

УДК 523.45-852

А. С. Овсак

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

О возможных изменениях физических характеристик аэрозоля в глубоких слоях атмосферы Сатурна

Работа посвящена определению значений величин физических параметров облачных частиц в глубоких слоях атмосферы Сатурна с использованием данных дистанционных измерений поля солнечного излучения, диффузно отраженного планетой-гигантом. В предыдущих исследованиях по значениям геометрического альбедо Сатурна, полученным в 1993 г. в диапазоне длин волн 300...1000 нм, автором с использованием метода эффективной оптической глубины получена зависимость аэрозольной рассеивающей составляющей оптической глубины от давления, т. е. ее изменение с высотой в атмосфере. Анализ исходных данных был выполнен в длинноволновой части спектра в линиях поглощения метана различной мощности с центрами на длинах волн $\lambda = 619, 727, 842, 864$ и 887 нм. На некоторых высотных уровнях в глубоких слоях атмосферы планеты-гиганта на указанной зависимости проявились особенности, которые возможно отображают изменения физических характеристик аэрозоля. Поэтому целью данной работы было определение возможных значений физических параметров аэрозольных частиц в глубоких слоях атмосферы Сатурна на высотных уровнях с отмеченными выше особенностями. В результате обнаружено увеличение эффективного радиуса облачных частиц с глубиной: его значение равнялось 1.4 мкм в верхней части тропосферы, 1.83 мкм на высотном участке с давлением $1.0...1.25$ бар и $2.2...2.4$ мкм — на участке с давлением $1.5...2.0$ бар. В последнем выявлено уменьшение действительной части показателя преломления аэрозольных частиц на 3.5% . В качестве возможной причины такого уменьшения рассмотрена смена фазового состояния аэрозольных частиц в нижних, более теплых слоях атмосферы Сатурна, из-за наличия в их составе гидроксида аммония в достаточной концентрации.

Ключевые слова: Сатурн, атмосфера, глубокие слои, аэрозольные частицы, физические параметры.

ВВЕДЕНИЕ

Достоверные значения физических параметров аэрозольных частиц в верхней части атмосферы Сатурна впервые были определены по данным поляриметрических измерений приэкваториальной области диска планеты-гиганта в работе [1] и затем подтверждены результатами работ [9] и [24]. В пересчете на модифицированное гамма-распределение облачных частиц по размерам

$$N(r) = Ar^{[(1 - \nu_{\text{эф}})/\nu_{\text{эф}}]} \exp[-r/r_{\text{эф}} \nu_{\text{эф}}]$$

в работе [1] определены следующие значения параметров этого распределения: эффективный радиус частиц $r_{\text{эф}} = 1.4$ мкм, дисперсия $\nu_{\text{эф}} = 0.07$ и действительная часть комплексного показателя преломления $n_r = 1.44$. В дальнейшем по данным дистанционных наблюдений Сатурна в разные годы с применением различных методик анализа и моделей вертикальной структуры атмосферы [5, 8, 10, 12, 21—23, 27] для ряда высотных уровней в широтных поясах в обоих полушариях планеты-гиганта определялись вероятные значения эффективного радиуса $r_{\text{эф}}$ аэрозольных частиц. Диапазон его значений составил от $r_{\text{эф}} = 0.1$ мкм в стратосферной дымке до $r_{\text{эф}} = 2.25$ мкм в конвективных облаках, поднимающихся из глубоких слоев тропосферы в отдельных областях диска планеты. Отметим, что в вышеперечисленных работах использовалось значение действительной части показателя преломления аэрозоля, близкое к оценке [1].

В предыдущей работе [19] автором выполнен анализ измеренных в 1993 г. в диапазоне длин волн 300...1000 нм спектральных значений геометрического альbedo Сатурна [7]. В результате в полосах поглощения метана с центрами на длинах волн $\lambda = 619, 727, 842, 864$ и 887 нм определены зависимости аэрозольной рассеивательной составляющей оптической глубины атмосферы планеты-гиганта от давления $a_{\text{эф}}(\ln P)$. На этой зависимости в глубоких слоях атмосферы выявлены особенности, которые могут отображать изменения физических характеристик аэрозоля. Поэтому цель данной работы — определить возможные значения физических параметров аэрозольных частиц в глубоких слоях атмосферы Сатурна на высотных уровнях, отмеченных указанными особенностями.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА, МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ И ПАРАМЕТРЫ АЭРОЗОЛЯ

Анализ данных измерений спектральных значений геометрического альbedo Сатурна в 1993 г. выполнен в работе [19] методом эффектив-

ной оптической глубины (далее по тексту метод ЭОГ). Кратко опишем этот метод, впервые представленный его разработчиком А. Мороженко в работе [13] как метод «определения степени отклонения вертикальной структуры облачных слоев в верхней части атмосферы планеты-гиганта от условия однородности». Идея метода ЭОГ базируется на общеизвестном свойстве частично поглощающей солнечный свет среды, состоящем в том, что вероятность поглощения светового фотона прямо пропорциональна величине $(1 - \alpha)^{-1}$, где α — альбеда однократного рассеяния указанной среды. Это значит, что вероятность проникновения фотона в глубокие слои атмосферы с большой оптической толщиной уменьшается по мере увеличения истинного поглощения. То есть, при уменьшении величины α уменьшается оптическая толщина внешней части атмосферы, в которой в основном формируется поле отраженного этой атмосферой излучения. Световые фотоны, проникнувшие в такую атмосферу глубже уровня $\alpha_{\text{эф}}$, выйти из нее не могут и не влияют на характеристики отраженного планетой поля излучения. Величина $\alpha_{\text{эф}}$ впервые была введена Й. Чемберленом в работе [3] и получила название эффективной оптической глубины.

Спектральная зависимость величины $\alpha_{\text{эф}}$ отображает особенности рассеяния и поглощения света различными высотными слоями во внешней части атмосферы планеты-гиганта. Во-первых, изменения спектральных значений величины $\alpha_{\text{эф}}$ вызваны поглощением света некоторыми атмосферными газами (метаном, аммиаком и т. д.). Например, мощные полосы молекулярного поглощения в спектре излучения, отраженного планетой-гигантом, формируются в более высоких слоях ее атмосферы, чем слабые полосы. Так же и центр отдельной полосы поглощения атмосферного газа формируется на высотном уровне, расположенном ближе к внешнему краю атмосферы, чем слои, формирующие ее крылья. Эти свойства позволяют по рассчитанным значениям величины газовой поглощательной составляющей $\alpha_{\text{эф}}^v$ величины $\alpha_{\text{эф}}$ выполнить привязку изменений спектральных значений величины интенсивности отраженного планетой света к определенным высотным уровням в атмосфере. На спектральных участках, где поглощение газа отсутствует или очень мало, на больших глубинах, а также при наличии рекомбинационных эффектов увеличивается влияние на величину $\alpha_{\text{эф}}$ рассеяния световых фотонов на молекулах газов. Во-вторых, наличие аэрозоля и изменение его характеристик с высотой в атмосфере сильно влияет на спектральные значения величины $\alpha_{\text{эф}}$. Изменение природы, размера, объемной плотности, а также некоторых других характеристик частиц аэрозоля могут быть выявлены и оценены при анализе значений рассеивательной ($\alpha_{\text{эф}}^a$) и поглощательной ($\alpha_{\text{эф}}^g$) аэрозольных составляющих величины $\alpha_{\text{эф}}$. Детально эти свойства рассмотрены в работах А. В. Мороженко [13, 14]. Уникальной особенностью метода ЭОГ, выгодно отличающей его от других методов определения вероятной вертикальной облачной

структуры атмосфер планет-гигантов, применяемых при решении обратных задач атмосферной оптики, является отсутствие необходимости включать в модель вертикальной структуры анализируемой атмосферы какие-либо искусственно подобранные дополнительные газовой-аэрозольные слои. Наоборот, атмосфера планеты-гиганта представляется полубесконечной однородной газовой-аэрозольной средой. А определяемые в каждой анализируемой спектральной точке, расположенной в пределах полосы поглощения атмосферного газа, изменения значений аэрозольных составляющих величины $\tau_{\text{эф}}$ автоматически указывают на наличие и характер изменений характеристик аэрозоля на соответствующих высотных уровнях атмосферы. Также отметим, что методом ЭОГ анализируются наблюдательные данные, полученные как для всего интегрального диска планеты-гиганта, так и для его отдельных участков или же в отдельной точке, что позволяет исключить влияние на результаты определения вертикальной структуры атмосферы повсеместно наблюдаемых на планетах-гигантах горизонтальных неоднородностей. К недостаткам метода ЭОГ можно отнести усреднение физических характеристик исследуемой среды по всему столбу — от внешнего края атмосферы до высотного уровня $\tau_{\text{эф}}$. Кроме альbedo однократного рассеяния газовой-аэрозольной среды, величина $\tau_{\text{эф}}$ также зависит от вида индикатрисы рассеяния, фазового угла и положения исследуемой области на диске планеты. Аналитические формулы для расчета $\tau_{\text{эф}}$ и составляющих ее газовых и аэрозольных компонентов, а также детальные алгоритмы вычислений, приведены в работе [19]. Для автоматизации анализа данных спектрофотометрических измерений планет-гигантов методом ЭОГ автором разработан комплекс специальных программных кодов [16].

Подчеркнем, что при анализе каждой спектральной точки из исходных данных измерений Сатурна в работе [19] использована модель полубесконечной однородной газовой-аэрозольной атмосферы, содержащей полидисперсный ансамбль однородных сферических аэрозольных частиц. Причиной выбора именно такой модельной формы облачных частиц является отсутствие достоверных данных о химической природе, агрегатном состоянии, форме и параметрах функции распределения аэрозольных частиц по размерам на исследуемых высотных уровнях атмосферы Сатурна, а также качественно-оценочный характер применяемого метода анализа данных наземной спектрофотометрии планеты-гиганта. По тем же причинам для расчетов были приняты значения относительного содержания в атмосфере водорода 0.85, гелия 0.15 и метана 0.0021, как для Юпитера. Детальнее используемые модельная форма облачных частиц и состав атмосферы Сатурна обсуждаются в работе [19].

Для анализа зависимостей $\tau_{\text{эф}}^a(\ln P)$ в данной работе за основу взята методика определения параметров функции распределения частиц аэрозоля по размерам в глубоких слоях атмосферы планеты-гиганта, уже применявшаяся нами ранее в работе [15], посвященной определению

нию характеристик аэрозоля в атмосфере Юпитера. Пошагово эта методика приводится ниже в разделе «Результаты анализа и обсуждение результатов».

При выполнении анализа используются значения объемного коэффициента рассеяния аэрозоля $\alpha_a(P_i)$, рассчитанные на различных высотных участках атмосферы. Поэтому здесь мы коротко рассмотрим алгоритм определения величин этих коэффициентов, а его детальное описание приведено в работе [17]. Аналитическая формула для вычисления объемного коэффициента рассеяния аэрозоля имеет вид $\alpha_a = \alpha_{\text{эф}}^a / h$, где $\alpha_{\text{эф}}^a$ — изменение величины аэрозольной рассеивательной составляющей оптической глубины с изменением h высоты уровня в атмосфере. С учетом адиабатических свойств атмосферы Сатурна $h = \ln(P_{i-1}/P_i) H_g(P_i)$, где P_{i-1} и P_i — величины давления на соответствующих высотах, а $H_g(P_i)$ — газовая шкала высот. Последняя определяется из выражения $H_g(P_i) = R T(P) / (g)$, где R — универсальная газовая постоянная, $T(P)$ — температура высотного слоя в атмосфере с давлением $P = (P_i + P_{i-1})/2$, m — средняя молекулярная масса, определяемая химическим составом атмосферы, и g — ускорение свободного падения в данной точке на диске планеты и на данном высотном уровне. Отметим, что зависимость температуры от давления в атмосфере Сатурна получена нами в результате объединения результатов работ [5] и [11] и их интерполяцией на глубокие слои атмосферы при учете ее адиабатических свойств.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Графический вид зависимостей $\alpha_{\text{эф}}^a(\ln P)$, рассчитанных в исследованных полосах поглощения метана на $\lambda = 619, 727, 842, 864$ и 887 нм, представлен на рис. 1. Все значения приведены к одной длине волны $\lambda = 887.2$ нм. Как видим, увеличение $\alpha_{\text{эф}}^a$ наблюдается во всем исследуемом диапазоне высот атмосферы Сатурна, от уровня с давлением 0.052 бар, где формировалось ядро мощной полосы поглощения метана на $\lambda = 887.2$ нм, до уровней с давлением более 10 бар, где сформировались крылья полос на $\lambda = 619, 727$ и 842 нм. Наиболее вероятно, что такой характер зависимости $\alpha_{\text{эф}}^a(\ln P)$ определен повсеместным наличием аэрозоля в атмосфере планеты-гиганта.

Поскольку скорость увеличения $\alpha_{\text{эф}}^a$ на разных высотных участках различна, это указывает на вертикальную неоднородность облачного покрова планеты. Например, значительное увеличение $\alpha_{\text{эф}}^a$ в диапазоне давлений $0.25 \dots 1.0$ бар свидетельствует о наибольшей плотности облаков в этом промежутке высот атмосферы. Этот вывод соответствует результатам работ [23, 24] и выявленным в тропосфере Сатурна в работе [20] облачным слоям с максимальной величиной объемного коэффициента рассеяния аэрозоля на высотных уровнях с давлением 0.27 и 0.42 бар. Ближе к уровню с давлением 1.0 бар на зависимости

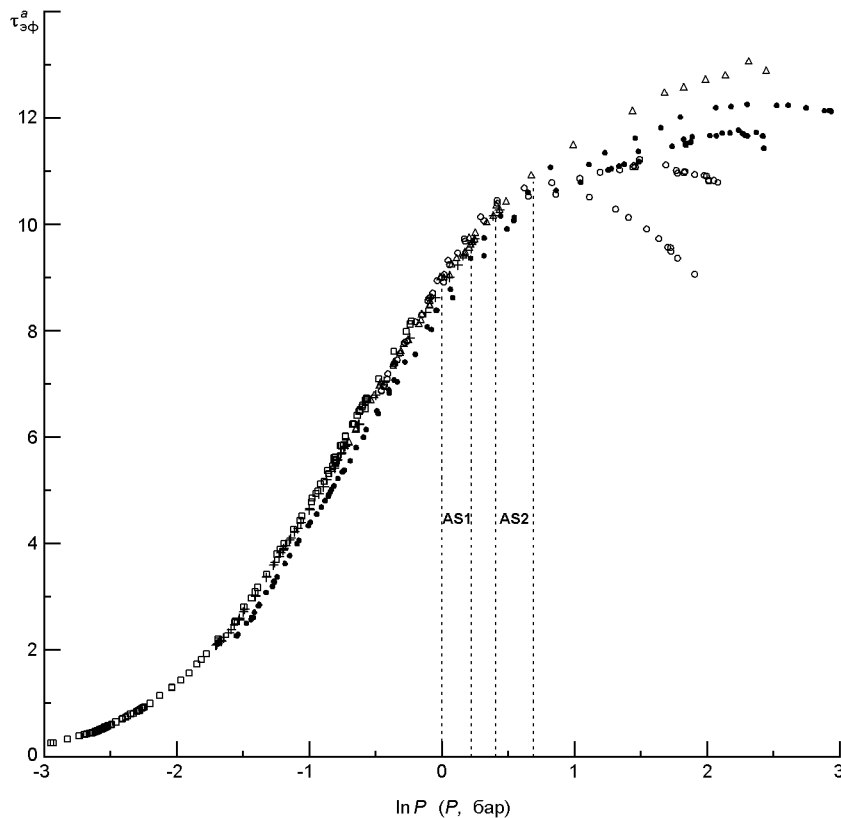


Рис. 1. Зависимость $\tau_{\text{эф}}^a$ от $\ln P$ в полосах поглощения метана на $\lambda = 619$ нм (кружки), 727 нм (точки), 842 нм (треугольники), 864 нм (крестики) и 887 нм (квадратики) по данным [13]. Обозначено расположение высотных участков AS1 (уровень 1.0...1.25 бар) и AS2 (1.5...2.0 бар)

$\tau_{\text{эф}}^a(\ln P)$ в полосе на $\lambda = 727$ нм появляется незначительное разделение на коротко- и длинноволновое крыло.

В диапазоне давлений 1.0...1.25 бар, где сформировались крылья полос поглощения метана на $\lambda = 619, 727$ и 842 нм, наблюдается синхронное уменьшение угла наклона зависимостей $\tau_{\text{эф}}^a(\ln P)$ (см. рис. 2а), указывающее на разрежение облаков. Разделение на коротко- и длинноволновое крыло в полосе на $\lambda = 727$ нм здесь становится более заметным.

На следующем высотном участке, вплоть до уровня с давлением 2.0 бар, скорость увеличения $\tau_{\text{эф}}^a$ во всех трех указанных полосах поглощения заметно снижается и сопровождается значительной дисперсией (см. рис. 2б). На зависимости $\tau_{\text{эф}}^a(\ln P)$ в полосе на $\lambda = 619$ нм здесь появляется разделение на коротко- и длинноволновое крыло, быстро увеличивающееся с глубиной.

Наконец, от высотного уровня с давлением 2.0 бар и глубже, в дополнение к значительной дисперсии, на зависимостях $\tau_{\text{эф}}^a(\ln P)$ в полосах на $\lambda = 619$ и 727 нм с увеличением давления быстро увеличивается разделение на коротко- и длинноволновые крылья. Отметим, что на зависимости $\tau_{\text{эф}}^a(\ln P)$ в полосе на $\lambda = 842$ нм разделение на коротко-

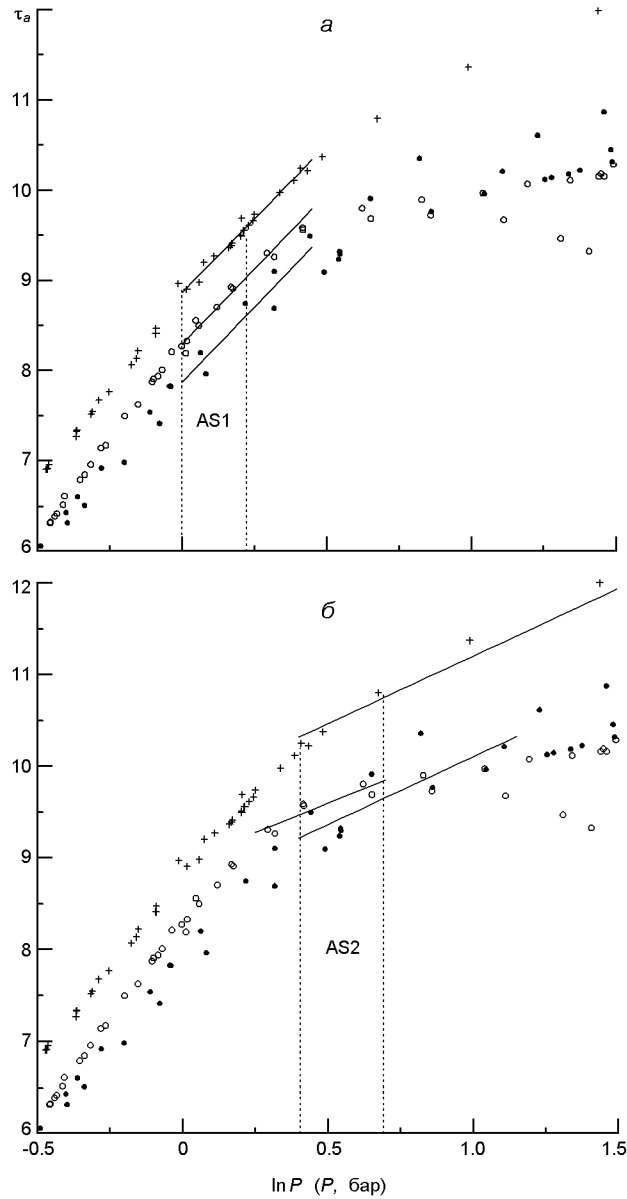


Рис. 2. Зависимость τ_a от $\ln P$ в полосах поглощения метана на $\lambda = 619$ нм (кружки), 727 нм (точки), 842 нм (крестики) для диапазона значений $\ln P = -0.5..1.5$ (отрезки прямых — соответствующие линейные аппроксимации): *а* — для уровня 1.0...1.25 бар (AS1); *б* — для уровня 1.5...2.0 бар (AS2)

и длинноволновые крылья отсутствует на всех исследованных глубинах.

С учетом вида зависимостей от высоты объемного коэффициента рассеяния аэрозоля $\tau_a(P)$ [20] и относительной концентрации облачных частиц [19], на зависимостях $\tau_a(\ln P)$ (см. рис. 1) для анализа нами были отобраны два участка в атмосфере Сатурна с диапазонами давления 1.0...1.25 бар и 1.5...2.0 бар, названные соответственно AS1 и AS2. Причины для выбора именно этих высотных участков атмосферы-

ры следующие: 1) на внешней границе обоих участков угол наклона зависимостей $a_{\text{эф}}^a(\ln P)$ одновременно изменяется во всех трех полосах поглощения метана на $\lambda = 619, 727$ и 842 нм; 2) внутри обоих высотных участков не выявляются признаки уплотнения или разрежения облаков, что позволяет предположить их относительную однородность и выполнить линейную аппроксимацию точек на зависимостях $a_{\text{эф}}^a(\ln P)$, рассчитанных в каждой из полос поглощения атмосферного метана.

Аналогично работе [15] аппроксимация расчетных точек зависимостей $a_{\text{эф}}^a(\ln P)$ на высотных участках AS1 и AS2 выполнялась методом линейной регрессии. Отметим, что в полосе поглощения метана на $\lambda = 842$ нм зависимость $a_{\text{эф}}^a(\ln P)$ показывает монотонное увеличение во всем диапазоне высот с давлением от 1.5 до 3.5 бар (см. рис. 1). Учитывая эту особенность, интервал отрезка аппроксимации расчетных точек на зависимости $a_{\text{эф}}^a(\ln P)$ в полосе на $\lambda = 842$ нм был соответственно расширен.

По углам наклона к горизонтальной оси аппроксимационных отрезков, полученных по отдельности для полос поглощения метана на $\lambda = 619, 727$ и 842 нм, для обоих высотных участков AS1 и AS2 вычислялось отношение спектральных значений коэффициентов $a(\lambda_i)/a(\lambda_k)$. Подчеркнем, что эти не приведенные к одной длине волны «экспериментальные» величины $a(\lambda_j)$ получены с использованием параметров, определенных для аэрозольных частиц в верхней части атмосферы Сатурна.

Значения величин $a(619)/a(727)$, $a(619)/a(842)$ и $a(727)/a(842)$, рассчитанные для высотных участков AS1 и AS2, приведены во второй графе таблицы.

Как было отмечено выше, есть основания предполагать изменение значений эффективного радиуса $r_{\text{эф}}$, а возможно и действительной части n_r комплексного показателя преломления аэрозольных частиц на высотных участках AS1 и AS2, относительно их значений, определен-

Рассчитанные в полосах поглощения метана на $\lambda = 619, 727$ и 842 нм значения $a(\lambda_i)/a(\lambda_k)$, подобранные значения параметров аэрозольных частиц $r_{\text{эф}}$ и n_r и соответствующие им модельные значения $a_0(\lambda_i)/a_0(\lambda_k)$ для высотных участков AS1 (1.0...1.25 бар) и AS2 (1.5...2.0 бар)

$i; k, \text{нм}$	$a(\lambda_i)/a(\lambda_k)$	n_r	$a_0(\lambda_i)/a_0(\lambda_k)$ (при $r_{\text{эф}} = 1.4$ мкм)	$r_{\text{эф}},$ мкм	$a_0(\lambda_i)/a_0(\lambda_k)$ (при $n_r = 1.44$)	$r_{\text{эф}},$ мкм	$a_0(\lambda_i)/a_0(\lambda_k)$ (при $n_r = 1.39$)
<u>AS1 (1.0...1.25 бар)</u>							
619; 727	1.004	1.4	1.001	1.8	1.004		
619; 842	1.019	1.45	1.014	1.85	1.012		
727; 842	1.015	1.48	1.017	1.85	1.015		
<u>AS2 (1.5...2.0 бар)</u>							
619; 727	0.86	1.33	0.91	2.15	0.95	2.4	0.948
619; 842	0.87	1.37	0.87	2.35	0.93	2.4	0.949
727; 842	1.004	1.47	1.006	2.1	1.004	2.4	1.001

ных из поляриметрических измерений в верхней части атмосферы Сатурна. Для определения величин этих изменений воспользуемся выражением для величины объемного коэффициента рассеяния аэрозоля, вычисленного на длине волны λ_i и приведенного к длине волны λ_j :

$$A_a(\lambda_i) = \frac{a(\lambda_i)}{a(\lambda_j)} A_a(\lambda_j), \quad (1)$$

где $a(\lambda_i)$ — рассчитанная по экспериментальным данным величина объемного коэффициента рассеяния аэрозоля на длине волны λ_i , $A_a(\lambda_i)$ и $A_a(\lambda_j)$ — значения объемного коэффициента рассеяния единичного участка модельной среды, содержащей полидисперсный ансамбль однородных сферических аэрозольных частиц, рассчитанные на длинах волн λ_i и λ_j ядер соответствующих полос поглощения метана.

Предположим, что на высотных участках AS1 и AS2 действительная часть показателя преломления аэрозоля не зависит от длины волны, а также пренебрежем в них поглощением света в непрерывном спектре, хотя последнее предположение заведомо не выполняется из-за широкой цветовой и яркостной палитры видимой поверхности диска Сатурна. Тогда значения величин $A_a(\lambda_i)$, рассчитанные в разных полосах поглощения метана, но для одного и того же высотного участка атмосферы планеты-гиганта, должны совпадать. Поэтому с определенной точностью будет выполняться соотношение

$$A_a(\lambda_i) / A_a(\lambda_k) = A_a(\lambda_j) / A_a(\lambda_l). \quad (2)$$

Тогда изменяя параметры функции распределения частиц по размерам, модельными расчетами величин $A_a(\lambda_i)$ и $A_a(\lambda_k)$ в ядрах анализируемых полос поглощения метана можно подобрать такие их значения, при которых на исследуемом высотном участке атмосферы соотношение (2) наиболее близко к тождеству для всех комбинаций коэффициентов $A_a(\lambda_i)$.

При определении значений параметра n_r принимались неизменными значения $r_{\phi} = 1.4$ мкм и $\sigma_{\phi} = 0.07$ модифицированной гамма-функции распределения аэрозольных частиц по размерам. На рис. 3 показан вид зависимостей $A_a(\lambda_i) / A_a(\lambda_k)$ от величины n_r , рассчитанных в рассматриваемых полосах поглощения метана в диапазоне значений $n_r = 1.1 \dots 1.6$. Значения параметра n_r , при которых правая и левая части соотношения (2) наиболее близки между собой, а также значения $A_a(\lambda_i) / A_a(\lambda_k)$ приведены в графах 3 и 4 таблицы.

Для высотного участка AS1 (1.0...1.25 бар) среднее арифметическое значений действительной части показателя преломления, приведенных в графе 3, точно соответствует определенному для внешних слоев атмосферы планеты-гиганта значению $n_r = 1.44$. Для участка AS2 (1.5...2.0 бар) получено среднее арифметическое значение величины $n_r = 1.39$. Таким образом, в нижних, более теплых слоях атмосферы Сатурна выявлено уменьшение на 3.5 % величины n_r , возможные причины которого будут рассмотрены ниже. В тоже время в

работе [15] показана возможность обратного эффекта — увеличения n_r для облачных частиц в более глубоких слоях атмосферы Юпитера.

При моделировании изменения эффективного радиуса $r_{эф}$ аэрозольных частиц использовались значения параметров $n_r = 1.44$ и $\alpha_{эф} = 0.07$. Рассчитанные для этого случая зависимости $\alpha_{эф}(\lambda)$ показаны на рис. 4. Значения $r_{эф}$ и соответствующие им расчетные величины $\alpha_{эф}(\lambda)$, при которых наиболее близки левая и правая части соотношения (2), приведены в графах 5 и 6 таблицы. Для участка AS1 получено почти точное выполнение равенства левой и правой частей соотношения (2) при среднем арифметическом значении эффективного радиуса аэрозольных частиц $r_{эф} = 1.83$ мкм. Для участка AS2 определено значение $r_{эф} = 2.2$ мкм, однако отметим, что соотношение (2) близко к равенству только для коэффициентов рассеяния модельной среды, рассчитанных в полосах поглощения метана на $\lambda = 727$ и 842 нм. Вычисления с коэффициентом $\alpha_{эф}(619)$ дают заметное расхождение левой и правой частей соотношения (2). Вероятными причинами указанного невыполнения соотношения (2) для участка AS2 могут быть:

а) ошибки определения зависимости $\alpha_{эф}(\ln P)$ в полосе поглощения метана на $\lambda = 619$ нм из-за:

- некорректного учета поглощения в непрерывном спектре,
- использования ошибочных значений коэффициентов поглощения метана,

- неучета влияния на результаты расчетов полос поглощения аммиака на $\lambda = 605$ и 645 нм, наблюдающихся в атмосфере Сатурна;

б) некорректный выбор положения и/или длины аппроксимационного участка на расчетной зависимости $\alpha_{эф}(\ln P)$ в полосе $\lambda = 619$ нм;

в) истинное поглощение света веществами-хромофорами, формирующее цветовую и яркостную палитру диска планеты-гиганта.

Дополнительно проанализирована возможность изменения эффективного радиуса аэрозольных частиц $r_{эф}$ при уменьшении действительной части их комплексного показателя преломления до величины $n_r = 1.39$. Результаты подбора значения параметра $r_{эф}$ внесены в графы 7 и 8 таблицы. В этом случае наилучшее выполнение равенства обеих частей соотношения (2) дает значение $r_{эф} = 2.4$ мкм.

Хотя существование в атмосфере Сатурна аммиака NH_3 и воды H_2O давно предсказывалось [2], наличие облачных частиц, содержащих оба эти вещества, впервые было достоверно подтверждено лишь в работе [26] в результате исследований области распространения Большого шторма 2010—2011 гг. Авторы предположили, что эти частицы были вынесены в верхние слои мощными воздушными потоками из глубоких слоев атмосферы планеты-гиганта. Отметим, что в ходе миссии «Галилео» также ожидалось* обнаружение гидроксида аммония в атмосфере Юпитера, однако безрезультатно.

* <https://www.britannica.com/place/Jupiter-planet/Cloud-composition#ref514772>

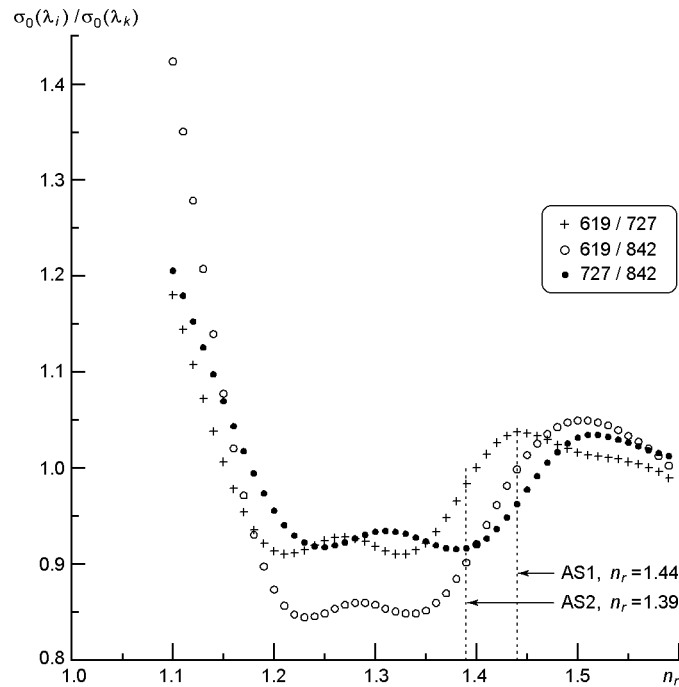


Рис. 3. Зависимость величины $\sigma_0(\lambda_i) / \sigma_0(\lambda_k)$ от параметра n_r , при $r_{эф} = 1.4$ мкм и $\alpha_{эф} = 0.07$. Показаны значения n_r , определенные для участков AS1 и AS2

Как известно*, вода и аммиак при смешивании легко образуют гидроксид (или гидрат) аммония NH_4OH . Таким образом, с учетом результатов [26] вероятным компонентом облаков в глубине атмосферы Сатурна может быть гидроксид аммония, температура плавления 35 % водного раствора которого равна $T_w = 181$ К [6]. Величина T_w снижается при увеличении концентрации раствора NH_4OH . Согласно результатам [5, 11] температура в атмосфере Сатурна увеличивается с глубиной примерно от 130 К в верхней части участка AS1 до 180 К в нижней части участка AS2. Учитывая сказанное, можно предположить, что в глубине атмосферы Сатурна возможно изменение фазового состояния облачных частиц, содержащих гидроксид аммония в достаточной концентрации. Этим процессом можно объяснить выявленное нами уменьшение действительной части комплексного показателя преломления аэрозоля на высотном участке AS2.

Определенные в настоящей работе значения эффективного радиуса аэрозольных частиц $r_{эф}$ хорошо согласуются с результатами работ [8, 23, 27] и просто замечательно совпадают со значениями $r_{эф}$, полученными в работе [22] для высотных слоев в атмосфере южного полушария Сатурна, близких по величинам давления в них к исследованным нами участкам AS1 и AS2. Тем не менее, подчеркнем, что на-

* https://en.wikipedia.org/wiki/Ammonia_solution#cite_note-GESTIS-1

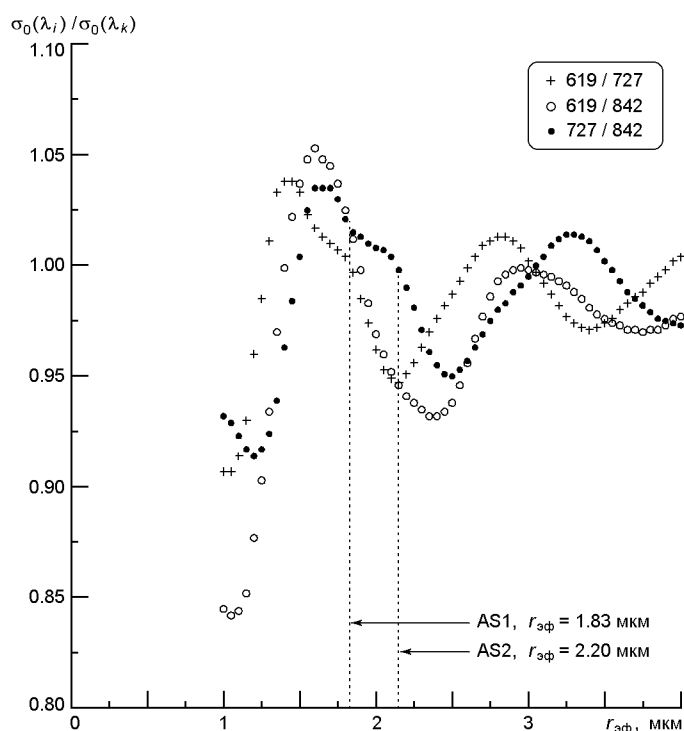


Рис. 4. То же, что и на рис. 3, но для зависимости от параметра $r_{эф}$, при $n_r = 1.44$ и $n_{эф} = 0.07$. Отмечены усредненные значения $r_{эф}$, определенные для участков AS1 и AS2

ши результаты основаны на анализе данных интегральных измерений Сатурна и поэтому являются усредненными по всему диску планеты. Кроме того, используемый нами для анализа метод эффективной оптической глубины базируется на предположении об однородности оптических характеристик в пределах внешнего слоя атмосферы, сформировавшегося поле диффузно отраженного излучения на данной длине волны. Поэтому определяемые физические характеристики аэрозоля представляют собой усредненные по всему атмосферному столбу величины и могут не соответствовать истинным параметрам на конкретных высотных уровнях атмосферы Сатурна.

ВЫВОДЫ

По данным спектральных измерений геометрического альbedo в 1993 г. определены возможные значения физических параметров аэрозоля в глубоких слоях атмосферы Сатурна. Обнаружено увеличение эффективного радиуса облачных частиц при переходе от внешних к более глубоким слоям атмосферы планеты-гиганта: его значение равнялось 1.4 мкм в верхней части тропосферы, 1.83 мкм — на высотном участке с давлением 1.0...1.25 бар и 2.2...2.4 мкм — на участке с давлением 1.5...2.0 бар. В последнем выявлено уменьшение действительной части показателя преломления аэрозольных частиц на 3.5 %.

Такое уменьшение возможно при смене фазового состояния аэрозольных частиц в нижних, более теплых слоях атмосферы Сатурна, при наличии в их составе гидроксида аммония.

Автор искренне благодарит А. В. Мороженко за полезные советы и комментарии. Автор признателен рецензенту за ценные рекомендации к рабочему тексту статьи, которые значительно улучшили изложение материала.

1. 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, № 1. С. 13—21.
2. 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.
3. Chamberlain J. W. The atmosphere of Venus near cloud top. *Astrophys. J.* 1965. 141, N 4. P. 1184—1205.
4. Fletcher L. N., Baines K. H., Momary T. W., Showman A. P., Irwin P. G. J., Orton G. S., Merlet C. Saturn's tropospheric composition and clouds from Cassini/VIMS 4.6 - 5.1 μ m nightside spectroscopy. *Icarus.* 2011. 214. P. 510—533.
5. Fletcher L. N., Guerlet S., Orton G. S., Cosentino R. G., Fouchet T., Irwin P. G. J., Li L., Flasar F. M., Gorius N., Morales-Juberías R. Disruption of Saturn's quasi-periodic equatorial oscillation by the great northern storm. *Nature Astron.* 2017. 1. P. 765—770.
6. Hildenbrand D. L., Giaque W. F. Ammonium oxide and ammonium hydroxide. Heat capacities and thermodynamic properties from 15 to 300 K. 1. *J. Am. Chem. Soc.* 1953. N 75. P. 2811—2818.
7. Karkoschka E. Spectrophotometry of the Jovian planets and Titan at 300 to 1000 nm wavelength: The methane spectrum. *Icarus.* 1994. 111. P. 967—982.
8. Karkoschka E., Tomasko M. G. Saturn's vertical and latitudinal cloud structure 1991—2004 from HST imaging in 30 filters. *Icarus.* 2005. 179. P. 195—221.
9. Kawata K. Circular polarization of sunlight reflected by planetary atmosphere. *Icarus.* 1978. 33. P. 217—233.
10. Kerola D. X., Larson H. P., Tomasko M. G. Analysis of the near-IR spectrum of Saturn: A comprehensive radiative transfer model of its middle and upper troposphere. *Icarus.* 1997. 127. P. 190—212.
11. Lindal G. F. The atmosphere of Neptune: an analysis of radio occultation data with Voyager 2. *Astron. J.* 1992. 103. P. 967—982.
12. Muñoz O., Morena F., Molina A., Grodent D., Gérard J.C., Dols V. Study of the vertical structure of Saturn's atmosphere using HST/WFPC2 images. *Icarus.* 2004. 169. P. 413—428.
13. Morozhenko A. V. Jovian cloud stratification. *Sov. Astron. Lett.* 1984. 10. P. 323—325.
14. Morozhenko A. V. On the vertical structure of cloud layers in the atmospheres of giant planets. *Kinematics Phys. Celest. Bodies.* 1993. 9. P. 1—19.
15. Morozhenko A. V., Ovsak A. S. On the probable change of the radius and nature of aerosol particles in the deep layers of Jupiter's atmosphere. *Kinemat. Phys. Celest. Bodies.* 2017. 33. P. 88—93.
16. Ovsak A. S. Upgraded technique to analyze the vertical structure of the aerosol component of the atmospheres of giant planets. *Kinematics Phys. Celest. Bodies.* 2013. 29. P. 291—300.

17. Ovsak A. S. Variations of the volume scattering coefficient of aerosol in the jovian atmosphere from observations of the planetary disk. *Kinemat. Phys. Celest. Bodies*. 2015. 31. P. 197—204.
18. 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. P. 46—53.
19. Ovsak A. S. On determining the vertical structure of the aerosol component in the atmosphere of Saturn. *Kinemat. Phys. Celest. Bodies*. 2018. 34. P. 37—51.
20. Ovsak A. S. The altitudinal dependence of aerosol volume scattering coefficient in the atmosphere of Saturn in 1993. *49th Lunar and Planet. Sci. Conf. LPSC2018*, abstract # 1069.
21. Pérez-Hoyos S., Sánchez-Lavega A., French R. G., Rojas J. F. Saturn's cloud structure and temporal evolution from 10 years of Hubble Space Telescope images (1994—2003). *Icarus*. 2005. 176. P. 155—174.
22. Roman M. T., Banfield Don, Gierasch P. J. Saturn's cloud structure inferred from Cassini ISS. *Icarus*. 2013. 225. P. 93—110.
23. Sánchez-Lavega A., Hueso R., Pérez-Hoyos S. The three-dimensional structure of Saturn's equatorial jet at cloud level. *Icarus*. 2007. 187. P. 510—519.
24. Santer R., Dollfus A. Optical reflectance polarimetry of Saturn's globe and rings: IV. Aerosols in the upper atmosphere of Saturn. *Icarus*. 1981. 48. P. 496—518.
25. Sromovsky 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. P. 402—408.
26. Sromovsky L. A., Baines K. H., Fry P. M., Momary T. W. Cloud clearing in the wake of Saturn's Great Storm of 2010—2011 and suggested new constraints on Saturn's He/H₂ ratio. *Icarus*. 2016. 276. P. 141—162.
27. Temma T., Chanover N. J., Simon-Miller A. A., et al. Vertical structure modeling of Saturn's equatorial region using high spectral resolution imaging. *Icarus*. 2005. 175. P. 464—489.

Статья поступила в редакцию 14.06.2018

О. С. Овсак

Головна астрономічна обсерваторія Національної академії наук України,
Київ, Україна

ПРО МОЖЛИВІ ЗМІНИ ФІЗИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЕРОЗОЛЮ В ГЛИБОКИХ ШАРАХ АТМОСФЕРИ САТУРНА

Цю роботу присвячено визначенню значень величин фізичних параметрів хмарних частинок в глибоких шарах атмосфери Сатурна з використанням даних дистанційних вимірювань поля сонячного випромінювання, дифузно відбитого планетою-гігантом. У попередньому дослідженні за значеннями геометричного альбедо Сатурна, отриманими у 1993 р. в діапазоні довжин хвиль 300...1000 нм, автор з використанням методу ефективної оптичної глибини отримав залежність аерозольної розсіювальної складової оптичної глибини від тиску, тобто її зміну з висотою в атмосфері. Аналіз вихідних даних був виконаний у довгохвильовій частині спектра в лініях поглинання метану різної потужності з центрами на довжинах хвиль $\lambda = 619, 727, 842, 864$ і 887 нм. На деяких висотних рівнях в глибоких шарах атмосфери планети-гіганта на зазначеній залежності проявилися особливості, які можливо відображають зміни фізичних характеристик аерозолію. Тому метою даної роботи було визначення можливих значень фізичних параметрів аерозольних частинок в глибо-

ких шарах атмосфери Сатурна на висотних рівнях з зазначеними вище особливостями. В результаті виявлено збільшення ефективного радіуса хмарних частинок з глибиною: його значення становило 1.4 мкм у верхній частині тропосфери, 1.83 мкм на висотній ділянці з тиском 1.0...1.25 бар і 2.2...2.4 мкм — на ділянці з тиском 1.5...2.0 бар. В останньому виявлено зменшення дійсної частини показника заломлення аерозольних часток на 3.5 %. Для пояснення можливої причини такого зменшення розглянуто зміну фазового стану аерозольних часток у нижніх, тепліших шарах атмосфери Сатурна, через наявність в їхньому складі гідроксиду амонію в достатній концентрації.

Ключові слова: Сатурн, атмосфера, глибокі шари, аерозольні частинки, фізичні параметри.

A. S. Ovsak

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

ON THE POSSIBLE CHANGES IN THE PHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE AEROSOL IN THE DEEP LAYERS OF THE ATMOSPHERE OF SATURN

This work is devoted to determining the values of the physical parameters of cloud particles in the deep layers of the Saturn's atmosphere using data from remote measurements of the solar radiation field diffusely reflected by a giant planet. In the previous study, using the effective optical depth method, from the spectral measurements of the geometric albedo of Saturn in 1993 in the wavelength range 300...1000 nm, the author obtained a pressure dependence, i. e. change with altitude in the atmosphere values of the magnitude of the aerosol scattering component of the optical depth. The analysis of the initial data was performed in the long-wave part of the spectrum in methane absorption lines of different power with centers at wavelengths of $\lambda = 619, 727, 842, 864, \text{ and } 887 \text{ nm}$. At certain altitude levels in the deep layers of the atmosphere of the giant planet, the indicated dependence shows features that possibly reflect changes of the physical characteristics of the aerosol. Therefore, the aim of this work was to determine the possible values of the physical parameters of aerosol particles in the deep layers of Saturn's atmosphere at altitudinal levels, with the features noted above. As a result, an increase in the effective radius of cloud particles was observed in the transition from the outer to the deeper layers of the atmosphere of giant planet: from the 1.4 μm in the upper part of the troposphere, to the 1.83 μm in the altitude region with a pressure of 1.0...1.25 bar and up to 2.2...2.4 μm in the region with a pressure of 1.5...2.0 bar. In the latter segment, a decrease in the real part of the refractive index of aerosol particles by 3.5 % was revealed. A possible reason for this decrease is the change in the phase state of aerosol particles in the lower and warmer atmospheric layers of Saturn, due to the presence of ammonium hydroxide in their composition in sufficient concentration.

Keywords: Saturn, atmosphere, deep layers, aerosol particles, physical parameters.