosphere with maximum of $\sigma_a(P)$ at the 1.1 bar pressure level and a layer with maximum of $\sigma_a(P)$ at the 16 bar level. In 1995 the value of $\sigma_a(P)$ increased by 5 % at the top of the atmosphere and by 60 % in the deep aerosol layer (if compared to 1993). The wavelength dependence of the $\sigma_a(P)$ coefficient at deeper levels of the atmosphere was revealed. Presumably this indicates a change in the size of aerosol particles.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на большое количество работ, посвященных анализу дистанционных наблюдений Юпитера и нефелометрического эксперимента, проведенного зондом КА Галилео в 1995 г., вертикальная структура облачного покрова планеты-гиганта до сих пор изучена слабо. Большинство работ по этой проблеме базируется на сравнении наблюдательных данных о распределении по диску планеты отражательной способности в непрерывном спектре и в полосах поглощения атмосферных газов с расчетами, выполняемыми для различной сложности моделей облачного покрова. Вертикальная структура аэрозольных слоев в них задается на основе субъективных предпочтений исследователя [10, 11, 13, 20, 37, 38]. Применяемые в этих работах модели атмосферы, в зависимости от количества искусственно внедренных в них аэрозольных слоев и прослоек между ними, могут содержать до 10 и более свободных параметров, что несомненно приводит к неоднозначности получаемых результатов (см. результаты [37]).

Иной подход к решению задачи определения вертикальной структуры и параметров аэрозольных слоев в атмосферах планет-гигантов предложил А. В. Мороженко [4]. В основе его метода определения степени отклонения вертикальной структуры полубесконечной газовой аэрозольной частично поглощающей атмосферы от условия однородности лежит сформулированное в работе Чемберлена [12] предполо-

жение о том, что поле диффузно отраженного планетой-гигантом света формируется не всей толщей атмосферы, а только ее внешним слоем. Оптическая толщина этого слоя $\tau_{\text{эф}}(\lambda)$, которая получила название эффективной оптической глубины, зависит от величины альbedo однократного рассеяния среды ω . Метод А. В. Мороженко позволяет выявлять изменения характеристик вертикальной структуры облачных слоев по изменениям величины $\tau_{\text{эф}}(\lambda)$ в полосах поглощения атмосферных газов. Для этого спектральные величины $\tau_{\text{эф}}(\lambda)$ вычисляются по значениям ω , определяемым путем сравнения модельных и экспериментальных значений отражательной способности отдельного участка или альbedo диска планеты. Поскольку изменения спектральных значений рассеивающей и поглощающей составляющих величины $\tau_{\text{эф}}(\lambda)$ определяются различием характеристик газовой-аэрозольных слоев, составляющих верхнюю часть атмосферы исследуемой планеты-гиганта на разных высотах, это позволяет выявить и оценить эти характеристики. На основе метода А. В. Мороженко были разработаны компьютерные программные коды (см. работы [31, 34]). Отметим, что для вычисления значений величины $\tau_{\text{эф}}(\lambda)$ в них использованы аналитические выражения, модернизированные Э. Г. Яновицким [1, 30, 39].

Применение метода А. В. Мороженко в ряде работ [2, 5, 6—8, 14, 24, 26, 27, 32, 33] позволило определить изменения с глубиной (или с изменением количества метана на луче зрения NL либо с ростом атмосферного давления P) значений аэрозольной рассеивательной составляющей эффективной оптической глубины $\tau_{\text{эф}}^a$, отношения количества метана на луче зрения к суммарной рассеивательной составляющей $NL / \tau_{\text{эф}}^s$ (либо отношения аэрозольной и газовой рассеивательных составляющих $\tau_{\text{эф}}^a / \tau_{\text{эф}}^g$), а также объемного коэффициента рассеяния аэрозоля σ_a .

В настоящей работе по данным работ [17, 18] о спектральных значениях геометрического альbedo Юпитера в 1993 и 1995 гг. в полосах поглощения метана на 887, 864, 842, 727 и 619 нм, будут изучены изменения коэффициента $\sigma_a(P)$ с увеличением давления в атмосфере планеты. При этом мы понимаем, что используемые для анализа величины геометрического альbedo являются интегральной характеристикой всего диска планеты. Поэтому полученная в результате расчетов вертикальная структура облачного покрова будет сглаженной, усредненной по диску и может не соответствовать характеристикам аэрозольных слоев в конкретной широтной полосе или на участке атмосферы планеты.

ИСХОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Физические условия в верхних слоях атмосферы Юпитера таковы, что аммиак может находиться там и в жидком, и в твердом агрегатном состоянии. При этом действительная часть его показателя преломления

может принимать значения от 1.35 до 1.42 (см. [9, с. 458]). Формы замерзших частиц также могут быть чрезвычайно разнообразными.

Моделирование рассеяния света в полидисперсных аэрозольных средах, содержащих эллипсоидальные частицы с различным эксцентриситетом, показывает высокую чувствительность действительной n_r и мнимой n_i частей комплексного показателя преломления, а также параметров функции распределения аэрозольных частиц по размерам к их форме [15, 16]. Также расчеты для таких сред демонстрируют изменение формы индикатрисы рассеяния, более заметное при больших фазовых углах [23].

Однако лабораторные измерения рассеяния света измельченными частицами произвольных размеров и форм, имеющих острые края (кубики, осколки и т. п.), которые, вероятно, ближе соответствуют реальному виду замерзших частиц аэрозолей, не показывают наличия существенных пиков бокового и обратного рассеяния. Альbedo однократного рассеяния аэрозольсодержащих сред также не имеет существенной зависимости от формы частиц (см. [9, с. 63]). Из-за отсутствия достоверных данных о химической природе, агрегатном состоянии и форме аэрозольных частиц на разных высотных уровнях атмосферы Юпитера выбор любой геометрической формы частиц при модельных расчетах является равноправным. Также отметим, что при наземных наблюдениях Юпитера фазовый угол достаточно мал. Учитывая перечисленное, а также наличие отработанных методик и доступных программных кодов для расчета характеристик сред со сферическими частицами, мы предполагали, что аэрозольные частицы являются однородными сферами. При этом их показатель преломления $n_r = 1.36$, а параметры функции модифицированного гамма-распределения частиц по размерам не изменяются с глубиной и соответствуют значениям, полученным из анализа поляризационных наблюдений центральной части диска Юпитера: эффективный радиус частиц $r_{\text{эф}} = 0.4$ мкм, дисперсия $v_{\text{эф}} = 0.35$ [3, 21, 28]. Относительная концентрация метана в атмосфере Юпитера принята постоянной и равной $= 0.0021$ [29]. Для расчетов использовались спектральные значения мономатических коэффициентов поглощения метана, переопределенные с учетом теплового режима атмосферы Юпитера [25].

Детальные описания применяемого метода анализа и комплекса компьютерных кодов приведены в работах [31, 33, 34]. Для определения характеристик моделируемой аэрозольной среды в комплексе интегрирован модуль программных кодов М. И. Мищенко [22].

В перечисленных выше работах, где выполнялся анализ вертикальной структуры облачного покрова Юпитера, рассчитывались зависимости от давления аэрозольной рассеивательной составляющей эффективной оптической глубины $^a_{\text{эф}}(P)$ и относительной концентрации аэрозоля на луче зрения (определяется отношением $^a_{\text{эф}}(P)/^g_{\text{эф}}(P)$, где $^g_{\text{эф}}(P)$ — газовая рассеивательная составляющая эффективной оптической глубины). Обе эти величины показывают усредненные на луче зрения характеристики атмосферы от ее верхнего края до иссле-

дуемого высотного уровня. В то же время рассеивательные свойства аэрозоля в единичном объеме газово-аэрозольной среды характеризуется величиной объемного коэффициента рассеяния аэрозоля α_a . Изменение с глубиной в атмосфере этой величины точно передает особенности вертикальной структуры аэрозольных слоев, позволяя определить их положение, протяженность и соотношение плотностей. Поэтому в настоящей работе решалась задача определения зависимости от давления величины α_a . Она определяется выражением

$$\alpha_a = \frac{\Delta \alpha_{\text{эф}}}{h}, \quad (1)$$

где $\Delta \alpha_{\text{эф}}$ — изменение величины аэрозольной рассеивательной составляющей оптической глубины с изменением высоты уровня в атмосфере h . С учетом адиабатических свойств рассматриваемой среды

$$h = \ln(P_{i-1} / P_i) H_g(P_i), \quad (2)$$

где P_{i-1} и P_i — величины давления на соответствующих высотах, $H_g(P_i)$ — шкала высот, определяемая из выражения

$$H_g(P_i) = \frac{R T(P)}{g}, \quad (3)$$

где R — универсальная газовая постоянная, $T(P)$ — температура слоя в атмосфере на уровне с давлением $P = (P_i + P_{i-1})/2$ [19, 36] (рис. 1), \bar{m} — средняя молекулярная масса, определяемая химическим составом атмосферы, g — ускорение свободного падения на планете.

Таким образом, примененная в работе [33] методика определения зависимости от давления величин $\alpha_{\text{эф}}^a(P)$ и $\alpha_{\text{эф}}^a(P)/\bar{m}_{\text{эф}}^a(P)$, в настоящей работе была дополнена следующими операциями.

1. Рассчитанные пары значений величин P и $\alpha_{\text{эф}}^a(P)$ для длинно- и коротковолнового крыльев каждой исследованной полосы поглощения метана объединялись в общий массив и сортировались по возрастанию значений давления P .

2. Методом скользящего усреднения из полученных в п. 1 данных формировался массив значений, по которому рассчитывался интерполяционный массив пар значений P — $\alpha_{\text{эф}}^{\text{int}}(P)$ с постоянным шагом ΔP изменения давления.

3. На основе выражения (1) с использованием полученного в п. 2 массива P — $\alpha_{\text{эф}}^{\text{int}}(P)$, выражений (2), (3) и зависимости $T(P)$ рас-

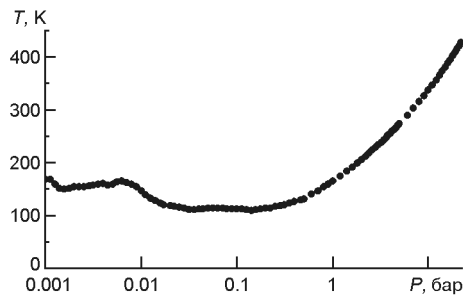


Рис. 1. Зависимость температуры атмосферы Юпитера от давления, полученная объединением данных работ [19, 36]

считывались значения объемного коэффициента рассеяния аэрозоля $\sigma_a(P)$, затем производилось их усреднение, строились графические зависимости и выполнялся анализ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 объединены результаты расчетов зависимости от давления в атмосфере Юпитера объемного коэффициента рассеяния аэрозоля $\sigma_a(P)$ по данным наблюдений 1993 и 1995 гг. для всех исследованных полос поглощения метана. За указанный временной период протяженность, общая форма и высотное положение верхнего облачного покрова атмосферы Юпитера в целом не изменились. В то же время в 1995 г. абсолютные значения коэффициента $\sigma_a(P)$ на большей части исследованных уровней верхней части атмосферы претерпели увеличение в пределах 5 %. При этом в слое, где сформировалось ядро полосы 887 нм, и на некоторых высотных уровнях формирования полосы 842 нм коэффициент $\sigma_a(P)$ не изменился.

В результатах обработки данных полосы 887 нм за 1993 год (см. рис. 3) четко проявились не менее четырех облачных слоев с прослойками между ними на уровнях давления около 0.35, 0.52 и 0.81 бар (обозначены стрелками). Своего максимального значения в атмосфере Юпитера коэффициент $\sigma_a(P)$ достигал в четвертом слое, в диапазоне давлений 1.0...1.2 бар.

На зависимости $\sigma_a(P)$ для 1995 г. высотное положение и протяженность наивысшего первого облачного слоя и следующей за ним прослойки перед вторым слоем не изменились. Второй, третий и особенно четвертый облачные слои переместились на уровни с меньшим давлением и уплотнились.

Абсолютная величина $\sigma_a(P)$ на высотном уровне формирования ядра полосы 887 нм в 1995 г. не изменилась, а начиная от середины

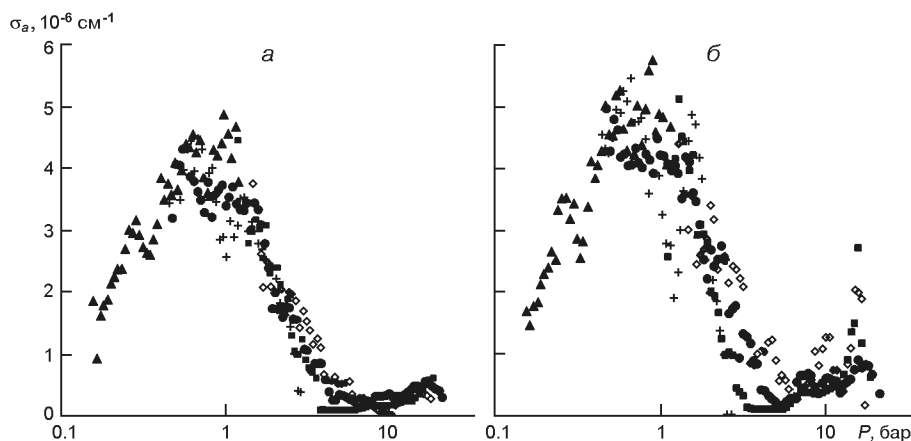


Рис. 2. Зависимость объемного коэффициента рассеяния аэрозоля от давления в атмосфере Юпитера (а — 1993 г., б — 1995 г.) в полосах поглощения метана. Треугольники — 887 нм, крестики — 864 нм, квадратики — 842 нм, точки — 727 нм, ромбики — 619 нм

Рис. 3. Полученная по данным полосы поглощения метана 887 нм зависимость объемного коэффициента рассеяния аэрозоля от давления в верхних слоях атмосферы Юпитера в 1993 и 1995 гг. Стрелками отмечены положения прослоек между облачными слоями в 1993 г. (светлые треугольники — 1995 г., темные ромбики — 1993 г.)

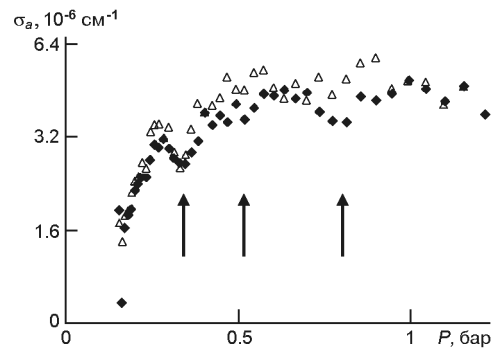
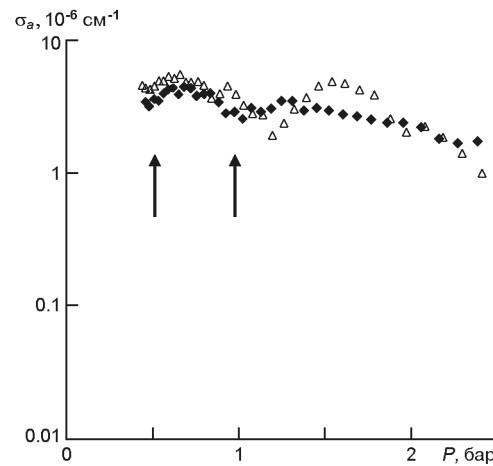


Рис. 4. То же для полосы 864 нм



первого облачного слоя и глубже ее значения по сравнению с 1993 г., возросли от одного облачного слоя к следующему.

Обработка данных в полосе 864 нм за 1993 г. (рис. 4) показала совпадение высотного положения 3-го и 4-го облачных слоев с результатами для полосы 887 нм в 1993 г. В этой полосе в 1995 г. в обоих слоях в основном наблюдалось увеличение коэффициента $\sigma_a(P)$, а прослойка между ними стала более выраженной.

Полученные по данным полосы 727 нм вертикальная структура части 3-го и полностью 4-го облачных слоев, а также прослойки между ними (рис. 5), соответствуют результатам для полос 887, 864 нм (1993 г.).

После быстрого уменьшения значений $\sigma_a(P)$ в диапазоне давлений 1.5...4.0 бар на участке атмосферы с диапазоном давлений 4...12 бар слабые полосы 842, 619 нм (рис. 6) и сильная полоса 727 нм (рис. 5) показали наименьшие значения коэффициента $\sigma_a(P)$ для обоих годов наблюдений.

Глубже, в диапазоне давлений 13...20 бар, в 1993 г. наблюдался протяженный аэрозольный слой с максимумом на уровне давления около 16 бар. В 1995 г. на этих же глубинах наблюдалось значительное увеличение (до 60 %) коэффициента $\sigma_a(P)$ с выраженным максимумом на том же уровне давления, что подтверждает высказанное ранее в работе [33] предположение о формировании на этом уровне в 1995 г. аэрозольного слоя существенной мощности.

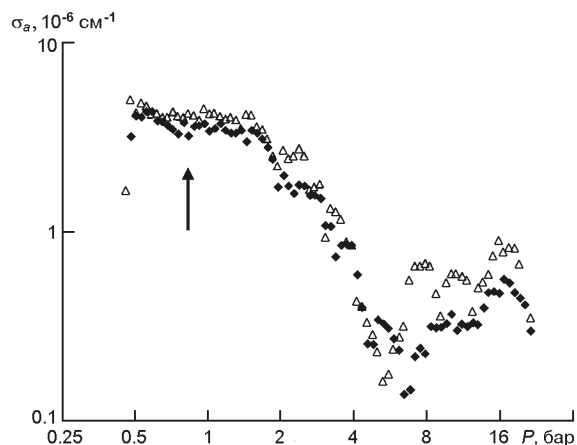


Рис. 5. То же, что и на рис. 3, для полосы 727 нм

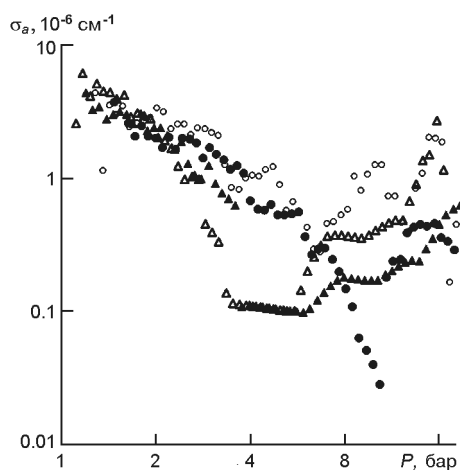


Рис. 6. То же, что и на рис. 5, для полос 842 нм (светлые треугольники — 1995 г., темные — 1993 г.) и 619 нм (кружки — 1995 г., точки — 1993 г.)

Следует отметить, что результаты обработки данных в полосах 619 и 727 нм показали формирование в 1995 г. еще одного максимума облачного слоя при давлении около 12 бар (рис. 5, 6), однако анализ данных в полосе 842 этого не подтвердил.

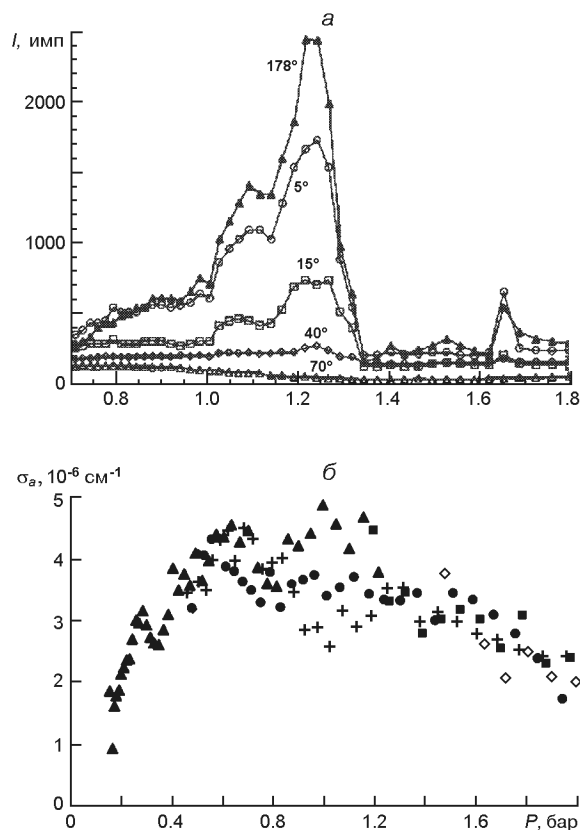
Для качественной оценки полученных в настоящей работе характеристик облачного покрова Юпитера на рис. 7, а приведены результаты нефелометрического эксперимента, выполненного при спуске зонда КА Галилео [35], а на рис. 7, б — результаты настоящей работы в диапазоне давлений 0—2 бар.

Рассчитанный высотный уровень с максимальной величиной объемного коэффициента рассеяния аэрозоля оказался близким к определенному зондом КА Галилео положению уровня с максимальной концентрацией аэрозольных частиц.

ВЫВОДЫ

— Подтверждена слоистость облачного покрова в верхней части атмосферы Юпитера. По данным 1993 г. в ней обнаружены четыре об-

Рис. 7. Зависимость от давления: *a* — данных счетчиков нефелометра зонда КА Галилео [35] при разных значениях угла рассеяния, *б* — коэффициента $\sigma_a(P)$ в диапазоне давлений 0—2 бар (настоящая работа). Треугольники — 887 нм, крестики — 864 нм, квадратики — 842 нм, точки — 727 нм, ромбики — 619 нм



лачных слоя с прослойками между ними на уровнях атмосферы с давлением около 0.35, 0.52 и 0.81 бар.

— По сравнению с 1993 г., в 1995 г. объемный коэффициент рассеяния аэрозоля в верхней части атмосферы увеличился на 5 %.

— По данным обоих годов наблюдений на уровнях атмосферы Юпитера с давлением 4 — 12 бар отсутствовали аэрозольные слои существенной мощности.

— В глубоких уровнях атмосферы выявлена спектральная зависимость $\sigma_a(P)$, что возможно свидетельствует об изменении размера аэрозольных частиц с глубиной.

— По данным 1993 г. в глубоких слоях атмосферы обнаружен аэрозольный слой с максимумом коэффициента $\sigma_a(P)$ на уровне с давлением 16 бар. В 1995 г. мощность этого слоя увеличилась на 60 %.

— Высотное положение в атмосфере определенного в работе максимума объемного коэффициента рассеяния аэрозоля соответствует результатам измерения плотности аэрозольных частиц, полученным на зонде КА Галилео.

Автор благодарит А. В. Мороженко за полезные советы при подготовке статьи. Автор признателен рецензенту за выполненный анализ и замечания к работе.

1. Аврамчук В. В., Бугаенко Л. А., Мороженко А. В., Яновицкий Э. Г. Результаты исследований Юпитера, выполненные в Главной астрономической обсерватории

- АН УССР // Астрометрия и астрофизика.—1977.—Вып. **31**.—С. 54—68.
2. Деметьев М. С., Мороженко А. В. О вертикальной неоднородности атмосфер Урана и Нептуна // Астрон. вестник.—1990.—**24**, № 2.—С. 127—134.
 3. Мороженко А. В. Результаты поляризационных исследований Юпитера // Астрометрия и астрофизика.—1976.—Вып. **30**.—С. 47—54.
 4. Мороженко А. В. О структуре облачного слоя Юпитера // Письма в Астрон. журн.—1984.—**10**, № 10.—С. 775—779.
 5. Мороженко А. В. Вертикальная структура широтных облачных поясов Юпитера // Астрон. вестник.—1985.—**19**, № 1.—С. 64—76.
 6. Мороженко А. В. Проблемы изучения вертикальных структур облачных слоев атмосфер планет-гигантов // Кинематика и физика небес. тел.—1993.—**9**, № 1.—С. 3—26.
 7. Мороженко А. В. Вероятные пределы для размера частиц и относительных концентраций аэрозоля и метана на уровнях формирования полос поглощения метана на 727, 619, 543 и 441 нм в атмосфере Нептуна // Кинематика и физика небес. тел.—1999.—**15**, № 2.—С. 110—122.
 8. Мороженко А. В. Различие вертикальных структур облачных слоев планет-гигантов // Кинематика и физика небес. тел.—2001.—**17**, № 3.—С. 261—278.
 9. Мороженко О. В. Методи і результати дистанційного зондування планетних атмосфер. — Київ: Наук. думка, 2004.—647 с.
 10. Axel L. Inhomogeneous models of the atmosphere of Jupiter // *Astrophys. J.*—1972.—**173**, N 2.—P. 451—468.
 11. Banfield D., Gierasch P. J., Bell M., et al. Jupiter's cloud structure from Galileo imaging data // *Icarus*.—1998.—**135**, N 1.—P. 230—250.
 12. Chamberlain J. W. The atmosphere of Venus near cloud top // *Astrophys. J.*—1965.—**141**, N 4.—P. 1184—1205.
 13. Danielson R. E., Tomasko M. G. A two-layer model of the Jovian clouds // *J. Atmos. Sci.*—1969.—**26**, N 5.—P. 462—478.
 14. Dementiev M. S., Morozhenko A. V. Zones and belts of Jupiter's disk. The difference in the vertical structure of cloud layers // *Solar Syst. Res.*—1990.—**24**, N 4.—P. 275—287.
 15. Dlugach Z. M., Mischenko M. I. The effect of aerosol shape in retrieving optical properties of cloud particles in the planetary atmospheres from the photopolarimetric data. Jupiter // *Solar Syst. Res.*—2005.—**32**.—P. 102—111.
 16. Dlugach Z. M., Mischenko M. I. Photopolarimetry of planetary atmospheres: what observational data are essential for a unique retrieval of aerosol microphysics? // *Mon. Notic. Roy. Astron. Soc.*—2008.—**384**.—P. 64—70.
 17. Karkoschka E. Spectrophotometry of the Jovian planets and Titan at 300 to 1000 nm wavelength: The methane spectrum // *Icarus*.—1994.—**111**, N 3.—P. 967—982.
 18. Karkoschka E. Methane, ammonia, and temperature measurements of the Jovian planets and Titan from CCD-spectrophotometry // *Icarus*.—1998.—**133**, N 1.—P. 134—146.
 19. Lindal G. F. The atmosphere of Neptune: an analysis of radio occultation data with Voyager 2 // *Astron. J.*—1992.—**103**, N 3.—P. 967—982.
 20. Matcheva K. I., Conrath B. J., Gierasch P. J., Flasar F. M. The cloud structure of the Jovian atmosphere as seen by the Cassini/CIRS experiment // *Icarus*.—2005.—**179**, N 2.—P. 432—448.
 21. Mishchenko M. I. Physical properties of the upper tropospheric aerosols in the equatorial region of Jupiter // *Icarus*.—1990.—**84**, N 2.—P. 296—304.
 22. Mishchenko M. I. The FORTRAN code for computing the scattering of an ensemble of polydisperse, homogeneous spherical particles is based on the Lorenz-Mie theory.—<http://www.giss.nasa.gov/staff/mmishchenko/ftpcode/spher.f>.
 23. Mishchenko M. I., Travis L. D., Kahn R. A., West R. A. Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids // *J. Geophys. Res.*—1997.—**102**.—P. 16831—16847.

24. *Morozhenko A. V.* Model of the vertical structure of the optical parameters of the Neptune atmosphere // *Kinematics and Physics of Celestial Bodies.*—1999.—**15**, N 3.—P. 193—200.
25. *Morozhenko A. V.* New determination of monochromatic methane absorption coefficients with regard to the thermal conditions in the atmospheres of giant planets. IV. Jupiter and Saturn // *Kinematics and Physics of Celestial Bodies.*—2007.—**23**, N 6.—P. 245—257.
26. *Morozhenko A. V., Ovsak A. S.* Dependence of the aerosol component of optical thickness and the relative concentration of methane on depth in atmospheres of giant planets // *Kinematics and Physics of Celestial Bodies.*—2009.—**25**, N 4.—P. 173—181.
27. *Morozhenko A. V., Ovsak A. S., Korsun P. P.* The vertical structure of Jupiter's cloud layer before and after the impact of comet Shoemaker — Levy 9 // *European SL-9/Jupiter Workshop.*—1995.—P. 267.
28. *Morozhenko A. V., Yanovitskij E. G.* The optical properties of Venus and Jovian planets. I. The atmosphere of Jupiter according to polarimetric observations // *Icarus.*—1973.—**18**, N 4.—P. 583—592.
29. *Niemann H. B., Altreya S. K., Carignan G. R., et al.* The composition of the Jovian atmosphere as determined by the Galileo probe mass spectrometer // *J. Geophys. Res.*—1998.—**103**, N 10.—P. 22831—22845.
30. *Ovsak A. S.* Calculation of effective optical depth of absorption line formation in homogeneous semi-infinite planetary atmosphere during anisotropic scattering // *Kinematics and Physics of Celestial Bodies.*—2010.—**26**, N 2.—P. 86—88.
31. *Ovsak A. S.* Upgraded technique to analyze the vertical structure of the aerosol component of the atmospheres of giant planets // *Kinematics and Physics of Celestial Bodies.*—2013.—**29**, N 6.—P. 291—300.
32. *Ovsak A. S.* Vertical structure of cloud layers in the atmospheres of giant planets. I. On the influence of variations of some atmospheric parameters on the vertical structure characteristics // *Solar Syst. Res.*—2015.—**49**, N 1.—P. 46—53.
33. *Ovsak A. S.* Changes in the characteristics of the upper layers of the Jovian atmosphere from the data on the integral observations of the planetary disk // *Kinematics and Physics of Celestial Bodies.*—2015.—**31**, N 1.—P. 25—32.
34. *Ovsak O., Kostogryz N.* The method of computer analysis a vertical structure of aerosol component in the atmospheres of the Giant planets // *AGU Chapman Conference on Crossing Boundaries in Planetary Atmospheres: From Earth to Exoplanets, Annapolis, Maryland.* — 24—28, June 2013, abstract W3.
35. *Ragent B., Colburn D. S., Rages K. A., et al.* The clouds of Jupiter: Results of the Galileo Jupiter mission probe Nephelometer experiment // *J. Geophys. Res.*—1998.—**103**, N 10.—P. 22891—22909.
36. *Seiff A., Kirk D. B., Knight T. C. D., et al.* Thermal structure of Jupiter's atmosphere near the edge of a 5- m hot spot in the north equatorial belt // *J. Geophys. Res.*—1998.—**103**, N 10.—P. 22857—22889.
37. *Smith P. H., Tomasko M. G.* Photometry and polarimetry of Jupiter at large phase angles. II. Polarimetry of the South Tropical Zone, South Equatorial Belt, and the Polar Regions from the Pioneer 10 and 11 missions // *Icarus.*—1984.—**58**, N 1.—P. 35—73.
38. *Stoker C. R., Hord Ch. H.* Vertical cloud structure of the Jupiter's equatorial plums // *Icarus.*—1985.—**64**, N 5.—P. 557—575.
39. *Yanovitskij Eh. G., Ovsak A. S.* Effective optical depth of absorption line formation in semi-infinite planetary atmospheres // *Kinematics and Physics of Celestial Bodies.*—1997.—**13**, N 4.—P. 1—19.

Статья поступила в редакцию 01.12.2014