

УДК 524.4

А. С. Овсак

Главная астрономическая обсерватория Национальной академии наук Украины
ул. Академика Заболотного 27, Киев, 03143
ovsak@mao.kiev.ua

Определение вертикальной структуры аэрозольной составляющей в атмосфере Сатурна

По значениям геометрического альbedo Сатурна, полученным в 1993 году в полосах поглощения метана на $\lambda = 887, 864, 842, 727$ и 619 нм, в рамках модели однородных сферических аэрозольных частиц изучено изменение с глубиной в атмосфере планеты аэрозольной и газовой рассеивательных составляющих эффективной оптической глубины. Для высотных уровней в диапазоне давлений $0.18 \dots 1.5$ бар подтверждена близость использованных в работе параметров аэрозольных частиц к их реальным значениям. Выше уровня 0.054 бар выявлено наличие стратосферного аэрозоля. В вертикальной структуре облачного покрова верхней части атмосферы Сатурна обнаружено не менее семи особенностей. Высотное положение максимальной относительной концентрации аэрозоля определено на уровне примерно 0.3 бар при значении относительной концентрации метана 0.0021 или 0.12 бар при концентрации 0.0533 . В слоях атмосферы Сатурна с давлением более 0.44 бар обнаружено размытое по высоте облако без выделяющихся в нем аэрозольных слоев. В глубоких слоях, от уровня 1.5 бар и глубже, выявлены признаки вероятного изменения параметров аэрозольных частиц.

Ключевые слова: Сатурн, атмосфера, аэрозоль, вертикальная структура.

ВВЕДЕНИЕ

Выполненный в настоящей работе анализ характеристик облачного покрова атмосферы Сатурна основан на последовательном использовании ряда методик, которые по отдельности излагались в предыдущих наших публикациях, посвященных исследованию характеристик аэрозольной составляющей в атмосфере Юпитера. В настоящей работе несколько из этих методик представлены взаимосвязанными ком-

понентами единого комплекса выполняемых операций, а также кратко изложены наиболее важные из полученных с их использованием результатов.

При определении характеристик вертикальной структуры аэрозольных слоев в верхней части атмосферы Юпитера нами обрабатывались данные спектрофотометрических измерений как для интегрального диска планеты в диапазоне длин волн 300...1000 нм, так и для ее отдельных широтных полос в диапазоне 600...750 нм [30, 39, 40, 42, 43]. Для анализа данных применялся разработанный А. В. Мороженко метод эффективной оптической глубины [5] (далее по тексту метод ЭОГ). В последующем метод ЭОГ был дополнен набором методик, позволивших рассчитать зависимость объемного коэффициента рассеяния аэрозоля от глубины в атмосфере Юпитера, получить значения величины аэрозольной составляющей оптической глубины атмосферы на ряде длин волн, определить спектральные значения мнимой части комплексного показателя преломления облачных частиц в длинно- и в коротковолновом крыльях слабой (с центром на 619.2 нм) и умеренной ($\lambda = 727.6$ нм) полос поглощения метана, а также рассчитать их значения в непрерывном спектре в диапазоне длин волн 300...600 нм. В результате были подтверждены вертикальная слоистость облачного слоя и размещение основной массы аэрозоля в атмосфере Юпитера в верхних слоях до уровня с давлением 10 бар, а также не обнаружено признаков его существенных скоплений в диапазоне давлений 4...12 бар [39]. Сравнение результатов обработки данных измерений за 1993 и 1995 гг. показало заметное увеличение в последнем относительной концентрации аэрозоля в верхних слоях атмосферы Юпитера при его практически неизменной вертикальной структуре. Отметим, что рассчитанная нами вертикальная структура облаков и высотное расположение аэрозольного слоя с максимальной плотностью близки к результатам, полученным при спуске зонда КА «Галилео» в широтном поясе NEB Юпитера [47].

Анализ данных измерений 2013 г. о спектральных значениях отражательной способности отдельных широтных полос диска Юпитера [42, 43] выявил, что вплоть до глубинного уровня с давлением 2 бар вертикальная структура верхней части облачного покрова во всех полосах одинакова и соответствует данным, полученным для интегрального диска. При этом совпадают как количество, так и высотное расположение аэрозольных слоев. В то же время на глубинах с давлением, превышающем 2 бар, разные широтные полосы значительно различались количеством аэрозольных слоев, их мощностью и высотным расположением. Полосы, расположенные симметрично относительно экватора Юпитера, также имели различия характеристик облачных слоев в глубоких слоях. В работе [31] впервые было выявлено, что значения мнимой части показателя преломления аэрозольных частиц, рассчитанные для светлых широтных зон EZ, NTrZ и STrZ на диске планеты, систематически меньше значений для темных поясов NEB,

SEB, NTB и STB, что может свидетельствовать о различиях характеристик облачных частиц в широтных полосах.

Таким образом, результаты определения характеристик аэрозольных слоев в атмосфере Юпитера с применением метода ЭОГ и специально разработанного для его реализации комплекса компьютерных программных кодов [38, 44], показали их эффективность и возможности использования для анализа данных спектрофотометрических измерений планет-гигантов.

Целью настоящей работы является определение вертикальной структуры облачного покрова атмосферы Сатурна с применением имеющихся методических разработок и специальных программных кодов, с использованием данных измерений спектральных значений геометрического альбедо, а также с учетом современных сведений о физических свойствах и параметрах атмосферы этой планеты.

Проведем краткий анализ исходных данных об атмосфере Сатурна. Вторая по величине планета-гигант в Солнечной системе, Сатурн во многом похож на Юпитер: их орбиты в Солнечной системе находятся рядом; условия формирования и развития обеих планет в общем участке протопланетного диска, вероятно, были сходными; они имеют относительно близкие линейные размеры и системы из крупных спутников. Отличительной особенностью Сатурна является система визуально ярких колец, экранирующее действие которых сильно влияет на атмосферные процессы и глобальную энергетику планеты. Атмосфера Сатурна имеет очень большую оптическую толщину; ее высотный температурный профиль, видимая структура широтных полос, а также наличие участков с вихреобразными шлейфами и огромными циклоническими штормами также указывают на схожесть с атмосферой Юпитера. Однако из-за гораздо более слабого гравитационного поля, ведь масса Сатурна более чем в три раза меньше массы Юпитера, в атмосфере могут находиться аэрозольные частицы более крупных размеров, чем частицы на аналогичных уровнях давления в атмосфере Юпитера, а общее количество взвешенного в атмосферных слоях аэрозоля также должно быть большим. Визуально меньшая, чем у Юпитера, контрастность широтных полос на диске Сатурна может быть вызвана иным составом цветообразующих компонентов (хромофоров) облаков [56], а также наличием слоя мелкодисперсного аэрозоля, расположенного выше основного слоя облаков, аналогичного «дымке» (haze) на Юпитере*.

В работе [10] на основе результатов поляриметрических измерений экваториальной области Сатурна на длинах волн < 550 нм впервые было высказано предположение о наличии мелких аэрозольных частиц, находящихся на уровнях с давлением до 0.1 бар и имеющих упорядоченную ориентацию. Ветры на Сатурне являются наиболее сильными из зарегистрированных на планетах Солнечной системы, их

* http://www.ssec.wisc.edu/meetings/21st_saturn/program/Oral_Presentations/Oral_Presentations_08062014/1.%20West_oral_SatSciConf2014.pdf

скорость к тому же увеличивается с глубиной [48], что приводит к горизонтальному перемещению атмосферных масс. Значительная вертикальная диффузия в атмосфере Сатурна (см. [7, Table 3]), а также выявленные в ряде участков диска планеты мощные восходящие потоки [17] растягивают облака по высоте вверх от уровней их конденсации. В результате воздействия перечисленных факторов сформировавшиеся на разных высотных уровнях и в соседних горизонтальных участках атмосферы аэрозоли, возможно имеющие различную природу и размеры частиц, могут образовывать сложные облачные смеси, равномерно растянутые по высоте [17, 25, 36].

МЕТОДЫ АНАЛИЗА ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРАХ ПЛАНЕТ-ГИГАНТОВ

Обзор методов, применяемых для анализа вертикальной структуры аэрозольных слоев в атмосферах планет-гигантов. Наличие многоуровневых облачных структур в атмосферах Юпитера и Сатурна сегодня является общепризнанным фактом. Поэтому при анализе спектрофотометрических данных о распределении по диску планеты-гиганта остаточной интенсивности в полосах поглощения атмосферного метана, а также при обработке фотоснимков, полученных с применением узкополосных фильтров, как правило, применяются модели атмосферы с многослойной вертикальной структурой [7, 12, 22—25, 46, 48, 50, 53]. Большинство исследователей для обеих планет-гигантов априори применяют базовую структуру высотного расположения облачных слоев, состоящих из аммиака, гидросульфида аммония и смеси кристаллов замороженной воды и аммиака, определенных моделированием термодинамических процессов конденсации газов в физических условиях атмосфер планет [4, 7, 8, 21, 54]. Указанную базовую структуру облаков дополняют вспомогательными аэрозольными слоями с прослойками между ними. Затем, производя компьютерный анализ полученной сложной структуры путем подбора комбинаций значений физических параметров слоев и прослоек (оптической толщины, альбеда однократного рассеяния, фазовой функции, составляющих комплексного показателя преломления облачных частиц, параметров функции распределения по размерам), добиваются наилучшего согласования наблюдаемых характеристик поля отраженного планетой-гигантом солнечного света с модельными расчетами. Поскольку точное количество и характеристики облачных слоев в атмосферах планет-гигантов достоверно не известны, то возникает необходимость в назначении значений перечисленным выше параметрам аэрозольных слоев, исходя из предположений и допущений авторов. Поэтому конечные результаты таких методов моделирования вертикальной структуры атмосферы исследуемой планеты-гиганта не могут считаться однозначными. Наконец, при анализе игнорируются выраженные горизонтальные неоднородности в атмосферах.

Отметим, что результаты единственного зондирования атмосферы планеты-гиганта, выполненного КА «Галилео», показали [9, 47] существенное отличие характеристик вертикальной структуры облачного покрова Юпитера от предсказываемых (см. [7]).

Метод эффективной оптической глубины и разработанные с его применением методики определения параметров аэрозоля. Метод ЭОГ для определения вероятной вертикальной структуры аэрозольных слоев в верхней части атмосферы планеты-гиганта был предложен А. В. Мороженко в работе [5]. В основе этого метода лежит предположение И. Чемберлена [11] о том, что поле диффузно отражаемого планетой-гигантом солнечного света формируется не всей огромной толщей атмосферы, а лишь только ее внешней частью, до определенного высотного уровня. Световые фотоны, проникнувшие в атмосферу глубже этого уровня, получившего название эффективной оптической глубины $\tau_{\text{эф}}$, не выходят из атмосферы и не влияют на характеристики отраженного планетой-гигантом поля излучения. Очевидно, что так же, как и видимое альbedo, спектральная зависимость величины $\tau_{\text{эф}}$ отображает особенности рассеяния и поглощения света во внешней части атмосферы планеты-гиганта:

— во-первых, это взаимодействие света с атмосферными газами. А именно, мощные полосы молекулярного поглощения в спектре планеты формируются более высокими слоями ее атмосферы, чем полосы меньшей интенсивности. Также и центр отдельной полосы поглощения атмосферного газа формируется на высотном уровне, расположенном ближе к внешнему краю атмосферы, чем уровни, формирующие края ее крыльев. Эти свойства позволяют по значениям величины газовой поглощательной составляющей $\tau_{\text{эф}}^v$ величины $\tau_{\text{эф}}$ выполнить привязку изменений спектральных величин интенсивности отраженного планетой света к определенным высотным уровням в атмосфере. В спектральных участках, где поглощение газа отсутствует или очень мало, проявляется влияние на величину $\tau_{\text{эф}}$ рассеяния световых фотонов на молекулах газов в толще атмосферы;

— во-вторых, наличие аэрозолей в атмосфере существенно изменяет спектральные значения величины $\tau_{\text{эф}}$. Поэтому изменение природы, линейных размеров и формы частиц, а также других характеристик аэрозоля могут быть выявлены при анализе спектральных значений аэрозольных рассеивающей $\tau_{\text{эф}}^a$ и поглощающей $\tau_{\text{эф}}^p$ составляющих величины $\tau_{\text{эф}}$.

Уникальной особенностью метода ЭОГ, выгодно отличающей его от других методов анализа спектрофотометрических измерений планет-гигантов, применяемых при решении обратных задач атмосферной оптики, является отсутствие необходимости предварительного включения каких-либо аэрозольных слоев в используемую модель вертикальной структуры атмосферы. Наоборот, атмосфера рассматривается полубесконечной однородной газовой-аэрозольной средой, а определяемые в каждой спектральной точке отклонения значений со-

ставляющих величины $\tau_{\text{эф}}$ автоматически указывают на характер изменений с глубиной характеристик аэрозоля. Кроме того, методом ЭОГ можно обрабатывать наблюдательные данные для отдельных участков или в одной точке на диске планеты, что позволяет исключить влияние на результаты анализа горизонтальной неоднородности оптических характеристик атмосферы. Учитывая относительную простоту метода ЭОГ, его можно применять для эффективного экспресс-анализа вероятной структуры атмосферных облаков по данным измерений спектральных значений альбедо или отражательной способности в целом по диску, в отдельной области или в точке на диске планеты-гиганта части поверхности, при минимальном количестве исходных параметров, требуемых для расчетов. Наконец, метод ЭОГ можно использовать для обоснования выбора модели вертикальной структуры аэрозольных слоев в исследуемой атмосфере большой оптической толщины и предварительно определить хотя бы часть параметров при проведении анализа другими методами.

**АНАЛИТИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ
ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ГЛУБИНЫ**

Й. Чемберлен [11] впервые предложил формулу расчета величины $\tau_{\text{эф}}$ для полубесконечной однородной частично поглощающей атмосферы с изотропными рассеивающими свойствами. Э. Г. Яновицкий в работе [1] расширил это выражение для величины $\tau_{\text{эф}}$ в среде с анизотропными рассеивательными свойствами. И наиболее полно вопрос определения величины $\tau_{\text{эф}}$ в полубесконечной, неоднородной по высоте, частично поглощающей атмосфере с анизотропными свойствами рассеяния, с учетом зависимости от угла фазы и расположения исследуемого участка или точки на диске планеты, был изучен в работе [57]. В этой работе для случая однородной атмосферы с альбедо однократного рассеяния было предложено аналитическое выражение для расчета величины $\tau_{\text{эф}}$:

$$\tau_{\text{эф}}(\mu, \mu_0, \phi) = \frac{A_h^0(\mu, \mu_0) \sum_{m=1}^{\infty} A_h^m(\mu, \mu_0) \cos m\phi}{C_h^0(\mu, \mu_0) \sum_{m=1}^{\infty} C_h^m(\mu, \mu_0) \cos m\phi}, \quad (1)$$

где слагаемые числителя и знаменателя имеют вид

$$C_h^m(\mu, \mu_0) = \frac{1}{4} \int_0^1 [Q^m(\mu, \mu_0) \sum_{l=0}^{m-1} P_l^m(\mu, \mu_0) Q^l(\mu, \mu_0) d\mu],$$

$$A_h^m(\mu, \mu_0) = \frac{1}{4} \int_0^1 [Q^m(\mu, \mu_0) \sum_{l=0}^{m-1} P_l^m(\mu, \mu_0) Q^l(\mu, \mu_0) (\mu^2 - \mu_0^2) d\mu]$$

$$T^m(\mu, \mu_0) = \sum_{l=0}^{m-1} P_l^m(\mu, \mu_0) T^l(\mu, \mu_0) d\mu,$$

а функции $Q^m(\theta, \theta_0)$ и $T^m(\theta, \theta_0)$ определяются выражениями

$$Q^m(\theta, \theta_0) = \frac{(2i-1)x_i^m}{2i-1} P_i^m(\cos \theta) P_i^m(\cos \theta_0),$$

$$T^m(\theta, \theta_0) = \frac{1}{4} Q^m(\theta, \theta_0) Q^m(\theta, \theta_0) d, \\ x_i^m = x_i \frac{(i-m)}{(i+m)}.$$

Здесь $P_i^m(\theta)$ — присоединенные функции Лежандра, $a_m(\theta, \theta_0)$ — азимутальные гармоники коэффициента отражения среды, $m = 0, \dots, i$, θ, θ_0 — косинусы углов падения и отражения света, x_i — коэффициенты разложения по полиномам Лежандра $P_i(\cos \theta)$ индикатрисы рассеяния среды $I(\theta)$:

$$I(\theta) = \sum_{i=0}^n x_i P_i(\cos \theta), \quad (2)$$

— фазовый угол. Для контроля правильности вычислений слагаемых $C_h^m(\theta, \theta_0)$ и $A_h^m(\theta, \theta_0)$ в ходе расчетов величины $\sigma_{\text{эф}}$ были специально получены проверочные интегральные соотношения. В работах [37, 57] представлены результаты модельных расчетов значений величины $\sigma_{\text{эф}}$ при изменении оптических параметров атмосферы и положения исследуемой точки на диске планеты. Величина $\sigma_{\text{эф}}$ оказалась чувствительной к характеристикам поглощения и значению параметра асимметрии фазовой функции среды. В работе [57] также была определена дисперсия величины $\sigma_{\text{эф}}$, значение которой для изотропно рассеивающей вертикально однородной атмосферы оказалось одного порядка с $\sigma_{\text{эф}}$. В результате был сделан вывод о том, что полученные с помощью выражения (1) значения $\sigma_{\text{эф}}$ и производных от нее величин можно рассматривать в качестве ориентировочных. В то же время относительные изменения указанных величин отражают реальные изменения характеристик исследуемой атмосферы, и поэтому они могут использоваться при определении ее структуры.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АЗИМУТАЛЬНЫХ ГАРМОНИК КОЭФИЦИЕНТА ОТРАЖЕНИЯ СРЕДЫ

Согласно выражению (1) при расчете величины $\sigma_{\text{эф}}$ необходимо использовать значения азимутальных составляющих $a_m(\theta, \theta_0)$ коэффициента отражения исследуемой атмосферы. Эти значения могут быть определены в рамках применяемой модели атмосферы с использованием теории переноса излучения. В данной работе, как и при исследовании облачного покрова Юпитера [30, 31, 37, 38, 39, 40, 41, 42], для определения значений $a_m(\theta, \theta_0)$ мы используем соотношение инвари-

антности в форме уравнения Амбарцумяна:

$$\begin{aligned}
 m(\theta, \theta_0) &= \frac{1}{4} \int_0^1 m(\theta, \theta_0) \int_0^1 m(\theta, \theta_0) d\theta_0 \\
 &+ 2 \int_0^1 m(\theta_0, \theta) m(\theta, \theta_0) d\theta_0 \\
 &+ 4 \int_0^1 m(\theta, \theta_0) d\theta_0 \int_0^1 m(\theta, \theta_0) m(\theta, \theta_0) d\theta_0, \quad (3)
 \end{aligned}$$

где азимутальные гармоники индикатрисы рассеяния определяются выражением

$$m(\theta, \theta_0) = \sum_{i=m}^N x_i \frac{(i-m)!}{(i+m)!} P_i^m(\cos \theta) P_i^m(\cos \theta_0),$$

где N — количество азимутальных гармоник, удовлетворяющее необходимой точности вычислений. С использованием квадратурной формулы Гаусса, уравнение (3) преобразовывается в систему нелинейных алгебраических уравнений и решается методом итераций. Для решения (3) при рассеянии, близком к консервативному, применяется метод ускорения сходимости его решения, предложенный в работе [13].

Полный коэффициент отражения исследуемой атмосферы равен

$$\rho(\theta, \theta_0) = \sum_{m=1}^N m(\theta, \theta_0) \cos(m \theta), \quad (4)$$

где θ — угол азимута.

Таким образом, полученные нами в рамках используемой модели исследуемой атмосферы планеты-гиганта численные значения коэффициента отражения имеют строгое теоретическое обоснование.

Если для анализа используются данные измерений спектральных значений геометрического альбеда A_g планеты-гиганта, то модельные значения этой величины определяются для соответствующего значения альбеда однократного рассеяния среды с использованием результатов расчетов по выражению (4) согласно выражению

$$A_g = 2 \int_0^1 (\rho(\theta, \theta_0))^2 d\theta_0. \quad (5)$$

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОПЕРАЦИЙ, ВЫПОЛНЯЕМЫХ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МЕТОДА ЭФФЕКТИВНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ГЛУБИНЫ

При определении вертикальной структуры облачных слоев исследуемой атмосферы планеты-гиганта по методу ЭОГ применяется следующая последовательность операций для каждой спектральной точки в исследуемом контуре полосы поглощения атмосферного метана.

1. По результатам независимых исследований (например, спектрополяриметрических измерений планеты-гиганта), определяются модельные значения действительной части показателя преломления, вид и параметры функции распределения облачных частиц по размерам, а по ним рассчитываются спектральные значения объемного коэффициента рассеяния σ_a аэрозольсодержащей среды и коэффициенты x_i^a разложения ее индикатрисы рассеяния в ряд по полиномам Лежандра в анализируемой полосе поглощения.

2. С определенными в п. 1 параметрами модельной среды рассчитывается фазовая функция (2) и решается уравнение (3).

3. Сравнением спектральной величины наблюдаемого геометрического альbedo планеты-гиганта с его значениями, рассчитанными для модели газовой-аэрозольной среды с использованием выражений (4) и (5), определяется значение величины исследуемой атмосферы в первом приближении.

4. С использованием найденного в п. 3 значения по выражению (1) рассчитывается значение величины $\sigma_{\text{эф}}^s$, а по нему — ее рассеивательная

$$\sigma_{\text{эф}}^s \quad \sigma_{\text{эф}} \quad (6)$$

и поглощательная

$$\sigma_{\text{эф}}^s \quad \sigma_{\text{эф}} \quad (1) \quad \sigma_{\text{эф}} \quad (7)$$

составляющие (индексы $\sigma_{\text{эф}}^s$ и $\sigma_{\text{эф}}$ обозначают аэрозольное поглощение в непрерывном спектре и молекулярное поглощение в полосе поглощения атмосферного газа).

5. Пренебрегая в выражении (7) поглощением в непрерывном спектре $\sigma_{\text{эф}}$ (что вполне корректно при анализе участка спектра, где молекулярное поглощение гораздо сильнее, например в окрестностях ядра полосы поглощения газа), по значению $\sigma_{\text{эф}}^s$ необходимо рассчитать количество метана (в км-амагат) на луче зрения:

$$NL_{\text{эф}} / k, \quad (8)$$

где k — объемный монохроматический коэффициент поглощения метана, значения которого существенно зависят от длины волны и физических характеристик атмосферы на высотном уровне расположения слоя, формирующего исследуемую спектральную точку.

6. С использованием значения $NL_{\text{эф}}$, для определенного химического состава исследуемой атмосферы и величины относительной концентрации в ней метана, рассчитывается спектральная величина газовой рассеивательной составляющей эффективной оптической глубины:

$$\sigma_{\text{эф}}(\lambda) = \frac{NL_{\text{эф}}}{g(\lambda)}, \quad (9)$$

где $g(\lambda)$ — коэффициент молекулярного рассеяния среды [32]. Далее рассчитывается значение параметра относительного вклада рассеяния Рэлея:

$$\frac{x_i^g}{x_i^s} \quad (10)$$

а с ним уточняются значения коэффициентов разложения индикатрисы рассеяния теперь уже газовой-аэрозольной среды:

$$x_i^j = (1 - x_i^a) x_i^g, \quad (11)$$

где x_i^g — коэффициенты разложения по полиномам Лежандра рэлеевской индикатрисы рассеяния.

7. Этапы 2—6 повторяются до тех пор, пока текущее рассчитанное значение альбедо однократного рассеяния моделируемой среды будет отличаться от значения в предыдущей итерации на величину, не превышающую заданной погрешности вычислений. Полученные параметры фиксируются для дальнейших расчетов.

На заключительном этапе для каждой спектральной точки в исследуемом контуре полосы поглощения метана рассчитываются значения аэрозольной рассеивательной составляющей эффективной оптической глубины:

$$\frac{a_{\text{эф}}}{s_{\text{эф}}} \quad (12)$$

и с использованием того или иного выражения (см., например, [32, 24]) определяются соответствующие им значения атмосферного давления P . Полученные спектральные значения величин $\frac{a_{\text{эф}}}{s_{\text{эф}}}$ и $\frac{g_{\text{эф}}}{s_{\text{эф}}}$ приводятся к одной и той же длине волны, строятся их графические зависимости от давления и анализируются полученные результаты.

УЧЕТ ПОГЛОЩЕНИЯ СВЕТА В НЕПРЕРЫВНОМ СПЕКТРЕ

При анализе спектрофотометрических наблюдений планет-гигантов на длинах волн $\lambda > 600$ нм, где полосы поглощения метана практически перекрываются, нет возможности корректно определить и учесть в выражении (7) поглощение в непрерывном спектре. Это влечет за собой получение недостоверных данных не только о количестве метана на луче зрения, но и о величинах газовой и аэрозольной рассеивающих составляющих оптической глубины исследуемой атмосферы. Например, при анализе методом ЭОГ данных на краях длинно- и коротковолновых крыльев слабых и средней мощности полос поглощения метана на зависимостях $\frac{a_{\text{эф}}}{s_{\text{эф}}}$ от давления может проявляться физически неправдоподобный эффект уменьшения этой величины при увеличении давления. Причиной этого эффекта является увеличение, по сравнению с $\frac{a_{\text{эф}}}{s_{\text{эф}}}$, величины $\frac{g_{\text{эф}}}{s_{\text{эф}}}$ в выражении (7), т. е. усиление относительного влияния поглощения света в непрерывном спектре.

Эффективный численный метод определения значения величины $\frac{a_{\text{эф}}}{s_{\text{эф}}}$ для такого случая был предложен в работе [33] и применялся при определении мнимой части показателя преломления аэрозольных частиц в атмосфере Юпитера в работах [33, 34]. Коротко опишем основ-

ные положения этого метода. Следует подчеркнуть, что именно эффект уменьшения значений величины $a_{\text{эф}}^a$ с увеличением давления и положен в основу способа определения величины $a_{\text{эф}}$. Согласно (7) и (8) на каждой длине волны в контуре полосы поглощения атмосферного метана его количество на луче зрения определяется выражением

$$NL = [(1 - \epsilon_{\text{эф}}) / \epsilon_{\text{эф}}] / k, \quad (13)$$

где $\epsilon_{\text{эф}}$ — искомая поглощательная составляющая оптической глубины в непрерывном спектре. Определение величины $\epsilon_{\text{эф}}$ выполняется методом последовательных приближений, по отдельности для коротко- и для длинноволнового крыльев исследуемой полосы поглощения, в которой проявился эффект уменьшения с глубиной значений аэрозольной рассеивательной составляющей $a_{\text{эф}}^a$, и включает в себя следующие операции:

1. Методом ЭОГ в каждом из крыльев полосы поглощения рассчитывается зависимость $a_{\text{эф}}^a$ от давления P с использованием выражения (13) и в приближении $\epsilon_{\text{эф}} = 0$.

2. По результатам п. 1 определяются:

— длина волны λ на внешнем крае исследуемого крыла полосы поглощения, на которой величина $a_{\text{эф}}^a(\lambda)$ имеет некорректно заниженное значение;

— наибольшее значение величины $a_{\text{эф max}}^a$ во всем крыле.

3. В выражении (13) численным подбором величины $\epsilon_{\text{эф}}$ определяется такое ее значение, при котором на длине волны λ рассчитанная величина $a_{\text{эф}}^a(\lambda)$ становится близкой к $a_{\text{эф max}}^a$.

4. Поскольку в методе ЭОГ используется модель оптически однородной газовой-аэрозольной среды, то в пределах одного крыла полосы поглощения можно полагать, что альbedo однократного рассеяния аэрозоля $a_{\text{эф}}^a / (a_{\text{эф}}^a + \epsilon_{\text{эф}})$ не изменяется с глубиной. Это позволяет (если в пределах крыла полосы поглощения пренебречь также и спектральной зависимостью $a_{\text{эф}}^a$) рассчитать спектральные значения $\epsilon_{\text{эф}}(\lambda_i)$:

$$\epsilon_{\text{эф}}(\lambda_i) = [a_{\text{эф}}^a(\lambda) / a_{\text{эф}}^a(\lambda_i)] a_{\text{эф}}^a(\lambda_i) \quad (14)$$

для всех точек исследуемого крыла и, повторяя расчеты по выражениям (9)—(12), уточнить зависимость $a_{\text{эф}}^a$ от давления P .

5. Операции 1—4 повторяются до минимизации эффекта уменьшения величины $a_{\text{эф}}^a$ с увеличением давления в исследуемой полосе поглощения метана, либо до совпадения зависимости $a_{\text{эф}}^a$ в окрестностях ядра исследуемой полосы поглощения с зависимостями, рассчитанными для более сильных полос поглощения метана. После исправления за поглощение в непрерывном спектре зависимости $a_{\text{эф}}^a$ от давления принимают достоверный вид и могут использоваться для анализа характеристик вертикальной структуры аэрозоля в исследуемой атмосфере.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Исходные предпосылки и выбор модельных параметров. Повторимся, что в методе ЭОГ для каждой спектральной точки на длине волны λ_i исходных данных в контуре поглощения атмосферного метана исследуемая атмосфера планеты-гиганта представляется полубесконечной однородной газовой-аэрозольной средой, т. е. характеристики аэрозоля усреднены по всему атмосферному столбу от внешнего края атмосферы до высотного уровня, расположенного на эффективной оптической глубине $\tau_{\text{эф}}(\lambda_i)$.

Физические условия в верхних слоях атмосферы Сатурна дают нам основание полагать, что аммиак может находиться там лишь в твердом состоянии. Форма частиц в кристаллическом состоянии может быть очень разнообразной, поэтому для моделирования оптических характеристик среды при решении обратной задачи атмосферной оптики, кроме определения вида и параметров функции распределения аэрозольных частиц по размерам, актуален также вопрос выбора формы таких частиц.

Несмотря на то что в ряде работ [14, 15, 26] было показано, что значения физических параметров аэрозоля, определяемые при анализе поляризационных измерений, зависят от принятой формы частиц, мы будем использовать сферические частицы. В пользу такого решения говорят следующие соображения:

1) из-за отсутствия достоверных данных об аэрозольных слоях в атмосфере Сатурна нет критерия для выбора реальной формы его облачных частиц, поэтому произвольно принятая модельная несферическая форма, вероятнее всего, будет недостоверной;

2) трудно предположить, что на всех глубинах и в горизонтальных участках атмосферы частицы имеют одинаковую форму. Поэтому в модели несферических частиц необходимо учитывать все разнообразие форм, т. е. вводить еще и функцию их распределения по формам. Поэтому принятие произвольной несферической формы частиц будет столь же недостоверным, как и модель сферической формы. Кроме того, полученные в указанных выше работах модельные зависимости характеристик интенсивности света, диффузно рассеянного единичным объемом среды, оказались близкими для неупорядоченного ансамбля аэрозольных частиц с простейшими несферическими формами и для ансамбля сферических частиц, а при малых фазовых углах они практически совпадают. Примем во внимание, что при наземных наблюдениях планет-гигантов фазовый угол для Юпитера не превышает 12° , а для Сатурна он не превышает 6.5° .

Исходя из сказанного, в наших расчетах используется модельная среда с полидисперсным ансамблем однородных сферических аэрозольных частиц. Для расчетов индикатрисы рассеяния такой среды используется теория Лоренца — Ми. Для модельных расчетов фазовой функции и значений объемных коэффициентов рассеяния среды, со-

держашей аэрозоль с принятым видом и параметрами функции распределения частиц по размерам, нами применяются программные коды М. И. Мищенко, разработанные согласно изложению в работе [27].

Поскольку температурные условия в атмосфере Сатурна не допускают конденсации метана, величина относительной концентрации этого газа на всех высотных уровнях принята нами постоянной. На сегодняшний день ее точное значение неизвестно, однако определен диапазон возможных значений: 0.0010...0.0069 [6, 12, 55]. Исходя из подобия физических характеристик Юпитера и Сатурна и с учетом приведенного выше диапазона вероятных значений, мы принимаем, что как и для Юпитера, значение $\alpha = 0.0021$. При этом согласно выводам работы [41] изменение значения α в большую или меньшую сторону не изменяет полученную методом ЭОГ вертикальную структуру аэрозольных слоев в атмосфере, а лишь смещает ее в сторону уменьшения или увеличения глубины соответственно. Добавим, что в работе [16] на основании анализа данных КА «Кассини» было определено значение α , гораздо больше принятого нами. Поэтому дополнительно мы выполним расчеты также и для значения $\alpha = 0.00533$ [35] и сравним полученные результаты.

С учетом результатов работы [41] при расчете количества поглощающего газа мы будем использовать спектральные значения мономароматических коэффициентов поглощения метана k , переопределенные с учетом теплого режима атмосферы Сатурна в работе [28].

Вид и параметры нормально-логарифмической функции распределения по размерам аэрозольных частиц в атмосфере Сатурна (средний геометрический радиус r_0 и дисперсия σ^2 , а также значение действительной части n_r , их комплексного показателя преломления) впервые были определены по данным спектрополяриметрических наблюдений экваториальной области планеты в работе [3]. Полученные в ней значения параметров $n_r = 1.42 - 0.02$, $r_0 = 1.0 - 0.1$ мкм, $\sigma^2 = 0.12$ для нормально-логарифмической функции распределения частиц по размерам затем были подтверждены соответствующими им, при пересчете, значениями параметров $n_r = 1.44$, $r_{эф} = 1.4$ мкм, $v_{эф} = 0.07$ для функции модифицированного гамма-распределения частиц по размерам в работах [20, 49]. Последние значения модельных параметров аэрозольных частиц и приняты нами для выполнения анализа данных Сатурна. Добавим, что в работе [51], посвященной анализу данных Большого шторма на Сатурне в 2010—2011 гг., определены близкие значения параметров частиц в зоне шторма: $n_r = 1.4$ и $r_{эф} = 1.5$ мкм, но, к сожалению, без ссылок на полученные ранее результаты.

В работе [41] автором были получены практически одинаковые результаты определения вертикальной структуры аэрозольных слоев в верхней части атмосферы Юпитера при использовании в расчетах как нормально-логарифмической функции распределения аэрозольных частиц по размерам, так и модифицированной гамма-функции. Время выполнения компьютерных расчетов в последнем случае ока-

залось меньшим в несколько раз. Оценка скорости компьютерных расчетов в ходе предварительной обработки данных Сатурна с использованием указанных выше параметров аэрозоля показала, что количество N коэффициентов разложения по полиномам Лежандра модельной индикатрисы рассеяния аэрозольсодержащей среды составляет, как и в работе [2], $N = 120$ для нормально-логарифмической функции частиц по размерам и $N = 30$ — для модифицированной гамма-функции распределения. Этот результат, а также выводы работы [41] определили наш выбор в пользу проведения всех дальнейших расчетов с применением модифицированной гамма-функции распределения частиц по размерам.

В работе использованы данные спектральных измерений геометрического альbedo Сатурна в 1993 г. [19]. Анализировались данные в контурах полос поглощения атмосферного метана с центрами на $\lambda = 619.2, 727.6, 841.6, 864.0$ и 887.2 нм.

Результаты расчетов. В работе [41] при анализе влияния изменений эффективного радиуса $r_{эф}$ аэрозольных частиц на совмещение расчетных зависимостей от давления аэрозольной рассеивательной составляющей $\alpha_{эф}^a(P)$ эффективной оптической глубины атмосферы Юпитера в соседних полосах метана, было определено, что зависимости $\alpha_{эф}^a(P)$, рассчитанные в мощных полосах поглощения, менее чувствительны к изменению параметра $r_{эф}$, чем в слабых полосах. Поэтому сделан вывод о возможности, при подборе значения модельного параметра $r_{эф}$, использовать зависимость $\alpha_{эф}^a(P)$ в мощной полосе поглощения атмосферного газа как базовую для совмещения с ней зависимостей в соседних слабых полосах. Нами было использовано это свойство для оценки значения модельного параметра $r_{эф}$ в атмосфере Сатурна. Результаты тестовых расчетов зависимостей $\alpha_{эф}^a(P)$ в полосах поглощения метана при значениях параметров $n_r = 1.44$ и $v_{эф} = 0.07$ для трех значений параметра $r_{эф} = 0.9, 2.0$ и 1.4 мкм приведены на рис. 1 и рис. 2а соответственно. Расчеты показали, что значение параметра $r_{эф} = 1.4$ мкм дает наилучшее совмещение зависимостей $\alpha_{эф}^a(P)$ во всех исследованных полосах поглощения метана и в наибольшем диапазоне давлений. Таким образом, эта проверка подтвердила обоснованность выбора модельного значения величины $r_{эф} = 1.4$ мкм для частиц аэрозоля в верхней части атмосферы Сатурна.

На зависимостях, рассчитанных в полосах поглощения метана с центрами на $\lambda = 727$ и 619 нм, проявилось сильное влияние поглощения аэрозолем (см. рис. 2, а). Поэтому с применением методики работы [33] (см. выше) в указанных полосах были получены исправленные за такое поглощение зависимости (см. рис. 2б).

Отметим, что подбором величины $r_{эф}$ не удалось полностью компенсировать загибы на краях обоих крыльев полосы поглощения метана на $\lambda = 619$ нм. По нашему мнению, причиной этого является влияние наличного в атмосфере Сатурна аммиака, имеющего полосы поглощения на $\lambda = 604$ и 645 нм, на которые попадают коротко- и длин-

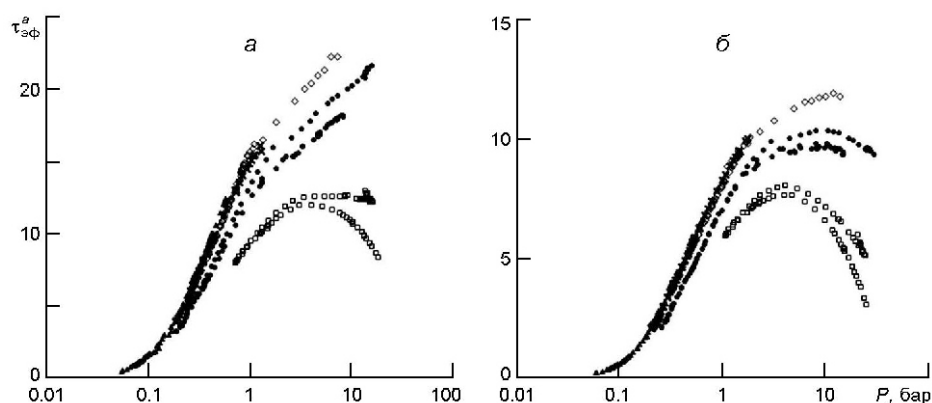


Рис. 1. Зависимость $\tau_{\text{эф}}^a$ от давления P в атмосфере Сатурна, рассчитанная по данным измерений [19] в полосах поглощения метана при модельных значениях эффективного радиуса аэрозольных частиц: a — $r_{\text{эф}} = 0.9$ мкм, b — $r_{\text{эф}} = 2.0$ мкм (светлые квадратики — 619.2 нм, точки — 727.6 нм, ромбики — 841.6 нм, косые крестики — 864.0 нм, треугольники — 887.2 нм)

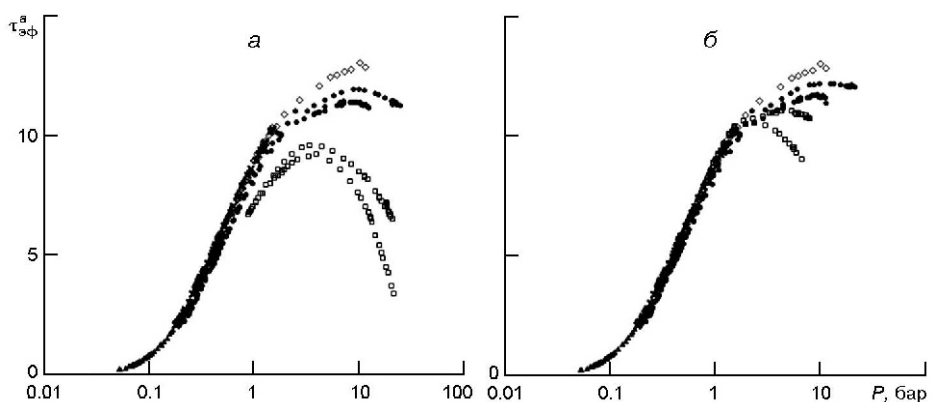


Рис. 2. Зависимость $\tau_{\text{эф}}^a$ от давления P в атмосфере Сатурна, рассчитанная по данным измерений [19] в полосах поглощения метана при модельном значении эффективного радиуса аэрозольных частиц $r_{\text{эф}} = 1.4$ мкм: a — без учета поглощения в непрерывном спектре, b — с учетом такого поглощения. Светлые квадратики — 619.2 нм, точки — 727.6 нм, ромбики — 841.6 нм, косые крестики — 864.0 нм, треугольники — 887.2 нм

новолновое крыло полосы метана на $\lambda = 619$ нм соответственно. Указанные полосы поглощения аммиака использовались в работе [29] при определении спектральных значений монокроматического коэффициента поглощения аммиака в атмосфере Сатурна. Результирующие зависимости $\tau_{\text{эф}}^a(P)$ для исследованных полос поглощения метана (см. рис. 2б) совмещаются друг с другом на высотных уровнях в диапазоне давлений 0.18...1.5 бар, т. е. на этих уровнях используемые нами модельные параметры аэрозоля, вероятно, близки к их реальным величинам. Это позволило нам определить характеристики вертикальной структуры аэрозоля в верхних слоях атмосферы Сатурна, повторяющиеся в расчетах для участков контуров соседних полос поглощения метана, формирующихся общими высотными слоями. В то же время

на уровнях с давлением более 1.5 бар, в которых формируются края крыльев полос поглощения на $\lambda = 619, 727$ и 842 нм, наблюдается увеличивающееся с глубиной разделение зависимостей, что, вероятно, свидетельствует об изменении параметров аэрозольных частиц.

Как показали результаты работы [39], для анализа высотной структуры аэрозольной составляющей атмосферы планеты-гиганта методом ЭОГ, кроме зависимости $a_{\text{эф}}(P)$ можно использовать зависимость от давления величины относительной концентрации аэрозольных частиц $\ln(a_{\text{эф}} / g_{\text{эф}})$, которая одновременно зависит и от рассеивательных характеристик аэрозоля, и газа. Графический вид зависимости $\ln(a_{\text{эф}} / g_{\text{эф}})$, рассчитанной в полосах поглощения метана во всем исследованном диапазоне давлений в атмосфере Сатурна, приведен на рис. 3а. Как видим, за исключением участка $P = 0.21 \dots 1.0$ бар полосы $\lambda = 727$ нм, зависимости $\ln(a_{\text{эф}} / g_{\text{эф}})$ для всех исследуемых полос на общих высотных участках совпадают. Возможными причинами наблюдаемого несовпадения окрестностей ядра полосы на $\lambda = 727$ нм могут быть: неучет влияния на исходные данные спектрально близких линий поглощения воды в земной атмосфере (см. [6, с. 88]), погрешности лабораторных измерений коэффициентов поглощения метана в работе [18], а также некорректность используемой методики определения величины поглощения в непрерывном спектре.

Ход зависимостей на рис. 3, а указывает на наличие аэрозоля в значительной концентрации уже на уровне формирования ядра сильной полосы поглощения метана с центром на $\lambda = 887$ нм, т. е. при давлении $P = 0.052$ бар, что говорит о его возможном наличии в стратосфере и при меньших уровнях давления. Согласно выводам работ [36, 45, 52, 55] это стратосферный аэрозоль, образующийся благодаря процессам фотолиза под воздействием солнечного УФ-излучения и располагающийся до уровня тропопаузы ($P = 0.1$ бар). С увеличением давления величина $\ln(a_{\text{эф}} / g_{\text{эф}})$ увеличивается, достигая своего максимума на уровне с давлением около 0.3 бар, а затем постепенно уменьшается, показывая наличие аэрозоля вплоть до самых глубоких уровней исследованного нами диапазона давлений. Подобно зависимостям для величины $a_{\text{эф}}(P)$ (см. рис. 2, б), наблюдается спектральное разделение зависимостей $\ln(a_{\text{эф}} / g_{\text{эф}})$, рассчитанных в крыльях полос $\lambda = 619, 727$ и 842 нм, но оно заметно на уровнях атмосферы с давлением $P > 3$ бар. В слоях атмосферы с давлением $P > 0.44$ бар не выявлены признаки увеличения плотности аэрозоля на каких-либо высотных уровнях и до наибольших исследованных нами уровней давления наблюдается лишь равномерное разрежение облаков. Таким образом, эти результаты не подтверждают наличия выделенных аэрозольных слоев на высотных уровнях в диапазоне давления $0.5 \dots 2.2$ бар [53], а также в диапазоне давлений $2.5 \dots 2.8$ бар, определенных в модели компактного облака в работе [17].

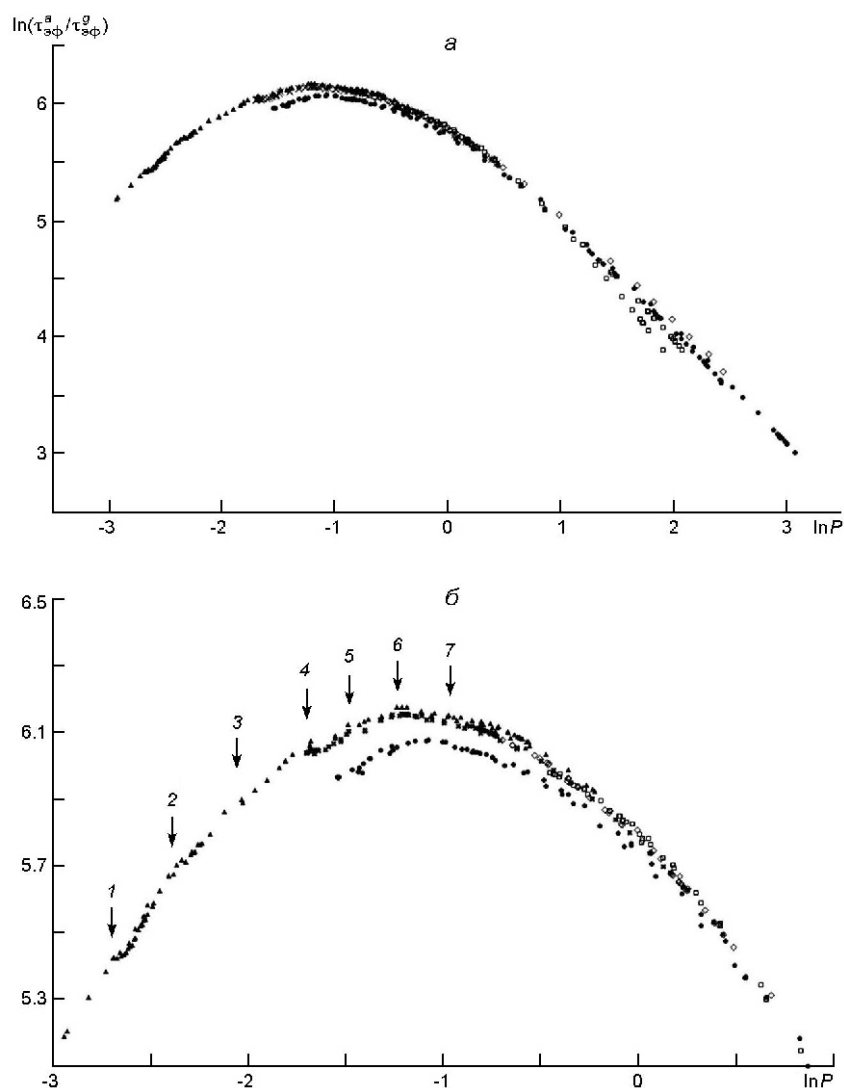


Рис. 3. Зависимости величины $\ln(\frac{a}{\text{эф}} / \frac{g}{\text{эф}})$ от логарифма давления в атмосфере Сатурна, рассчитанные в полосах поглощения метана по данным измерений [19] при $\tau = 0.0021$: а — во всем исследованном диапазоне давлений, б — в диапазоне давлений 0.05...2.72 бар. Светлые квадратики — 619.2 нм, точки — 727.6 нм, ромбики — 841.6 нм, косые крестики — 864.0 нм, треугольники — 887.2 нм

Для более детального изучения вертикальной структуры верхних аэрозольных слоев на рис. 3, б приведена рассчитанная зависимость $\ln(\frac{a}{\text{эф}} / \frac{g}{\text{эф}})$ только для верхней части исследованного диапазона глубин. Отметим, что проявившаяся на ней вертикальная слоистость облаков на Сатурне не столь четко выражена, как в атмосфере Юпитера [39, 44]. На зависимости $\ln(\frac{a}{\text{эф}} / \frac{g}{\text{эф}})$ выявлены семь особенностей (отмечены стрелками), явно или слабо выраженных, которые показывают вероятные изменения плотности аэрозольной составляющей на этих высотных участках.

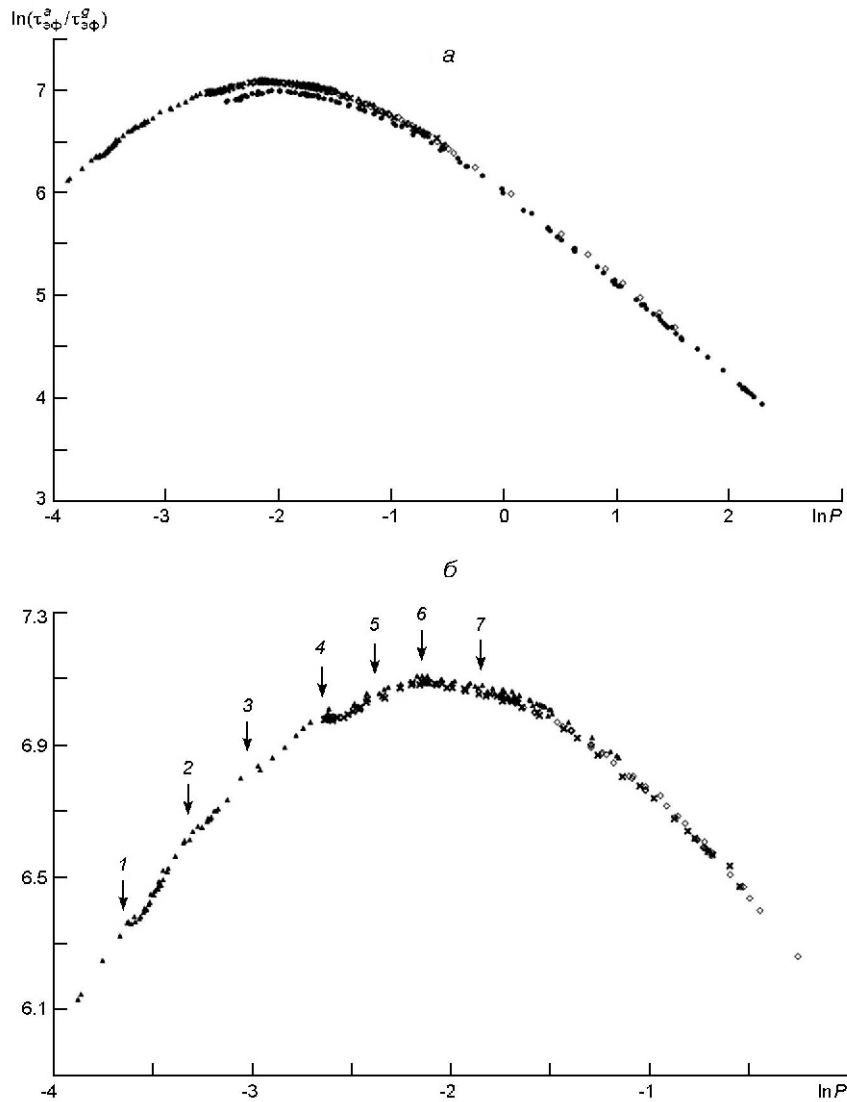


Рис. 4. То же, что и на рис. 3, при $\alpha = 0.00533$

Особенности № 4...7 повторяются на зависимостях, рассчитанных в полосах поглощения на $\lambda = 887, 864$ и 727 нм. По сравнению с результатами расчетов для полос $\lambda = 887$ и 864 нм, в окрестностях ядра полосы на $\lambda = 727$ нм наблюдается сдвиг значений величины $\ln(\tau_{эф}^a / \tau_{эф}^g)$ примерно на 0.05 бар в сторону увеличения давлений, а также уменьшенные примерно на 1.5% их абсолютные значения. Порядковые номера выявленных особенностей и примерные значения давления на высотных уровнях с максимумами значений $\ln(\tau_{эф}^a / \tau_{эф}^g)$ приведены в таблице, в строке для $\alpha = 0.0021$. Отметим, что полученные характеристики вертикальной структуры согласуются с мо-

Значения давления на высотных уровнях расположения максимумов относительной концентрации аэрозольных частиц в верхней части атмосферы Сатурна, рассчитанные при двух значениях относительной концентрации метана

	P, бар						
	Номер особенности						
	1	2	3	4	5	6	7
0.0021	0.068	0.096	0.130	0.186	0.225	0.289	0.420
0.00533	0.027	0.038	0.048	0.072	0.098	0.117	0.176

делью «размытого по высоте» облака, состоящего из смеси аэрозолей и, согласно [17], расположенного в атмосфере на уровнях с давлением $P > 1.4$ бар, однако по нашим результатам это облако начиналось гораздо выше, от уровня с давлением около 0.44 бар.

На рис. 4 приведены зависимости $\ln(\frac{a}{\varepsilon_{\text{эф}}} / \frac{g}{\varepsilon_{\text{эф}}})$, рассчитанные при значении относительной концентрации метана в атмосфере Сатурна $= 0.00533$. Как видим, общий характер зависимостей $\ln(\frac{a}{\varepsilon_{\text{эф}}} / \frac{g}{\varepsilon_{\text{эф}}})$ и взаимное расположение особенностей вертикальной структуры облаков, определенных нами при значении величины $= 0.0021$, не изменились, однако абсолютные значения у расчетных точек увеличились примерно в 1.16 раз, а также все они сместились на более высокие уровни атмосферы (см. таблицу).

ВЫВОДЫ

Анализ данных спектральных измерений геометрического альбедо Сатурна показал, что вертикальная структура аэрозольной составляющей в верхней части атмосферы имеет слоистую структуру. При использовании модели однородных сферических аэрозольных частиц и значения относительной концентрации метана $= 0.0021$, максимальная относительная концентрация $\ln(\frac{a}{\varepsilon_{\text{эф}}} / \frac{g}{\varepsilon_{\text{эф}}})$ аэрозольных частиц определена на высотном уровне с давлением около 0.3 бар. Полученная высотная зависимость $\ln(\frac{a}{\varepsilon_{\text{эф}}} / \frac{g}{\varepsilon_{\text{эф}}})$ указывает на наличие стратосферного аэрозоля на уровне с давлением 0.052 бар и на больших высотах, и не подтверждает наличие существенных сгущений аэрозольных слоев на уровнях с давлением, превышающим 0.44 бар.

Отдельными расчетами подтверждено, что в диапазоне высотных уровней с давлением 0.18...1.5 бар, используемые в работе модельные параметры аэрозоля вероятно близки к их реальным величинам. В глубоких уровнях атмосферы с давлением более 1.5 бар выявлены признаки изменения параметров аэрозольных частиц. При увеличении величины относительной концентрации метана до $= 0.00533$, взаимное расположение выявленных особенностей вертикальной структуры аэрозольной составляющей не изменилось, но они синхронно сместились вверх, ближе к внешнему краю атмосферы.

Результаты настоящей работы получены по данным измерений интегрального альbedo Сатурна, поэтому их следует рассматривать как усредненные характеристики, которые могут отличаться от соответствующих величин в конкретных участках диска планеты-гиганта.

Автор признателен А. В. Мороженко за советы при выполнении расчетов и полезные комментарии к рукописи работы. Автор искренне благодарит рецензента за тщательное прочтение работы, справедливое замечание по содержанию ее теоретической части и предложенные исправления по тексту.

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. Бугаенко О. И. Обобщенные сферические функции в задаче Ми. *Физика атмосферы и океана*. 1976. 12. № 6. С. 603—611.
3. Бугаенко О. И., Длугач Ж. М., Мороженко А. В., Яновицкий Э. Г. Об оптических свойствах облачного слоя Сатурна в видимом участке спектра. *Астрон. вестн.* 1975. 9. N 1. С. 13—21.
4. Ибрагимов К. Ю. Численное моделирование слоистообразной облачности в атмосферах планет-гигантов. Алма-Ата: Наука, 1990. 239 с.
5. Мороженко А. В. О структуре облачного слоя Юпитера. *Письма в Астрон. журн.* 1984. 10. № 10. С. 775—779.
6. Мороженко О. В. Методи і результати дистанційного зондування планетних атмосфер. Київ: Наук. думка, 2004. 647 с.
7. Atreya S. K., Wong M. H., Owen T. C., Mahaffy P. R., Niemann H. B., De Pater I., Drossart P., Encenaz Th. A comparison of the atmospheres of Jupiter and Saturn: deep atmospheric composition, cloud structure, vertical mixing, and origin. *Planet. and Space Sci.* 1999. 47. P. 1243—1262.
8. Atreya S. K., Wong A. S. Coupled clouds and chemistry of the giant planets — a case for multiprobes. *Space Sci. Revs.* 2005. 116. N 1. P. 121—136.
9. Banfield D., Gierasch P. J., Bell M., Ustinov E., Ingersoll A. P., Vasavada A. R., West R. A., Belton M. J. S. Jupiter's cloud structure from Galileo imaging data. *Icarus*. 1998. 135. N 1. P. 230—250.
10. Bugaenko O. I., Morozhenko A. V. Physical characteristics of the upper layers of Saturn's atmosphere. *Adv. Space Res.* 1981. 1. P. 183—186.
11. Chamberlain J. W. The atmosphere of Venus near cloud top. *Astrophys. J.* 1965. 141. N 4. P. 1184—1205.
12. Courtin R., Gautier D., Marten A., Bezaud B., Hanel R. The composition of Saturn's atmosphere at Northern temperate latitudes from Voyager IRIS spectra: NH₃, PH₃, C₂H₂, C₂H₆, CH₃D, CH₄, and the Saturnian D/H ratio. *Astrophys. J.* 1984. 287. P. 899—916.
13. Dlugach Z. M., Mishchenko M. I. The effect of aerosol shape in retrieving optical properties of cloud particles in the planetary atmospheres from the photopolarimetric data. Jupiter. *Sol. Syst. Res.* 2005. 32. P. 102—111.
14. Dlugach Z. M., Mishchenko 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.
15. Dlugach Z. M., Yanovitskij E. G. The optical properties of Venus and the Jovian planets. II. Methods and results of calculations of the intensity of radiation diffusely re-

- flected from semi-infinite homogeneous atmosphere. *Icarus*. 1974. 22. N 1. P. 66—81.
16. Fletcher L. N., Baines K. H., Momary T. W., Showman A. P., Irwin P. G. J., Orton G. S., Roos-Serote M., Merlet C. Saturn's tropospheric composition and clouds from Cassini/VIMS 4.6-5.1 μ m nightside spectroscopy. *Icarus*. 2011. 214. N 2. P. 510—533.
 17. Fletcher L. N., Orton G. S., Teanby N. A., Irwin P. G. J., Bjoraker G. L. Methane and its isotopologues on Saturn from Cassini/CIRS observations. *Icarus*. 2009. 199, N 2. P. 351—167.
 18. Giver L. P. Intensity measurements of the CH₄ bands in the region of 4350 to 10600 Å. *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 1978. 19. N 2. P. 311—322.
 19. 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.
 20. Kawata K. Circular polarization of sunlight reflected by planetary atmosphere. *Icarus*. 1978. 33. N 1. P. 217—233.
 21. Lewis J. S. The clouds of the Jupiter's and the NH₃—H₂O and NH₃—H₂S systems. *Icarus*. 1969. 10. N 3. P. 365—378.
 22. Macy W. Jr. An analysis of Saturn's methane 3.3 μ m band profiles in the terms of an inhomogeneous atmosphere. *Icarus*. 1976. 29. N 1. P. 49—56.
 23. 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.
 24. Mendikoa I., Pérez-Hoyos S., Sánchez-Lavega A. Probing clouds in planets with a simple radiative transfer model: the Jupiter case. *Eur. J. Phys.* 2012. 33, N 6. P. 1611—1624.
 25. Merlet C. Clouds and haze in Saturn's troposphere. Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics Department of Physics, University of Oxford, Thesis (PhD). Date of Award: 2013. URI: http://www2.physics.ox.ac.uk/sites/default/files/2012-03-08/2_merlet_pdf_17256.pdf
 26. 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.
 27. Mishchenko M. I., Travis L. D., Lacis A. A. Scattering, absorption, and emission of light by small particles. — Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2002.
 28. 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 Phys. Celest. Bodies*. 2007. 23. N 6. P. 245—257.
 29. Morozhenko A. V. Ammonia in the atmospheres of Jupiter and Saturn: Absorption coefficients. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2009. 25. N 4. P. 182—188.
 30. 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.
 31. 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 Phys. Celest. Bodies*. 2009. 25. N 4. P. 173—181.
 32. Morozhenko A. V., Ovsak A. S. On the possibility of separation of aerosol and methane absorption in the long-wavelength spectral range for giant planets. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2015. 31. N 5. P. 225—231.
 33. Morozhenko A. V., Ovsak A. S. On the possibility of determining the imaginary part of

- the complex refractive index of aerosol particles in an individual altitudinal cloud layer of Jupiter's atmosphere. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2016. 32, N 6. P. 294—298.
34. Morozhenko A. V., Ovsak A. S., Vid'machenko A. P., Teifel' V. G., Lysenko P. G. Imaginary part of the refractive index of aerosol in latitudinal belts of Jupiter's disc. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2016. 32. N 1. P. 30—37.
35. Mousis O. J., Atkinson D. H. and the Hera Team. Hera Saturn Entry Probe Mission. A proposal in response to ESA call for a medium size mission opportunity in ESA's science programme for launch in 2019—2030 (M5). Oct. 5, 2016. URI: <https://arxiv.org/abs/1510.07685>
36. Muñoz O., Moreno F., Molina A., et al. Study of the vertical structure of Saturn's atmosphere using HST/WFPC2 images. *Icarus*. 2004. 169. N 2. P. 413—428.
37. Ovsak A. S. Calculation of effective optical depth of absorption line formation in homogeneous semi-infinite planetary atmosphere during anisotropic scattering. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2010. 26. N 2. P. 86—88.
38. Ovsak A. S. Upgraded technique to analyze the vertical structure of the aerosol component of the atmospheres of giant planets. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2013. 29. N 6. P. 291—300.
39. 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 Phys. Celest. Bodies*. 2015. 31. N 1. P. 25—32.
40. Ovsak A. S. Variations of the volume scattering coefficient of aerosol in the jovian atmosphere from observations of the planetary disk. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2015. 31. N 4. P. 197—204.
41. 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.
42. Ovsak A. S., Teifel' V. G., Lysenko P. G. Vertical structure of the volume scattering coefficient of aerosol in latitude belts of Jupiter's disk. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2016. 32. N 4. P. 181—188.
43. Ovsak A. S., Teifel' V. G., Vid'machenko A. P., Lysenko P. G. Zonal differences in the vertical structure of the cloud cover of Jupiter from the measurements of the methane absorption bands at 727 and 619 nm. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 2015. —31. N 3. P. 119—130.
44. 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.
45. Pérez-Hoyos S., Sánchez-Lavega A, French R. G., Rojas J. F. Saturn's cloud structure and temporal evolution from ten years of Hubble Space Telescope images (1994—2003). *Icarus*. 2005. 176. N 1. P. 155—174.
46. Pérez-Hoyos S., Sánchez-Lavega A., Orton G., Hueso R. and 10 coauthors. The 2007 Jupiter's North Temperate Belt disturbance. II. Vertical cloud structure models. *Bull. Amer. Astron. Soc.* 2007. 39. P. 443.
47. 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.
48. Sánchez-Lavega A., Hueso R., Pérez-Hoyos S. The three-dimensional structure of Saturn's equatorial jet at cloud level. *Icarus*. 2007. 187. N 2. P. 510—519.
49. Santer R., Dollfus A. Optical reflectance polarimetry of Saturn's globe and rings. IV.

- Aerosols in the upper atmosphere of Saturn. *Icarus*. 1981. 48. N 3. P. 496—518.
50. Sato T., Kasaba Y., Takahashi Y., et al. Latitudinal variations in vertical cloud structure of Jupiter as determined by ground-based observation with multispectral imaging / American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #P11B—127.
51. Stromovsky L. A., Baines K. H., Fry P. M. Saturn's Great Storm of 2010—2011: Evidence for ammonia and water ices from analysis of VIMS spectra. *Icarus*. 2013. 226. N 1. P. 402—418.
52. Stam D., Banfield D., Gierasch P. J., Nicholson P. D. Near-IR spectrophotometry of saturnian aerosols — meridional and vertical distribution. *Icarus*. 2001. 152, N 2. P. 407—422.
53. Temma T., Chanover N. J., Simon-Miller A. A., Glenar D. A., Hillman J. J., Kuehn D. M. Vertical structure modeling of Saturn's equatorial region using high spectral resolution imaging. *Icarus*. 2005. 175. N 2. P. 464—489.
54. Weidenschilling S. J., Lewis L. S. Atmospheric and cloud structures of the Jovian planets. *Icarus*. 1973. 20. N 4. P. 465—476.
55. West R. A., Baines K. H., Friedson A. J., et al. Jovian clouds and haze / Jupiter — The Planet, Satellites and Magnetosphere / Eds F. Bagenal, T. Dowling, W. McKinnon. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. P. 78—104.
56. West R. A., Baines K. H., Karkoschka E., Sánchez-Lavega A. Chapter 7. Clouds and Aerosols in Saturn's Atmosphere — Saturn from Cassini-Huygens / Eds M. Dougherty et al. — Springer Science + Business Media B. V., 2009. P. 161—179.
57. Yanovitskij E. G., Ovsak A. S. Effective optical depth of absorption line formation in semi-infinite planetary atmospheres. *Kinematics and Phys. Celest. Bodies*. 1997. 13. N 4. P. 1—19.

Статья поступила в редакцию 23.03.17

О. С. Овсак

Головна астрономічна обсерваторія Національної академії наук України,
Київ, Україна

ВИЗНАЧЕННЯ ВЕРТИКАЛЬНОЇ СТРУКТУРИ АЕРОЗОЛЬНОЇ СКЛАДОВОЇ В АТМОСФЕРІ САТУРНА

За значеннями геометричного альбедо Сатурна, отриманими у 1993 р. у смугах поглинання метану на $\lambda = 887, 864, 842, 727$ та 619 нм, у рамках моделі однорідних сферичних аерозольних частинок отримано дані про зміну з глибиною в атмосфері аерозольної й газової розсіювальних складових ефективної оптичної глибини. Для висотних рівнів з діапазоном тисків $0.18 \dots 1.5$ бар підтверджено близькість використаних у роботі параметрів аерозольних частинок до їхніх реальних значень. Вище рівня 0.054 бар виявлено наявність стратосферного аерозолю. У вертикальній структурі хмарового покриву верхньої частини атмосфери Сатурна виявлено не менше семи особливостей. Висотне положення найбільшої відносної концентрації аерозолю визначено на рівні з тиском приблизно 0.3 бар при значенні відносної концентрації метану 0.0021 або 0.12 бар при концентрації 0.0533 . У шарах атмосфери Сатурна з тиском понад 0.44 бар виявлено розтягнуту по висоті хмару без виділених у ній аерозольних шарів. У глибоких шарах, від рівня 1.5 бар та глибше, виявлено ознаки ймовірної зміни параметрів аерозольних частинок.

Ключові слова: Сатурн, атмосфера, аерозоль, вертикальна структура.

A. S. Ovsak

Main Astronomical Observatory of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv

ABOUT DETERMINATION OF THE VERTICAL STRUCTURE OF AEROSOL COMPONENT IN THE ATMOSPHERE OF SATURN

A changes of the behavior with depth of the aerosol and the gas scattering components of the effective optical depth in the profiles of 887, 864, 842, 727 and 619 nm spectral absorption bands of atmospheric methane has been received. A model of homogeneous spherical aerosol particles was in use. The values of particles parameters are near to real values for altitude levels with pressure range of 0.18...1.5 bar. A presence of the stratospheric aerosol has been detected at 0.054 bar and at higher altitude levels. At least seven features are defined in the vertical structure of cloud cover in the upper part of the atmosphere of Saturn. The altitude position of the highest relative aerosol concentration has been determined at a level with pressure of about 0.3 bar, at a relative methane concentration of 0.0021, and about 0.12 bar at 0.0533. It was found that at the altitude levels with pressure > 0.44 bar there was a presence of a cloud that is stretched along a height and without selected aerosol layers inside. The signs of possible changes of aerosol particles parameters was been detected in the deep levels from the pressure value of 1.5 bar and more.

Keywords: Saturn, atmosphere, aerosol, vertical structure.