

ЧЕТВЕРТЫЙ
МОСКОВСКИЙ
СИМПОЗИУМ
ПО СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

THE FOURTH
MOSCOW
SOLAR SYSTEM
SYMPOSIUM

Исследования Солнечной системы

3

КОСМИЧЕСКИЕ ВЕХИ

Материалы научной сессии,
посвященной 80-летию
академика М.Я. Марова

Solar System Study

some milestones

Proceedings of the
academician
Mikhail Marov
80th anniversary
session

14-18 ОКТЯБРЯ 2013
ИНСТИТУТ
КОСМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
РАН
МОСКВА

14-18 OCTOBER 2013
SPACE
RESEARCH
INSTITUTE
MOSCOW

МЕХАНИКА, УПРАВЛЕНИЕ И ИНФОРМАТИКА

МОСКВА
2015

523

21 229

ИНСТИТУТ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Исследования Солнечной системы КОСМИЧЕСКИЕ ВЕХИ

**Материалы научной сессии,
посвящённой 80-летию
академика М. Я. Марова**

**Четвёртый Международный симпозиум
по исследованию Солнечной системы 4M-S³**

Под редакцией
А. В. Захарова

Серия «Механика, управление и информатика»

МОСКВА
2015

Solar System Study: Some Milestones
Proceedings
Academician Mikhail Marov 80th anniversary session
Forth Moscow Solar System Symposium, 4M-S³
IKI RAN, Moscow, October 14–18, 2013
Ed. A. V. Zakharov

The book “Solar System Study: Some Milestones” is based on the materials of scientific session dedicated to the 80th birthday of the world recognized scientist Academician of the Russian Academy of Sciences Mikhail Ya. Marov. The session was held in the framework of 4th International Symposium on the Solar System Study (4M-S³) in Space Research Institute (IKI RAN) in October, 2013. The book represents the Proceedings of the session. It is composed of the papers of the closest colleagues and pupils of Mikhail Marov presented to honor his anniversary. They deal with the broad scope of contemporary problems of the Moon and planets exploration with space vehicles, as well as with some theoretical study and the results of mathematical modeling.

The book is addressed to professionals and students in the field, as well as to laymen with an interest to space research and Solar system study.

Исследования Солнечной системы: космические вехи
Материалы научной сессии,
посвящённой 80-летию академика М. Я. Марова

Четвёртый Международный симпозиум по исследованию Солнечной системы
ИКИ РАН, Москва, 14–18 октября 2013
Под ред. А. В. Захарова

Предлагаемая вниманию читателя книга «Исследования Солнечной системы: космические вехи» содержит материалы научной сессии, посвящённой 80-летию крупного российского учёного академика Российской академии наук Михаила Яковлевича Марова, которая состоялась в Институте космических исследований (ИКИ РАН) в рамках 4-го Международного симпозиума по исследованию Солнечной системы (4M-S³) в октябре 2013 г. Книга представляет собой сборник статей, подготовленных на основе докладов ближайших коллег и учеников юбиляра, представленных на симпозиуме. В них отражён широкий спектр актуальных проблем, включающих в себя изучение Луны и планет Солнечной системы на космических аппаратах, теоретические исследования и создание математических моделей космических сред.

Книга может быть интересна специалистам в области изучения космоса, преподавателям, студентам и всем интересующимся космическими исследованиями и изучением Солнечной системы.

Руководитель издания: *Зайцев Ю. И.*
Научный редактор: *Ананьева В. И.*
Редактор: *Корниленко В. С.*
Компьютерная вёрстка: *Комарова Н. Ю.*
Дизайн обложки: *Захаров А. Н.*

Мнение редакции не всегда совпадает с точкой зрения авторов статей.

Отдельные статьи даны в авторской редакции.

Качество иллюстраций соответствует предоставленному авторами материалу.

Электронная версия сборника размещена на сайте ИКИ РАН <http://www.iki.rssi.ru/print.htm>.



Академик Российской академии наук
Михаил Яковлевич МАРОВ

Академик Российской академии наук Михаил Яковлевич Маров — крупный учёный в области механики и физики космоса, планетных исследований, изучения и математического моделирования космических и природных сред. Родился в 1933 г. в Москве, окончил в 1958 г. Московское высшее техническое училище им. Н. Э. Баумана по специальности механика, работал в ракетно-космической отрасли, с 1962 г. — в Академии наук СССР (РАН). В период 1962–2007 гг. — заведующий отделом прикладной механики, аэронавтики и планетной физики Института прикладной математики им. М. В. Келдыша РАН, с 2007 г. — заведующий отделом планетных исследований и космохимии Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН. Доктор физико-математических наук, профессор. Ему принадлежит ведущая роль в разработке и осуществлении многолетней программы космических исследований в СССР, в изучении космического пространства, Луны и планет Солнечной системы. При его непосредственном участии проведены пионерские исследования Венеры и Марса, в том числе первые прямые измерения в атмосфере и на поверхности этих планет, получившие мировое признание. Он внёс большой вклад в разработку теоретических основ аэронавтики, в механику многокомпонентных турбулентных реагирующих газов, в изучение неравновесных

кинетических процессов, создание оригинальных методов математического моделирования, в разработку актуальных проблем космогонии и решение ряда научно-технических проблем

Им опубликовано около 300 научных работ и 16 монографий в ведущих российских и зарубежных издательствах. Он принимает активное участие в работе российских и международных научных организаций, является членом Бюро Совета по космосу РАН, Председателем Комиссии РАН по изучению научного наследия К. Э. Циолковского, Председателем секции «Солнечная система» Научного совета РАН по астрономии, заместителем Председателя Научного совета РАН по астробиологии. М. Я. Маров — главный редактор научного журнала РАН «Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы» (Solar System Research), академик Международной академии астронавтики, член Британского астрономического общества. Избирался Президентом Отделения планетных наук Международного астрономического союза, является руководителем Рабочей группы по космическому наследию ЮНЕСКО.

Научные заслуги М. Я. Марова и его вклад в космические исследования широко признаны у нас в стране и за рубежом. Он — лауреат Ленинской премии, Государственной премии СССР, Международной Галаберовской премии по астронавтике. Удостоен премии Международной академии астронавтики за лучшую книгу по фундаментальным наукам, премии Элвина Сифа за пионерские исследования планет, Диплома НАСА (США) за лидирующую роль в изучении Солнечной системы, медали Уильяма Нордберга Международного Комитета по исследованию космического пространства (COSPAR) за большой вклад в научные и прикладные исследования космоса. В 2015 г. награждён Орденом Дружбы.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	7
<i>Маров М. Я.</i> О себе и эпохе: исторический экскурс	10
<i>Шевченко В. В.</i> Современные проблемы лунных исследований	37
<i>Scott D. R., Head J. W.</i> 50 years of Russian-US-International Lunar Exploration: A Roadmap for the Future	71
<i>Кронрод Е. В., Кронрод В. А., Кусков О. Л.</i> Ограничения на тепловой режим и содержание урана в веществе Луны для модели магматического океана с условиями частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра	89
<i>Засова Л. В.</i> Исследование Венеры космическими миссиями: от «Венеры-4» к «Венере-Д». К 80-летию со дня рождения академика Марова М. Я.	102
<i>Кораблёв О. И.</i> Исследования Марса на рубеже веков	117
<i>Митрофанов И. Г.</i> Вода и жизнь на Марсе	155
<i>Жарков В. Н., Гудкова Т. В.</i> Сейсмическая модель Марса: эффекты гидратации оливина, вадслеита и рингвудита в мантии Марса	168
<i>Пугачёва С. Г., Шевченко В. В.</i> Древние вулканические типы рельефа Марса, Венеры, Меркурия и Луны. Происхождение, морфология, возраст.	192
<i>Базилевский А. Т.</i> Оценка абсолютного возраста ударных кратеров Луны, Меркурия и Марса по степени их морфологической выраженности	213
<i>Захаров А. В.</i> Спутники Марса. Проблема пыли	229
<i>Ксанфомалити Л. В., Селиванов А. С., Гектин Ю. М., Аванесов Г. А.</i> Возвращение к архивным материалам телевизионных экспериментов миссий ВЕНЕРА: гипотетические флора и фауна планеты	242
<i>Шематович В. И.</i> Газовые оболочки ледяных спутников.	270
<i>Колесниченко А. В.</i> К магнитогидродинамическому моделированию структуры и эволюции турбулентного аккреционного диска протозвезды	311

<i>Колесниченко А. В., Маров М. Я.</i>	
К моделированию процесса агрегации пылевых фрактальных кластеров в протопланетном ламинарном диске	349
<i>Ипатов С. И.</i>	
Формирование небесных тел со спутниками на стадии разреженных сгущений	386
<i>Дорофеева В. А.</i>	
Строение, состав и условия образования каменно-ледяных планетезималей во внешнем регионе околосолнечного газопылевого протопланетного диска: ограничения для моделей	400
<i>Макалкин А. Б., Дорофеева В. А.</i>	
Условия образования регулярных спутников в аккреционных дисках Юпитера и Сатурна.	425
<i>Бусарев В. В.</i>	
Спектральные свойства Европы, Ганимеда и Каллисто как индикаторы процессов окружающей среды.	456
<i>Бисикало Д. В., Кайгородов П. В.</i>	
Газовые оболочки у экзопланет типа горячий юпитер	479
<i>Шевченко И. И.</i>	
Орбитальные резонансы в Солнечной и экзопланетных системах.	492

ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение нескольких лет в Москве проводится уже ставший традиционным ежегодный Международный московский симпозиум по исследованиям Солнечной системы (MS³). Четвёртый симпозиум, прошедший в октябре 2013 г., включал сессию “Solar System Study: Some Milestones”, посвящённую замечательной дате — 80-летию академика М. Я. Марова. В заслушанных докладах ближайших коллег и учеников юбиляра был затронут широкий спектр актуальных проблем, близких его научным интересам. Данный сборник содержит статьи, основанные на докладах, представленных на этой сессии Симпозиума.

Откровенно говоря, не верится, что исполнилось 80 лет Михаилу Яковлевичу Марову, столь энергичному человеку, продолжающему не просто активно работать в науке, но и совмещать с этой работой многостороннюю научно-организационную и общественную деятельность. Именно таким мы знаем Михаила Яковлевича на протяжении многих лет совместной работы, высоко ценим его спокойный, взвешенный подход при обсуждении самых сложных вопросов.

М. Я. Маров является одним из ведущих российских учёных в области космических исследований, механики природных и космических сред, изучения планет Солнечной системы. Это высокоэрудированный, глубоко мыслящий человек, обладающий широким кругозором и уникальным опытом практической работы. Он пришёл в ракетно-космическую отрасль на этапе её зарождения, тесно сотрудничал с С. П. Королёвым и замечательной плеядой Главных конструкторов, обеспечивших наши выдающиеся достижения в изучении и освоении космоса. Почти два десятилетия работал непосредственно с М. В. Келдышем по организации и осуществлению космических исследований в стране, проводил под его руководством свои научные исследования.

В 1960–1980-х гг. Михаил Яковлевич был одним из руководителей и непосредственных участников советской программы космических исследований на автоматических лунно-планетных аппаратах, играя одну из ведущих ролей в определении научных задач и выборе технических решений. Он принимал непосредственное участие в подготовке и осуществлении многолетней комплексной программы исследований Луны, Венеры и Марса на лунно-планетных космических аппаратах «Луна», «Венера», «Вега», «Марс», «Фобос». Ему принадлежат многочисленные пионерские результаты исследований Венеры и Марса, которые получили широкое мировое признание.

Первые в мире прямые измерения температуры и давления на поверхностях Венеры и Марса, исследования теплового режима Венеры, динамики её атмосферы, структуры, состава и микрофизических свойств облаков — все эти важнейшие работы выполнены при его непосредственном участии. Он сыграл ведущую роль в решении сложной задачи посадки космических аппаратов на поверхность Венеры и обеспечении их работоспособности в чрезвычайно тяжёлых условиях окружающей среды, благодаря чему удалось передать на Землю цветные панорамы и измерить элементный состав поверхностных пород.

Наряду с этим, М. Я. Маровым выполнены серьёзные теоретические исследования по анализу различных процессов в космическом пространстве и на планетах Солнечной системы, исходя из комплекса теоретических моделей, разработанных им и под его руководством. В основе лежат его многолетние исследования по ключевым проблемам механики, геофизической гидродинамики, турбулентности неоднородных сред, кинетики неравновесных процессов. Его работы лежали в основе нового научного направления в планетологии — планетной аэрономии, в становление которого М. Я. Маровым внесён важный вклад. В рамках проекта глобального космического мониторинга им был предложен и успешно осуществлён оригинальный метод определения состояния озоносферы Земли с учётом состояния и вариаций турбулентной среды при зондировании атмосферы светом от эталонных звёзд. Развитые им оригинальные модельные подходы к изучению основных проблем геофизики и космохимии планет и малых тел Солнечной системы (комет, астероидов), опирающиеся на методы и достижения классических научных дисциплин, способствовали становлению эволюционного подхода при изучении Земли на основе методов сравнительной планетологии. Одновременно это дало возможность подойти на современном уровне знаний к решению фундаментальной проблемы происхождения и эволюции Солнечной системы, исходя из корректной математической постановки соответствующих модельных задач и с использованием для их решения оригинальных подходов и эффективных многопроцессорных вычислительных комплексов. Работы М. Я. Марова, лежащие на стыке астрофизики и геофизики, углубляют и расширяют наши представления о ключевых природных механизмах и открывают перспективы более тесной интеграции планетных исследований с традиционными науками о Земле.

Результаты его исследований содержатся в сотнях статей, написанных им лично и в соавторстве. Опубликовано около 20 книг и монографий, изданных ведущими отечественными и зарубежными издательствами. Около полувека он проработал в Институте прикладной математики им. М. В. Келдыша Российской академии наук, в настоящее время возглавляет крупный отдел планетных исследований и космохимии в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук, всемерно способствуя сотрудничеству между ИКИ и ГЕОХИ в космических проектах. М. Я. Маров является главным редактором научного журнала РАН «Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы», которому отдаёт много душевных сил и энергии, членом Бюро Совета

РАН по космосу, Председателем Комиссии РАН по разработке научного наследия К. Э. Циолковского, заместителем председателя Научного совета РАН «Астробиология». Он принимает самое активное участие в обсуждениях актуальных проблем космических исследований, экспертизе проектов, пропаганде научных знаний. Участвует в работе международных научных организаций.

Научные заслуги Михаила Яковлевича широко признаны у нас в стране и за рубежом. Он — лауреат Ленинской премии (1970), Государственной премии СССР (1980), награждён орденом Почёта (2003), имеет ряд других наград. Ему присуждены премия им. А. Галабера Международной астронавтической федерации (1973), премия Международной Академии астронавтики, премия Элана Сиффа за пионерские исследования планет. М. Я. Маров награждён Дипломом НАСА за лидирующую роль и выдающийся вклад в исследования Солнечной системы. В 2014 г. Международный Комитет по исследованию космического пространства (COSPAR) присудил ему медаль Уильяма Нордберга за большой вклад в научные и прикладные исследования космоса.

Думаю, публикуемые в данном сборнике статьи ближайших коллег и учеников юбиляра, затрагивающие широкий спектр актуальных проблем, близких его научным интересам, будут интересны как специалистам, так и тем, кто интересуется историей и современным состоянием космических исследований.

Мы пользуемся случаем ещё раз пожелать Михаилу Яковлевичу здоровья, новых замечательных успехов и творческого долголетия.

Л. М. Зеленый
вице-президент РАН,
директор ИКИ РАН,
академик

О СЕБЕ И ЭПОХЕ: ИСТОРИЧЕСКИЙ ЭКСКУРС

М. Я. Маров

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского
Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

Недавно завершился мой 80-й оборот вокруг Солнца на планете Земля. За время этого путешествия я получил уникальную возможность расширить представления о природе нашей планеты, её ближайшем космическом окружении — Солнечной системе и безграничных просторах Вселенной, многое увидеть, узнать и попытаться понять. Судьба распорядилась так, что я оказался на отрезке пространства и времени, когда человечеству открылась возможность выйти в космос, начать его изучать и осваивать. Мне довелось принять самое непосредственное участие в этом поистине историческом свершении в великой стране — Советском Союзе — практически с самых первых шагов, и это ещё один подарок судьбы. Мне посчастливилось заниматься любимой наукой на протяжении долгих лет вместе с коллегами и учениками. Сегодня, — по существу, мой краткий отчёт о том, что удалось сделать, и не по требованию чиновников, а по велению сердца.

В отличие от традиционного формата, я хочу начать с благодарностей. Я, конечно, прежде всего, благодарен своим родителям, которые подарили мне жизнь и сделали это крайне своевременно, так что я окончил университет как раз к началу космической эры. Я благодарен своим великолепным учителям, которые раскрыли мне красоту окружающего мира, привили желание его понять и дали необходимые основы знаний, чтобы заниматься фундаментальной наукой и её приложениями, передали свою жизненную позицию, собственное философское отношение к жизни. Я благодарен самым близким людям, окружавшим и окружающим меня на разных этапах жизни, подарившим мне любовь, заботу, преданность — всё то, что составляет основу личного, семейного счастья. Я глубоко признателен своим многочисленным коллегам, в самом тесном сотрудничестве с которыми проводились научные исследования и практические работы, за понимание и поддержку. Пользуюсь также случаем выразить признательность коллективам сотрудников двух великолепных организаций Российской академии наук, где мне довелось работать, — Институту прикладной математики им. М. В. Келдыша (ИПМ им. М. В. Келдыша РАН) и Институту геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (ГЕОХИ).

МОИ КОРНИ. НАЧАЛО ПУТИ

Я родился в 1933 г. в Москве, в простой семье. Отец — участник Великой Отечественной войны, был тяжело ранен, рано умер. Мама — преподаватель Московского института химического машиностроения. Привожу несколько фотографий из семейного альбома — я с родителями; родители; детство; юность.

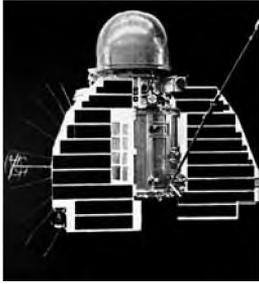
Маров Михаил Яковлевич — заведующий отделом, доктор физико-математических наук, профессор, академик РАН, marov@keldysh.ru



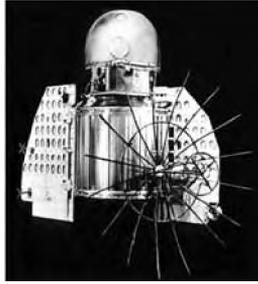
После окончания в 1952 г. московской средней школы с золотой медалью я поступил на механический факультет Московского высшего технического училища (МВТУ) (ныне Московский государственный технический университет) имени Н. Э. Баумана (МГТУ) и окончил его с отличием в 1958 г. Школьные и студенческие годы вспоминаю с тёплым чувством, хотя время было тяжёлое, мама, что называется, «поднимала» меня одна. Всю жизнь храню глубочайшую благодарность ей и своей бабушке за всё, что они для меня сделали, заложив духовные, нравственные основы жизни. Они вместе похоронены на Пятницком кладбище в Москве, и я регулярно туда езжу, склоняюсь в низком поклоне.

Я был студентом-дипломником, изучал сложный раздел механики — нелинейные колебания, когда пришло известие о запуске в СССР первого в мире искусственного спутника Земли, которое потрясло меня до глубины души. Впервые я задумался о космосе, но мечта как-то к этому приобщиться казалась тогда несбыточной. После окончания университета я был направлен на закрытое предприятие под Москвой, где в течение первых двух лет занимался нелинейными процессами в атомной физике, много времени проводил в Физико-энергетическом институте имени А. И. Лейпунского в Обнинске, участвуя в экспериментах на атомных реакторах. Тогда, в условиях строгой секретности, я не знал, что эти исследования были связаны с космосом и предназначались для использования в перспективе в бортовых энергетических установках космических аппаратов (КА). Но вскоре произошла реорганизация — моё предприятие присоединили к ОКБ-1 С. П. Королёва (ныне Ракетно-космическая корпорация имени С. П. Королёва «Энергия» — РКК «Энергия»), а лаборатория, в которой я работал, вошла в состав подразделения для разработки систем управления и ориентации космических аппаратов. Его возглавлял крупный учёный академик Б. В. Раушенбах, общение с которым продолжалось долгие годы. Я принимал активное участие в разработке навигационных систем первых космических аппаратов для полётов к Марсу и Венере серий 1МВ и 2МВ.

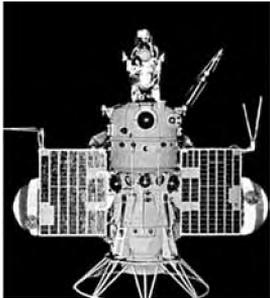
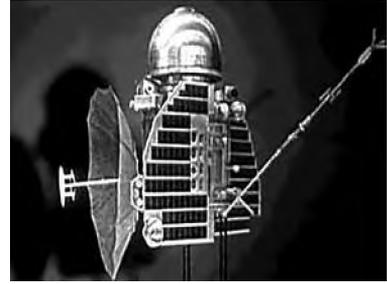
Всё тогда было внове, многое постигалось буквально на ходу, а из-за несовершенства технических средств часто приводило к досадным ошибкам. И, тем не менее, совершенно уникальные системы создавались в кратчайшие сроки, во многом мотивированные императивами холодной войны, стремлением превзойти соперника, быть первыми. И, конечно, мы не теряли чувства юмора, иллюстрацией чего служит карикатура из нашей стенгазеты под названием «Космические исследования в каменном веке».



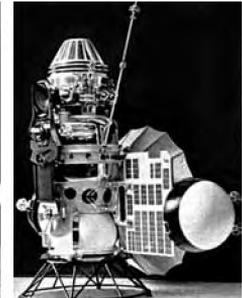
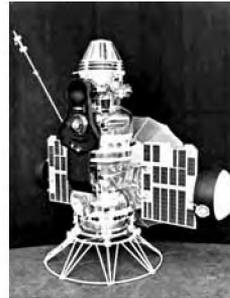
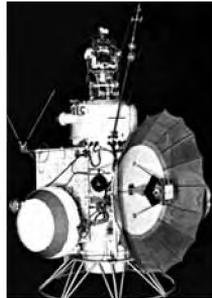
1MB — «Марс-1»



1MB — «Венера-1»



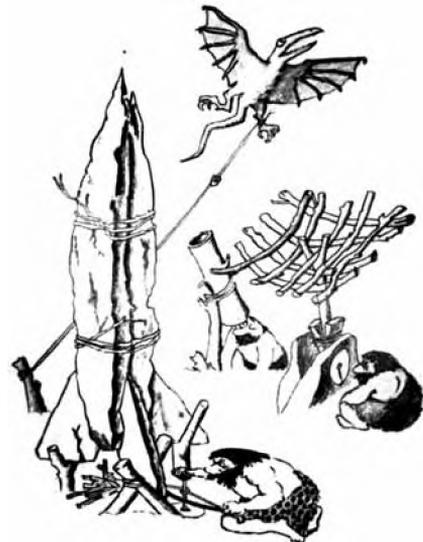
2MB — «Марс-1»



2MB — «Венера-2, -3»



Сообщение ТАСС о запуске в СССР первого в мире искусственного спутника Земли, 4.10.1957 г.



Карикатура «Космические исследования в каменном веке» из стенгазеты ОКБ-1, 1959 г.

Вскоре, однако, судьбе было угодно вновь круто изменить мою жизнь. Неожиданно распоряжением Госкомитета по оборонной технике (ГКОТ), к которому относилось ОКБ-1, меня перевели в Москву, где под непосредственным руководством выдающегося специалиста отрасли Г.А. Тюлина я вплотную занялся текущими и перспективными проблемами ракетно-космической техники, в том числе анализом аварийных пусков ракет. А после случайной встречи на одном из совещаний с М.В. Келдышем я вскоре получил его приглашение перейти из системы ГКОТ (Государственный комитет по оборонной технике) в Академию наук СССР, в возглавляемый им Институт прикладной математики, которое я принял с воодушевлением. Вся моя последующая жизнь на протяжении более полувека связана с Академией наук, где я прошёл колоссальную школу от научного сотрудника до руководителя подразделений. Так или иначе, космос определил выбор моего жизненного пути. Путь этот оказался достаточно сложным, было несколько крутых поворотов, были, несомненно, моменты везения, но за всем за этим стояли упорный труд, непрерывная учёба, не покидавшая меня любознательность, стремление к познанию нового.

КОСМИЧЕСКИЕ ПРОГРАММЫ И ПРОЕКТЫ

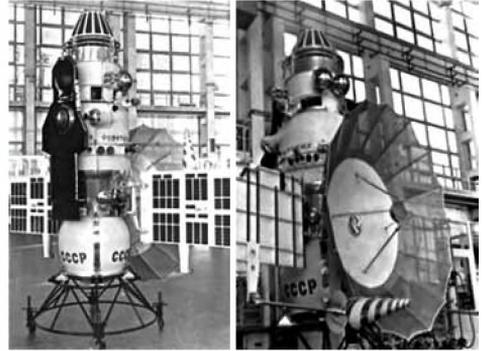
Особенно серьёзной школой, неизмеримо расширившей научно-технический кругозор и давшей бесценный опыт работы с крупными коллективами и проектами, стала моя работа в течение более 15 лет Учёным секретарём Межведомственного научно-технического совета по космическим исследованиям (МНТС по КИ) при АН СССР, который возглавлял М.В. Келдыш. Все эти годы я работал в тесном общении с ним, и это был самый напряжённый и, вместе с тем, насыщенный период моей жизни. Я самым непосредственным образом участвовал в разработке программ научных и прикладных космических исследований, обсуждении практически всех космических проектов, много времени проводил на предприятиях и ракетных полигонах. Мне довелось лично хорошо узнать всех главных конструкторов отрасли, руководителей и ведущих сотрудников НИИ и КБ. Это неизмеримо обогатило жизнь. Особенно тесные контакты установились у меня с Научно-производственным объединением (НПО) им. С.А. Лавочкина, где создавались наши космические аппараты для исследований Луны и планет, с Главным конструктором Г.Н. Бабакиным, его заместителями, а затем и преемниками. М.В. Келдыш поручил мне лично активно участвовать в подготовке технических вопросов, обеспечивающих решение принципиально важных научных задач, сопряжение научной аппаратуры со служебными системами космических аппаратов для исследований Луны, Венеры, Марса, и я в течение многих лет по существу выполнял функции, которые на Западе называют Project Scientist (PS). Я проводил также собственные экспериментальные исследования на этих КА в качестве Principal Investigator (PI), чему М.В. Келдыш всячески способствовал, создав в моём отделе в ИПМ специальную лабораторию.

Кульминационным в этой моей деятельности был период с середины 1960-х до начала 1980-х гг. Именно на этот период приходится наши выдающиеся пионерские достижения в исследованиях Луны, Венеры, Марса. С чувством особой гордости я вспоминаю об успешной многолетней программе исследований Венеры, начиная с «Венеры-4», которой было отдано много времени и сил, но с лихвой вознаграждено техническими и научными результатами мирового уровня. Среди них первые прямые измерения параметров атмосферы, первые посадки аппаратов на поверхность планеты и их выживание в суровых условиях окружающей среды (не повторенные больше никем в мире), измерения освещённости и передача панорам поверхности, определение состава поверхностных пород, исследования атмосферной динамики, структуры и свойств венерианских облаков. Нами были запущены первые искусственные спутники Венеры, изучены особенности околопланетного космического пространства. Эти успехи были достигнуты двумя поколениями космических аппаратов, созданных Г. Н. Бабакиным, причём второе поколение, обладавшее высокой степенью надёжности, стало также технической основой программы полёта аппаратов «Вега» к комете Галлея и создания астрофизического спутника «Астрон». К сожалению, не все планы исследований Венеры удалось осуществить. Для меня особенно болезненным было решение в 1981 г. об отмене запланированного запуска аэростатного зонда (баллона) для детального изучения уникальных облаков планеты. Сделано это было волевым решением, хотя этот советско-французский проект, научными руководителями которого с нашей и французской стороны были, соответственно, я и Жак Бламон, находился на завершающей стадии изготовления.

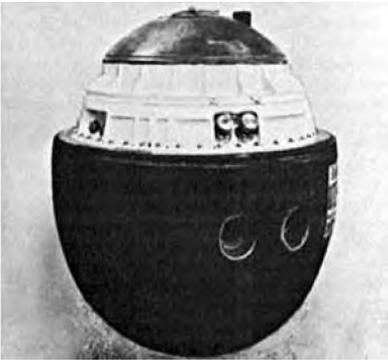
Менее успешной была наша марсианская программа, включавшая искусственные спутники Марса и посадочные аппараты. Тем не менее, выдающимися достижениями стали первая мягкая посадка на Марс КА «Марс-3» и первые прямые измерения параметров атмосферы на КА «Марс-6». И, конечно, поистине эпохальными стали уникальные полёты лунных космических аппаратов, обеспечивших автоматический забор и возврат на Землю лунного грунта и длительную работу на поверхности Луны самоходных аппаратов. Успешное осуществление этих проектов в самом начале 1970-х гг. позволило в определённой степени ослабить негативные последствия проигранной нами лунной гонки за высадку первого человека на Луну. Помню обуревавшие меня сложные чувства, когда я наблюдал выход на лунную поверхность Нейла Армстронга — сочетание гордости за триумф человеческого гения вместе с чувством досады и горечи, что это сделала не мы. А всего лишь восемь лет назад, когда нас захлестнуло ликование от полёта Юрия Гагарина, это казалось вполне реальным, С. П. Королёв готовил даже проект пилотируемого полёта на Марс. Я глубоко убеждён, что если бы не его преждевременная смерть в начале 1966 г., мы были бы на Луне и, возможно, раньше американцев. И, тем не менее, лунные автоматы позволили нам, что называется, сохранить лицо и получить результаты, которыми мы сегодня по праву гордимся. Они закрепили за страной её признание в качестве ведущей космической державы.



Вход и спуск в атмосфере («Венера-4» – «Венера-6»)



КА «Венера-4» – «Венера-6»



Спускаемый аппарат, «Венера-7, -8»

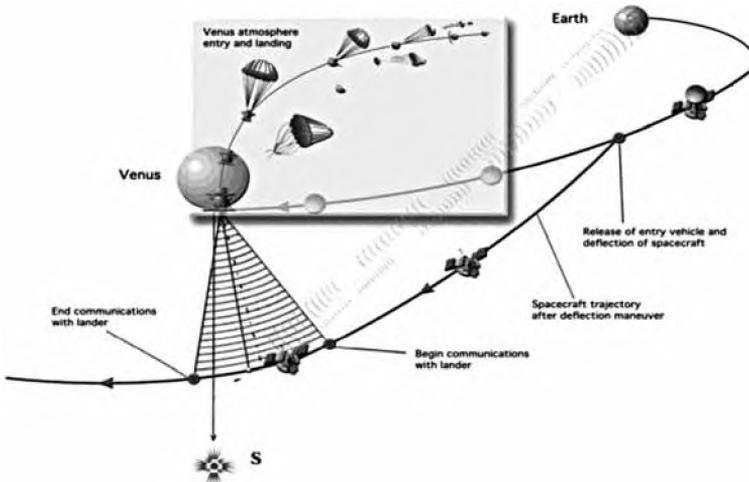
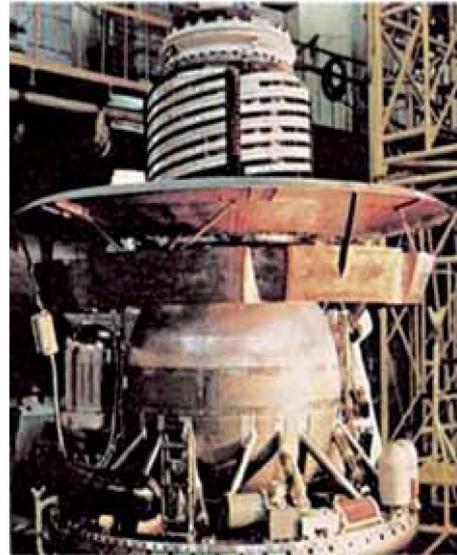


Схема перевода КА второго поколения («Венера-9» – «Венера-14») на пролётную траекторию для обеспечения ретрансляции сигнала с посадочного аппарата на Землю



Посадочный аппарат второго поколения («Венера-9» – «Венера-14», «Вега-1, -2»)

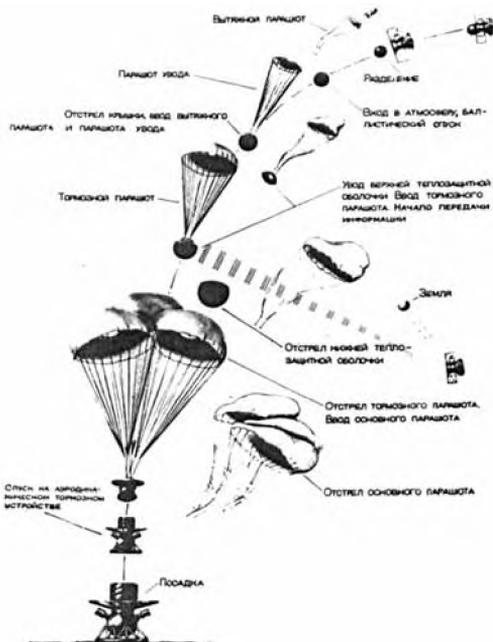
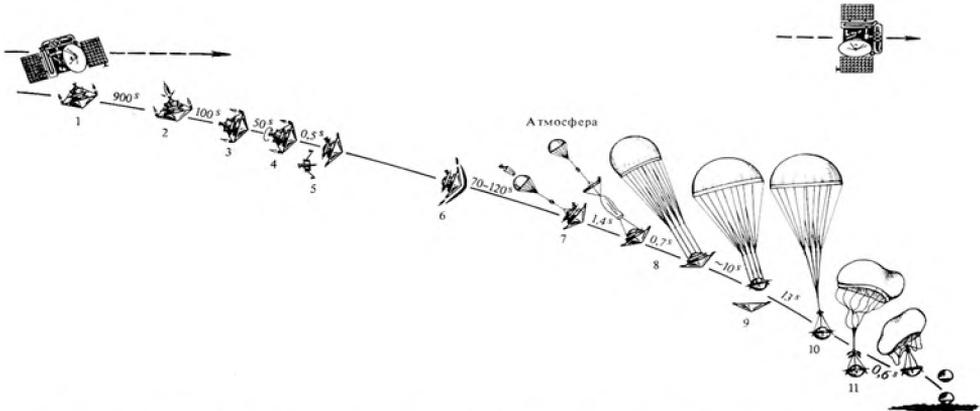


Схема спуска и посадки на поверхность КА второго поколения («Венера-9» – «Венера-14»)



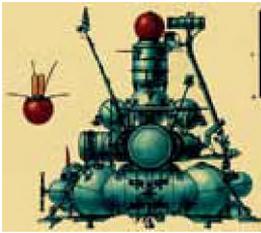
Испытательный центр в Тулузе (Франция). У макета баллона Ф. Жерар, Р. С. Кремнёв, М. Я. Маров



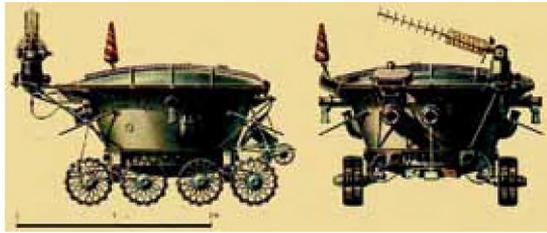
1 — отделение спускаемого аппарата; 2 — выключение двигателя увода; 3 — начало программы разворота спускаемого аппарата; 4 — закрутка спускаемого аппарата; 5 — отделение фермы; 6 — останов закрутки; 7 — начало введения парашютной системы и отработка программы посадки; 8 — введение основного парашюта, включение радиоконплеса и научной аппаратуры; 9 — раз-

ривка парашюта, отделение аэродинамического конуса, включение радиовысотомера; 10 — вывод двигателей мягкой посадки, переделка парашютной системы; 11 — включение двигателей мягкой посадки, конец передачи информации на орбитальный отсек

Схема посадки на планету спускаемого аппарата станции «Марс-6»



«Луна-16»



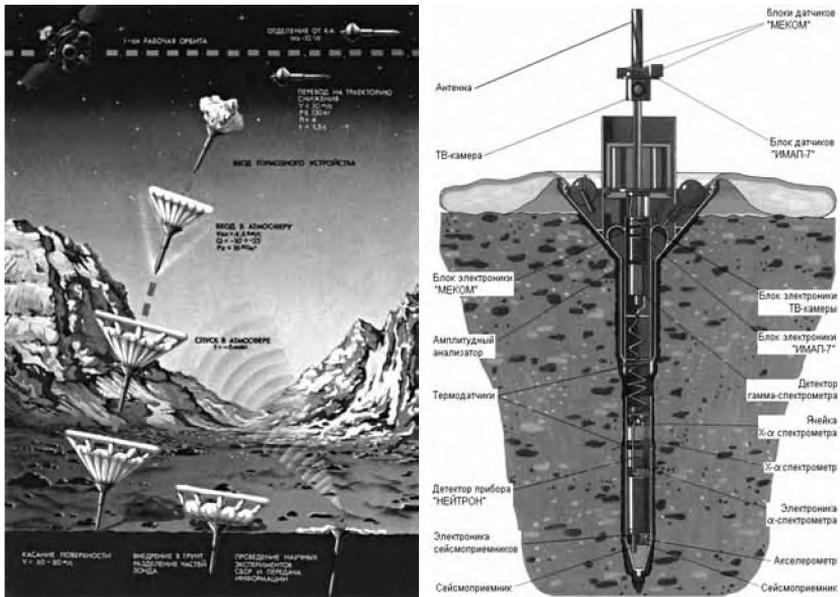
«Луноход-1»



Образцы лунного грунта, доставленного «Луной-16», в приёмной лаборатории ГЕОХИ АН СССР 26.09.1970 г. Слева направо: С. А. Афанасьев, Г. Н. Бабакин, Р. С. Кремнев, Б. А. Строганов, Г. А. Тюлин, М. Я. Маров, О. Г. Ивановский



Пресс-конференция, посвящённая успешному завершению полёта «Луны-16». Слева от М. В. Келдыша во втором ряду М. Я. Маров



Спуск пенетраторов на поверхность Марса и метеокомплекс «Меком» наверху пенетратора (проект МАРС-96)

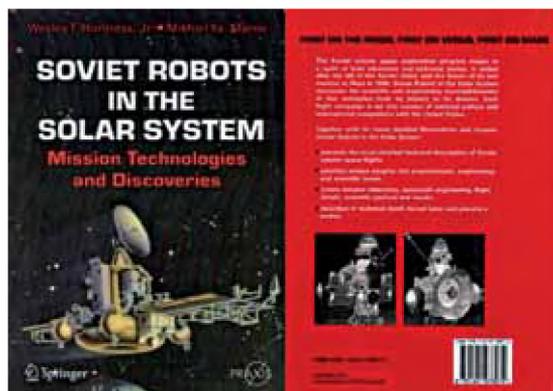
Ситуация радикально изменилась, а признание сильно пошатнулось в последующие десятилетия. Успешное завершение миссий ВЕГА было предопределено, как уже говорилось, надёжностью КА «Венера» второго поколения. Новые разработки оказались значительно менее совершенными, результатом чего стало выполнение лишь малой части программы полётов двух аппаратов к Фобосу, а вслед за тем и трагедия с запуском КА «Марс-96». В совокупности с разрушительными последствиями перестройки это отбросило нашу лунно-планетную программу на десятилетия назад. В конце 1970-х гг., после кончины М. В. Келдыша, я добровольно ушёл из МНТС по КИ и целиком переключился на научную работу, а в проектах ВЕГА, ФОБОС-88 и МАРС-96 я участвовал в экспериментах. В проекте ВЕГА я занимался расчётами негравитационных возмущений в движении кометы Галлея вследствие сублимации газа и пыли с поверхности ледяного ядра, с целью повышения точности определения траектории на момент встречи с кометой космического аппарата. В проекте ФОБОС-88 занимался моделированием дистанционного определения состава поверхностных пород Фобоса разрабатывавшимся в ИКИ бортовым прибором «Лима-Д», снабжённым лазерной пушкой и масс-анализатором эжектируемых ионов. А в проекте МАРС-96 я был научным руководителем метеокомплекса, устанавливавшегося на пенетраторах и предназначавшегося для длительных измерений параметров атмосферы Марса и вариаций содержания пыли. В создании этого комплекса принимали участие мои финские и американские коллеги.

Конечно, после ухода из МНТС по КИ степень моего участия в проектах свелась практически к нулю, чему были вполне определённые причины. Ситуация изменилась в конце 1990-х гг., когда, на общем фоне разброда и конъюнктурных интересов, небольшой группой энтузиастов с моим участием были приложены огромные усилия для возрождения российской лунно-планетной программы. Постепенно в эту работу включились традиционные коллективы квалифицированных специалистов. В результате наших общих усилий родился проект современного космического аппарата «Фобос-Грунт» для решения амбициозной задачи возврата на Землю образцов пород со спутника Марса. Я отдал этому проекту много времени и сил, тем сильнее были переживания в связи с его неудачным запуском.

Насыщенный крупными событиями почти 20-летний период моей активной космической деятельности отражён в книге «Советские роботы в Солнечной системе. Технологии и открытия», написанной совместно с моим американским коллегой Уэсли Теодором Хантрессом и изданной в 2011 г. на английском языке издательством Springer-Praxis, а 2013 г. выпущенной на русском языке редакцией физико-математической литературы издательства «Наука» (*Маров М. Я., Хантресс У. Т.* Советские роботы в Солнечной системе. Технологии и открытия / Пер.: *Huntress W. T., Marov M. Ya.* Soviet robots in the solar systems. Mission technologies and discoveries. М.: Физматлит, 2013. 612 с.). В этой книге совершенно объективно отражены успехи и неудачи советской программы лунно-планетных исследований на автоматических КА, проанализированы их причины. На обложку книги, по предложению Уэсли Хантресса, вынесены слова: «Первые

на Луне, первые на Венере, первые на Марсе», что отдаёт должное нашему выдающемуся вкладу в мировую науку. Я счастлив, что мне довелось непосредственно участвовать в этих исторических свершениях. Книге была присуждена премия Международной академии астронавтики за лучшую книгу в области фундаментальных наук. Я надеюсь, что она будет с интересом встречена российскими читателями, в первую очередь, молодёжью, слабо знакомой с замечательным вкладом отечественной науки и техники в мировую космонавтику.

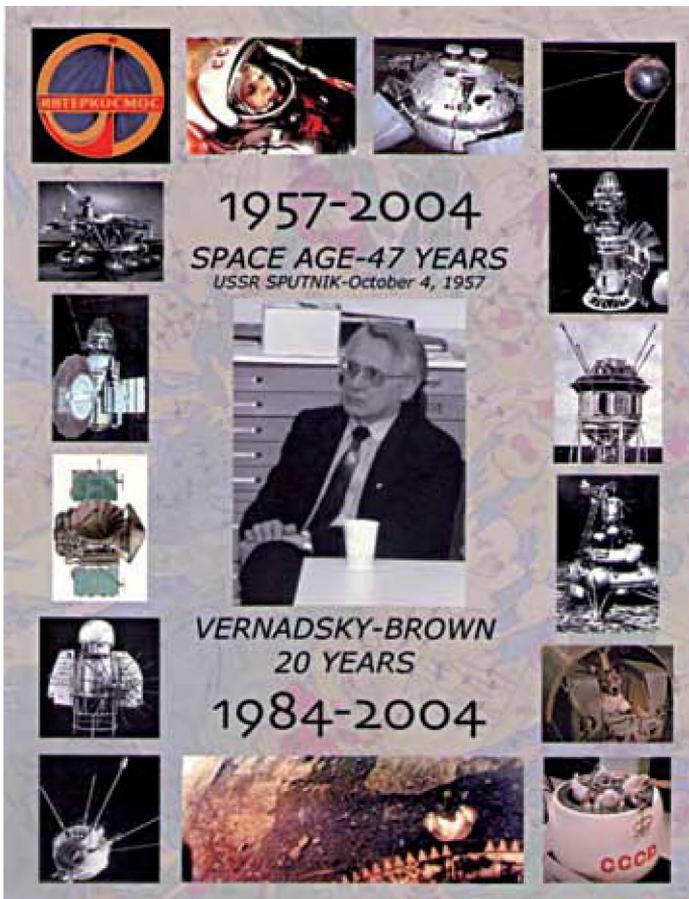
Несмотря на завесу секретности, в условиях которой осуществлялась в СССР космическая программа, многое на Западе было известно, в том числе, и о моём участии в программе. Это лишний раз подтвердилось, когда вместе с У. Хантрессом мы работали над книгой о советских роботах. Было, в частности, известно о моей позиции у М.В. Келдыша — руководителя советской космической программы. Помимо этого, М.В. Келдыш поручал мне участие в различных международных мероприятиях, ведение переговоров. Иными словами, я был, что называется, на виду. Неслучайно поэтому в 1971 г., после успешной мягкой посадки на Марс КА «Марс-3», мне была присуждена Международная Галаберовская премия по астронавтике, которую при её вручении я назвал признанием, в первую очередь, заслуг моих коллег из НПО им. С.А. Лавочкина. Свидетельством оценки моего участия в различных космических проектах у зарубежных учёных стал коллаж Брауновского университета (США), вручённый мне в связи с 20-летием симпозиума «Вернадский — Браун». Приятной неожиданностью стало присуждение мне в 2012 г. Диплома НАСА в связи с 50-летием исследований Солнечной системы «в знак признания лидирующей роли в исследованиях Солнечной системы и открытий, изменивших мир», а в 2013 г. — Премии Элвина Сиффа «в знак признания выдающегося и уникального вклада в планетные исследования, включая первые прямые измерения в атмосферах Венеры и Марса».



Книга Soviet robots in the solar systems. Mission technologies and discoveries, изданная в 2011 г. на английском языке издательством Springer-Praxis, и Диплом Международной академии астронавтики за лучшую книгу в области фундаментальных наук



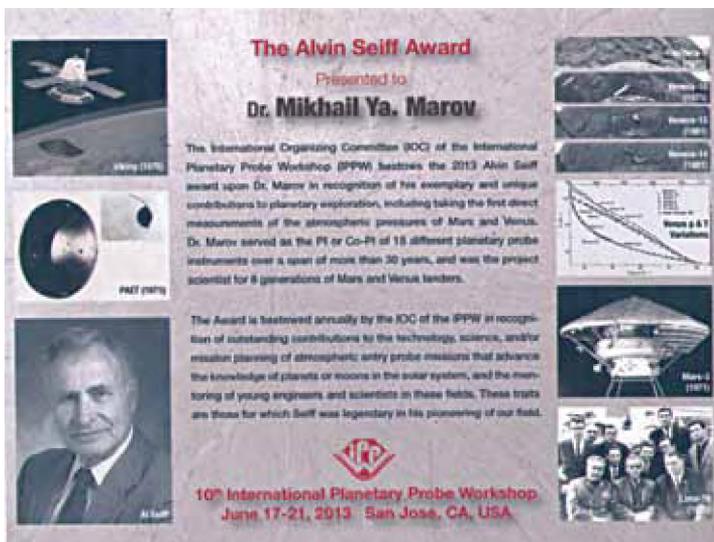
Книга «Советские роботы в Солнечной системе. Технологии и открытия», выпущенная в 2013 г. на русском языке редакцией физико-математической литературы издательства «Наука»



Коллаж Брауновского университета (США), врученный автору в связи с 20-летием симпозиума «Вернадский – Браун»



Диплом НАСА в связи с 50-летием исследований Солнечной системы «в знак признания лидирующей роли в исследованиях Солнечной системы и открытий, изменивших мир»



Премия Элвина Сиффа «в знак признания выдающегося и уникального вклада в планетные исследования, включая первые прямые измерения в атмосферах Венеры и Марса»

НАУЧНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наряду с работой в МНТС по КИ, я возглавлял в ИПМ отдел прикладной механики, планетных исследований и аэронауки, занимаясь теоретическими и экспериментальными работами. Такое совмещение было непростым и требовало колоссальной отдачи. Мстислав Всеволодович направлял научную деятельность моего подразделения, помогал в решении ряда теоретиче-

ских проблем, которые с ним обсуждались, и эти уроки были бесценными. Он способствовал и моему научному росту. В 1962 г. я поступил в аспирантуру, в 1964 г. защитил кандидатскую, а в 1970 г. — докторскую диссертацию по разделу физико-математических наук. В 1977 г. мне присвоили звание профессора, в 1990 г. я был избран членом-корреспондентом АН СССР по Отделению механики, а в 2008 г. — академиком РАН по специальности планетные исследования Секции наук о Земле. В этом событии нашло отражение признание членами Секции важности изучения Земли как одной из планет Солнечной системы на основе сравнительно-планетологического подхода и того вклада, который мне удалось внести в этот раздел современной науки.

Я уже говорил, что мой путь в науку не был прямым, многое приходилось постигать самостоятельно, но заложенные в МВТУ фундаментальные основы механики, обогащённые в последующем глубоким изучением физики, позволили это делать. Очень помогли инженерные навыки, а работа в МНТС по КИ, непосредственное участие в космических проектах способствовало их закреплению и развитию. Тем не менее, всю свою сознательную жизнь я учился, не боялся осваивать новые области знания. По существу, период работы в атомной и ракетно-космической промышленности в самом начале жизненного пути был недолгим, а все последующие годы были отданы фундаментальной науке. Исследования, в которых лично и с коллегами/учениками мне удалось получить определённые результаты, можно разделить на следующие разделы:

- Физическая механика, математическое моделирование космических и природных сред, аэрономия.
- Планетные исследования на космических аппаратах, разработка моделей на основе данных измерений.
- Планетная космогония и космохимия — происхождение и эволюции Солнечной системы и планетных систем у других звёзд.

Я, естественно, не имею возможности подробно изложить даже наиболее значимые результаты, полученные в каждом из этих направлений или их совокупности, к тому же приведённое деление в известном смысле условно. Поэтому ограничусь только очень краткими сведениями, а более подробно с содержанием исследований можно ознакомиться в приведённых монографиях, написанных лично или вместе с коллегами.

Механика, турбулентность реагирующих газов, аэрономия, кинетика неравновесных процессов, математическое моделирование космических сред

*Основные коллеги и соавторы: А. В. Колесниченко,
В. И. Шематович, Д. В. Бисикало*

Моей фундаментальной научной основой была механика, точнее, физическая механика, и с этих позиций я начал изучать космос. Специфика среды и проблем, с которыми пришлось столкнуться, предопределили разделы

механики, на которых сосредоточились исследования на протяжении почти полувека. Это многокомпонентная радиационная гидродинамика, турбулентность неоднородных реагирующих сред, динамика разреженного газа, физико-химическая кинетика. Эти разделы составили научный базис работ в новом направлении космических исследований — аэрономии, которой я начал заниматься ещё в аспирантуре под руководством светлого человека, профессора В. И. Красовского. Именно ему я во многом обязан приобретёнными новыми знаниями. В этих исследованиях были использованы экспериментальные данные об эволюции орбит искусственных спутников Земли, торможение которых в верхней атмосфере зависит от её состояния — температуры и плотности. Путём решения обратных задач можно определять значения этих параметров среды и их вариации в зависимости от состояния солнечной и геомагнитной активности. Одновременно, вместе со своим талантливым учеником и коллегой А. В. Колесниченко, я начал заниматься разработкой теоретических основ аэрономии. Это новое научное направление, представляющее собой исследования динамики разреженного газа, подверженного прямому воздействию солнечного электромагнитного и корпускулярного излучений и сопровождаемого реакциями фотоллиза (диссоциацией, ионизацией, возбуждением) и многочисленными прямыми и обратными переходами — химическими реакциями вместе с процессами тепломассопереноса и диффузии. На основе комплекса этих исследований были созданы модели верхней атмосферы Земли, которые использовались для прогноза времени жизни спутников и орбитальных станций, а также при разработке международных стандартных моделей верхней атмосферы CIRA (COSPAR (Committee on Space Research) International Reference Model). Были также созданы модели, на основе которых изучались причины уменьшения содержания озона в озоновом слое Земли с учётом влияния различных малых компонентов, в том числе, в рамках европейского проекта GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars), и делались прогнозы его эволюции. В этих работах принимали участие мои ученики и коллеги А. М. Алфёров, О. П. Красицкий, А. Г. Иолтуховский.

Другим направлением аэрономических исследований стало изучение неравновесных кинетических процессов в разреженном газе верхних атмосфер Земли и других планет. Эти исследования были начаты вместе с другим моим талантливым учеником В. И. Шематовичем, который в дальнейшем успешно использовал развитые методы для решения проблем астрохимии. В основу были положены методы стохастического моделирования при решении уравнений больцмановского типа с правыми частями, содержащими интегралы реакций. Метод позволяет с хорошей точностью учесть вклад радиационных и химических источников нагрева и эффективность диссипации атмосферных атомов в космическое пространство. Основой построения физико-вероятностного аналога кинетического явления в виде случайного процесса и численная реализация уравнения эволюции состояния газа в марковской форме с использованием алгоритмов Монте-Карло. Методы статистического моделирования, в разработке которых принимал также участие Д. В. Бисикало, были успешно применены при изучении степени неравновесности состояния ряда компонентов верхней атмосферы.

ры Земли с учётом скорости ионизации O_2 , N_2 и O , спектров кинетической энергии «горячих» атомов кислорода и азота вследствие фотодиссоциации, их функций распределения на разных высотах и спектров кинетической энергии фотоэлектронов. Данный подход был использован также для оценки темпов потери воды на Марсе вследствие нетепловой диссипации тяжёлых атомов из атмосферы планеты. Помимо этого, роль воды в марсианской атмосфере изучалась на других моделях с учётом вклада фотолиза и химических реакций.

К данному разделу исследований относится также моделирование образования и эволюции внутренней комы кометы, с подробным изучением процессов молекулярного переноса в пористом ядре, сублимации газа и пыли с поверхности ледяного ядра, формирования и радиальных профилей макропараметров кнудсеновского слоя у его поверхности. Были сделаны оценки вклада негравитационных возмущений в движение кометы на разных удалениях от Солнца. Помимо этого, были получены радиальные профили макропараметров разреженного газа в газовой оболочке кометы Галлея и оценено положение наблюдаемого фотометрического ядра, смещённого относительно физического ядра из-за эффектов светорассеяния пылью. Эти результаты использовались в проекте ВЕГА.

В моих работах по механике космических и природных сред особое место занимают исследования по проблемам турбулентности многокомпонентных реагирующих газов. Они проводились на протяжении почти трёх десятилетий и продолжают успешно развиваться в настоящее время совместно с А. В. Колесниченко. Результаты, включающие основополагающие теоретические подходы, соответствующий математический аппарат, методы постановки и решения модельных задач, отражены в наших многочисленных публикациях и ряде приведённых ниже монографий. Эти исследования в значительной степени ориентированы на проблемы космогонии, эволюции газопылевых аккреционных дисков. Следует подчеркнуть, что в этих работах нашло своё отражение новое направление в исследованиях неоднородных турбулентных сред, когда учитывается наличие химических реакций между газовыми компонентами, а также влияние пыли в случае гетерогенной среды. Существенной новизной отличается также рассмотрение гидродинамической спиральности и эффективности образования пылевых кластеров в турбулентных вихрях. Привожу монографии по данному разделу исследований, выпущенные ведущими отечественными и зарубежными издательствами «Наука», «Бином. Лаборатория знаний», Kluwer Academic Publishers и Springer.



Планетные исследования на космических аппаратах, разработка моделей на основе данных измерений

Основные коллеги и соавторы: В. С. Авдеевский, М. К. Рождественский, В. В. Кержанович, Н. Ф. Бородин, Ю. П. Карпейский, Б. Е. Мошкин, А. П. Экономов, З. П. Черемухина, В. Н. Лебедев, К. К. Мануйлов, Ф. С. Завелевич, В. И. Полежаев, А. И. Нойкина, В. П. Шари, А. П. Гальцев

Этот большой раздел научной работы целиком связан с моими экспериментальными исследованиями. Наиболее крупные результаты были получены в исследованиях Венеры на космических аппаратах «Венера-4» — «Венера-14» (1967—1981). Мне довелось вместе с коллегами осуществить первые в мире прямые измерения параметров атмосферы Венеры, измерить значения температуры и давления на поверхности, изучить термодинамические свойства атмосферного газа. Были изучены особенности динамики атмосферы, измерена скорость ветра на поверхности и получены профили ветра по высоте, подтвердившие наличие атмосферной суперротации. Также впервые в мире были проведены измерения характера уменьшения с высотой солнечного излучения в нескольких диапазонах спектра, получены значения освещённости на поверхности и сделан вывод о преобладании красных лучей, придающих поверхности оранжевый оттенок. Эти измерения позволили передать сначала чёрно-белые, а затем и цветные панорамы поверхности, а также получить первые данные о расположении и структуре облаков. Немного позднее мною с коллегами были проведены значительно более подробные исследования структуры и свойств венерианских облаков при помощи специально разработанных и впервые использованных в космических исследованиях нефелометров, в создании, испытаниях и калибровке которых важная роль принадлежит В. Н. Лебедеву и К. К. Мануйлову. Этому предшествовала большая методическая работа с участием других моих коллег — В. П. Шари, Н. Л. Лукашевич и В. Е. Лысцева, что позволило исследовать метод восстановления фазовой функции (индикатрисы) по выбранным углам рассеяния в зависимости от размеров, модальности, природы и содержания частиц, и провести надёжную интерпретацию данных измерений. Впервые была определена слоистая структура и микрофизические характеристики основных облаков — наличие трёх слоёв и переходных зон, состоящих из трёх мод частиц микронных размеров с различными показателями преломления. Это позволило сделать вывод о том, что частицы облаков совершенно отличны от водяного льда и образованы веществом другой природы, которой оказалась концентрированная серная кислота. Помимо чёткого определения расположения облачных слоёв на высоте от 49 до 68 км над поверхностью, было также выявлено наличие подоблачной (49...35 км) и надоблачной (выше 68 км) дымки.

Большое внимание я уделял разработке моделей, в основе которых лежали, в первую очередь, полученные собственные данные измерений. Это касалось структуры атмосферы и облаков, теплового режима и атмосферной динамики. Созданные модели высотных профилей температуры, давления,

плотности атмосферы Венеры, полученные на ранних этапах, стали основой разработки космических аппаратов следующих поколений. Измерения высотных профилей и градиентов скорости ветра были использованы при моделировании планетной циркуляции и механизма суперротации, выявления областей турбулентности. Исследования структуры и микрофизических свойств венерианских облаков стимулировали проведение широких параметрических исследований аэрозолей естественного и антропогенного происхождения, включая особенности фазовой матрицы, распределение частиц по размерам и их состав, что нашло применение в ряде приложений. Однако наибольшее внимание уделялось мною изучению специфического теплового режима Венеры исходя из моделей лучисто-конвективного теплообмена. Эти работы, наиболее полно проводившиеся совместно с В. П. Шари, включали детальные исследования переноса теплового излучения в углекислой атмосфере при различных относительных содержаниях водяного пара и диоксида серы, с учётом уширения спектральных линий и формирования крыльев полос CO_2 при высоких температурах, а также индуцированных давлением полос поглощения. На основе этих моделей были, в частности, определены предельная концентрация водяного пара в тропосфере и его распределение по высоте (что было обусловлено необходимостью наложить определённые ограничения на относительное содержание H_2O из-за неоднозначности интерпретации спектральных данных измерений). Были выявлены «окна прозрачности», в которых происходит основной вынос ИК-излучения с поверхности до верхней границы облаков. Получены балансовые соотношения для приходящей солнечной и уходящей тепловой радиации по широте с учётом компенсации дисбаланса за счёт меридиональной циркуляции.



На основе прямых измерений высотных профилей температуры, давления и скорости горизонтального ветра на КА «Марс-6» была создана модель, в хорошем согласии с которой оказались последующие более полные измерения на американских посадочных аппаратах «Викинг». Я принимал участие в лабораторных исследованиях теплофизических свойств лунного грунта, возвращённого на Землю автоматическим космическим аппаратом «Луна-16». Эти исследования стимулировали в дальнейшем разработку методики, по которой был создан прибор «Термофоб» для измерений термических характеристик поверхности Фобоса на КА «Фобос-Грунт» и приборы «Термо-Л» для аналогичных измерений на поверхности Луны на КА «Луна-Глоб» и «Луна-Ресурс». Наконец, упомяну о работах по механике невесомости, в которых я участвовал в течение ряда лет вместе со своими коллегами В. С. Авдучевским, В. П. Осиповым, В. П. Шалимовым и М. З. Мухояном, которые позволили мне достаточно глубоко вникнуть в этот перспективный раздел космических исследований и опубликовать ряд совместных научных работ.

В совокупности результаты планетных исследований на космических аппаратах, включая данные проведённых экспериментов, их анализ, постановку и решение модельных задач, содержатся более чем в ста публикациях в отечественных и зарубежных научных журналах и в ряде приведённых здесь монографий, в которых обсуждаются различные проблемы исследований Солнечной системы. Они были выпущены ИПМ им. М. В. Келдыша и издательствами «Наука», «Мир», Yale University Press.

Планетная космогония и космохимия — происхождение и эволюция Солнечной системы и планетных систем у других звёзд

Основные коллеги и соавторы: А. В. Колесниченко, В. А. Дорофеева, А. Б. Макалкин, И. Н. Зиглина, С. И. Ипатов, А. В. Русол

Это направление исследований, на котором сосредоточены мои интересы в течение последних двух десятилетий. Его основой также служит физическая механика, современным разделом которой является механика космических и природных сред. Проблемы и методы моделирования, охватываемые планетной космогонией, включают задачи тепломассопереноса, турбулентности, физической кинетики, во многом они связаны с аэродинамикой. В последние десятилетия к ним добавилась космохимия. Ограничениями, накладываемыми на модели, служат исследования структуры, химико-минералогического состава вещества метеоритов, специфики фазовых переходов и изотопных отношений характерных элементов, составляющие предмет космохимии и позволяющие реконструировать процессы происхождения и эволюции небесных тел и, в совокупности с разрабатываемыми моделями, — планетной системы в целом. В институте ГЕОХИ им. В. И. Вернадского обеспечивается необходимый синергизм этих двух подходов.

Комплекс исследований включает в себя моделирование ранней эволюции газопылевого турбулентного аккреционного диска на основе механики гетерогенных сред, в том числе с учётом магнитогидродинамических (МГД) эффектов. Разработана модель термической и динамической эволюции диска на стадии аккреции вещества из молекулярного облака и на протосолнце, получены условия формирования субдиска, его фрагментации на рыхлые газопылевые сгущения вследствие гравитационной неустойчивости и их последующего укрупнения при столкновениях, отвечающие ограничениям по сохранению углового момента. Получены космохимические следствия термической модели, свидетельствующие о формировании планет земной группы при сравнительно высоких температурах, препятствующих удержанию летучих. Подробно исследованы процессы коагуляции в эволюционирующем диске на основе уравнения Смолуховского с использованием уравнения Пуассона для самосогласованного гравитационного поля и уравнений химической кинетики для заданного химсостава. Была развита модель ударного взаимодействия сформировавшихся твёрдых тел в газопылевом диске на стадии формирования планетезималей. Математическая реализация модели основана на методе проникаемых частиц и феноменологическом описании перераспределения энергии в зоне контакта, что позволило учесть внутреннюю структуру объектов и сложный характер их взаимодействия. В результате численных экспериментов найдены условия, при которых может происходить полное или частичное разрушение одного или обоих объектов с последующим рассеиванием фрагментов или обратной частичной аккумуляцией.



Значительное внимание я уделял ещё с 1990-х гг. исследованию миграционных процессов в Солнечной системе. Совместно с С. И. Ипатовым развита модель миграции ледяных тел и пылевых частиц из внешних областей Солнечной системы (пояса Койпера), их промежуточного захвата на орбиты, пересекающие орбиту Юпитера, и последующего дрейфа на орбиты Главного пояса астероидов и к планетам земной группы. Следствием модели является вывод о том, что на этапе интенсивной бомбардировки кометами и астероидами типа углистых хондритов Земля могла получить за счёт гетерогенной аккреции количество воды, сопоставимое с её содержанием в земных океанах, что могло компенсировать утрату летучих на стадии формирования. Аналогичные количества могли получить Венера и Марс, что подкрепляет гипотезу о существовании у них древних океанов. Это напрямую связано также с проблемой происхождения земной биосферы.

По разделу космогонии опубликованы многочисленные статьи и ряд монографий, приведённых ниже. Среди них вновь показаны мои монографии с А. В. Колесниченко по проблемам турбулентности и самоорганизации, поскольку их содержание в значительной степени связано с проблемами планетной космогонии. Приведены сборники, посвящённые проблемам хаоса, на фоне которого возникают упорядоченные структуры в космической среде (в частности, структуры галактик), и проблемам образования и эволюции астрофизических дисков. Я был одним из редакторов этих сборников совместно с А. М. Фридманом, с которым меня связывали долгие годы творческого общения.

МЕЖДУНАРОДНОЕ СОТРУДНИЧЕСТВО

В моей профессиональной деятельности, особенно в период работы в МНТС по КИ, существенное место занимали вопросы международного сотрудничества. С начала 1960-х гг. я тесно общался с сотрудниками Комиссии по исследованию и использованию космического пространства (которая была открытым органом МНТС по КИ) и её председателем — замечательным человеком А. А. Благодоровым. А в 1965 г. М. В. Келдыш привлёк меня к работе созданного для международного сотрудничества стран социалистического лагеря Совета «Интеркосмос», к которому вскоре примкнула Франция, и эта моя деятельность продолжалась в течение многих лет. С этого же времени начались мои зарубежные поездки для участия в различных конференциях и симпозиумах. Я возглавлял ряд комиссий и рабочих групп в таких международных научных организациях как COSPAR, IAF (International Astronautical Federation), IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), IAMAP (International Association of Meteorology and Atmospheric Physics), избирался президентом сначала Рабочей группы 16, а затем Дивизиона III (Планетные исследования) Международного астрономического союза (International Astronomical Union — IAU). Со многими зарубежными коллегами у меня сложились дружественные отношения, среди них такие выдающиеся учёные, как Карл Эдвард Сеган (Carl Edward Sagan), Томас Голд (Thomas Gold), Жак Бламон

(Jacques Blamont), Гордон Петтенгил (Gordon H. Pettengil), Уильям Ирвайн (William Irvine), Бред Смит (Brad Smith), Тоби Оуэн (Tobias C. Owen).

В 1971 г. было подписано первое Соглашение между Академией наук СССР и НАСА США о сотрудничестве в космических исследованиях. Его подписали президент АН СССР М. В. Келдыш и первый заместитель директора НАСА Джордж Дейвид Лоу (George David Low) во время визита американской делегации в Москву. Были созданы четыре совместные рабочие группы: Космос, Луна и планеты; Космическая метеорология; Космическая связь; Космическая биология и медицина. Я был назначен сопредседателем Рабочей группы по космосу, Луне и планетам, а с американской стороны сопредседателем стал помощник Директора НАСА Ноэль Хиннерс (Noel Hinners). У меня сохранилось несколько фотографий с той встречи.

Участники группы ежегодно встречались поочередно в Москве и Вашингтоне для обсуждения актуальных научных проблем исследований. Конечно, на том этапе о совместных проектах не могло идти и речи, наиболее крупным успехом была достигнутая договорённость об обмене в реальном времени получаемыми данными и возможной координации проводимых наблюдений при одновременной работе на орбите советского и американского искусственных спутников Марса. Была установлена прямая линия между ЦУП (Центр управления полётами) в Евпатории и JPL (Jet Propulsion Laboratory) в Калифорнии, на одном конце которой был Джерри Соффен (Gerald A. Soffen), на другом — я. Деятельность Рабочих групп продолжалась около пяти лет, до момента прихода к власти Администрации Д. Рейгана (Ronald Wilson Reagan), объявившего Советский Союз империей зла и прекратившего по существу все научные связи.



После подписания Соглашения между Академией наук СССР и НАСА США о сотрудничестве в космических исследованиях, 1971 г. Слева направо: Дж. Лоу, М. Я. Маров, Е. К. Фёдоров, А. П. Виноградов



Во время встречи между представителями Академии наук СССР и НАСА США для обсуждения сотрудничества в космических исследованиях, 1971 г. Слева направо: Дж. Лоу, Г. И. Петров, М. Я. Маров

Моё участие в международном сотрудничестве в космосе продолжалось, тем не менее, на протяжении всего последующего периода и сохранилось до настоящего времени. Я уже упоминал выше о совместном советско-французском проекте запуска большого аэростата в атмосферу Венеры, работа над которым продолжалась несколько лет. Я принимал активное участие в деятельности Рабочей группы по сотрудничеству в исследованиях Луны и планет между АН СССР и НАСА, возобновившей свою работу в 1980-х гг. под председательством с нашей стороны академика В. Л. Барсукова, в ежегодных симпозиумах «Вернадский – Браун». В период работы в США в 1994–1995 гг. я предложил международный проект развёртывания сети управляемых с орбиты микростанций на поверхности Марса. Активно участвовал в международной кооперации по проекту «Фобос-Грунт». Свыше 25 лет сотрудничаю с Международным космическим университетом (International Space University – ISU), был, по существу, у его истоков, возглавлял отделение космической физики, избирался в Академический совет, читал курсы лекций. Этот университет готовит на междисциплинарной и межнациональной основе будущих ведущих специалистов в области изучения и освоения космоса. С 2009 г. был привлечён к работе Межправительственного комитета по охране всемирного культурного и природного наследия (Intergovernmental Committee for the Protection of the World Cultural and Natural Heritage) ЮНЕСКО (Организация Объединённых Наций по вопросам образования, науки

и культуры; *англ.* UNESCO — The United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization), а в 2012 г. утверждён председателем Рабочей группы по космическому наследию, призванной увековечить крупнейшие объекты, центры и результаты их деятельности в виде созданных ракетно-космических систем как выдающиеся культурные ценности и достояние всего человечества.

НАСЛЕДИЕ И УРОКИ ПРОШЛОГО: МОЙ ВЕЛИКИЙ УЧИТЕЛЬ М. В. КЕЛДЫШ

Подводя сегодня (надеюсь, промежуточные) итоги прожитой жизни, я склоняю голову перед человеком, которому обязан, по существу, всем, чего удалось достичь — моим Великим Учителем Мстиславом Всеволодовичем Келдышем. Его уроки — и научные, и житейские — стали для меня основой, на которой выстраивалась жизненная позиция. Мне близки слова, сказанные преемником М. В. Келдыша на посту Президента АН СССР А. П. Александровым, о том, что учитель — не тот, кто читал вам лекции, а тот, кто смог передать вам собственное мировоззрение. Именно такое наследие своего учителя я пронёс через всю свою жизнь, сверяя с ним свои дела и поступки.

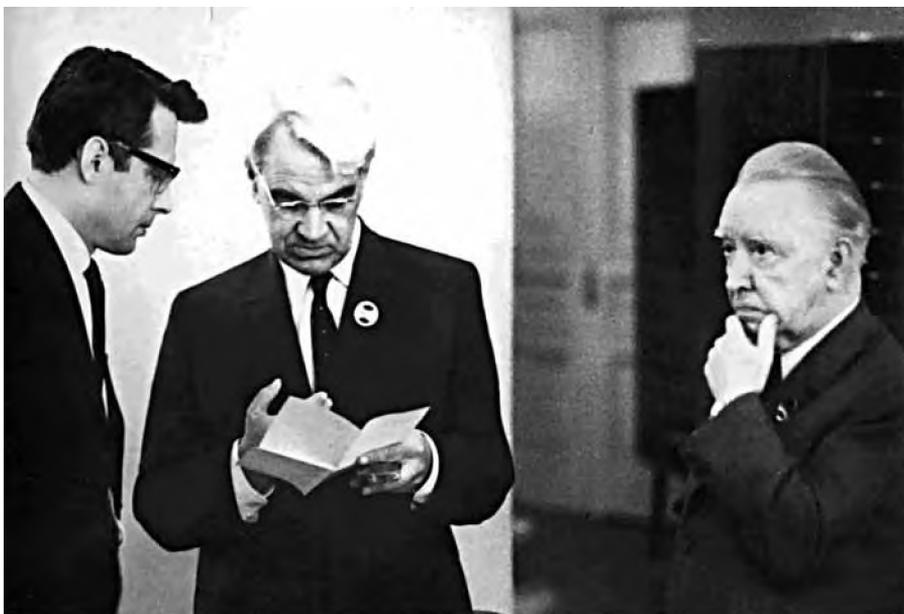


Мстислав Всеволодович Келдыш

Мне довелось быть участником многих выдающихся свершений в великой стране, какой был Советский Союз. Мне посчастливилось узнать целую плеяду замечательных талантливых людей, самоотверженность и энтузиазм которых навсегда останутся примером высокого служения Отчизне. Воспроизвожу несколько фотографий из личного архива, сохранивших дорогие моему сердцу моменты той незабываемой эпохи.



М. В. Келдыш (справа) и М. Я. Маров, 1971 г.



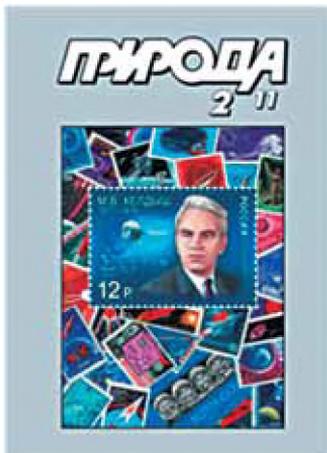
Справа А. П. Виноградов, М. В. Келдыш, М. Я. Маров, 1970 г.



Пресс-конференция, посвящённая завершению полёта и стыковки космического корабля (КК) «Союз-4» и «Союз-5», январь 1969 г. Справа налево: М. В. Келдыш, В. А. Шаталов, М. Я. Маров



Справа налево: М. В. Келдыш, Ю. А. Мозжорин, М. Я. Маров, Б. Н. Петров



Слово об Учителе

Академик М. Я. Маров

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН
Москва

Время несется стремительно, с годами набирая темп, и особенно остро это ощущается по круглым датам — и собственным, и тех современников, кого уже больше нет рядом. Такое ощущение я вновь особенно остро испытал в преддверии столетия со дня рождения Мстислава Всеволодовича Келдыша. Был этот утрата, которая сознание отказывается воспринимать еще много лет после того, как человек ушел из жизни, особенно тогда это случается внезапно. Тогда люди, жившие и работавшие рядом с теми, и особенно ученики продолжают жить как бы в атмосфере его законов, его интеллекта, замыслено сгущено с его именем свои поступки, собственный жизненный путь. Хотя со времени кончины Мстислава Всеволодовича прошло более 30 лет, горечи и невозможности этой утраты по-прежнему созидаются проминуты в слова телеграммы, которой откликнулся в 1946 г. на смерть выдающегося французского ученого физика Поля Ланжевена Альберт Эйнштейн: «Известие о смерти Поля Ланжевена потрясло меня сильнее, чем многие случившиеся за эти годы разочарования и трагедии. Как изло бызает людей одного поколения, соединивших в себе логиче показание существования вещей с острыми чувствами истинно гуманных требований и учениеи энергично действовать! ракетно-ядерного щига нашей Родины, в становление

Рассказывая об основных направлениях своей научной и научно-организационной работы, я говорил о том, что итоги этой деятельности и результаты исследований содержатся в многочисленных опубликованных книгах и монографиях. Но одна из них мне особенно дорога. Это книга «Космические исследования», написанная на основе большой статьи, ранее опубликованной в сборнике «Октябрь и наука» к 60-летней годовщине Октябрьской революции. М. В. Келдыш пригласил меня быть его соавтором, что было для меня высочайшей честью и доверием. Наряду с этим сборником и книгой, я привожу также копию первой страницы своей статьи «Слово об Учителе», опубликованной в журнале «Природа» в связи со 100-летием со дня рождения М. В. Келдыша. Ряд воспоминаний о нём был опубликован мною ранее в различных изданиях.

В заключение хочу привести слова нашего выдающегося соотечественника В. И. Вернадского, которые отвечают моему мироощущению: «Мы переживаем не кризис, волнующий слабые души, а величайший перелом научной мысли человечества, совершающийся лишь раз в тысячелетие, переживаем научные достижения, равных которым не видели долгие поколения наших предков. Стоя на этом переломе, охватывая взором открывающееся будущее, мы должны быть счастливы, что нам суждено это пережить, в создании такого будущего участвовать». Перелистывая сегодня страницы минувшего, осознавая сопричастность великой эпохе, которой были отданы долгие годы творческой жизни, насыщенной выдающимися событиями, я действительно испытываю счастливое чувство от того, что это довелось пережить и в этом участвовать.

ABOUT MYSELF AND EPOCH: HISTORICAL OVERVIEW

М. Я. Маров

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry Russian Academy of Sciences (GEOKHI)

A brief outline of the personal life and cornerstones of the author's scientific career are reviewed. Scientific interests in several fields of experimental and theoretical study, as well as most important results obtained by him and jointly with colleagues are discussed. The review involves some relevant areas of the author's activity, displaying covers of the published books/monographs and awards for his leadership and achievements in science and applications.

Marov Mikhail Yakovlevich — head of department, doctor of physical and mathematical sciences, professor, academician of the Russian Academy of Sciences, marov@keldysh.ru

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛУННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В. В. Шевченко

Государственный астрономический институт имени П. К. Штернберга
Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова (ГАИШ)

Более полувека тому назад для преодоления порога второй космической скорости была создана и испытана более мощная ступень ракеты-носителя. Это открыло эру полётов к Луне и планетам Солнечной системы. Новый этап в исследованиях Солнечной системы начался с запуском космической станции «Луна-1», осуществлённым 2 января 1959 г. Достигнув второй космической скорости, станция прошла на расстоянии около 6 тыс. км от Луны, превратившись в первую искусственную планету.

Космическая эра исследований Луны обеспечила получение огромного объёма новой информации о естественном спутнике Земли, которая во много раз качественно и количественно превысила всё известное, полученное ранее из наземных телескопических наблюдений.

Ключевые слова: Луна, космические исследования Луны, гравитационные аномалии Луны, палеомагнетизм Луны, лунная экзосфера, экзовещество на Луне, мегабассейны Луны, современные процессы на Луне.

ВВЕДЕНИЕ

Единственный естественный спутник Земли составляет вместе с нашей планетой уникальную в Солнечной системе структуру, в которой соотношение размеров и масс обоих тел характеризует их, скорее, как двойную планету, чем как классическую пару из родительской планеты и спутника. Достаточно напомнить, что масса Луны составляет около $1/81,3$ массы Земли. Отношение масс Фобоса и Марса исчисляется, например, величиной $1/50\,000\,000$. Крупнейший в Солнечной системе спутник Ганимед составляет по массе лишь $1/12\,200$ часть центрального тела — Юпитера.

С точки зрения космической экспансии человечества Луна является продолжением естественной инфраструктуры Земли. В связи с этим на очереди оказываются задачи не только подробного изучения различных районов лунного шара, но и освоения земного спутника в сравнительно недалёкой исторической перспективе.

Как ни странно, ближайшее к нам космическое тело сегодня оказывается менее изученным по сравнению с гораздо более удалённым Марсом. Долгое время бытовало довольно близорукое представление о том, что после первого посещения Луны человеком это тело уже не представляет интереса в качестве объекта интенсивных космических исследований.

Шевченко Владислав Владимирович — заведующий отделом, доктор физико-математических наук, профессор, shev@sai.msu.ru

Только в последние годы на мировом уровне развернулось целенаправленное изучение возможных неизвестных ранее свойств земного спутника. Обнаружение неожиданно обильных запасов водного льда в полярных районах Луны, по-видимому, сыграет настолько решающую роль в дальнейших планах изучения и освоения естественного спутника Земли, что сейчас ещё трудно до конца оценить значение этого события. Возникает совершенно новая задача — поисков и возможной утилизации природных ресурсов Луны. Пока что наши знания о лунных ресурсах всё ещё носят фрагментарный характер. Но обнаружение полярных низкотемпературных отложений летучих значительной массы, а также предварительные данные об их необычном химическом составе уверенно говорят о выпадении на Луну большого количества кометного и астероидного вещества.

Если этот факт будет подтверждён последующими исследованиями, можно будет сказать, что лунные ресурсы включают уникальные составляющие, полученные из других космических тел, в частности, редкие металлы, содержанием которых отличаются некоторые астероиды и кометы. Эти данные, полученные в самое последнее время, позволяют по-новому рассматривать земной спутник — не только как источник собственных ресурсов, но и как собиратель и накопитель ресурсов, поступающих из отдалённых областей Солнечной системы.

СТРОЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЛУНЫ

Внешний гравитационный потенциал Луны в виде суммы сферических гармоник имеет следующий вид [Шевченко, 1980]:

$$U = g \frac{M_{Moon}}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_{Moon}}{r} \right)^n P_{nm}(\sin \varphi) C_{nm}(\cos m\lambda) + S_{nm} \sin(m\lambda) \right],$$

где M_{Moon} — масса Луны; R_{Moon} — средний радиус Луны; φ, λ — сферические координаты (широта и долгота); r — радиус-вектор текущей точки пространства; $P_{nm}(\sin \varphi)$ — присоединённые функции Лежандра; C_{nm}, S_{nm} — независимые коэффициенты разложения.

Пространственная структура внешнего гравитационного поля, как правило, описывается с помощью эквипотенциальных поверхностей. В каждой точке такой поверхности величина U остаётся постоянной. В случае однородности распределения гравитирующих масс эквипотенциальные (уровневые) поверхности имеют сферическую форму, и значение потенциала зависит лишь от удалённости текущей точки пространства от центра масс (от величины r). Поскольку реальное распределение масс в теле Луны не является однородным, локальный избыток или недостаток массы вещества приводит к деформации моделирующих гравитационное поле системы вложенных эквипотенциальных поверхностей в окрестностях аномальной точки.

В настоящее время основным методом изучения гравитационного поля Луны остаётся исследование гравитационных возмущений орбит её искусственных спутников. Результаты траекторных измерений движения первого

ИСЛ (искусственный спутник Луны) «Луна-10» позволили определить значения 11 коэффициентов в разложении гравитационного поля Луны [Аким, 1966]. Дальнейшие исследования позволили не только установить общую асимметрию распределения масс в теле спутника, но и выделить местные концентрации масс (масконы), расположенные в пределах верхней мантии в области круговых морей видимого полушария Луны. Согласно исследованиям, проведённым на ИСЛ «Лунар проспектор» (1998–1999) (*англ.* Lunar Prospector, *букв.* Лунный Геолог) с разрешением на поверхности до 30 км, в разложении гравитационного поля Луны удалось выделить до 100 гармоник. Помимо новых масконов эта модель выявила гравитационные аномалии, не получившие пока достоверной интерпретации. Обобщение новой гравитационной модели позволило предварительно оценить конкретные размеры металлического ядра Луны, радиус которого, согласно этим данным, находится в пределах от 250 до 430 км и по массе не превышает 4 % от общей массы лунного шара [Шевченко, 2001].

Новейшие данные о гравитационном поле Луны были получены в результате уникального эксперимента с помощью двух аппаратов GRAIL-A и GRAIL-B (Gravity Recovery and Interior Laboratory), следующих друг за другом по практически одной окололунной орбите, на расстоянии друг от друга от 175 до 225 км. Лунные зонды-«близнецы» GRAIL получили имена «Прилив» и «Отлив» (Ebb («Эбб») — прилив и Flow («Флоу») — отлив). Выход на окололунную орбиту состоялся 1 января 2012 г. (GRAIL-A) и 2 января 2012 г. (GRAIL-B). Сам выход на орбиту был осуществлён по схеме баллистического захвата с прохождением точки L_1 , что не требует большого тормозного импульса возле Луны (порядка 800 м/с), хотя и увеличивает время полёта к Луне с 3 сут до 3,5 мес. Первоначальная околополярная орбита спутников имела эллиптическую форму с высотой от ~90 до ~8360 км, а один полный оборот вокруг Луны они совершали примерно за 11,5 ч. Сначала на такую траекторию движения перешёл GRAIL-A, завершивший свой манёвр 1 января. На следующий день к нему присоединился GRAIL-B. Эксперимент продолжался практически в течение всего 2012 г., после чего «Эбб» и «Флоу» упали на лунную поверхность.

Глобальным результатом эксперимента GRAIL можно считать существенное уточнение мощности лунной коры [Wieczorek et al., 2013]. С помощью этих аппаратов было обнаружено, что принятое значение толщины лунной коры преувеличено. Ранее предполагалось, что мощность лунной коры может достигать 60 км. Новые результаты позволили сделать вывод, что современная мощность лунной коры в среднем колеблется от 34 до 43 км при плотности в области материковых ландшафтов ~2550 кг/м³. По гравиметрическим картам, составленным согласно данным эксперимента GRAIL, были уточнены границы ранее известных обширных гравитационных аномалий (масконов). На рис. 1 приводится фрагмент такой карты района положительной гравитационной аномалии в Море Дождей (красная область) и соседней отрицательной аномалии в районе Залива Радуг (синяя область).

Значения силы тяжести указаны в миллигаллах [мгЛ] согласно приводимой в нижней части рисунка цветной шкале.

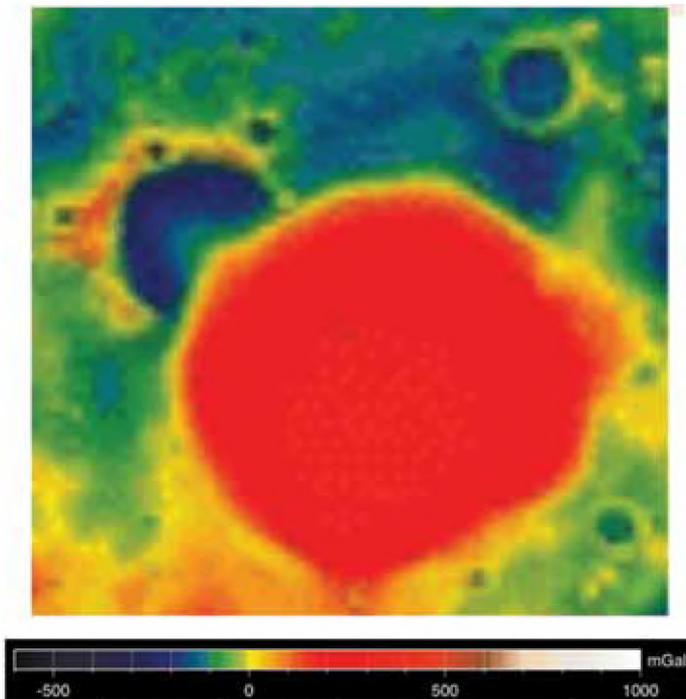


Рис. 1. Фрагмент гравиметрической карты, составленной по данным эксперимента GRAIL. Положительная гравитационная аномалия в Море Дождей обозначена красной областью. Отрицательная аномалия в районе Залива Радуг показана синей областью (карта НАСА)

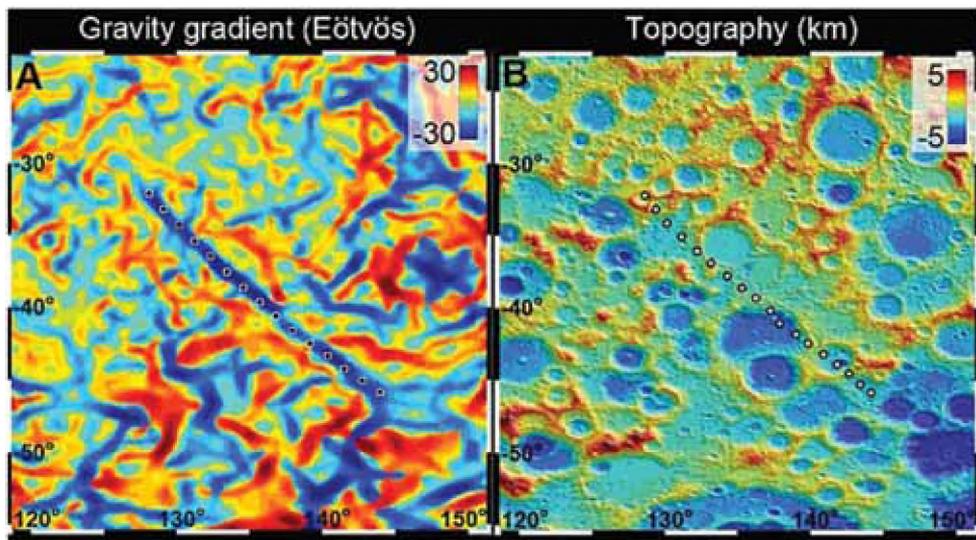


Рис. 2. Линейные гравитационные аномалии, обнаруженные по данным эксперимента GRAIL (карта НАСА)

Ещё более удивительные результаты показали исследования детальных гравитационных карт отдельных участков лунной поверхности. В качестве примера на рис. 2 приводятся два изображения одного и того же района лунной поверхности. Слева показан фрагмент гравитационной карты, построенной по данным GRAIL, справа — та же область, отображённая на карте рельефа.

В центре рассматриваемого района проходит отрицательная гравитационная аномалия, имеющая ярко выраженный линейный характер. На топографической карте (правое изображение) положение этой структуры отмечено точками. Сравнивая оба фрагмента карт, можно убедиться, что при данной детальности гравитационной съёмки практически отсутствует заметная корреляция между строением гравитационного поля и рельефом поверхности. Эта особенность ещё ждёт своего подробного анализа и объяснения.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЛУНЫ

Многочисленные магнитометрические исследования, проведённые на основе орбитальной магнитной съёмки и непосредственно на поверхности, установили отсутствие собственного магнитного поля Луны на современном этапе её эволюции. Вместе с тем, в различных районах лунной поверхности зафиксированы местные магнитные аномалии. Для районов морей видимого полушария напряжённость магнитного поля у поверхности колеблется от 0,1 до нескольких нанотесла. Наиболее значительные магнитные аномалии обнаружены на обратной стороне Луны, где напряжённость поля в некоторых областях превышает 300 нТл. Согласно данным об остаточной намагниченности лунных пород, доставленных на Землю, можно было бы предположить, что заметное магнитное поле могло существовать у Луны в эпоху от 3,6 до 3,8 млрд лет назад. Образцы пород с подобным возрастом имеют наибольшую остаточную намагниченность (~1 Гс) [Cisowski, Fuller, 1986]. В этом случае магнитное поле могло бы генерироваться динамомеханизмом в лунном металлическом ядре, факт наличия которого был недавно установлен.

Магнитное поле Луны стало одним из первых свойств лунного шара, поиски которого были предприняты с помощью космических методов. Бортовые приборы автоматической станции «Луна-2», запущенной 12.09.1959 г. и впервые достигшей поверхности Луны, установили отсутствие у неё магнитного поля с верхним пределом от 50 до 100γ [Келдыш, Маров, 1981]. Трёхкомпонентный феррозондовый магнитометр станции проводил измерения до высоты над лунной поверхностью, равной 50 км. Последующий анализ этих измерений показал, что Луна не обладает дипольным магнитным моментом, превышающим, по крайней мере, 10^{-4} магнитного момента Земли [Долгинов, 1982]. Эти результаты были подтверждены измерениями с борта первого искусственного спутника Луны — «Луна-10», запущенного в 1966 г. На высотах 350 км и выше подробно исследовались эффекты возмущений и особенности распределения

магнитного поля и межпланетной плазмы в окрестностях Луны. Исходя из наблюдаемой топологии поля, был сделан вывод о его межпланетном характере с учётом деформирования Луной [Келдыш, Маров, 1981].

Более подробные исследования напряжённости лунного магнитного поля были начаты в 1967 г. с борта искусственного спутника Луны «Эксплорер-35». Установленные на борту этого аппарата магнитометры не обнаружили ни ударной волны, ни наличия лунного поля в периселении, а верхний предел центрированного дипольного момента был оценён величиной, соответствующей напряжённости дипольного поля на лунной поверхности менее 4γ [Колбэрн, 1975].

Однако последующая глобальная магнитная съёмка с космического аппарата (КА) «Лунар проспектор» (1998–1999) привела к обнаружению корреляции положения основных магнитных аномалий Луны с районами, антиподальными молодым круговым морям видимого полушария [Lin et al., 1998]. В то же время крупнейшие магнитные аномалии совпадают с аномальными диффузными структурами, отличающимися высоким альбедо и полным отсутствием собственного рельефа. По одной из гипотез, возникновение магнитных аномалий прямым образом связано с ударными процессами, сопровождавшими формирование круговых лунных бассейнов. Эта модель встречается с непреодолимой трудностью согласования возраста бассейнов (около 4 млрд лет) и диффузных структур (не более 10 млн лет). В связи с этим некоторыми авторами разрабатывается гипотеза возникновения магнитных аномалий вследствие падения кометных тел [Шевченко, 2003].

Последующие магнитометрические исследования Луны с помощью космических аппаратов окончательно подтвердили отсутствие у неё регулярного магнитного поля, но обнаружили локальные протяжённые остаточные поля различной ориентации в интервале напряжённостей от 3 до 327 нТл (см. обзор [Ксанфомалити, 1998]). Особый интерес представляли измерения вариаций остаточной намагниченности лунных пород при помощи трёхкомпонентного феррозондового магнитометра в процессе движения по лунной поверхности самоходного аппарата «Луноход-2» [Келдыш, Маров, 1981]. Магнитная съёмка осуществлялась вдоль всего 30-километрового маршрута аппарата с целью подробного изучения местных аномалий. В целом магнитное поле в кратере Лемонье, где осуществлялись измерения, оказалось слабым, и его напряжённость не превосходила 20...30 нТл. Однако измерения обнаружили наличие характерных аномалий в 10...15 нТл, связанных с кратерами, размеры которых достигали 50 м и более. При этом напряжённость магнитного поля возрастала с увеличением диаметра пересекаемого луноходом кратера [Долгинов, 1982]. Этот существенный результат оказался первым экспериментальным указанием на возможную ударную природу локальных магнитных аномалий на Луне.

По-видимому, с иной природой локальной намагниченности лунных пород столкнулись экспериментаторы при анализе магнитометрических результатов, полученных с помощью стационарных приборов, размещённых в местах посадок космических кораблей (КК) «Аполлон» (Apollo). В районе древнего кратера Декарт (область посадки модуля КК «Аполлон-16»)

было обнаружено остаточное магнитное поле напряжённостью до 327 нТл, существовавшее на Луне в период, когда материал коры остывал ниже точки Кюри, т. е. от 3,7 до 4,2 млрд лет назад [Дайел и др., 1975]. Общий вывод по результатам стационарных измерений сводился к тому, что поля с характерной протяжённостью от 50 до 100 км намагничены однородно и являются реликтами ранней эпохи формирования лунной поверхности, тогда как аномалии с линейными размерами примерно 5...10 км намагничены в случайном направлении в результате ударных процессов. Аномалии малых размеров часто имеют большие интенсивности, а их источники расположены относительно близко от поверхности [Дайел и др., 1975; Долгинов, 1982].

Следующим этапом изучения магнитного поля Луны стало получение магнитометрических и плазменных данных с борта субспутников КК «Аполлон-15» и «Аполлон-16», обращавшихся по самостоятельным орбитам с высотами в периселении от <100 до 150 км над лунной поверхностью. Многие аномалии, обнаруженные с помощью плазменных датчиков, одновременно отождествлялись по результатам магнитометрической съёмки, что обеспечивало надёжность выявления локальных полей. Отождествление одних и тех же аномалий при повторных пролётах исключало случайные ошибки, а при малой напряжённости поля повышало надёжность отделения полезного сигнала от шумов.

В процессе описанных исследований появились первые указания на связь особо значительных магнитных аномалий с диффузными структурами, т. е. альбедными аномалиями на Луне [Hood et al., 1979].

На рис. 3 представлен снимок диффузной структуры Рейнер-γ, полученный с борта КА «Лунар орбитер-4» (Lunar Orbiter 4, 1967 г.).



Рис. 3. Снимок диффузной структуры Рейнер-γ, полученный с борта КА «Лунар орбитер-4» (Lunar Orbiter 4, 1967 г.)

Изолинии магнитного поля (в [нТл]) соответствуют его напряжённости на высоте около 20 км над лунной поверхностью. Характеристики показанной магнитной аномалии определены по результатам измерений приборами субспутников КК «Аполлон».

Максимальная напряжённость магнитного поля на этой высоте соответствует величине 22 нТл. В процессе последующего моделирования было определено [Hood, Williams, 1989], что при приведении к уровню лунной поверхности величина этой аномалии достигает 1700 нТл.

Достоверная природа возникновения лунного палеомагнетизма и наблюдаемых в настоящее время магнитных аномалий остаётся до конца не установленной.

ИОНИЗИРУЮЩЕЕ ИЗЛУЧЕНИЕ ВБЛИЗИ ЛУНЫ

Поскольку Луна лишена магнитного поля дипольной природы и практически у неё нет атмосферы, характер облучения лунной поверхности значительно отличается от соответствующих явлений, наблюдаемых у поверхности Земли. Более разнообразны виды радиации, достигающие лунной поверхности, и взаимодействие каждого из них с покровным веществом.

Ионы солнечного ветра из-за своей малой энергии способны проникать лишь в очень тонкий верхний слой лунного вещества — не более одного микрометра. По некоторым оценкам насыщенность потока частиц солнечного ветра у Луны такова, что за время более 4 млрд лет общее число достигших её атомов может быть эквивалентно поверхностному слою лунного вещества толщиной до 10 м [Walker, 1975]. Плотность потока солнечного ветра у Луны обычно принимается равной от $1 \cdot 10^8$ до $8 \cdot 10^8$. Несмотря на то, что значительная часть атомов солнечного ветра, в конце концов, покидает лунную поверхность, считается, что именно солнечный ветер служит источником таких редких для химического состава лунных пород элементов как Н, С, N и некоторые другие газы.

Электроны с энергией около 0,5...1,0 МэВ после значительной солнечной вспышки достигают окрестностей Луны за время от 10 мин до 10 ч. Солнечные протоны с энергией от 20 до 80 МэВ, продвигаясь вдоль силовых линий межпланетного поля, появляются в окололунном пространстве несколько часов спустя [Van Hollebeke et al., 1975]. Большая часть солнечных космических лучей не проникает в лунное вещество глубже, чем на несколько сантиметров. В самом верхнем слое эти частицы могут вызывать реакции, которые оставляют следы каскадного вида. Слой около 100 г/см^2 обычно служит достаточной преградой для проникновения частиц вторичного потока. Многие образцы лунных пород, доставленные на Землю, хорошо сохранили следы частиц солнечных космических лучей, по которым можно судить об интенсивности солнечного ветра в прошлом за период примерно 10^7 лет, а также определять экспозиционный возраст самих лунных пород.

Тяжёлые ядра в галактических космических лучах обычно не проникают в лунные породы глубже ~ 10 см. Несмотря на то, что эти частицы вызывают

реакции в лунном веществе и индуцируют явления каскадного типа, наличия слоя вещества в несколько граммов на квадратный сантиметр достаточно для полного затухания этого процесса. Напротив, лёгкие ядра в составе галактических космических лучей, к которым обычно относят протоны и альфа-частицы, могут глубоко проникать в лунный грунт и инициировать каскады вторичных частиц, распространяющиеся на несколько метров вокруг. Число вторичных частиц, как правило, в несколько раз превышает первичный поток. Например, поток первичных частиц галактических космических лучей с плотностью 2 частиц/см²·с может индуцировать поток с плотностью около 13 нейтрон/см²·с [Reedy et al., 1983]. Одним из процессов, сопровождающих бомбардировку лунного покровного вещества частицами галактических космических лучей, является «выбивание» гамма-квантов и нейтронов, которые создают поток излучения от Луны, энергетический спектр которого указывает на химический состав исходного вещества. Это явление было положено в основу дистанционного метода определения содержания в лунных породах таких элементов как Th, Ti, Fe, Mg, K и др. с помощью орбитальных космических аппаратов [Lunar Sourcebook, 1995].

ЛУННАЯ АТМОСФЕРА — ЭКЗОСФЕРА

Малая сила тяжести и практически полное отсутствие механизмов постоянной подпитки газовой оболочки Луны делает спутник Земли типичным безатмосферным телом. Различные оценки показывают, что лунная атмосфера на 14 порядков меньше газовой оболочки Земли. Согласно дистанционным и прямым исследованиям основной состав газовых частиц, насыщающих окололунное пространство, образуется атомами и ионами водорода, гелия, неона и аргона [Шевченко, 1980].

Таблица 1. Тепловая скорость движения частиц

Параметры	Газы					
	H (1)	H ₂ (2)	He (4)	Ne (20)	Ar (36)	Ar (40)
v [см/с]	$2,76 \cdot 10^5$	$1,95 \cdot 10^5$	$1,38 \cdot 10^5$	$0,62 \cdot 10^5$	$0,46 \cdot 10^5$	$0,44 \cdot 10^5$
H [см]	$2040 \cdot 10^5$	$1020 \cdot 10^5$	$510 \cdot 10^5$	$120 \cdot 10^5$	$57 \cdot 10^5$	$51 \cdot 10^5$
t [с]	$2 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^7$	$8 \cdot 10^{13}$	$2 \cdot 10^{15}$
t [лет]	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$

В табл. 1 приведены средние тепловые скорости v движения частиц соответствующих газов для наибольшего значения дневной температуры (400 К). Следует отметить, что параболическая скорость для Луны составляет 2,38 км/с. В таблице приведены также значения шкалы высот H и времени диссипации t (в секундах и годах) для различных составляющих лунной атмосферы при максимальных температурах (400 К). Значения времени диссипации t , приведённые в таблице, вычислялись с учётом только тепловых

процессов. Однако для элементов более тяжёлых, чем водород и гелий, существенную роль играет процесс фотоионизации и связанное с ним увеличение интенсивности рассеивания ионов. Под воздействием жёсткого ультрафиолетового излучения Солнца нейтральные молекулы и атомы газов вблизи Луны приобретают заряд, захватываются межпланетным магнитным полем и, ускоряясь им, покидают лунную атмосферу, двигаясь по спирали вокруг силовых линий.

Согласно приведённым в табл. 1 данным суммарная концентрация газовых частиц в лунной атмосфере в дневное время составляет менее 10^4 моль/см³. В ночное время предполагаемая концентрация всех обнаруженных газов достигает величины, близкой к $2 \cdot 10^5$ моль/см³, что и соответствует наибольшей плотности газовой оболочки Луны. Таким образом, лунная атмосфера является экзосферой, нижняя граница которой проходит непосредственно по лунной поверхности.

ПЛОТНОСТЬ МЕТЕОРОИДНОГО ПОТОКА И ПЫЛЕВАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ У ПОВЕРХНОСТИ ЛУНЫ

При практическом отсутствии газовой оболочки Луны даже самые малые метеороидные частицы достигают лунной поверхности, вызывая интенсивную эрозию поверхностных слоёв. Расчётные значения скоростей падения на лунную поверхность частиц-ударников составляют от 13 до 18 км/с [Zook, 1975]. Согласно оценкам разных авторов, общий поток падающих на Луну твёрдых тел составляет около $4 \cdot 10^{-16}$ г·см⁻²·с⁻¹ при учёте объектов с массой от 10^{-16} (микрометеориты) до 10^{18} г (крупные метеориты и астероиды) [Шевченко, 1980]. Встречаемость частиц различных размеров обычно представляется зависимостью вида $N = aD^b$, где N — число частиц диаметра D , выпадающее на единицу площади a в единицу времени b . Тот же самый вид зависимости используется для представления распределения выпадающих частиц по массе: $N = cD^d$.

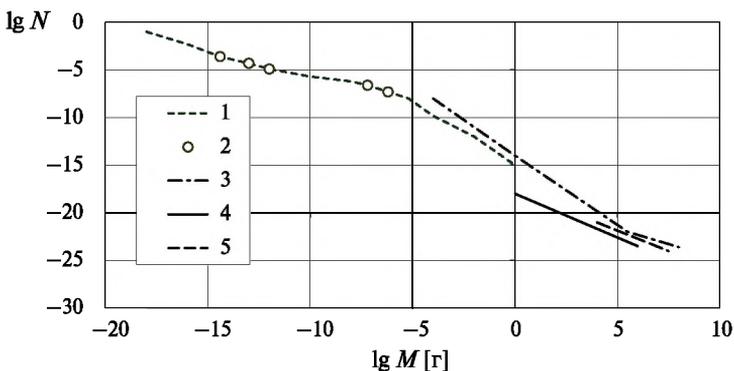


Рис. 4. Кривые показывают результаты различных серий наблюдений плотности метеороидов в окололунном пространстве (объяснения приводятся в тексте)

Показатели степени b и d являются отрицательными для реально наблюдаемых распределений. На рис. 4 представлены результаты различных серий наблюдений плотности метеороидов в окололунном пространстве и интерпретация этих данных. По вертикальной оси дано число частиц N (в логарифмической шкале), выпадающих на площади 1 м^2 за секунду времени. По горизонтальной оси отложены массы частиц (в логарифмической шкале). Кривая 1 и точки 2 представляют собой обобщения различных серий наземных наблюдений и результаты, полученные с борта КА «Пионер-8, -9», «Пегас» и «ГеоС», приведённые к расстоянию в 1 а. е. [Grun et al., 1985; McDonnell, 1977]. Все эти данные характеризуют поток микрометеороидов с массами от $\sim 10^{-17}$ до 10^2 г.

Распределение 3 представляет собой обобщённый анализ данных, полученных по степени метеоритной эрозии доставленных на Землю образцов лунных поверхностных пород [Charman, 1972]. Результаты пассивного сейсмического эксперимента, проведённого на лунной поверхности по программе КК «Аполлон», позволили оценить поток метеоритного вещества, реально выпадающего на Луну [Латем и др., 1975]. Полученная по этим данным зависимость представлена на рис. 4 распределением 4. Зарегистрированный поток оказался в 10...1000 раз меньшим, чем прогнозируемый по наземным наблюдениям. Более поздние по времени данные, полученные с помощью пассивного сейсмического эксперимента и относящиеся к потоку частиц с массами в интервале от 10^3 до 10^5 г, показаны распределением 5 [Duennenbier et al., 1975].

Приведённые величины метеороидного потока, падающего на Луну, позволяют предположить постоянное присутствие в приповерхностном окололунном пространстве рассеянного мелкодисперсного вещества — своеобразной «аэрозольной составляющей» лунной экзосферы. Отдельные наблюдения избыточных свечений лунного неба подтверждают подобные предположения. По данным измерений, проведённых непосредственно на лунной поверхности, плотность потока микрочастиц с массой более 10^{-13} г и скоростью падения около 25 км/с составляет $2 \cdot 10^{-8} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ [Berg et al., 1974]. В этом эксперименте был зарегистрирован эффект повышенной концентрации микрочастиц вблизи моментов местного восхода и захода Солнца при восьми лунациях. Скорость регистрации микрочастиц возросла почти в 100 раз за время от нескольких часов до 40 ч перед восходом и в течение 30 ч после восхода.

На рис. 5 (фото НАСА) (Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства, США; National Aeronautics and Space Administration, NASA) приводятся последовательные снимки горизонта после захода Солнца в месте посадки КА «Сервейор-7» (Surveyor). С большой долей вероятности свечение вдоль горизонта вызвано облаками мелкой пыли, левитирующей над лунной поверхностью. Было установлено, что преимущественное перемещение частиц происходит в направлении от Солнца. Предполагаемый механизм такого горизонтального переноса частиц по лунной поверхности заключается во взаимодействии электростатических зарядов пылинок с электростатическими полями, возникающими на лунной поверхности под воздействием солнечного излучения.

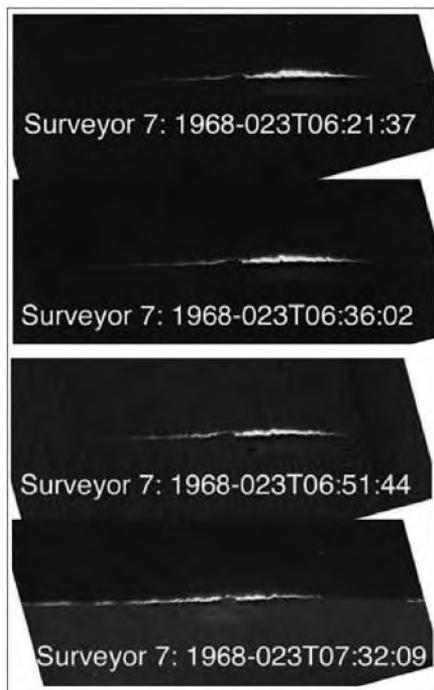


Рис. 5. Последовательные снимки вида местного горизонта после захода Солнца в области посадки КА «Сервейор-7» (фото НАСА)



Рис. 6. Прибор LEAM (на переднем плане снимка), установленный в месте посадки КК «Аполлон-17» (фото НАСА)

В связи с проблемой пылевой составляющей лунной экзосферы привлекает особое внимание одна из до сих пор не решённых загадок эпохи проведения экспедиций по программе АПОЛЛОН [Grun, Horanyi, 2013]. Заново обработанные результаты работы прибора LEAM (Lunar Ejecta and Meteorites), установленного в месте посадки КК «Аполлон-17», подтверждают наличие и высокую электропроводность заряженной пыли, плавающей над поверхностью Луны. Прибор состоял из трёх наборов датчиков, регистрировавших наличие пыли в трёх различных направлениях (рис. 6, фото НАСА). Цель нового анализа заключалась в проверке ранее полученных данных [Berg et al., 1974] с тем, чтобы найти доказательства воздействия межпланетных метеорных частиц на результаты LEAM. Данные, по которым были получены первоначальные результаты, относятся к периоду продолжительностью 22 лунных суток (~22 мес) в 1973 и 1974 гг. Новое исследование базировалось на данных, относящихся к пяти лунациям (140 дней) в 1976 г.

Таким образом, ещё раз были подтверждены данные прибора, согласно которым каждым местным лунным утром огромное количество частиц перемещается в основном с запада на восток либо с востока на запад, а не сверху вниз или снизу вверх. Кроме того, их скорость была значительно ниже, чем должна была быть у частиц, выброшенных вследствие падения микрометеоритов. Этот экзотический «ветер» может вызываться электростатическими свойствами лунной поверхности. Дневная часть Луны заряжена положительно, ночная — отрицательно. На терминаторе пыль может подниматься под действием обычных электрических сил. Но лунный «утренний бриз» — не единственная загадка. Прибор LEAM вёл себя крайне странно даже в полдень. Спустя несколько часов после полудня он вдруг разогревался до такой степени, что, по данным НАСА, его приходилось отключать. Возможно, это связано с тем, что попадающая на прибор пыль не столько рассеивает, сколько поглощает солнечное излучение.

То, что лунная экзосфера может содержать достаточное количество пылевых частиц, было подтверждено в процессе недавнего эксперимента LADEE (Lunar Atmosphere and Dust Environment Explorer), проходившего в конце 2013 — начале 2014 г. [Blau, 2014].

На рис. 7 (фото НАСА) приводится снимок зодиакального свечения над лунным горизонтом, полученный с борта КА LADEE в период, когда аппарат находился на низкой окололунной орбите (около 12...60 км). Бортовая аппаратура спутника могла зарегистрировать частицы микронного размера в момент попадания их на специальный прибор. Как заявили участники эксперимента, в среднем это случалось раз или два в минуту. Исследователи наблюдали также и мощные пылевые всплески — 300 частиц в минуту, что могло быть вызвано падением микрометеоритов. По результатам миссии можно сказать, что «пылевые ураганы» происходили каждые 10 дней. Не исключено, что некоторые из них были вызваны падением метеоритов.

Заслуживают внимания недавно появившиеся в печати результаты группы наблюдателей из Центра космических полётов им. Дж. Маршалла [Suggs et al., 2014].



Рис. 7. Снимок зодиакального свечения над лунным горизонтом, полученный с борта КА LADEE в период, когда аппарат находился на низкой окололунной орбите (фото НАСА)

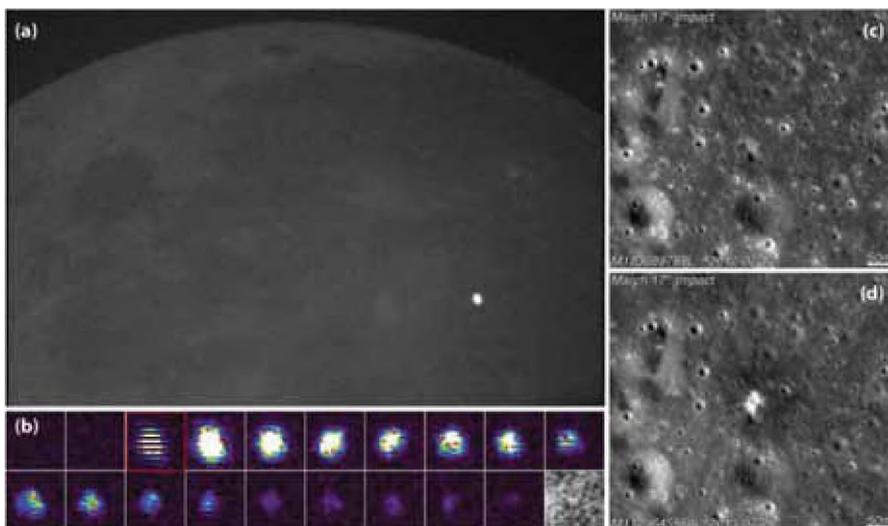


Рис. 8. Регистрация вспышки на ночном полушарии Луны и снимки появления нового кратера в этой области (фото НАСА)

В течение ряда лет эта группа отслеживала вспышки на тёмной стороне Луны, которые предположительно возникали в результате падения метеороидов. На рис. 8 в качестве примера приводится регистрация и анализ одного из подобных явлений. Относительно яркая вспышка наблюдалась

17 марта 2013 г. На снимке (а) показано полное поле зрения, включающее значительную часть видимого (ночного) полушария Луны и саму вспышку. Изображения (b) представляют собой ряд последовательных видеок кадров вспышки, полученных с частотой 1/30 с. На изображении (c) показано место предполагаемого ударника, образовавшего вспышку, полученное камерой КА Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO, Лунный орбитальный зонд) до события. Изображение (d) представляет аналогичный снимок с борта КА LRO исследуемого места после ударного события. Размеры вновь образованного ударного кратера составляют примерно 12...20 м.

Всего за 7 лет наблюдений авторами было зарегистрировано более 300 таких вспышек. В результате авторы исследования пришли к выводу, что поток метеороидов с массами больше 30 г на лунную поверхность составляет $7 \cdot 10^{-8}$ падений на квадратный километр в час (или, что то же самое, $6,14 \cdot 10^{-10}$ падений на квадратный метр в год). В среднем эти данные совпадают с результатами оценок [Grun, Horanyi, 2013] по данным прибора LEAM, которые упоминались выше.

ВЕЩЕСТВО ДРУГИХ ЗВЁЗД НА ЛУНЕ?

К настоящему времени точно установлено, что поток надтепловых нейтронов от поверхности Луны с известным минералогическим составом поверхностного слоя грунта в значительной степени зависит от содержания в реголите атомов водорода. С увеличением содержания водорода поток нейтронов довольно резко уменьшается, что, в частности, может указывать на области отложения низкотемпературных летучих, в том числе водного льда. Также был сделан вывод, что повышенная концентрация водорода, как правило, наблюдается в области постоянно затенённых образований, имеющих экстремально низкие температуры (менее 100 К). Очевидно, что подобные области концентрируются вблизи наиболее холодных участков лунных полярных районов. Измерения потоков надтепловых нейтронов вблизи Луны были сделаны с помощью российского прибора ЛЕНД (от *англ.* Lunar Exploration Neutron Detector, LEND), установленного на борту действующего до настоящего времени космического аппарата LRO. Согласно обобщению значительного ряда отдельных измерений, среднее содержание водного льда в реголите полярных районов Луны может достигать по массе ~4% [Mitrofanov et al., 2010].

По результатам измерений с помощью прибора ЛЕНД была выбрана область в кратере Кабео (рис. 9, фото НАСА), которая предположительно имеет наибольшую насыщенность поверхностного слоя реголита низкотемпературными отложениями летучих. В эту область была направлена последняя ступень ракеты-носителя «Центавр» массой около 2,5 т для выполнения эксперимента LCROSS (Lunar CRater Observing and Sensing Satellite) [Colaprete et al., 2010].

По результатам спектрального анализа ударно-взрывного облака максимальное количество паров воды и водяного льда в поле зрения прибора оказалось равным 155 кг.

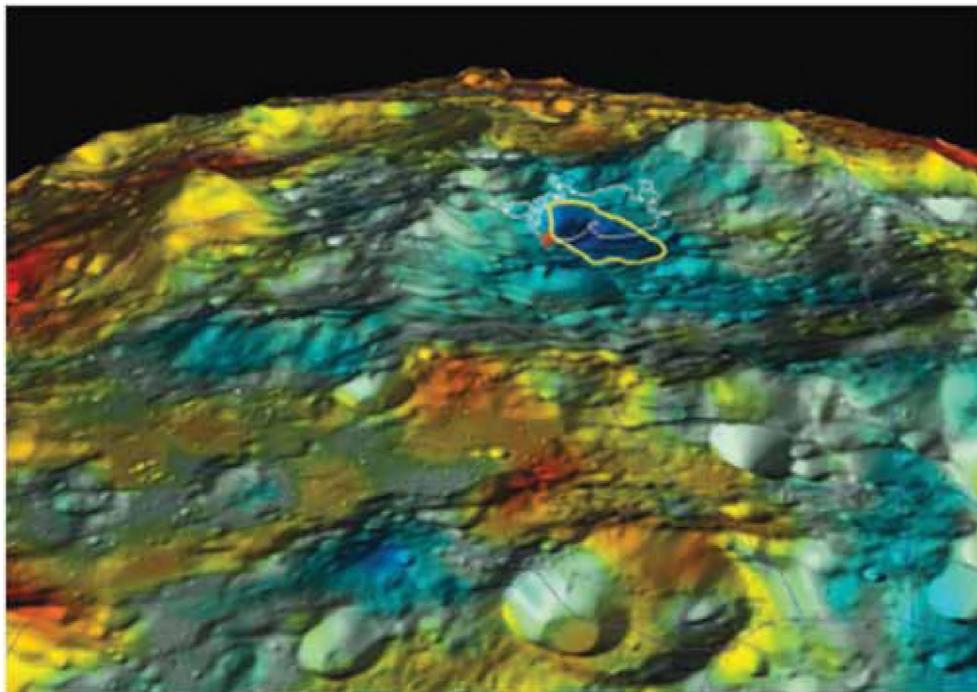


Рис. 9. Фотокарта распределения низкотемпературных отложений летучих в области южного полюса Луны, построенная по данным прибора ЛЕНД (фото НАСА)

Другими словами, концентрация водяного льда в реголите в месте падения LCROSS оценивается в 5,6 % по массе. Но в дополнение к парам воды наблюдались спектральные полосы ряда других летучих соединений, в том числе лёгких углеводородов, серосодержащих окислов и диоксида углерода ($\text{H}_2\text{S}/\text{H}_2\text{O}$, $\text{NH}_3/\text{H}_2\text{O}$, $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{O}$ и $\text{CO}/\text{H}_2\text{O}$). Представляет интерес следствие из этого предварительного анализа. Как оказалось, некоторые другие летучие (кроме воды) значительно более обильны (содержание некоторых из них превышает содержание воды на несколько порядков). Эти летучие относятся к веществам, найденным в кометах, в межзвёздной среде, или, предположительно, к веществам, входившим в состав протопланетного диска.

Можно показать, что наиболее вероятный сценарий происхождения ледяных полярных месторождений заключается в массовом выпадении молодых комет на Луну во время кометных ливней [Shevchenko, 1999]. Кометы этого типа характеризуются низкой средней плотностью и значительными размерами ядер [Маров, 1984].

В частности, комета Хейла-Боппа стала достаточно убедительным подтверждением существования тел с гигантскими ядрами. При этом его параметры могут быть использованы для предварительной оценки взаимодействия с лунной поверхностью и для количественной оценки лунного льда кометного происхождения. Нижний предел плотности вещества ядра

может быть меньше $0,1 \text{ г/см}^3$ при периоде вращения $11,47 \text{ ч}$ [Meech, 1997]. Падение тела с плотностью $0,1 \text{ г/см}^3$ на скорости 40 км/с (эти параметры соответствуют характеристикам кометы Хейла-Боппа) аналогично столкновению твёрдого тела с плотностью $1,0 \text{ г/см}^3$ на скорости $10,5 \text{ км/с}$ [O'Keef, Ahrens, 1982]. В соответствии с моделью, разработанной О.И. Яковлевым с коллегами (1987), начальная температура пара в ударном облаке составит около $6300 \text{ }^\circ\text{C}$, а наиболее вероятная тепловая скорость атомов — около $5,5 \text{ км/с}$. Это означает, что рассеиванию подвергнется $0,9$ всей облачной массы, если учесть, что параболическая скорость для Луны равна $2,4 \text{ км/с}$. Как было упомянуто выше, согласно проведённым оценкам диаметр ядра кометы Хейла-Боппа может достигать около 40 км . Следовательно, можно предположить, что после рассеяния большей части массы с плотностью $0,1 \text{ г/см}^3$ на лунную поверхность осядет около $3,4 \cdot 10^{18} \text{ г}$ кометного вещества. Если предположить, что это вещество распределено равномерно по поверхности Луны, то оценочная масса гипотетических отложений составит около 10^{10} г на квадратный километр. Очевидно, что последующее сохранение подобных отложений возможно только в районах постоянно низких температур, т. е. вблизи лунных полюсов. Таким образом, с учётом оценок общей площади отложений вблизи южного и северного полюсов, где спектрометр нейтронов, работавший на борту КА Lunar Prospector, зафиксировал гипотетические отложения на площади 3700 км^2 , расчётная масса летучих кометного происхождения может достигать $3,7 \cdot 10^{13} \text{ г}$ для каждого падения гигантской кометы типа Хейла-Боппа. Если общая масса лунных полярных льдов составляет около $3 \cdot 10^{15} \text{ г}$, то необходимо около 300 падений гигантских комет, чтобы реально сформировать такое количество отложений.

В качестве следующего шага необходимо ответить на вопрос, откуда подобные кометы появляются во внутренней части Солнечной системы. Первые наблюдения кометы Хейла-Боппа были выполнены в период, когда этот объект находился между поясом Койпера и облаком Оорта.

Отдельные модели формирования облака Оорта предполагают, что населяющие его кометы образовались в пределах протопланетного диска и были выброшены на окраины Солнечной системы под влиянием планет-гигантов. Однако детализированные модели этого процесса не в состоянии воспроизвести все наблюдаемые особенности орбит и физических свойств ядер комет, входящих в его состав. В частности, облако Оорта, по видимому, значительно более густо населено, чем представляют эти модели. Недавно были представлены результаты численного моделирования [Levison et al., 2010], которые показывают, что Солнце захватило значительное число крупных комет из окрестностей других звёзд. Результаты моделирования показывают, что значительная часть комет облака Оорта, возможно, более 90% , образовалась в протопланетных дисках других звёзд!

Известно, что многие звёзды имеют околовзвёздные облака пыли или ледяных тел, аналогичные поясу Койпера в Солнечной системе. Таким образом, можно предположить, что часть вещества из другой звёздной системы могла быть доставлена на лунную поверхность в результате падения какой-либо из гигантских комет.

«ЮЖНЫЙ ПОЛЮС-ЭЙТКЕН» — КРУПНЕЙШЕЕ УДАРНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Природа и происхождение уникального образования, до сих пор условно называемого «бассейн Южный полюс-Эйткен (бассейн ЮПЭ)», остаётся одной из наиболее важных проблем в современных исследованиях Луны. Бассейн, по-видимому, относящийся к доимбрийскому периоду, является наиболее крупным кольцевым образованием не только на поверхности Луны, но и во всей Солнечной системе. Поражают воображение не только его размеры в абсолютной шкале, но и то, что его диаметр практически совпадает с диаметром самой Луны. Подобное соотношение не наблюдается на других телах Солнечной системы силикатного или ледяного состава.

Эта особенность лунного гигантского ударного бассейна сразу же привлекла к себе особое внимание, поскольку появилась гипотетическая возможность обнаружить среди древних выбросов образцы пород нижних слоёв коры или даже верхней мантии. Как полагают, история первых ~700 млн лет существования Луны как небесного тела отмечена образованием на её поверхности 43–45 ударных бассейнов диаметром более 300 км [Мелеш, 1994]. Этот процесс способствовал экскавации и распространению по поверхности Луны фрагментов пород из глубинных слоёв лунной коры. Тем интереснее выглядит задача отождествить и исследовать с помощью дистанционных или прямых методов подобные образцы внутри или в окрестностях бассейна Южный полюс-Эйткен, поскольку это образование относится к наиболее древним, имеет наибольшие размеры и, соответственно, его донные участки должны проникать на наибольшую глубину.

Вместе с тем детальное изучение структуры бассейна Южный полюс-Эйткен, выполненное в рамках предшествующих исследований, нельзя считать завершённым, и ряд вопросов строения и генезиса этого уникального образования требуют дополнительного изучения.

Предварительные оценки возраста данного образования сходятся на величине около 4 млрд лет [Petro, Pieters, 2002]. За прошедшие годы процессы модификации самой кольцевой структуры и наложение многочисленных ударных кратеров более позднего происхождения в значительной степени исказили первоначальные формы бассейна ЮПЭ. В связи с этим возникают определённые трудности в отождествлении границ бассейна путём геологического дешифрирования по деталям окружающего рельефа. В большинстве случаев детали, относившиеся непосредственно к морфологии колец первоначальной ударной структуры, были полностью или почти полностью разрушены в процессе возникновения более поздних кратерных форм.

Многочисленные дистанционные исследования поверхностного материала внутри бассейна и в пределах его ближайших окрестностей показывают, что породы первоначального ударного плавления составляют не менее 15 % современного поверхностного реголита. Этот материал, в котором, согласно спектральным данным, преобладают нориты в сочетании с мафическими породами, возможно, представляет собой обнажённое в процессе формирования бассейна вещество нижней коры и верхней мантии Луны или переплавленный при ударе его аналог.

На рис. 10 показана мозаика, составленная из снимков, полученных с борта КА SMART 1 (Small Missions for Advanced Research in Technology) (фото ESA) (European Space Agency; Европейское космическое агентство, ЕКА), которая демонстрирует современный характер рельефа внутренней части кольцевой структуры Южный полюс-Эйткен. Характер мозаики демонстрирует многократное наложение ударных структур на первоначальные формы, что наглядно подтверждает существование длительного процесса деформации основной кольцевой структуры.

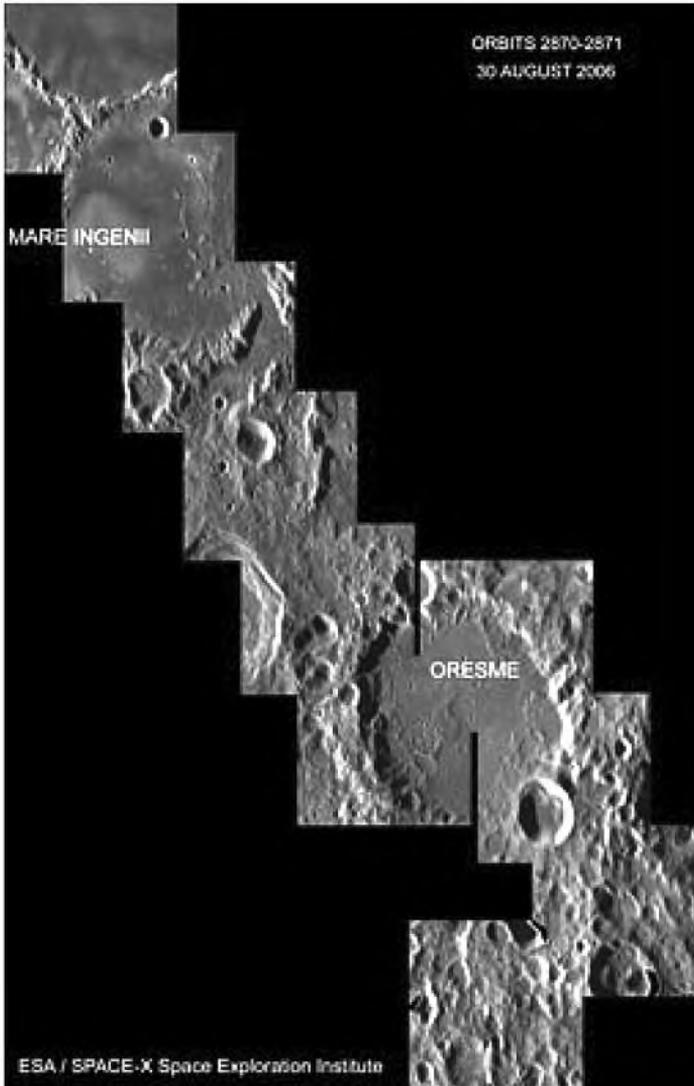


Рис. 10. Мозаика, составленная из снимков, полученных с борта КА SMART 1, которая демонстрирует современный характер рельефа внутренней части кольцевой структуры Южный полюс-Эйткен (фото ЕКА)

Несмотря на то, что общий перепад высот в бассейне ЮПЭ достигает значительной величины — более 16 км, первичное глубинное проникновение этой структуры, с учётом громадного поперечника образования, оказывается относительно небольшим. Существенное видоизменение структуры бассейна интенсивной ударной переработкой поверхности в течение миллиардов лет не уничтожило, однако, некоторые следы первоначального формирования бассейна.

Основой для структурного анализа бассейна Южный полюс-Эйткен послужила гипсометрическая карта полушария, в котором расположен бассейн. Карта построена в перспективной азимутальной ортографической проекции [Шевченко и др., 2007]. В предположении круговой симметрии бассейна по высотным профилям, пересекающим образование в перпендикулярных направлениях, были определены координаты центра внешнего кольца депрессии: $\lambda = 180^\circ$, $\beta = -40 \pm 2^\circ$. Были использованы высотные профили, полученные по лимбам снимков КК «Аполлон-11» и КА «Зонд-8» и построенные по данным лазерных высотомеров КК «Аполлон-16» и «Аполлон-15».

Исходными данными для построения гипсометрической карты, приведённой на рис. 11, послужили результаты лазерной альтиметрии с борта КА «Клементина» (Clementine), каталоги абсолютных высот обратной стороны Луны, полученные на основе материалов съёмки с борта КА «Зонд», и результаты наземных исследований рельефа лимба Луны. Для отсчёта высот использована стандартная уровенная поверхность с радиусом 1738 км.

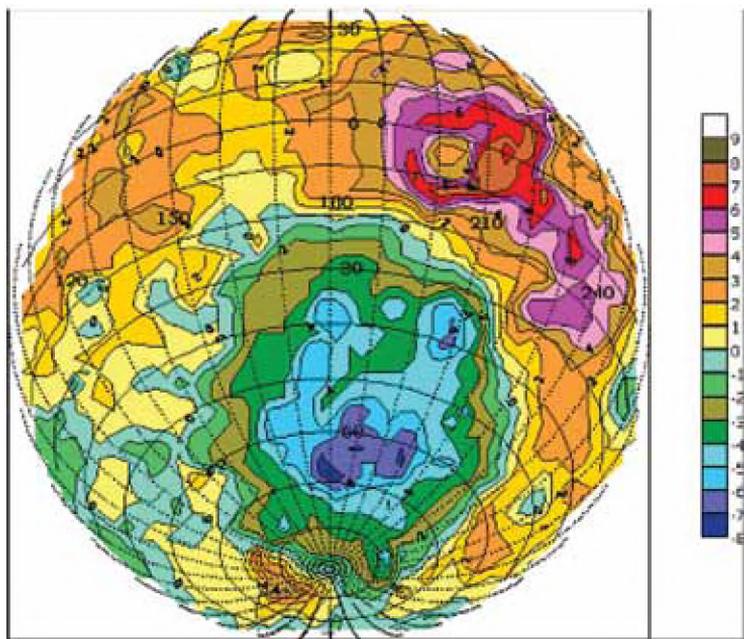


Рис. 11. Гипсометрическая карта кольцевого образования Южный полюс-Эйткен, построенная по данным КА «Клементина»

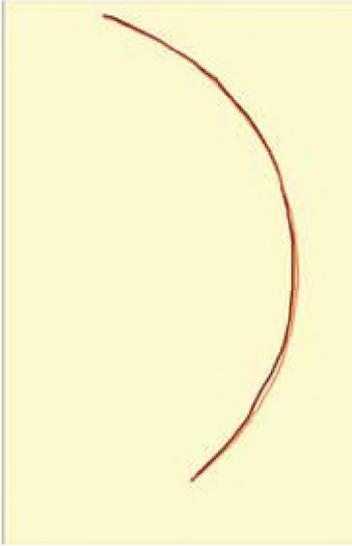


Рис. 12. Обобщённый профиль рельефа обратного полушария вдоль меридиана с долготой 180°

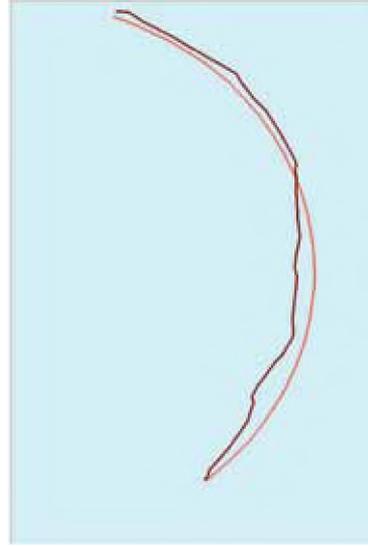


Рис. 13. Профиль, показанный на рис. 12, с увеличением вертикального масштаба в 20 раз

Гипсометрическая карта (см. рис. 11) позволяет исследовать глобальную структуру рельефа бассейна ЮПЭ. Внешнее кольцо бассейна прослеживается по системе возвышенностей в северо-западной, северной, северо-восточной и восточной части кольцевой структуры. Система колец внутренней депрессии выделяется в центральной области и в южной части бассейна. На рис. 12 представлен обобщённый профиль рельефа рассматриваемого полушария вдоль меридиана с долготой 180° . Высоты отсчитаны от сферической поверхности относительно среднего радиуса Луны. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. В этом случае депрессия кольцевой структуры практически не прослеживается.

На рис. 13 тот же профиль представлен с увеличением вертикального масштаба в 20 раз. На профиле чётко прослеживается центральная депрессия бассейна, расположенная асимметрично по отношению к внешнему кольцу возвышенностей.

Для выявления структуры внешнего кольца, по данным гипсометрической карты (см. рис. 11) была построена трёхмерная модель рельефа (рис. 14), превышающего по высотам нулевой уровень.

Данная модель (см. рис. 14) представлена в перспективной проекции. С тем, чтобы положение выделенной структуры отождествить на лунной поверхности, на рисунке указаны морфологические детали, соответствующие ряду крупных образований на Луне. Для наглядности вертикальный масштаб построенной модели увеличен по сравнению с линейным масштабом. Плановой основой модели служит перспективная азимутальная ортографическая проекция, идентичная проекции гипсометрической карты на рис. 11.

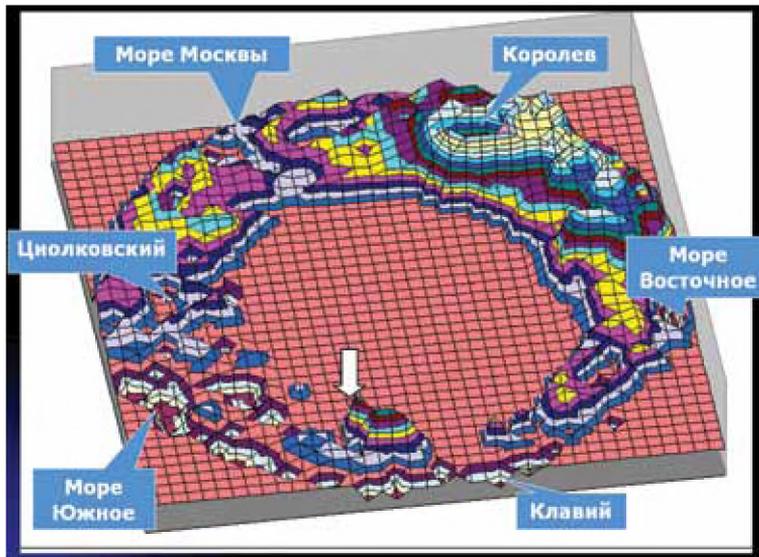


Рис. 14. Структура внешнего кольца бассейна ЮПЭ в виде трёхмерного перспективного изображения, построенного по гипсометрическим данным

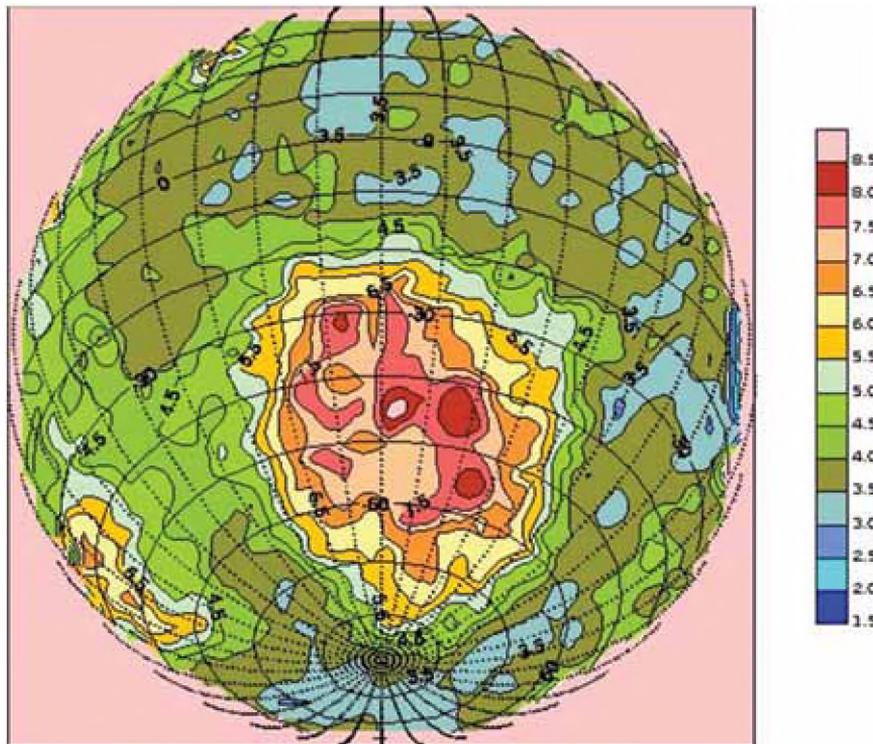


Рис. 15. Карта распределения содержания железа в области бассейна ЮПЭ по результатам измерений гамма-спектрометра КА «Лунар проспектор»

Основным выводом из анализа рельефной модели на рис. 14 следует выделение кольца положительных форм рельефа, с большой долей вероятности соответствующего положению и размерам первоначального внешнего кольца сложной структуры бассейна Южной полюс-Эйткен. Наиболее сохранившиеся формы содержатся в северо-западном и северо-восточном сегментах кольца (направление на север вверх изображения). Хребтовая часть образования, располагающаяся между районом кратера Циолковский и южной окраиной впадины Моря Москвы, достигает в своей наиболее возвышенной части высоты около +3 км. Северо-восточный сегмент включает хребтовые участки с высотами до +7...+8 км в области от района бассейна Королёва до района западной окраины внутренней впадины Моря Восточного. Ширина кольца положительных форм рельефа в этом направлении составляет более 1700 км при высотах в средней части 6...7 км от нулевого уровня. Можно предположить, что этот сегмент является наиболее сохранившейся частью внешнего кольца ударного бассейна.

Примечательно, что в целом внешнее кольцо имеет форму вала, возвышающегося над уровнем окружающей поверхности.

Юго-западный сегмент кольца в настоящее время практически не прослеживается, что связано, по-видимому, с разрушением и деградацией рельефа, вызванной более поздними процессами формирования депрессии Моря Южного.

Разрушение первоначального рельефа кольца в юго-восточном сегменте можно связать с процессами формирования ряда крупных кратеров, таких как Бийи, комплекса Мендель-Ридберг и др. Кратеры Мендель и Ридберг на гипсометрической карте образуют одну депрессию большого размера. В работах по морфологическому анализу бассейна ЮПЭ [Hiesinger, Head, 2003, 2004] эти объекты также объединены в одну структуру. Проведённая этими авторами внутренняя граница кольца, включающая его северную, восточную и южную части, практически совпадает с внутренними очертаниями аналогичных сегментов структуры, выделенной на рис. 14 путём гипсометрического анализа.

Несмотря на то, что основная часть южного сегмента первоначального внешнего кольца бассейна ЮПЭ оказалась почти полностью разрушенной, его границы в этой области можно наметить благодаря сохранившемуся реликтовому образованию, каким представляется гора Малаперт (на рис. 14 указана стрелкой).

Вершина горы Малаперт имеет высотную отметку +4,5 км. Как свидетельствуют снимки вершины и её окрестностей, полученные КА «Клементина» и КА SMART 1, поверхность этого образования указывает на его принадлежность к древнему материковому ландшафту, каким отличаются выделенные выше сегменты внешнего кольца бассейна ЮПЭ. Дополнительным аргументом в пользу подобного заключения является сопоставление химического состава поверхностных пород.

На рис. 15 приводится карта распределения содержания железа в пределах рассматриваемого полушария, построенная по результатам измерений гамма-спектрометра КА «Лунар проспектор». В качестве исходных данных был использован каталог измерений содержания железа в пересчёте

на единичную площадку $0,5 \times 0,5^\circ$ [Lawrence et al., 2002; Lunar Prospector..., 2006]. Карта построена в проекции, идентичной проекции гипсометрической карты на рис. 11.

Как следует из анализа карты на рис. 15, содержание железа в пределах области внешнего кольца характеризуется величинами от 3,0 до 4,0 вес.%. Содержание железа в поверхностных породах области горы Малаперт вполне согласуется с этими величинами, поскольку составляет 3,0...3,5 вес.%. Согласно тем же измерениям с борта КА «Лунар проспектор», содержание титана (0,2...0,3 вес.%) и тория (1,5...2,0 мкг/г) в поверхностных породах горы Малаперт и окрестностей оказывается сходным с содержанием этих элементов в поверхностных породах других выделенных ранее сегментов внешнего кольца бассейна.

Таким образом, с большой долей вероятности реликтовое образование гора Малаперт может быть отнесено к общей структуре внешнего кольца ЮПЭ в его первоначальном виде.

Предполагая наличие круговой симметрии первоначальной структуры внешнего кольца бассейна ЮПЭ, можно оценить общие размеры этого уникального по величине лунного образования. Если принять в качестве условной внешней границы образования срединную область протяжённых хребтов в северном и северо-восточном сегментах кольцевой структуры, диаметр образования в среднем можно оценить величиной 3500 км. Если принять в качестве радиуса расстояние от центра до вершины горы Малаперт, общие размеры внешнего кольца бассейна окажутся ещё больше. Однако в этом случае нет уверенности, что данное реликтовое образование точно указывает границу первоначальной структуры согласно приведённому выше определению.

Поскольку внутренняя депрессия бассейна ЮПЭ не была заполнена лавой, это образование является единственной древней структурой на Луне, для которой глубина первичной экскавации оказывается близкой к наблюдаемой в настоящее время и не требует специальной реконструкции. Уникально малая величина отношения глубина/диаметр для бассейна ЮПЭ подтверждается сравнением с аналогичными характеристиками наиболее крупных кольцевых образований на Луне. В работе [Wiczorek, Phillips, 1999], которая стала итоговой для цикла исследований указанных авторов в данном направлении, показано, что величина отношения глубина/диаметр для бассейна ЮПЭ при сопоставлении с диаметром впадины, возникшей на стадии экскавации, на порядок меньше значения, определяемого из экстраполяции подобной зависимости для кольцевых структур диаметром более 200 км.

Сопоставление рассматриваемых характеристик в абсолютной шкале величин показывает вполне определённо, что строение бассейна ЮПЭ является уникальным и по соотношению глубины и диаметра не следует зависимости, характерной для других лунных ударных бассейнов.

На рис. 16 приведена зависимость реконструированной глубины экскавации от диаметра соответствующей впадины по данным работы [Wiczorek, Phillips, 1999] для образований поперечником от 200 до 500 км. Особое положение на диаграмме занимает бассейн ЮПЭ, для которого диаметр впа-

дины на стадии экскавации принят авторами равным 2099 км при глубине экскавации 17,6 км. По версии В. В. Шевченко с коллегами (2007) на основании гипсометрической карты, показанной на рис. 11, и профилей, приведённых на рис. 12 и 13, глубину экскавации можно принять равной 14 км, а диаметр соответствующей впадины — 2575 км. В этом случае на диаграмме рис. 16 бассейн ЮПЭ займёт крайне правое положение — положение ЮПЭ согласно новым оценкам диаметра данной структуры.

Несмотря на некоторую разницу особых положений ЮПЭ, проистекающую из различий в оценке диаметра внешнего кольца, принятого в каждом случае, вполне очевидно, что образование Южный полюс-Эйткен по указанным параметрам не следует общей тенденции для крупных кольцевых форм Луны и отличается аномально малой глубиной при значительном диаметре. Важной особенностью полученной модели строения кольцевой структуры ЮПЭ является отличие от центрально-круговой симметрии в расположении внутренних колец бассейна.

Возможно, подобная особенность свойственна всем «мегабассейнам» на Луне. Согласно реконструкции древней многокольцевой структуры, охватывающей Океан Бурь, Море Дождей, Море Ясности и Море Спокойствия, три выделенных внутренних кольца оказываются смещёнными в северном направлении [Whitaker, 1980]. В работе [Byrne, 2006] подтверждается существование подобного типа «мегабассейнов» (термин, предложенный автором этой работы) с указанием на эллиптичность его формы при ориентировании большой оси эллипса в направлении восток-запад.

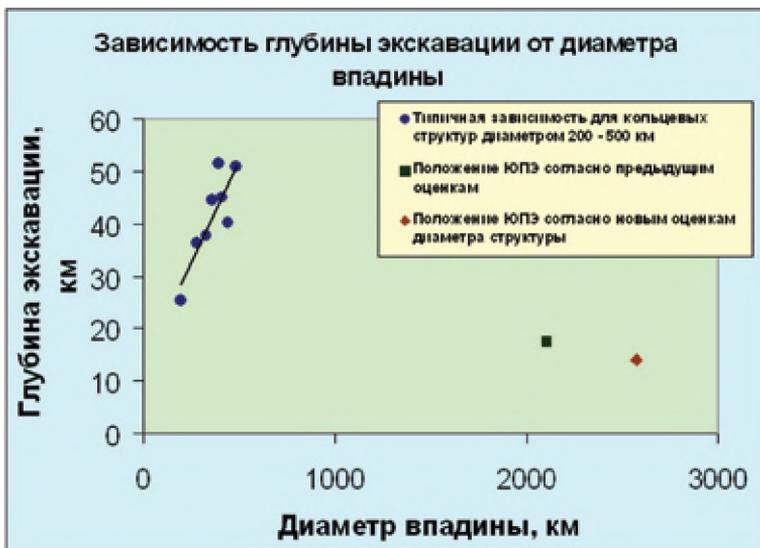


Рис. 16. Зависимость реконструированной глубины экскавации от диаметра соответствующей впадины для образований поперечником от 200 до 500 км. Особое положение на диаграмме занимает бассейн ЮПЭ, для которого диаметр впадины на стадии экскавации принят равным 2099 км при глубине экскавации 17,6 км

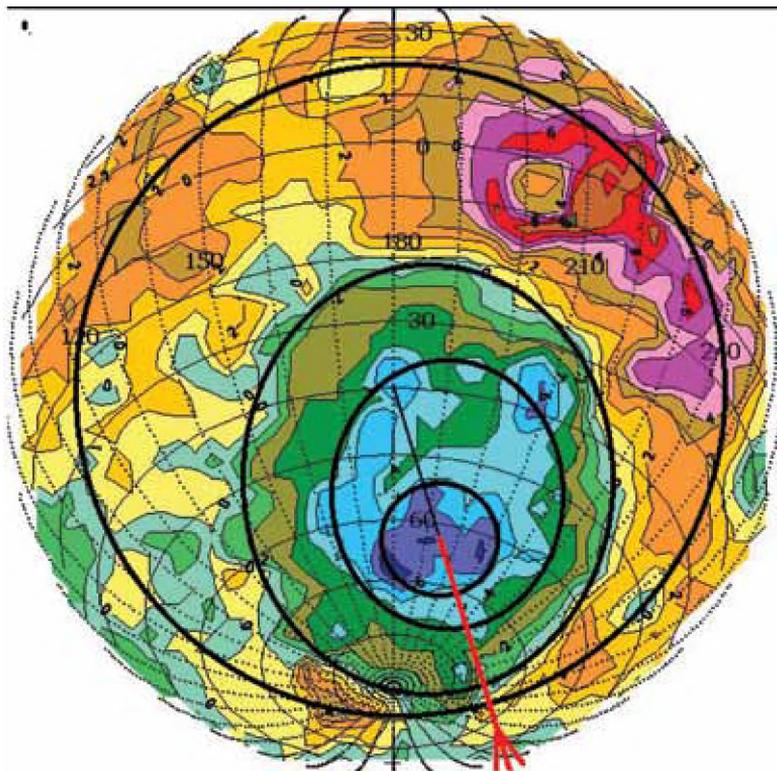


Рис. 17. Схема чётко выраженного систематического сдвига центров отдельных колец в направлении к юго-востоку от центра внешнего кольца образования ЮПЭ

В результате анализа глобальной топографии Луны в работе [Вугне, 2006] также показано, что бассейн ЮПЭ имеет отличие от центральной симметрии колец в направлении север-юг. Приведённые в настоящем разделе результаты служат развёрнутым подтверждением реальности такой модели строения бассейна, поскольку на основе независимого анализа гипсометрических характеристик и особенностей распространения железа и тория выявляют систематический чётко выраженный сдвиг центров отдельных колец в одном направлении: к юго-востоку от центра внешнего кольца (рис. 17).

В ряде работ высказывается положение, что подобное отличие от центральной симметрии крупных кольцевых структур может быть обусловлено наклонным падением ударника по отношению к местной вертикали. В частности, в работе [Schultz, 1997] предполагается, что anomalously малая глубина экскавации при большом диаметре бассейна ЮПЭ может объясняться либо малой скоростью падения (менее 5 км/с) ударника, либо его низкой плотностью (менее 2 г/см³), либо косым падением (наклон траектории падения менее 30° к горизонту). Рассматривая отличие отношения «глубина-диаметр» бассейна ЮПЭ от тенденции, наблюдаемой для других крупных кольцевых структур Луны, в работе [Wieczorek et al., 1999] предпо-

лагается, что эффект косо́го падения может усиливаться при возрастании размеров ударника.

Показанное на рис. 17 направление смещения центров вторичных колец составляет угол с плоскостью лунного экватора (или плоскостью эклиптики, что в первом приближении одно и то же) около 75° . Если предположить, что указанное смещение явилось следствием косо́го падения ударника, образовавшего бассейн Южный полюс-Эйткен, то не исключено, что данное направление можно интерпретировать как след траектории движения ударника непосредственно перед контактом с лунной поверхностью.

Не вдаваясь в подробности моделирования самого ударного процесса, можно указать на два несомненных факта. Гипотетический ударник двигался по траектории (или орбите), почти нормально ориентированной к плоскости эклиптики. Из известных нам к настоящему времени крупных объектов такими орбитами обладают долгопериодические кометы или объекты пояса Койпера, что, возможно, одно и то же. Астероиды или планетезимали прошлого имели орбиты, близкие к плоскости эклиптики (или к плоскости допланетного диска) [Дорофеева, Макалкин, 2004].

В работе [O'Keef, Ahrens, 1980] показано, что уменьшение соотношения «глубина-диаметр» в ударных структурах происходит при прочих равных условиях в результате уменьшения плотности вещества ударника.

В исследованиях [Vugne, 2006] содержится прямое указание на то, что ударник, образовавший бассейн ЮПЭ, относился к другой популяции тел, чем ударники, в результате падения которых на Луну возникли все другие бассейны.

В ряде работ показано, что уменьшение соотношения «глубина-диаметр» в ударных структурах происходит при прочих равных условиях в результате уменьшения плотности вещества ударника. Как упоминалось выше, в работе [Schultz, 1997] предполагается, что низкая плотность ударника может служить одной из причин аномально малой величины отношения глубина-диаметр. Некоторые вопросы приложения этой теории к условиям формирования ударных структур на Луне были изложены в работе В. В. Шевченко (1999). С учётом этих данных можно допустить, что ударник, образовавший депрессию экскавации бассейна ЮПЭ, имел малую плотность.

В то же время весьма распространённым представлением о природе тел пояса Койпера является их классификация как ядер комет значительных размеров в неактивном состоянии. Известные оценки числа транснептуновых объектов говорят о весьма значительном их количестве. Однако расположение этих объектов на периферии Солнечной системы накладывает общее ограничение на их суммарную массу, что неизбежно приводит к заключению о чрезвычайно малой средней плотности рассматриваемых объектов.

Известно, что в предполагаемый период возникновения бассейна ЮПЭ среди основных типов ударников преобладали именно объекты пояса Койпера или гигантские кометные тела из облака Оорта.

Исходя из этих двух предположений, можно сделать осторожный вывод, что уникальные особенности ударного бассейна Южный полюс-Эйткен происходят из-за его образования в результате падения кометного

тела. Обоснование того, что в предполагаемый период образования бассейна ЮПЭ среди основных типов ударников были объекты пояса Койпера или гигантские кометные тела из облака Орта, можно найти в работах [Morbidelli, 1988, 1997; Murray, Holman, 1999; Schmitt, 2001].

Таким образом, уникальная кольцевая структура Южный полюс-Эйткен требует пристального изучения орбитальными средствами или даже контактными методами, что может привести к фундаментальным открытиям в области космогонии.

СОВРЕМЕННЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ЛУНЕ

Изучение изменений на лунной поверхности, часть из которых можно отнести к современным процессам, представляет исключительный интерес. В последнее время, когда в распоряжении учёных оказались фотографические и спектральные данные высокого разрешения, полученные орбитальными аппаратами, появились новые возможности исследования. Возникли перспективы проследить не только изменения, вызываемые ударными явлениями, но и процессы, носящие систематический характер. К последним относятся явления склоновых перемещений поверхностного материала на внутренних стенках кратеров. Если первые свидетельства подобных ландшафтных изменений, как правило, были отнесены к процессам постударных изменений, связанных непосредственно с фактом образования рассматриваемого кратера, то дальнейшие исследования позволяют в ряде случаев пересмотреть эти представления. Морфологический анализ кратерных форм на основе крупномасштабных изображений и, особенно, спектральные и спектрополяризационные оценки экспозиционного возраста (или зрелости) склонового материала, приводят к выводу, что некоторые детали рельефа продолжают меняться в течение значительного периода времени после момента образования ударного кратера.

Геологическую интерпретацию движения материала по внутренним склонам кратеров можно проследить на примере формирования осыпей в кратере Диофант. Фрагмент снимка M124797072L, приведённый на рис. 18, получен с борта КА LRO камерой LROC NAC (Lunar Reconnaissance Orbiter Camera Narrow Angle Camera) с разрешением 0,56 м/пикс (фото NASA/GSFC/Arizona State University).

Анализ изображения показал, что первый слой склонового перемещения материала расположен на уровне 200 м ниже окружающей местности, второй — на глубине примерно 350 м, третий — на глубине 400 м. Протяжённость тёмных и светлых потоков достигает 200...300 м. При максимальном разрешении видно, что над уровнем потока возвышаются камни размером 2...3 м. Это позволяет оценить толщину самих потоков примерно в 1...2 м.

Характер поверхности потоков указывает на их возможное происхождение в результате смещения при ударном событии, которое могло произойти вблизи кратера и породило микросейсмические волны, достигшие района Диофанта. Вместе с тем следует отметить, что возраст потоков значительно

меньше возраста самого кратера. На поверхности потоков нет ни одного ударного кратера размером выше предела разрешения (около 1...1,5 м диаметром). Поэтому образование этих потоков не связано с возникновением самого кратера, а их морфология указывает на недавний возраст формирования.

Спектральные и спектрополяризационные оценки экспозиционного возраста (или зрелости) склонового материала привели к выводу, что формирование обнажений продолжается до настоящего времени. Нижний предел возраста этих структур оценивается величиной 40...80 лет [Лу, Шевченко, 2012; Шевченко и др., 2012]. Таким образом, склоновые перемещения поверхностного вещества могут продолжаться и в настоящее время вне зависимости от возраста изучаемого кратера.

Склоновые движения раздробленного сыпучего материала, создающие свежие обнажения подповерхностных горизонтов морских или материковых ландшафтов, расширяют возможности исследований глубинного вещества Луны.

Основываясь на изученных примерах, можно с большой долей вероятности предположить, что подобные склоновые перемещения поверхностного вещества могут продолжаться и в настоящее время вне зависимости от возраста изучаемого объекта. Помимо исследований собственно наблюдаемых пород, открываются перспективы анализа процессов, вызывающих движение вещества, что приносит новые сведения о современной эволюции лунной среды.

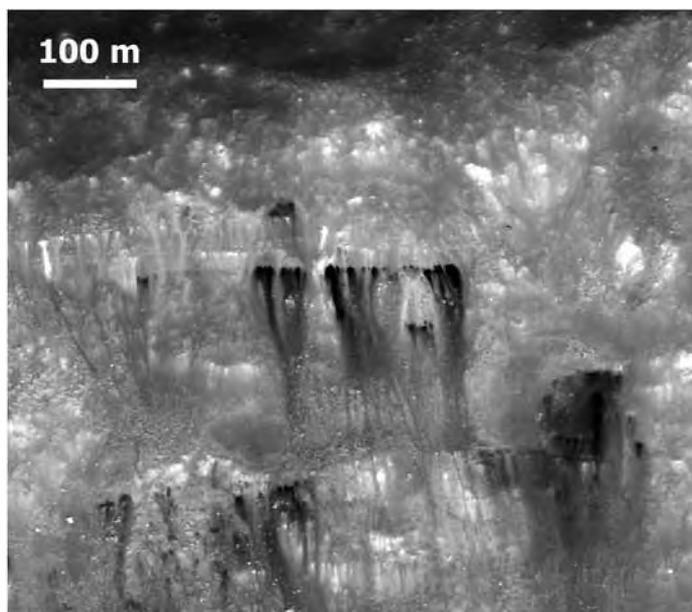


Рис. 18. Фрагмент снимка M124797072L, полученного с борта KALRO с разрешением 0,56 м/пикс, показывающий процесс формирования осыпей в кратере Диофант (фото NASA/GSFC/Arizona State University)

Склоновые движения раздробленного сыпучего материала, создающие свежие обнажения подповерхностных горизонтов морских или материковых ландшафтов, расширяют возможности исследований глубинного вещества Луны. Поскольку протяжённость склоновых изменений зависит от размеров кратеров, появляется перспектива дистанционного анализа пород, фактически залегающих на глубинах, по крайней мере, до нескольких сотен метров.

При рассмотрении технических решений экспериментов, проводимых непосредственно в лунных условиях, появляются возможности контактного анализа подповерхностного вещества без применения трудоёмких операций, связанных с глубинным бурением.

Результаты проведённых исследований получены на отдельных примерах изучения доступных в настоящее время спектральных съёмок и изображений высокого разрешения. В то же время постоянно поступающая новая информация неизменно подтверждает сделанные выше основные выводы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные технические средства, а также постоянное совершенствование методической и теоретической основы исследований позволяют всё более расширять спектр фундаментальных и прикладных задач при изучении естественного спутника Земли. Можно предположить, что в недалёком будущем Луна займёт своё место в космической инфраструктуре нашей планеты. На очереди стоят такие проблемы как использование лунных материальных и энергетических ресурсов, а также ввод в строй лунных астрономических обсерваторий для решения, например, таких насущных задач как раннее обнаружение сближающихся с Землёй потенциально опасных объектов и проч.

ЛИТЕРАТУРА

- [Аким, 1966] *Аким Э. Л.* Определение поля тяготения Луны по движению искусственного спутника Луны «Луна-10» // Космич. исслед. 1966. Т. 4. Вып. 6. С. 823–826.
- [Дайел и др., 1975] *Дайел П., Паркин К., Дейли В.* Лунная электропроводность, магнитная проницаемость и температура по данным магнитных экспериментов экспедиций «Аполлон» // Космохимия Луны и планет: Тр. советско-американской конф. по космохимии луны и планет / Ред. Виноградов А. П. М.: Наука, 1975. С. 323–340.
- [Долгинов, 1982] *Долгинов Ш. Ш.* Магнетизм планет / Итоги науки и техники. Сер. Исслед. космич. пространства. 1982. Т. 18. М.: ВИНТИ, 1982. 129 с.
- [Дорофеева, Макалкин, 2004] *Дорофеева В. А., Макалкин А. Б.* Эволюция ранней Солнечной системы. М.: Едиториал УРСС, 2004. 264 с.
- [Келдыш, Маров, 1981] *Келдыш М. В., Маров М. Я.* Космич. исслед. М.: Наука, 1981. 192 с.

- [Колбэрн, 1975] *Колбэрн Д. С.* Измерение лунного магнитного поля, расчёты проводимости и определение температурных профилей // *Луна* / Ред. Ранкорн С., Юри Г. М.: Мир, 1975. С. 244–264.
- [Ксанфомалити, 1998] *Ксанфомалити Л. В.* Собственные магнитные поля планет и спутников // *Астрономич. вестн.* 1998. Т. 32. № 1. С. 37–48.
- [Латем и др., 1975] *Латем Г., Накамура И., Дорман Дж.* и др. Результаты пассивного сейсмического эксперимента по программе «Аполлон» // *Космохимия луны и планет: Тр. советско-американской конф. по космохимии луны и планет* / Ред. А. П. Виноградов. М., Наука, 1975. С. 299–310.
- [Лу, Шевченко, 2012] *Лу Я., Шевченко В. В.* Повышенное содержание железа в склоновых осыпях некоторых лунных кратеров // *Астрономич. вестн.* 2012. Т. 46. № 4. С. 1–11.
- [Маров, 1984] *Маров М. Я.* Физические свойства и модели комет (обзор) // *Астрономич. вестн.* 1984. Т. 28. № 4–5. С. 5–85.
- [Мелош, 1994] *Мелош Г.* Образование ударных кратеров: геологический процесс. М.: Мир, 1994.
- [Шевченко, 1980] *Шевченко В. В.* Современная селенография. М.: Наука, 1980. 288 с.
- [Шевченко, 1999] *Шевченко В. В.* О кометном происхождении лунного льда // *Астрономич. вестн.* 1999. Т. 33. № 5. С. 456–465.
- [Шевченко, 2001] *Шевченко В. В.* «Лунар Проспектор» погиб, проблемы остались... // *Земля и Вселенная.* 2001. Т. 1. С. 23–33.
- [Шевченко, 2003] *Шевченко В. В.* Альбедные аномалии и палеомагнетизм Луны // *Современные проблемы механики и физики космоса* / Ред. В. С. Авдеевский, А. В. Колесниченко. М.: Физматлит, 2003. С. 251–254.
- [Шевченко и др., 2007] *Шевченко В. В., Чикмачев В. И., Пугачёва С. Г.* Структура лунного бассейна Южный полюс-Эйткен // *Астрономич. вестн.* 2007. Т. 41. № 6. С. 1–16.
- [Шевченко и др., 2012] *Шевченко В. В., Пине П. К., Шеврель С. Д., Даду И., Лу Я., Скобелева Т. П., Кварацхелия О. И., Роземберг К.* Современные склоновые процессы на Луне // *Астрономич. вестн.* 2012. Т. 46. № 1. С. 3–20.
- [Яковлев и др., 1987] *Яковлев О. И., Маркова О. М., Манзон Б. М.* Роль процессов испарения и диссипации в образовании Луны // *Геохимия.* 1987. № 4. С. 467–481.
- [Berg et al., 1974] *Berg O. E., Richardson F. F., Rhee J. W.* et al. Preliminary results of a cosmic dust experiment on the Moon // *Geophys. Res. Lett.* 1974. V. 1. N. 7. P. 289–290.
- [Blau, 2014] *Blau P.* LADEE — Mission and Trajectory Design / *Spaceflight 101*. URL: <http://www.spaceflight101.com/ladee-mission-and-trajectory-design.html>. (Retrieved April 19, 2014.)
- [Byrne, 2006] *Byrne C. J.* The near side megabasin of the Moon // *Lunar and Planet. Sci.* 2006. V. 37. N. 1930. URL: <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2006/pdf/1930.pdf>.
- [Cassidy, Hapke, 1975] *Cassidy W., Hapke B.* Effect of darkening processes on surface of airless bodies // *Icarus.* 1975. V. 25. P. 371–383.
- [Chapman, 1972] *Chapman C. R.* Surface properties of asteroids: Ph.D. Dissertation. Massach. Inst. Of Technology, 1972.
- [Cisowski, Fuller, 1986] *Cisowski S. M., Fuller M.* Lunar paleointensities via the IRMs normalization method and the early magnetic history of the Moon // *Origin of the Moon* / Eds. W. K. Hartmann et al. Houston: LPI, 1986. P. 411–424.
- [Colaprete et al., 2010] *Colaprete A., Schultz P., Heldmann J.* et al. Detection of water in the LCROSS ejecta plume // *Science.* 2010. V. 330. P. 463–468.

- [Duennenbier et al., 1975] *Duennenbier T., Dorman J., Lammlein D.* et al. Meteoroid flux from long period lunar seismic data: abstr. // Abstr. 6th Lunar and Planetary Science Conf. 1975. V. 6. P. 217–219.
- [Grun, Horanyi, 2013] *Grun E., Horanyi M.* A new look at Apollo 17 LEAM data: Night-time dust activity in 1976 // Planetary and Space Science. 2013. V. 89. P. 2–14.
- [Grun et al., 1985] *Grun E., Zook H.A., Fechtig H.* et al. Collisional balance of the meteoritic complex // Icarus. 1985. V. 62. P. 244–272.
- [Lunar Sourcebook, 1995] Lunar Sourcebook / Eds. Heiken G. H., Vaniman D. T., French B. M. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995. 736 p.
- [Ingersoll et al., 1996] *Ingersoll A. P., Barnet C. D., Beebe R. F.* et al. Dynamic meteorology of Neptune // Neptune and Triton / Ed. D. P. Cruikshank. Univ. Tucson: Arizona Press, 1996. P. 613–682.
- [Hiesinger, Head, 2003] *Hiesinger H., Head J. W.* Lunar South Pole-Aitken impact basin: Clementine topography and implications for the interpretation of the basin structure and stratigraphy // 38th Russian-American microsposium on planetology. Moscow. 2003. MS107.
- [Hiesinger, Head, 2004] *Hiesinger H., Head J. W.* Lunar South Pole-Aitken impact basin: Topography and mineralogy // Lunar and Planetary Science. 2004. V. 35. P. 1164.
- [Hood, Williams, 1989] *Hood L. L., Williams C. R.* The lunar swirls: distribution and possible origins // Proc. 19th Lunar and Planet. Science Conf. 1989. P. 99–113.
- [Hood et al., 1979] *Hood L. L., Coleman P. J., Wilhelms D. E.* The moon: sources of the crustal magnetic anomalies // Science. 1979. V. 204. P. 53–57.
- [Lawrence et al., 2002] *Lawrence D. J., Feldman W. L., Elphic R. C.* et al. Iron abundances on the lunar surface as measured by the Lunar Prospector gamma-ray and neutron spectrometers // J. Geophys. Res. 2002. V. 107 (E12). P. 5130. doi: 10.1029/2001JE001530.
- [Levison et al., 2010] *Levison H. F., Duncan M. J., Brassier R., Kaufmann D. E.* Capture of the Sun's Oort Cloud from Stars in its Birth Cluster // Science. 2010. V. 329. N. 5988. P. 187–190. doi: 10.1126/science.1187535.
- [Lin et al., 1998] *Lin R. P., Mitchell D. L., Curtis D. W.* et al. Lunar surface magnetic fields and their interaction with the solar wind: Results from Lunar Prospector // Science. 1998. V. 281. P. 1480–1484.
- [Lunar Prospector..., 2006] Lunar Prospector Reduced Spectrometer Data — Special Products. 2006. URL: http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/lunarp/reduced_special.html.
- [McDonnell, 1977] *McDonnell J. A. M.* The role of accretionary particles on lunar exposure and aging processes — lunar dust slow lunar clocks: abstr. // 20th COSPAR Plenary Meeting. 1977. P. 6.
- [Meech, 1997] *Meech K. J.* Physical Properties of Cometary Nuclei // Proc. Asteroids, Comets, Meteors'96 COSPAR Conf. 1997. 16 p. IfA-97-38.
- [Mitrofanov et al., 2010] *Mitrofanov I. G., Shevchenko V., Sanin A.* et al. Hydrogen mapping of the lunar south pole using the LRO Neutron Detector Experiment LEND // Science. 2010. V. 330. P. 483–486.
- [Morbidelli, 1988] *Morbidelli A.* New insights on the Kuiper Belt // Science. 1988. V. 280. N. 5372. P. 2071–2073.
- [Morbidelli, 1997] *Morbidelli A.* Chaotic diffusion and the origin of comets from the 2/3 resonance in the Kuiper Belt // Icarus. 1997. V. 127. Iss. 1. P. 1–12.
- [Murray, Holman, 1999] *Murray N., Holman M.* The origin of chaos in the Outer Solar System // Science. 1999. V. 283. N. 5409. P. 1877–1881.

- [O'Keef, Ahrens, 1980] *O'Keef J. D., Ahrens T. J.* Cometary impact calculations: flat floors, multiring and central peaks // *Lunar and Planet. Sci. XI. Part 2.* P. 830–832. 1980.
- [O'Keef, Ahrens, 1982] *O'Keef J. D., Ahrens T. J.* Cometary and Meteorite Swarm Impact on Planetary Surfaces // *J. Geophys. Res. Ser. B.* 1982. V. 87. N. 8. P. 6668–6680.
- [Petro, Pieters, 2002] *Petro N. E., Pieters C. M.* Reconstructing the stratigraphy of the ancient South Pole-Aitken basin interior: abstr. // *Workshop on Moon Beyond 2002: next steps in lunar science and exploration.* 2002. No. 1. P. 47. 3018.pdf.
- [Reedy et al., 1983] *Reedy R. C., Arnold J. R., Lal D.* Cosmic-ray record in solar system matter // *Annu. Rev. Nucl. Part. Sci.* 1983. V. 33. P. 505–537.
- [Schultz, 1997] *Schultz P. H.* Forming the South Pole-Aitken basin: the extreme games: abstr. // *28th Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1997. N. 1787.
- [Shevchenko, 1999] *Shevchenko V. V.* On the Cometary Origin of Lunar Polar Ice: abstr. // *30 Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1999. N. 1317.
- [Schmitt, 2001] *Schmitt H. H.* Source and implications of large lunar basin-forming objects: abstr. // *31st Lunar and Planet. Sci. Conf.* 2001. N. 1821.
- [Suggs et al., 2014] *Suggs R. M., Moser D. E., Cooke W. J., Suggs R. J.* The Flux of Kilometer-sized Meteoroids from Lunar Impact Monitoring. 2014. doi: 10.1016/j.icarus.2014.04.032.
- [Van Hollebeke et al., 1975] *Van Hollebeke M. A. I., Ma Sung L. S., McDonald F. B.* The variation of solar proton spectra and size distribution with heliolongitude // *Solar Phys.* 1975. V. 41. P. 189–223.
- [Walker, 1975] *Walker R. M.* Interaction of energetic nuclear particles in space with the lunar surface // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1975. V. 3. P. 99–128.
- [Wieczorek, Phillip, 1999] *Wieczorek M. A., Phillip R. J.* Lunar multiring basins and the cratering process // *Icarus.* 1999. V. 139. P. 246–259.
- [Wieczorek et al., 2013] *Wieczorek M., Neumann G., Nimmo F., Kiefer W., Taylor G. J., Melosh H. J., Phillips R. J., Solomon S. C., Andrews-Hanna J. C., Asmar S. W., Konopliv A. S., Lemoine F. G., David E. Smith D. E., Watkins M. M., Williams J. G., Zuber M. T.* The Crust of the Moon as Seen by GRAIL // *Science.* 2013. V. 339. No. 6120. P. 671–675.
- [Whitaker, 1980] *Whitaker E. A.* The lunar Procellarum basin // *Conf. Multi-Ring Basins: Formation and Evolution: LPI Contribution N. 414.* Houston, Texas / Eds. Merrill R. B., Schultz P. H. Houston: LPI Publ. 1980. P. 101–103.
- [Zook, 1975] *Zook H. A.* The state of meteoritic material on the Moon // *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.* 1975. P. 1653–1672.

MODERN PROBLEMS OF LUNAR EXPLORATION

V. V. Shevchenko

Sternberg Astronomical Institute of Lomonosov Moscow State University (SAI MSU)

More than half a century ago to overcome the threshold of the second space velocity was created and tested more powerful stage of the launcher. This opened era of flights to the Moon and planets of the Solar system. A new stage in the research Solar system began with the launch of the space station Luna 1 on 2 January 1959. This spacecraft reached escape velocity and the space station passed at a distance of about 6000 km from the Moon, becoming the first artificial planet. Space Age of the lunar exploration will provide the very

much new information about Earth's natural satellite, which is many times exceeded all knowledge, previously obtained from the ground telescopic observations.

Keywords: Moon, space researches of the Moon, the lunar gravitational anomalies, paleomagnetism of the Moon, the lunar exosphere, exomatter on the Moon, the lunar megabasin, modern processes on the Moon.

Shevchenko Vladislav Vladimirovich — head of department, doctor of physical and mathematical sciences, professor, shev@sai.msu.ru

50 YEARS OF RUSSIAN-US-INTERNATIONAL LUNAR EXPLORATION: A ROADMAP FOR THE FUTURE

D. R. Scott¹, J. W. Head²

Department of Earth, Environmental and Planetary Sciences, Brown University,
Providence, RI 02912 USA

The Earth's Moon holds fundamental clues to the earliest history of the Solar System and the formative years of planetary geological and geodynamic evolution. Exploration of the Moon has revealed significant information about Earth's origin and evolution, from the earliest years of our Home Planet to clues about what it will be like in the future. Due to its relative proximity to the Earth, the Moon has served as a test bed to formulate global scientific questions, design scientific experiments to address these questions, develop engineering exploration capabilities to obtain the critical data, construct exploration strategies to undertake integrated exploration programs, undertake off-Earth human exploration capabilities and strategies, and formulate the bottom-up Science and Engineering Synergism (SES) that provides optimal scientific return. We review the steps in the development of these scientific exploration capabilities, show their optimization in the Apollo Lunar Exploration Program, and outline how Science and Engineering Synergism can lead to fundamental new engineering capabilities and scientific discoveries for future human and robotic exploration of the Moon.

INTRODUCTION

The history of spacecraft exploration of the Earth's Moon by the Soviet Union and the United States in the 1959–1976 era provided knowledge and experience about the full range of exploration modes possible for the undertaking of scientific exploration missions to the Moon. This combined record provides fundamental insight into the most productive and scientifically rewarding modes of exploration in the future. Here we summarize the most exciting and outstanding scientific questions about the origin and evolution of the Moon, review the engineering capabilities developed to address these questions, show how these questions and capabilities culminated in the Science and Engineering synergism typical of the Apollo Lunar Exploration Program, and the use this experience to suggest and assess how a new human-robotic exploration architecture could address these questions.

MAJOR SCIENTIFIC QUESTIONS ABOUT THE MOON

Scientists engaged in formulating questions about the Moon quickly realized that their perspectives were often limited by their knowledge of the Earth. Because Earth is such a dynamic planet, the record of the first half of Earth history has largely been destroyed. Thus, missing from our own Home Planet was the knowledge of our origin and formative years, and how this knowledge could inform us

David R. Scott — Commander of the Apollo 15 Mission to the Hadley/Apennine region of the Moon; Visiting Professor

James W. Head — Louis and Elizabeth Scherck Distinguished Professor of Geological Sciences, james_head@brown.edu

about our future as a planet. Initial questions about the Moon, therefore, revolved around very basic questions: Where did the Moon come from? How did it initially form? Were the surface depressions formed as volcanoes or impact craters? Did the Moon form cold, or hot? Was the nearside similar to the unknown and unseen farside? What was the age of the surface features (the impact flux had not been calibrated and lunar craters could be volcanic, so counting them would only give a misleading age)? Was the surface soil layer firm or would spacecraft and Astronauts sink out of site in a porous dust layer?

MODES OF EXPLORATION

Following centuries of visual observations of the Moon from Earth, and through telescopes, it became clear that transporting scientific experiments to the vicinity of the Moon with new rocket technology and transmitting the data back to Earth could provide important new insights into the nature and origin of the geologic features of the Moon. The importance of this fundamental capability was stunningly illustrated just two years after the launch of Sputnik by the first lunar flyby (Luna 3-1959) that once past the Moon, turned its cameras back toward the Moon to obtain the first synoptic views of the lunar farside. Luna 3 images revealed that the lunar farside was significantly deficient in lunar maria, framing a fundamental scientific question that remains unresolved to this day: What is the origin of the lunar nearside-farside asymmetry?

Following flybys, impacting spacecraft (Luna 2) with high-resolution descent imaging (Ranger 7-9) provided a perspective on the density of small craters and regolith formation. Solving the complex technological and engineering problem of placing a spacecraft into orbit around another planetary body enabled the next phase of scientific exploration, lunar orbiting spacecraft. Lunar orbiters (Luna 10-12, 14, 22; Lunar Orbiter 1-5) provided synoptic views of the lunar surface to understand processes and history and plan for future surface exploration. Orbiting spacecraft also provided data beyond imaging of surface features, permitting measurements and maps of chemistry, mineralogy, magnetism, gravity and atmospheric species.



Figure 1. Soviet Lunokhod on descent stage

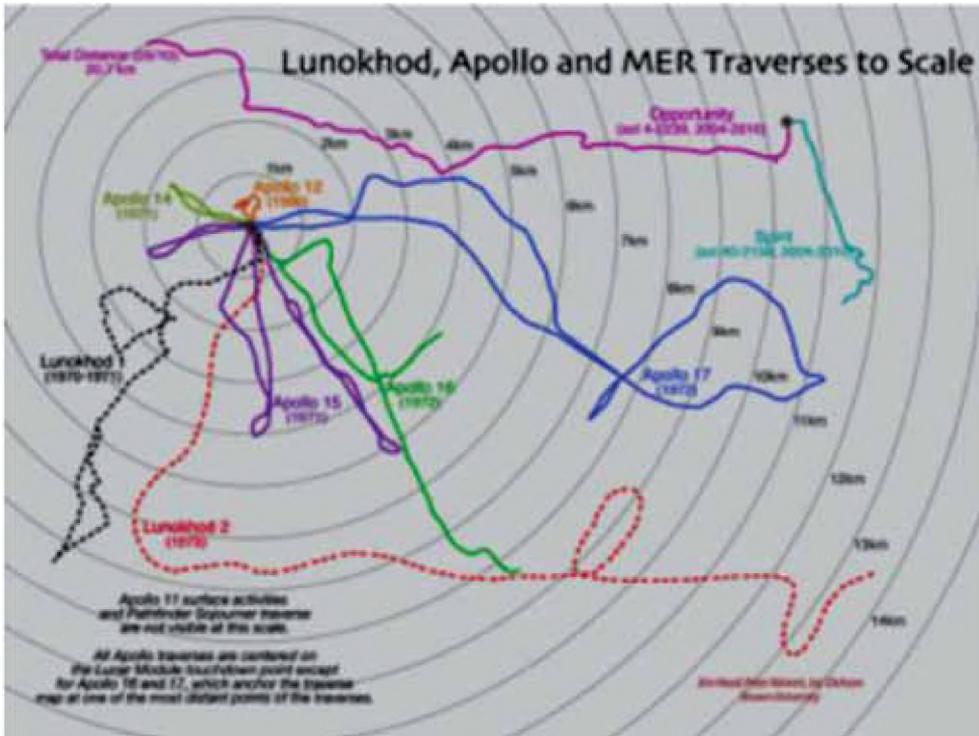


Figure 2. Combined lunar surface traverses compared to Mars rover traverses

Braking the descent of potentially impacting spacecraft so that they could soft-land scientific payloads on the surface was another engineering challenge that was rapidly overcome. The resulting soft landers (Luna 9, 13 and Surveyor 1–7) provided clues as to the nature of the surface (important for understanding how lunar soil forms and how future surface exploration could be designed) and the chemistry of soil and rocks (addressing fundamental questions about the origin of the Moon and its crust).

Now that spacecraft could be landed on the surface, the question became: What is the diversity of the surface of the Moon and how do the macroscopic features seen from orbit (e.g., craters and lavaflows) differ at mesoscopic and microscopic scales? Post-landing surface mobility was clearly more feasible than thousands of individual stationary landers, and engineers and scientists set out to design roving vehicles, providing mobility to the complement of instruments previously limited to single-point *in situ* observations. The Soviet Union designed ingenious robotic lunar roving vehicles and executed very successful missions (Lunokhod 1 and 2; Figure 1) that traversed over 40 km of the lunar surface (Figure 2) making comprehensive magnetic, chemical, soil and geology measurements.

Increasing capabilities in instrumentation had made *in situ* analytical measurements on the lunar surface very productive; at the same time, however, huge advances in chemical, mineralogic and isotopic laboratory instrumentation on Earth meant that the return of lunar surface materials to the Earth could address

very fundamental questions in the geochemical and chronological evolution of the Moon. The engineering challenge then became: How can we land sufficient payload on the surface so that we can collect samples and place them into a small independent spacecraft to launch them from the surface and return them to Earth? The Soviet Union met this challenge. Robotic sample return missions (Figure 3) (Luna 16, 20) successfully brought back soil samples for analysis on Earth. Of course samples gathered from the surface might not be representative of the soil at depth, and a record of the stratigraphic sequence of events recorded with depth could provide even more significant information about the history of the Moon. To meet this engineering challenge, Soviet engineers and scientists came up with a unique and successful design for a drill that could successfully obtain drill core up to 2.5 meters long that could be extracted, rolled into a coil, and successfully returned to Earth for analysis. Indeed, such samples have revealed fundamental new information about the geology and stratigraphy of the Moon (e.g., [Basilevsky et al., 2014]).

Together, these engineering approaches to the scientific exploration of the Moon have provided a paradigm for the exploration of other planetary bodies much further from Earth than the Moon, and a menu of capabilities to assess the range of scientific questions at hand. Designed and demonstrated were flybys, orbiters, hard landers, soft landers, rovers, and sample return to Earth, including cores. Exploration of Mercury has involved a flyby (Mariner 10) and an orbiter (MESSENGER). Venus exploration, also accommodating the presence of an atmosphere, has involved flybys (Mariner), orbiters (Venera 15-16, Magellan, Venus Express), descent probes (Venera, Pioneer), balloons (Venera) and landers (Venera). Similarly, the exploration of Mars began with early flybys (Mariner, Mars), then orbiters (Mariner, Mars), followed by landers (Mars, Viking, Phoenix), and rovers (Mars Exploration Rovers *Spirit* and *Opportunity*; Mars Science Laboratory *Curiosity*). Candidate future plans even call for the deployment from orbit of winged powered airplanes (e.g., *Ares*; [Levine et al., 2003]).

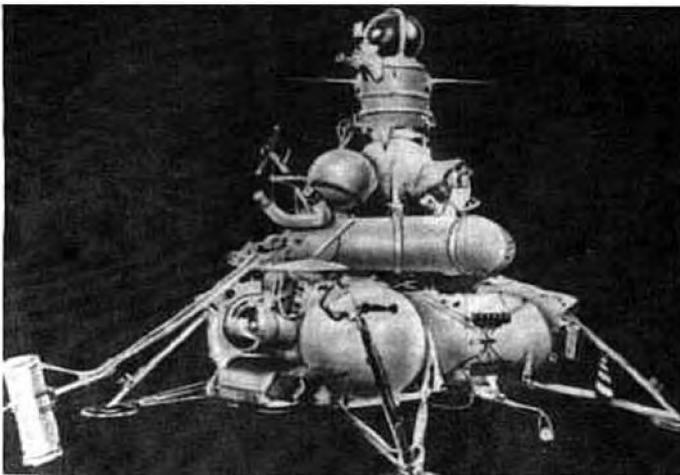


Figure 3. Soviet Luna sample return vehicle

HUMAN EXPLORATION OF THE MOON

Proximity of the Moon to Earth clearly motivated the dream of human exploration beyond Earth, as exemplified by U. S. President John F. Kennedy's audacious challenge on May 25th, 1961, to land humans on the Moon and return them to the Earth by the end of the decade. This challenge, born in the competition of the Cold War, originally involved an offer to undertake the endeavor collaboratively with the Soviet Union [Khrushchev, 1999, 2000, 2006] but the U. S. and the Soviet human lunar exploration programs eventually proceeded independently [Khrushchev, 1999, 2000, 2006; Scott, Leonov, 2004]. The Soviet program involved a stunning series of engineering firsts (space walks, rendezvous, three-cosmonaut spacecraft, the successful robotic Zond circumlunar flights, etc.), but difficulties with the N-1 launch vehicle ultimately led to the focus on lunar robotic exploration [Huntress, Marov, 2011; Khrushchev, 1999, 2000, 2006]

Initially, U.S. engineering efforts focused on the complex tasks of developing the capability for human-rated launch, Earth orbital operations, reentry and successful recovery (the Mercury Program), for spacecraft rendezvous and docking (the Gemini Program), all capabilities that would be required for the Apollo missions to the Moon. Early Apollo missions tested the Command and Service Module in Earth orbit (Apollo 7), around the Moon (Apollo 8), and then the full complement (Command and Service Module, Lunar Module) in Earth orbit (Apollo 9) and in lunar orbit (Apollo 10). These five precursor missions were launched over a period of only seven months, between October 1968 and May, 1969. These intense engineering efforts prepared the way for accomplishment of President Kennedy's national goal of landing humans on the surface of the Moon and returning them safely by the end of the decade of the 1960s.

In the meantime, and in parallel, scientific efforts were underway to optimize the science that could be accomplished by this next phase of lunar exploration, expeditions by human explorers. Scientists were commissioned by NASA to refine the list of fundamental questions about the Moon and to address how these could be answered by specific instrumentation and modes of exploration. A larger community of Earth and space scientists became engaged in various NASA and National Academy of Sciences/National Research Council Advisory committees. Key scientific leaders emerged from this community (e.g., Eugene Shoemaker, Gerald Wasserburg, Robert Walker, Paul Gast, and James Arnold) to lead and advocate for science in the human exploration program.

Where to land on the Moon and what exploration objectives could be accomplished at different locations? The US Geological Survey undertook a lunar geologic mapping program to define and characterize the geology and stratigraphy of the lunar surface [Wilhelms, 1987], helping to highlight the most interesting areas and geologic problems. NASA set up a scientific advisory Group for Lunar Exploration Planning (GLEP) that helped develop and vet experiments, landing sites and procedures. The USGS, the Apollo Spacecraft Program Office (ASPO) at the Manned Spaceflight Center (MSC), and other groups, including Bellcomm, a systems engineering division of NASA Headquarters initially recruited from Bell Laboratories, integrated the scientific objectives and observations constraints.

These were then presented to the Apollo Site Selection Board (ASSB) at NASA Headquarters, for a final decision for each of the missions.

Once a final site was selected, attention turned to developing and finalizing the operations plan that would ensure that the scientific goals and objectives for that landing site were accomplished. A specific landing site for the selected region was chosen and surface procedures and traverses were developed and reviewed by the Lunar Surface Operations Panel (LSOP), a group of scientists and engineers. The astronaut crews (the Commander, CDR; the Lunar Module Pilot, LMP; and the Command Module Pilot, CMP) were engaged in these processes throughout. Following finalization of the general plan, the Astronaut crews continued to be briefed at the Kennedy Space Center (KSC) by a small group of scientists up to a few days before launch.

The Astronaut crews also received significant geological and broader scientific training. Prior to the selection of specific landing sites for individual missions, Astronauts received general field training through field trips to different parts of the world (Iceland, Hawaii, Meteor Crater, etc.) that contained features and terrains analogous to those of the Moon. The Apollo Lunar Field Geology Experiment (ALFGE), headed by Eugene Shoemaker, Gordon Swann and William Muehlberger, was largely responsible for this field training [Schaber, 2005] which was complemented and supplemented by classroom and laboratory study of lunar and Earth rocks by MSC scientists. Once a site was selected, the field trips were more focused on terrain and geologic features more specifically related to the landing site and both scientific and operational procedures were practiced. In a typical field trip, geologists would prepare traverse maps prior to the trip, and the Astronauts would “land” and practice their surface periods of extravehicular activities (EVAs) using real equipment (cameras, tools and rovers), and simulated backpacks and related equipment. Throughout the geological traverse of the EVA, radio communications were directed back to a local “mission control” and “back room” of geological advisors and traverse planners. The astronauts and mission planners maintained a strict lunar EVA timeline. Following the EVA simulations, a field review of the traverse was undertaken by the Astronauts and geologists to assess both successes and improvements needed. The geologic history of the area interpreted by the Astronauts was reviewed, the samples collected were assessed for their relevancy, and the documentation of observations and samples through photography and voice transcripts was graded. This iterative processes resulted in excellent and informative interchanges that significantly improved both the scientific operations and the expectations of what could be accomplished during lunar surface operations.

Throughout this process, it became more and more clear that lunar surface exploration operations would involve rapid decision-making on the spot, based on human perceptions gained by the Astronauts as they integrated their local and regional impressions of the lunar surface and its geological features. Time was too valuable to try to explain these educated impressions to scientists and others in Mission Control in Houston. Somewhere in this process it became clear that the Astronauts on the surface would be the decision makers and explorers, and that Mission Control should do just that: control the mission, not the Astronaut. Indeed, Apollo Mission Directors ensured that the overall mission and spacecraft

were operating nominally, that the life support systems were functioning properly, and that the timeline was being kept to ensure the safety of the crew. This then enabled the Astronauts on the surface to focus on what they could do best: Scientific exploration. Awareness of this critical partnership (Astronauts focused on exploring the surface, Mission Control providing an envelope of confidence, and scientists in the “back room” in the Mission Control Center monitoring exploration should their expertise be necessary), increased with each successive mission. As a result, the Astronaut scientific training became even more critical, and individuals such as Caltech Professor Leon T. Silver and Astronaut Harrison H. Schmitt played key roles in its development and implementation. The Apollo astronauts, already extremely talented and highly motivated observers and problem solvers, became scientific explorers. The credo of the partnership became “T3”: “Train them, Trust them and Turn them loose.”

Communications between Mission Control and the Astronauts during the mission was through one individual, a Capsule Communicator (CapCom), a member of the Astronaut corps. During the EVAs on the Moon, the CapCom was typically a scientist-astronaut and one who had trained with the prime Astronaut crew throughout the mission preparations, including the geological field trips. Thus, this individual provided a critical link between the Astronauts on the surface and Mission Control.

A critical role was played by the Command Module Pilot in orbit while the CDR and LMP descended to the surface. In addition to maintaining the CSM, the CMP made important observations of the lunar surface, documenting and further exploring past discoveries and searching for future landing sites. During the J-Missions (Apollo 15–17), engineers had configured a portion of the Service Module to accommodate a host of scientific instruments (the scientific instrument module, SIM, bay) to further document the lunar surface and space environment, and the CMP ensured their successful operation. The CDR and LMP assisted in these operations before and after their surface exploration.

SCIENCE AND ENGINEERING SYNERGISM (SES)

Well prior to Apollo 11, it became clear that the capabilities that were needed to ensure the success of President Kennedy’s goal could also be used for full-fledged exploration of the Moon. Prescient managers and engineers realized that further engineering challenges lay ahead, the solution of which could unleash capabilities hardly dreamed of when President Kennedy announced his goal. Scientists understood the parallels between the geological exploration of the Earth and that of other planetary bodies, and strategized about the critical outstanding scientific questions and how to address them. Astronauts increasingly understood the parallels of lunar exploration with the historically intertwined national and scientific goals that characterized the legendary expeditions of Captain Cook and Lewis and Clark that followed from the earlier “plant the flag” era. This combination of events resulted in a strong sense of “Science and Engineering Synergism” (SES) in the Apollo Lunar Exploration Program. Scientists, astronauts, engineers and managers, working shoulder-to-shoulder, began to share each other’s dreams and challenges.

Scientists needed to have broader access to different parts of the Moon, longer stay times on the surface to accomplish more objectives, better and more instrumentation on the surface and in orbit, extended surface mobility to accomplish multiple objectives at a given landing site, and more up-mass to carry more experiments to the Moon and more down-mass to return additional rock samples. Engineers responded to these needs with creative and innovative ideas and solutions. Working together from a “bottom-up” approach, they solved problems, increased capabilities and integrated the results into the ongoing exploration missions. The resulting Science and Engineering Synergism (SES) meant that, as in any synergism, the whole was much greater than just the sum of the parts.

Instead of “Here’s my experiment, can you get it to the Moon?” or “You only have x mass and y power for your experiment, so design it accordingly” the conversation became “How can we increase and optimize access to the high latitudes where those really interesting features are located?” and “Can we significantly steepen the LM descent profile so that we can land on the eastern side of Hadley Rille and have access to multiple objectives provided by the Apennine Mountains?” This fundamental SES attitude of working shoulder-to-shoulder together from the bottom up to ensure a scientific legacy for human exploration is one of the foremost Apollo legacies for future human exploration planning.

THE APOLLO MISSIONS

What was the nature of the lunar maria and how old were they? Apollo 11 landed in the eastern nearside maria in Mare Tranquillitatis a few kilometers downrange of the intended landing site and undertook a single, historic EVA of about 2.5 hours duration (see Figure 2). Observations by Astronauts Neil Armstrong and Buzz Aldrin, and returned samples revealed that the surface formed from basaltic lava flows and was extremely ancient, and that the soil contained particles of the lunar highlands. Geophysical instruments showed that the Moon was very quiet seismically and had unusual near-surface properties.

What range of variation exists in the lunar maria in terms of composition and age? In a desire to obtain pinpoint landing to enhance exploration capabilities for future missions, the Apollo 12 landing site was chosen as the site on the western nearside maria that the Surveyor 3 spacecraft had landed thirty-one months before. Even prior to the success of Apollo 11, surface operations were scheduled to be extended to two periods of EVA, each about 4 hours duration. The successful Apollo 12 pinpoint landing permitted observations and sampling of the Surveyor 3 spacecraft by Astronauts Pete Conrad and Alan Bean. Collected samples showed an ancient but much younger maria of different composition and soil and rock samples interpreted to be from the young crater Copernicus.

What was the origin of the huge circular basins (Imbrium, Serenitatis, Crisium, etc.) that formed mountainous rings and depressions that were host to the lunar maria? Armed with pinpoint landing capability demonstrated by Apollo 12 and two samples of widely separated maria, the Apollo 13 mission (Astronauts Jim Lovell and Fred Haise) was targeted to the Fra Mauro Formation, the radially textured deposit interpreted by many to be the ejecta from the huge Imbrium impact

basin. Following the serious spacecraft problem that arose during translunar coast and the successful return of the Apollo 13 crew, the Apollo 14 mission was targeted to the same region and undertook two periods of EVA of over 4.5 hours each. In order to accommodate the equipment necessary on these EVAs of longer duration and distance, a Mobile Equipment Transporter (MET) was designed and utilized by Astronauts Al Shepard and Ed Mitchell. Samples and observations from Apollo 14 showed the importance of large impact basins in the geological history of the Moon and provided radiometric dates for the Imbrium basin, the major cornerstone of lunar stratigraphic history. Collected samples provided a cornucopia of fragments from the brecciated rocks excavated and emplaced during the Imbrium impact event, yielding great insight into the range of process operating in lunar history.

Could deeper crustal and mantle rocks be collected nearer the rim of the Imbrium basin? Did the energy associated with the huge Imbrium impact also form the Mare Imbrium fill by impact melting or by inducing rapid mantle melting below the impact? What was the origin of the unusual river-like sinuous rilles that were seen on the Moon? Could these date from earlier periods before the atmosphere was lost? Apollo 15 was targeted to the Hadley-Apennine region, along the edge of Hadley Rille at the base of the Apennine Mountains forming the rim of the Imbrium basin. Apollo 15 was the first of the J-Missions, an evolutionary design that provided a Lunar Roving Vehicle (LRV) for expanding surface mobility (Figures 4, 5), and the capability for three periods of EVA, each about seven hours long. Prior to the surface exploration, the LM was depressurized and the CDR performed a stand-up EVA (SEVA), emerging from the top of the LM to assess the terrain from this high vantage point and assist in planning surface exploration.



Figure 4. Apollo 15: Loading up the LRV for scientific exploration. Mount Hadley in the background

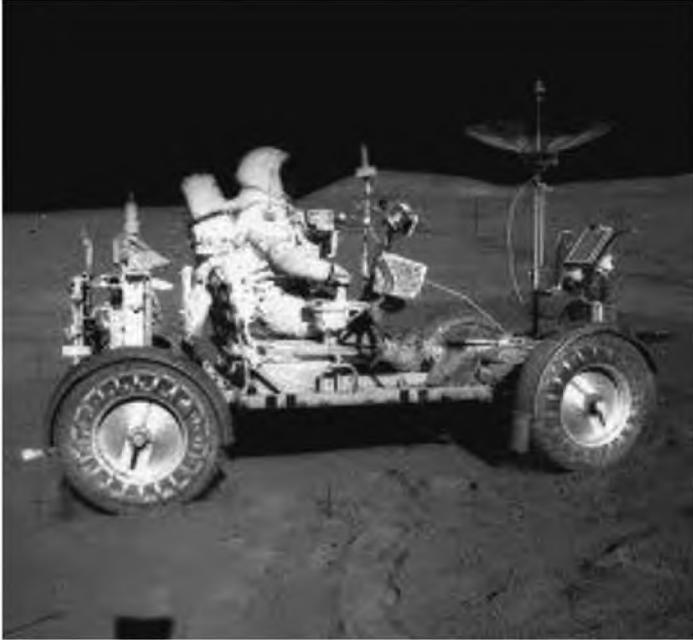


Figure 5. Apollo 15: Ready to explore the plains of Hadley with the Lunar Roving Vehicle. Note geologic traverse map just in front of steering column



Figure 6. Apollo 15: Documenting rock samples on Mount Hadley Delta. Note Lunar Roving Vehicle in the background

During its three periods of EVA covering a traverse distance of 27.9 km, Apollo 15 Astronauts Dave Scott and Jim Irwin collected deep crustal rocks (the “Genesis Rock”) on the slopes of the Apennine Mountains (Figure 6), discovered green glass beads from a pyroclastic volcanic eruption, explored the Hadley sinuous rille (Figures 7, 8) and showed that it had exposed lava flow layering in the rille walls and was volcanic in origin, and determined that the ages of the lava flows precluded an origin related to Imbrium basin formation.

What was the nature of the central highlands of the Moon and did the Cayley plains represent a pre-mare phase of highlands volcanism? Apollo 16 landed in the Descartes highlands and during three periods of EVA, Astronauts John Young and Charlie Duke covered a traverse distance of 26.7 km, determined that the entire region was blanketed by impact breccias, not volcanic rocks. This major discovery provided insight into the nature of ejecta deposition from large lunar impact basins, showing that instead of forming by volcanism, bright smooth plains in the highlands could be formed by ponded impact ejecta. The rock fragments in the impact breccias provided considerable new insights into the range of processes operating in earliest lunar history and their chronology.

What was the chronology of the major impact basins preceding Imbrium and what was the origin and age of the dark mantling material thought to be very young due to its draping over older units? Apollo 17 landed in the Taurus-Littrow Valley at the southeastern edge of the Serenitatis Basin, in dark mantling deposits thought to be of a young age. The goal of the mission was to sample some of the oldest and youngest material on the Moon to bracket lunar geological history. Covering a traverse distance of 35.74 km during three periods of EVA, Apollo 17 Astronauts Gene Cernan and Jack Schmitt sampled large boulders of ancient basin ejecta, determined that the floor of the valley consisted of ancient mare basalts, and discovered orange soil composed of not young, but very ancient dark mantling material.

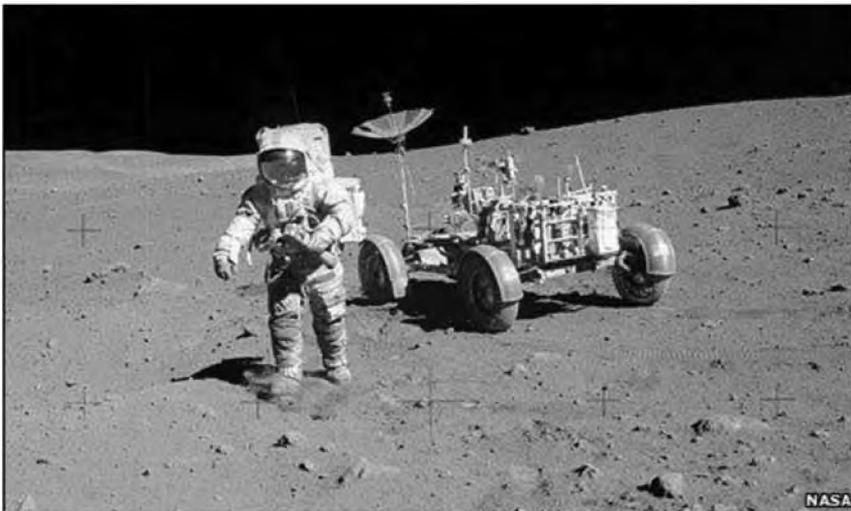


Figure 7. Apollo 15: Heading to the edge of Hadley Rille with the 500 mm telescopic lens to image layering in the far side of Hadley Rille



Figure 8. Apollo 15: Collecting rock samples at the edge of Hadley Rille

The return of the Apollo 17 crew to Earth marked the end of the Apollo Lunar Exploration Program. In three years and five months, scientific expeditions had explored six different regions of the Moon. Due to the Science and Engineering Synergism that characterized Apollo, each successive mission represented increased exploration capability and together the return from the observations, instrument deployment, and analysis of returned samples provided a legacy that radically changed our entire perception about the origin and early evolution of Earth, including the coupled origin of the Earth-Moon system. The combined data collected from these missions provided a fundamental view of the formation and evolution of a second planetary body, and filled in many of the missing chapters of early Earth history. Furthermore, the in-depth analysis of another planetary body has provided a paradigm of planetary origin and evolution against which to assess that of the other terrestrial planets Mercury, Mars and Venus. Armed with the answers to some fundamental questions about planetary formation and evolution, scientists then turned to a host of equally fundamental questions about planetary origins, geological, geochemical and geodynamic planetary evolution, and the nature of the bombardment history of the Solar System, questions that can be readily addressed through further intensive lunar exploration. Unfortunately, with the exception of Lunar 24 (1976), Clementine (1994) and Lunar Prospector (1998–1999), there was an over 30 year hiatus in focused lunar exploration after the end of Apollo 17 (1972), despite attempts to revive human lunar exploration with the Space Exploration Initiative of President George H. W. Bush in 1989. Without ongoing Science and Engineering Synergism in human exploration planning, the lessons from Apollo were largely forgotten. During the intervening period, focused on low Earth orbit operations, with no off-Earth surface exploration, the relation-

ships between Mission Control, scientists and astronauts is evolving in a process described by veteran MIR and ISS Cosmonaut Sergei Krikalev as "creeping determinism" [Krikalev et al., 2010].

THE RENAISSANCE

Following this lull in lunar exploration missions, starting in 2003 with the European Space Agency SMART-1 technology demonstration mission (2003–2006), a recent and current international armada of spacecraft exploring the Moon has provided a renaissance and significant new insight into the nature and evolution of the lunar crust and the structure of the lunar interior. India launched the Chandrayaan-1 (orbiter and hard lander) (2008–2009), Japan the SELENE-Kaguya Orbiter (2007–2009), and China Chang'e 1 (2007–2009) and Chang'e 2 (2010–2011) (orbiters) and Chang'e 3 (2013) (soft lander and rover). In 2004 President George W. Bush announced the Vision for Space Exploration initiative in which the United States would continue to operate the International Space Station, build a base on the Moon, and prepare to send Astronauts to Mars. This initiative, known as the Constellation Program, was cancelled by President Barack Obama in 2010. Nonetheless, the NASA Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO) mission was approved as an enabling mission in preparation for resumed human exploration and has been actively operating since 2009. Also during this renaissance, NASA has completed the Gravity Recovery and interior Laboratory (GRAIL) mission (2011–2012) to investigate the internal structure of the Moon and the Lunar Atmosphere and Dust Environment Explorer (LADEE) mission (2013–2014), to study the lunar atmosphere.

These new data have combined high spatial and spectral resolution information together with high-resolution altimetry and gravity to reveal new minerals and rock types, as well as to help define the locations of concentrations of these types of key deposits that can help in unraveling crustal history and the nature of the geologic processes (impact cratering, volcanism, tectonism, volatile migration and sequestration) that have influenced this evolution.

Future lunar missions based on these data sets are in the planning stages by Russia (Luna 25) and China (Chang'e 4, rover, and Chang'e 5, sample return) and both China and Russia have announced plans to use these missions as precursors for future human exploration of the Moon. Currently NASA is focused on asteroids as a pathway to human exploration of Mars and has no plans to return humans to the lunar surface.

SCIENCE REQUIREMENTS AND LEGACY

These renaissance findings have permitted scientists to define basic science-engineering requirements for future lunar exploration systems: these include full lunar access, longer stay times, extended surface mobility, enhanced down-mass and up-mass, robotic network development, communications and exploration infrastructure (communication and GPS spacecraft), orbital assets, and a mix of optimized

human and robotic exploration. Furthermore, these results have clarified the focus and legacy of lunar exploration: The long-term goal is two-fold: 1) to understand the origin, evolution and future of the planetary bodies in our Solar System, including our Home Planet Earth, and 2) to derive an understanding of how to live and survive, and where to go, in the habitable zone of our own Solar System. In the words of Apollo 16 Commander John Young: “Single-planet species don’t survive.” On the basis of lunar exploration to date, we now know *where* to go and *what* to do to accomplish these objectives, starting with the Earth’s Moon. Examples include:

1. *In-Depth Exploration*: Target more extensive exploration around existing exploration sites (e.g., the Apollo 15 Hadley-Apennine Landing Site) to address the new questions raised by analysis of initial data collected on Apollo 15 [Swann et al., 1972] (see Figures 4–8); What is the history of the lunar magnetic field recorded in the rille wall basalt layers? What is the source of the water-rich green pyroclastic glasses? What is the diversity of deep crustal rock types, as revealed by the 15415 anorthosite? What is the nature of the layering revealed in the Apennine Mountains Silver Spur? What is the distribution and variety of Imbrium basin ejecta as seen in the ancient 15455 shocked norite? What is the diversity of ages and compositions of the mare basalts exposed in the rille walls?
2. *New Exploration Destinations*: Target new sites such as the polar regions, and the floor and central peaks of Theophilus and Copernicus and ask new questions: What is the origin and distribution of water in the polar and non-polar regions? What is the distribution and nature of shocked and unshocked rocks in central peaks? What is the distribution and origin of olivine-rich rocks in central peaks and did they come from the lunar mantle? What is the mode of occurrence and origin of newly discovered spinel-rich lithologies? What are the relationships and relative abundances of shocked and unshocked anorthosite in central peaks? What does the chilled boundary layer of a melt sheet look like and how different is it from more slowly cooling melt below? How diverse are impact melt compositions and how much vertical segregation (differentiation?) is observed? Has the lunar mantle been sampled and what is its depth and composition? What are the implications for the early Earth and the formation, evolution, and future of other planetary bodies?

SCIENCE AND ENGINEERING SYNERGISM: DESIGN REFERENCE MISSIONS

Definition of engineering requirements is insufficient in itself for success; scientists must work hard to engage engineers in understanding their needs (and vice versa) and developing Science and Engineering Synergism (SES) where mutual bottom-up interactions and education lead to optimized plans and exploration results. A very productive way to develop SES is in the combination of scientific goals and engineering reality in Science Design Reference Missions (DRM).

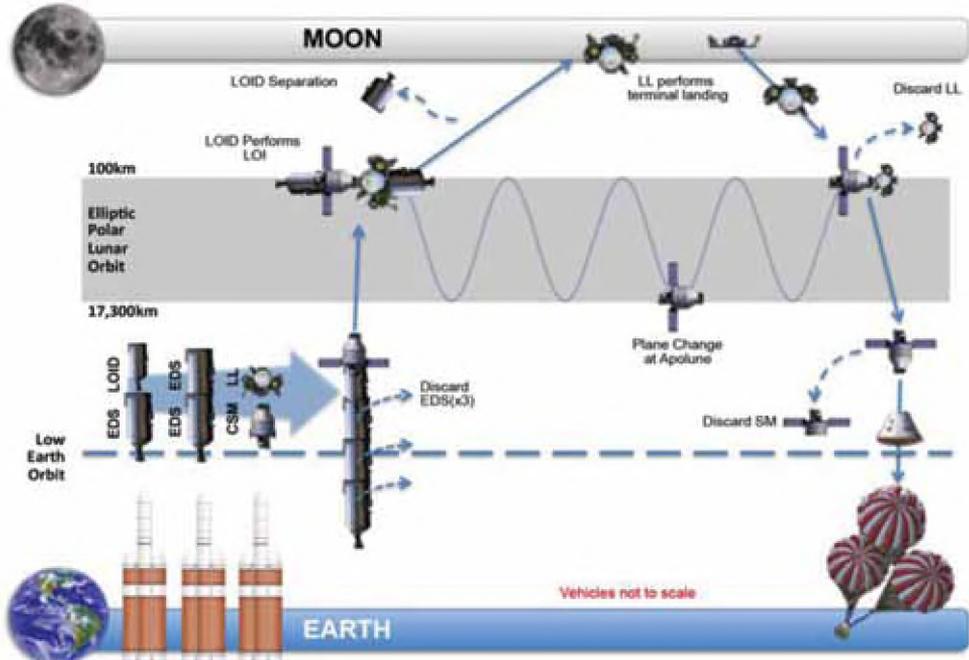


Figure 9. Human Architecture for Lunar Operations (HALO) Mission Architecture (from [Nicholas et al., 2013]; see also [Dyson, 2013])

In order to address these questions we have been engaged in interactions between students and faculty at Brown University (Planetary Geoscience Group of the Department of Geological Sciences and School of Engineering) and the Massachusetts Institute of Technology (MIT) Department of Aeronautics and Astronautics as part of our NASA Solar System Exploration Research Virtual Institute (SSERVI) activity. Through meetings, seminars and “project/program reviews”, planetary scientists have helped define their dreams while engineers have come up with innovative approaches to realizing these dreams. The shoulder-to-shoulder interactions build on the success of Apollo and have produced DRMs that are innovative and considerably under the costs of recent human exploration defined by the Space Exploration Initiative, for example.

An example of such an approach is the study “Human Architecture for Lunar Operations (HALO) (Figure 9): Orbits & Architecture for Global Access” [Nicholas et al., 2013]. This Human Architecture for Lunar Operations proposes a new set of space vehicles and orbital maneuvers which support human missions to the lunar surface. Using the Apollo lunar orbit rendezvous architecture as a baseline, HALO incorporates many advancements in space technology since the 1960’s to increase the capabilities and scientific return. In a novel improvement, they propose using a highly elliptical polar lunar orbit (EPLO) before and after the surface phase to drastically reduce the required propellant for plane changes and nearly eliminate the sensitivity of the propellant mass to the landing site location. This allows for global access using a single, efficient system. In this scenario, this orbit

would be entered directly from the trans-lunar orbit and the vehicle that remains in lunar orbit would reside there while the landing vehicle conducts the surface operations. As part of this study [Nicholas et al., 2013] provide a full description of the architecture, its restructured vehicle set, and its advantages, as well as an analysis of EPLO stability to verify feasibility. Such bottom-up student-led initiatives are the breeding ground for a successful return of humans to the Moon with innovative solutions to address compelling scientific problems.

CONCLUSIONS

These types of scientific questions and Science Design Reference Missions can take advantage of 40 years of technology and operations development since the very successful Soviet and United States exploration missions to formulate new and enhanced exploration concepts. These new developments permit Lunar Human Exploration DRMs that produce longer stay times, more diverse mobility options, increased mobility and exploration radius, significantly more down-mass and up-mass, improved robotics to free up astronaut time for human exploration optimization, and full lunar access. These DRMs underline this new generation of lunar exploration capabilities, and show how a program of integrated human and robotic exploration using our combined experience, can lead to fundamental new insights into living, exploring and surviving in the habitable zone for the upcoming millennia.

Acknowledgments: We dedicate this paper to Mikhail Ya. Marov, on the occasion of his 80th birthday. We further acknowledge with great respect the pioneering scientific and engineering creativity and accomplishments by the early leaders of the Soviet lunar exploration program: Sergei Korolev, Mstislav Keldysh, Georgi Babakin, Aleksander Vinogradov and Georgi Petrov, and subsequent leaders Roald Sagdeev, Valery Barsukov, Vyacheslav Kovtunenkov and Roald Kremnev, who helped bring foreign investigators into the Soviet program. We thank Mikhail Ya. Marov for playing a key role as a science and international advocate throughout this entire history.

We gratefully acknowledge the inspiration and support provided by the NASA Lunar Science Institute (NLSI) and the NASA Solar System Exploration Research Virtual Institute (SSERVI) to both Brown University and MIT under SSERVI grant NNA14AB01A.

REFERENCES

- [Dyson, 2013] *Dyson M.J.* If Apollo Happened Today // Ad Astra. 2013. Fall 2013. P. 30–33.
- [Goodwin, 2011] *Goodwin R.* Apollo 15 — The NASA Mission Reports: Apogee Books. 2011.
- [Head, 2001] *Head J.W.* Lunar and planetary perspectives on the geological history of the Earth // Earth, Moon and Planets. 2001. P. 85–86, 153–177. doi: 10.1023/A:1017063814704.

- [Huntress, Marov, 2011] *Huntress W. T., Marov M. Ya.* Soviet Robots in the Solar System: Mission Technologies and Discoveries. Springer-Praxis, 2011.
- [Khrushchev, 1990] *Khrushchev S.* Khrushchev on Khrushchev: An Inside Account of the Man and His Era, by His Son, Sergei Khrushchev / Ed. and transl. William Taubman, Little, Brown, and Company. 1990.
- [Khrushchev, 2000] *Khrushchev S.* Nikita Khrushchev and the Creation of a Superpower. Pennsylvania State University Press, 2000.
- [Khrushchev, 2006] *Khrushchev S.* Memoirs of Nikita Khrushchev: Reformer, 1945–1964. Pennsylvania State University Press, 2006.
- [Krikalev et al., 2010] *Krikalev S. K., Kalery A. Yu., Sorokin I. V.* Crew on the ISS: Creativity or determinism? // *Acta Astronautica*. 2010. V. 66. P. 70–73.
- [Levine et al., 2003] *Levine J. S.* et al. Science from a Mars Airplane: The Aerial Regional-scale Environmental Survey (ARES) of Mars // AIAA. 2003. Paper 2003-6576.
- [National Research Council, 2007] National Research Council. The Scientific Context for Exploration of the Moon: Final Report. Washington, DC: The National Academies Press, 2007.
- [National Research Council, 2011] National Research Council. Vision and Voyages for Planetary Science in the Decade 2013–2022. Washington, DC: The National Academies Press, 2011.
- [National Research Council, 2014] National Research Council. Pathways to Exploration: Rationales and Approaches for a U. S. Program of Human Space Exploration. Washington, DC: The National Academies Press, 2014.
- [Nicholas et al., 2013] *Nicholas A. K., Buck A. J., Ho K., Gerhard K., Hoffman J.* Human Architecture for Lunar Operations (HALO): Orbits and Architecture for Global Access. MIT. 2013.
- [Schaber, 2005] *Schaber G. G.* The U. S. Geological Survey, Branch of Astrogeology-A Chronology of Activities from Conception through the End of Project Apollo (1960–1973): USGS Open-File Report. 2005. 2005-1190.
- [Scott, Leonov, 2004] *Scott D., Leonov A.* Two Sides of the Moon. Thomas Dunne Books, 2004.
- [Swann et al., 1972] *Swann G. A., Bailey N. G., Batson R. M., Freeman V. L., Hait M. H., Head J. W., Holt H. E., Howard K. A., Irwin J. B., Larson K. B., Muehlberger W. R., Reed V. S., Rennilson J. J., Schaber G. G., Scott D. R., Silver L. T., Sutton R. L., Ulrich G. E., Wilshire H. G., Wolfe E. W.* 5. Preliminary Geologic Investigation of the Apollo 15 landing site // Apollo 15 Preliminary Science Rpt. 1972. NASA SP-289, 5-1-112.
- [Basilevsky et al., 2014] *Basilevsky A. T., Kreslavsky M. A., Karachevtseva I. P., Gusakova E. N.* Morphometry of small impact craters in the Lunokhod-1 and Lunokhod-2 study areas // *Planetary and Space Science*. 2014. V. 92. P. 77–87.
- [Wilhelms, 1987] *Wilhelms D. E.* The geologic history of the Moon: USGS Professional Paper. 1987. 1348.
- [Wilhelms, 1993] *Wilhelms D. E.* To a Rocky Moon: A Geologist's History of Lunar Exploration. University of Arizona Press, 1993.

50 ЛЕТ СОТРУДНИЧЕСТВА РОССИИ И США В ИЗУЧЕНИИ ЛУНЫ: ДОРОЖНАЯ КАРТА НА БУДУЩЕЕ

Д. Р. Скотт, Дж. В. Хед

Спутник Земли Луна содержит фундаментальную информацию о самой ранней истории Солнечной системы и о времени определившем геологическую и геодинамическую эволюцию планет. Изучение Луны дало важную информацию о происхождении Земли и её эволюции от самых ранних этапов истории нашей планеты к тому, что может быть с ней в будущем. Из-за относительной близости к Земле Луна служила испытательным полигоном для формулирования глобальных научных вопросов, конструирования научных приборов, способных дать ответы на эти вопросы, развития инженерных возможностей получать критически важные данные, разрабатывать стратегии исследований и формулировать возможности взаимного усиления научного и инженерного эффектов для получения оптимального результата. В статье описываются возможные шаги развития научных исследований, показана их оптимизация в ходе изучения Луны по программе Аполлон и как взаимное усиление научного и инженерного эффектов может привести к фундаментально новым возможностям и научным открытиям в будущих исследованиях Луны с участием людей и автоматов.

Скотт Дэвид Р. — Командир «Аполло-15» миссии в регионе Хэдли-Апеннинской посадки на Луну, приглашённый профессор

Хед Джеймс В. — сотрудник факультета геологических наук Университета Брауна (Brown University), james_head@brown.edu

ОГРАНИЧЕНИЯ НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В ВЕЩЕСТВЕ ЛУНЫ ДЛЯ МОДЕЛИ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА С УСЛОВИЯМИ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА В ОКРЕСТНОСТИ ЯДРА

Е. В. Кронрод, В. А. Кронрод, О. Л. Кусков

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского
Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

Методами математического моделирования исследованы ограничения на тепловой режим и содержание урана в веществе Луны для модели магматического океана с условиями частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра. Для решения обратной задачи по определению области допустимых температур, мощности тепловых источников (концентрации урана) и тепловых потоков с поверхности Луны, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям, использованы методы конверсии скоростей сейсмических P - и S -волн и одномерная стационарная модель теплопроводности. Определён спектр моделей Луны, удовлетворяющих температурным условиям подплавления мантийного вещества в окрестности ядра. Максимальная величина теплового потока из верхней мантии составляет $3,8...4,7$ мВт/м². На основе этих и литературных данных оценены верхние пределы значений полного теплового потока с поверхности ($7...8$ мВт/м²), что в 2-3 раза меньше величин теплового потока по данным измерений экспедиций «Аполлон-15 и -17». Валовые содержания урана в веществе Луны в рамках предлагаемой модели (~ 19 ppb) близки к концентрациям в примитивной мантии Земли.

Исследования частично поддержаны Программами Президиума РАН № 22 и 28 и Российским фондом фундаментальных исследований (проекты № 12-05-00178, 12-05-00033, 14-02-92113).

Ключевые слова: Луна, температура, состав, сейсмические скорости.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения и внутреннего строения Луны важна не только сама по себе. Она оказывается тесно связанной с проблемой начального состояния и ранней эволюции Солнечной системы [Виноградов, 1975; Галимов, 2004, 2011; Маров и др., 2012]. Луна — единственное космическое тело (кроме Земли), для которого существуют данные по скоростям распространения сейсмических волн и достаточно надёжные определения гравитационного, электромагнитного и теплового полей, полученные в ходе экспедиций Apollo и дополненные новыми орбитальными исследованиями.

Кронрод Екатерина Викторовна — младший научный сотрудник, kendr_ka@bk.ru

Кронрод Виктор Александрович — ведущий научный сотрудник, доктор химических наук

Кусков Олег Львович — заведующий лабораторией, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент Российской академии наук, ol_kuskov@mail.ru

Химический состав и термальная эволюция Луны должны рассматриваться в качестве фундаментального геохимического ограничения при тестировании космогонических моделей её происхождения. Однако данные, характеризующие внутреннее строение Луны, крайне недостаточны. Термические, сейсмические и петрологические модели противоречивы, нет данных о составе глубинных пород Луны.

Существующие петролого-геохимические и геофизические модели указывают на стратификацию мантии Луны по химическому составу, что обычно связывают с идеей магматического океана. Оценки его мощности охватывают интервал глубин от верхних 200...500 км до частичного или полного плавления всей Луны [Кронрод, Кусков, 2011; Кусков и др., 2009; Shearer et al., 2006; Wiczorek et al., 2006]. Это — один из основных нерешённых вопросов термальной и магматической эволюции Луны. От ответа на него во многом зависит наше понимание теплового режима и состава мантии, существования химических неоднородностей и сейсмических границ, а также моделей формирования Луны, что в свете последних геохимических и динамических возражений в адрес гипотезы мегаимпакта, имеющих много свободных параметров, становится особенно важным [Галимов, 2004, 2011; Горькавый, 2007; Elkins-Tanton, 2013].

Для того чтобы получить информацию о тепловом режиме Луны, имеющиеся данные по геофизическим полям, несущим лишь косвенную информацию о составе недр, необходимо перевести в термины распределения температуры, мощности тепловых источников (концентрации урана) и тепловых потоков с поверхности Луны. Особое место в геофизике и геохимии Луны занимает проблема возможности / невозможности существования зоны частичного плавления на границе между твёрдой мантией и жидким или частично расплавленным ядром.

Значительные достижения в изучении гравитационного поля Луны миссиями Chang'E и GRAIL позволили определить значение числа Лява k_2 с большой точностью [Konopliv et al., 2013; Yan et al., 2012; 2013]. Интерпретация этих данных позволяет предположить существование зоны частичного плавления в области нижней мантии на границе с ядром. О наличии такой зоны говорит также отсутствие глубокофокусных лунотрясений с очагами в этой сильно диссипативной зоне [Nakamura, 2005], повторный анализ сейсмических данных [Weber et al., 2011], более чем 40-летний анализ данных лунной лазерной альтиметрии [Khan et al., 2004; Williams et al., 2001, 2012]. Авторам работы [Williams et al., 2001, 2012] по данным лазерного зондирования (Lunar Laser Ranging) удалось выявить источники диссипации на границе ядро-мантия. Наличие диссипативных зон может соответствовать присутствию в нижней мантии области с температурами, близкими к солидусу. В работах [García et al., 2011; Weber et al., 2011] был заново проведён анализ лунных сейсмограмм с учётом поиска фаз отражённых от ядра волн, и впервые получены оценки радиуса ядра сейсмическими методами. Вебер и др. [Weber et al., 2011] пришли к заключению, что твёрдое ядро радиусом 240 км окружено жидким ядром радиусом 330 км, кроме того, часть лунной мантии (мощностью около 150 км) на границе с ядром находится в частично расплавленном состоянии. Следует подчеркнуть, что в модели [García

et al., 2011] область подплавления мантии в окрестности ядра отсутствует; радиус ядра составляет ~380 км.

В настоящей работе представлены результаты по определению области допустимых температур, мощности тепловых источников (концентрации урана) и тепловых потоков с поверхности Луны, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям, а также условиям частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра.

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ

Для определения ограничений на температурные профили в мантии мы провели обращение сейсмической модели мантии Луны [Gagnepain-Beuieux et al., 2006] в термины температуры [Кусков, Кронрод, 2009]. Расчёт равновесного состава фазовых ассоциаций, скоростей упругих волн и плотности проведён с помощью программного комплекса THERMOSEISM в сухой мультисистеме $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (NaTiCFMAS), включающей твёрдые растворы [Кронрод, Кусков, 2011; Кусков, Кронрод, 2009; Kronrod, Kuskov, 1997; Kuskov, Kronrod, 1998]. Химический состав фаз и их пропорции находились методом минимизации свободной энергии Гиббса. Расчёт уравнения состояния минералов осуществлялся в квазигармоническом приближении Ми-Грюнайзена-Дебая. При расчёте сейсмических скоростей вводились поправки на эффекты неупругости. Определение температуры, согласованное с сейсмическими скоростями, плотностью, химическим и минеральным составом по глубине, производилось итерационным методом Ньютона. Неопределённости в сейсмических скоростях позволяют определить температуру с точностью порядка $\pm 100\text{...}150$ °C на глубинах верхней мантии [Кусков, Кронрод, 2009].

Химический состав мантии Луны не вполне ясен. Потенциально возможные модели приведены в таблице. В настоящей работе в верхней мантии до глубин 500 км был принят оливин-пироксенитовый (Ol-Px) состав, фазовый состав нижней мантии до границы с ядром радиусом 350 км представлен ассоциацией оливин + клинопироксен + гранат (Ol-Cpx-Gar) [Кусков, Кронрод, 2009; Kuskov, Kronrod, 1998] (см. таблицу). В результате решения обратной задачи (конверсия скорости сейсмических P -, S -волн – температура) в каждой точке сейсмического профиля при заданном составе определялась температура с поправками на эффекты неупругости в сейсмических скоростях. Для определения ограничений на мощность тепловых источников в мантии использовалась одномерная стационарная модель теплопроводности [Кронрод и др., 2014].

Состав и физические свойства петрологических моделей мантии Луны

Химический состав [мас. %]	Ol-Px	Пиролит	Ol-Cpx-Gar	Однородный состав
MgO	32,0	37,58	34,1	37,0
FeO	11,6	8,48	10,05	12,8

Химический состав [мас. %]	Ol-Px	Пиролит	Ol-Cpx-Gar	Однородный состав
Al ₂ O ₃	2,25	4,50	6,4	2,6
CaO	1,8	3,64	5,1	2,5
SiO ₂	52,0	45,25	44,0	45,1
Na ₂ O	0,05	0,34	0,05	0
TiO ₂	0,3	0,21	0,3	0
Mg	83,0	88,8	85,8	83
Фазовый состав [мол. %] и физические свойства (глубина 400 км, давление 2 ГПа, температура 850 °С)				
Оливин	14	53,9	53,6	54
Ортопироксен	77,7	6,1	0	26,5
Клинопироксен	7	35,6	37,7	17
Гранат	0,9	4,0	8,1	2,5
Ильменит	0,4	0,4	0,6	0
ρ [г/см ³]	3,337	3,340	3,400	3,370
V_p [км/с]	7,780	8,120	8,170	7,980
V_s [км/с]	4,444	4,560	4,565	4,470
K_S [ГПа]	114,0	127,2	132,6	124,6
G [ГПа]	65,9	69,4	70,85	67,4

Примечание. Ol-Px и Ol-Cpx-Gar модели — [Кронрод, Кусков, 2011; Kuskov, Kronrod, 1998]; пиролит — [McDonough, 1990]; однородный состав — [Khan et al., 2007]. Система NaTiCFMAS включает фазы постоянного и переменного состава: α - β -кварц, коэсит, минералы группы Al₂SiO₅, плагиоклаз (Pl), железо-магнезиальные оливин (Ol), шпинель (Sp) и ильменит (Ilm) — бинарные растворы, гранат (Gar, пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Orx — 5-компонентный раствор — MgSiO₃, FeSiO₃, Ca_{0,5}Mg_{0,5}SiO₃, Ca_{0,5}Fe_{0,5}SiO₃, Al₂O₃) и клинопироксен (Cpx, те же компоненты плюс жадеитовый минал). Химический состав и пропорции фаз приведены в работе [Кусков, Кронрод, 2009]; ρ — плотность; V_p — скорость продольных сейсмических волн; V_s — скорость поперечных сейсмических волн; K_S — модуль сжатия; G — модуль сдвига.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ

2.1. Градиенты температуры в мантии

Для определения тепловых потоков в мантии необходимо знать приращенные температуры по глубине. В общем случае определение производной температуры по сейсмическим данным представляет собой некорректную задачу вследствие погрешностей в значениях сейсмических скоростей и в процедуре определения температуры по сейсмическим скоростям. В нашем случае для оценки наклона профилей температуры привлекаются ограниче-

ния на поведение плотности — условие неотрицательного градиента плотности по глубине. Отсутствие инверсии плотности — естественное требование для спутника, находящегося в состоянии гидростатического равновесия. В работе [Кронрод, Кусков, 1999] получен профиль температуры, проходящий по верхней границе температуры, при которой возможны нулевые величины градиентов плотности по глубине. При дальнейшем увеличении градиента произойдёт инверсия плотности. В соответствии с гипотезой лунного магматического океана [Кронрод, Кусков, 2011; Elkins-Tanton et al., 2011] можно допустить, что процесс охлаждения мантии сопровождался конвективным перемешиванием, приводящим к зонально однородной по составу мантии. Размеры ядра Луны составляют величину около 350 км [Кронрод, Кусков, 2011; Garcia et al., 2011; Weber et al., 2011] и почти не оказывают влияния на величину момента инерции. По этим причинам безразмерный момент инерции спутника близок к моменту инерции однородного тела (0,4). Численные эксперименты показывают, что нулевой градиент плотности по глубине (рис. 1) соответствует вертикальному профилю сейсмических скоростей или максимальному по градиентам профилю температуры.

Максимальная величина dT/dH при нулевом градиенте плотности монотонно уменьшается от величины $\sim 1,17$ град/км на глубине границы корамантия до $\sim 0,5$ град/км при $H = 1000$ км [Кусков, Кронрод, 2009; Кронрод, Кусков, 1999], и приближённо может аппроксимироваться зависимостью

$$dT/dH [\text{град/км}] = 1,18 - 0,00068 H [\text{км}]. \quad (1)$$

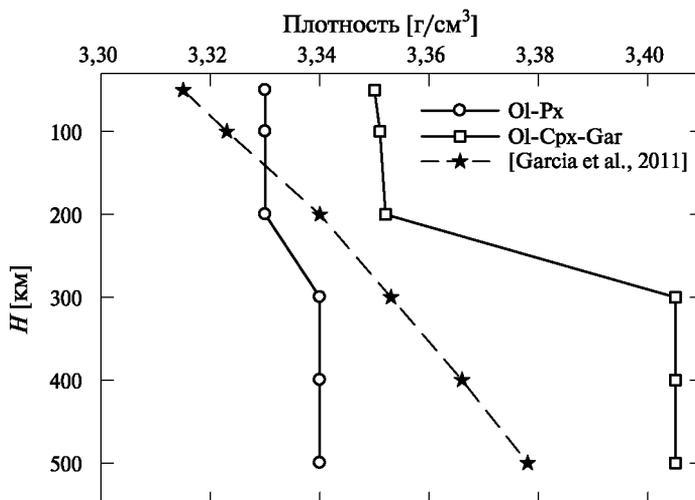


Рис. 1. Прогнозные профили плотности в верхней мантии Луны, рассчитанные по приближённому уравнению на глубинах верхней мантии ($H = 50 \dots 500$ км): $T(\pm 100 \dots 150 \text{ }^\circ\text{C}) = 374 + 1,17 \text{ }^\circ\text{C/км} \cdot H [\text{км}]$ — модифицировано по работе [Kuskov, Kronrod, 2009] для петрологических моделей из таблицы в сравнении с плотностью предварительной сейсмической референц-модели Луны [Garcia et al., 2011]. Значения скачка плотности на фазовом переходе шпинель — гранат зависят от содержания Al_2O_3 в петрологической модели

2.2. Модель равномерно распределённых источников

Для стационарного распределения температуры в шаре с равномерно распределёнными источниками по объёму градиент температуры, как следует из закона Фурье, пропорционален радиусу или глубине. Как видно из (1), поведение функции dT/dH аналогично, что говорит о хорошей физической согласованности вертикальных профилей в сейсмических моделях Луны, в частности [Gagnepain-Beuñeix et al., 2006], с вероятными распределениями плотности и температуры в мантии. Градиент температуры по уравнению (1) на порядок превышает адиабатический градиент в верхней мантии. По (1) при коэффициенте теплопроводности оливин-пироксенитовых пород $k \approx 3,3...4$ Вт/м·К [Gagnepain-Beuñeix et al., 2006] максимальный тепловой поток из верхней мантии равен $3,8...4,7$ мВт/м². В предположении стационарного теплового режима Луны [Hood, 1986], при отношении $Th/U = 3,7$; $K/U = 2000$ [Hagermann, Tanaka, 2006] среднее содержание U в мантии для модели с равномерно распределёнными по объёму источниками тепла составляет около 12 ppb. В этом случае валовое содержание U в веществе Луны и тепловой поток при мощности коры 40 км, её плотности 2580 кг/м³ [Wieczorek et al., 2013] и содержании U в коре 80...240 ppb [Демидова и др., 2007; Taylor, 1982] находятся в интервале 15...23 ppb и 6,2...9,6 мВт/м², соответственно.

Модель нулевого градиента плотности по глубине позволяет оценить максимальную разность температур по глубине в различных областях мантии; на интервале 150...1000 км она составляет около 600 °С. Инверсией гравитационных и сейсмических данных по вышеописанной методике [Кусков, Кронрод, 2009] для модели [Gagnepain-Beuñeix et al., 2006] на глубине 150 км была получена температура 600 ± 100 °С. Погрешности по температуре обусловлены погрешностями в определении сейсмических скоростей для вертикальных профилей скоростей. В нижней мантии сейсмические скорости определены с большой погрешностью, что не позволяет восстановить температуру по сейсмическим скоростям с достаточной точностью [Кусков, Кронрод 2009].

Уравнение (1) позволяет по температуре на глубине $H = 150$ км найти профиль температуры в мантии Луны на глубинах 50...1250 км (рис. 2):

$$T(\pm 150) \text{ °С} = 430 + 1,18H - 0,00034H^2. \quad (2)$$

Полученное уравнение хорошо описывает распределение температуры в верхней мантии. Оценки температуры по (2) дают 1270 °С на $H = 1000$ км и 1374 °С на $H = 1250$ км, что существенно ниже температуры солидуса мантийного вещества типа перидотита/пироксенита/гарцбургита при давлениях ~ 40 кбар (около 1600 °С) [Кусков, Кронрод, 2009; Zhang et al., 2013]. Безусловно, эта модель имеет погрешности, прежде всего, из-за неточностей в определении градиентов температуры в верхней мантии и предположения одинаковой мощности источников по всей глубине мантии. Если допустить, что в нижней недифференцированной мантии мощность источников выше, то температура в окрестности ядра также должна увеличиться.

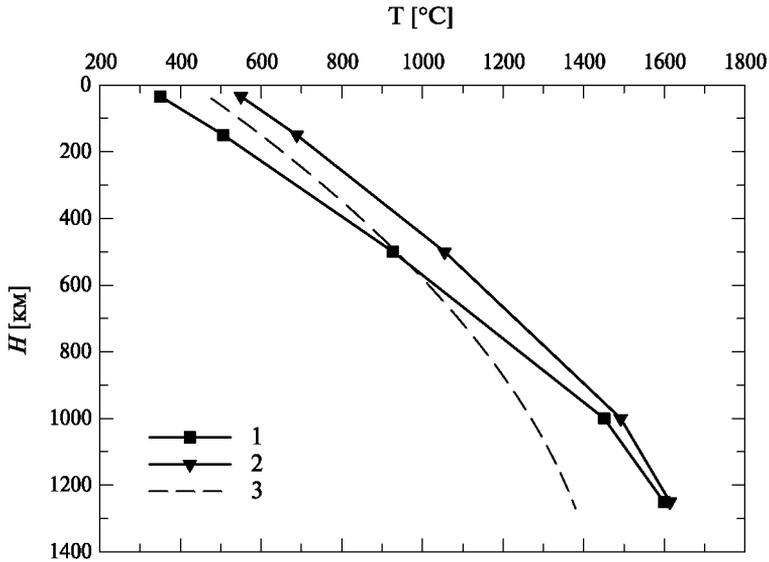


Рис. 2. Температура в мантии Луны: 1 — профиль для $T_{crust-mantle} = 350$ °C; 2 — профиль для $T_{crust-mantle} = 550$ °C; 3 — по уравнению (2). Для всех кривых глубина границы верхней-нижней мантии 750 км, плотность коры $\rho = 2580$ кг/м³, мощность коры $H_{crust} = 34$ км

2.3. МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Полученные оценки температуры и её производной в верхней мантии позволяют перейти к определению тепловых потоков и мощности радиоактивных источников тепла в мантии для модели магматического океана, под которым обычно понимается внешняя оболочка (до глубин порядка 500...750 км), прошедшая через стадию частичного плавления. Химическая дифференциация магматического океана на кору и верхнюю мантию с нижней мантией примитивного недифференцированного состава хорошо согласуется с геохимическими и геофизическими данными (сейсмические скорости, момент инерции и масса) [Кронрод, Кусков, 2011; Elkins-Tanton et al., 2011].

Модель Луны включает кору, верхнюю мантию с мощностью источников Q_{upper} и границей (H_b) в интервале глубин 500...1000 км и нижнюю мантию с источниками Q_{lower} от границы с верхней мантией до ядра с фиксированным радиусом $R_{core} = 350$ км [Кронрод, Кусков, 2011; Khan et al., 2007; Weber et al., 2011].

Химический состав оболочек для этой модели должен удовлетворять балансовым соотношениям [Кронрод, Кусков, 2011], отражающим недифференцированный состав нижней мантии. Условия, характеризующие баланс концентраций урана для модели дифференциации первоначально однородной по составу мантии Луны на кору, верхнюю и среднюю зоны мантии, записываются следующим образом:

$$U_{lower} = \frac{(\rho VU)_{crust} + (\rho VU)_{upper}}{(\rho V)_{crust} + (\rho V)_{upper}}. \quad (3)$$

Здесь U , ρ , V — концентрация урана [мас. %], плотность, объём. Индексы $crust$, $upper$, $lower$ соответствуют коре, верхней и нижней мантии.

Требуется найти такие величины тепловых источников, которые будут соответствовать следующим ограничениям на распределения температуры в мантии:

- 1) из уравнения (2) с учётом погрешностей в определении температуры по сейсмическим данным, на границе кора-мантия задаётся следующий интервал значений: $T_{cr-mantle} = 350...550$ °С [Кусков, Кронрод, 2009];
- 2) на глубине 1250 км в соответствии с условиями подплавления мантийного вещества поставлены следующие ограничения на температуру: $T(1250 \text{ км}) = 1570...1630$ °С;
- 3) градиент температуры на границе кора-мантия $dT/dH = 1,17$ °С/км (см. уравнение (1)).

Следуя работе [Hood, 1986; Gagnepain-Beuñeix et al., 2006], используем одномерную стационарную модель теплопроводности, т.е. предполагаем, что нестационарные эффекты малы, или, по крайней мере, равны другим допущениям модели. Результаты оценок мантийных температурных градиентов по (1) подтверждают также близость температурного режима Луны к стационарному. Из закона Фурье, модели магматического океана и балансовых ограничений (3) для мощности тепловых источников в коре, верхней и нижней мантии получены аналитические зависимости, которые позволяют по мощности тепловых источников найти производные температуры (dT/dH) в мантии.

Теперь, принимая $T_{cr-mantle}$, Q_{crust} , Q_{upper} , Q_{lower} расчётными параметрами, можно получить профиль температуры в мантии. Применяется численная процедура согласования распределений мантийных расчётных температур с ограничениями на градиенты и температуру в мантии. В области возможных значений Q_{crust} , Q_{upper} , Q_{lower} рассчитываются мантийные профили температуры. Из всей совокупности возможных распределений температуры находятся решения, которые удовлетворяют всем трём поставленным ограничениям на температуру, её градиенты и соответствующие им мощности тепловых источников в коре и мантии. Если одно из ограничений, например, температура на глубине 1250 км, не выполняется, данное решение исключается. Таким образом, находится искомая область значений для Q_{crust} , Q_{upper} , Q_{lower} .

В интервале значений $U_{crust} = 80...240$ ppb для мощности верхней мантии 750 км, приближённо соответствующей в сейсмических моделях резкому повышению сейсмических скоростей [Gagnepain-Beuñeix et al., 2006], были проведены расчёты и определены распределения температуры (см. рис. 2), концентрации урана в верхней (U_{upper}) и нижней (U_{lower}) мантии (рис. 3а), тепловые потоки с поверхности спутника (J_{Moon}) (рис. 3б), а также градиент

температуры (dT/dH) (рис. 3а). Коэффициент теплопроводности считался равным $k = 3,3$ Вт/м·К, плотность коры $\rho = 2580$ кг/м³, мощность коры 34 км [Wieczorek et al., 2013]. Соотношения между основными радиогенными элементами приведены выше. Содержание урана в коре (U_{crust}) является параметром в силу неопределённости оценок этой величины различными авторами [Демидова и др., 2007].

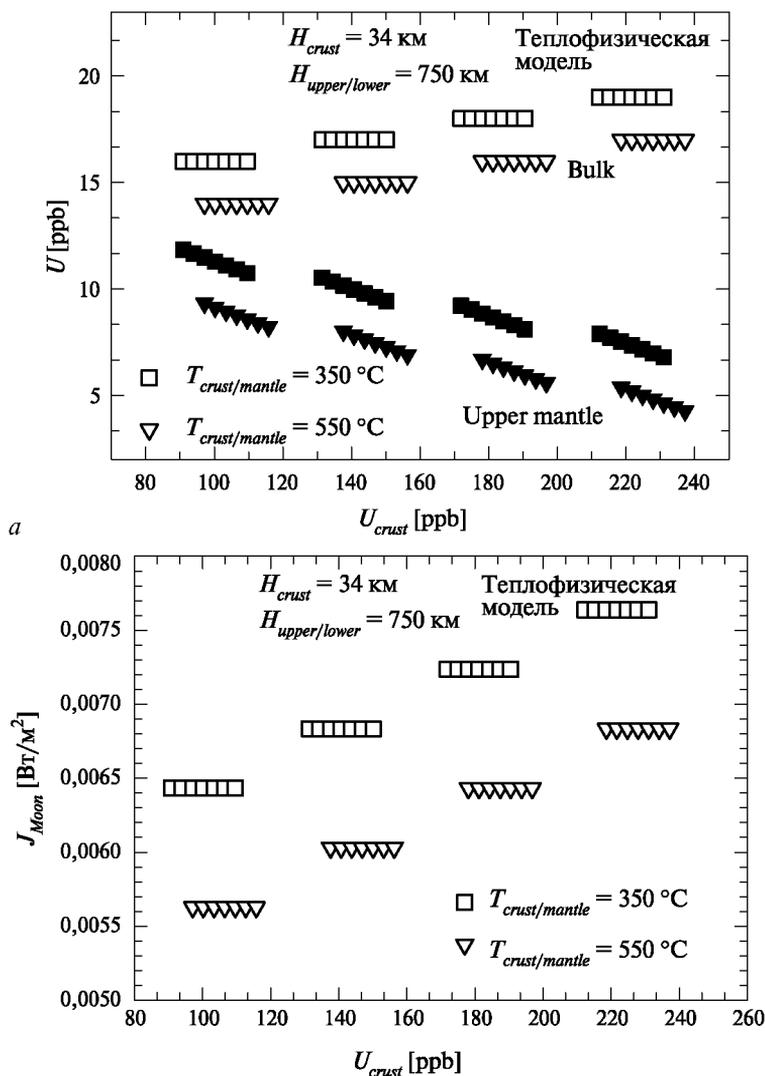


Рис. 3а, б. Области допустимых значений расчётных параметров в зависимости от концентрации урана в лунной коре (U_{crust}): квадраты — $T_{crust-mantle} = 350$ °C, треугольники — $T_{crust-mantle} = 550$ °C; а — значения концентрации урана в верхней мантии (залитые значки) и нижней мантии (незалитые значки); б — тепловой поток с поверхности (J_{Moon}). Сплошная линия — градиент по термодинамическим оценкам. Расчётные параметры такие же, как на рис. 2

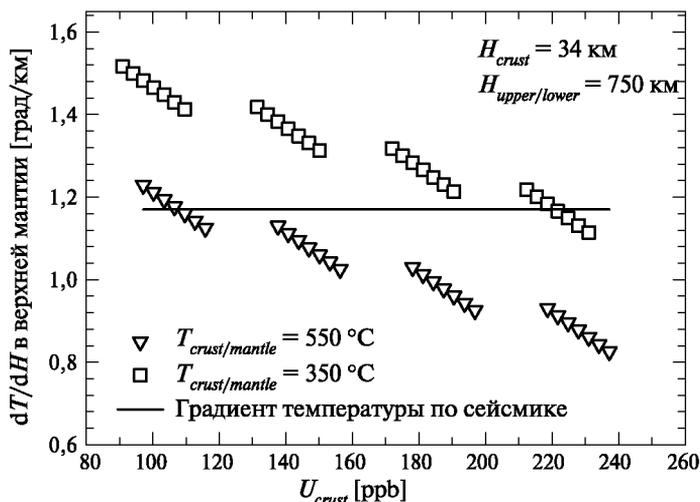


Рис. 3в. Области допустимых значений расчётных параметров в зависимости от концентрации урана в лунной коре (U_{crust}): квадраты — $T_{crust-mantle} = 350^\circ\text{C}$, треугольники — $T_{crust-mantle} = 550^\circ\text{C}$; ν — средний градиент температуры в верхней мантии. Сплошная линия — градиент по термодинамическим оценкам. Расчётные параметры такие же, как на рис. 2

В соответствии с балансовыми соотношениями содержание урана в верхней мантии уменьшается с увеличением концентрации урана в коре и нижней мантии (см. рис. 3а). Напомним, что в модели магматического океана содержание урана в нижней мантии равно содержанию урана в составе спутника в целом ($U_{lower} = U_{bulk}$). Из всех рассмотренных профилей температуры варианты с $T_{crust-mantle} = 350^\circ\text{C}$ до глубин 800 км наиболее близки к распределениям, полученным в работах [Кусков, Кронрод, 2009; Кронрод, Кусков, 2011; Khan et al., 2004; Kronrod, Kuskov, 1997; Kuskov, Kronrod, 1998]. Поэтому такие профили в первом приближении будем считать вероятными температурными профилями, удовлетворяющими поставленным ограничениям. Их отличительной чертой является почти постоянный градиент до глубин 1000 км. В верхней мантии градиенты температуры в зависимости от $T_{crust-mantle}$ и U_{crust} находятся в интервале $dT/dH = 0,8...1,5^\circ\text{C}/\text{км}$. Ограничения на градиент $dT/dH = 1,17^\circ\text{C}$ (см. (1)) выполняются для $T_{crust-mantle} = 350^\circ\text{C}$ при концентрации урана в коре $U_{crust} \approx 220$ ppb. Этим параметрам соответствуют: $U_{bulk} = U_{lower} \approx 19$ ppb, $U_{upper} \approx 6$ ppb. Валовые концентрации урана близки к параметрам в земной примитивной мантии (20,3 ppb) [McDonough, Sun, 1995]. Поверхностный тепловой поток $J_{Moon} \approx 7...8$ мВт/м² по нашей модели оказался значительно меньше, нежели по данным измерений экспедиций «Аполлон-15 и -17» (16...21) мВт/м² [Keihm, Langseth, 1977].

В заключение отметим, что проблема достижения температуры подплавления в окрестности ядра требует дальнейшего изучения; кроме того, помимо условий на сейсмические скорости должны выполняться ограничения на момент инерции, массу и балансовые соотношения.

ВЫВОДЫ

1. Определено поле допустимых распределений температуры, мощности тепловых источников (концентрации урана) в мантии Луны, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям в верхней мантии, а также условиям подплавления мантийного вещества в окрестности ядра.
2. Валовые содержания урана в веществе Луны в рамках предлагаемой модели магматического океана составляют около 19 ppb, что близко к оценкам для мантии Земли.
3. Из расчётов следует, что величины тепловых потоков с поверхности Луны $J_{Moon} \approx 7...8 \text{ мВт/м}^2$ в 2-3 раза меньше, нежели по данным измерений экспедиций «Аполлон-15 и -17», согласно которым $J_{Moon} \approx 16...21 \text{ мВт/м}^2$ [Keihm, Langseth, 1977].

ЛИТЕРАТУРА

- [Виноградов, 1975] Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны. Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 5–28.
- [Галимов, 2004] Галимов Э. М. О происхождении вещества Луны // Геохимия. 2004. № 7. С. 691–706.
- [Галимов, 2011] Галимов Э. М. Образование Луны и Земли из общего супрапланетного газо-пылевого сгущения: докл. на 19-м Всерос. симп. по геохимии изотопов. 16 нояб. 2010 // Геохимия. 2011. № 6. С. 563–580.
- [Горькавый, 2007] Горькавый Н. Н. Образование Луны и двойных астероидов // Изв. Крымской астрофиз. обсерватории. 2007. Т. 103. № 2. С. 143–155.
- [Демидова и др., 2007] Демидова С. И., Назаров М. А., Лоренц К. А. и др. Химический состав лунных метеоритов и вещества лунной коры // Петрология. 2007. Т. 15. С. 416–437.
- [Кронрод, Кусков, 1999] Кронрод В. А., Кусков О. Л. Температура в мантии Луны по сейсмическим данным // Физика Земли. 1999. Т. 35. № 5. С. 363–371.
- [Кронрод, Кусков, 2011] Кронрод В. А., Кусков О. Л. Моделирование химического состава и размеров ядра Луны инверсией сейсмических и гравитационных данных // Физика Земли. 2011. № 8. С. 62–80.
- [Кронрод и др., 2014] Кронрод В. А., Кронрод Е. В., Кусков О. Л. Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне по сейсмическим данным // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455. № 6. С. 698–702.
- [Кусков, Кронрод, 2009] Кронрод Е. В., Кусков О. Л. Геохимические ограничения на модели состава и теплового режима Луны по сейсмическим данным // Физика Земли. 2009. Т. 45. № 9. С. 25–40.
- [Кусков и др., 2009] Кусков О. Л., Дорофеева В. А., Кронрод В. А., Макалкин А. Б. Системы Юпитера и Сатурна: Формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. М.: Изд-во ЛКИ, 2009. 576 с.
- [Маров и др., 2012] Маров М. Я., Дорофеева В. А., Русол А. В., Колесниченко А. В., Королёв А. Е., Самылкин А. А., Макалкин А. Б., Зиглина И. Н. Моделирование формирования и ранней эволюции допланетных тел // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Под ред. Э. М. Галимова. Т. 2. М.: УРСС, 2012. С. 13–32.

- [Elkins-Tanton et al., 2011] *Elkins-Tanton L. T., Burgess S., Yin Q.-Z.* The lunar magma ocean: Reconciling the solidification process with lunar petrology and geochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 304. P. 326–336.
- [Elkins-Tanton, 2013] *Elkins-Tanton L. T.* Occam's origin of the Moon // *Nature Geoscience*. 2013. V. 6. P. 996–998.
- [Gagnepain-Beyneix et al., 2006] *Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H., Lombardi D., Spohn T.* A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // *Phys. Earth and Planet Intern.* 2006. V. 159. P. 140–166.
- [Garcia et al., 2011] *Garcia R. F., Gagnepain-Beyneix J., Chevrot S., Lognonné P.* Very preliminary reference Moon model // *Phys. Earth Planet. Intern.* 2011. V. 188. P. 96–113.
- [Hagermann, Tanaka, 2006] *Hagermann A., Tanaka S.* Ejecta deposit thickness, heat flow, and a critical ambiguity on the Moon // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L19203. doi:10.029/2006GL027030.
- [Hood, 1986] *Hood L. L.* Geophysical constraints on the lunar interior // *Origin of the Moon / Eds. Hartmann W. K., Phillips R. J., Taylor G. J.* Houston: Lunar Planet. Inst., 1986. P. 361–388.
- [Keihm, Langseth, 1977] *Keihm S. J., Langseth M. G.* Lunar thermal regime to 300 km // *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.* 1977. P. 499–514.
- [Khan, 2007] *Khan A., Connolly J. A. D., MacLennan J., Mosegaard K.* Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state // *Geophys. J.* 2007. V. 168. P. 243–258.
- [Khan et al., 2004] *Khan A., Mosegaard K., Williams J. G., Lognonné P.* Does the Moon possess a molten core? Probing the deep lunar interior using results from LLR and Lunar Prospector // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. doi: 10.1029/2004JE002294.
- [Konopliv et al., 2013] *Konopliv A. S., Park R. S., Yuan D., Asmar S. W., Watkins M. M., Williams J. G., Fahnestock E., Kruizinga G., Paik M., Strelakov D., Harvey N., Smith D. E., Zuber M. T.* The JPL lunar gravity field to spherical harmonic degree 660 from the GRAIL Primary Mission // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 1415–1434. doi: 10.1002/jgre.20097.
- [Kronrod, Kuskov, 1997] *Kronrod V. A., Kuskov O. L.* Chemical composition, temperature, and radius of the lunar core from geophysical evidence // *Geochem. Intern.* 1997. V. 35. P. 4–12.
- [Kuskov, Kronrod, 1998] *Kuskov O. L., Kronrod V. A.* Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature, and radius of a core // *Phys. Earth Planet Intern.* 1998. V. 107. P. 285–306.
- [McDonough, 1990] *McDonough W. F.* Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 101. P. 1–18.
- [McDonough, Sun, 1995] *McDonough W. F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- [Nakamura, 2005] *Nakamura Y.* Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon // *J. Geophysical Research Planets.* 2005. V. 110. Iss. 1. doi: 10.1029/2004JE002332.
- [Shearer et al., 2006] *Shearer C. K., Hess P. C., Wieczorek M. A.* et al. Thermal and Magmatic Evolution of the Moon // *Rev. Mineral. Geochem.* 2006. V. 60. P. 365–518.
- [Taylor, 1982] *Taylor S. R.* *Planetary Science: A Lunar Perspective.* Houston: Lunar and Planetary Inst., 1982. P. 481.
- [Weber et al., 2011] *Weber R. C., Lin P., Garnero E. J., Williams Q., Lognonné P.* Seismic detection of the lunar core // *Science.* 2011. V. 331. P. 309–312.
- [Wieczorek et al., 2006] *Wieczorek M. A., Jolliff B. J., Khan A.* et al. The constitution and structure of the lunar interior // *Rev. Mineral. Geochem.* 2006. V. 60. P. 221–364.

- [Wieczorek et al., 2013] *Wieczorek M. A., Neumann G. A., Nimmo F.* et al. The crust of the Moon as seen by GRAIL // *Science*. 2013. V. 339 (6120). P. 671–675.
- [Williams et al., 2001] *Williams J. G., Boggs D. H., Yoder C. F.* et al. Lunar rotational dissipation in solid body and molten core // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 27 933–27 968.
- [Williams et al., 2012] *Williams J. G., Boggs D. H., Ratchiff J. T.* Lunar moment of inertia, Love number and core // *Proc. 43rd Lunar Planet. Sci. Conf.* 2012. 2230.pdf.
- [Yan et al., 2012] *Yan J., Goosens S., Matsumoto K.* et al. CEGM02: An improved lunar gravity model using Chang'E-1 orbital tracking data // *Planet. Space Sci.* 2012. V. 62. Iss. 1. P. 1–9. doi: 10.1016/j.pss. 2011.11.010.
- [Yan et al., 2013] *Yan J., Zhong Z., Li F.* et al. Comparison analysis on the 150×150 lunar gravity field models by gravity/topography admittance, correlation and precision orbit determination // *Advances Space Res.* 2013. V. 52. Iss. 3. P. 512–520.
- [Zhang et al., 2013] *Zhang N., Parmentier E. M., Liang Y.* A 3D numerical study of the thermal evolution of the Moon after cumulate mantle overturn: The importance of rheology and core solidification // *J. Geophys. Res. Planets.* 2013. V. 118. P. 1789–1804. doi: 10.1002/jgre.20121.

CONSTRAINTS ON THE THERMAL REGIME AND URANIUM CONTENT IN THE MOON FOR THE MODEL OF MAGMA OCEAN UNDER THE ASSUMPTION OF PARTIAL MELTING OF MANTLE SUBSTANCE IN THE VICINITY OF THE CORE

E. V. Kronod, V. A. Kronod, O. L. Kuskov

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences (GEOKHI)

Constraints on thermal state and uranium content in the lunar substance are analyzed with mathematical model approach assuming the model of partial melting of the mantle substance in the vicinity of the core. To solve the inverse problem of estimating different parameters (such as possible temperature, heat sources intensities (uranium concentrations) and surface heat flows of the Moon) which satisfy geophysical and geochemical constraints P- and S-velocities conversion and one-dimensional steady-state model have been used. Possible models of the Moon satisfying melting conditions in the vicinity of the core have been estimated. The maximum heat flow from the upper mantle have been deduced in the range of 3.8...4.7 mW/m². The ranges of the total surface heat flow have been calculated using these data and those available in literature. The calculated total heat flow value of 7...8 mW/m² is 2 or 3 times less than Apollo-15 and -17 estimations. According to the model proposed bulk uranium concentration in the Moon (~19 ppb) is close to the concentrations in the primitive mantle of the Earth

Keywords: Moon, temperature, composition, seismic velocities.

Kronod Ekaterina Viktorovna — junior researcher, kendr_ka@bk.ru

Kronod Viktor Aleksandrovich — leading scientist, doctor of chemical sciences

Kuskov Oleg Livovich — head of laboratory, doctor of chemical sciences, professor, corresponding member of the Russian Academy of Sciences, ol_kuskov@mail.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕНЕРЫ КОСМИЧЕСКИМИ МИССИЯМИ: ОТ «ВЕНЕРЫ-4» К «ВЕНЕРЕ-Д»

К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА М. Я. МАРОВА

Л. В. Засова

Институт космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН)

Кратко описывается история космических исследований Венеры, и прежде всего — достижения советских аппаратов серии «Венера». Подчёркивается большая роль академика М. Я. Марова в изучении Венеры и её атмосферы. Обсуждается также современное состояние исследований после успешного завершения миссии ЕКА ВЕНЕРА-ЭКСПРЕСС. Формулируются задачи, стоящие в настоящее время в изучении Венеры, и роль, которую может сыграть в их решении будущая Российская миссия ВЕНЕРА-Д.

Ключевые слова: Венера, космические миссии к Венере, проект ВЕНЕРА-Д, научные задачи.

Михаил Яковлевич стоял у истоков космических исследований Венеры, поэтому к результатам, в получении которых он участвовал, можно отнести слова «впервые в мире» (рис. 1). Начиная с «Венеры-4» при его непосредственном участии получены вертикальные профили атмосферы: давление, температура, скорость ветра от 62 км сначала до 20 км, а начиная с «Венеры-7» — и до поверхности. На «Венере-8» измерена освещённость на поверхности Венеры: оказалось, что освещённость соответствует пасмурному дню на Земле. Хотя при облачном слое толщиной в 20 км можно было ожидать освещённости, как на Земле глубокой ночью, но облака оказались практически непоглощающими в видимой области спектра. На последующих «Венере-9, -10» были измерены вертикальные потоки излучения в атмосфере и на поверхности в пяти спектральных интервалах. Ещё начиная с первых «Венер», путём доплеровских измерений, была обнаружена суперротация атмосферы: полученный вертикальный профиль показал, что скорость ветра падает от величин порядка 50...60 м/с на высоте 50 км до <1 м/с вблизи поверхности. Скорость ветра на поверхности была измерена при помощи анемометров. На «Венере-9» — «Венере-12» были установлены нефелометры, которые впервые позволили получить вертикальный профиль облачного слоя, микрофизические параметры частиц, размер частиц, коэффициент преломления (впервые «Венерами-9, -10» в 1975 г.). Облака Венеры оказались состоящими из трёх слоёв, с нижней границей на высоте около 48 км. Коэффициент преломления соответствовал серной кислоте в двух верхних слоях и отличался в нижнем облачном слое, состав которого до сих пор является предметом обсуждений.

Последующие измерения на аппарате NASA «Пионер-Венера» в 1978 г. подтвердили трёхслойное вертикальное строение облаков.

Засова Людмила Вениаминовна — заведующая лабораторией, доктор физико-математических наук, zasova@iki.rssi.ru

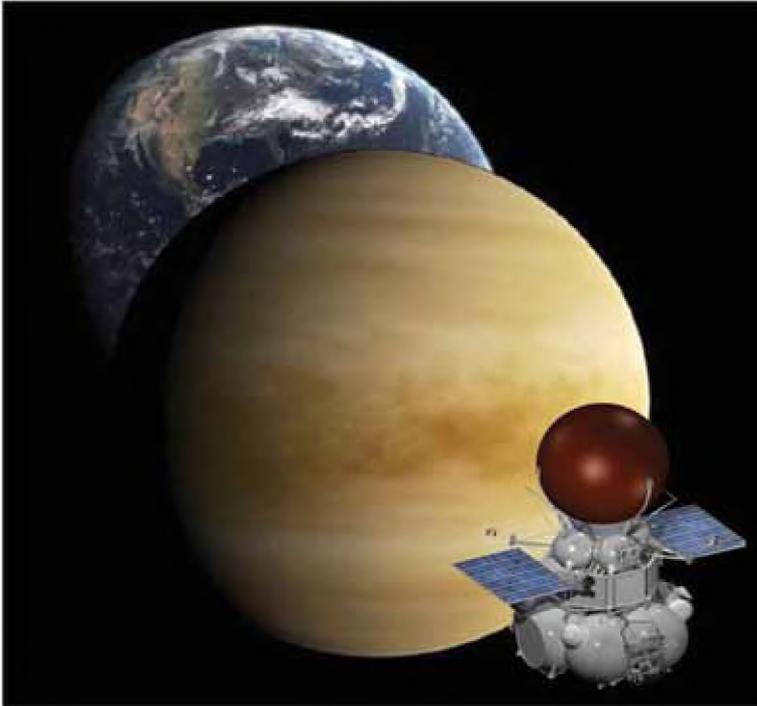


Рис. 1. Коллаж изображения Венеры в ультрафиолетовом излучении (УФ) и Земли, космический аппарат (КА) представляет будущую российскую миссию «Венера-Д» (см. последний раздел)

Михаил Яковлевич с коллегами создал первые модели атмосферы Венеры, термического строения и динамики облаков. С его участием создавалась международная референтная модель средней атмосферы VIRA (Venus International Reference Atmosphere) (1985). Эта модель до сих пор используется учёными и инженерами всего мира как в научной работе, так и при подготовке проектов и предложений по космическим миссиям к Венере. Следующую версию VIRA II с использованием данных, полученных после 1985 г., планируется опубликовать в 2016 г.

Время не погасило интереса к Венере. Более того, сейчас, как никогда раньше, проблема условий на Венере, её климата, представляется очень важной для того, чтобы разобраться с процессами, управляющими земным климатом, понять, куда может привести его изменение.

Вообще, в изучении Венеры российские учёные и инженеры сыграли особую роль. Михаил Яковлевич вместе с коллегами предложил, рассчитал и промоделировал на имитаторе технические решения, которые обеспечили выживаемость посадочных аппаратов на поверхности Венеры в тяжелейших условиях окружающей среды (температура $T = 750$ К, давление $P = 100$ атм) в течение двух часов. Благодаря этому удалось передать панорамы, измерить элементный состав пород и метеоусловия на поверхности, что до сих пор не сделано никем в мире!

ВЕНЕРА — «РУССКАЯ ПЛАНЕТА»: ОТ «ВЕНЕРЫ 4» К «ВЕНЕРЕ-Д»

Начало научных наблюдений Венеры в телескоп было положено в 1610 г. Галилео Галилеем. Он описал фазы Венеры, наглядно показав, что она светит отражённым солнечным светом. Между тем, исследование Венеры как планеты начал русский учёный М. В. Ломоносов. Он открыл атмосферу Венеры при наблюдении её прохождения по диску Солнца: «Планета Венера окружена знатной воздушной атмосферой, таковой (лишь бы не большею), какова обливается около нашего шара земного». Но до начала космических исследований о строении атмосферы Венеры, условиях на её поверхности, деталях рельефа и даже о периоде её осевого вращения не было известно ровным счётом ничего (рис. 2).

В СССР космические исследования Венеры начались в 1961 г., когда к планете был направлен КА «Венера-1». Но с ним, так же, как и с последующими «Венерой-2, -3», связь была потеряна (хотя «Венера-3», судя по её траектории, всё же должна была достичь планеты). Первые три аппарата были созданы в ОКБ-1 под руководством академика С. П. Королёва. Все следующие миссии, от «Венеры-4» до «Веги-1, -2», изготовленные в Научно-производственном объединении им. С. А. Лавочкина под руководством Г. Н. Бабакина, оказались очень успешными.



Рис. 2. Поверхность Венеры, какой её представляли в середине XX в. (www.esa.int)



Рис. 3. Вход в атмосферу и парашютный спуск станции «Венера-4», впервые в мире измерившей параметры атмосферы Венеры (температуру, давление, химический состав)

В 1967 г. спускаемый аппарат КА «Венера-4» впервые проник в атмосферу планеты и передал информацию о её температуре и давлении на высотах 55...25 км (рис. 3). Спускаемый аппарат был снабжён тормозным и основным парашютами, площадь купола основного парашюта достигала 55 м^2 , с их помощью он должен был погасить скорость падения. В том же 1967 г., когда американская станция «Маринер-4» провела радиопросвечивание атмосферы Венеры и был получен профиль температуры и давления на высотах 40...90 км, стало понятно, что «Венера-4» не могла достичь поверхности в рабочем состоянии. Станция была раздавлена, когда давление возросло до 18 атм (из-за большой неопределённости в оценках давления у поверхности планеты спускаемые аппараты были рассчитаны, исходя из номинального давления 10 атм с дополнительным (конструкторским) запасом). Тем не менее, этот аппарат позволил сделать несколько очень важных открытий: помимо прямых измерений температуры и давления на разных высотах был выяснен основной состав атмосферы (90...95 % — углекислый газ), обнаружена водородная корона Венеры и показано отсутствие у неё собственного магнитного поля и радиационных поясов.

В 1969 г. были запущены станции «Венера-5 и -6». Войдя в атмосферу Венеры на ночной стороне планеты, аппараты передавали информацию до высоты 18 км, пока давление не стало для них слишком высоким. С помощью газовых анализаторов был уточнён состав атмосферы (97 % CO_2 , 2 % N_2 , O_2 $S < 1$ %, следы H_2O).

Первыми аппаратами, успешно севшими на поверхность Венеры, были «Венера-7» (1970), проработавшая на поверхности 27 мин, и «Венера-8» (1972), проработавшая 50 мин. На поверхности были измерены давление (90 ± 15 атм) и температура (475 ± 20 °С). Впервые удалось осуществить радиосвязь с Землёй с поверхности другой планеты.

Спускаемый аппарат СА «Венера-8», в отличие от предыдущих, сел на освещённой стороне Венеры в 500 км от утреннего терминатора. Это было важно для подготовки к получению изображений поверхности на последующих станциях. Спускаемый аппарат был снабжён фотометром, которому предстояло измерить освещённость, чтобы понять, темно или светло на поверхности под облачным слоем толщиной более 20 км. Измеренная ранним утром освещённость составила 350 ± 150 лк, а если экстраполировать к полудню, то получится 1000...3000 лк — как в сумерках на Земле. Этого должно было быть достаточно для получения изображений.

Все измерения на этих «Венерах» делались впервые в истории. В частности, была определена скорость ветра (по доплеровскому изменению частоты сигнала на разных высотах), оказавшаяся равной 50...60 м/с на высоте 50 км и 0...2 м/с вблизи поверхности. На спускаемых аппаратах гамма-спектрометры впервые измерили минеральный состав грунта. С помощью бортового радиовысотомера были измерены диэлектрическая проницаемость и плотность грунта (по оценкам интенсивности радиоизлучения, отражённого от поверхности).

Космические аппараты «Венера», запущенные в 1970–1980-е гг., можно отнести уже к следующему поколению аппаратов. Они были более тяжёлыми, с более ёмкой научной нагрузкой и, в отличие от предыдущих миссий, запускались РН «Протон-К». КА «Венера-9 и -10» содержали посадочные и орбитальные аппараты. Они впервые позволили заглянуть под облачный слой планеты: были получены первые в мире черно-белые панорамы поверхности. Спускаемые аппараты были оснащены комплексом научной аппаратуры, включающим панорамный телефотометр для изучения оптических свойств и получения изображения поверхности в месте посадки. После спуска — сначала на парашюте, затем за счёт тормозного аэродинамического щитка — спускаемые аппараты совершили мягкую посадку на освещённой Солнцем, но не видимой с Земли стороне Венеры. Освещённость оказалась достаточной для получения изображений, и прожекторы, которыми были оснащены обе «Венеры», не понадобились.

Спускаемый аппарат СА «Венера-9» сел на склон с уклоном 30°. Место его посадки в области Бета (Beta Regio) выглядело как россыпь довольно крупных камней. «Венера-10» опустилась на расстоянии 2200 км от этой области. В месте посадки были хорошо видны базальтовые плиты со следами выветривания. По содержанию естественных радиоактивных элементов — калия, тория и урана — состав грунта оказался аналогичным земным вулканическим базальтам. Измерения проводились и во время спуска, измерялись потоки излучения, исследовались свойства аэрозолей в атмосфере. Были обнаружены резкая нижняя граница облачного слоя на высоте около 48 км и рассеивающий слой ниже уровня облаков, возможно, содержащий аэрозольные кристаллы (рис. 4).

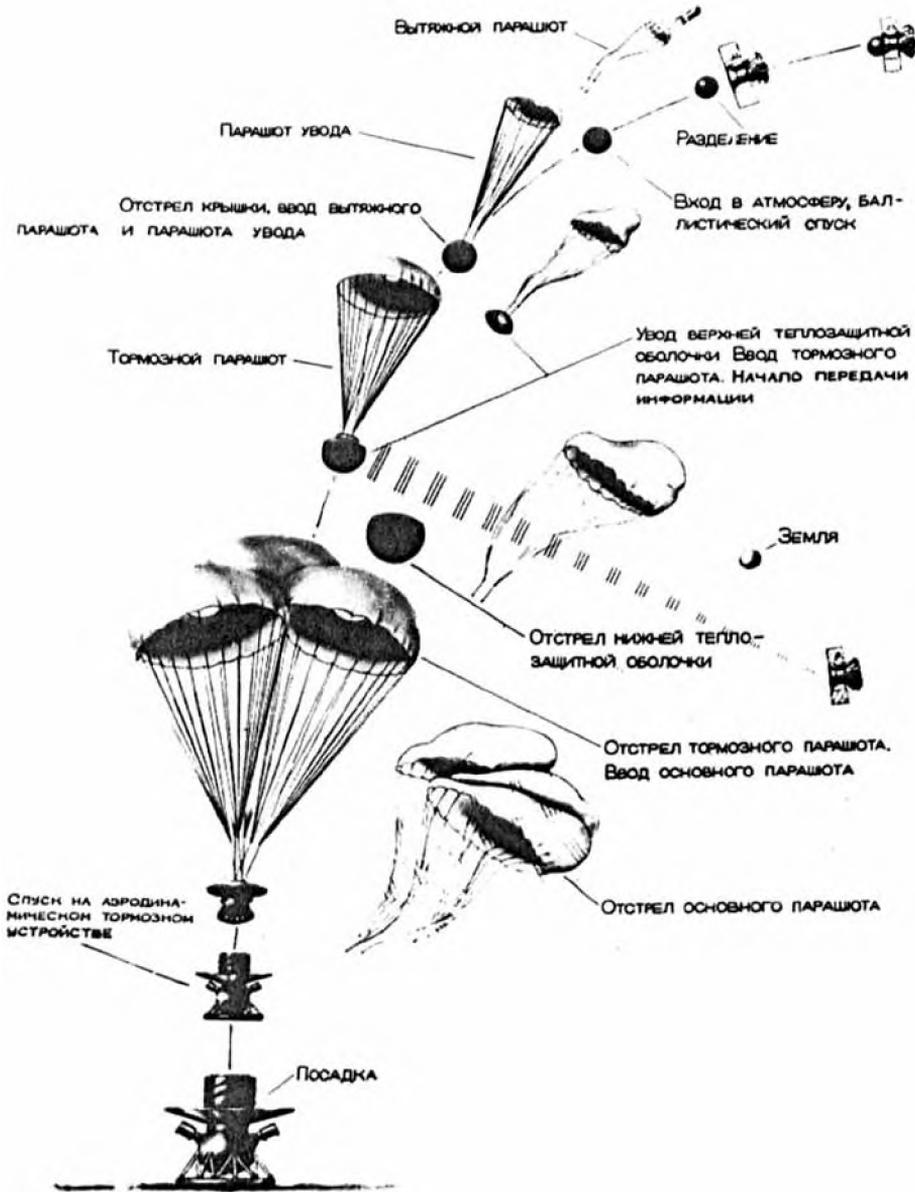


Рис. 4. Схема спуска и посадки на поверхность следующего поколения автоматической межпланетной станции (АМС) «Венера»

Создание посадочных венерианских аппаратов, сохранявших работоспособность на поверхности планеты свыше полутора часов в тяжелейших условиях окружающей среды (высокие значения температуры и давления), стало крупным отечественным научно-техническим достижением, не повторенным нигде в мире. Это стало возможно благодаря использованию целого ряда

оригинальных технических решений, в разработке и осуществлении которых Михаил Яковлевич Маров принимал самое непосредственное участие.

Орбитальные аппараты стали первыми в истории искусственными спутниками Венеры. Были получены снимки Венеры в УФ-диапазоне, обнаружена тепловая асимметрия в экваториальной области Венеры, измерены температурные профили при радиопросвечивании (на высотах 40...90 км), обнаружено ночное свечение молекулярного кислорода.

На «Венере-11 и -12» было впервые измерено содержание инертных газов: неона, аргона, криптона, а также SO_2 и CO под облаками. Оказалось, что отношения изотопов неона и аргона существенно отличаются от земных значений. Так, в случае аргона отношение изотопов $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ для Венеры близко к 1, что превышает земное отношение в 300 раз. Изотоп ^{36}Ar является реликтовым, тогда как ^{40}Ar образуется из ^{40}K в коре планеты в процессе радиоактивного распада и попадает в атмосферу в результате дегазации. Спектрометры в ближнем ИК-диапазоне, которые измеряли спектры по мере спуска в атмосфере, позволили получить вертикальный профиль водяного пара. Прямые измерения давали противоречивые результаты с очень высокими значениями концентрации — до 100 и даже до 1000 ppm H_2O под облаками. Интерпретация спектральных измерений позволила убрать эти противоречия: было получено низкое значение содержания воды — 30 ± 10 ppm в подоблачной атмосфере и до поверхности. Это значение в дальнейшем подтвердилось, в частности, в ходе эксперимента VIRTIS миссии ВЕНЕРА-ЭКСПРЕСС.

На спускаемых аппаратах СА «Венера-13 и -14» панорамная съёмка была уже цветной (рис. 5). Она позволила наглядно продемонстрировать, что поверхность планеты — это горячая, обезвоженная и безжизненная каменистая пустыня, раскинувшаяся под мощным слоем плотной углекислотной атмосферы. Был произведён забор пробы грунта. С помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра был измерен состав грунта, показано, что порода в месте посадки представляет собой аналог земных базальтов.

В 1983 г. на орбиты искусственных спутников Венеры были выведены КА «Венера-15 и -16», основной задачей которых было радарное картирование поверхности. Получены карты северного полушария планеты с разрешением по горизонтали 0,9...2,5 км, по вертикали — 50 м. На борту находился также прибор для исследования атмосферы — фурье-спектрометр, работавший в спектральном интервале 6...40 мкм, который позволил изучать мезосферу Венеры на высотах от 55 до 95 км. По его данным были получены 3D-поля температур, положение верхней границы облачного слоя и шкала высоты, было показано, что на всех широтах основным компонентом облачного слоя является 80 % H_2SO_4 . Были получены также вертикальные профили содержания SO_2 и H_2O , показана важность термических приливов и солнечного-связанных структур на разных широтах.

Последними космическими аппаратами, направленными СССР к Венере, были станции «Вега-1 и -2», «посетившие» Венеру в 1985 г. на пути к комете Галлея. Спускаемые аппараты массой около 2 т содержали посадочные аппараты (ПА) и атмосферные зонды с комплексом научных приборов. Измерения на ПА показали присутствие серы, хлора и фосфора

в нижнем облачном слое. Также впервые было выполнено бурение и определён состав забранного образца рентгено-флуоресцентным методом. Гамма-спектрометры определили содержание естественных радиоактивных элементов калия, тория и урана. Впервые в атмосфере Венеры аэростатные зонды дрейфовали более 48 ч на высоте 53...55 км, проводя измерения метеорологических параметров атмосферы.

После этого в СССР и в России космических запусков к Венере не производилось. Эстафету приняла американская миссия «Магеллан», выведенная на орбиту вокруг Венеры в 1990 г. Впервые искусственный спутник Венеры точно измерил гравитационное поле планеты. Станция продолжила начатое американской станцией «Пионер-Венера» и советскими «Венерой-15 и -16» радиолокационное картографирование планеты. Картирование поверхности Венеры радаром КА «Венера-15 и -16» и «Магеллан» показало, что поверхность Венеры наиболее молодая в Солнечной системе, поэтому планета может быть геологически активной и в настоящее время.

ЕВРОПЕЙСКАЯ МИССИЯ ВЕНЕРА-ЭКСПРЕСС

После картографирования межпланетной станцией NASA «Магеллан» (1990–1992) Венера «отдыхала» от земных посланников более 10 лет, пока в 2005 г. на орбиту вокруг планеты не была выведен КА «Венера-Экспресс» (ESA). Достигнув Венеры в 2006 г., миссия успешно проработала на орбите восемь лет и, вероятно, закончит своё существование в начале 2015 г., значительно перекрыв расчётный срок функционирования (500 сут). Среди приборов, установленных на КА «Венера-Экспресс», два прибора (планетный фурье-спектрометр PFS (Planetary Fourier Spectrometer) и атмосферный спектрометр SPICAV (Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Venus) были изготовлены с участием российских учёных. Анализ данных КА «Венера-Экспресс» подтвердил: на Венере очень мало воды (содержание отличается от земного на пять порядков). Миллиарды лет назад на Венере, скорее всего, было значительно больше воды. Исследования КА «Венера-Экспресс» подтвердили, что планета могла потерять и продолжает терять воду в результате диссипации. По-видимому, поток ультрафиолетового излучения молодого Солнца расщеплял в атмосфере Венеры молекулы воды, состоящие из двух атомов водорода и одного — кислорода, затем они навсегда покидали планету. Однако данные эксперимента ASPERA (Automatic Space Plasma Experiment with a Rotating Analyzer) на «Венере-Экспресс» показывают, что современная скорость диссипации недостаточна для объяснения потери всей воды планетой: либо эта скорость в прошлом была значительно выше, либо действуют и другие процессы, удаляющие воду. Например, воду могли абсорбировать и связывать минералы на поверхности. Но детали этого процесса не очень понятны. Не ясно также, были ли когда-либо на Венере моря и океаны, или же вода существовала только в атмосфере и при высокой инсоляции на ранних стадиях эволюции не успела сконденсироваться, чтобы образовать океан.

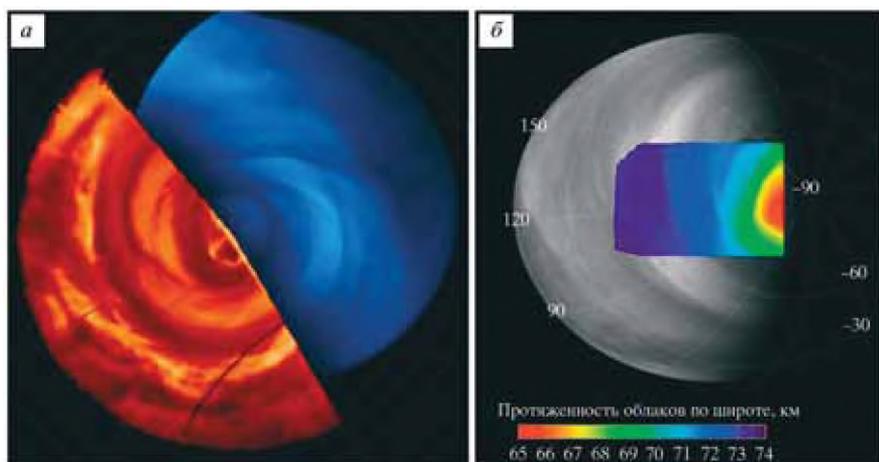


Рис. 5. Облака Венеры: *а* — нижний облачный слой (красный) 48...50 км (ночная сторона, 1,74 мкм, VIRTIS), верхний облачный слой (синий) (0,38 мкм, камера VMC (Visual Monitoring Camera), день); *б* — изображение в УФ-диапазоне (0,38 мкм) получено камерой VMC, на врезке — высота верхней границы облаков. Миссия ESA (European Space Agency) ВЕНЕРА ЭКСПРЕСС (www.esa.int)

Значительное количество недостаточно стабильных серосодержащих газов в атмосфере говорит об относительно недавней, в течение последнего миллиона лет, вулканической активности, хотя достоверных свидетельств продолжающейся в настоящее время активности пока не обнаружено. Правда, в некоторых областях на ночной стороне Венеры наблюдалось усиление теплового потока (по измерениям эксперимента VIRTIS (Visible and Infrared Thermal Imaging Spectrometer) в спектральном окне 1 мкм), однако нельзя утверждать с уверенностью, что эти вариации связаны с термальной активностью (рис. 5).

Можно упомянуть ещё один аргумент в пользу выделения газов. В результате интерпретации измерений полос поглощения SO_2 в УФ-диапазоне с помощью аппаратуры КА «Пионер-Венера» в 1978 г., а позднее и «Венеры-Экспресс», была получена практически идентичная картина изменения со временем содержания SO_2 над облаками: высокое содержание (до 1 ppm) SO_2 в начале измерений быстро уменьшилось в процессе измерений почти на порядок. Хотелось бы связать такие изменения с происшедшими извержениями. Однако подобная интерпретация также выглядит сомнительной: почему извержения прекратились сразу после начала измерений? Очевидно, что могут существовать и другие объяснения, например, связанные с динамикой.

Миссия ВЕНЕРА-ЭКСПРЕСС получила впечатляющие результаты, но не смогла решить фундаментальных проблем, связанных с эволюцией планеты и её атмосферы, с выяснением причин кардинального отличия от земных условий. Так как эти задачи в принципе не решаются при наблюдениях с орбиты, необходимы прямые измерения в атмосфере и на поверхности планеты.

ПРОЕКТ ВЕНЕРА-Д

В настоящее время появилась надежда на возобновление исследований Венеры: в России создаётся новая миссия к Венере — проект ВЕНЕРА-Д (<http://venera-d.cosmos.ru>). ВЕНЕРА-Д — это миссия комплексного исследования Венеры, её атмосферы, поверхности и окружающей плазмы. Проект поможет выяснить причины столь непохожих эволюционных путей развития Земли и Венеры. Планируется производить дистанционные измерения с орбиты и прямые измерения в атмосфере и на поверхности.

Проект ВЕНЕРА-Д был включён в Федеральную космическую программу (ФКП) России 2006–2015 гг. по предложению Василия Ивановича Мороза (соответствующий доклад им был сделан на Совете РАН по космосу в 2003 г.). Проект, изначально предполагавший создание долгоживущей (Д) станции на поверхности, в настоящее время представляет собой более сложную миссию. В его состав предполагается включить два основных элемента: большой посадочный аппарат (ПА) типа «Венера-ВЕГА» и орбитальный аппарат (ОА). Кроме того, миссия включает малый орбитальный аппарат — субспутник (СС) и долгоживущую станцию (ДС) для работы на поверхности (рис. 6). Субспутник будет оснащён «плазменным» комплексом научной аппаратуры, а долгоживущая станция — сейсмометром, метеокомплексом и другой аппаратурой для мониторинга состояния атмосферы и поверхности в течение 24 ч.

Ранее изучалась возможность включения двух баллонов, один из которых должен был плавать в среднем облачном слое (на высоте 55 км, аналогично баллонам «Вега-1, 2»), другой — под облаками, по пути следования последнего должны были сбрасываться дроп-зонды для исследования атмосферы во время спуска в течение 30 мин. Основной принцип проектирования миссии «Венера-Д» — использование средства доставки научной аппаратуры, многократно показавшего свою надёжность (например, СА «Венера-Вега», 1975–1985 гг.), в совокупности с самым современным комплексом научной аппаратуры и инновационными методами исследований.



Рис. 6. Концепция проекта ВЕНЕРА-Д (2013–2014)

Чтобы понять причины «неземных» условий на Венере (научные задачи проекта ВЕНЕРЫ-Д), предполагается исследовать:

- состав атмосферы, содержание различных газов, включая инертные газы и их изотопы, изотопы летучих, малые составляющие;
- состав, строение, микрофизику и химию облаков;
- термическое строение, тепловой баланс и природу гигантского парникового эффекта;
- механизм суперротации и другие особенности динамики атмосферы Венеры;
- детали строения и химического состава наиболее древних из наблюдаемых на поверхности геологических образований (тессеры и родственные им структуры) (рис. 7);
- элементный состав минералов на поверхности, включая радиоактивные изотопы и железо в различных степенях окисления;
- проявления современной вулканической, электрической и сейсмической активности Венеры, сейсмический фон планеты;
- строение экзосферы, ионосферы и магнитосферы, диссипацию атмосферных составляющих.

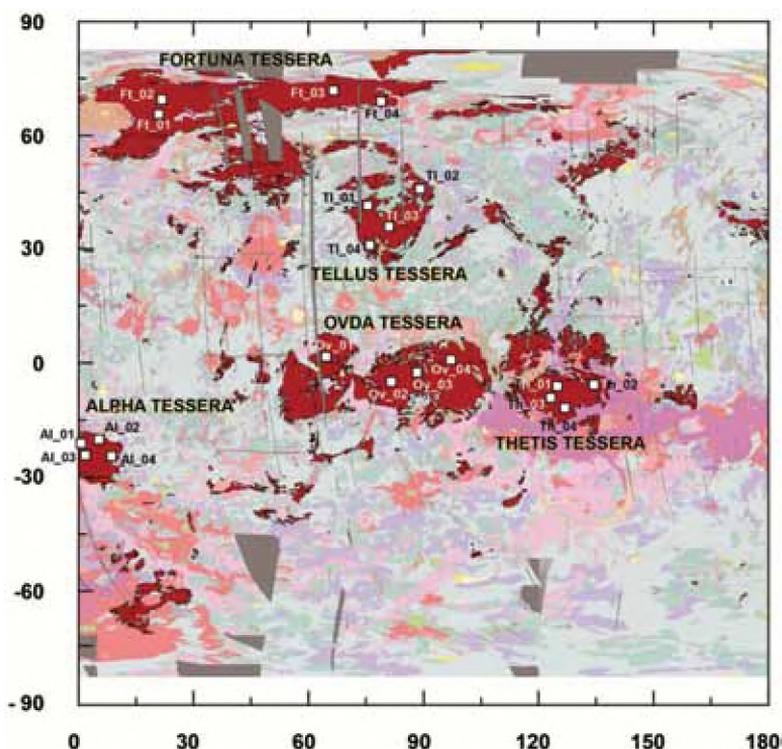


Рис. 7. Геологическая карта Венеры. Чёрным отмечена тессерная местность — наиболее древние участки поверхности, не залитые лавой (М. А. Иванов, А. Т. Базилевский, ГЕОХИ РАН)

Предполагается, что посадочный аппарат «Венеры-Д» будет представлять собой модернизированную версию успешно использованного ранее аппарата в проектах «Венера-Вега» (10 успешных посадок на поверхность Венеры). Мы обращаемся к ПА «Венера-ВЕГА» как к надёжному средству доставки и обеспечения работы комплекса научной аппаратуры. Напомним, что последняя посадка на поверхность Венеры была совершена 30 лет назад («Вега-1 и -2»).

Чтобы убедиться, что аппарат типа «Венера-ВЕГА» удовлетворит необходимым требованиям, была произведена предварительная компоновка научной аппаратуры на уровне чертежей, а также составлена предварительная циклограмма работы приборов во время спуска и на поверхности. Было подтверждено руководителями экспериментов, что время работы на поверхности 2...3 ч достаточно для выполнения основных научных задач.

Посадка «Венеры-Д» предполагается на тессеру. (Все советские аппараты совершали посадки в равнинной местности, «залитой» вулканическими базальтами.)

Выбор и анализ возможных мест посадки производится Институтом геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ). Детально изучаются тессеры по картам Магеллана, сравниваются с земными аналогами. Поверхность тессер сильно изрезана структурами с крутыми склонами, поэтому существует риск потери ПА при посадке, хотя «Венера-9» успешно села на склон 30°. Требуется глубокий анализ предполагаемых мест посадки.

Так как тессеры занимают всего 8 % поверхности, то, прежде чем совершить безопасную посадку, необходимо ещё «попасть» на тессеру. Во время предыдущих миссий при подлёте к Венере за двое суток до входа в атмосферу спускаемый аппарат отделялся от космического комплекса, по баллистической траектории двигался к Венере и совершал посадку в заданном районе. При таком способе посадки в зависимости от стартового окна может оказаться, что в месте посадки тессера отсутствует или занимает малую часть посадочного эллипса. Поэтому, чтобы посадочный аппарат «Венера-Д» совершил посадку в выбранный район планеты, в Институте прикладной математики им. М. В. Келдыша Российской академии наук (ИПМ им. М. В. Келдыша РАН) изучается возможность его спуска с орбиты искусственного спутника Венеры.

На посадочном аппарате будут установлены следующие основные приборы (предварительный состав) (рис. 8):

- многоканальный диодно-лазерный спектрометр (ИСКРА-В);
- газовый хроматограф — масс-спектрометр (ХМС-П);
- активный гамма- и нейтронный спектрометр;
- мёссбауэровский спектрометр;
- телевизионный комплекс, включающий посадочные камеры, стерео- и панорамные камеры, камеры высокого разрешения (до 0,1 мм);
- нефелометр и спектрометр размеров частиц для исследования микрофизических свойств частиц и строения облаков (НЕФАС);
- волновой комплекс (SAS GROZA), метеокомплекс, сейсмометр;
- устройство для забора грунта и атмосферных проб (ГЗУ).

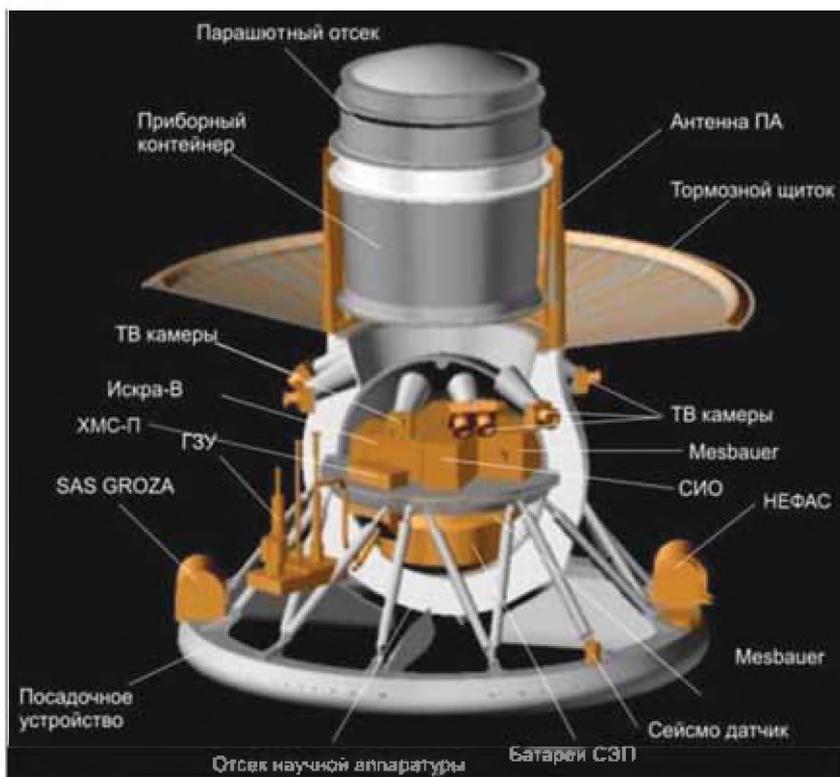


Рис. 8. Предполагаемый вид ПА «Венера-Д» с предварительной компоновкой научной аппаратуры (на уровне чертежей); СИО — система информационного обеспечения; СЭП — система электропитания (НПО им. С. А. Лавочкина)

Три эксперимента нацелены на исследование проб атмосферы и грунта в герметическом отсеке посадочного аппарата КА «Венера-Д» (ИСКРА-В, хромато-масс-спектрометр, мёссбауэровский спектрометр).

На орбитальном аппарате предполагается установить приборы либо новые, никогда не использовавшиеся для исследования Венеры, либо летавшие ранее, но модернизированные в соответствии с научными задачами «Венеры-Д». Это картирующий УФ-спектрометр, миллиметровый радиометр, гетеродинный спектрометр со сверхвысоким разрешением, ИК- и фурье-спектрометр, картирующий спектрометр в ближнем ИК-диапазоне, камера с фильтрами от УФ-диапазона до ближнего инфракрасного, прибор по наблюдению звёздных и солнечных затмений. Эксперимент по двухчастотному радиопросвечиванию, предложенный Фрязинским филиалом Института радиотехники и электроники им. В. А. Котельникова Российской Академии наук (ФИРЭ РАН), подразумевает использование орбитального аппарата и субспутника. Предлагается также в качестве излучателя использовать 70-метровую радиоантенну на Земле, а принимать сигнал на борту (обычно поступают наоборот). Это на порядок увеличивает мощность сигнала и возможности эксперимента.

В настоящее время проект ВЕНЕРА-Д находится в стадии научно-исследовательской разработки. Как указывалось выше, он был включён в Федеральную космическую программу России 2006–2015 гг. (исключён с 2014 г.), и, вероятно, войдёт в программу 2016–2025 гг. По классификации NASA (National Aeronautics and Space Administration, USA), проект ВЕНЕРА-Д относится к классу флагманских миссий (<http://vfm.jpl.nasa.gov>). Научные задачи миссии ВЕНЕРА-Д во многом пересекаются с дорожной картой исследования Венеры, разработанной аналитической группой NASA VEXAG (Venus Exploration Analysis Group), а также с задачами американской венерианской климатической миссии AMC Venus Climate Mission, рекомендованной на декаду 2013–2022 гг. (Decadal Survey 2013–2022), с запуском в 2021 г. Эта миссия пока не финансируется из-за отсутствия средств.

В январе 2014 г. Планетным департаментом NASA (Planetary Department) было решено принять участие в проекте ВЕНЕРА-Д. Была создана Объединённая рабочая группа (The Venera – IKI/Roscosmos – NASA Joint Science Definition Team) для определения возможной степени вовлечения NASA в проект ВЕНЕРА-Д: элементы миссии, научные приборы. Рабочая группа должна была проанализировать научные задачи проекта и выработать соответствующие рекомендации. К середине 2015 г. рабочая группа должна была подготовить отчёт о результатах работы для NASA, ИКИ РАН и Роскосмоса (Федеральное космическое агентство). К сожалению, работа группы была приостановлена в апреле 2014 г. из-за политических санкций.

Таким образом, если проект ВЕНЕРА-Д будет включён в ФКП России 2016–2025 гг., есть все основания надеяться, что наши представления о процессах на этой удивительной планете и в её атмосфере в результате работы КА «Венера-Д» перейдут на качественно новый уровень. Может быть, тогда мы сможем найти ответы, по крайней мере, на часть вопросов и понять, почему Венера пошла по другому пути эволюции, нежели Земля. Важно и то, что миссия ВЕНЕРА-Д поможет Венере остаться «русской планетой», основы изучения которой космическими средствами были заложены в нашей стране, чем мы можем по праву гордиться. Может быть, ещё не поздно исправить «ошибку», о которой писал Василий Иванович Мороз в своих воспоминаниях: «К сожалению, проект ВЕГА поставил последнюю точку в истории наших исследований Венеры. Думаю, что расставание с этой планетой было ошибкой: мы потеряли „экологическую нишу“, одну из немногих областей, где были впереди многие годы, и не только в исследованиях планет, а в фундаментальных космических исследованиях вообще» (Василий Иванович Мороз. Победы и поражения. Рассказы друзей, коллег, учеников и его самого. М.: ИКИ РАН, 2014. 375 с.).

Действительно, в исследованиях Венеры мы занимали в течение 15 лет ведущие позиции, наши уникальные научные результаты были повсеместно признаны во всём мире и внесли неосценимый вклад в понимание природы соседних планет, в ключевые эволюционные процессы в Солнечной системе. Хочется верить, что исследования планеты, столь похожей на Землю по массе, размерам, энергии, получаемой от Солнца, и вместе с тем столь отличной от неё по своим природным условиям, у истоков которых стоял и Михаил Яковлевич Маров, возобновятся в недалёком будущем в новой России.

VENUS INVESTIGATIONS BY SPACE MISSIONS: FROM VENERA-4 TO VENERA-D ON THE 80th ANNIVERSARY OF THE BIRTH OF M. YA. MAROV

L. V. Zasova

Space Research Institute of Russian Academy of Sciences (IKI RAN)

A short history of space explorations of Venus is given with a special attention to the Soviet Venus probes achievements. A great role of M. Ya. Marov in the study of Venus and its atmosphere is emphasized. The author also discusses the current state of Venus exploration after the successfully completed mission ESA Venus Express and formulates the challenges facing the investigation of Venus, elucidating the role of the future Russian mission Venera-D.

Keywords: Venus, space missions to Venus, mission Venera-D, scientific goals.

Zasova Ludmila Veniaminovna — head of laboratory, doctor of physical and mathematical sciences, zasova@iki.rssi.ru

ИССЛЕДОВАНИЯ МАРСА НА РУБЕЖЕ ВЕКОВ

О. И. Кораблёв

Институт космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН)

В обзоре обсуждаются основные вехи исследований Марса от ранних миссий до современного состояния и их результаты. С другой стороны, научные результаты обсуждаются со стороны применяемых методов измерения и соответствующих приборов. Приводятся оценки перспективности различных методов в дальнейших исследованиях. Перечислены также планируемые миссии к Марсу.

Ключевые слова: Марс, космические исследования, атмосфера Марса, поверхность Марса, климат Марса, история Марса, дистанционные методы, аналитические методы.

ВВЕДЕНИЕ

Переоценить значение исследований планет космическими аппаратами (КА) невозможно. Широко известен пример с температурой поверхности Венеры. В случае Марса атмосфера тонка и прозрачна, тем не менее, до полётов первых КА многие представления о планете были весьма далеки от истины. Жерар Анри де Вокулёр (Gérard Henri de Vaucouleurs), французский астроном, автор нескольких серьёзных книг о Марсе [Вокулер, 1956] незадолго до космической эры [Vaucouleurs, 1959] приводит следующий состав атмосферы: 93,8 % N₂; 4,0 % (?) Ar; 2,2 % CO₂; <0,1 % O₂; следы водяного пара. Давление у поверхности принималось 85 мбар. Одного сеанса радиозатмения во время пролёта Mariner 4 было достаточно, чтобы определить истинное давление на Марсе и привести состав атмосферы к современному пониманию. Большое значение придавалось полосам «марсианской растительности» Синтона (см., например, [Мороз, 1978]), так же интерпретировались и сезонные изменения альбеда. Не утихали споры о «каналах» на поверхности.

Хроника космических экспедиций к Марсу в подробностях изложена во многих исследованиях [Мороз и др., 2002; Harvey, 2007; Huntress Jr., Marov, 2011; Huntress Jr. et al., 2003; Ulivi, Harland, 2007, 2009]. Наиболее полное изложение советских усилий представлено в книге М. Я. Марова и У. Т. Хатресса (Wesley T. Huntress Jr.) (2013).

В СССР первая попытка запуска космического аппарата к другой планете была предпринята уже в октябре 1960. Для ранних миссий принимался высокий уровень риска: параллельно с научными задачами исследования Марса и техническими проблемами межпланетных перелётов, а может быть и прежде них, решались задачи отработки ракет-носителей (РН) (до 1967 г. — «Молния», затем — «Протон-Д»). Так, с 1960 по 1973 г. СССР произвёл 18 запусков, нацеленных на Марс. Высочайший уровень технических достижений показали первые в истории посадки на поверхность другой планеты, Марс-3 и Марс-6. Также удались частично три орбитальные

Кораблёв Олег Игоревич — заместитель директора, доктор физико-математических наук, korab@iki.rssi.ru

миссии [Marov, Petrov, 1973]. При этом семь неудач так или иначе связаны с ракетами-носителями, из них только три — с межпланетными разгонными блоками. В остальных случаях на разных этапах перелёта была потеряна связь с КА. НАСА (Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства США; National Aeronautics and Space Administration, NASA), начавшее полёты к Марсу несколько позже, с 1964 по 1971 г., запустило шесть космических аппаратов, из них удалась три полёта и очень результативный искусственный спутник Mariner 9 [Hartmann, Raper, 1974].

В дальнейшем усилия СССР в области исследования планет сосредоточились на Венере, в то время как США удалось реализовать наиболее успешную марсианскую миссию XX в.: программу VIKING (1975–1982). Комбинация двух посадочных аппаратов и двух искусственных спутников Марса позволила получить беспрецедентную по количеству и качеству информации о планете [Kieffer et al., 1992]. Но установка проекта на обнаружение жизни и противоречивые результаты соответствующих экспериментов задержали дальнейшие исследования в США на долгие 15 лет. За это время в СССР был подготовлен проект ФОБОС. Планировалось детально исследовать спутник Марса, но в итоге только один из двух аппаратов сумел проработать на орбите 1,5 мес.

Для продолжения исследований требовалось существенно повысить уровень и сложность научных экспериментов. К 1990-м космические сверхдержавы запланировали две масштабные миссии: спутник для всесторонних дистанционных исследований в США и небывалую комбинацию тяжёлого спутника, марсохода, аэростатных зондов и двух видов посадочных станций в СССР. Обе попытки обернулись неудачей. Наиболее драматична судьба КА «Марс-96». Планировавшийся, как и американский Mars Observer, на 1992 г. проект, в годы перестройки, с трудом, уже без аэростатов и ровера, удалось довести до запуска только к 1996. В сочетании с глубокой структурной перестройкой общества катастрофа «Марс-96» затормозила национальные планетные исследования как минимум на 10 лет. Существенная часть научных исследований орбитальной миссии «Марс-96» выжила благодаря европейскому проекту MARS EXPRESS. Приборы Mars Observer были по очереди запущены на меньших по классу КА в 1996–2005 гг.

В настоящее время исследования Марса идут широким фронтом. После «Марс-96» запущены уже 15 КА, из них девять завершено успешно и семь работают в настоящий момент. Это спутники Mars Odyssey, Mars Express, Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) и два новых проекта: миссия по наблюдению экзосферы и плазменного окружения MAVEN (Mars Atmosphere and Volatile Evolution) и индийский спутник Mars Orbital Mission, или Mangalyaan. На поверхности активны роверы Opportunity и Curiosity.

В данном обзоре обсуждаются основные вехи исследований Марса от ранних миссий до современного состояния и их результаты, с субъективной точки зрения экспериментатора-прибориста. Накопленный объём данных о планете очень велик, и наибольший вклад в эти знания внесли американские миссии. С другой стороны, американские результаты наиболее известны. Поэтому несколько несимметричное внимание будет уделено

советским и российским достижениям. Постараюсь также осветить научные результаты со стороны применяемых методов измерения и соответствующих приборов и оценить, какой инструментарий имеет больше перспектив в дальнейших исследованиях. Перечислены также планируемые миссии к Марсу.

1. ЭТАПЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хронология космических экспедиций к Марсу схематично изображена на рис. 1. Мы последовали традиционному для планетных экспедиций разделению на этапы: наблюдения с пролётной траектории, выход на орбиту вокруг планеты, посадки и исследования на поверхности. Всего к Марсу было запущено 44 КА, по состоянию на конец 2014 г., из них 21 неудачный и 23 удачных (или частично удачных). По общему числу пусков всё ещё лидирует СССР/Россия (21), но из 23 успешных миссий 15 — американские.

На рис. 2 представлены эксперименты, планировавшиеся и проведённые в соответствующих миссиях. Классификация их успешности представлена автором и может иметь субъективный характер, за что мы заранее приносим извинения.

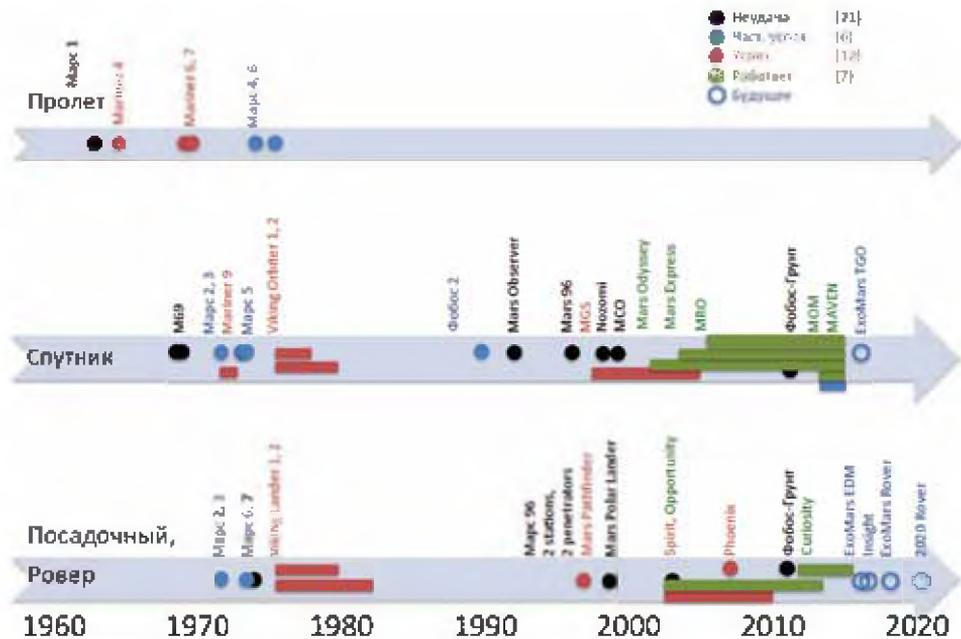


Рис. 1. Хронология космических экспедиций к Марсу на основе данных [Маров, Хантресс, 2013; Huntress et al., 2003] с дополнениями. Чёрные круги — неудавшиеся проекты (проекты, завершившиеся аварией РН, не показаны), синие круги — частично успешные проекты, красным показаны успешные миссии и их продолжительность, зелёным — проекты, продолжающиеся до сих пор. Открытыми кругами показаны КА, находящиеся в полёте, и проекты в стадии разработки

1.1. Начало

На раннем этапе усилия СССР были направлены на отработку межпланетных перелётов. Кампания 1960 г. не удалась из-за неисправностей третьей ступени. В 1962 г., на фоне неудач с отработкой разгонного блока (4-й ступени РН «Молния»), КА «Марс-1» достиг Марса и пролетел от него на расстоянии ~200 000 км. Связь с КА к этому времени была потеряна; некоторая научная информация была получена на этапе перелёта. Отметим, что в этой ранней серии из трёх советских КА уже планировался посадочный аппарат (2МВ-3 № 1).

Первый успешный пролёт Марса осуществлён КА Mariner 4 в 1965 г. Аппарат приблизился к Марсу на минимальное расстояние — менее 10 000 км, прошёл за Марсом (первое радиозатмение, см. [Kliore et al., 1972]) и передал 22 фотографии поверхности. Аппарат Mariner 4 сфотографировал древнюю область равнины Амазония со множеством кратеров, очень похожих на лунные [Leighton et al., 1965], вызвав большое разочарование по поводу каналов и обитаемости Марса.

В астрономическое окно 1969 г. СССР планировал два новых орбитальных аппарата (М69), не удавшихся из-за проблем с РН «Протон». В то же время состоялась следующая серия пролётов Mariner 6 и 7. На этих КА помимо телевизионных (ТВ) камер были установлены инфракрасные (ИК) и ультрафиолетовые (УФ) спектрометры, радиометр для измерения температуры поверхности и ряд дополнительных приборов. Показательно, что список основных экспериментов совпадает со списком, сформулированным М. В. Келдышем ещё в 1960 г. [Маров, Хантресс, 2013, с. 120]: ТВ-камера, УФ-спектрометр (озон), ИК-спектрометр (полоса С-Н). Действительно, на Марсе был открыт озон (Barth and Hord, 1971), но не полосы С-Н. ТВ-съёмка с двух аппаратов позволила картировать значительную (до 25 %) площадь планеты и показала, что, несмотря на обилие кратеров, поверхность Марса коренным образом отличается от лунной.

В 1971 г. в СССР была предпринята масштабная серия из трёх запусков РН «Протон», одного орбитального и двух комбинаций орбитального и посадочного аппаратов. При создании КА этой серии были решены множество технических проблем и заложены основы многих дальнейших разработок. Концепция М71 использовалась в дальнейшем для межпланетных и астрофизических аппаратов, вплоть до станций «Вега». Отсутствие точных эфемерид Марса компенсировалось предварительным выходом на орбиту спутника (М71-С), а в случае его аварии — что и произошло — автономной оптической системой навигации. Успех сопутствовал двум орбитальным аппаратам, «Марс-2» и «Марс-3», и, главное, состоялась и первая в истории посадка на поверхность другой планеты — «Марс-3» [Маров, Petrov, 1973]. Успешная посадка с использованием автономной навигации — впечатляющее техническое достижение того времени — вызывает хорошую зависть и теперь. К сожалению, на фоне беспрецедентных технических успехов, существенных научных результатов получить не удалось. Передача данных с посадочного аппарата «Марс-3» прекратилась через 20 с, и было передано лишь крайне зашумленное изображение, часть панорамы [Селиванов,

2013]. Данные измерений на спуске были потеряны. Работа приборов орбитальных КА была осложнена неоптимальными орбитами, рядом технических проблем и глобальной пылевой бурей на Марсе. Всё же, за четыре месяца работы спутников «Марс-2» и, в особенности, «Марс-3» были получены данные о температуре поверхности, их суточных колебаниях, зависимости от пылевой бури. Отсутствие суточного сигнала в микроволновых измерениях, соответствующих температуре на глубине 30...40 см, подтвердили очень низкую теплопроводность грунта Марса. Были измерены характеристики пылевых частиц, отмечено очень низкое содержание водяного пара в атмосфере [Мороз и др., 1972; Moroz, Ksanfomaliti, 1972; Moroz et al., 1972]. В УФ-диапазоне была измерена протяжённость водородной и кислородной корон Марса. Были получены профили электронной концентрации и другие характеристики ионосферы, магнитные измерения позволили предположить наличие слабого собственного магнитного поля Марса.

В то же астрономическое окно в США были запущены КА Mariner 8, 9 — орбитальные миссии на взаимодополняющих орбитах. Из-за аварии РН достиг Марса только КА Mariner 9. Работа спутника на орбите продолжалась с ноября 1971 до конца октября 1972 г. Благодаря длительной работе спутника удалось переждать пылевую бурю и почти полностью картировать поверхность Марса. Были получены качественные фотографии Фобоса и Деймоса. Кроме того, на спутнике были установлены УФ-спектрометр, ИК-фурье-спектрометр и ИК-радиометр. В УФ-диапазоне был исследован сезонный цикл озона [Barth, 1973]. В ИК-диапазоне был получен целый ряд результатов [Conrath et al., 1973], в том числе изменение термической структуры атмосферы и свойств пыли по мере затухания пылевой бури.

Следующая серия КА была запущена в 1973 г. В соревновании с готовящейся в США экспедицией Viking планировались четыре запуска «Марс-4» — «Марс-7»: два орбитальных КА и две комбинации пролётный/посадочный. КА «Марс-4» не вышел на орбиту планеты и провёл исследования как пролётный (фотографии с расстояния 2200 км, радиозатмение). «Марс-5» проработал на орбите меньше месяца (22 витка), после чего связь с ним была потеряна из-за разгерметизации передатчика. За это время были успешно проведены многие эксперименты: с «Марса-5» удалось измерить водяной пар, озон, L- α , обнаружить ионосферу, получить новые аргументы в пользу существования магнитного поля.

«Марс-6» автономно выполнил навигацию и отделил посадочный аппарат. На спуске посадочного аппарата «Марс-6» были впервые проведены измерения атмосферного профиля, в том числе масс-спектрометрические измерения состава атмосферы. Впервые в истории посадочный аппарат передал на Землю данные о температуре и плотности атмосферы, также по доплеровским данным удалось определить скорость ветра [Авдеевский и др., 1975]. Затем передача данных прекратилась, видимо в момент удара о грунт. Измерения масс-спектрометра спускаемый аппарат передать не успел, а интерпретация его служебной информации оказалась ошибочной (25 % Ar). Спускаемый аппарат «Марс-7» пролетел мимо Марса.

Кампания 1973 г. оказалась для советской программы последней перед долгим перерывом в исследованиях Марса. Несмотря на яркие технические

успехи, малый, по сравнению с КА Mariner 9, объём полученных данных и необходимость конкурировать с готовящимся проектом VIKING привели к отказу от исследований Марса в СССР на 15 лет. Атмосфера принятия этого непростого решения подробно описана в книге [Маров, Хантресс, 2013].

1.2. Viking

Космическая экспедиция Viking 1975 г. стала определяющей для своего времени, и более чем на 20 лет вперёд. Два одинаковых космических аппарата, комбинации орбитальный и посадочный, были запущены летом 1975 г. Через 10 мес оба КА вышли на орбиту Марса и провели картографирование поверхности для выбора безопасных мест посадки. Посадочный аппарат Viking 1 произвёл посадку в июле 1976 г., а Viking 2 — в сентябре того же года.

Проект VIKING перевернул представления о планете [Маров, 1975; Мороз, 1978; Маров, 1977]. Было проведено детальное картографирование поверхности. Длительные наблюдения как с орбиты, так и на поверхности планеты, позволили понять и охарактеризовать основные климатические циклы: углекислого газа, воды, пыли. Во многом по результатам миссии VIKING составлена фундаментальная «аризонская» книга Mars [Kieffer et al., 1992].

Главной целью исследований на посадочных аппаратах Viking стало обнаружение жизни. Соответствующие эксперименты были построены на различных принципах и различной степени «строгости» [Klein, 1979]:

- прямые наблюдения при помощи телекамер живых форм или сезонных изменений растительного происхождения;
- Pyrolytic Release (PR), обнаружение органики в газах, полученных после пиролиза грунта, что, как считалось, является доказательством синтеза органики из простых соединений, например, фотосинтеза;
- Gas Exchange (GEX), сравнение химических реакций в водной или в питательной средах, при этом свидетельством биологической активности служило бы наличие и восстановленного, и окисленного газов одновременно, либо экспоненциальное нарастание выхода газа;
- Labeled Release (LR) использовал разложение простых органических соединений с испусканием углеродосодержащего газа; так как разложение простой органики происходит и в реакциях с неорганическими веществами, например сильным окислителем, в эксперименте предусматривался контрольный образец грунта, стерилизованный при 160 °C в течение трёх часов; в предварительных экспериментах с образцами земных почв ни один их стерилизованных аналогов не показал способности разлагать «питательную» среду LR.

Все три биологических эксперимента с грунтом были успешно проведены несколько раз на обоих посадочных аппаратах Viking. В экспериментах

PR и GEX анализ газа производился при помощи хромато-масс-спектрометра (ХМС), а в эксперименте LR использовались питательные среды, помеченные изотопами. Результаты, указывающие на метаболизм, были получены только в эксперименте LR. Для четырёх образцов грунта наблюдался выход газа, более сильный в начале для каждого свежего образца. В контрольном эксперименте со стерилизацией грунта выход газа был подавлен. Однако, в сочетании с очень низким пределом на содержание органики в образцах грунта и при наличии уже тогда понимания, что грунт Марса, скорее всего, содержит сильный окислитель, результаты LR были интерпретированы большинством исследователей как следствие неорганических реакций. Это подтверждается большим количеством лабораторных экспериментов на марсианских аналогах, имитировавших условия LR. Современная оценка предела обнаружения живых клеток в этом эксперименте $<10^7 \text{ см}^{-3}$ [Glavin et al., 2001].

Открытие экспедиции Viking и в немалой степени отрицательные результаты эксперимента по обнаружению жизни привели к переосмыслению дальнейших исследований Марса. Главным вопросом стал не поиск жизни, а сама возможность её существования на Марсе, если не в современную эпоху, то на ранней стадии развития планеты. Открытие флювиальных форм рельефа [Carr, 1980] и появление первых палеоклиматических моделей [Мороз, Мухин, 1977; Pollack et al., 1987] привело к концепции раннего тёплого и влажного Марса, разрабатываемой и совершенствуемой вплоть до настоящего времени. Другим следствием «неудачи» «Викингов» с обнаружением жизни стала приостановка программы исследований Марса в США до 1990-х гг.

1.3. Фобос

К середине 1980-х гг. советская программа исследований Венеры достигла апогея с реализацией многоцелевого проекта ВЕГА. Вместе с тем приходило понимание, что основные задачи КА серии «Венера» уже выполнены. На фоне ослабления активности НАСА в области планетных исследований в СССР созрело решение вернуться к исследованиям Марса на новом уровне, с учётом опыта, накопленного в программе ВЕНЕРА. В качестве первой цели исследований был намечен Фобос, спутник Марса, представляющий фундаментальный интерес как возможный образец первичного вещества Солнечной системы. Задача исследования Фобоса никак не конкурировала с программой США. Полёт к Фобосу менее сложен, чем полёт к свободно летящему астероиду. Также экспедиция к Фобосу даёт возможность исследовать Марс и становится частью марсианской программы.

Проект был объявлен в 1984 г. и запущен в 1988 г. Два КА немного отличались по составу полезной нагрузки. На борту были две долгоживущие автономные станции и прыгающий зонд для исследований на поверхности Фобоса, приборы для активных исследований Фобоса с расстояния сближения, ~50 м (масс-спектрометры с активацией лазером и ионным пучком, радар), приборы для наблюдений Фобоса и Марса в различных диапазонах

спектра, приборы для изучения плазменного окружения Марса и ряд приборов, работавших на участке межпланетного перелёта.

К сожалению, из-за проблем с математическим обеспечением нового КА, «Фобос-1» перестал отвечать на команды через два месяца после выхода на трассу перелёта. Спровоцировала катастрофу командная ошибка, отключившая систему ориентации. Несмотря на ряд технических проблем, КА «Фобос-2» успешно вышел на эллиптическую орбиту вокруг Марса 29 января 1989 г. После нескольких коррекций орбита была приведена к круговой и почти синхронизована с орбитой Фобоса. Но окончательные манёвры перед посадкой на Фобос не удались: количество проблем всё увеличивалось, и 26 марта 1989 г. контроль над КА был потерян. Существует версия, по которой виновником постепенного умирания обоих КА был новый тип миниатюрных электролитических конденсаторов, в которых со временем возникали условия для короткого замыкания. Это была первая крупная неудача советского планетного проекта за 15 лет, и вновь она была связана с Марсом...

Разочарование с исследованиями Фобоса частично компенсировалось успешной работой экспериментов по дистанционным исследованиям Марса и Фобоса, а также окружающего Марс пространства. Аппарат был оборудован весьма совершенными приборами, в том числе картирующим ИК-спектрометром ИСМ-КРФМ [Bibring et al., 1989; Ksanfomality, Moroz, 1995; Moroz et al., 1993], прибором для картирования тепловой инерции «Термоскан», затменным прибором для атмосферных исследований [Blamont et al., 1989; Krasnopolsky et al., 1989], широким спектром приборов для исследования плазменного окружения планеты. За полтора месяца работы на орбите удалось сделать многое. В тепловом диапазоне были построены карты большей части планеты, в ближнем ИК проведены первые опыты минералогического картирования. Всё же, экваториальная орбита и большое расстояние до планеты отрицательно сказались на результатах изучения поверхности, но в области исследований атмосферы, в частности атмосферного аэрозоля, был достигнут заметный прогресс [Мороз, 1992; Korablev et al., 1993, 2005; Moroz et al., 1990]. Было установлено, что пыль постоянно присутствует в атмосфере, даже в периоды вне пылевой бури. Удались дистанционные исследования Фобоса в широком диапазоне электромагнитного излучения [Bibring et al., 1992; Ksanfomality et al., 1991], получены первые фотографии спутника с близкого расстояния. На переходных эллиптических орбитах были проведены беспрецедентные исследования плазменного окружения Марса при высокой солнечной активности. После первых измерений плазмы и магнитного поля, полученных на КА «Марс-2, -3 и -5» в 1974 г. [Vaisberg, 1992], в экспедиции ФОБОС были получены детальные данные о взаимодействии планеты с солнечным ветром и диссипацией атмосферы [Breus et al., 1991; Dubinin et al., 1997; Kallio et al., 1995; Lundin et al., 1990].

Забегая вперёд, расскажем здесь о проекте ФОБОС-ГРУНТ. В непростой атмосфере перестроенной России стоял выбор между повторной реализацией двух неудавшихся проектов: ФОБОС-88 и МАРС-96. Приоритет был отдан миссии к Фобосу, которая должна была обеспечить возврат

вещества для детального лабораторного анализа. Проект шёл очень тяжело. Первое существенное финансирование было выделено примерно за два года до планируемого в 2009 г. запуска. В условиях дефицита средств Научно-производственное объединение (НПО) им. С.А. Лавочкина было вынуждено искать дополнительные источники финансирования. Так, в составе проекта возник китайский субспутник. Для его установки потребовалось максимально облегчить основной аппарат. Для экономии массы была принята концепция использования разгонного блока РН «Союз-Фрегат» для торможения КА в окрестностях Марса. Основная часть авионики «Фрегата» была снята и для управления его двигателями использован бортовой компьютер КА «Фобос-Грунт». В дальнейшем было принято решение перейти на РН «Зенит», полностью решавший проблему дефицита массы. Но разработка ушла вперёд, и рискованная концепция управления «Фрегатом» сохранилась. Как следует отработать эту систему не удалось, не помог и перенос срока запуска на два года. На наш взгляд, в этом основная причина катастрофы 2011 г. На околоземной орбите произошёл сбой, выход на межпланетную траекторию не состоялся, а перепрограммировать, судя по всему, «живой» КА не удалось: в командном контуре не была предусмотрена связь с околоземной орбитой (ультракоротковолновый (УКВ) диапазон).

В начале проекта планировалось всё внимание сконцентрировать на основной задаче — возврате грунта на Землю. Но очень скоро КА «Фобос-Грунт» обзавёлся длинным списком научных приборов (см. рис. 2) для контактных исследований Фобоса, дистанционных исследований Фобоса и Марса, исследований межпланетной среды и плазменного окружения Марса. Часть разработанных приборов и систем послужили прототипами для дальнейших проектов, в частности для лунной программы. В этом положительный итог проекта ФОБОС-ГРУНТ.

1.4. Mars Observer и «Марс-96»

В 1980-х гг. и США и СССР пришли к решению продолжить полномасштабные исследования Марса. В США был запланирован орбитальный КА Mars Observer, миссией которого было провести комплексные исследования Марса с оптимальной для дистанционного зондирования полярной орбиты с использованием новых совершенных приборов: лазерного альтиметра, гамма- и нейтронного спектрометров, ИК-спектрометра, лимбового ИК-радиометра и т.д. КА Mars Observer был запущен осенью 1992 г., но перестал отвечать на команды незадолго до прилёта к Марсу. НАСА удалось пережить шок и продолжить исследования: было принято решение разделить приборы Mars Observer и запускать их по частям на более дешёвых КА. Уже в 1996 г. были успешно запущены первый КА этой серии, Mars Global Surveyor (MGS).

В СССР марсианская программа планировалась как продолжение проекта ФОБОС 1988 г. и началась параллельно с ним. На 1992—1994 гг. были намечены широкомасштабные исследования: два тяжёлых спутника с полным

комплект современной аппаратуры, малые посадочные аппараты, аэростатные зонды. В 1994 г. планировался запуск двух марсоходов. С наступлением перестройки и распадом СССР под влиянием серьёзных организационных и финансовых трудностей программа из четырёх запусков свелась к одному в 1996 г. От аэростатных зондов и марсоходов пришлось отказаться. Разработанный прототип марсохода многократно испытывался на аналогах марсианского рельефа, в том числе в США, и послужил если не образцом, то вдохновителем Mars Exploration Rovers (MER), программы, реализованной в 2003 г. Но даже в урезанном варианте масштаб программы «Марс-96» впечатляет: более 500 кг полезной нагрузки, две стабилизированные платформы с приборами, две малые станции, два пенетратора. На спутнике было установлено множество сложнейших приборов, в том числе цветные стереокамеры и камера высокого разрешения. Приборный состав (см. рис. 2) перекликался с приборами Mars Observer, но были и существенные отличия, например лазерный альтиметр MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) на Mars Observer и картирующий спектрометр ближнего ИК-диапазона ОМЕГА на «Марс-96». Планетный фурье-спектрометр (ПФС; Planetary Fourier Spectrometer, PFS) проекта MARC-96 был ориентирован в основном на решение атмосферных задач, в то время как Thermal Emission Spectrometer (TES) для КА Mars Observer был предназначен для исследования поверхности. «Марс-96», как и «Фобос-88», был оснащён полным набором приборов для плазменных исследований, и нёс несколько «пассажиров», например, французский фотометр для исследования звёздных осцилляций EVRIS.

В рамках проекта планировалось построение долгоживущей (1 год гарантированного времени жизни) геофизической и метеорологической сети на поверхности Марса из двух малых посадочных станций и двух пенетраторов. Для малых станций предусматривалась мягкая посадка на надувные мешки. За научный комплекс отвечал ИКИ РАН в лице В. М. Линкина. В состав приборов входили метеоконкомплекс, французский сейсмометр и магнитометр OPTIMISM, ряд ТВ-камер, альфа-протонный спектрометр (Alpha Proton X-ray Spectrometer, APXS), прибор по определению окислительной способности грунта и атмосферы [Linkin et al., 1998]. Пенетраторы состояли из двух частей. Головная часть могла проникнуть в грунт на глубину до 6 м, а хвостовая часть, обеспечивающая радиосвязь и метеонаблюдения, оставалась на поверхности. За отработку пенетраторов отвечал Институт геохимии им. Вернадского. В состав комплекса научных приборов каждого пенетратора, помимо метеоконкомплекса и панорамной камеры, входили также гамма-, нейтронный, рентгеновский и альфа-протонный спектрометры для анализа состава грунта, сейсмометр, акселерометр, датчики для измерения температурного градиента в грунте, магнитометр [Surkov, Kremnev, 1998].

16 ноября 1996 г. РН «Протон» успешно вывела КА на околоземную орбиту, но второе включение четвёртой ступени, разгонного блока Д-2, не состоялось. КА остался на низкой орбите, вскоре вошёл в атмосферу и несгоревшие остатки упали в Тихий океан. Неудача проекта имела катастрофические последствия для российской планетной программы. На 10 лет приоритет был отдан астрофизическим миссиям. Следующий национальный

планетный проект, «Фобос-Грунт», начал реально финансироваться лишь в 2007 г. Часть исследований орбитальной миссии МАРС-96, в которых ведущую роль играли европейские учёные, была успешно реализована в программе ЕКА (Европейское космическое агентство; *англ.* European Space Agency, ESA) Mars Express. Идеи сетевой миссии на поверхности были отброшены.

1.5. Mars Global Surveyor, Mars Pathfinder. “Faster, Cheaper, Better”

КА MGS, успешно выведенный на траекторию полёта к Марсу за несколько дней до крушения «Марс-96», стал первым этапом выполнения программы Mars Surveyor, направленной на выполнение научных задач Mars Observer рядом относительно дешёвых миссий. На небольшом, общей массой чуть более 1 т, КА были установлены узкоугольная и широкоугольные ТВ-камеры, лазерный альтиметр, магнитометр и фурье-спектрометр теплового диапазона. Окончательная полярная солнечно-синхронная орбита была сформирована в 1999 г. после многоэтапного азэроторможения. Проект продолжался до 2006, но многие приборы прекратили работу раньше. Научные результаты миссии исключительно велики.

- Альтиметрия Марса по результатам MOLA [Smith et al., 2001] служит основой множества дальнейших исследований. До появления этих абсолютных измерений никто и не предполагал, например, что северное полушарие планеты представляет собой обширную низину.
- Камера высокого разрешения позволила впервые увидеть поверхность с разрешением 1,5 м/пикс. Были обнаружены экзотические формы полярного рельефа, впервые получены свидетельства современной активности, связанной с жидкой водой на поверхности [Malin, Edgett, 2000]. Это стало одной из предпосылок выдвижения лозунга “Follow the Water” (по следу воды), определившего американскую стратегию исследований более чем на декаду.
- Результаты точных измерений на низкой круговой орбите позволили поставить точку в спорах о существовании у Марса магнитного поля: глобальное поле отсутствует, но есть локальная намагниченность коры сложной структуры с максимумом в южных тропических широтах [Асиña et al., 1999].
- Фурье-спектрометр TES провёл полное минералогическое картирование Марса в тепловом ИК-диапазоне с разрешением 3 км [Christensen et al., 2001]. Была определена распространённость основных пород. «Влажное» прошлое планеты было подтверждено локальным детектированием гематита, минерала, формирующегося в присутствии воды. Осадочные породы, карбонаты и глины обнаружены не были, что позволило сделать выводы о том, что в истории Марса преобладал сухой холодный климат. Результаты эксперимента стали неоценимым источником данных о климатических циклах, структуре атмосферы, пыли, облаков, водяного пара [Smith, 2004].

В том же году запущена небольшая миссия Mars Pathfinder, основной целью которой была технологическая демонстрация посадки на поверхность планеты. Впервые в практике НАСА была испытана посадка на надувные амортизирующие мешки, в дальнейшем использованная в программе Mars Exploration Rovers (MER). Маленький (10 кг) ровер нёс два прибора, ТВ-камеру и APXS, и работал на удалении до 12 м от основного посадочного аппарата. Это первая демонстрация автономной мобильности в НАСА и первая на Марсе. Mars Pathfinder рассматривался также как прототип сетевой метеорологической миссии. Ландер проработал на поверхности более трёх месяцев, больше, чем планировалось, но недостаточно, чтобы получить значимый ряд климатических наблюдений. Ряд новых результатов по пылевой составляющей атмосферы был получен на основе анализа данных ТВ-камеры.

Также Mars Pathfinder стал первым и очень успешным примером программы под лозунгом Faster, Cheaper, Better (лучше, быстрее, дешевле). Общая стоимость программы составила менее 150 млн дол., в проекте работала новая команда из молодых инженеров. Дальнейшие события, однако, показали ограниченную применимость этого лозунга. Второй запуск спутника Марса с приборами миссии Mars Observer, Mars Climate Orbiter, в рамках программы Mars Surveyor состоялся в 1998 г. Спутник массой менее 400 кг был посвящён почти целиком единственному прибору — лимбовому радиометру с модуляцией давления PMIRR (Pressure Modulator Infrared Radiometer). Прибор предназначался для исследования термической структуры атмосферы до больших высот, чем можно восстановить из профилей TES, а также профилей пыли и водяного пара. В приборе применялась российская оптика. Вторым прибором была цветная широкоугольная камера MARCI для наблюдения климатических процессов. В сентябре 1999 КА должен был выйти на орбиту вокруг Марса. По-видимому, из-за известной ошибки с единицами измерения, прицельный параметр для входа в атмосферу был выбран с ошибкой и аппарат погиб в результате непредвиденного аэрозавхвата.

Также печальной оказалось судьба посадочного аппарата Mars Polar Lander. Запущенный в начале 1999 г. КА массой менее 300 кг был предназначен для исследования климата и летучих в южных полярных областях. В состав приборов входил российский лидар для исследования облаков. Помимо основного ландера, миссия включала два маленьких аппарата-пенетратора. Но в декабре 1999 г., после выполнения командной последовательности посадки, ни один из этих аппаратов не вышел на связь. Учитывая полярную область посадки, вряд ли когда-нибудь удастся узнать, что произошло. Миссия основного посадочного аппарата Mars Polar Lander была успешно реализована НАСА в 2007 г. в программе Phoenix.

Ещё одна неудачная попытка достичь Марса в астрономическое окно 1998 г. предпринималась японским космическим агентством JAXA (*англ.* Japan Aerospace eXploration Agency). КА Nozomi общей массой около 500 кг предназначался для исследования окружения Марса и диссипации его атмосферы. Из-за недостаточной мощности РН для выхода на межпланетную траекторию планировались гравитационные манёвры у Луны, а затем —

у Земли. Сближение с Землёй прошло неудачно, было потеряно много топлива. В течение более трёх лет инженеры пытались провести КА к Марсу по гелиоцентрической орбите, используя два сближения с Землёй. Но ряд аварий и прогрессирующий отказ систем КА привёл в конце 2003 г. к прекращению миссии. С тех пор JAXA не сформировало новой программы исследований Марса.

1.6. Современные искусственные спутники Марса: от Mars Odyssey до MAVEN

Mars Odyssey, третий элемент программы НАСА Mars Surveyor, доставил к Марсу ещё два прибора Mars Observer: гамма- и нейтронный спектрометр GRS (Gamma Ray Spectrometer) и картирующий радиометр теплового диапазона с разрешением 100 м THEMIS (Thermal Emission Imaging System). В состав GRS входит российский нейтронный спектрометр HEND (High Energy Neutron Detector). Есть прибор для измерения дозы радиации. КА запущен в октябре 2001 г. и находится на круговой полярной солнечно-синхронной орбите, достигнутой с помощью аэроторможения. Это самый долгоживущий КА на орбите Марса.

Запущенный ESA в 2003 г. и работающий до настоящего времени Mars Express решает многие задачи, планировавшиеся в российском проекте МАРС-96. Научные приборы спутника включают цветную стереокамеру HRSC (High Resolution Stereo Camera) и камеру высокого разрешения, картирующий ИК-спектрометр OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) (0,35...5,1 мкм), двухканальный фурье-спектрометр PFS, атмосферный спектрометр УФ- и ИК-диапазона SPICAM (Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars), длинноволновый радар MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) (1,8...5 МГц), комплекс для анализа плазмы и энергичных частиц ASPERA (Analyser of Space Plasma and Energetic Atoms). Все три спектральных прибора проекта созданы с существенным российским участием.

В состав программы Mars Express входил малый посадочный аппарат Beagle 2, подготовленный учёными Великобритании. Отделяемая масса модуля была 69 кг, посадочная — 33 кг. Посадка осуществлялась на надувные мешки. Аппарат был оснащён камерой и рядом приборов для анализа грунта, включая даже хроматограф. Посадка в январе 2004 г. долго считалась неудачной: аппарат не ответил на многократные запросы. Однако через 11 лет частично раскрытый аппарат на поверхности Марса удалось различить на снимке камеры КА MRO (см. ниже), сделанном в ноябре 2014 г. Таким образом, Beagle 2 сел относительно удачно, но по какой-то причине так и не заработал на поверхности Марса.

В астрономическое окно 2005 г. был запущен американский КА Mars Reconnaissance Orbiter. С точки зрения программы Mars Surveyor это ещё одна попытка запустить лимбовый радиометр PMIRR из проекта Mars Observer. Но исследования ушли далеко вперёд, и приоритетом проекта

стала «разведка» (reconnaissance). Это полномасштабная орбитальная миссия, укомплектованная очень совершенными приборами: цветная камера высокого разрешения HIRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) с разрешением 30 см/пикс (телескоп диаметром 50 см), картирующий ИК-спектрометр CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars), аналог OMEGA, имеющий несколько худшее спектральное разрешение, но более чем на порядок превосходящее разрешение на поверхности (20 м), радар SHARAD (Mars SHAlloW RADar sounder), работающий на частотах 15...25 МГц (разрешение на поверхности ~1 км). Во многом эти исследования дополняют аналогичные на Mars Express, но прослеживается и тенденция «догнать и перегнать». Лимбовый радиометр MCS существенно модернизирован (модуляция давления больше не применяется, масса снижена в пять раз) и позволяет получать профили температуры, давления и аэрозолей на высотах до 70 км.

Наиболее яркие научные результаты, полученные этими спутниками, приведены ниже. На наш взгляд, они уже оказали значительное влияние на современные представления о Марсе.

- В экспериментах GRS и HEND получены карты распространённости воды в верхнем слое (~1 м) поверхности Марса. Полярные области, значительно превышающие размеры видимых полярных шапок, содержат более 15 % воды. Также в некоторых экваториальных областях наблюдается содержание воды до 5 % [Boynton et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002].
- Большая часть поверхности планеты картирована с пространственным разрешением лучше 30 м, в основном, с помощью камеры HRSC проекта Mars Express. На основании этих данных получены датировки геологических единиц [Neukum et al., 2010a, b], послужившие основой множества дальнейших исследований.
- Проведено глобальное минералогическое картирование. В эксперименте OMEGA отождествлены гидратированные минералы, филлосиликаты. Эти продукты выветривания в присутствии воды, сорт глин были обнаружены лишь на ограниченных участках, совпадающих с обнажениями древних кратеров. Их не оказалось в окрестности кратеров, вскрывающих уровень вечной мерзлоты, в районах древних русел. Филлосиликатов нет и на более молодых северных вулканических равнинах. Во многих местах, как правило, совпадающих со светлыми отложениями, обнаружены гидратированные сульфаты.
- Совокупность этих данных с использованием новых хронологических оценок позволила сделать важные выводы об эволюции климата Марса. Две широко распространённые группы гидратированных минералов, филлосиликаты и сульфаты, образовались в существенно разные периоды: глины, при формировании которых требуется вода, — в ранний период ноахийского периода, а сульфаты, формирующиеся в кислой и, скорее всего, достаточно сухой среде, образовались позже — в период ~4...3,5 млрд лет назад [Poulet et al., 2005].

Таким образом, период «раннего тёплого Марса» мог закончиться существенно раньше, чем предполагает классическая хронология. В дальнейшем Марс оставался сухим, и активность на его поверхности была сильно ограничена, что позволило медленным процессам окисления и выветривания сформировать современный облик планеты [Bibring et al., 2006].

- На Земле основной запас атмосферного CO_2 складирован в карбонатах. Высокое разрешение прибора CRISM позволило обнаружить карбонаты, в которых, возможно, захоронена ранняя атмосфера Марса в очень ограниченных областях. Они наблюдаются, скорее всего, в обнажениях, на склонах древних долин и метеоритных кратеров [Ehlmann et al., 2009].
- Наиболее ярким открытием PFS стало обнаружение метана в атмосфере Марса. Точнее будет сказать, что появление на околомарсианской орбите спектрометра с разрешением $\sim 1,5 \text{ см}^{-1}$, в спектральный диапазон которого попадает фундаментальная полоса метана на 3,3 мкм, стимулировало анализ астрономических наблюдений. Наблюдения этого газа затруднены тем, что метан в атмосфере Земли обилен и равномерно перемешан. Для детектирования марсианских линий поглощения требуется высокое спектральное разрешения и максимальный доплеровский сдвиг. Руководитель PFS В. Формизано объявил об обнаружении метана на конференции Европейского Геофизического союза весной 2004 г. Но раньше статьи PFS [Formisano et al., 2004] вышла статья В. А. Краснопольского по данным наземного фурье-спектрографа с разрешающей силой $\sim 180\,000$ [Krasnopolsky et al., 2004]. Результаты ещё одной астрономической группы пересматривались несколько раз и были опубликованы лишь в 2009 г. [Mumma et al., 2009]. Количество газа в атмосфере составило около 10 ppb (10^{-5} объёмных частей). Метан в атмосфере Марса распадается под действием УФ-излучения (в основном, солнечного L- α) и время его жизни около 300 лет. Для сохранения газа в атмосфере даже в таких малых количествах необходим постоянно действующий источник. При рассмотрении [Krasnopolsky et al., 2004] различных возможностей: вулканического, метеоритного или кометного происхождения метана, наиболее вероятной гипотезой признаётся наличие разреженных колоний микроорганизмов-метаногенов. Наряду с биологическим происхождением не исключается вулканическая гипотеза [Formisano et al., 2004], а также возможность выхода в атмосферу ископаемого метана, образовавшегося в результате магматических процессов, низкотемпературного синтеза (серпентизации) или биологических процессов ранее в истории Марса.

В проектах получено множество новых данных об атмосфере и климате Марса, подробно комментировать которые не позволяет объём публикации. Степень детальности и точности в описании климатических процессов уже приближается к аналогичным дистанционным наблюдениям на Земле. Интереснейшие данные о диссипации атмосферы ожидают подтверждения.

Так, по оценкам на основании данных прибора ASPERA о концентрации ионов, современные потери атмосферы очень малы и время её жизни может достигать 4 млрд лет [Barabash et al., 2007].

Диссипации атмосферы и исследованию плазменного окружения планеты целиком посвящена недавняя миссия НАСА MAVEN. Космический аппарат выведен на эллиптическую орбиту 150×6000 км вокруг Марса 22 сентября 2014 г. В состав приборного комплекса входит полный набор плазменно-волновых приборов, магнитометр, масс-спектрометр для непосредственного анализа нейтралов и ионов и УФ-спектрометр. Проект начал научные наблюдения 16 ноября. По нашим данным, к концу января 2015 г. начались все планировавшиеся измерения, включая наиболее сложные, с точки зрения управления КА: наблюдения покрытий звёзд УФ-спектрометром и масс-спектрометрические измерения в перигентре.

Ещё одна миссия к Марсу в астрономическое окно 2013 г. предпринята индийским космическим агентством ISRO (Indian Space Research Organisation). Космический аппарат с ТВ-камерой, спектрометром на линию Лайман-альфа, масс-спектрометром и с прибором для измерения метана на борту вышел на сильно вытянутую орбиту ($422 \times 77\,000$ км) 24 сентября 2014 г. Опубликованы несколько изображений Марса, по-видимому, расфокусированных. О других результатах миссии сообщений пока не поступало.

1.7. Современные исследования на поверхности

В 2003 г. НАСА реализовало программу Mars Exploration Rovers (MER). На поверхность Марса были доставлены два ровера — Spirit и Opportunity. Масса каждого ровера 185 кг, посадочная масса 533 кг. Посадка осуществлялась на надувные мешки. Ориентированные на исследования поверхности и геологии, роверы были оснащены двумя приборами для контактного анализа, APXS и мёссбауэровский спектрометр MIMOS (Miniaturized Mössbauer Spectrometer), стереокамерой, а также фурье-спектрометром Mini-TES теплового ИК-диапазона. Для подготовки скальной поверхности к анализам использовался специальный чистящий инструмент. Рассчитанные на три месяца работы, роверы многократно превысили ожидаемую продолжительность миссии. К 2009 г., преодолев в кратере Гусева путь $\sim 7,7$ км, ровер Spirit застрял в песке. Как неподвижная станция он дожил до 2011 г. Opportunity в долине Меридиана преодолел более 40 км, побив рекорд дальности «Лунохода-2» (39 км). К началу 2015 г. ровер Opportunity сохраняет работоспособность.

Многочисленные изображения и анализы образцов приборами APXS (элементный анализ) и MIMOS (минералогический анализ) показали, что горные породы в кратере Гусева (место посадки ровера Spirit), который с орбиты выглядит дном древнего озера, не имели продолжительного контакта с водой. Все исследованные образцы примерно одинаковы и относятся к вулканическим базальтам. Напротив, в долине Меридиана были обнаружены многочисленные свидетельства влажного прошлого, морфологические,

гематит, карбонаты, а также высокое содержание серы и минерал яросит [Squyres et al., 2004]. В основном предназначенный для выбора интересных образцов и планирования движения марсоходов, эксперимент Mini-TES дал ряд важных самостоятельных результатов. Например, при повторном анализе спектров, полученных в кратере Гусева, были обнаружены карбонаты [Morris et al., 2010]. Также данные Mini-TES были использованы для мониторинга климатических параметров и исследования пограничного слоя атмосферы [Smith et al., 2006].

Следующая посадка на поверхность Марса состоялась в мае 2008 г. Аппарат, повтор неудачной миссии Mars Polar Lander (использовались многие компоненты, законсервированные с 2000 г.), был предназначен для геологических исследований. Открытие в 2004 г. метана побудило акцентировать в этом проекте исследования обитаемости в полярных районах Марса. На двухметровой мачте была установлена стереокамера с фильтрами. Для анализа грунта применялась рука-манипулятор, доставляющая образцы в аналитический комплекс. Его основой является анализатор летучих веществ TEGA (Thermal and Evolved Gas Analyzer), включающий пиролитические ячейки (нагрев до 600 °С) и масс-спектрометр. Аналитический комплекс также включал оптический и атомно-силовой микроскопы и анализ в жидкой фазе (wet chemistry). В состав приборов также входил канадский метеокомплекс, включая лидар для исследования облачных слоёв, и датчик проводимости и теплопроводности грунта. Посадка аппарата Phoenix осуществлялась с помощью тормозных двигателей. Спуск десантного модуля в атмосфере под парашютом был сфотографирован КА MRO. Масса КА на поверхности составила 350 кг. Аппарат сел в полярной области (67° с. ш.) на полигональную поверхность, характерную для мёрзлых грунтов. Манипулятор сразу же обнаружил лёд, присыпанный несколькими сантиметрами почвы. Реактивная струя сдула грунт под аппаратом и обнажила гладкую поверхность льда.

Аппарат Phoenix проработал на поверхности пять месяцев, до наступления осени и пылевой бури. Было проанализировано пять образцов грунта и льда. Исследования в жидкой фазе показали $\text{pH} = 8...9$ и наличие в грунте перхлората ClO_4 (Hecht et al., 2009), а также 1 % SO_3 [Kounaves et al., 2010]. Наличие этих окислителей косвенно подтверждает отрицательный результат экспериментов Viking по обнаружению жизни. Анализы при помощи прибора TEGA провести не удалось, органические вещества в образцах обнаружены не были. Остальные эксперименты миссии, за исключением атомно-силового микроскопа, состоялись и дали новые результаты.

Последняя посадка на поверхность Марса состоялась в августе 2012 г. Новая система посадки sky crane (небесный кран), аналогичная используемым для десантирования военной техники, позволила доставить на поверхность Марса ровер Curiosity массой 899 кг. Ровер получает питание от радиоизотопных источников электроэнергии. Рабочее название ровера — Mars Science Laboratory не случайно: на его борту 80 кг научных приборов. Ровер обслуживают несколько камер научного и вспомогательного назначения. Для взятия проб служит рука-манипулятор, на которой установлены видеокамера, APXS, дрель (глубина проникновения до 5 см) и инструмент для

очистки (щётка). Помимо APXS в число приборов для анализа грунта входят рентгеновский дифрактометр и флюориметр CheMin (Chemistry and Mineralogy instrument) и прибор для дистанционного анализа с помощью лазерной абляции ChemCam (Chemistry and Camera complex). Главным аналитическим прибором является SAM, хромато-масс-спектрометр (ХМС) для анализа пиролитических газов и состава атмосферы, включающий также аппаратуру для анализа в жидкой фазе, систему обогащения и лазерный спектрометр. В приборный состав также входят метеокомплекс REMS, дозиметр RAD и российский нейтронный детектор с активацией DAN для анализа содержания воды вдоль трассы.

В 2014 г., во время рассмотрения заявки на продление, миссия CURIOUSITY серьёзно критиковалась за отсутствие «прорывных» научных результатов. Это утверждение представляется слишком сильным. Ряд проблем возник из-за разгерметизации контейнера с растворителем для анализов в жидкой фазе. Это сделало соответствующие анализы невозможными, но, кроме того, загрязнило тракт ХМС и надолго снизило точность всех измерений SAM. Но постепенно работоспособность прибора была восстановлена. В 2014 г. был опубликован впечатляющий ряд исследований, проведённых в кратере Гейла. Пробы грунта, полученные после бурения, содержат глины, состав которых позволяет предположить ископаемое пресноводное озеро. В результате пиролиза обнаружены 3 % воды, соединения серы, O_2 , HCl, т.е. многие элементы, необходимые для существования жизни. Впервые был оценён, K-Ar методом, возраст образцов как $4,21 \pm 0,35$ млрд лет [Farley et al., 2014]. Результаты анализов можно интерпретировать как свидетельства органики, уже разрушенной космическими лучами [Ming et al., 2014]. Длительность этого разрушения оценивается по геологическому контексту в несколько десятков миллионов лет.

В атмосферных пробах точно измерено отношение $^{38}Ar/^{40}Ar$, оказавшееся таким же, как в марсианских метеоритах. Оно меньше, чем на Земле, подтверждая эрозию атмосферы Марса. Измерены также изотопные отношения ^{15}N , ^{13}C , ^{18}O [Atreya et al., 2013; Webster et al., 2013]. Обогащение D/H по сравнению с земным в пробах глинистого грунта, датированных ~3 млрд лет назад (Гесперийская эпоха), составляет ~3, что в два раза меньше современного (5,5), но всё же достаточно велико [Mahaffy et al., 2015]. Это говорит о длительной истории диссипации воды с Марса.

Из-за загрязнения тракта ХМС и кюветы лазерного спектрометра долго не получалось измерить метан. В итоге это удалось: в нескольких пробах, взятых в конце 2013 – начале 2014 г. (в районе 500-го дня миссии), метан обнаружен в количестве $7,2 \pm 2,1$ ppbv; в остальное время установлен верхний предел ~1,3 ppbv. Два удачных измерения с применением обогащения показывают, что вне «выброса» всё же наблюдается «фоновый метан» в количестве $0,69 \pm 0,25$ ppbv [Webster et al., 2015].

2. МЕТОДЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ, НЕРЕШЁННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

2.1. Методы дистанционных исследований

Главными методами дистанционных исследований Марса, проводимых с орбитальных КА, являются телевизионная съёмка в видимом диапазоне, спектроскопия, от видимого до теплового диапазона излучения, радиометрия (прежде всего в тепловом ИК-диапазоне) и активные методы (радары и лидары).

Телевизионными камерами, работающими в диапазоне видимого света и в ближнем ИК-диапазоне (до ~1 мкм, красная граница чувствительности кремниевых детекторов), были снабжены практически все орбитальные КА (см. рис. 2). Глобальное картирование с низким разрешением было получено в экспедиции Viking. В дальнейшем встал вопрос о детальной съёмке. Наилучшие результаты достигнуты в проекте MRO (30 см/пикс). Но такое картирование входит в противоречие с объёмами информации, передаваемой на Землю. Площадь планеты, охваченная съёмкой с разрешением лучше 1 м, в процентном отношении всё ещё очень мала. Многие камеры являются цветными (обычно, RGB и один ИК-фильтр) и позволяют получать стереоизображения, из которых затем восстанавливается локальный рельеф в трёх измерениях. По принципу действия, как правило, используются камеры типа push-broom (заметание). Съёмка ведётся перпендикулярно вектору скорости, а вторая координата изображения получается за счёт орбитального движения КА. При хорошем разрешении к стабилизации КА предъявляются очень высокие требования. Для выполнения условия строгой перпендикулярности к вектору скорости используются специальные механизмы. Характеристики современных и планируемых на ближайшее время камер высокого разрешения приведены в табл. 1.

Помимо построения географических карт, выбора мест посадки и пр., съёмка Марса служит основой большинства геологических исследований и позволяет провести датировку геологических единиц методом подсчёта кратеров [Neukum et al., 2010a, b].

Таблица 1. Сравнительные характеристики камер высокого разрешения для исследования Марса (по N. Thomas)

Камера	Разрешение [м/пикс]	Число цветов	Захват [км]	Захват в цвете	Процент		
					покрытия	цветности покрытия	стереопокрытия
MOC/MGS	1,5	1	3	—	1	0	<<1
HRSC-SRC Mars Express	2,3	1	2,3	—	<<1	0	0
HRSC	12...50	4	50...250	50...250	20	20	20
CTX/MRO	6	1	30	—	30	0	<5
HiRISE/MRO	0,3	3	6	1,2	0,5	0,1	<0,05
CaSSIS/ExoMars	2,0	4	8	8	2	2	1,0

Для выяснения топографии и абсолютной высоты элементов рельефа необходимо применять активные методы, альтиметры на основе лазерной или радиолокации. Современные данные о детальной топографии Марса получены с помощью лазерного высотомера MOLA на КА MGS. Получено более 640 миллионов измерений [Smith et al., 2001]. Размер лазерного пятна MOLA на поверхности планеты ~ 170 м, измерения проводились каждые 300 м вдоль трека. По данным альтиметра можно различить очень слабые уклоны поверхности, незаметные на изображениях, сделанных фотографическим методом. Разрешение лидара по высоте было 37,5 см, но, в связи с орбитальными погрешностями, вертикальная точность полученных данных ~ 1 м для местности с уклоном меньше 2° , а при больших уклонах ухудшается до 10 м. Эти ошибки можно минимизировать в полярных районах, где треки расположены очень густо. Процедура коррекции уменьшает ошибки с 8,3 до 1,8 м [Neumann et al., 2001], что позволило измерить толщину сезонного покрова CO_2 , достигающего 2 м. Построение фигуры Марса в сочетании с траекторными радиоизмерениями в миссии MGS позволило получить данные о гравитационном поле и топографии планеты с существенно большими разрешением и точностью, чем ранее.

Гравитационное поле Марса определялось путём обработки возмущений траекторий космических аппаратов (так называемое радиосопровождение по дальности, range tracking data). Оно последовательно уточнялось с использованием данных, полученных в ходе миссий Mariner 9, Viking 1, 2, MGS, Mars Odyssey и MRO. Старые данные проанализированы с использованием современных вычислительных возможностей. Качественное улучшение моделей гравитационного поля Марса пришло с получением данных миссии MGS, позволившей построить разложение гравитационного поля Марса по сферическим гармоникам до 95-й степени [Konopliv et al., 2006]. Более низкая орбита КА MRO с перигеумом на 255 км дала данные для модели поля с ещё более высоким разрешением, до 110-й степени [Konopliv et al., 2011]. Работа по ней продолжается.

Источником аномального гравитационного поля Марса является не только его неравновесный рельеф, но и аномалии плотности в недрах планеты. Поскольку другая информация о распределении плотностных неоднородностей отсутствует, часто за единственный, кроме топографии, источник аномального гравитационного поля принимают рельеф границы кора-мантия, или рельеф Мохо. Точную информацию об аномалиях плотности может дать сейсмический эксперимент на его поверхности.

Ещё один дистанционный метод, имеющий прямое отношение к недрам планеты, — измерение магнитного поля. Магнитометры стояли на ранних КА, включая Mariner 4, «Марс-2, -3, -5». Эти измерения технически достаточно просты, но требуют отсутствия помех от элементов КА, применения длинных штанг или наложения требования «магнитной чистоты» на весь КА. Первые результаты магнитных измерений с пролётных и эллиптических орбит были неоднозначными. Американский КА не зафиксировал, а советские исследования позволяли предположить наличие слабого собственного магнитного поля Марса. Не принёс ясности и эксперимент на КА «Фобос». Открытие и систематическое исследование остаточной

намагниченности коры Марса состоялось на КА MGS [Acuña et al., 1999]. На основании этих данных созданы детальные модели магнитного поля Марса [Lillis et al., 2008]. Отсутствие у Марса магнитного поля дало основания предполагать интенсивную эрозию атмосферы и летучих с планеты. В проекте MAVEN магнитный эксперимент даёт вспомогательную информацию для плазменных исследований.

Дистанционная гамма- и нейтронная спектроскопия позволяет оценить распространённость элементов в поверхностном слое Марса (1...2 м), включая водород. Последнее особенно важно, так как даёт возможность оценить содержание воды. Открытие и глобальное картирование подпочвенной воды состоялось в экспериментах GRS и HEND [Boynnton et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002], см. выше. Ограничивающим фактором дистанционных измерений на основе ядерных взаимодействий является их низкое пространственное разрешение: регистрируются гамма-кванты и нейтроны со всех направлений, и разрешение приближается к высоте орбиты КА.

Радар позволяет заглянуть под поверхность Марса, в зависимости от диэлектрической проницаемости грунта, на глубину до нескольких километров. На КА Mars Express и MRO были проведены два радарных эксперимента в диапазонах 1,8...5 МГц (MARSIS) и 15...25 МГц (SHARAD). Эксперимент MARSIS позволил провести исследования постоянной Северной полярной шапки. Её скальное основание оказалось плоским, и мощность льда совпала с оценками, полученными из альтиметрии: до 3,5 км [Picardi et al., 2005]. Было также проведено исследование структуры полярных отложений [Lauro et al., 2010; Phillips et al., 2008]. Однако ожидания, касающиеся глобальных свойств криосферы Марса, не вполне оправдались. Явных интерфейсов найдено не было, и удалось сделать лишь некоторые модельно-зависимые оценки. На основе данных нейтронных спектрометров общее содержание воды на глубинах зондирования оценивается как $\sim 10^6$ км³, что приблизительно соответствует объёму льда Северной полярной шапки [Mouginot et al., 2009].

Методы оптической спектроскопии, применяемые для исследования как атмосферы, так и поверхности Марса, являются одним из основных источников информации, получаемой дистанционно. Наиболее освоен «оптический» диапазон спектра электромагнитного излучения, от УФ- (1000...2000 Å) до «теплого» инфракрасного (ИК, 25...50 мкм) диапазона. Исследования ведутся с наземных обсерваторий, в основном, в окнах прозрачности в среднем ИК-, а также в микроволновом диапазоне, с орбитальных обсерваторий, в УФ- (Hubble Space Telescope), и в дальнем ИК-субмиллиметровом диапазонах (Herschel), но, главным образом, с космических аппаратов, находящихся на орбитах вокруг Марса.

Для исследования поверхности наиболее информативен диапазон отражённого солнечного излучения, соответствующий ближнему и среднему ИК-диапазону, 1...5 мкм. Он включает полосы основных породообразующих минералов и оптимален для поиска гидратированных минералов, глин, осадочных пород. По сравнению с тепловым ИК-диапазоном эти данные существенно легче поддаются интерпретации. По мере движения

космического аппарата вдоль орбиты строится изображение поверхности, каждой точке которого соответствует спектр. Таким исследованиям благоприятствует тонкая атмосфера Марса, оставляющая свободным для анализа практически весь спектральный диапазон за исключением нескольких участков, где преобладает атмосферное поглощение. С другой стороны, поверхность Марса почти повсеместно покрыта слоем тонкозернистой пыли однородного состава. Это несколько снижает диагностический потенциал минералогического картирования.

Атмосферные исследования проводятся в широком спектральном диапазоне. УФ-наблюдения позволяют исследовать верхнюю атмосферу, возбуждённые состояния молекул, распределения некоторых газов, как, например, озон. В ближнем и среднем ИК-диапазоне хорошо измеряются водяной пар и многие малые составляющие, в том числе метан. CO_2 — атмосфера позволят дистанционно проводить достаточно точные измерения давления. В тепловом диапазоне спектра возможен мониторинг термического состояния атмосферы: измерение спектров 15-мкм полосы CO_2 позволяет восстановить профили температуры от 0 до 50...60 км. При высоком спектральном разрешении детектируются многие малые составляющие. Для исследования атмосферного аэрозоля, включая пылевую и конденсационные (H_2O и CO_2) составляющие. Атмосферные наблюдения проводятся в надир (как и исследования поверхности), в том числе на ночной стороне планеты, а также на лимбе и в конфигурации солнечных затмений, что позволяет наблюдать большие атмосферные массы.

Основные результаты спектральных исследований приведены в табл. 2.

Для будущих исследований Марса, несомненно, ТВ-съёмка сохранит своё значение. Мониторинг состояния поверхности и постепенное увеличение площади, снятой с высоким пространственным разрешением, являются актуальными как для исследований, так и для освоения планеты. Готовящийся к запуску в 2016 г. совместно Роскосмосом и Европейским космическим агентством орбитальный КА ExoMars предусматривает камеру CaSSIS (Colour and Stereo Surface Imaging System) (см. табл. 1). Важным элементом телевизионной съёмки является возможность ретрансляции больших объёмов данных на Землю.

Среди других дистанционных методов, на этапе более интенсивного освоения, возможно, понадобится получить более подробную топографию Марса, например с помощью более совершенного лидара или радиолокатора с синтезированной апертурой. Будет продолжаться накопление траекторных измерений, для улучшения точности моделей гравитационного поля. Очень актуальной задачей является увеличение разрешения на поверхности и глубины зондирования подпочвенной воды. Применение коллимации позволяет улучшить разрешение нейтронного эксперимента примерно на порядок. Такой прибор FRIEND (Fine Resolution Neutron Detector) планируется в орбитальной миссии ExoMars'2016 [Malakhov et al., 2013]. Что же касается применения с орбиты проникающих длинноволновых радаров, то эта методика, по-видимому, нуждается в дальнейшем совершенствовании.

Таблица 2. Спектральные исследования Марса орбитальными космическими аппаратами после миссии Viking.
В последней колонке приведены основные результаты и ключевые ссылки

Программа	Прибор	Спектральный диапазон [мкм]	Спектральное разрешение	Разрешение на поверхности	Основные результаты
Фобос-2 (1989)	ИСМ-КРФМ	0,315...0,6; 0,8...3,1	30; 50 нм	20×30 км	Минералогическое картирование ограниченного района, породообразующие минералы [Bibring et al., 1989]
	ТЕРМОСКАН	0,6...0,95; 8,5...12	— —	2 км	Первое картирование тепловой инерции поверхности [Mogoz et al., 1993]
	Опюст	0,22...0,43; 0,76; 0,94; 1,9; 3,7	10...30 нм — 2...3 нм	—	Вертикальные профили аэрозоля и водяного пара [Blamont et al., 1991; Korablev et al., 1993; Rodin et al., 1997]
Mars Global Surveyor 1997–2004	TES	5,8...50	6; 12 см ⁻¹	3 км	Глобальное минералогическое картирование, вулканические породы, локально обнаружен гематит, не обнаружены карбонаты, глины и сульфаты [Christensen et al., 2001]. Мониторинг климата Марса [Smith, 2004]
Mars Odyssey 2001–	THEMIS	0,45...0,85; 6,5...15	5 полос; 9 полос	100 м	Глобальное картирование тепловой инерции поверхности [Christensen et al., 2003]
Mars Express 2003–	OMEGA	0,35...1; 1...2,5; 2,5...5,1	7 нм; 14 нм; 20 нм	0,3...5 км	Глобальное минералогическое картирование, локально обнаружены гидратированные минералы, глины и сульфаты [Bibring et al., 2006]
	PFS	2...40	2 см ⁻¹	>9 км	Открытие метана в атмосфере [Formisano et al., 2004]
	SPICAM	0,118...0,32; 0,9...1,7	1 нм; 3,5 см ⁻¹	>1×50 км; >4 км	Многочисленные атмосферные результаты, многолетний мониторинг озона [Perrier et al., 2006], водяного пара [Trokhimovskiy et al., 2015], свечений [Fedorova et al., 2012; Guslyakova et al., 2014]
Mars Reconnaissance Orbiter 2005–	CRISM	0,362...3,92	6,6 нм/пикс	18 м	Подтверждение результатов OMEGA, локально обнаружены карбонаты, серпентин (Ehlmann et al., 2008, 2010)
	MCS	16,5...42,1	9 полос	5 км лимб; 1×1,7 км	Вертикальная структура атмосферы и аэрозоля [Heavens et al., 2011; McCleese et al., 2007; 2010]

В области спектроскопии поверхности предельные характеристики уже достигнуты в миссии MRO. С точки зрения поиска следов вулканизма и геотермальной активности перспективно увеличение разрешения картирования в тепловом диапазоне. В то же время ИК-спектроскопия позволяет решать актуальные атмосферные задачи, мониторинга и поиска малых атмосферных составляющих. Такие эксперименты планируются в рамках спутника Trace Gas Orbiter (TGO) космического проекта ExoMars. Для установки на борт создаётся европейский комплекс NOMAD (Nadir and Occultation for MArS Discovery), состоящий из двух ИК-эшелле-спектрометров с селекцией порядков дифракции при помощи акусто-оптического перестраиваемого фильтра (АОПФ) и миниатюрного УФ-спектрометра [Drummond et al., 2011], и российский спектрометрический комплекс АЦС (Atmospheric Chemistry Suite — ACS) [Korablev et al., 2014], состоящий из спектрометра на ближний ИК-диапазон спектра (эшелле-АОПФ), эшелле-спектрометра с использованием скрещённой дисперсии на диапазон среднего ИК и фурье-спектрометра. В спектральном диапазоне, соответствующем полосам поглощения метана, планируется достичь разрешающей силы не менее 540 000. Мы рассчитываем, что эта комбинация приборов не только поможет разгадать загадку метана, но и позволит продолжить мониторинг климата Марса.

Исследованиям аэрономии Марса и диссипации его атмосферы в американском ряду спутников отводилось небольшое внимание. Основная информация была получена ранними советскими миссиями и в программе «Фобос» 1988 г. Много новых данных получил Mars Express. В 2014 г. начал работу специальный спутник MAVEN, оснащённый полным набором плазменно-волновых приборов, УФ-спектрометром, масс-спектрометром. Низкий перицентр орбиты обеспечивает измерения атмосферы *in situ*. Нет сомнений, что Индия и Китай, новые игроки на арене планетных исследований, внесут в дальнейшем свой вклад в эту область. На будущее представляется перспективным использовать для плазменных исследований малые субспутники.

2.2. Методы исследований *in situ*

Как обсуждалось выше, на поверхности Марса использовался достаточно широкий арсенал методов как для элементного, так и для структурного анализа образцов грунта. Наиболее часто применялся APXS, большое число анализов проведено мёссбауэровским спектрометром. Результаты этих исследований сыграли важнейшую роль, предоставив поддержку “ground truth” глобальным спектроскопическим измерениям с орбиты. Хуже удавались более сложные методы (требующие сложной подготовки проб), как, например, хромато-масс-спектрометрия.

В дальнейших исследованиях намечается два направления. Очевидным приоритетом следующего десятилетия является многоэтапная миссия по возврату грунта с Марса для его детального анализа в лабораторных условиях. Для такой миссии набор приборов прежде всего должен обеспечивать

быстрый и надёжный выбор наиболее интересных образцов. Это прежде всего дистанционные приборы, такие как ИК-спектрометр (Mini-TES/MER) или спектрометр с лазерной десорбцией на мачте (ChemCam/Curiosity), но также пока не применявшиеся рамановская и флуоресцентная спектроскопия. При анализе подготовленных образцов существенно увеличивается диагностический потенциал фурье-спектроскопии в ИК-диапазоне. Миссия, главной задачей которой будет поиск и складирование образцов для дальнейшей доставки их на Землю, уже планируется НАСА на 2020 г., — так называемый Rover 2020. Его основные диагностические приборы установлены на мачте: спектрометр с лазерной десорбцией и спектрометр ближнего ИК-диапазона. Планируется, что Rover 2020 подготовит образцы для миссии по возврату грунта, намеченной после 2025 г.

Другим вектором исследований является поиск органики и даже живых форм на месте. Как обсуждалось выше, эти эксперименты наиболее сложны и пока не дали однозначных результатов. Здесь на первое место выходят методы забора и подготовки проб, начиная с бурения, чтобы обеспечить доступ к веществу, не подверженному разрушительному влиянию космических лучей, заканчивая тонкими методами жидкостной экстракции. В качестве основных методов на будущее упоминаются хроматография пиролитических газов и масс-спектрометрия с лазерной десорбцией. Ещё более избирательны жидкостная хроматография, масс-спектрометрия в сочетании с жидкостной экстракцией, капиллярные методы разделения в сочетании с электрофорезом или лазерной флуоресценцией. Также возможно применение матриц сенсоров, чувствительных к различным соединениям.

Отметим, что итогом значительных усилий, направленных на разработку методов поиска органики и живых форм в 2000-х гг., стали системы жидкостной экстракции на посадочном аппарате Phoenix и на ровере MSL (Mars Science Laboratory). На Phoenix органику обнаружить не удалось, а на MSL эта система не сработала. Применение других специализированных приборов для биологических исследований в будущих проектах пока не планируется. Экзобиологические исследования пока достаточно консервативны. Примером современной программы, направленной на экзобиологию, может служить ровер миссии ExoMars 2018 г. Ровер будет оснащён буровым устройством, позволяющим достичь глубины 2 м, существенно увеличивая вероятность достичь грунта, не переработанного космическими лучами. Так называемая аналитическая лаборатория ровера включает ИК-спектрометр-микроскоп, рентгеновский дифрактометр, рамановский спектрометр и хромато-масс-спектрометр пиролитических газов.

Особым случаем измерений на поверхности планеты являются так называемые сетевые программы (Network science). Размещение аппаратуры на нескольких неподвижных станциях, разбросанных по поверхности планеты, позволяет получить качественно новые данные в двух случаях, при организации сейсмического эксперимента и для метеорологических наблюдений. Первым шагом в этой области стали посадочные аппараты Viking: проработав на поверхности более двух марсианских лет (VL 1: 20.07.1976—13.11.1982), эти аппараты дали непревзойдённый пока ряд измерений. Давление невозможно точно измерить дистанционно, и эти данные

[Hess et al., 1980] используются для настройки всех моделей общей циркуляции атмосферы Марса, вплоть до самых современных. Сейсмический эксперимент в программе Viking не дал позитивных результатов, был зарегистрирован лишь ветровой сигнал, и подозрения на одно-два сейсмических события.

Следующим шагом по реализации сетевой миссии были малые станции и пенетраторы программы MARS-96. На всех четырёх поверхностных элементах миссии были предусмотрены метеорологические и сейсмические эксперименты [Harri et al., 1998; Linkin et al., 1998; Surkov, Kremnev, 1998]. Параллельно с подготовкой MARS-96 возникло понимание о важности самостоятельной сетевой миссии [Crisp et al., 1995; Galeev et al., 1996; Marov et al., 1997]. Для детального описания волнового характера атмосферных процессов рекомендовалось развернуть до 24 метеостанций, для чего предлагалось использовать конверсионные стратегические ракеты с разделяющимися головными частями [Haberle, Catling, 1996]. Для сейсмического эксперимента достаточно трёх-четырёх станций [Lognonné et al., 1996].

Однако ни одно из космических агентств не приняло предложений о сетевых миссиях всерьёз. Более того, роверы НАСА Spirit и Opportunity не имеют в составе даже датчиков давления. Элементы метеостанций были на посадочных модулях Pathfinder и Phoenix, полноценная метеостанция включена в состав ровера Curiosity, а также планируется для посадочной платформы ExoMars 2018 и программы Rover 2020. В 2016 г. готовится запуск стационарной платформы НАСА InSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport) с двумя экспериментами: сейсмическим и измерением потока тепла. Усовершенствованный и очень чувствительный сейсмометр поставляет КНЕС (Национальный центр космических исследований Франции; Centre National d Etudes Spatiales — CNES) [Gudkova et al., 2014]; обосновано использование всего одной станции [Panning et al., 2015]. Остаётся надеяться, что в этой программе удастся зарегистрировать сейсмический сигнал и пролить свет на внутреннее строение Марса. Это исследование имеет принципиальное значение, так как позволит сделать выводы о размере и, следовательно, о составе ядра. Если в ядре планеты отсутствует водород, то состав Марса может отличаться от хондритового [Zharkov, Gudkova, 2000, 2014], что изменит подходы к проблеме образования планет земной группы.

2.3. Нерешённые проблемы

На фоне впечатляющих успехов, достигнутых в исследованиях Марса в последнее десятилетие, ряд важнейших научных проблем, связанных как с фундаментальными вопросами, так и с задачами будущего освоения Марса, ещё ожидают решения или находятся в процессе накопления и уточнения знаний. Можно выделить три основные группы научных проблем: 1) внутреннее строение планеты и вулканизм, 2) эволюция климата и современный климат планеты и 3) обитаемость планеты, как в прошлом, так и в настоящем.

Без данных сейсмического зондирования современные модели внутреннего строения Марса не могут ответить на вопросы о толщине коры и её составе, о составе мантии (насколько мантия Марса обогащена железом по сравнению с Землёй) и её неоднородностях, о размерах и строении ядра Марса [Zharkov, Gudkova, 2005]. Помимо очевидных следов вулканической активности обнаружены — по-видимому, ископаемые — выходы термальных вод [Rossi et al., 2008]. Однако самые свежие кальдеры вулканов по метеоритной датировке имеют возраст всё же более 100 млн лет [Neukum et al., 2004], а картирующий радиометр THEMIS на КА Mars Odyssey, специально предназначенный для поиска «горячих точек», не обнаружил ни одной [Christensen et al., 2003]. Возможно, недостаточно его 100-м разрешения. Есть ли следы конвекции мантии и признаки вулканизма в настоящее время?

Разреженная атмосфера Марса не снижает важности климата как ключевого фактора, определяющего условия на поверхности и во многом сформировавшего её современный рельеф. Современный климат описывается постоянно совершенствующимися моделями общей циркуляции [Forget et al., 2013; Navarro et al., 2014]. Однако мониторинг климатических параметров имеет фундаментальное значение и необходим для разработки стратегии освоения Марса. Но наибольший интерес, связанный, в первую очередь, с концепцией раннего тёплого Марса и с гипотезами возникновения биосферы в прошлые эпохи, вызывает проблема глобальных климатических изменений на планете. К настоящему времени установлены две основные группы таких изменений, относящихся к различным шкалам времени. Ископаемые долины, русла рек, целые дренажные системы охватывают обширные области планеты, указывая на существование обильной жидкой воды на поверхности [Carr, 1987]. Возраст таких форм рельефа достигает 3,5 млрд лет [Neukum et al., 2010a]. Фигура планеты глобально несимметрична, и всё северное полушарие, представляющее собой низину [Zuber et al., 1998] по одной из гипотез [Carr, Head, 2003], было заполнено океаном. Жидкая вода на поверхности оставила следы и в минералах, которые могли сформироваться только в её присутствии [Morris et al., 2010; Squyres et al., 2004]. С другой стороны, многие из наблюдаемых долин являются скорее результатом эрозионной деятельности ледников, а не жидкой воды [Head et al., 2001]. Возраст этих форм ледниковой эрозии значительно меньше, и есть замечательно молодые образования [Neukum et al., 2004]. Моделирование небесно-механических параметров планеты показало, что Марс подвержен значительным колебаниям наклона оси (от 15 до 47°) [Laskar, Robutel, 1993]. Эти циклы с характерным периодом около 50 000 лет аналогичны циклам Миланковича на Земле, но выражены сильнее, так как Марс более подвержен влиянию Юпитера. На колебания оси накладываются медленные вариации эксцентриситета орбиты Марса вокруг Солнца, что в совокупности приводит к значительным [Laskar et al., 2004] изменениям инсоляции, и, возможно, оледенениям большей части поверхности планеты [Fistook et al., 2008; Head et al., 2005]. Таким образом, вода и ледники являются важнейшими факторами, определяющими современный облик поверхности планеты.

Запасы воды в мантии практически неограниченны [Babeyko, Zharkov, 2000; Zharkov, 1996], и в моменты усиливающейся вулканической активности могло бы происходить пополнение запасов воды, обменивающейся с поверхностью и с атмосферой. Но высокое обогащение дейтерием в настоящем, а также, как показывают последние данные MSL, в далёком прошлом, указывают на обратное. Радарные исследования пока не могут дать точных оценок содержания воды на глубинах от сотен метров до километров. Насколько велики и как распределены современные запасы воды? Какова скорость и история её диссипации? Какие процессы определяют перенос воды по планете, где она сохраняется в межледниковые периоды, такие как при современном наклоне оси 23,5°?

Поверхность Марса исключительно враждебна к существованию жизни: экстремальные температуры, ультрафиолетовое излучение, наличие активных окислителей предопределяют её практическую стерильность. С другой стороны, как подтверждают исследования последнего поколения КА, период раннего тёплого Марса, начавшийся предположительно после прекращения катастрофической бомбардировки и закончившийся другой, неизвестной катастрофой, инициировавшей угасание магнитного поля, потерю атмосферы и похолодание, мог продолжаться до 700...800 млн лет. За это время на планете могли возникнуть, или могли быть занесены, живые организмы. Поиск ископаемых следов жизни в марсианских метеоритах пока не дал однозначных результатов. Но способность живых форм приспосабливаться к самым экстремальным условиям на Земле позволяет предположить их выживание в защищённых нишах вплоть до нашего времени. В пользу существования таких оазисов в пределах относительной доступности говорят многочисленные наблюдения жидкой воды на поверхности [Basilevsky et al., 2009; Greeley et al., 2005; Malin, Edgett, 2000]. Условия на поверхности Марса близки к тройной точке воды, и в тёплое время суток таяние обнажающейся мерзлоты образует короткие ручьи с сужающимися руслами, как в аридных районах на Земле.

Мощным толчком к исследованию марсианской экзобиологии послужило открытие метана в атмосфере. Оно инициировало массу гипотез о его происхождении, источниках и стоках. Пока, к сожалению, все наблюдения метана близки к пределу детектирования. Но главной проблемой является переменность метана. Фотохимическое время жизни метана (300 лет), хотя невелико на геологическом масштабе, более чем достаточно для его перемешивания в атмосфере процессами циркуляции. Но астрономическими методами метан был зарегистрирован лишь в 2003 г. [Krasnopolsky, 2012; Villanueva et al., 2013], результаты PFS/Mars Express постоянно меняются и не совпадают с другими измерениями [Geminal et al., 2008, 2011], также переменны данные атмосферных проб на поверхности [Webster et al., 2015]. Пока эта изменчивость не нашла разумного объяснения в рамках известных процессов атмосферной физики и химии [Lefèvre, Forget, 2009].

Каковы были условия на раннем Марсе, достаточно ли силён был парниковый эффект, чтобы поддерживать условия раннего «тёплого и влажного Марса»? Сколько в действительности продолжался этот период, и насколько разрушительной была катастрофа, приведшая к его окончанию?

Возможно ли обнаружение жизни или её следов на поверхности? Насколько достоверны измерения биогенных газов, и свидетельствуют ли они о современной биологической активности?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Масштабные исследования Марса, предпринимаемые с конца 1990-х гг., позволили накопить огромный объём экспериментальных данных. Детальность марсианских данных приближается к аналогичным для Земли. Приведённый обзор при всём желании не может претендовать на полноту, более того, ясно, что по многим вопросам не сформировалось ещё полной картины. Возможно, поэтому пока не увенчались успехом попытки начать работу над новой книгой, концентрирующей знания о Марсе. Или время таких книг уже прошло, и пора переходить к учебникам и монографиям.

Пока не удаётся получить ответа на главный вопрос об обитаемости Марса. Последние данные показывают, что период, в который вода была обильна на поверхности Марса, продолжался всё же не менее 500...700 млн лет. За это время углекислота атмосферы могла быть связана в отложениях карбонатов, и, возможно, смогли зародиться или развиваться из занесённых спор простейшие формы жизни. Сохранилась ли жизнь до нашего времени в редких оазисах или глубоко под поверхностью? Обнаружить её следы будет трудно, но дальнейшие исследования проблемы метана, его надёжное обнаружение, развитие гипотез его происхождения, измерение отношения изотопов углерода в метане могут дать ключевые ответы.

С другой стороны, хорошо сохранившаяся древняя кора Марса даёт возможность заглянуть в эпохи, следы которых давно стёрлись на Земле. Эта проблема, наряду с экзобиологией, может стать генеральной для дальнейших, более детальных исследований. В связи с этим на первый план выходит задача возврата грунта с Марса для лабораторных анализов.

С самых ранних этапов исследования Марса переплетались с его освоением, созданием и развитием необходимых для этого технических средств. В этой связи особенно впечатляет масштабность и дерзость ранних советских проектов, в частности, две первые в истории посадки на поверхность другой планеты, «Марс-3» и «Марс-6», к подготовке и реализации которых М. Я. Маров принимал непосредственное и деятельное участие. Несомненно, что советские технические достижения тех лет стимулировали программу Viking, заложившую в дальнейшем основу современного понимания Марса.

Последние 10–15 лет Марс широко и всесторонне исследовался орбитальными и посадочными аппаратами. Сроки работы спутников Mars Odyssey и Mars Express превышают 10 лет. Достигнуты впечатляющие успехи в области мобильности на поверхности. Современные и будущие миссии к Марсу схематично изображены на рис. 3. Основные планируемые миссии посвящены исследованию внутреннего строения (InSight, НАСА 2016), обитаемости (ExoMars, ESA-Роскосмос, 2016, 2018) и подготовке возврата грунта (Rover 2020, НАСА). Сама же программа возврата грунта еще не обрела четких очертаний. Различные варианты рассматриваются международной группой iMars.



Рис. 3. Современные и планируемые миссии к Марсу. NASA HQ (2014) с дополнениями

Черда неудач, особенно масштабная катастрофа КА «Марс-96», тяжело отразилась на отечественной программе исследований Марса. Неудачу удалось частично компенсировать благодаря европейским коллегам. Успехи скромного Mars Express демонстрируют, насколько грандиозным планировался российский предшественник. В какой-то степени неудача КА «Фобос-Грунт» дала ход совместному проекту ЕКА и Роскосмоса ExoMars. В 2014 г. начались обсуждения нового совместного проекта по возврату грунта с Фобоса, в котором будут отработаны технические решения для возврата грунта с Марса. Таким образом, отечественные программы, посвящённые Марсу, зависят от международной, в частности, европейской кооперации. ЕКА проводит достаточно независимую политику, и мы надеемся, что масштабные исследования Марса, планируемые в совместном проекте ExoMars, будут иметь продолжение.

ЛИТЕРАТУРА

- [Авдуевский и др., 1975] *Авдуевский В. С.* и др. Атмосфера Марса в районе посадки спускаемого аппарата «Марс-6» (предварительные результаты) // Космич. иссл. 1975. Т. 13. С. 21–32.
- [Вокулер, 1956] *Вокулер Ж.* Физика планеты Марс: введение в ареофизику: пер. с фр. М.: Иностранная литература, 1956. 350 с.
- [Маров, 1975] *Маров М. Я.* Новое лицо Марса // Природа. 1975. Т. 8. С. 13–23.

- [Маров, Хантресс, 2013] *Маров М. Я., Хантресс У. Т.* Советские роботы в Солнечной системе: технологии и открытия: пер. с англ. М.: Физматлит, 2013. 610 с. (*Huntress W. T. Jr., Marov M. Ya.* Soviet Robots in the Solar System: Mission Technologies and Discoveries. N. Y.: Springer, 2011.)
- [Мороз, 1978] *Мороз В. И.* Физика планеты Марс. М.: Наука, 1978.
- [Мороз, 1992] *Мороз В. И.* Что известно о марсианском аэрозоле? // *Астрономич. вестн.* 1992. Т. 26. № 6. С. 39–45.
- [Мороз, Мухин, 1977] *Мороз В. М., Мухин Л. В.* О ранних этапах эволюции атмосферы и климата планет земной группы // *Космич. исслед.* 1978. Т. 15. С. 901–922.
- [Мороз и др., 1972] *Мороз В. И.* и др. Пылевая буря на Марсе по фотометрическим наблюдениям с борта АМС «Марс-3» // *Космич. исслед.* 1972. Т. 10. С. 925–929.
- [Мороз и др., 1990] *Мороз В. И., Петрова Е. В., Ксанфомалити Л. В.* и др. Характеристики аэрозоля в атмосфере Марса по данным эксперимента КРФМ // *Космич. исслед.* 1990. Т. 28. С. 936–942.
- [Мороз и др., 2002] *Мороз В. И., Хантресс В. Т., Шевалев И. Л.* Планетные экспедиции XX века // *Космич. исслед.* 2002. Т. 40. № 5. С. 451–481.
- [Селиванов, 2013] *Селиванов А. С.* О первой панораме с поверхности Марса // *Астрономич. вестн.* 2013. Т. 47. С. 198–200.
- [Acuña et al., 1999] *Acuña M. H.* et al. Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment // *Science.* 1999. V. 284. P. 790.
- [Atreya et al., 2013] *Atreya S. K.* et al. Primordial argon isotope fractionation in the atmosphere of Mars measured by the SAM instrument on Curiosity and implications for atmospheric loss // *Geophysical Research Letters.* 2013. V. 40. P. 5605–5609.
- [Babeyko, Zharkov, 2000] *Babeyko A. Y., Zharkov V. N.* Martian crust: a modeling approach // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2000. V. 117. P. 421–435.
- [Barabash et al., 2007] *Barabash S.* et al. Martian Atmospheric Erosion Rates // *Science.* 2007. V. 315. P. 501.
- [Barth, 1973] *Barth C. A.* Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment // *J. Optical Society of America* (1917–1983). 1973. V. 63. P. 490.
- [Barth, Hord, 1971] *Barth C. A., Hord C. W.* Mariner Ultraviolet Spectrometer: Topography and Polar Cap // *Science.* 1971. V. 173. P. 197–201.
- [Basilevsky et al., 2009] *Basilevsky A. T.* et al. Episodes of floods in Mangala Valles, Mars, from the analysis of HRSC, MOC and THEMIS images // *Planetary and Space Science.* 2009. V. 57. P. 917–943.
- [Bibring et al., 1989] *Bibring J.-P.* et al. Results from the ISM experiment // *Nature.* 1989. V. 341. P. 591–593.
- [Bibring et al., 1992] *Bibring J. P.* et al. Composite KRFM-ISM spectrum of Phobos (0.315...3.1 microns) // *Advances in Space Research.* 1992. V. 12. P. 13–16.
- [Bibring et al., 2006] *Bibring J.-P.* et al. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science* // 2006. V. 312. P. 400–404.
- [Blamont et al., 1989] *Blamont J.* et al. Vertical profiles of dust and ozone in the Martian atmosphere deduced from Solar occultation measurements // *Nature.* 1989. V. 341. P. 600–603.
- [Blamont et al., 1991] *Blamont J. E.* et al. Vertical profiles of dust and ozone in the Martian atmosphere deduced from solar occultation measurements // *Planetary and Space Science.* 1991. V. 39. P. 175–187.

- [Boynton et al., 2002] *Boynton W. V.* et al. Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars: Evidence for Subsurface Ice Deposits // *Science*. 2002. V. 297. P. 81–85.
- [Breus et al., 1991] *Breus T. K.* et al. 1991. Interaction of the solar wind with Mars — Phobos-2 results // *Kosmicheskie Issledovaniia*. 1991. V. 29. P. 741–753.
- [Carr, 1980] *Carr M. H.* The morphology of the Martian surface // *Space Science Reviews*. 1980. V. 25, 231–284.
- [Carr, 1987] *Carr M. H.* Water on Mars // *Nature*. 1987. V. 326. P. 30–35.
- [Carr et al., 2003] *Carr M. H., Head J. W.* Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2003. V. 108. P. 5042.
- [Christensen et al., 2001] *Christensen P. R.* et al. Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results // *J. Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 23 823–23 872.
- [Christensen et al., 2003] *Christensen P. R.* et al. Morphology and Composition of the Surface of Mars: Mars Odyssey THEMIS Results // *Science*. 2003. V. 300. P. 2056–2061.
- [Conrath et al., 1973] *Conrath B.* et al. Atmospheric and Surface Properties of Mars Obtained by Infrared Spectroscopy on Mariner 9 // *J. Geophysical Research*. 1973. V. 78. P. 4267–4278.
- [Crisp et al., 1995] *Crisp D.* et al. Micro weather stations for Mars // *Acta Astronautica*. 1995. V. 35. P. 407–415.
- [Drummond et al., 2011] *Drummond R.* et al. Studying methane and other trace species in the Mars atmosphere using a SOIR instrument // *Planetary and Space Science*. 2011. V. 59. P. 292–298.
- [Dubinin et al., 1997] *Dubinin E. M.* et al. The Martian magnetosheath — Phobos-2 observations // *Advances in Space Research*. 1997. V. 20. P. 149.
- [Ehlmann et al., 2008] *Ehlmann B. L.* et al. Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars // *Science*. 2008. V. 322. P. 1828.
- [Ehlmann et al., 2009] *Ehlmann B. L.* et al. Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2009. P. 114.
- [Ehlmann et al., 2010] *Ehlmann B. L.* et al. Geologic setting of serpentine deposits on Mars // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. P. 6201.
- [Farley et al., 2014] *Farley K. A.* et al. In Situ Radiometric and Exposure Age Dating of the Martian Surface // *Science*. 2014. V. 343. P. 386.
- [Fedorova et al., 2012] *Fedorova A. A.* et al. The O₂ nightglow in the Martian atmosphere by SPICAM onboard of Mars-Express // *Icarus*. 2012. V. 219. P. 596–608.
- [Fistook et al., 2008] *Fistook J.* et al. Tropical mountain glaciers on Mars: Altitude-dependence of ice accumulation, accumulation conditions, formation times, glacier dynamics, and implications for planetary spin-axis/orbital history // *Icarus*. 2008. V. 198. P. 305–317.
- [Forget et al., 2013] *Forget F.* et al. Global Climate Models of the Terrestrial Planets // *Comparative Climatology of Terrestrial Planets* / Ed. S. J. Mackwell. 2013. P. 213–229.
- [Formisano et al., 2004] *Formisano V.* et al. Detection of Methane in the Atmosphere of Mars // *Science*. 2004. V. 306. P. 1758–1761.
- [Galeev et al., 1996] *Galeev A.* et al. MARS GLOB: creation of an international network of Mars surface landers // *Advances in Space Research*. 1996. V. 17. P. 15–20.
- [Geminali et al., 2008] *Geminali A.* et al. Methane in Martian atmosphere: Average spatial, diurnal, and seasonal behaviour // *Planetary and Space Science*. 2008. V. 56. P. 1194–1203.

- [Geminale et al., 2011] *Geminale A.* et al. Mapping methane in Martian atmosphere with PFS-MEX data // *Planetary and Space Science*. 2011. V. 59. P. 137–148.
- [Glavin et al., 2001] *Glavin D. P.* et al. Detecting pyrolysis products from bacteria on Mars // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 185. P. 1–5.
- [Greeley et al., 2005] *Greeley R.* et al. Martian variable features: New insight from the Mars Express Orbiter and the Mars Exploration Rover Spirit // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2005. V. 110. P. 6002.
- [Gudkova et al., 2014] *Gudkova T. V.* et al. On the scientific aims of the MISS seismic experiment // *Solar System Research*. 2014. V. 48. P. 11–21.
- [Guslyakova et al., 2014] *Guslyakova S.* et al. O₂(a¹Δg) dayglow limb observations on Mars by SPICAM IR on Mars-Express and connection to water vapor distribution // *Icarus*. 2014. V. 239. P. 131–140.
- [Haberle, Catling, 1996] *Haberle R. M., Catling D. C.* A Micro-Meteorological mission for global network science on Mars: rationale and measurement requirements // *Planetary and Space Science*. 1996. V. 44. 1361.
- [Harri et al., 1998] *Harri A.-M.* et al. Meteorological observations on Martian surface : met-packages of Mars-96 Small Stations and Penetrators // *Planetary and Space Science*. 1998. V. 46. P. 779–793.
- [Hartmann, Raper, 1974] *Hartmann W. K., Raper O. F.* The New Mars. 1974. V. SP-337. NASA, Washington, D. C., 1974.
- [Harvey, 2007] *Harvey B.* Russian planetary exploration: History, development, legacy and prospects. Springer-Praxis, Chichester, UK, 2007.
- [Head et al., 2001] *Head J. W.* et al. Geological Processes and Evolution // *Space Science Reviews*. 2001. V. 96. P. 263–292.
- [Head et al., 2005] *Head J. W.* et al. 2005. Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars // *Nature*. 2005. V. 434. P. 346–351.
- [Heavens et al., 2011] *Heavens N. G.* et al. The vertical distribution of dust in the Martian atmosphere during northern spring and summer: Observations by the Mars Climate Sounder and analysis of zonal average vertical dust profiles // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2011. V. 116. P. 4003.
- [Hecht et al., 2009] *Hecht M. H.* et al. Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site // *Science*. 2009. V. 325. P. 64.
- [Hess et al., 1980] *Hess S. L.* et al. The annual cycle of pressure on Mars measured by Viking landers 1 and 2 // *Geophysical Research Letters*. 1980. V. 7. P. 197–200.
- [Huntress Jr., Marov, 2011] *Huntress W. T. Jr., Marov M. Y.* Soviet Robots in the Solar System. N. Y. Springer, 2011.
- [Huntress Jr. et al., 2003] *Huntress W. T. Jr.* et al. Lunar and Planetary Robotic Exploration Missions in the 20th Century // *Space Science Reviews*. 2003. V. 107. P. 541–649.
- [Kallio et al., 1995] *Kallio E.* et al. Oxygen outflow in the Martian magnetotail // *Geophysical Research Letters*. 1995. V. 22. P. 2449–2452.
- [Kieffer et al., 1992] *Kieffer H. H.* et al. Mars. Tucson, Arizona: University of Arizona Press, 1992.
- [Klein, 1979] *Klein H. P.* The Viking mission and the search for life on Mars // *Reviews Geophysics*. 1979. V. 17. P. 1655–1662.
- [Kliore et al., 1972] *Kliore A. J.* et al. Mariner 9 S-Band Martian Occultation Experiment: Initial Results on the Atmosphere and Topography of Mars // *Science*. 1972. V. 175. P. 313–317.

- [Konopliv et al., 2006] *Konopliv A. S.* et al. A global solution for the Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars ephemeris // *Icarus*. 2006. V. 182. P. 23–50.
- [Konopliv et al., 2011] *Konopliv A. S.* et al. Mars high resolution gravity fields from MRO, Mars seasonal gravity, and other dynamical parameters // *Icarus*. 2011. V. 211. P. 401–428.
- [Korablev et al., 1993] *Korablev O.* et al. Vertical structure of Martian dust measured by Solar infrared occultations from the Phobos spacecraft // *Icarus*. 1993. V. 102. P. 76–87.
- [Korablev et al., 2005] *Korablev O.* et al. Optical properties of dust and the opacity of the Martian atmosphere // *Advances in Space Research*. 2005. V. 35. P. 21–30.
- [Korablev et al., 2014] *Korablev O.* et al. Three infrared spectrometers, an atmospheric chemistry suite for the ExoMars 2016 trace gas orbiter // *J. Applied Remote Sensing*. 2014. V. 8. P. 4983.
- [Kounaves et al., 2010] *Kounaves S. P.* et al. Soluble sulfate in the Martian soil at the Phoenix landing site // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. P. 9201.
- [Krasnopolsky, 2012] *Krasnopolsky V.* Search for methane and upper limits to ethane and SO₂ on Mars // *Icarus*. 2012. V. 217. P. 144–152.
- [Krasnopolsky et al., 1989] *Krasnopolsky V.* et al. Solar occultation spectroscopic measurements of the Martian atmosphere at 1.9 and 3.7 μm // *Nature*. 1989. V. 341. P. 603–604.
- [Krasnopolsky et al., 2004] *Krasnopolsky V. A.* et al. Detection of methane in the Martian atmosphere: evidence for life? // *Icarus*. 2004. V. 172. P. 537–547.
- [Ksanfomality, Moroz, 1995] *Ksanfomality L. V., Moroz V. I.* Spectral reflectivity of Phobos' regolith within the range 315...600 nm // *Icarus*. 1995. V. 117. P. 383–401.
- [Ksanfomality et al., 1991] *Ksanfomality L.* et al. PHOBOS — Spectrophotometry between 0.3 and 0.6 micron and IR-radiometry // *Planetary and Space Science*. 1991. V. 39. P. 311–326.
- [Laskar, Robutel, 1993] *Laskar J., Robutel P.* The chaotic obliquity of the planets // *Nature*. 1993. V. 361. P. 608–612.
- [Laskar et al., 2004] *Laskar J.* et al. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars // *Icarus*. 2004. V. 170. P. 343–364.
- [Lauro et al., 2010] *Lauro S. E.* et al. Permittivity estimation of layers beneath the northern polar layered deposits, Mars // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. P. 14201.
- [Lefèvre, Forget, 2009] *Lefèvre F., Forget F.* Observed variations of methane on Mars unexplained by known atmospheric chemistry and physics // *Nature*. 2009. V. 460. P. 720–723.
- [Leighton et al., 1965] *Leighton R. B.* et al. Mariner IV Photography of Mars: Initial Results // *Science*. 1965. V. 149. P. 627–630.
- [Lillis et al., 2008] *Lillis R. J.* et al. An improved crustal magnetic field map of Mars from electron reflectometry: Highland volcano magmatic history and the end of the Martian dynamo // *Icarus*. 2008. V. 194. P. 575–596.
- [Linkin et al., 1998] *Linkin V.* et al. A sophisticated lander for scientific exploration of Mars: scientific objectives and implementation of the Mars-96 Small Station // *Planetary and Space Science*. 1998. V. 46. P. 717–737.
- [Lognonné et al., 1996] *Lognonné P.* et al. Ultra broad band seismology on InterMarsNet // *Planetary and Space Science*. 1996. V. 44. P. 1237.
- [Lundin et al., 1990] *Lundin R.* et al. ASPERA/Phobos measurements of the ion outflow from the Martian ionosphere // *Geophysical Research Letters*. 1990. V. 17. P. 873–876.
- [Mahaffy et al., 2015] *Mahaffy P. R.* et al. The imprint of atmospheric evolution in the D/H of Hesperian clay minerals on Mars // *Science*. 2015. V. 347. P. 412–414.

- [Malakhov et al., 2013] *Malakhov A.* et al. Fine Resolution Epithermal Neutron Detector (FRIEND) onboard ExoMars Trace Gas Orbiter: abstr. // EGU General Assembly Conf. Abstr. 2013. V. 15. P. 9055.
- [Malin, Edgett, 2000] *Malin M. C., Edgett K. S.* Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars // *Science*. 2000. V. 288. P. 2330–2335.
- [Marov, 1977] *Marov M. Y.* Venus and Mars (According to Recent Results of Soviet and American Studies) // *Soviet Physics Uspekhi*. 1977. V. 20. P. 452–453.
- [Marov, Petrov, 1973] *Marov M. Y., Petrov G. I.* Investigations of Mars from the Soviet Automatic Stations Mars 2 and 3 // *Icarus*. 1973. V. 19. P. 163–179.
- [Marov et al., 1997] *Marov M.* et al. Meteorological Mars observations with microstations network // *Acta Astronautica*. 1997. V. 40. P. 21–30.
- [McCleese et al., 2007] *McCleese D. J.* et al. Mars Climate Sounder: An investigation of thermal and water vapor structure, dust and condensate distributions in the atmosphere, and energy balance of the polar regions // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2007. V. 112.
- [McCleese et al., 2010] *McCleese D. J.* et al. Structure and dynamics of the Martian lower and middle atmosphere as observed by the Mars Climate Sounder: Seasonal variations in zonal mean temperature, dust, and water ice aerosols // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2010. V. 115. P. 12016.
- [Ming et al., 2014] *Ming D. W.* et al. Volatile and Organic Compositions of Sedimentary Rocks in Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars // *Science*. 2014. V. 343. P. 386.
- [Mitrofanov et al., 2002] *Mitrofanov I.* et al. Maps of Subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey // *Science*. 2002. V. 297. P. 78–81.
- [Moroz, Ksanfomaliti, 1972] *Moroz V. I., Ksanfomaliti L. V.* Preliminary Results of Astrophysical Observations of Mars from Mars-3 // *Icarus*. 1972. V. 17. P. 408–422.
- [Moroz et al., 1972] *Moroz V. I.* et al. Dust storm on Mars from photometric observations aboard the automatic interplanetary station Mars 3 // *Kosmicheskie Issledovaniia*. 1972. V. 10. P. 925–929.
- [Moroz et al., 1993] *Moroz V. I.* et al. Spectrophotometry of Mars in the KRFM experiment of the PHOBOS mission: Some properties of the particles of atmospheric aerosols and the surface // *Planetary and Space Science*. 1993. V. 41. P. 569–585.
- [Morris et al., 2010] *Morris R. V.* et al. Identification of Carbonate-Rich Outcrops on Mars by the Spirit Rover // *Science*. 2010. V. 329. P. 421.
- [Mouginot et al., 2009] *Mouginot J.* et al. MARSIS surface reflectivity of the south residual cap of Mars // *Icarus*. 2009. V. 201. P. 454–459.
- [Mumma et al., 2009] *Mumma M. J.* et al. Strong Release of Methane on Mars in Northern Summer 2003 // *Science*. 2009. V. 323. P. 1041–1045.
- [Navarro et al., 2014] *Navarro T.* et al. Global climate modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and radiatively active water ice clouds // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2014. V. 119. P. 1479–1495.
- [Neukum et al., 2004] *Neukum G.* et al. Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera // *Nature*. 2004. V. 432. P. 971–979.
- [Neukum et al., 2010a] *Neukum G.* et al. The geologic evolution of Mars: Episodicity of resurfacing events and ages from cratering analysis of image data and correlation with radiometric ages of Martian meteorites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 294. P. 204–222.
- [Neukum et al., 2010b] *Neukum G.* et al. Mars Express After 6 Years in Orbit: Mars Geology from Three-Dimensional Mapping by the High Resolution Stereo Camera (HRSC)

- Experiment // *Earth and Planetary Science Letters*. Special issue. 2010. V. 294. P. 183–184.
- [Neumann et al., 2001] *Neumann G. A.* et al. Crossover analysis of Mars Orbiter Laser Altimeter data // *J. Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 23 753–23 768.
- [Panning et al., 2015] *Panning M. P.* et al. Verifying single-station seismic approaches using Earth-based data: Preparation for data return from the InSight mission to Mars // *Icarus*. 2015. V. 248. P. 230–242.
- [Perrier et al., 2006] *Perrier S.* et al. Global distribution of total ozone on Mars from SPICAM/MEX UV measurements // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2006. V. 111.
- [Phillips et al., 2008] *Phillips R. J.* et al. Mars North Polar Deposits: Stratigraphy, Age, and Geodynamical Response // *Science*. 2008. V. 320. P. 1182.
- [Picardi et al., 2005] *Picardi G.* et al. Radar Soundings of the Subsurface of Mars // *Science*. 2005. V. 310. P. 1925–1928.
- [Pollack et al., 1987] *Pollack J. B.* et al. The case for a wet, warm climate on early Mars // *Icarus*. 1987. V. 71. P. 203–224.
- [Poulet et al., 2005] *Poulet F.* et al. Phyllosilicates on Mars and implications for early Martian climate // *Nature*. 2005. V. 438. P. 623–627.
- [Rodin et al., 1997] *Rodin A.* et al. Vertical distribution of water in the near-equatorial troposphere of Mars: Water vapor and clouds // *Icarus*. 1997. V. 125. P. 212–229.
- [Rossi et al., 2008] *Rossi A. P.* et al. Large-scale spring deposits on Mars? // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2008. V. 113. P. 8016.
- [Smith, 2004] *Smith M. D.* Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003 // *Icarus*. 2004. V. 167. P. 148–165.
- [Smith et al., 2001] *Smith D. E.* et al. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars // *J. Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 23 689–23 722.
- [Smith et al., 2006] *Smith M. D.* et al. One Martian year of atmospheric observations using MER Mini-TES // *J. Geophysical Research (Planets)*. 2006. V. 111.
- [Squyres et al., 2004] *Squyres S. W.* et al. In Situ Evidence for an Ancient Aqueous Environment at Meridiani Planum, Mars // *Science*. 2004. V. 306. P. 1709–1714.
- [Surkov, Kremnev, 1998] *Surkov Y. A., Kremnev R. S.* Mars 96 mission: Mars exploration with the use of penetrators // *Planetary and Space Science*. 1998. V. 46. P. 1689–1696.
- [Trokhimovskiy et al., 2015] *Trokhimovskiy A.* et al. Mars' water vapor mapping by the SPICAM IR spectrometer: Five Martian years of observations // *Icarus*. 2015. doi: 10.1016/j.icarus.2014.10.007.
- [Ulivi, Harland, 2007] *Ulivi P., Harland D. M.* Robotic exploration of the solar system. Part 1: The golden age 1957–1982. Chichester, UK: Springer-Praxis, 2007.
- [Ulivi, Harland, 2009] *Ulivi P., Harland D. M.* Robotic explorations of the solar system, Part 2: Hiatus and renewal 1983–1986. Chichester, UK: Springer-Praxis, 2009.
- [Vaisberg, 1992] *Vaisberg O. L.* The solar wind interaction with Mars — A review of results from previous Soviet missions to Mars // *Advances in Space Research*. 1992. V. 12. P. 137–161.
- [Vaucouleurs, 1959] *Vaucouleurs G.* Remarks on Mars and Venus // *J. Geophysical Research*. 1959. V. 64. P. 1739–1744.
- [Villanueva et al., 2013] *Villanueva G. et al.* A sensitive search for organics (CH₄, CH₃OH, H₂CO, C₂H₆, C₂H₂, C₂H₄), hydroperoxyl (HO₂), nitrogen compounds (N₂O, NH₃, HCN) and chlorine species (HCl, CH₃Cl) on Mars using ground-based high-resolution infrared spectroscopy // *Icarus*. 2013. V. 223. P. 11–27.

- [Webster et al., 2013] *Webster C. R.* et al. Isotope Ratios of H, C, and O in CO₂ and H₂O of the Martian Atmosphere // *Science*. 2013. V. 341. P. 260–263.
- [Webster et al., 2015] *Webster C. R.* et al. Mars methane detection and variability at Gale crater // *Science*. 2015. V. 347. P. 415–417.
- [Zharkov, 1996] *Zharkov V. N.* The Internal Structure of Mars: A Key to Understanding the Origin of Terrestrial Planets // *Solar System Research*. 1996. V. 30. P. 456.
- [Zharkov, Gudkova, 2000] *Zharkov V. N., Gudkova T. V.* Interior structure models, Fe/Si ratio and parameters of figure for Mars // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2000. V. 117. P. 407–420.
- [Zharkov, Gudkova, 2005] *Zharkov V. N., Gudkova T. V.* Construction of Martian Interior Model // *Solar System Research*. 2005. V. 39. P. 343–373.
- [Zharkov, Gudkova, 2014] *Zharkov V. N., Gudkova T. V.* Seismic model of Mars: Effects of hydration // *Planetary and Space Science*. 2014. V. 104. P. 270–278.
- [Zuber et al., 1998] *Zuber M. T.* et al. Shape of the northern hemisphere of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25. P. 4393–4396.

MARS EXPLORATION AT THE TURN OF THE CENTURY

О. И. Кораблёв

Space Research Institute of Russian Academy of Sciences (IKI RAN)

In this review paper briefly describe the main milestones of the Mars exploration, from early missions to present time, and we discuss their results. On the other hand, the science results are discussed in connection with experimental methods and associated instruments. The different experimental methods are rated following their prospect in the future missions. We also list the planned future missions to Mars.

Keywords: Mars, space research, Mars atmosphere, Mars surface, Mars climate, Mars climate change, remote sensing, analytical methods.

Korablev Oleg Igorevich — deputy director, doctor of physical and mathematical sciences, korab@iki.rssi.ru

ВОДА И ЖИЗНЬ НА МАРСЕ

И. Г. Митрофанов

Институт космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН)

В статье обсуждается проблема зарождения жизни на планетах солнечной системы с учётом новых результатов космических исследований, связанных с возможным наличием природных резервуаров жидкой воды на поверхности раннего Марса.

Ключевые слова: планетные исследования, Марс, вода, зарождение жизни, биосфера.

«Жизнь могла появиться только при определённых физико-химических условиях, а условия, определившие появление жизни на Земле, привели к возникновению биосферы»

М. Я. Маров

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос возникновения жизни является самой фундаментальной проблемой естествознания. Только после того как ответ на него будет получен, человеческая цивилизация сможет осознать своё место во Вселенной. Наиболее вероятно, что ответ на вопрос о происхождении жизни будет получен благодаря космическим исследованиям. Полёты космических аппаратов к другим планетам Солнечной системы, наблюдения с борта космических обсерваторий планетных систем вокруг других звёзд позволят исследователям выяснить совокупность тех условий и процессов на нашей планете, благодаря которым она стала обитаемой. И также понять — насколько обитаемой является окружающая нас галактика.

Единственная известная нам форма жизни — земная. Можно ожидать, что её структура и основные процессы являются универсальными, так как они основаны на известных фундаментальных законах физики и химии, которые справедливы для всех наблюдаемых объектов Вселенной (см., например, обзоры в книге [Проблемы зарождения..., 2008]). Но... «*There are more things in heaven and earth, Horatio, than are dreamt of in your philosophy*» («*Есть многое в природе, друг Горацио, что и не снилось нашим мудрецам*», В. Шекспир, «Гамлет»). Знаем ли мы все законы, которые могут управлять жизнью? Очень может быть, что нет...

Однако, пока мы не знаем *других* законов, следует основываться на тех, которые нам известны. Общеизвестно, что основной химической субстанцией, обеспечивающей функционирование живых организмов, является *вода*. Земная жизнь зародилась в воде, и основной состав земных организмов — вода. Можно сказать, что земная *биосфера* существует благодаря земной *гидросфере*. Поиск внеземной жизни должен быть связан с поисками планет с водной средой.

Ниже обсуждаются результаты космических исследований планеты Марс как единственного тела Солнечной системы, на поверхности которого присутствовали водоёмы со свободной поверхностью воды. Оказалось, что ранние Земля и Марс были очень похожи по природным условиям — у обеих планет была толстая атмосфера из углекислого газа, по поверхности текли реки, которые впадали в озёра, моря и океаны. На ранней Земле уже существовала примитивная жизнь, возникновение которой должно было привести к формированию глобальной *биосферы* [Маров, 2013]. Напрашивается вопрос — могли ли возникнуть жизнь и биосфера на раннем Марсе в похожих природных условиях? Выяснение этого вопроса является основной целью будущих космических проектов по изучению Марса. Ответ на него может быть получен в ближайшие 10...15 лет.

1. ВОДА НА МАРСЕ

Воду на Марсе открывали много раз. Во второй половине XIX в. были построены астрономические обсерватории с крупными телескопами. Их разрешающая способность позволяла наблюдать детали на поверхности Марса с разрешением около нескольких сотен километров. Эти наблюдения проводились в годы марсианских противостояний, которые наступают примерно каждые два года, когда Земля и Марс находятся по одну сторону от Солнца. Во время великих противостояний расстояние между планетами сокращается до 55 млн км. Уже на первых снимках Марса во время великого противостояния 1877 г. итальянский астроном Джованни Вирджинио Скиапарелли разглядел на поверхности тёмные структуры, которые он назвал *каналами*. В начале XX в. американский астроном-любитель Персиваль Лоуэлл сравнил результаты наблюдений Марса, выполненные в два последовательных противостояния, и обнаружил значительное различие между узорами каналов. Отсюда Лоуэлл сделал вывод, что на Марсе есть цивилизация, которая имеет более высокий технологический уровень, чем земная, — ведь всего за два земных года «марсиане» смогли перекопать своими каналами половину Марса, в то время как строительство Панамского канала продвигалось очень медленно. Ведущая газета США The New York Times в воскресном выпуске от 27 августа 1911 г. опубликовала статью об этом сенсационном открытии под заголовком «Марсиане построили два огромных канала в течение двух лет».

Сейчас, почти 103 года спустя после сообщений о строительстве марсианами водной оросительной системы, достоверно установлено, что на Марсе нет ни оросительных каналов, ни продвинутой цивилизации, ни даже сколько-нибудь заметных признаков жизни. Однако история с марсианскими каналами в начале XX в., безусловно, имела важные последствия для общественного сознания — люди с американской улицы прочитали роман Герберта Уэллса «Война миров» и их вполне конкретно заинтересовал вопрос о жизни на Марсе, а у юношеского поколения нашей страны — ровесников нынешнего века — возникла мечта о полётах к Аэлите на «Красную планету». Мне представляется вероятным, что стремление к по-

лёту на Марс С. П. Королёва и его соратников было во многом заложено в годы их юности. Первый отечественный космический аппарат «Марс» был запущен к Марсу 10 октября 1960 г., всего через три года после запуска первого искусственного спутника Земли.

С тех пор были выполнены десятки космических проектов по изучению Марса, которые сопровождались обширными программами наземных астрономических наблюдений. Эти исследования позволили выяснить основные свойства природной среды Красной планеты и построить модель её эволюции за 4,5 млрд лет — от момента образования до наших дней. Оказалось, что вода действительно играла значительную роль в эволюции Марса, причём именно космические исследования Марса позволили получить наиболее важные сведения о состоянии и эволюции природной среды на этой планете.

Можно назвать два основных открытия, которые заложили основу современных представлений о гидрологии Красной планеты. Во-первых, благодаря наблюдениям на ранних американских и советских космических аппаратах было установлено, что в течение первых несколько сотен миллионов лет ранний Марс был тёплой и влажной планетой с толстой атмосферой и глобальной магнитосферой, очень похожей на раннюю Землю (см., например, [Mustard et al., 2008]). Особенности современного рельефа Марса показывают, что в прошлом у него была активная гидросфера. По поверхности текли многоводные реки, которые впадали в обширные моря и океаны (рис. 1).

Можно считать установленным фактом, что эта эпоха закончилась вследствие глобальной катастрофы около 3,6 млрд лет тому назад, которая вероятнее всего была вызвана столкновением Марса с крупным астероидом — об этом свидетельствует гигантский ударный кратер Эллада на его поверхности. Марс потерял магнитное поле, плотную атмосферу и, как следствие, водную среду на поверхности.



Рис. 1. Долина Нанеди Валлес, 800-километровая долина на Марсе, которая может быть руслом древней реки (по данным проекта ЕКА МАРС-ЭКСПРЕСС)

Второе открытие связано с установлением факта наличия значительной массы воды на современном Марсе. Исследования, проведённые космическими аппаратами в последние 10...15 лет, показали, что Марс сегодня — это, безусловно, холодная планета с сухой поверхностью, но она отнюдь не безводна. Небольшая доля водяного пара присутствует в марсианской атмосфере. Полярные шапки Марса образованы не только сухим льдом осаждённой атмосферной углекислоты, но и слоями водяного льда. По данным орбитальных наблюдений проекта НАСА МАРС-ОДИССЕЙ было установлено [Boynton et al., 2002; Feldman et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002], что Марс сохранил свою воду в обширных приполярных районах в виде *вечной мерзлоты*. Оказалось, что выше 60° широты на севере и на юге вещество поверхности содержит десятки процентов водяного льда, который покрыт тонким слоем относительно сухого грунта (рис. 2). По данным российского прибора ХЕНД на борту орбитального марсианского аппарата «Марс Одиссей», вода в количестве до 10 % по массе присутствует под поверхностью экваториальной области Арабия (см. рис. 2). На Марсе также обнаружены минералы с высоким содержанием в них химически связанной воды [Проблемы зарождения..., 2008] — эти гидратированные минералы образовались в эпоху раннего Марса, когда на дне природных водоёмов накапливались слои осадочных пород.

Нельзя исключить, что свободная вода, вероятно, в форме льда также присутствует под поверхностью и в экваториальных районах. Детальная съёмка поверхности Марса с орбиты аппаратом Mars Reconnaissance Orbiter показала, что на поверхности крутых склонов могут эпизодически происходить выплески грунтовых вод [Plait, 2011] (рис. 3).

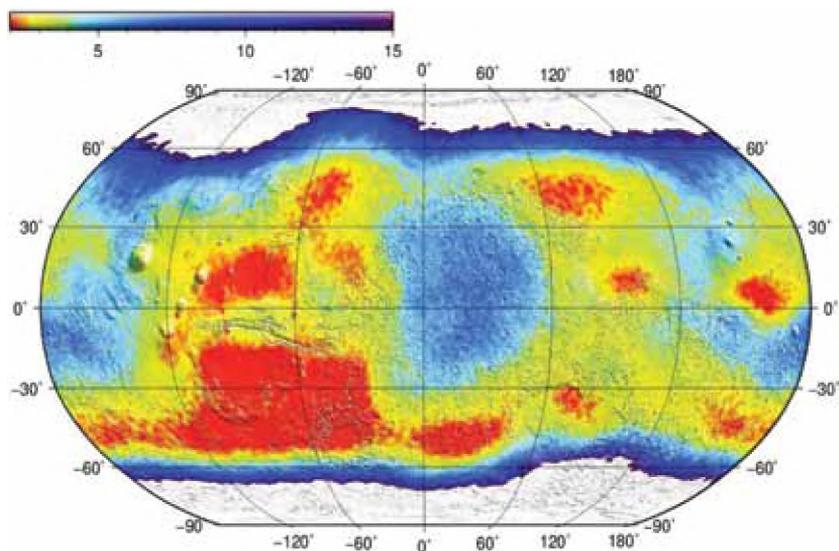


Рис. 2. Распространённость воды под поверхностью Марса (в процентах по массе) по данным российского прибора ХЕНД [Mitrofanov et al., 2002] на борту аппарата НАСА «Марс Одиссей»

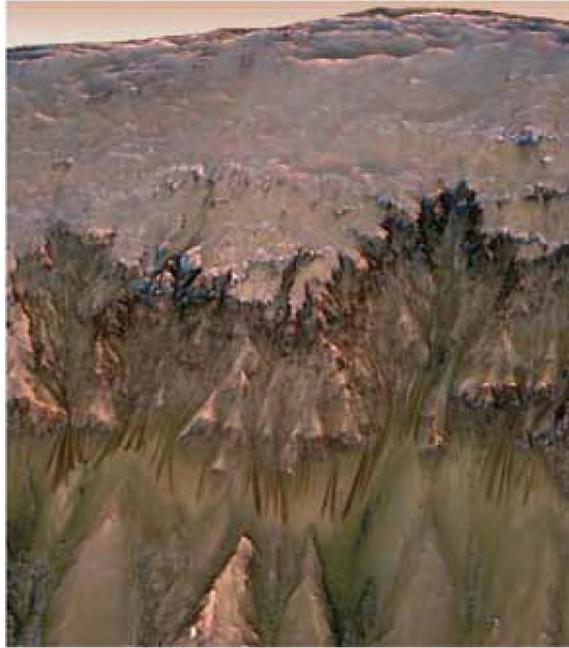


Рис. 3. Следы выхода грунтовых вод на склонах кратера Ньютон на Марсе [Plait, 2011] (данные Mars Reconnaissance Orbiter, по материалам НАСА)

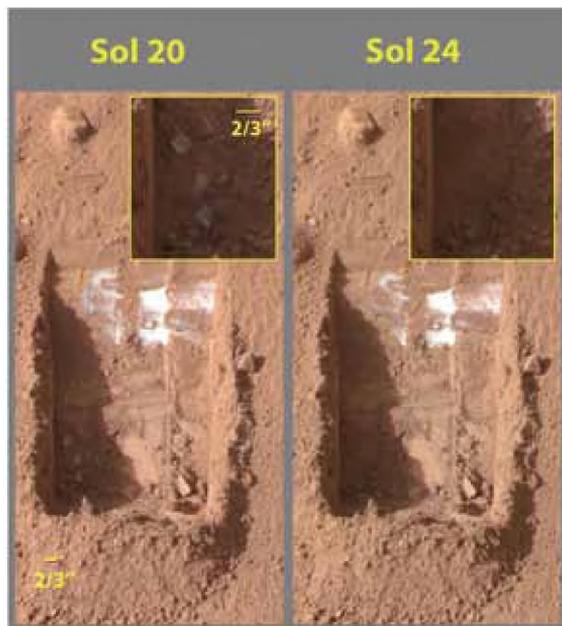


Рис. 4. Обнажение слоя водяного льда под поверхностью в районе посадки аппарата «Феникс» (по материалам НАСА). Картинки слева и справа показывают, как происходит сублимация обнажённого льда за четыре марсианских дня («сола»)

Исследования, проведённые посадочным аппаратом НАСА «Феникс», предоставили прямые доказательства присутствия свободной воды непосредственно под поверхностью современного Марса. Аппарат совершил посадку в районе предполагаемой вечной мерзлоты. Его манипулятор сдвинул небольшой слой сухого песка, лежащего на поверхности, и обнажил в грунте слой водяного льда (рис. 4) — его анализ непосредственно на борту аппарата подтвердил наличие значительной доли перхлоратов и водяного льда [Cannon et al., 2012].

Таким образом, современные космические исследования планеты Марс показали, что ранний Марс был таким же влажным и тёплым, как и ранняя Земля, и что вода во всех её фазах — твёрдой, жидкой и газообразной — остаётся важной составляющей современной марсианской природной среды. Известная нам земная форма жизни непосредственно связана с водой — жизнь зародилась в водной среде, вода является важнейшим компонентом биохимических процессов живых организмов, и сами эти организмы в основном состоят из воды. Возникает вопрос — если на Марсе была гидросфера и всё ещё остаётся много воды, то как там обстоят дела с наличием жизни?

2. ЖИЗНЬ НА МАРСЕ

Жизнь на Земле возникла около 4 млрд лет тому назад, когда Земля и Марс были похожими друг на друга планетами в центральной области Солнечной системы — не слишком близко к Солнцу для сохранения воды в жидкой фазе, и не слишком далеко от него для предотвращения её замерзания. Основным свидетельством ранней жизни на Земле считаются *строматолиты* — окаменевшие донные отложения колоний цианобактерий в мелких земных водоёмах [Schopf et al., 2007]. Возраст самых ранних строматолитов составляет около 3,5 млрд лет, а максимальный расцвет производивших их микроорганизмов приходится на период около 1,3 млрд лет тому назад. В течение это времени на Земле происходила достаточно интенсивная качественная и количественная эволюция жизни — возникали и развивались многочисленные виды бактерий и архей, образовались более сложные организмы — эукариоты.

Основываясь на идеях выдающегося российского естествоиспытателя С. И. Вернадского (1988), можно утверждать, что с самого начала возникновения жизни на Земле стала формироваться и развиваться *биосфера*. Благодаря жизнедеятельности живых организмов на планете происходили процессы глобального масштаба: в атмосфере постепенно накапливался кислород, возникали залежи руд и полезных ископаемых, изменялся климат, сдвигался температурный режим на планете, и т. п. (см. [Проблемы зарождения..., 2008]). Признаки существования ранней биосферы хорошо наблюдаются на современной Земле — причём эти признаки имеют глобальный характер. Можно определённо сказать, что даже в самую раннюю эпоху жизнь на Земле имела планетарный характер — это были не отдельные *оазисы жизни* с едва заметными признаками биологической активности, а гло-

бальный биоорганический процесс, преобразующий поверхность планеты и её атмосферу на основе потребления и преобразования энергии Солнца. Вероятно, сам процесс возникновения и эволюции жизни на Земле оказался возможным только благодаря своему глобальному масштабу и тому, что в нём участвовало очень большое число простейших организмов разных видов в разных условиях. Следуя концепции В. И. Вернадского, можно заключить, что процесс возникновения на Земле живых организмов и их эволюции происходил как единый планетарный процесс формирования атмосферы, гидросферы и биосферы нашей планеты.

Земля, как и другие планеты Солнечной системы, испытала за свою жизнь много катастрофических столкновений с крупными астероидами, которые приводили к климатическим потрясениям глобального масштаба. Достаточно подробные палеонтологические данные за последние 500 млн лет показывают, что эти катастрофы приводили к гибели многих видов живых организмов, но не прерывали существование земной биосферы. Возможно, что эти регулярные космические *зачистки* стимулировали эволюцию земных организмов, открывали биологические ниши для новых видов. При этом интересно отметить, что самые ранние земные организмы — бактерии и археи — сохранили своё значительное присутствие в земной биосфере до настоящего времени, несмотря на все произошедшие катаклизмы. Капля Мирового океана и горсть земного грунта несут в себе живые свидетельства возникновения жизни на Земле 4 млрд лет тому назад.

Ранний Марс в период архейской эпохи на Земле имел схожие природные условия. Если природная среда Земли в архейскую эпоху оказалась пригодной для возникновения жизни, то возникла ли похожая жизнь на схожем по природным условиям Марсе? Будущие космические исследования Красной планеты должны дать ответ на этот вопрос.

Район посадки марсохода НАСА Curiosity обсуждался на нескольких специальных международных конференциях. Тогда этот проект назывался более официально — «Марсианская научная лаборатория», и его главной задачей было выяснение возможности существования жизни на раннем Марсе [Grotzinger et al., 2012]. Среди основных научных критериев, которые применялись при отборе предложенных районов посадки, одним из самых главных было наличие в прошлом в этом районе водного резервуара. Слова «строматолиты» прямо не произносились, но доводы о наличии слоистых отложений из гидратированных минералов звучали в докладах многих участников.

В итоге для посадки марсохода был выбран кратер Гейл (рис. 5). Этот кратер ударного происхождения с радиусом около 80 км и возрастом 3,5...3,8 млрд лет в архейскую эпоху раннего Марса был озером, куда впадали водные потоки из его обширных окрестностей. Вода испарялась, оставляя на дне кратера слои донных отложений. В конце водного периода в истории кратера он оказался полностью заполнен слоями принесённого водой материала, причём самый верхний слой располагался выше исходного уровня вокруг кратера и покрывал также его периферию. После иссушения поверхности планеты мягкий материал слоистых отложений подвергся ветровой эрозии, и на различных участках поверхности кратера обнажились

слои разной глубины (и, соответственно, разного времени их формирования — более глубокие слои образовались в более раннее время существования озера). По не вполне понятной причине эрозия практически не затронула центральную часть кратера, возвышение которой над впадиной по его периферии получило название *Маунт Шарп*. Таким образом, кратер Гейл представлялся идеальным природным инкубатором в эпоху раннего Марса, когда в течение сотен миллионов лет там могли существовать и развиваться колонии примитивных организмов, оставляя на дне озера хронологические маркеры своей истории. Казалось вполне логичным, что в случае успешной посадки ровера на дно кратера там будут обнаружены слои марсианских строматолитов и гидратированных минералов, насыщенных молекулами воды и гидроксидов в ходе их образования.

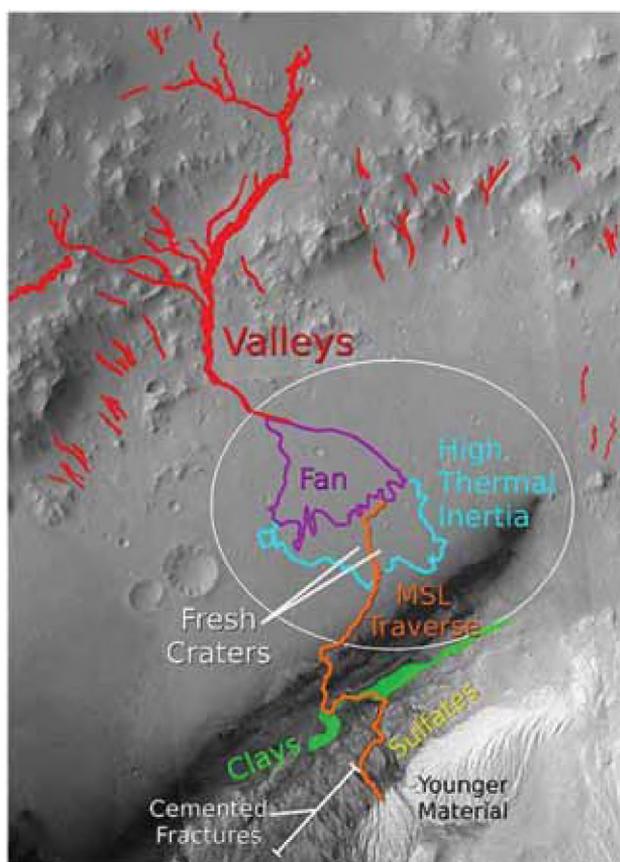


Рис. 5. Район посадки марсохода НАСА Curiosity на дне кратера Гейл. Красный цвет — русла древней реки и ручьёв, впадавших в озеро на дне кратера; фиолетовый — дельта реки; голубой — район залегания грунта с большой тепловой инерцией; зелёный и жёлтый — районы с повышенным содержанием глин и сульфатов. Показан расчётный эллипс посадки (белый цвет) и трасса движения марсохода (оранжевый цвет) (по публично доступным материалам проекта CURIOSITY НАСА)

Более того — ведь если древние бактерии и археи на Земле успешно пережили все катаклизмы и превратности истории нашей планеты и приспособились к выживанию в самых неожиданных природных условиях (высокие температуры, высокая концентрация солей), то почему в грунте на дне высохшего озера на Марсе не могли сохраниться выжившие потомки прежних колоний, остатки озёрной жизни? Вслух об этом никто не говорил, но я уверен, что в глубине души такие мысли мелькали у многих. 5 августа 2012 г. марсоход НАСА Curiosity успешно сел на дно кратера Гейл.

Сейчас, два года спустя после посадки Curiosity в кратер Гейл, можно говорить о том, что прямые доказательства существования в нём марсианской жизни так и не были обнаружены. Более того, по данным российского нейтронного детектора ДАН (динамическое альбедро нейтронов) было установлено, что содержание воды в грунте вдоль трассы движения марсохода существенно ниже, чем в окрестности кратера [Митрофанов и др. 2014]. Отсутствие наблюдаемых биомаркеров в грунте кратера Гейл, безусловно, является тревожным сигналом. Если на планете была жизнь, то она должна была бы существовать в виде глобальной биосферы. И такая благоприятная ниша этой биосферы как озеро в кратере Гейл не могла бы остаться стерильной в окружении активной биосферы.

Мы не знаем, как именно происходит процесс самозарождения жизни и как возникают первые живые организмы. Предположим, что этот процесс может быть детерминированным и запускается самопроизвольно при наличии благоприятных физико-химических условий на планете. Но в этом случае будет необходимо выяснить, по какой причине тёплый и влажный ранний Марс оказался непригодным для старта этого процесса, который в то же самое время в аналогичных условиях успешно произошёл на Земле.

Однако можно предположить, что процесс возникновения жизни даже в благоприятных условиях не является детерминированным и запускается вследствие некоторой случайности, которая реализовалась на Земле, но не реализовалась на Марсе. Например, в нужное время в нужное место должен упасть метеорит. Но тогда встанет вопрос о степени этой вероятности — насколько велико должно быть число планет, похожих на раннюю Землю, для того чтобы хотя бы на одной из них возникла жизнь? При мысли, что эта вероятность может быть очень мала, невольно возникает чувство *Вселенского одиночества*.

Однако предположение о малой вероятности возникновения жизни на похожих на Землю планетах, по моему мнению, противоречит картине развития земной биосферы. Известно, что за время существования биосферы в ней многократно происходили эволюционные изменения и качественные преобразования. В частности, в истории биосферы хорошо прослеживаются эпизоды крупных столкновений Земли с астероидами, когда биосфера значительно сжималась из-за неблагоприятных природных условий. Но эти же катаклизмы оказывали благоприятный эффект на качественное развитие биосферы — в экстремальных природных условиях возникали новые, более совершенные виды организмов, более приспособленные для выживания в сложных условиях. Если предположить, что процесс возникновения жизни аналогичен процессу возникновения качественно новых видов

живых организмов, то способность биосферы к быстрым революционным изменениям при резких изменениях природной среды указывает на то, что и процесс возникновения жизни также должен носить вполне закономерный характер.

Важным аргументом в пользу этого предположения является одно из самых загадочных свойств ранней биосферы Земли: наличие в ней двух принципиально разных форм примитивной одноклеточной жизни — бактерий и архей. Эти примитивные организмы имеют разные биохимические процессы жизнедеятельности, разное устройство, и этот факт позволяет предположить, что процессы их возникновения и эволюции происходили независимо друг от друга. Отсюда можно предположить, что процесс образования жизни мог иметь множественный характер, когда в ранней зарождающейся биосфере возникали разные исходные формы *протожизни*, которые на начальном этапе развивались независимо друг от друга. Но из этого предположения следует вывод о закономерности возникновения жизни в пригодных условиях на ранней Земле — ведь в биосфере сохранились свидетельства множественности этого процесса.

Но тогда на раннем Марсе с аналогичной природной средой зарождение жизни также должно было бы иметь место. И этот вывод приводит к логической альтернативе — либо на раннем Марсе присутствовали неизвестные природные факторы, которые сделали процесс возникновения жизни на нём невозможным, либо время существования ранней биосферы Марса оказалось слишком коротким для её планетарного развития и формирования заметных в настоящее время признаков её биохимической активности. Вторая альтернатива означает, что ранняя биосфера Марса погибла, не успев развиться до уровня ранней биосферы Земли.

3. В ПОИСКАХ ОКОНЧАТЕЛЬНОГО РЕШЕНИЯ

Исследования, проведённые марсоходом *Curiosity*, пока не привели к ответу на вопрос о существовании жизни на Марсе, и, вероятнее всего, уже и не приведут. Дно древнего озера в кратере Гейл было очень подходящим местом для этого поиска, и, если бы на раннем Марсе была активная биосфера, то в донных отложениях этого озера должны были бы сохраниться признаки существования колоний марсианских организмов, которые смогла бы обнаружить бортовая научная аппаратура марсохода. Поэтому, с моей точки зрения, нет большого смысла направлять на Марс следующие аналогичные исследовательские аппараты для изучения других районов этой планеты. Следуя концепции В. И. Вернадского о тесной связи возникновения жизни и формирования глобальной биосферы, отрицательный результат поиска признаков жизни на дне древнего озера в кратере Гейл позволяет предсказать аналогичный результат исследований в других местах планеты.

Но для окончательного решения вопроса о жизни на Марсе необходимо проверить гипотезу существования на нём в прошлом слаборазвитой биосферы, которая не могла оставить на современной поверхности планеты такие заметные признаки её существования как строматолиты или дру-

гие биохимические образования. В этом случае биомаркеры следует искать в виде сложных органических или предорганических соединений, которые должны были неизбежно присутствовать в водной среде раннего Марса вследствие предбиологических процессов и/или при возникновении первых живых организмов.

На современном Марсе практически вся сохранившаяся на планете вода ушла под поверхность и превратилась в вечную мерзлоту. Данные нейтронных измерений позволяют заглянуть на глубину 1...2 м под поверхность планеты, и эти данные показывают, что богатая водяным льдом вечная мерзлота занимает громадные территории вокруг полюсов планеты. Можно ожидать, что водяной лёд присутствует в грунте и на умеренных широтах, просто глубина его залегания слишком велика для обнаружения ядерными методами. Лёд вечной мерзлоты Марса может быть естественным рефрижератором, в котором в течение 3,6 млрд лет сохранялись все сложные биохимические соединения, которые были образованы в древней зарождающейся биосфере раннего Марса. Их концентрация может быть очень мала для исследований приборами *in situ*, и для исследований могут потребоваться самые чувствительные установки и методы. Поэтому очередной задачей космических исследований Марса, по моему мнению, должна быть доставка на Землю образцов ледяного вещества из достаточно глубоких приповерхностных слоёв вечной мерзлоты для их биохимического и изотопного анализа в земных лабораториях. Только в том случае, если лабораторный анализ образцов реликтовой вечной мерзлоты на присутствие химических или изотопных *биомаркеров* даст отрицательный результат, может быть сделан окончательный вывод о том, что процесс возникновения жизни на Марсе никогда не имел места.

Таким образом, последней и решающей попыткой найти признаки марсианской жизни могут стать будущие миссии по возврату образцов марсианского грунта и водяного льда из районов вечной мерзлоты. Эти проекты активно обсуждаются уже около 20 лет, так как только детальный анализ образцов марсианского вещества на самых совершенных аналитических приборах позволит достоверно выяснить, происходили ли в этом веществе какие-либо процессы биологической активности. И если этот поиск также не увенчается успехом, то...

...перед естественным встанет, вероятно, самая сложная проблема за всю историю науки: Почему на Земле около 4 млрд лет назад запустился процесс биологической активности и возникла эволюционирующая земная биосфера, а на сходном по природным условиям Марсе этот процесс не запустился?

ЛИТЕРАТУРА

- [Вернадский, 1988] *Вернадский В. И.* Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988.
- [Маров, 2013] *Маров М. Я.* Владимир Иванович Вернадский: Учение о Биосфере и Астробиология / Постоянное представительство Российской Федерации при

- ЮНЕСКО. 2013. 25 с. URL: http://www.russianunesco.ru/static/materials/akad_marov.pdf.
- [Митрофанов и др., 2014] *Митрофанов И. Г.* и др. Изучение содержания воды в грунте на дне марсианского кратера Гейл: первые результаты эксперимента ДАН на борту марсохода НАСА «Кьюриосити» // Докл. Академии наук (ДАН). 2014. Т. 455. № 3. С. 279–281.
- [Проблемы зарождения..., 2008] Проблемы зарождения и эволюции биосферы: сб. ст. / Под ред. Э. М. Галимова. М.: Кн. дом «ЛИБРОКОМ», 2008. 552 с.
- [Boynton et al., 2002] *Boynton W. V., Feldman W. C., Squyres S. W., Prettyman T. H., Brückner J., Evans L. G., Reedy R. C., Starr R., Arnold J. R., Drake D. M., Englert P. A. J., Metzger A. E., Mitrofanov I. G., Trombka J. I., d'Uston C., Wänke H., Gasnault O., Hamara D. K., Janes D. M., Marcialis R. L., Maurice S., Mikheeva I., Taylor G. J., Tokar R., Shinohara C.* Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars: Evidence for Subsurface Ice Deposits // *Science*. 2002. V. 297. P. 81–85.
- [Cannon et al., 2012] *Cannon K. M., Sutter B., Ming D., Boynton W. V., Quinn R. C.* Perchlorate induced low temperature carbonate decomposition in the mars Phoenix Thermal and Evolved gas Analyzer // *Geophys. Res. Letters*. 2012. V. 39. Iss. 13. P. L13203. doi: 10.1029/2012GL051952.
- [Feldman et al., 2002] *Feldman W. C., Boynton W. V., Tokar R. L., Prettyman T. H., Gasnault O., Squyres S. W., Elphic R. C., Lawrence D. J., Lawson S. L., Maurice S., McKinney G. W., Moore K. R., Reedy R. C.* Global Distribution of neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey // *Science*. 2002. V. 297. P. 75–77.
- [Grotzinger et al., 2012] *Grotzinger J., Crisp J., Vasavada A.* et al. Mars Science Laboratory Mission and Science Investigation // *Space Science Rev.* 2012. V. 170. Iss. 1–4. P. 5–56.
- [Mitrofanov et al., 2002] *Mitrofanov I., Anfimov D., Kozyrev A., Litvak M., Sanin A., Tret'yakov V., Krylov A., Shvetsov V., Boynton W., Shinohara C., Hamara D., Saunders R. S.* Maps of Subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey // *Science*. 2002. V. 297. P. 78–81.
- [Mustard et al., 2008] *Mustard J., Murchie S. L., Pelkey S. M.* et al. Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance orbiter CRISM instrument // *Nature*. 2008. V. 454. Iss. 7202. P. 305–309.
- [Plait, 2011] *Plait P.* More evidence of flowing water on Mars / *Discover*. 2011. URL: <http://blogs.discovermagazine.com/badastronomy/2011/08/04/more-evidence-of-flowing-water-on-mars/>.
- [Schopf et al., 2007] *Schopf J. W.* et al. Evidence of Archean life: Stromatolites and microfossils // *Precambrian Research*. 2007. V. 158. P. 141–155.

WATER AND LIFE ON MARS

I. G. Mitrofanov

Space Research Institute of Russian Academy of Sciences (IKI RAN)

The origin of life is discussed on the planets of solar system taking into account new results of space exploration, which are associated with the possible presence of natural water reservoirs on the surface of the early Mars.

Keywords: planetary studies, Mars, water, origin of life, biosphere.

Mitrofanov Igor Georgievich — head of department, doctor of physical and mathematical sciences, imitrofa@space.ru

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАРСА: ЭФФЕКТЫ ГИДРАТАЦИИ ОЛИВИНА, ВАДСЛЕИТА И РИНГВУДИТА В МАНТИИ МАРСА

В. Н. Жарков, Т. В. Гудкова

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН)

Приводятся аргументы, согласно которым содержание следов воды в мантии Марса больше, чем в мантии Земли. В работах [Мао et al., 2010, 2011, 2012] экспериментально изучалось влияние следов H_2O на упругие свойства и скорости продольных V_p и поперечных V_s волн в форстерите (оливине) и его фазовых модификациях — вадслеите и рингвудите. Как в мантии Земли, так и в мантии Марса эти минералы составляют ~60 вес. %, и в этом смысле они являются основными составляющими в своих зонах. В мантии Земли молекулярная концентрация Fe составляет ~10 %, а в мантии Марса ~20 %. В данной работе результаты, полученные в статьях [Мао et al., 2010, 2011, 2012], экстраполировались к марсианским значениям. Отмечено, что прямым указанием на наличие следов воды в мантии Марса может быть эффект заметного расширения зоны фазового перехода от оливина к вадслеиту. Этот эффект не «зашумлён», например, таким эффектом как неупругость среды. Предполагается, что со временем сейсмические методы внесут свой вклад в проблему оценки содержания воды в мантии Марса.

Работа была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-02-00378).

Ключевые слова: внутреннее строение, фазовые переходы, оливин, вадслеит, рингвудит.

ВВЕДЕНИЕ

Идея, что планеты земной группы сформировались из планетезималей с разной степенью окисленности, обсуждалась в работе [Anders et al., 1971]. Она была конкретизирована в работах [Ringwood, 1977, 1979] и далее детализирована в работах [Dreibus, Wänke, 1989; Wänke, 1981; Wänke, Dreibus, 1994], где для объяснения наблюдаемой картины распространённости элементов в мантиях Земли и Марса была предложена двухкомпонентная модель аккреции планет земной группы. В случае Марса используется также идея о том, что он является родительским телом SNC-метеоритов, что позволяет сделать надёжное заключение о весовом химическом составе планеты [Dreibus, Wänke, 1989; Wänke, Dreibus, 1994]. Состав Земли и Марса рассматривается как некоторая смесь компонент *A* и *B*.

Компонента A. Вещество сильно восстановлено и свободно от всех элементов, более летучих или таких же по летучести как Na, но содержит все другие элементы с отношениями обилий, такими же как у примитивных углистых хондритов класса C1. Железо и все сидорофильные элементы на-

Жарков Владимир Наумович — главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук, профессор, zharkov@ifz.ru

Гудкова Тамара Васильевна — главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук

ходятся в металлическом виде. Прототела, состоящие из компоненты *A*, заполняли зону питания формирующейся Земли.

Компонента B. Вещество сильно окислено и содержит все элементы, включая летучие, с распространённостями как и у метеоритов класса C1. Железо и все сидорофильные и литофильные элементы присутствуют в основном в виде окислов. Из компоненты *B* состояли прототела в зоне, где в настоящее время расположен пояс астероидов.

На основе оценок валового состава Марса в работе [Dreibus, Wänke, 1989] сделан вывод, что компоненты *A* и *B* на Марсе смешаны в отношении 60:40, а на Земле — 85:15. Было сделано заключение, что аккреция Марса шла почти однородно, в противоположность химически неоднородной аккреции Земли. Причиной двухкомпонентной модели формирования планет земной группы является влияние Юпитера [Zharkov, 1993]. Предполагается, что компонента *B* имеет тот же состав, что и хондриты класса C1. В работах [Brearley, Jones, 1998; Lodders, Fegley, 1998] были получены оценки содержания воды (18...22 вес. %) в метеоритах типа C1, из которых следует, что, согласно двухкомпонентной модели образования Марса, планета при своём формировании должна была приобрести заметно большее количество воды, чем Земля [Жарков, Гудкова, 2005].

При высоких давлениях и температурах в недрах планет создаются условия для растворения в железе водорода, источником которого является реакция



По мере роста газового давления водород начинает растворяться в железе:



(библиография по этому вопросу приведена в работах [Жарков, 1996; Fukai, Suzuki, 1986]). Согласно реальным моделям давление в центре Марса меньше 450 кбар, т. е. недостаточно велико для эффективного растворения FeO в железе [Fei, Mao, 1994]. Поэтому, в отличие от Земли, в марсианском ядре кислород вряд ли присутствует в заметных количествах [Жарков и др., 1991]. Водород же растворяется в железе при сравнительно малых давлениях. Так, молекулярное отношение H/Fe \approx 0,2...0,4 достигается вблизи температуры плавления уже при давлениях в несколько десятков килобар, а H/Fe \approx 1 — при умеренных температурах и давлениях \sim 70 кбар. Растворение водорода в железе уменьшает его плотность и заметно понижает температуру плавления. Идея, что в ядре Марса в качестве примеси наряду с серой может присутствовать водород, не является новой [Жарков и др. 1991; Fukai, 1992; Fukai, Suzuki, 1986]. Однако до работы [Жарков, 1996] влияние водорода на модели марсианского ядра, и, таким образом, на модели планеты не обсуждалось. В этой работе было показано, что добавление молекулярной концентрации водорода $x = 0,1$ в железное ядро Марса понижает его плотность примерно на 0,16 г/см³. Эта оценка совместно с уравнением Вине для описания сжимаемости FeH [Bading et al., 1992] позволяет создавать пробные количественные модели внутреннего строения Марса, ядро которого содержит заметное количество водорода.

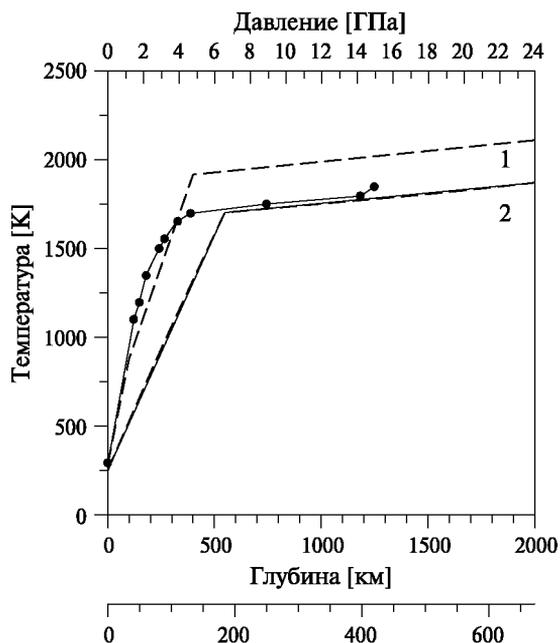


Рис. 1. Модельное распределение температуры в недрах Марса и Земли как функция давления (или глубины, соответственно для Марса и Земли): геотерма представлена жирными точками; ареотерма: сплошные линии [Zharkov et al., 2009]; пунктирные линии: 1 — горячий и 2 — холодные профили [Verhoeven et al., 2005]; штрихпунктирная линия (почти сливается с прямой линией) [Konopliv et al., 2011]

При построении модели внутреннего строения мы исходили из космохимической DW-модели и её реализации в лабораторных аппаратах при высоком давлении и температуре на пробной марсотерме (сплошная кривая на рис. 1) [Bertka, Fei, 1997, 1998]. Для проверки гипотезы о хондритовом составе планет земной группы, при отборе моделей, удовлетворяющих данным наблюдений, предпочтение отдавалось таким, в которых весовое отношение Fe/Si близко к хондритовому значению, равному 1,71.

Прогресс, который наблюдался в последние годы в построении моделей Марса, основан на данных о гравитационном поле, постоянной прецессии и определении приливного числа Лява k_2 [Folkner et al., 1997; Konopliv et al., 2006, 2011; Lemoine et al., 2001; Yoder, Standish, 1997; Yoder et al., 2003].

Созданию модели внутреннего строения Марса, включающей пробную сейсмическую модель планеты, посвящён ряд работ [Жарков, Гудкова, 2005; Dehant et al., 2012; Gudkova, Zharkov, 2004; Khan, Connolly, 2008; Rivoldini et al., 2011; Verhoeven et al., 2005; Zharkov, Gudkova, 2000; Zharkov et al., 2009]. Эти модели, построенные разными методами, качественно хорошо согласуются друг с другом. Чтобы удовлетворить данным наблюдений, ядро Марса должно быть жидким, а его радиус достаточно большим ~1700...1800 км. Оно не может состоять из чистого железа с добавкой никеля, и, кроме серы, должно содержать примесь лёгких элементов. Кроме того, большой радиус ядра Марса исключает из модели перовскитовый слой

мантии на границе с ядром. В наших работах основным лёгким примесным элементом считается водород [Жарков, 1996]. Естественно, этот вопрос нуждается в дополнительных исследованиях. Подробное изложение методики построения модели внутреннего строения Марса приведено в работе [Жарков, Гудкова, 2005].

Температура на границе мантия-ядро $T_{\text{ям}}$ — фундаментальный параметр, характеризующий недра планеты. Он определяет распределение температуры в теле планеты. Величина $T_{\text{ям}}$ (в [K]), предложенная разными авторами, находится в следующих диапазонах: 1750...1830 [Spohn, 1991], 1600 [Mocquet et al., 1996], 1770...1920 [Sohl, Spohn, 1997], 1500...1900 [Kavner et al., 2001], 2020 [Bertka, Fei, 1997], 1900...2100 [Breuer, Moore, 2007; Breuer, Spohn, 2006]. Подробное обсуждение влияния температуры дано в нашей работе [Zharkov, Gudkova, 2000].

Модели конвекции в недрах Марса, использующие stagnant lid-параметризацию, показывают, что марсианская мантия может иметь значительно более толстую stagnant lid-литосферу, чем Земля, — толщиной около 350...450 км (см. рис. 1). Современные значения температуры на границе мантии и ядра оцениваются в 1900...2100 К, что существенно выше значений, полученных в предыдущих моделях с аналогичными параметрами [Breuer, Moore, 2007; Breuer, Spohn, 2006].

В то время как распределение давления в недрах Марса определено достаточно хорошо, для фиксирования температурного профиля недостаточно данных. Эта проблема обсуждалась в вышеприведённых работах. Линии 1 и 2 на рис. 1 рассматриваются как верхний и нижний пределы для температурного профиля в теле Марса. Эти профили соответствуют conductive lid-модели Марса. В настоящее время не совсем ясно, имеется ли конвективный режим в нижней части силикатной мантии, простирающейся до ядра. На рис. 1 показаны две адиабаты (линии 1 и 2), начинающиеся на разных глубинах. Величина адиабатического градиента в мантии — около 0,12 К/км. Ядро Марса находится в жидком состоянии. Однако температура плавления может быть существенно уменьшена из-за наличия примесей лёгких элементов в ядре, таких как водород, например [Zharkov et al., 2009]. В ядре температурный профиль предполагается адиабатическим.

В настоящее время изучение влияния следов воды на физические свойства мантийных минералов Земли ведётся широким фронтом (для обзора см. [Жарков, 2012]). В мантии Земли у подножия верхней мантии вблизи сейсмической границы на глубине 410 км оливин может содержать ~0,4 вес. % H_2O . Коэффициент распределения для H_2O между оливином и вадслеитом оценивается как один к двум, а между вадслеитом и рингвудитом — как два к одному. Важным параметром мантийных силикатов является железистость, которая определяется как молекулярное отношение $\text{Fe}\# = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \times 100$. Соответствующее магниевое число $\text{Mg}\# = 100 - \text{Fe}\#$. В модели DW для силикатного резервуара планеты $\text{Mg}\# = 75$. По оценкам, приведённым в статье [Жарков, Гудкова, 2005], мощность коры Марса лежит в интервале 50...100 км. При выплавлении такой толстой коры железистость мантии Марса понижается, и при построении моделей Марса её значение

помещают в интервал $Fe\# \approx 20...25$. Железистость мантии Земли значительно меньше — $Fe\#_{зем} \approx 10$. Чем больше величина параметра $Fe\#$, тем больше соответствующая гидроемкость минерала. Таким образом, с одной стороны, Марс при своём образовании вместе с компонентой В получил заметно больше воды, чем Земля, а с другой стороны, гидроемкость его мантийных минералов должна быть выше, чем у соответствующих земных мантийных минералов, так как величина $Fe\#$ у Марса в два раза больше, чем у Земли. Цель настоящей работы — получить оценки эффектов гидратации в силикатной мантии Марса.

1. ВЫБОР МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Данные о гравитационном поле Марса, полученные миссиями Mars Global Surveyor (MGS) и Mars Odyssey [Konopliv et al., 2006], были существенно улучшены с использованием измерений космического аппарата MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) за два года [Konopliv et al., 2011]. Постепенное уточнение данных дало следующую величину полярного момента инерции планеты: $C/MR_c^2 = 0,3644 \pm 0,005$ (при референсном радиусе $R_c = 3396$ км) [Konopliv et al., 2011], что меньше, чем принималось ранее [Konopliv et al., 2006]: $C/MR_c^2 = 0,3654 \pm 0,008$. Соответствующая величина среднего момента инерции $I/MR_0^2 = 0,3645 \pm 0,0005$, где $R_0 = 3389,5$ км — средний радиус Марса. Учёт выступа Фарсида приводит к уменьшению этого значения приблизительно на $0,00017$ [Kaula, 1979; Konopliv et al., 2011; Reasenber, 1977; Sohl et al., 2005; Yoder, Standish, 1997]. Таким образом, значение $I/MR_0^2 = 0,3643 \pm 0,0005$ может быть использовано при отборе моделей внутреннего строения (рис. 2).

Значение числа Лява k_2 ($k_2 = 0,152 \pm 0,009$) [Konopliv et al., 2006] было существенно увеличено ($k_2 = 0,164 \pm 0,009$) [Konopliv et al., 2011].

При построении моделей внутреннего строения они считаются упругими. Учёт влияния неупругости приводит к частотной зависимости упругих модулей, в основном модуля сдвига. Для того, чтобы использовать дополнительное ограничение на упругую модель (дополнительно к моменту инерции), из наблюдаемого значения k_2 следует выделить упругую компоненту k_2^s (число Лява, определяемое для профилей упругих модулей в сейсмической полосе частот). Соответствующее значение упругого числа Лява, использованного ранее, $k_2^s = 0,148 \pm 0,009$ [Konopliv et al., 2006]. В настоящее время для ограничения на модели следует использовать $k_2^s = 0,159 \pm 0,009$ [Konopliv et al., 2011].

Среди набора моделей внутреннего строения Марса (см. табл. 2 работы [Zharkov et al., 2009]) модель M14_3, удовлетворяющая всем имеющимся на сегодняшний день геофизическим и геохимическим данным, будет использоваться в качестве тестовой модели. Модель состоит из четырёх подмоделей — двухслойная модель коры, модель силикатной мантии и модель ядра.

В этой модели средняя толщина коры — 50 км, средняя плотность коры равна 3000 кг/м^3 . Профиль плотности и скоростей сейсмических волн

в коре соответствует модели коры [Babeiko, Zharkov, 2000], полученной методом численного термодинамического моделирования.

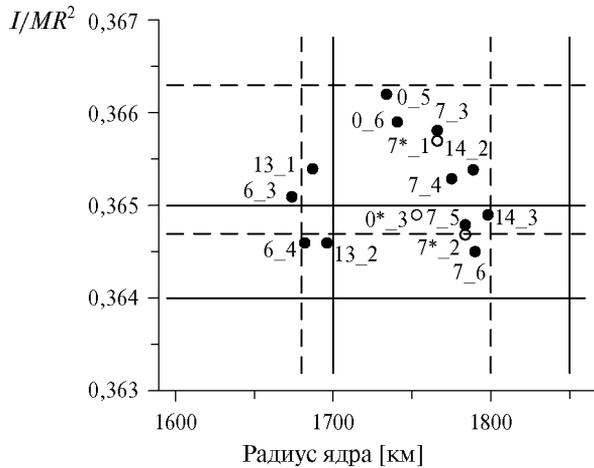


Рис. 2. Момент инерции I/MR_0^2 в зависимости от радиуса ядра для ряда моделей внутреннего строения Марса. Цифры соответствуют моделям из работы [Zharkov et al., 2009] (чёрные кружки (•) — кора 50 км и открытые кружки (○) — 100 км). Горизонтальные линии показывают разброс допустимых значений момента инерции (сплошные линии [Konopliv et al., 2011], пунктирные линии [Konopliv et al., 2006]). Вертикальные линии соответствуют радиусу ядра планеты, определённого по значениям числа Лява k_2^s ([Konopliv et al., 2011] — сплошные линии и данные работы [Konopliv et al., 2006] — пунктирные линии)

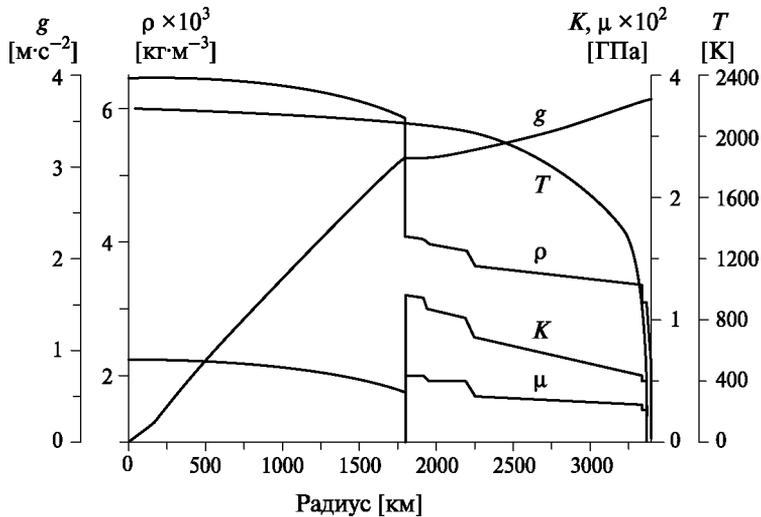


Рис. 3. Распределение плотности ρ , гравитационного ускорения g , температуры T и модулей упругости: объёмного модуля сжатия K и модуля сдвига μ , как функции радиуса для модели M14_3 [Zharkov et al., 2009] (Fe# 20, толщина коры 50 км и плотность коры 3000 кг/м^3)

При моделировании мантии Марса используются экспериментальные данные, приведённые в статьях [Bertka, Fei, 1997, 1998]. Авторы указанной работы исследовали поведение образцов с составом, соответствующим геохимической модели DW [Dreibus, Wänke, 1985] вдоль ареотермы до давлений, соответствующих значениям на границе мантия-ядро, при этом определялись минералогический состав образцов при различных давлениях и соответствующие пропорции минералогических ансамблей. Для модели DW железистое число $Fe\#$ равно 25 для силикатного резервуара планеты. При моделировании железистое число является варьируемым параметром. В модели M14_3 содержание железа в мантии Марса $Fe\#$ равно 20.

В нашей модели ядро Марса состоит из железа и никеля с добавкой лёгких элементов, таких как сера и водород. Радиус ядра — 1800 км. Такое значение радиуса ядра не предполагает наличия перовскитового слоя у подножия мантии. Ядро содержит 14 вес. % серы. Содержание водорода в ядре — 70 мол. %. На рис. 3 показано распределение плотности ρ , гравитационного ускорения g , температуры T , модулей сжатия K и сдвига μ в зависимости от радиуса планеты для тестовой модели M14_3.

Пробная модель имеет параметры: $Fe\#$ 20; водорода в ядре 70 мол. %; радиус ядра 1798 км; давление на границе мантии и ядра 19,2 ГПа; толщина коры 50 км с плотностью 3000 кг/м^3 , Fe в планете 27,2 вес. %; весовое отношение $Fe/Si = 1,74$; перовскитовый слой отсутствует.

Представляет интерес зона фазовых переходов оливин $\alpha \rightarrow$ вадслеит β (или оливин $\alpha \rightarrow$ рингвудит γ). Если нет каких-либо химических изменений, то для Марса эта зона оказывается в три раза шире, чем для Земли. В модели M14_3, для $Fe\#$ 20 ширина этой зоны — около 54 км, она начинается на глубине 1137 км. Плотность и скорости P - и S -волн увеличиваются соответственно на $0,23 \text{ г/см}^3$, 0,6 и 0,4 км/с. Зона перехода $\beta \rightarrow \gamma$ для Земли выражена слабо. На Марсе этот переход может происходить на глубине 1435 км, его ширина около 40 км. Плотность и скорости P - и S -волн увеличиваются соответственно на $0,08 \text{ г/см}^3$, 0,27 и 0,16 км/с.

2. ЭФФЕКТЫ ГИДРАТАЦИИ ОСНОВНЫХ МАНТИЙНЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ЛАБОРАТОРНЫМ ДАННЫМ

2.1. Оливин

В работе [Mao et al., 2010] экспериментально исследовались эффекты гидратации на сейсмические скорости поликристаллического форстерита как функции давления (и, соответственно, глубины). Предполагалось, что упругость форстерита при нормальных условиях линейно зависит от содержания H_2O [Jacobsen et al., 2008, 2009]. Считается, что производные по давлению модулей всестороннего сжатия K' и сдвига μ' также линейно зависят от содержания H_2O . Так как данные о влиянии температуры на упругость гидратированных полиморфных фаз оливина в настоящее время отсутствуют, то в работе [Mao et al., 2010] все расчёты выполнялись при 300 К.

Сравнение данных для образцов форстерита, содержащих 0,9 вес. % H_2O , с данными для безводных образцов при давлении 1 бар показало, что скорость продольных V_p , объёмных V_B и поперечных V_S волн в гидратированных образцах меньше, чем в безводных, на 0,6; 0,4 и 0,7 %, соответственно. Производные по давлению упругих модулей K'_S и μ' для гидратированных образцов больше, чем у безводного форстерита. В результате скорости сейсмических волн в гидратированном форстерите с давлением (с глубиной) растут быстрее. Продольные V_p и поперечные V_S скорости в гидратированном форстерите пересекают, а затем превосходят таковые в безводном форстерите при ~ 4 ГПа для V_p и ~ 3 ГПа для V_S . Для Земли эффект пересечения кривых $V_p(l)$ и $V_S(l)$ отвечает глубинам ~ 120 и ~ 90 км, соответственно, а для условий в недрах Марса эти глубины имеют заметно большие значения — 300 км и ~ 150 км, соответственно. Для скорости объёмных волн V_B различие в соответствующих значениях скорости для гидратированной фазы и безводной мало и лежит в пределах точности экспериментальных данных.

Изменение максимальной гидроёмкости оливина с глубиной в Земле оценивалось на основе лабораторных данных в работах [Nauri et al., 2006; Mosenfelder et al., 2006]. Было найдено, что гидроёмкость оливина вдоль солидуса оливина, насыщенного водой, мала при нормальном давлении, но постепенно возрастает с давлением и достигает значения 0,9 вес. % при 13 ГПа (т.е. на глубине 410 км фазового перехода оливина в Земле). В статье [Mao et al., 2010] сделано заключение, что сейсмические скорости в гидратированном оливине превышают скорости в безводном оливине на глубине более 200 км в Земле из-за комбинированного эффекта роста упругих свойств и гидроёмкости оливина с глубиной. При интерпретации конкретных данных наблюдений, естественно, следует учитывать и другие факторы, которые могут влиять на значения сейсмических скоростей, например, значение железистости и неупругости.

В работе [Mao et al., 2010] рассмотрено влияние гидратации на отношение V_p/V_S в форстерите при комнатной температуре 300 К и высоких давлениях. Влияние температуры на это отношение изучалось в работах [Isaak et al., 1989; Sinogeikin et al., 2003]. Рост температуры или добавление железа к форстериту увеличивает отношение V_p/V_S .

В статье [Mao et al., 2010] приведены следующие оценки. Увеличение температуры на 100 К или железа на 10 мол. % вызывает увеличение отношения V_p/V_S на 0,12 и 1,4 %, соответственно. При нормальном давлении отношение V_p/V_S для гидратированного и безводного форстерита почти одно и то же и составляет $\sim 1,706$ [Mosenfelder et al., 2006]. При давлении, соответствующем 410 км границе в Земле, это отношение для гидратированного и безводного форстерита равно 1,770 и 1,783 соответственно [Isaak et al., 1989], различаясь всего на $\sim 0,7$ %. Таким образом, эффект от наличия 0,9 вес. % H_2O на отношение V_p/V_S в форстерите при давлении, соответствующем 410 км границе в Земле, может быть скомпенсирован уменьшением температуры на ~ 600 К или уменьшением содержания Fe в оливине на ~ 5 мол. %.

На рис. 4 показаны продольные V_P и поперечные V_S скорости и их отношение V_P/V_S как функции давления и глубины (применительно к условиям марсианских недр) при 300 К для сухого форстерита и с содержанием 0,9 вес. % H_2O , в соответствии с экспериментальными данными [Мао et al., 2010] и экстраполированные данные: для сухого оливина-80 и оливина с содержанием 0,9 вес. % H_2O .

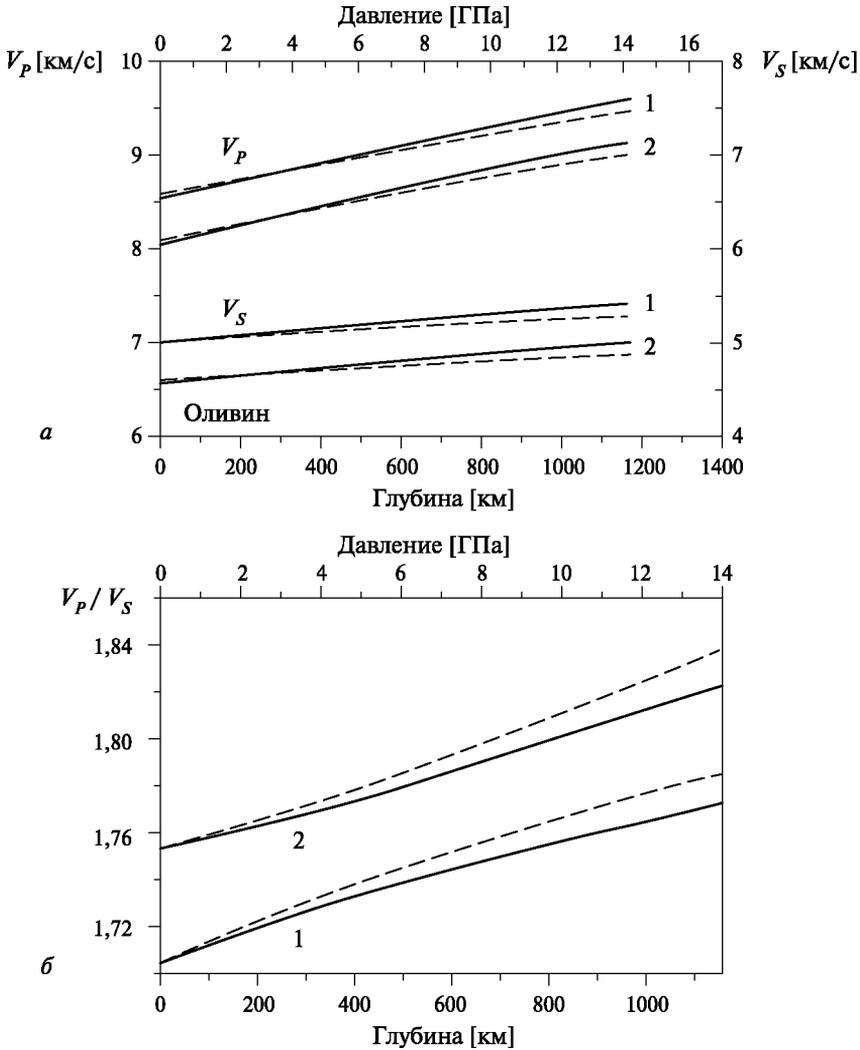


Рис. 4. Продольные V_P и поперечные V_S скорости (а) и отношение V_P/V_S (б) как функции давления и глубины (применительно к условиям марсианских недр) при 300 К для сухого форстерита (1, пунктирная линия) и с содержанием 0,9 вес. % H_2O (1, сплошная линия) в соответствии с экспериментальными данными [Мао et al., 2010], и экстраполированные данные для сухого оливина-80 (2, пунктирная линия) и оливина с содержанием 0,9 вес. % H_2O (2, сплошная линия)

Как уже было отмечено выше, содержание железа в мантии Марса лежит в интервале Fe# 20...25. Экспериментальные данные [Mao et al., 2010] получены для сухого форстерита и форстерита, содержащего 0,9 вес. % H_2O . Использовались значения плотности и скорости сейсмических волн для форстерита и оливина-90 из работы [Jacobsen et al., 2009], а также скорости продольных и поперечных волн и их отношение V_p/V_s [Mao et al., 2010]. В настоящей работе эти данные проэкстраполированы для того, чтобы получить оценочные значения этих параметров для оливина-80, что соответствует содержанию железа в тестовой модели M14_3. Затем, в полученные величины были внесены поправки на содержание 0,9 вес. % H_2O . На границе фазового перехода оливина в вадслеит из-за поправки на содержание воды увеличение скоростей в оливине составляет 0,12 км/с для V_p и 0,11 км/с для V_s скоростей, что составляет 1,4 и 2,4 %, соответственно.

Для сравнения, неопределённость температуры в 200 К на границе оливиновой зоны с вадслеитом изменяет скорость продольных V_p и поперечных V_s волн на 1,3 и 1,7 %, соответственно.

Выбранная за исходную модель M14_3 построена для распределения температур, соответствующих марсотерме (сплошная кривая на рис. 1). Таким образом, влияние температуры на упругие модули учтено в исходной модели. Это заключение подразумевает, что гидратация не влияет на значения производных упругих модулей K и μ по температуре. Как указано в последующей работе [Mao et al., 2012], для модуля сдвига рингвудита это предположение подтверждается, а производная модуля K по температуре заметно возрастает по абсолютной величине при гидратации образцов. Это приводит к эффекту заметного понижения скорости V_p в рингвудитовом слое, не учтённому в исходной модели. Соответствующие данные для оливина и вадслеита отсутствуют. Надо иметь в виду, что этот эффект, возможно, имеет место и в этих слоях мантии Марса (см. более подробно в п. 2.3).

2.2. Вадслеит

В работе [Mao et al., 2011] экспериментально определялась матрица упругих коэффициентов C_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$) монокристалла железистого вадслеита, содержащего 1,93 вес. % H_2O ($Mg_{1,634}Fe_{0,202}H_{0,305}SiO_4$). С помощью метода Фогта-Реусса-Хилла (Voigt-Reuss-Hill) путём усреднения по индивидуальным значениям коэффициентов C_{ij} определялись упругие модули всестороннего сжатия K_S и сдвига μ для поликристаллического состояния среды. Эксперименты выполнялись в интервале давлений до 12 ГПа. При нормальных условиях значения K_{SO} и μ_0 равны 156,2(5) и 98,0(3) ГПа, соответственно. Это на 8,1 и 15 % меньше, чем для чисто магнезиального вадслеита β - Mg_2SiO_4 [Zha et al., 1996]. Добавление Fe к вадслеиту слабо сказывается на K_{SO} , но заметно уменьшает μ_0 . Наблюдаемое уменьшение модулей K_{SO} и μ_0 объясняется комбинированным эффектом Fe и гидратации [Sawamoto et al., 1984; Sinogeikin et al., 1998; Zha et al., 1996].

Производная по давлению K'_{SO} вадслеита, изучаемого в работе [Mao et al., 2011], равна 4,8(1). Эта величина не сильно зависит от наличия воды,

но может увеличиться из-за наличия Fe [Mao et al., 2011; Zha et al., 1996]. Значение μ'_0 равно 1,9(1), что больше, чем значение μ' , равное 1,5...1,6(1) для безводного β -(Mg,Fe)₂SiO₄ [Li, Libermann, 2000; Liu et al., 2009], и чем 1,4(1) для безводного и гидратированного β — Mg₂SiO₄ [Mao et al., 2008; Zha et al., 1996]. Большее значение μ' для содержащего Fe вадслеита обусловлено комбинированным эффектом Fe и гидратации. Таким образом, уменьшение модулей K_{SO} и μ_0 из-за гидратации при высоких давлениях меньше, чем при нормальных условиях.

В работе [Mao et al., 2011] был рассчитан эффект от гидратации и Fe на скорости упругих волн V_P и V_S в железистом вадслеите при давлениях до 12 ГПа. При нормальных условиях наличие 10 мол. % Fe в вадслеите понижает скорость продольных (V_P) и поперечных волн (V_S) на 2,9 и 3,7 %, соответственно [Li, Libermann 2000; Liu et al., 2009; Sawamoto et al., 1984; Sinogeikin et al., 1998; Zha et al., 1996]. Добавление 1,93 вес. % H₂O в содержащий Fe вадслеит понижает V_P и V_S далее, приводя к полному уменьшению V_P на 5,9 % и V_S на 7,2 %.

Из-за того, что производные по давлению K'_S и μ' в железистом вадслеите больше, чем в β — Mg₂SiO₄, следует, что уменьшение скоростей из-за совместного эффекта Fe и гидратации будет заметно меньшим при 12 ГПа, уменьшаясь до 3,6 % для V_P и 4,4 % — для V_S . Чистый эффект гидратации при нормальных условиях даёт понижение V_P на 3,1 %, а V_S на 3,5 %. Чистый эффект гидратации в железистом вадслеите при 12 ГПа понижает V_P и V_S только на 1,6 и 1,3 % соответственно, что составляет примерно 200 м/с уменьшения скоростей для V_P и V_S .

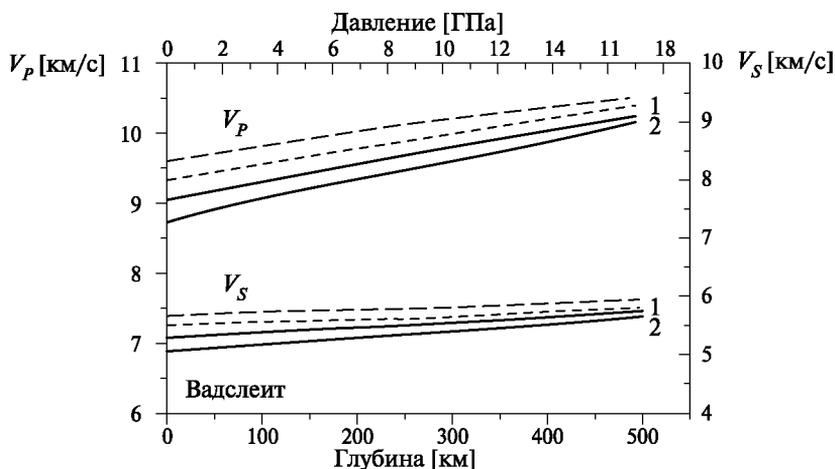


Рис. 5. Влияние содержания воды и Fe на сейсмические скорости для вадслеита как функция давления и глубины (применительно к условиям марсианских недр) при 300 К. Пунктирная линия — β -Mg₂SiO₄ [Zha et al., 1996]; малый пунктир — β -(Mg_{0,87}Fe_{0,13})₂SiO₄ [Liu et al., 2009], показывает влияние Fe; сплошная линия — Fe-содержащий (железистый) вадслеит (содержание Fe# 10) с 1,93 вес. % H₂O [Mao et al., 2012], показывает суммарное влияние Fe и воды (1), экстраполированные данные для железистого вадслеита (содержание Fe# 20) с 1,93 вес. % H₂O (2)

В модели M14_3 зона вадслеита начинается на глубине 1190 км и заканчивается на глубине 1435 км.

На рис. 5 показано изменение скоростей продольных V_P и поперечных V_S волн в вадслеите в зависимости от содержания железа и воды. Данные для гидратированного вадслеита и Fe-содержащего вадслеита (Fe# 10) взяты из работы [Mao et al., 2011]. В настоящей работе эти данные были проэкстраполированы для гидратированного Fe-содержащего вадслеита (Fe# 20). В конце фазового перехода оливин-вадслеит при модельном давлении $P = 14,25$ ГПа в вадслеите скорости продольных V_P и поперечных V_S волн уменьшаются на 0,2 км/с — для V_P и 0,1 км/с — для V_S , что составляет около 2,1 и 2 %, соответственно.

Для сравнения, из-за изменения температуры на 200 К в зоне вадслеита значения продольных V_P и поперечных V_S скоростей изменяются на 1,1 и 1,6 %, соответственно.

Увеличение скоростей продольных V_P и поперечных V_S волн в оливине и соответствующее уменьшение скоростей в вадслеите приводит к уменьшению скачка скоростей при фазовом переходе оливин-вадслеит, который имеет место на глубине около 1190 км (и давлении около 14 ГПа) в недрах Марса.

2.3. Влияние H_2O и концентрации Fe^{3+} в вадслеите на фазовый переход оливина в вадслеит

В двух работах [Frost, Dolejs, 2007; Frost, McCammon, 2009] были выполнены соответствующие экспериментальные исследования и приведено обсуждение особенностей сейсмической границы в Земле на глубине 410 км. Вслед за авторами статьи [Frost, McCammon, 2009] будем использовать удобное сокращённое обозначение d410 для этой границы. Б. Дж. Вуд [Wood, 1995] был первым, кто предположил, что присутствие воды в мантии Земли может оказывать существенное влияние на d410. Это обусловлено тем, что вадслеит имеет очень высокую гидроёмкость для накопления в своей структуре гидроксила (OH^-) (до 3,3 вес. % H_2O). В равновесии вода при растворении в системе оливин-вадслеит отдаёт большее предпочтение вадслеиту по сравнению с оливином [Inoue et al., 1995; Kohlstedt et al., 1996; Young et al., 1993]. При растворении молекул H_2O в силикатах они распадаются на группу OH^- — гидроксил и протон H^+ . Для того чтобы небольшое количество воды могло раствориться в кристаллической решётке силиката, в точечных дефектах решётки последнего должны найтись места для группы OH^- и сохраняться локальная электронейтральность. Растворение H_2O в виде гидроксила в вадслеите понижает химический потенциал и соответственно расширяет его поле стабильности по отношению к оливину, делая вадслеит стабильным при более низких давлениях, чем это имеет место в сухой системе. Этот эффект может заметно понизить значения глубины начала фазового перехода оливин-вадслеит в мантии Земли или Марса.

Трёхвалентный ион железа Fe^{3+} также предпочтительнее распределяется в вадслеите по сравнению с оливином и влияет как на величину давления, так

и на ширину (по давлению) фазового перехода оливина в вадслеит [Frost, 2005]. В системах, содержащих как Fe, так и H_2O , при изучении фазового перехода необходимо также контролировать фугитивность кислорода (которая определяет содержание Fe^{3+}).

В теоретической части работы [Frost, Dolejs, 2007] авторы следовали методике, приведённой в статье [Wood, 1995]. На фазовой диаграмме системы $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$ были рассчитаны доли (пропорции) оливина и вадслеита на протяжении двухфазной области с учётом того, что полное железистое число в Земле $Fe\# = 10$.

Коэффициент распределения H_2O между оливином и вадслеитом был использован для расчёта содержания H_2O в каждой из фаз на протяжении фазового превращения для заданного полного содержания H_2O . Концентрация H_2O в каждой из фаз затем использовалась для расчёта уменьшения давления перехода по сравнению с безводным превращением, из-за влияния H_2O . Была рассчитана результирующая фазовая диаграмма для значения температуры $1400\text{ }^\circ\text{C}$, безводных условий и содержания воды 0,4 вес. % (4000 м.д.). Наличие такого большого количества H_2O расширяет интервал давлений фазового перехода и понижает среднюю точку фазового перехода. При $1400\text{ }^\circ\text{C}$, что близко к температуре нормальной мантии Земли, равной $\sim 1500\text{ }^\circ\text{C}$ на глубине 410 км, величина насыщения оливина водой составляет примерно 0,4 вес. % [Smyth et al., 2006], что расширяет зону фазового перехода до примерно 11 км, что на ~ 4 км больше ширины зоны перехода для сухих условий.

Приведённая в статье [Frost, Dolejs, 2007] фазовая диаграмма как функция $Fe\#$ показывает, что эффект гидратации, который приводит к понижению значения давления начала фазового перехода и расширению интервала давлений перехода, является возрастающей функцией железного числа $Fe\#$. Для мантии Марса $Fe\# \approx 20$. Это в два раза больше значения для мантии Земли. Таким образом, можно предполагать, что наличие H_2O в мантии Марса может приводить к расширению зоны фазового перехода $\alpha \rightarrow \beta$ на десять и более километров.

Следующий аспект, который не затрагивался при обсуждении результатов экспериментов в системе $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 - H_2O$, — это взаимоотношение между H_2O и отношением железа (трёхвалентное Fe^{3+} / двухвалентное железо Fe^{2+}) в вадслеите. Высокая растворимость Fe^{3+} в вадслеите, вероятно, смещает фугитивность кислорода переходной зоны в Земле к уровням, много меньшим, чем это имеет место в верхней мантии [Bollhaus, 1995; O'Neill et al., 1993]. Как результат, присутствие значительного количества H_2O в переходной зоне Земли или Марса может быть несовместимо с наличием вадслеита с низким содержанием ионов Fe^{3+} . Вместо этого ионы Fe^{2+} могут окисляться в присутствии H_2O , которая восстанавливается до H_2 или CH_4 . Это определённо случается в экспериментах при таких условиях [McCammon et al., 2004].

Имеются экспериментальные данные, указывающие на то, что ионы Fe^{3+} влияют на глубину и резкость границы d410, аналогично тому, как это делает H_2O [Frost, 2005]. Это может означать, что области, где d410 более широкая, в действительности могут быть относительно сухими, обогащён-

ными Fe^{3+} зонами мантии, которые были окислены ранее из-за взаимодействия с H_2O .

В работе [Frost, McCammon, 2009] было выполнено экспериментальное исследование влияния фугитивности кислорода (содержания Fe^{3+}) на фазовый переход оливина в вадслеит при высоких давлениях и температурах. Значение глубины и интервала глубин d410, которые могут быть определены по сейсмическим данным, зависит от содержания Fe^{3+} в мантии, потому что наличие Fe^{3+} уменьшает давление и увеличивает интервал давления перехода оливин-вадслеит. Бюджет Fe^{3+} у основания верхней мантии в основном определяется майжоритовым гранатом, в котором хорошо растворяется Fe^{3+} . Как только оливин начинает трансформироваться в вадслеит у вершины переходной зоны, Fe^{3+} начинает распределяться между вадслеитом и гранатом. По оценкам [Frost, McCammon, 2009] молярный Fe^{3+} коэффициент распределения $D_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{wad}/\text{grt}} = \text{Fe}_{\text{wad}}^{3+} / \text{Fe}_{\text{grt}}^{3+}$ оказался равным ~ 1 , а наименьшее возможное отношение $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{F}$ для мантийного ансамбля в Земле при переходе оливин-вадслеит равно $\sim 0,03$. В марсианской мантии в более окисленной среде, чем в мантии Земли, и при большем содержании железа это отношение, видимо, должно быть бóльшим, чем в мантии Земли. Оказалось, что интервал фазового перехода оливин-вадслеит в мантии Земли при температуре 1500°C возрастает от ~ 8 до 26 км при изменении отношения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{F}$ от $0,03$ до $0,35$ [Frost, McCammon, 2009].

Суммируя этот пункт, можно предположить, что в мантии Марса зона фазового перехода $\alpha \rightarrow \beta$ может быть на несколько десятков километров шире из-за эффекта гидратации, то есть наличия в мантии H_2O и трёхвалентных ионов Fe^{3+} . Определение сейсмическими методами ширины зоны перехода $\alpha \rightarrow \beta$, возможно, позволит получить прямое указание о наличии воды в мантии Марса.

2.4. Рингвудит

В работе [Mao et al., 2012] экспериментально определялись упругие постоянные монокристалла железистого рингвудита, содержащего $1,1$ вес. % H_2O ($\text{Mg}_{1,633}\text{Fe}_{0,231}^{2+}\text{Fe}_{0,026}^{3+}\text{Si}_{1,00}\text{H}_{0,179}\text{O}_4$). Использовалась методика, которую эти же авторы применяли при исследовании аналогичной задачи для форстерита (и оливина) [Mao et al., 2010] и вадслеита [Mao et al., 2011]. Эксперименты проводились в интервале давления до 16 ГПа и температуры до 673 К. Было найдено, что K' и μ' для железистого гидратированного рингвудита аналогичны значениям для железистого безводного рингвудита [Mao et al., 2012]. Все модули упругости гидратированного рингвудита обнаруживают аналогичные значения производных по давлению соответствующих величин для безводного рингвудита, однако добавление $1,1$ вес. % H_2O понижает эти константы на $5...9$ % при высоком давлении и температуре.

Высокие температуры дополнительно уменьшают модули упругости гидратированного рингвудита при высоких давлениях (по сравнению с безводным рингвудитом), но не оказывают заметного влияния на их производные

по давлению. Так, возрастание температуры на 100 К уменьшает модули упругости гидратированного рингвудита на 1,3...2,4 % при 12 ГПа, что намного больше, чем наблюдаемое уменьшение на 0,5...1,2 % для сухого рингвудита [Sinogeikin et al., 2003]. Модуль всестороннего сжатия более чувствителен к температуре, чем модуль сдвига; производная по температуре $(\partial K_S / \partial T)_p = -0,038(\pm 0,007)$ ГПа/К, что намного больше, чем для сухого рингвудита $-0,021(\pm 0,02)$ ГПа [Higo et al., 2008; Mayama et al., 2005; Sinogeikin et al., 2003]. В отличие от температурной производной модуля всестороннего сжатия, значение температурной производной модуля сдвига для гидратированного рингвудита $(\partial \mu / \partial T)_p = -0,017(\pm 0,004)$ ГПа/К [Mao et al., 2012] практически совпадает со значением для сухого рингвудита [Жарков, Гудкова, 2005]. Сильное уменьшение модулей упругости гидратированного рингвудита отражает суммарное (полное) влияние температуры, содержания железа и механизма гидратации исследованных образцов.

Наличие ~1 вес. % H_2O в рингвудите в мантии Земли вызывает приблизительно 2,5 ($\pm 0,4$) % уменьшение значений V_p и V_s при 300 К на глубинах между 520 и 660 км. Это уменьшение скорости приблизительно в два раза больше, чем в железистом вадслеите с 2 вес. % H_2O [Mao et al., 2011]. Так как переход вадслеит-рингвудит происходит приблизительно на глубине 520 км, то эти результаты указывают, что сейсмические скорости в интервале глубин 520...660 км могут быть более чувствительны к гидратированию, чем в вышележащем слое [Jacobsen et al., 2008; Mao et al., 2008a, b, 2010, 2011]. Совокупный эффект содержания железа, гидратирования и температуры приводит к тому, что V_p и V_s гидратированного рингвудита вдоль мантийной геотермы в Земле на 7 ($\pm 0,5$) и 4,5 ($\pm 0,7$) % ниже, чем эти значения скоростей в не гидратированном рингвудите [Mao et al., 2012].

Учитывая, что на плоскости (T, P) мантийные геотермы Земли и Марса близки, то приведённое выше заключение, с учётом поправки на двукратно большее содержание железа в мантийных минералах Марса, можно отнести и к Марсу

Приведённые в работе [Mao et al., 2012] результаты подтверждают идею, согласно которой присутствие воды может понизить упругость и скорости звука мантийных минералов. Однако величина уменьшения, задаваемая количеством воды, намного больше, чем думали ранее, когда не учитывали комбинированный эффект гидратирования, температуры и давления. Конкретно, гидратирование сильно увеличивает величину температурной производной модуля всестороннего сжатия, а это приводит к росту уменьшения скоростей из-за гидратации при высоких давлениях. Игнорирование комбинированного влияния гидратации, температуры и давления может приводить к переоценке величины содержания воды в мантии. Оценим влияние эффекта гидратации на значение V_p в рингвудитовом слое мантии Марса из-за роста температурной производной модуля K . При построении отсчётной сейсмической модели Марса (см. п. 2.3) учитывалось значение температурной производной $(\partial K / \partial T)_p = -0,021$ ГПа/К. По оценкам, температура в рингвудитовом слое мантии Марса (см. рис. 1) ~1900...2100 К. Разность температурных производных, которую следует учесть, составляет

$\Delta\left(\frac{\partial K}{\partial T}\right)_p = -0,017$ ГПа/К. Для оценки эффекта её следует умножить на разность температур $\Delta T \approx 2000 - 300 = 1700$ К. Таким образом, искомая поправка составляет $\Delta K = -0,017 \times 1700 = -28,9$ ГПа. Полагая $K = 234,5$ ГПа, $\mu = 109$ ГПа и $\rho = 4,05$ г/см³, получаем отношение $\Delta V_p/V_p$ около 4 %.

Рассмотренный эффект оказался весьма большим. Неучёт этого эффекта может приводить к трудностям при рассмотрении вопроса о затухании сейсмических волн в мантии Марса. В настоящее время данные о влиянии гидратации на значение производной $\left(\frac{\partial K}{\partial T}\right)_p$ для железистых оливина и вадслеита отсутствуют. Скорее всего, этот эффект может оказаться существенным и для этих полиморфных модификаций, что следует иметь в виду, когда встанет вопрос об интерпретации сейсмических данных для Марса. Этот эффект, естественно, нужно учитывать и при рассмотрении отношения сейсмических скоростей V_p/V_s в мантии Марса.

На рис. 6 показаны сейсмические скорости V_p и V_s для «сухого» Fe-содержащего рингвудита (Fe# 10) при 300 К [Liu et al., 2009], Fe-содержащего рингвудита (Fe# 10) с 1,1 вес. % H₂O при 300 К [Mao et al., 2012], а также для мантийной геотермы 1400 °С как функции марсианских глубин. Экстраполируя эти данные для Fe-содержащего рингвудита (Fe# 20) с 1,1 вес. % H₂O для мантийной геотермы 1400 °С, получаем изменение скоростей продольных V_p и поперечных V_s волн на 0,25 и 0,09 км/с, или на 2,5 и 1,7 % для V_p и V_s , соответственно.

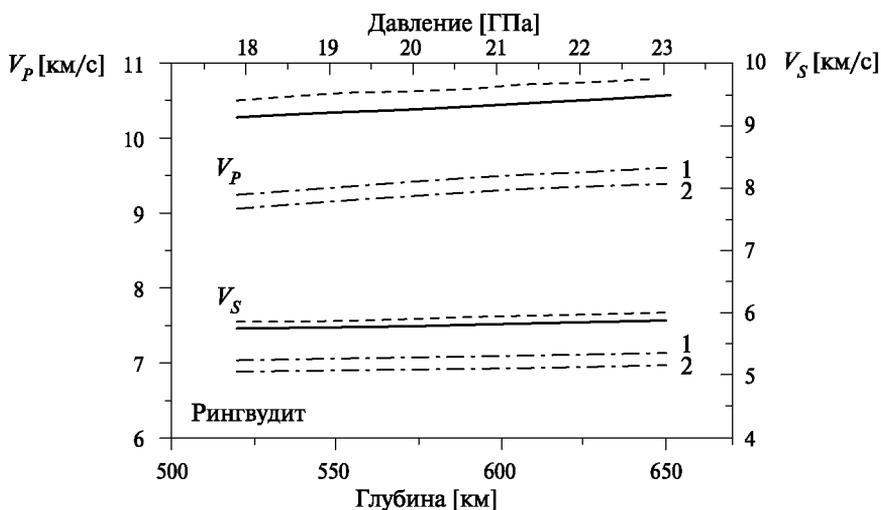


Рис. 6. Сейсмические скорости V_p и V_s для рингвудита. Пунктирная линия: «сухой» Fe-содержащий рингвудит (Fe# 10) при 300 К [Liu et al., 2009]; сплошная линия: Fe-содержащий рингвудит (Fe# 10) с 1,1 вес. % H₂O при 300 К [Mao et al., 2012], и то же для мантийной геотермы 1400 °С (штрихпунктирная линия, 1). Экстраполированные данные для Fe-содержащего рингвудита (Fe# 20) с 1,1 вес. % H₂O (2) для мантийной геотермы 1400 °С

Для сравнения, изменение температуры на 200 К в зоне рингвудита приводит к изменению скоростей продольных V_p и поперечных V_s волн на 0,9 и 1,2 %, соответственно.

2.5. Влияние гидратации на сейсмические скорости в моделях внутреннего строения Марса

Выше показано, как примесь воды в основных мантийных минералах Марса (оливин, вадслеит, рингвудит) влияет на сейсмические скорости. Гидратация оказывает большее влияние на сейсмические скорости в силикатах при высоких давлениях, чем содержание Fe или изменение температуры. Оливин и его модификации при высоких давлениях и температуре — вадслеит β -(Mg, Fe) $_2$ SiO $_4$ и рингвудит γ -(Mg, Fe) $_2$ SiO $_4$ составляют около 60 вес. % мантийного состава Марса. Таким образом, при создании моделей внутреннего строения планеты воду следует также рассматривать в качестве параметра мантии. Оценки, приведённые выше для оливина, вадслеита и рингвудита, нужно умножить, по крайней мере, на 0,6, если считать, что другие составляющие мантии не подвержены влиянию воды.

На рис. 7 показано влияние гидратации на сейсмические скорости в оливине, вадслеите и рингвудите, а также на распределение скоростей в тестовой модели M14_3 из работы [Zharkov et al., 2009]. Поскольку продольные и поперечные скорости в оливине при наличии воды увеличиваются по сравнению с негидратированной фазой при 14 ГПа, а скорости в вадслеите при наличии воды при этих давлениях уменьшаются, то это приводит к уменьшению скачка скоростей при фазовом переходе оливина в вадслеит.

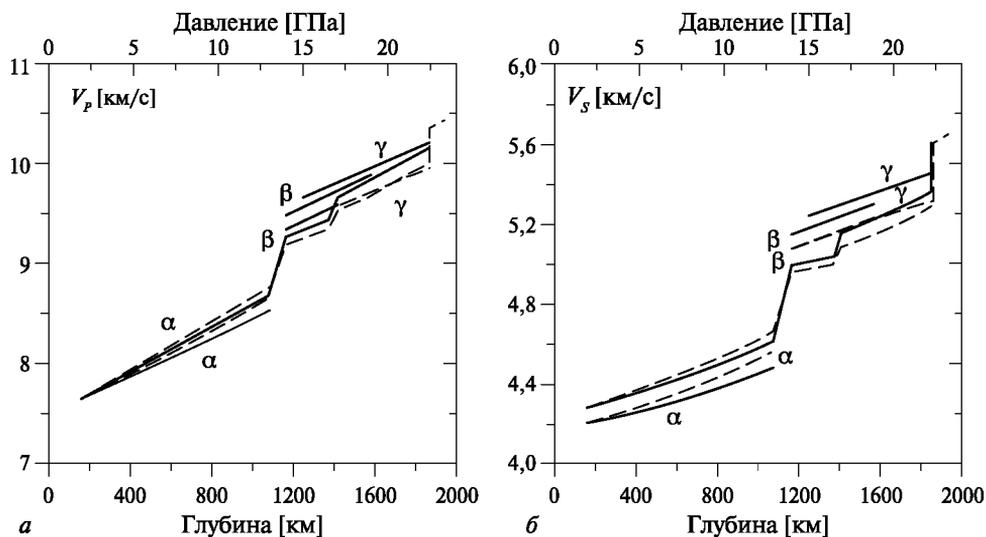


Рис. 7. Продольные (а) и поперечные (б) скорости для оливина, вадслеита и рингвудита для пробной сейсмической модели M14_3 без присутствия воды (сплошная линия) и при наличии воды в мантийных силикатах (пунктирная линия). Обозначения: α , α -ол (оливин); β , β -шпинель (вадслеит); γ , γ -шпинель (рингвудит)

В условиях марсианских недр при фазовом переходе оливина в вадслеит примесь воды приводит к увеличению скоростей продольных V_P и поперечных V_S волн на 0,08 и 0,07 км/с, что соответствует изменению на 1 и 1,5 % скоростей V_P и V_S , соответственно. В конце перехода оливина в вадслеит (модельное давление $P = 14,25$ ГПа) модельные продольные V_P и поперечные V_S скорости ниже на 0,12 км/с для V_P и на 0,06 км/с для V_S , чем при отсутствии воды. Это уменьшение соответствует понижению V_P на 1,3 % и V_S на 1,2 %. Гидратация зоны рингвудита приводит к уменьшению скоростей продольных V_P и поперечных V_S волн на 0,15 и 0,05 км/с, соответственно, или на 1,5 % для V_P и 1 % для V_S .

Количественные оценки влияния гидратации на сейсмические скорости в оливине, вадслеите и рингвудите для предполагаемого содержания железа в мантии Марса представляют интерес для прогнозирования сейсмического отклика планеты. Важно определить глубину фазового перехода в мантии Марса, поскольку это зафиксирует распределение температуры. Наложение ограничений на состав мантии и возможная локализация зоны фазового перехода — одна из задач будущих сейсмических экспериментов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начале работы приведены аргументы, согласно которым можно ожидать, что содержание следов H_2O в мантии Марса больше, чем в мантии Земли. В настоящее время в физике земных недр большое внимание уделяется изучению влияния следов воды в мантии на различные физические параметры недр [Жарков, 2012]. В последнее время были опубликованы три работы [Мао et al., 2010; 2011; 2012], в которых экспериментально изучалось влияние следов H_2O на упругие свойства и скорости продольных V_P и поперечных V_S волн в форстерите (оливине) и его фазовых модификациях — вадслеите и рингвудите. Как в мантии Земли, так и в мантии Марса эти минералы составляют ~60 вес. %, и в этом смысле они являются основными составляющими в своих зонах. В мантии Земли $Fe\# \approx 10$, а в мантии Марса это число ~20. В данной работе результаты, полученные в [Мао et al., 2010, 2011, 2012], экстраполировались к марсианским значениям $Fe\#$ 20. Результаты экстраполяции приведены в разд. 2. Содержание воды в мантии Марса предполагается большим, но, естественно, конкретные оценки неизвестны. Можно надеяться, что со временем сейсмические методы внесут свой вклад в решение задачи оценки содержания воды в мантии Марса. В экспериментах [Мао et al., 2010, 2011, 2012] образцы оливина, вадслеита и рингвудита содержали 0,9; 1,93 и 1,1 вес. % H_2O , соответственно. Оценки, приведённые в разд. 2, относятся к этим пробным значениям концентрации H_2O . Получить ответы, в каком отношении эти пробные оценки содержания воды в мантии Марса находятся с реальными значениями, как раз и является одной из задач будущих сейсмических исследований Марса. Из всех трёх исследованных минеральных фаз наибольшей гидроёмкостью обладает вадслеит, кроме того, коэффициент распределения H_2O в вадслеите по отношению к двум остальным фазам составляет примерно два к одному.

В п. 2.3 отмечено, что наиболее прямым указанием на наличие следов воды в мантии Марса является эффект заметного расширения зоны фазового перехода от оливина к вадслеиту. Этот эффект не «зашумлён», например, таким фактором как неупругость.

Следующим важным моментом, который требует дополнительных исследований, является заметный рост по абсолютной величине производной модуля всестороннего сжатия по температуре в рингвудите при наличии в нем следов H_2O . Это приводит, в итоге, к заметному снижению скоростей Р-волн в рингвудитовом слое Марса. Для оливина и вадслеита соответствующие данные отсутствуют, и их появление представляет большой интерес. В настоящее время ещё слишком мало данных, которые могут быть использованы для оценки эффектов гидратации на скорости сейсмических волн в мантии Марса. Оценки, приведённые в разд. 2, естественно следует рассматривать как предварительные. Авторы работ [Mao et al., 2010, 2011, 2012] отмечают, что следы воды, кроме прямого влияния на значения сейсмических скоростей, могут влиять посредством того, что вода как примесь приводит к росту неупругости, а в неупругой среде модули K и μ зависят от частоты, причём в геофизике зависимостью модуля K от частоты пренебрегают.

Вопрос о диссипативных свойствах недр Марса затрагивался в работах [Жарков, Гудкова, 1993; Lognonné, Mosser, 1993; Zharkov, Gudkova, 1997] и подробно рассмотрен в обзоре [Жарков, Гудкова, 2005].

ЛИТЕРАТУРА

- [Жарков, 1996] *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Марса — ключ к пониманию образования планет земной группы // *Астрономич. вестн.* 1996. Т. 30. № 6. С. 514–524.
- [Жарков, 2012] *Жарков В. Н.* Физика земных недр. М.: Наука и образование, 2012. 383 с.
- [Жарков, Гудкова, 1993] *Жарков В. Н., Гудкова Т. В.* О диссипативном факторе недр Марса // *Астрономич. вестн.* 1993. Т. 27. № 4. С. 3–15.
- [Жарков, Гудкова, 2005] *Жарков В. Н., Гудкова Т. В.* Построение модели внутреннего строения Марса // *Астрономич. вестн.* 2005. Т. 39. С. 343–373.
- [Жарков и др., 1991] *Жарков В. Н., Кошляков Е. М., Марченков К. И.* Состав, строение и гравитационное поле Марса // *Астрономич. вестн.* 1991. Т. 25. С. 515–547.
- [Anders et al., 1971] *Anders E. R., Ganapathy R., Keay R. R.* et al. Volatile and siderophile elements in lunar rocks: comparison with terrestrial and meteoritic basalts // *Proc. Lunar Sci. Conf.* 1971. V. 2, P. 1021–1036.
- [Babeiko, Zharkov, 2000] *Babeiko A. Yu., Zharkov V. N.* Martian Crust: A Modeling Approach // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 117. P. 421–435.
- [Bading et al., 1992] *Bading J. V., Mao H. K., Hemley R. J.* High pressure crystal structure and equation of state of iron hydride: Implications for the Earth's core // *High-Pressure Research: Application to Earth and Planetary Sciences* / Eds. Y. Syono, M. H. Manghni. Am. Geophys. Union, Tokyo, Terra, Washington, D. C., 1992. P. 363–371.

- [Bertka, Fei, 1997] *Bertka C. M., Fei Y.* Mineralogy of the Martian interior up to core-mantle boundary pressures // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 5251–5264.
- [Bertka, Fei, 1998] *Bertka C. M., Fei Y.* Density profile of an SNC model Martian interior and the moment-of-inertia factor of Mars // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 157. P. 79–88.
- [Bollhaus, 1995] *Bollhaus C.* Is the upper mantle metal-saturated? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 132. P. 75–86.
- [Brearley, Jones, 1998] *Brearley A. J., Jones R. H.* Chondritic meteorites // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* / Ed. J. J. Pepike. Mineralogical Soc. America, Washington D.C., 1998. V. 36. P. 3.1–3.398.
- [Breuer, Moore, 2007] *Breuer D., Moore W. B.* Dynamics and thermal history of the terrestrial planets, the Moon and Io // *Treatise on Geophysics* / Ed. G. Schubert. Planets and Moon, Univ. of California, 2007. V. 10. P. 299–348.
- [Breuer, Spohn, 2006] *Breuer D., Spohn T.* Viscosity of the Martian mantle and its initial temperature: Constraints from crust formation history and the evolution of the magnetic field // *Planet. Space Sci.* 2006. V. 54. P. 153–169.
- [Dehant et al., 2012] *Dehant V., Banerdt B., Lognonné Ph.* et al. Future Mars geophysical observations for understanding its internal structure, rotation and evolution // *Plan. Space Sci.* 2012. V. 68(1). P. 123–145. doi: 10.1016/j.pss.2011.10.016.
- [Dreibus, Wänke, 1985] *Dreibus G., Wänke H.* Mars, a volatile-rich planet // *Meteoritics.* 1985. V. 20. Pt. 2. P. 367–381.
- [Dreibus, Wänke, 1989] *Dreibus G., Wänke H.* Supply and loss of volatile constituents during the accretion of terrestrial planets // *Origin and evolution of planetary and satellite atmospheres* / Eds. S. K. Atreya, J. B. Pollack, M. S. Matthews. Univ. Arizona Press, 1989. P. 268–288.
- [Fei, Mao, 1994] *Fei Y., Mao H.-K.* *In situ* determination of the NiAs phase of FeO at high pressure and temperature // *Science.* 1994. V. 266. P. 1678–1680.
- [Folkner et al., 1997] *Folkner W. M., Yoder C. F., Yuan D. N., Standish E. M., Preston R. A.* Interior structure and season mass redistribution of Mars from radio tracking of Mars Pathfinder // *Science.* 1997. V. 278. P. 1749–1751.
- [Frost, 2005] *Frost D. J.* The effect of ferric iron on the olivine to wadsleyite transformation: implications for the sharpness of the 410 km discontinuity: abstr. // *Eos. Trans. AGU.* 2005. V. 86(52). Fall Meet. Suppl.: Abstr. MR14A-02.
- [Frost, Dolejs, 2007] *Frost D. J., Dolejs D.* Experimental determination of the effect of H₂O on the 410-km seismic discontinuity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 256. P. 182–195.
- [Frost, McCammon, 2009] *Frost D. J., McCammon C. A.* The effect of oxygen on the olivine to wadsleyite transformation: Implications for remote sensing of mantle redox state at the 410 km seismic discontinuity // *Am. Mineral.* 2009. V. 94. P. 872–882.
- [Fukai, 1992] *Fukai Y.* Some properties of the Fe-H system at high pressures and temperatures, and their implications for the Earth's core // *High-pressure research: Application to Earth and Planetary sciences* / Eds. Y. Syono, M. H. Manghnani. Terra Scientific, Tokyo. 1992. P. 373–385.
- [Fukai, Suzuki, 1986] *Fukai Y., Suzuki T.* The iron-water reaction under high pressure and its implication in the evolution process of the Earth // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 9229–9230.
- [Gudkova, Zharkov, 2004] *Gudkova T. V., Zharkov V. N.* Mars: Interior structure and excitation of free oscillations // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 142. P. 1–22.
- [Hauri et al., 2006] *Hauri E. H., Gaetani G. A., Green T. H.* Partitioning of water during melting of the Earth's upper mantle at H₂O-undersaturated conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 248. P. 715–734.

- [Higo et al., 2008] *Higo Y., Inoue T., Irifune T., Funakoshi K. I., Li B.* Elastic wave velocities of $(\text{Mg}_{0.91}\text{Fe}_{0.09})_2\text{SiO}_4$ ringwoodite under P-T conditions of the mantle transition region // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2008. V. 166. P. 167–174.
- [Inoue et al., 1995] *Inoue T., Yurimoto H., Kudoh Y.* Hydrous modified spinel, $\text{Mg}_{1.75}\text{SiH}_{0.5}\text{O}_4$: a new water reservoir in the mantle transition region // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. P. 20–117.
- [Isaak et al., 1989] *Isaak D. C., Anderson O. L., Goto T., Suzuki I.* Elasticity of single-crystal forsterite measured to 1700 K // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 5895–5906.
- [Jacobsen et al., 2008] *Jacobsen S. D., Jiang F., Mao Z., Duffy T. S., Smyth J. R., Holl C. M., Frost D. J.* Effects of hydration on the elastic properties of olivine // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. P. L14303.
- [Jacobsen et al., 2009] *Jacobsen S. D., Jiang F., Smyth J. R., Holl C. M., Frost D. J.* Correction to effects of hydration on the elastic properties of olivine // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 35. P. L12302. doi: 10.1029/2009GL038660.
- [Kaula, 1979] *Kaula W. M.* The moment of inertia of Mars // *Geophys. Res. Lett.* 1979. V. 6. P. 194–196.
- [Kavner et al.,] *Kavner A., Duffy T. S., Shen G.* Phase stability and density of FeS at high pressures and temperatures: implications for the interior structure of Mars // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 185. P. 25–33.
- [Khan, Connolly, 2008] *Khan A., Connolly J. A. D.* Constraining the composition and thermal state of Mars from inversion of geophysical data // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. E07003. doi: 10.1029/2007/JE002996.
- [Kohlstedt et al., 1996] *Kohlstedt D. L., Keppeler H., Rubie D. C.* Solubility of water in the α and β and γ phases of $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ // *Contr. Miner. Petrol.* 1996. V. 123. P. 345–357.
- [Konopliv et al., 2006] *Konopliv A. S., Yoder C. F., Standish E. M., Yuan D.-N., Sjogren W. L.* A global Solution for Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars ephemeris // *Icarus.* 2006. V. 182. P. 23–50.
- [Konopliv et al., 2011] *Konopliv A. S., Asmar S. W., Folkner W. W., Karatekin Ö., Nunes D. C., Smrekar S. E., Yoder C. F., Zuber M. T.* Mars high resolution gravity fields from MRO, Mars seasonal gravity, and other dynamical parameters // *Icarus.* 2011. V. 211(1). P. 401–428.
- [Lemoine et al., 2001] *Lemoine F. G., Smith D. E., Rowlands D. D., Zuber M. T., Neumann G. A., Chinn D. S., Pavlis D. E.* An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2b) from Mars Global Surveyor // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106(E10). P. 23 359–23 376.
- [Li, Liebermann, 2000] *Li B., Liebermann R. C.* Sound velocities of wadsleyite β - $(\text{Mg}_{0.88}\text{Fe}_{0.12})_2\text{SiO}_3$ to 10 GPa and 1073 K // *Am. Mineral.* 2000. V. 85. P. 292–295.
- [Liu et al., 2009] *Liu L., Du J., Zhao J., Liu H., Gao H., Chen Y.* Elastic properties of hydrous forsterites under high pressure: First-principle calculations // *Phys. Earth Planet. Intern.* 2009. V. 176. P. 89–97.
- [Lodders, Fegley, 1998] *Lodders K., Fegley B.* The planetary scientist's companion. Oxford University Press, 1998. 400 p.
- [Lognonné, Mosser, 1993] *Lognonné Ph., Mosser B.* Planetary seismology // *Surv. Geophys.* 1993. V. 14. P. 239–302.
- [Mao et al., 2008a] *Mao Z., Jacobsen S. D., Jiang F., Smyth J. R., Holl C., Frost D. J., Duffy T. S.* Single-crystal elasticity of wadsleyites, β - Mg_2SiO_4 , containing 0.37...1.66 wt% H_2O // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 268. P. 540–549.

- [Mao et al., 2008b] *Mao Z., Jacobsen S. D., Jiang F., Smyth J. R., Holl C., Duffy T. S.* Elasticity of hydrous wadsleyite to 12 GPa: Implications for Earth's transition zone // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. P. L21305.
- [Mao et al., 2010] *Mao Z., Jacobsen S. D., Jiang F., Smyth J. R., Holl C. M., Frost D. J., Duffy T. S.* Velocity crossover between hydrous and anhydrous forsterite at high pressures // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 293. P. 250–258.
- [Mao et al., 2011] *Mao Z., Jacobsen S. D., McCammon C. A., Hauri E. H., Duffy T. S.* Effect of hydration on the single-crystal elasticity of Fe-bearing wadsleyite to 12 GPa // *American Mineral.* 2011. V. 96. P. 1606–1612.
- [Mao et al., 2012] *Mao Z., Lin J., Jacobsen S. D., Duffy T. S., Chang Y., Smyth J. R., Frost D. J., Hauri E. H., Prakapenka V. B.* Sound velocities of hydrous ringwoodite to 16 GPa and 673 K // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 331–332. P. 112–119.
- [Mayama et al., 2005] *Mayama N., Suzuki I., Saito T., Ohno L., Katsura T., Yoneda A.* Temperature dependence of the elastic moduli of ringwoodite // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2005. V. 148. P. 353–359.
- [McCammon et al., 2004] *McCammon C. A., Frost D. J., Smyth J. R., Laustsen H. M. S., Kawamoto T., Ross N. L., Van Aken P. A.* Oxidation state of iron in hydrous mantle implications for subduction and mantle oxygen fugacity // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 143/144. P. 157–169.
- [Mocquet et al., 1996] *Mocquet A., Vacher P., Grasset O., Sotin C.* Theoretical seismic models of Mars: The importance of the iron content of the mantle // *Planet. Space Sci.* 1996. V. 44. P. 1251–1268.
- [Mosenfelder et al., 2006] *Mosenfelder J. L., Deligne N. I., Asimov P. D., Rossman G. R.* Hydrogen incorporation in olivine from 2...12 GPa // *Am. Mineral.* 2006. V. 91. P. 285–294.
- [O'Neill et al., 1993] *O'Neill H. St. C., Rubie D. C., Canil D., Geiger C. A., Ross C. R. II, Seiert F., Woodland A. B.* Ferric iron zone assemblages: implications for relative oxygen fugacities in the mantle // *Evolution of the Earth and planets / Eds. E. Takahashi, R. Jeanloz, D. C. Rubie.* *Geophys. Monogr. Ser. Washington, DC: AGU, 1993.* V. 74. P. 73–88.
- [Reasenberg, 1977] *Reasenberg R. D.* The moment of inertia of Mars and isostasy of Mars // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 369–375.
- [Ringwood, 1977a] *Ringwood A. E.* Composition of the core and implications for origin of the Earth // *Geochem. J.* 1977. V. 11. P. 111–135.
- [Ringwood, 1977b] *Ringwood A. E.* *Origin of the Moon.* N. Y.: Springer, 1979. 295 p.
- [Rivoldini et al., 2011] *Rivoldini A., Van Hoolst T., Verhoeven O.* et al. Geodesy constrains on the interior structure of Mars // *Icarus.* 2011. V. 213(2). P. 451–472. doi: 10.1016/j.icarus.2011.03.024.
- [Sawamoto et al., 1984] *Sawamoto H., Weidner D. J., Sasaki S., Kumazawa M.* Single crystal elastic properties of the modified spinel (beta) phases of magnesium orthosilicate // *Science.* 1984. V. 224. P. 749–751.
- [Sinogeikin et al., 1998] *Sinogeikin S. V., Katsura T., Bass J. D.* Sound velocities and elastic properties of Fe-bearing wadsleyite and ringwoodite // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 20 819–20 825.
- [Sinogeikin et al., 2003] *Sinogeikin S. V., Bass J. D., Katsura T.* Single-crystal elasticity of ringwoodite to high pressures and high temperatures: implications for 520 km seismic discontinuity // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 136. P. 41–66.
- [Smyth et al., 2006] *Smyth J. R., Frost D. J., Nestola F., Holl C. M., Bromiley G.* Olivine hydration in the deep upper mantle: effects of temperature and silica activity // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L1530–L15301.

- [Sohl, Spohn, 1997] *Sohl F., Spohn T.* The interior structure of Mars: implications from SNC meteorites // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 1613–1635.
- [Sohl et al., 2005] *Sohl F., Schubert G., Spohn T.* Geophysical constraints on the composition and structure of the Martian interior // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. NE12.
- [Spohn, 1991] *Spohn T.* Mantle differentiation and thermal evolution of Mars, Mercury and Venus // *Icarus.* 1991. V. 90. P. 222–236.
- [Verhoeven et al., 2005] *Verhoeven O., Rivoldini A., Vacher P., Mocquet A., Choblet G., Menvielle M., Dehant V., Van Hoolst T., Sleewaegen J., Barriot J.P., Lognonné P.* Interior structure of terrestrial planets: Modelling Mars' mantle and its electromagnetic, geodetic and seismic properties // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. EO4009. doi: 10.1029/2004JE002271.
- [Wänke, 1981] *Wänke H.* Composition of Terrestrial Planets // *Phil. Trans. Royal. Soc. Lond.* 1981. V. 303. P. 545–557.
- [Wänke, Dreibus, 1994] *Wänke H., Dreibus G.* Chemistry and Accretion History of Mars // *Phil. Trans. Royal. Soc. Lond.* 1994. V. 349. P. 285–293.
- [Wood, 1995] *Wood B.J.* The effect H₂O on the 410 kilometer seismic discontinuity // *Science.* 1995. V. 268. P. 74–76.
- [Yoder, Standish, 1997] *Yoder C.F., Standish E.M.* Martian precession and rotation from Viking lander range data // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 4065–4080.
- [Yoder et al., 2003] *Yoder C.F., Konopliv A.S., Yuan D.N.* et al. Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide // *Science.* 2003. V. 300. P. 299–303.
- [Young et al., 1993] *Young T.E., Green H.W. II, Hofmeister A.M., Walker D.* Infrared spectroscopic investigation of hydroxyl in beta-(Mg, Fe)₂SiO₄ and coexisting olivine-implications for mantle evolution and dynamics // *Phys. Chem. Miner.* 1993 V. 19. P. 409–422.
- [Zha et al., 1996] *Zha C.S., Duffy T.S., Downs R.T., Mao H.K., Hemley R.J.* Sound velocity and elasticity of single-crystal forsterite to 16 GPa // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 17.535–17.545.
- [Zharkov, 1993] *Zharkov V.N.* The role of Jupiter in the formation of planets // *Evolution of the Earth and Planets / Ed. E. Takahashi, R. Jeanloz, D. Rubie. Geophys. Monogr. Geophysical Monograph Series. Evolution of the Earth and Planets Symp. Washington, DC: American Geophysical Union: International Union of Geodesy and Geophysics,* 1993. V. 74. P. 7–17. doi: 10.1029/GM074p0007.
- [Zharkov, Gudkova, 1997] *Zharkov V.N., Gudkova T.V.* On the dissipative factor of the Martian interiors // *Planet. and Space Sci.* 1997. V. 45. P. 401–407.
- [Zharkov, Gudkova, 2000] *Zharkov V.N., Gudkova T.V.* Interior Structure Models, Fe/Si Ratio and Parameters of Figure for Mars // *Phys. Earth Planet. Intern.* 2000. V. 117. P. 407–420.
- [Zharkov et al., 2009] *Zharkov V.N., Gudkova T.V., Molodensky S.M.* On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. 1. The effects of deviation of Mars from its equilibrium state on the flattening of the core-mantle boundary // *Phys. Earth Planet. Intern.* 2009. V. 172. P. 324–334.

SEISMIC MODEL OF MARS: EFFECTS OF HYDRATION OF OLIVINE, WADSLEYITE AND RINGWOODITE IN THE MARTIAN MANTLE

V. N. Zharkov, T. V. Gudkova

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS)

It is given arguments that amount of water in the Martian mantle is more that in the mantle of the Earth. The effect of hydration on sound velocities of single-crystal forsterite (olivine), wadsleyite and ringwoodite with pressure (consequently with depth) were experimentally investigated by Mao et al. (2010; 2011; 2012). As for the Earth, olivine and high-pressure phases: wadsleyite and ringwoodite, constitute about 60 wt% of the Martian mantle, and in this sense, can be considered as main components in their zones. In the mantle of the Earth the molecular concentration of Fe is about 10% and for the mantle of Mars-about 20%. In the given paper the results obtained by Mao et al., (2010; 2011; 2012) extrapolated to the Martian values. The presence of water in the mantle of Mars may lead to the noticeable widening of the olivine-wadsleyite phase transition zone thus the determination of the olivine-wadsleyite phase transition width by seismological methods could get a direct indication on the presence of water in the mantle of Mars. This effect is not depend on anelasticity of Martian interiors. It is suggested, that future seismic studies of Mars would help to estimate water content in the Martian mantle.

Keywords: Interior structure model, phase transitions, olivine, wadsleyite, ringwoodite.

Zharkov Vladimir Naumovich — chief scientist, doctor of physical and mathematical sciences, professor, zharkov@ifz.ru

Gudkova Tamara Vasilievna — chief scientist, doctor of physical and mathematical sciences

ДРЕВНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА МАРСА, ВЕНЕРЫ, МЕРКУРИЯ И ЛУНЫ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ, ВОЗРАСТ

С. Г. Пугачёва, В. В. Шевченко

Государственный астрономический институт имени П. К. Штернберга
Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова (ГАИШ МГУ)

Рассматриваются основные морфологические особенности вулканических форм рельефа на поверхности планет земной группы и Луны. Вулканические формы рельефа планет представляют собой реликтовые древние щитовые вулканы, образования вулканических гор, лавовые затопления различных видов и масштабов, радиально-концентрические разломы. Приведён подробный анализ морфологии и структуры вулканических и тектонических формаций рельефа Марса. По материалам съёмки поверхности Марса космическими аппаратами построены гипсометрические высотные профили вулканов, а также измерена крутизна склонов вулканических построек Марса. Рассмотрены основные периоды формирования вулканического рельефа и активизации тектонических процессов. Приводятся сведения о возрасте вулканических построек и лавовых полей. В статье также приводятся примеры уникальных форм вулканического рельефа других планет земной группы и Луны.

Ключевые слова: планеты земной группы, Луна, вулканические формы рельефа, морфология, тектонические разломы, лавовые поля.

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее информативные и интересные с научной точки зрения сведения за последние годы были получены при исследовании природы Марса.

Стоит напомнить, что результаты уже первых телескопических наблюдений поверхности Марса в девятнадцатом веке позволили выдвинуть гипотезу существования жизни на этой планете. В качестве основных аргументов приводились наблюдения полярных предположительно ледяных шапок, глобальные сезонные изменения вида поверхности, а также многочисленные линейные образования, напоминающие сеть каналов или речных русел. Как известно, сенсационная гипотеза существования на Марсе каналов, периодически наполняющихся водой, была выдвинута итальянским астрономом Дж. Скиапарелли по результатам наблюдений во время противостояния 1887 г.

В дальнейшем П. Лоуэлл и некоторые другие учёные предположили, что наблюдаемая ими сеть прямых русел имеет искусственное происхождение. Современные исследования Марса космическими аппаратами не подтвердили существования «каналов» и правомерность выдвинутых в связи с этим гипотез о существовании жизни на Марсе. Экзотические формы

Пугачёва Светлана Георгиевна — старший научный сотрудник, кандидат физико-математических наук, pugach@sai.msu.ru

Шевченко Владислав Владимирович — заведующий отделом, доктор физико-математических наук, профессор, shev@sai.msu.ru

рельефа Марса, похожие на искусственные сооружения, при анализе современных снимков с высоким разрешением неизменно оказывались естественными скоплениями скал и камней, гигантскими каньонами и протяжёнными горными образованиями, которые являются элементами ударных процессов, тектоники и различных форм вулканизма.

Современный этап в изучении Марса начался с запуска космического аппарата (КА) Mars Observer (1992) с большим набором сложной научной аппаратуры. Предполагалось, что космический аппарат будет находиться на орбите Марса в течение четырёх лет. К сожалению, КА Mars Observer не вышел на орбиту Марса и связь с аппаратом была потеряна в 1993 г. Более успешными миссиями оказались последующие запуски. Например, запущенный в 1996 г. Mars Global Surveyor проработал на орбите вокруг Марса с 1997 по 2006 г. Когда на околомарсианскую орбиту вышел Mars Reconnaissance Orbiter, либо на орбите, либо на поверхности планеты уже работала целая серия космических аппаратов: спутники Mars Global Surveyor, «Марс-Одиссей», «Марс-Экспресс» и марсоходы «Спирит» и «Оппортьюнити» (Spirit/Opportunity). Таким образом, был установлен рекорд по количеству одновременно активно функционирующих космических аппаратов, находящихся на орбите и поверхности Марса.

Опираясь на результаты новейших исследований планеты, в настоящей статье рассматриваются проблемы морфологии вулканических и тектонических формаций рельефа Марса. По материалам съёмки поверхности Марса космическими аппаратами построены гипсометрические высотные профили вулканов и определены средние уклоны поверхности рельефа. Приводятся сведения об относительном возрасте вулканов и вулканических равнин, определённом по плотности ударных кратеров и по результатам изучения образцов марсианского грунта космическими станциями и марсоходами.

ИССЛЕДОВАНИЕ МАРСА КОСМИЧЕСКИМИ АППАРАТАМИ

Первые снимки поверхности Марса были сделаны КА Mariner 4 с пролётной траектории в 1964 г. В дальнейшем подробную телевизионную съёмку поверхности осуществили космические орбитальные аппараты «Марс-4», «Марс-5», Mariner-9.

Наиболее успешными в начальный период были миссии, входившие в проект VIKING. Программа включала запуск двух идентичных космических аппаратов — Viking 1 и Viking 2, которые должны были провести исследования с околомарсианской орбиты и на поверхности Марса, в частности, поиск жизни в пробах грунта. Каждый аппарат состоял из орбитальной станции — искусственного спутника Марса — и спускаемого модуля с автоматической марсианской станцией. Оба аппарата были запущены в 1975 г. Перед полётом спускаемые аппараты были тщательно стерилизованы для предотвращения заражения Марса земными формами жизни. Время полёта заняло немногим меньше года и к Марсу космические аппараты прибыли

в 1976 г. Продолжительность миссий VIKING планировалась в 90 дней после мягкой посадки, но каждый аппарат функционировал значительно больше этого срока. Искусственный спутник Марса Viking 1 проработал до 7 августа 1980 г., автоматическая марсианская станция — до 11 ноября 1982 г. Искусственный спутник Марса Viking 2 функционировал до 25 июля 1978 г., автоматическая марсианская станция проработала на поверхности планеты до 11 апреля 1980 г.

«Викинги» впервые передали с поверхности Марса цветные фотографии высокого качества. На них видна пустынная местность с красноватой почвой, усеянная камнями. Небо было розовым из-за света, рассеянного красными частицами пыли в атмосфере.

Основными элементами в почве, по данным рентгено-флуоресцентного спектрометра станций Viking, были кремний (13...15 %), железо (12...16 %), кальций (3...8 %), алюминий (2...7 %), титан (0,5...2 %). Оба аппарата взяли образцы почвы в качестве проб для анализа на наличие жизни. Результаты оказались довольно неожиданными — выявлена относительно высокая химическая активность грунта, однако однозначных следов жизнедеятельности микроорганизмов обнаружить не удалось.

Основной целью следующей программы MARS PATHFINDER (1996—1997) была отработка технических решений, таких как схема дешёвой посадки. Дополнительной целью было проведение научных исследований: получение фотографий, изучение состава пород с помощью спектрометра, исследование атмосферы [Жарков, Мороз, 1998; Маров, 1986; Masursky, Saunders, 1973].

Миссия MARS ГЛОБАЛ СЕРВЕЙОР (Mars Global Surveyor) стала одним из самых успешных проектов НАСА (Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (США) (National Aeronautics and Space Administration, NASA)) по изучению Марса. Космический аппарат был запущен 7 ноября 1996 г. и 11 сентября 1997 г. достиг Марса. До марта 1999 г. аппарат совершал орбитальные манёвры, чтобы выйти на круговую полярную орбиту. 31 января 2001 г. аппарат завершил запланированные эксперименты, но для него была предложена расширенная программа. Помимо картографирования поверхности Марса, «Марс Глобал Сервейор» стал телекоммуникационным спутником для марсоходов «Спирит» и «Оппортьюнити», ретранслируя на Землю получаемые ими данные. 5 ноября 2006 г. связь с аппаратом была утрачена и таким образом продолжительная миссия «Марс Глобал Сервейор» завершена.

В 1997 г. с борта КА «Марс Глобал Сервейор» были проведены измерения высот деталей рельефа Марса специальным лазерным альтиметром MOLA (Mars orbiter laser altimeter), позволившим регистрировать даже незначительные склоны местности [Kreslavsky, Head, 1999; Malin, Edgen, 2001]. По результатам этой подробной съёмки была построена карта высот всей поверхности Марса (рис. 1).

Многофункциональная автоматическая межпланетная станция Mars Reconnaissance Orbiter была запущена НАСА 12 августа 2005 г. Достигнув Марса 10 марта 2006 г., аппарат начал серию манёвров для выхода на нужную орбиту при помощи так называемого аэродинамического торможения

(торможение в верхних слоях атмосферы планеты, что позволяет значительно сэкономить топливо). Орбитальные манёвры и различные проверки и калибровка оборудования закончились в ноябре 2006 г., после чего аппарат приступил к работе. КА Mars Reconnaissance Orbiter провёл детальную съёмку поверхности, в результате которой около 1 % поверхности планеты было сфотографировано с очень высоким пространственным разрешением, достигавшим около 1 м.

Исследования, проведённые с орбиты и непосредственно на поверхности, предоставили уникальную информацию о возможном присутствии на Марсе воды в геологическом прошлом планеты. Современные признаки присутствия воды в виде льда в области, близкой к полюсу, были обнаружены посадочным аппаратом НАСА Phoenix (2008).

В настоящее время на поверхности Марса работают научные передвижные станции Opportunity и Curiosity. Место посадки станции Opportunity — кратер Игл на плато Меридиана ($1,95^{\circ}$ S; $354,47^{\circ}$ E). Основная цель этой миссии заключалась в изучении осадочных пород в кратерах Гусев и Эребус, которые рассматривались как возможные водоёмы в древнейшей истории Марса.

Марсианская передвижная лаборатория Curiosity оснащена оборудованием для полноценного анализа марсианских грунтов и состава атмосферы. Координаты места посадки аппарата Curiosity составляют $4,6^{\circ}$ S, $137,4^{\circ}$ E внутри кратера Гейл.

На борту станции установлен прибор ДАН (динамическое альbedo нейтронов), изготовленный в ИКИ РАН, который предназначен для обнаружения воды, содержащейся в поверхностном слое марсианского грунта.

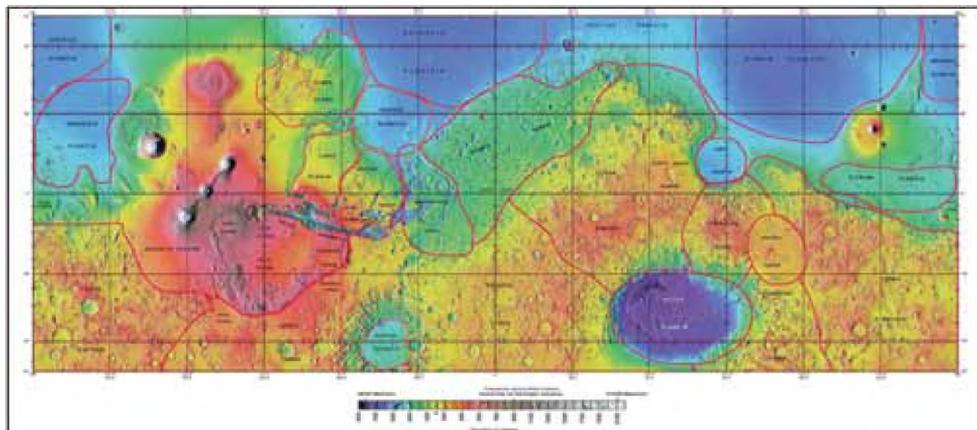


Рис. 1. Гипсометрическая карта Марса (NASA, <http://planetarynames.wr.usgs.gov>). На карте проведены условные границы выделенных морфологических регионов. Номенклатура названий регионов связана с этносом и историей народов мира, библейскими и фантастическими представлениями [Бурба, 1981] (<http://planetarynames.wr.usgs.gov/>)

Полученные к настоящему времени результаты позволяют говорить о двухслойном характере марсианского грунта. У самой поверхности грунт сухой, и содержание воды не превышает 1 % по массе. Но под сухим слоем толщиной 20...40 см, на глубине до метра, находится грунт с относительно высоким содержанием воды, которое значительно изменяется вдоль трассы движения аппарата Curiosity и в отдельных местах превышает 4 %. В одном из таких участков марсоход проводил длительное — около месяца — изучение свойств грунта [Mitrofanov et al., 2014].

В конце 2014 г. к выполнению основной научной программы приступил новый спутник Марса MAVEN (Mars Atmosphere and Volatile Evolution), запущенный НАСА США. Основной задачей этой миссии является углублённое изучение атмосферы планеты, в том числе выяснение физических причин потери в прошлом более плотной газовой оболочки Марса (<http://www.nasa.gov/maven>).

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА МАРСА

Обобщая морфологический анализ поверхности Марса, можно прийти к выводу, что ландшафт планеты является очень разнообразным по выделяемым типам рельефа. Основные типы рельефа поверхности — это кратеры вулканического и ударного происхождения, вулканы, равнины, покрытые лавовыми потоками, материал вулканических выбросов, а также глубокие протяжённые каньоны и русла некогда текущих рек. Крупнейшие вулканические сооружения Марса — щитовые вулканы и вулканические равнины — расположены в северном полушарии планеты в высокогорной области Фарсида (Tharsis Montes, 12° S – 16° N; 101° W – 125° W) и Элизий (Elysium Planum, 15° N – 35° N; 200° W – 220° W). В южном полушарии вулканические структуры наблюдаются в северной части равнины Эллада (Hellas Planitia, 30° S – 55° S; 275° W – 310° W) [Хохлов, 2013; Brian et al., 2003; Carr, 1973]. Вулканическое плато Фарсида и Элизий простираются на огромные территории. Так, размер вулканического плато Фарсида составляет 4000 км по широте и 3000 км по долготе. Несколько вулканических построек находится в районах Ацидалийского моря (Acidalia Planitia, 35° N – 55° N; 10° W – 50° W) и плато Гесперия (Hesperia Planum, 10° S – 35° S; 240° W – 280° W).

Вулканические равнины Фарсиды, Элизия, кратерированные равнины Эллады, Ацидалийского моря и плато Гесперия, а также древние потухшие вулканы показаны на карте геологических типов местности Марса, приведённой на рис. 2 [Очерки..., 1981; Tanaka et al., 1992].

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ МАРСА

Отличительной особенностью морфологического строения поверхности Марса является наличие большого количества вулканических построек, которые по своей природе во многом аналогичны вулканам Земли.

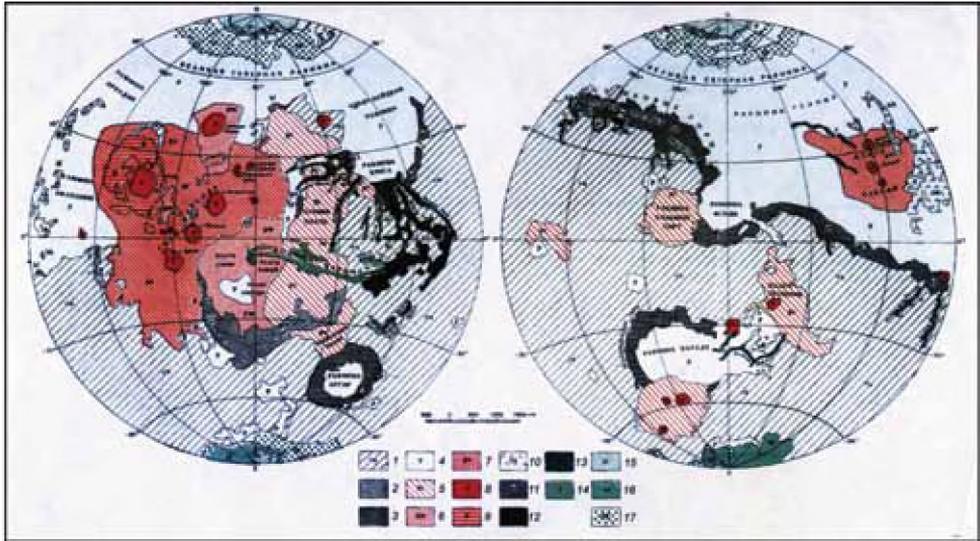


Рис. 2. Карта типов местности Марса. На карте выделены: 1 — кратерированные местности (сц); 2 — кратерированные местности, осложнённые системами грабенов и разломов (сf); 3 — гористые местности, окаймляющие древние кольцевые бассейны (m); 4 — равнинные местности не подразделённые (p); 5 — кратерированные равнины (pc); 6 — слабократерированные равнины (pm); 7 — вулканические равнины (pw); 8 — вулканические структуры (pv); 9 — местность с избородчённой поверхностью (g); 10 — холмисто-бугристые местности (hk); 11 — «изъеденные» местности — системы останцовых возвышенностей и холмов, разделённых выровненными низкими поверхностями (hf); 12 — хаотические местности — пониженные области с блочным и холмистым рельефом (hc); 13 — отложения долин (с); 14 — отложения каньонов (f); 15 — приполярные местности с «гравированной» поверхностью (pi); 16 — приполярные слоистые отложения (ld); 17 — остаточные полярные шапки, сложенные льдом и эоловыми отложениями (ep)

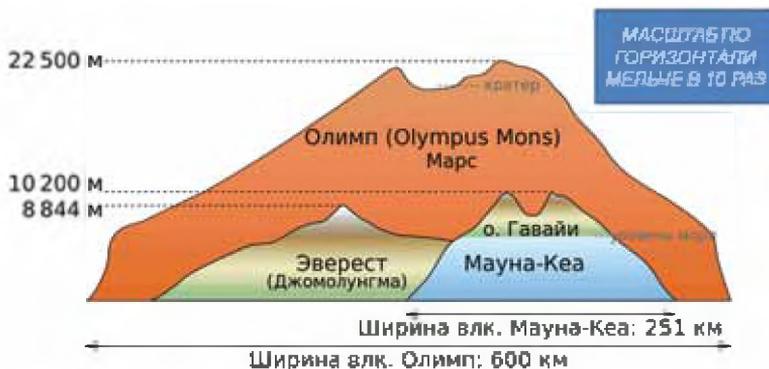


Рис. 3. Высотные профили самого крупного вулкана в Солнечной системе — горы Олимп на Марсе и вулканов Земли (ru.wikipedia.org/wiki/Олимп)

На поверхности Марса найдено около 70 древних вулканов, из которых самыми крупными щитовыми вулканами являются гора Олимп (Olympus Mons, 18° N; 133° W), гора Арсия (Arsia Mons, 9° S; 121° W), гора Павлина (Pavonis Mons, 1° N; 113° W), гора Аскрийская (Ascraeus Mons, 12° N; 104° W) и патера Альба (Alba Patera, 40° N; 110° W).

Вулкан Олимп имеет наибольшую высоту в сравнении с вулканами на других планетах. Диаметр основания вулкана Олимп составляет 600 км, высота вулканического конуса достигает 27 км. Для сравнения, самый крупный древний щитовой вулкан на Земле (Мауна-Лоа, Гавайские острова) имеет диаметр 250 км, высота вулкана над дном Тихого океана равна около 9 км. На рис. 3 приведены профили высот вулканов Марса и Земли.

Вулканы Марса имеют характерные особенности: вулканический щит, кальдеры на вершинах, дугообразные грабены и цепочки кратеров вокруг кальдер. Возраст щитовых вулканов Марса оценивается в $3 \cdot 10^8$ лет. Более древние вулканы Марса — гора Аскрийская, Павлина, Арсия и другие вулканы, частично погребённые под лавами поздних излияний, имеют возраст $4 \cdot 10^8 \dots 0,9 \cdot 10^8$ лет.

Высота щитовых вулканов горы Аскрийская, горы Павлина, горы Арсия превышает 20 км. Щитовые вулканы плато Фарсида расположены на одной прямой и составляют с вулканом Олимп правильный треугольник (рис. 4). Гребни Фарсиды сформированы напряжениями, связанными с внутренним давлением и движениями коры планеты.

Вулканическая структура Альба является аномальным образованием. Огромный низкий вулкан Альба расположен в северной части плато Фарсида. Максимальная высота вулкана относительно небольшая — 6,8 км, но площадь лавовых выбросов огромна — 1350 км от центра вулканической постройки. Склоны вулкана очень пологие, средний наклон самого крутого склона составляет $0,5^\circ$, что в пять раз меньше наклона склонов других вулканов на плато Фарсида.

Вулканическая структура Альба имеет индивидуальные морфологические особенности (рис. 5). Центральная часть вулкана окружена неполным кольцом грабенов и трещин, которые на западном склоне получили название «борозды Альба», на восточном склоне они называются «борозды Тантала». Протяжённость некоторых лавовых потоков превышает 300 км. Низины между хребтами в северной части образуют мелкие овраги и каналы, образованные текучей лавой или водой. На патере Альба обнаружены самые древние вулканические отложения, образовавшиеся от 3,6 до 3,2 млрд лет назад.

Вулканы купол Гекаты (Hecates Tholus, 32° N; 210° W), гора Элизий (Elysium Mons, 25° N; 213° W) и купол Альбор (Albor Tholus, 19° N; 210° W) расположены на плато Элизий [Хохлов, 2012]. Плато Элизий является возвышенной частью равнины Элизий, высота плато над средним уровнем достигает 6 км. На рис. 6 приведена гипсометрическая карта плато Элизий и фотографии вулканов гора Элизий и купол Гекаты. На карте (вверху, справа) виден вулкан купол Гекаты, в центре расположен вулкан гора Элизий, внизу справа — купол Альбор.



Рис. 4. Снимок древнего потухшего вулкана Олимп. Диаметр основания вулкана Олимп достигает 700 км, высота 27 км. По другим данным, высота Олимпа составляет 21 287 м над нулевым уровнем и 18 км над окружающей местностью, а диаметр основания — примерно 600 км. Основание вулкана охватывает площадь 282 600 км². Кальдера вулкана (углубление в центре вулкана) имеет ширину 70 км и глубину 3 км (фото НАСА, КА Viking 1)

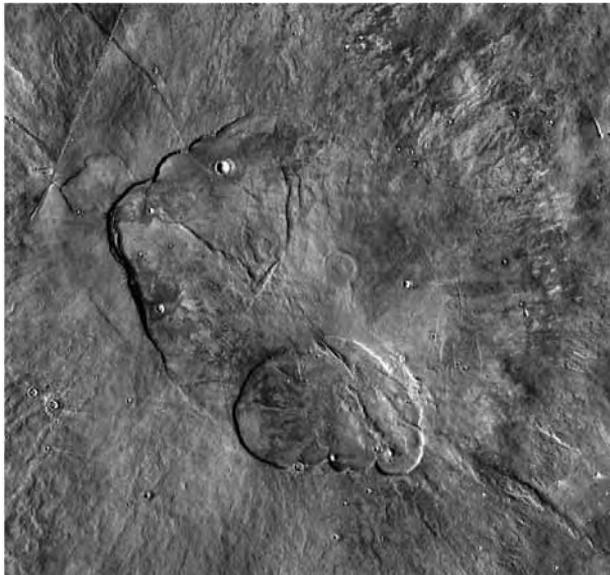


Рис. 5. На снимке КА Mars Orbiter — кальдера вулкана Альба, уникальной вулканической структуры, аналогов которой нет ни на Земле, ни на Марсе. Диаметр кальдеры 10 км, глубина порядка 600 м (фото НАСА)

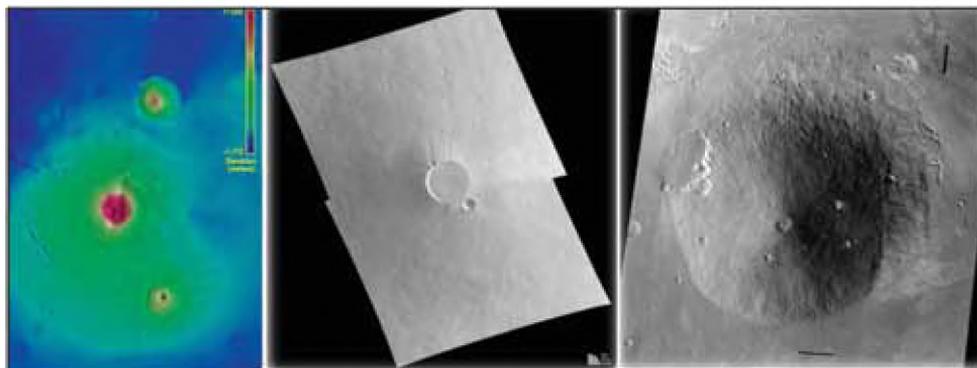


Рис. 6. Гипсометрическая карта плато Элизий. На карте в центре — вулкан Элизий, вверху — купол Гекаты, внизу справа купол Альбор. В центре рисунка приведены фотографии вулкана Элизий и купола Гекаты (справа). Фотография горы Элизий получена КА «Маринер-9» 16 октября 1972 г. Разрешение снимка 75 м на пиксел. Купол Гекаты и купол Альбор меньше вулканической горы Элизий, имеют выпуклую вершину и более крутые склоны (фото НАСА)

Высота горы Элизий 14 км над окружающими равнинами, диаметр кальдеры 14 км, диаметр основания около 500 км. Гора Элизий — самый большой вулкан на плато, диаметр основания купола Гекаты 170 км, кальдера 10 км (рис. 6). Купол Альбор имеет диаметр основания 160 км, кальдеры — 30 км.

Высотные профили гигантских вулканов плато Фарсида и плато Элизий построены по результатам зондирования поверхности Марса лазерным локатором MOLA, с борта космического аппарата Mars Global Surveyor (рис. 7). Профили высот проведены по осевой линии вулканов в направлении с востока на запад. Наклоны склонов вулканов вычислялись по гипсометрическим картам НАСА и глобусу Марса, подготовленному в ГАИШ МГУ (<http://planetarynames.wr.usgs.gov>) [Rodionova, Brekhovskikh, 2012; Tanaka et al., 2005].

КАНЬОНЫ И СУХИЕ РУСЛА МАРСА

Обширная сеть древних русел (долин) на Марсе может быть частично связана с вулканической деятельностью, представляя собой подобно таким же образованиям на Луне следы потоков лавы. Однако более подробный анализ данных форм рельефа показывает, что сходство внешних особенностей не всегда позволяют отнести эти детали рельефа к формам вулканического генезиса.

На поверхности Марса расположены огромные каньоны, затопленные лавой. Один из них — гигантский каньон в долине Маринер, открытый космическим аппаратом Mariner 9 в 1971 г. (рис. 8). Протяжённость каньона — 4,5 тыс. км, ширина 600 км, глубина 7...10 км. По-видимому, каньоны Марса никогда не были заполнены водой, их происхождение связано с древней тектоникой Марса, с движением огромных плит марсианской коры [Ксанфомалити, 1997; Basilevsky, et al., 2006; Neukum, et al., 2010].

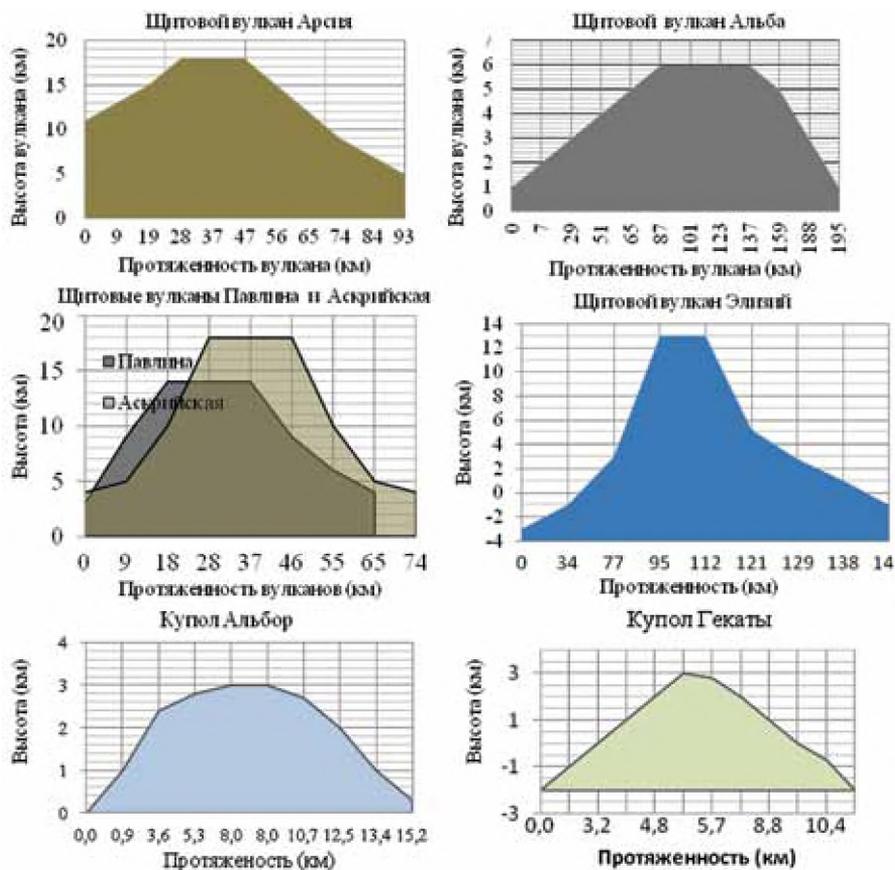


Рис. 7. Высотные профили супервулканов области Фарсида и плато Элизий. Наклон склонов вулканов Фарсиды (Tharsis): Альба (Alba Mons) — $3,5^\circ$; Аскрийская (Ascraeus Mons) — $25,9^\circ$; Павлина (Pavonis Mons) — $23,0^\circ$; Арсия (Arcia Mons) — $21,2^\circ$. Наклон склонов вулканов плато Элизий (Elysium): купол Гекаты (Hecates Tholus) — $3,5^\circ$; гора Элизий (Elysium Mons) — $3,0^\circ$; купол Альбор (Albor Tholus) — $3,5^\circ$



Рис. 8. Участок Долины Маринер (длиной более 3000 км), пересекающей район Копрейтс. Глубина Долины Маринер достигает 10 км. Слева — разветвлённая система трещин Лабиринта Ночи (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA00422>)

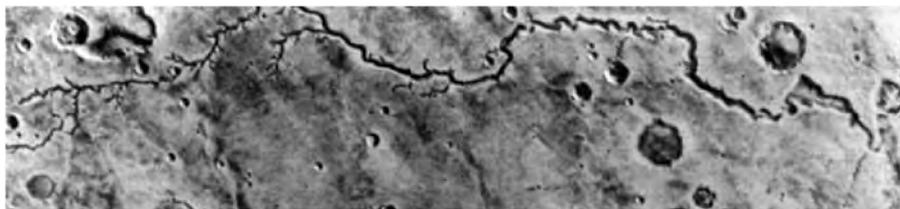


Рис. 9. Русло предположительно древней реки Нергал ($28^{\circ}\text{ S} - 30^{\circ}\text{ S}; 35^{\circ}\text{ W} - 37^{\circ}\text{ W}$) с притоками длиной 400 км. Возможно, Нергал впадала в огромное водохранилище, образованное широкой низменностью в районе каньона Узбой и цепи кратеров Холден-Хейл (фото НАСА, Mars Global Surveyor)

Многие детали рельефа Марса указывают на присутствие жидкой воды в далёком прошлом планеты. Возможно, извилистые следы высохших рек, идущие от долины Маринер, возникли в результате внезапного наводнения. Фотографии областей, сильно изрытых кратерами, показывают, что реки вытекали не из провалов, а сбегали с возвышенностей, огибая кратеры и собирая воду, как земные реки. Снимки поверхности, сделанные космическими аппаратами, показывают следы водно-эрозионных образований в руслах древних рек Марса [Head, et al., 1999]. В частности, это видно на примере русла древней реки Нергал, извилистое русло которой имеет множество притоков. Общая протяжённость этого образования составляет 400 км (рис. 9).

Сенсационные открытия были сделаны межпланетными станциями Mars Pathfinder и марсоходом «Соджорнер» (Sojourner) при исследовании поверхности Марса. С большим разрешением были изучены форма и структура камней, часть из которых оказались осадочными отложениями. Было обнаружено также большое количество глины как результат долгого нахождения минералов под водой. Марсоход Opportunity обнаружил большое количество серных солей и гематита, которые образуются при медленном испарении концентрированных растворов. Особенностью марсианских рек была их взаимосвязь с явлениями, похожими на карст — сток воды в поверхностный слой грунта [Desloges, Church, 1992].

На снимках марсианской поверхности всюду видны следы воздействия сильных потоков, высохшие русла рек, овраги, промоины и т.д. В настоящее время никаких рек, озёр или морей, заполненных водой, на Марсе не обнаружено [Митрофанов, 2005; Basilavsky, et al., 2006.]. Причиной является сильно разреженная атмосфера Марса, которая исключает возможность присутствия жидкой воды на поверхности [Clifford, Parker, 2001; Forget et al., 1999]. В условиях, когда атмосферное давление составляет всего 6 мбар, вода закипает уже при температуре 2° C . В результате произошедшей эволюции планеты, современная атмосфера Марса состоит на 95 % из углекислого газа, содержит водяных паров только 0,05 %, кислорода 0,1...0,4 %, азота 2,5 %.

Следует подчеркнуть, что проблема существования марсианской атмосферы тесно связана с таким явлением как активный вулканизм на планете.

ВЕЛИКАЯ КАТАСТРОФА МАРСА?

Современная атмосфера Марса имеет сильно разреженный характер и составляет у поверхности планеты примерно 1 % плотности атмосферы Земли на уровне моря. В таких условиях невозможно существование воды в жидком состоянии и все образования, напоминающие гидрологические структуры, могут относиться только к какой-то иной эпохе эволюции планеты. Масса Марса примерно в десять раз меньше земной, соответственно, ускорение силы тяжести в 2,6 раза меньше, чем на Земле. Скорость «убегания» для Марса составляет величину вдвое меньшую земной величины и равна 5,2 км/с. При таких параметрах планета не может удержать в естественных условиях газовую оболочку, чем и объясняется, прежде всего, малая плотность марсианской атмосферы. По данным НАСА на 2004 г., давление атмосферы на среднем радиусе планеты составляет 6,36 мбар, что в 150 раз меньше земного. Плотность газовой оболочки Марса у поверхности равна $\sim 0,020 \text{ кг/м}^3$ при общей массе атмосферы $\sim 2,5 \cdot 10^{16} \text{ кг}$.

Кроме того, существует ещё один механизм, способствующий потере Марсом газовой оболочки. Планета имеет очень слабое магнитное поле (по сравнению с земным), и в результате этого солнечный ветер постепенно «сдувает» марсианскую атмосферу.

Первые же наблюдения, проведённые КА MAVEN позволили обнаружить новые детали процесса, в результате которого частицы солнечного ветра глубоко проникают в марсианскую атмосферу. Эти наблюдения включали в себя всесторонние измерения состава верхней атмосферы и ионосферы Марса, они показали, каким образом атмосферные ионы получают энергию, достаточную для ухода из гравитационного поля планеты. По-видимому, в результате реакций перезарядки поток ионов солнечного ветра преобразуется в поток горячих нейтральных атомов, которые погружаются глубоко в марсианскую атмосферу. Погрузившись в ионосферу Марса, частицы из этого потока вновь обретают электрический заряд, образуя «вторичный» поток ионов, который повторяет свойства солнечного ветра. Вероятно, эти исследования позволяют связать процессы в нижней атмосфере, отвечающие за погоду и климат планеты, с процессами в верхней атмосфере, откуда происходит убегание атомов (<http://solarsystem.nasa.gov/news>).

Таким образом, современные исследования подтверждают, что процессы, ведущие к уменьшению газовой оболочки Марса, продолжают действовать.

Вместе с тем, многие морфологические особенности рельефа Марса свидетельствуют в пользу существования в прошлом на планете воды в жидком состоянии, что предполагает наличие более плотной атмосферы.

При неизменном влиянии на газовую оболочку изложенных выше процессов, единственным условием присутствия более плотной атмосферы может быть только её постоянная подпитка за счёт внутренних источников. Очевидно, что таким процессом постоянной подпитки атмосферы должна быть активная вулканическая деятельность.

Основные следы вулканизма на Марсе, возраст которых может быть определён достаточно уверенно, представлены залитыми базальтами равнинами, сходными с «лунными морями», сформировавшимися около 2...3,5 млрд лет назад [Wilson et al., 1999]. Отдельные гигантские вулканы, расположенные в экваториальной зоне Марса, сформировались позже, примерно 1...2 млрд лет назад. Постепенно этот процесс прекращался, и в настоящее время на Марсе не наблюдается какой-либо активной вулканической и тектонической деятельности. Очевидно, это вызвано постепенным остыванием недр.

На основе последних данных, собранных марсоходом Spirit в кратере Гусев в южном полушарии Марса, можно предположить, что атмосфера и недра Марса содержали в древности достаточно большую долю кислорода [Tuff et al., 2013].

Исследования установили, что породы в кратере Гусев содержали в себе больше кислорода, чем частицы марсианских метеоритов, обнаруженных на Земле, несмотря на их одинаковое происхождение. Это удивило авторов эксперимента, так как метеориты относительно молоды — по оценкам их возраст составляет всего 180...1400 млн лет. В то же время породы в кратере Гусев, которые изучал космический аппарат Spirit, сформировались примерно 3,7 млрд лет назад. Авторы исследования полагают, что минералы в подповерхностных слоях литосферы Марса хранят в себе кислород, впитавшийся в них тогда, когда эти породы контактировали с атмосферой молодой планеты.

Возрастные оценки глобального изменения климата Марса были проведены также на основе кратерной статистики [Kite et al., 2014]. Очевидно, что наблюдаемый минимальный размер древних кратеров служит в качестве своеобразного индекса оценки плотности палеоатмосферы, поскольку тонкие атмосферы позволяют ударникам небольших размеров достигать поверхности при высоких скоростях и образовывать кратеры. В упомянутом исследовании были использованы снимки с большим разрешением, полученные с борта спутника Mars Reconnaissance Orbiter, для того чтобы определить наличие древних кратеров малого размера на отложениях в образовании Aeolis Dorsa. Эта марсианская структура имеет многочисленные признаки существования воды в жидком состоянии в ранние периоды эволюции поверхности планеты [DiBiase et al., 2013]. Согласно оценкам по кратерной статистике, поверхность образования Aeolis Dorsa имеет возраст до 3,6 млрд лет. Сравнение распределения малых кратеров по размерам с моделями вероятной атмосферной плотности на тот период времени показало, что давление в газовой оболочке могло составлять в качестве верхнего предела $0,9 \pm 0,1$ бар. Если учесть процесс эрозии кратеров за указанное время, величину давления атмосферы можно поднять до $1,9 \pm 0,2$ бар, что уже сравнимо с современным давлением земной атмосферы.

Таким образом, обобщение всех приведённых выше данных вполне уверенно указывает на существование влажного и, возможно, тёплого климата на Марсе в период времени около 4 млрд лет назад. Необходимо ещё раз подчеркнуть, что немаловажную роль в этом процессе играла активная вулканическая деятельность, обеспечивая постоянную подпитку газовой

оболочки, компенсировавшую все потери атмосферных масс, указанные выше. В период затухания вулканогенных процессов, по-видимому, и произошла глобальная климатическая катастрофа, последствия которой мы теперь наблюдаем в современных характеристиках марсианской среды.

ВУЛКАНИЗМ НА ВЕНЕРЕ, МЕРКУРИИ И ЛУНЕ

В отличие от Марса, явления глобального вулканизма на других планетах земного типа и Луне, исключая Венеру, не имели такого решающего значения для переломных событий в эволюции космического тела.

Согласно всем современным данным эпоха глобального вулканизма на Венере в той или иной форме продолжается до настоящего времени.

Радиолокационные изображения поверхности Венеры, полученные космическими аппаратами, показывают вулканические лавовые равнины и крупные вулканические постройки. В работе А. Базилевского и Дж. Хеда (1995) представлена модель глобальной стратиграфии Венеры, в которой приводятся 16 типов ландшафтов и отдельных форм рельефа планеты. На поверхности Венеры наблюдается особый тип каналов протяжённостью в тысячи километров и шириной 1...2 км. Например, линейная структура Baltis Vallis длиной 6800 км является, по-видимому, самым протяжённым образованием такого типа в Солнечной системе [Kargel, 1997] (рис. 10). В начале этого русла находится вулкан поперечником около 100 км, морфология которого типична для базальтовых вулканов, наблюдающихся на Земле. Остаётся загадкой, какого характера жидкая субстанция прорезала столь протяжённые русла. Расчёты показывают, что на пути длиной 6800 км у потока типичной базальтовой лавы не хватило бы запаса тепла, чтобы течь и плавить вещество базальтовой равнины, прорезая в ней наблюдаемое русло. Геологи предполагают, что текучим веществом могли быть сильно перегретые коматиитовые лавы (на Земле коматиит-базальтовые ассоциации являются наиболее характерными образованиями архейских зеленокаменных поясов) или ещё более экзотические жидкости вроде расплавленных карбонатов или расплавленной серы. Сходные по морфологии лавовые русла Земли и Луны существенно меньше русел, обнаруженных на Венере, так что происхождение этих форм венерианского рельефа остаётся загадочным [Лазарев, Родионова, 2008].

Уникальными объектами рельефа на Венере являются структуры типа астры (иногда употребляется термин «новы»), расположенные внутри венцов. Эти куполообразные образования имеют вид звёздчатых форм грабинов. Морфологически такие структуры выделяются рельефом, возвышающимся над окружающей поверхностью на несколько километров, и несут признаки активного вулканизма. Все элементы рельефа Венеры вулканотектонические, образованные в результате растяжения и сжатия в венерианской коре в период глобального теплового катаклизма.

Анализ снимков Меркурия, полученных КА Mariner 10 (1974–1975) и КА MESSENGER (MErcury Surface, Space ENvironment, GEochemistry and Ranging), не выявил на планете морфологических признаков выраженных

в рельефе вулканов. На поверхности этой планеты были обнаружены гладкие равнины с протяжёнными вулканогенными покровами, образованными излияниями потоков расплавленного материала. Возможно, гладкие равнины сформировались в результате интенсивной бомбардировки 4,2...4,0 млрд лет назад [Watter, Nimmo, 2009]. Более молодые лавовые затопления внутренних и внешних равнин Меркурия связаны с бассейнами, сформированными ударами метеоритов около 3,8 млрд лет назад [Базилевский и др., 2011]. На рис. 11 приводятся примеры вулканогенных образований на поверхности Меркурия (фото НАСА).

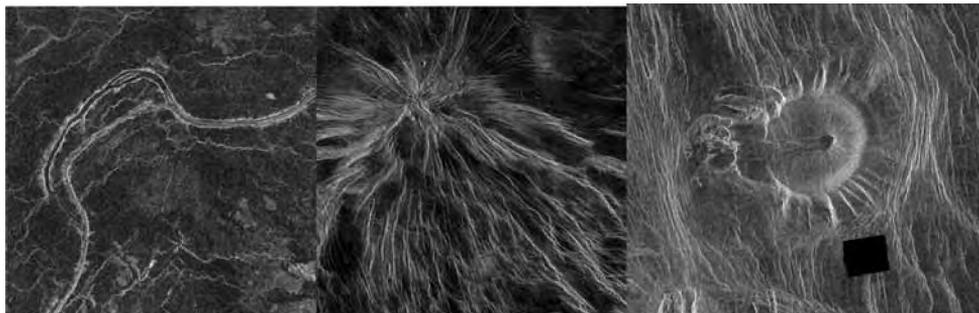


Рис. 10. Слева на рисунке показано радарное изображение лавового канала Baltis Vallis, полученное с борта КА Magellan. Изображение, помещённое в центре, показывает уникальный тип рельефа Венеры — структуру «астра», которая является куполом с ярко выраженной системой радиальных трещин. Справа — гора Идунн (Idunn Mons) высотой более 2 км и диаметром 200 км (4° S; 214,5° E), расположенная на территории Land Imdr, возможно, являющаяся венерианским вулканом

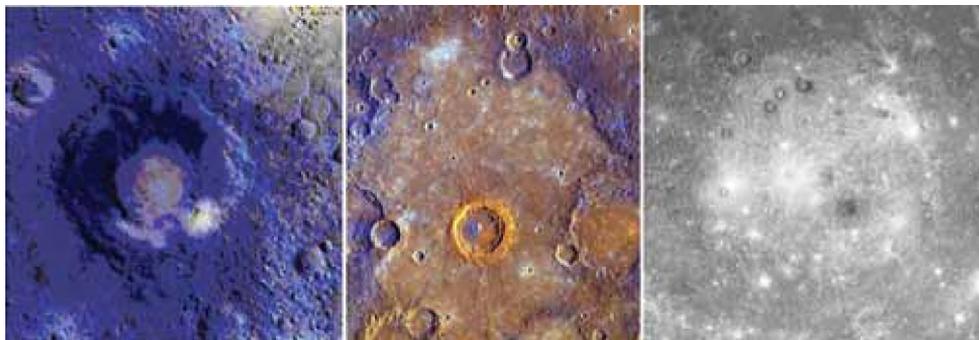


Рис. 11. Слева на снимке показан кратер Rachmaninoff. Происхождение центральной гладкой равнины кратера связано с относительно молодым вулканизмом на Меркурии. В центре изображения расположен кратер Calvino. Разный цвет центрального пика кратера указывает на экскавацию глубинного материала во время его формирования. Справа представлена мозаика из нескольких снимков, которая показывает полное изображение бассейна Caloris. Диаметр бассейна оценивается в 1500 км, плотность мелких кратеров внутри и вне бассейна показывает, что бассейн сформировался около 3,8 млрд лет назад [Базилевский и др., 2011]



Рис. 12. Снимок LROC (Lunar Reconnaissance Orbiter Camera) выхода на поверхность лавовой трубы в районе Mare Ingenii (Море Мечты) (LROC NAC M128202846LE) (NASA/GSFC/Arizona State University)

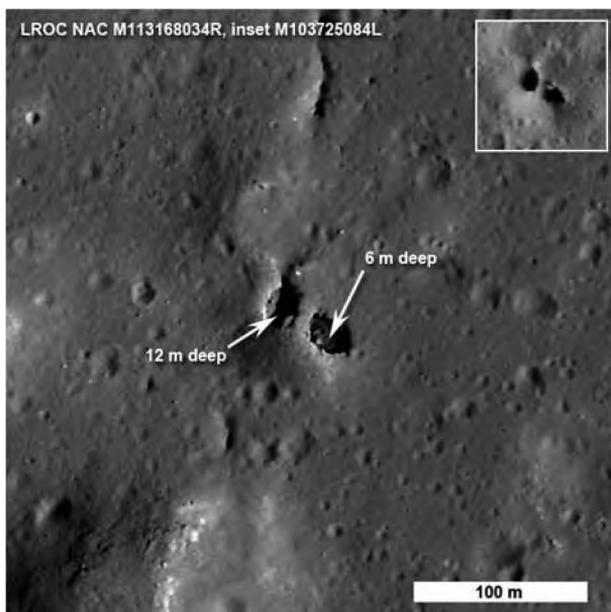


Рис. 13. Естественный «мост» над провалом лавовой трубы. Ширина постройки около 7 м в верхней части и, возможно, 9 м в нижней части образования. Длина перемычки составляет около 20 м (фото NASA/Goddard/ASU)

На лунной поверхности также отсутствуют хорошо сформированные слоистые конусные вулканы (известные также как стратовулканы). Так же, как на Меркурии, лунные вулканогенные образования в основном проявляются в виде лавовых затоплений обширных территорий (морей) или внутренней части крупных кратеров.

Почти все лунные моря сосредоточены на видимом с Земли полушарии Луны. Анализ образцов, собранных экспедициями APOLLO и ЛУНА, говорит о том, что все моря на Луне имеют вулканическое происхождение [Greely et al., 1993; Head, Wilson, 1992]. Возраст морских базальтов оценивается от 3,8 до 3,1 млрд лет. Самая древняя базальтовая лава на Луне, возраст которой оценивается 3,8 млрд лет, обнаружена в районе Тавр-Литров лунной экспедицией «Аполло-17».

В последнее время выявились новые свидетельства образования лунных морей в процессе глобального вулканизма путём излияния потоков лавы из подповерхностных резервуаров расплавленных на то время верхних горизонтов лунной мантии.

Снимки с высоким разрешением, полученные с борта КА Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO), выявили примеры выхода на поверхность лавовых труб (рис. 12).

Вероятно, в современном виде лавовые трубы представляют собой протяжённые извилистые полые туннели, образовавшиеся в результате остывания тёкшей лавы и уменьшения объёма жидкой субстанции. Впервые вход в такой туннель на Луне сфотографировал японский космический аппарат «Кагуя». Круглый провал с диаметром от 65 до 90 м и глубиной 34 м был обнаружен в предположительно вулканическом районе Холмов Мариуса на видимой стороне Луны. В ряде случаев обрушения поверхности в полость, проделанную расплавленной лавой, приводит к образованию таких причудливых сооружений, как природные «мосты» (рис. 13).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги сделанному анализу вулканической активности на планетах земной группы и Луне, можно обратить внимание, что на временной шкале преобразований рассмотренных планетных тел, несмотря на различную массу объектов, существенные изменения приходятся на один и тот же период (около 4 млрд лет назад) и связаны с вулканизмом.

Как уже было указано, наиболее характерные и более чётко выраженные морфологически эти процессы наблюдаются на Марсе. Хронология геологического развития Марса была подробно описана в работе В.И. Сиротина [Сиротин, 2006]. Основные эпохи (зоны), выделенные автором, были установлены методом подсчёта плотности ударных кратеров в разных районах Марса. История геологического развития Марса насчитывает три следующих эона. Первый из них, ранний нойский, длился 4,5...3,8 млрд лет. Для этого периода характерно интенсивное кратерообразование. Проявления вулканической деятельности на Марсе начались в ранний нойский эон 4,5...3,8 млрд лет назад, в период

интенсивной бомбардировки поверхности метеоритными телами. В последующий, гесперийский период 3,8...1,8 млрд лет назад происходит активизация тектонической активности в области Фарсиды, формируются покровные лавовые излияния древних равнин и крупных кольцевых структур. К наиболее древним системам разлома этой эпохи относятся Тавмасия и Кларитас. В Амазонском эоне (1,8...0,5 млрд лет) продолжается вулканическая активность в районах Большой Сырт и плато Гисперия. К этому периоду относится образование гигантской рифовой зоны Долины Маринер с Лабиринтом Ночи. Последнее мощное проявление площадного вулканизма на Марсе произошло 500 млн лет назад и завершилось формированием щитовых гигантских вулканов Арсия, Павлина, горы Аскрийская и самого молодого вулкана Олимп.

Рельеф вулканических структур полностью не отражает многообразие развития структурных форм, так как показывает только тектонические деформации в виде впадин и возвышенностей поверхности планет. Большинство приведённых в статье геологических форм рельефа имеют эндогенное происхождение. Рельефообразующее значение эндогенных процессов компенсируется экзогенными процессами в течение длительных этапов развития планет. Воздействие экзогенных факторов (выветривание, обрушение, накопление и др.) на структуру поверхности рельефа планет весьма значительно. На Марсе эоловые процессы и флювиальные процессы проявляются в течение всей истории геологического развития планеты, несмотря на то, что в последнее время (в геологическом масштабе) газовая оболочка планеты становится всё более незначительной.

ЛИТЕРАТУРА

- [Базилевский, Хэд, 1995] *Базилевский А. Т., Хэд Дж. У.* Геологическая история Венеры за последние 300...500 млн лет по данным фотогоеологического анализа радарных изображений, полученных КА «Магеллан» // *Астрономич. вестн.* 1995. Т. 29. № 3. С. 195–218.
- [Базилевский и др., 2011] *Базилевский А. Т., Хэд Дж. У., Фассетт К. И., Майкл Г.* История тектонических деформаций внутренних равнин бассейна Жары, Меркурий // *Астрономич. вестн.* 2011. Т. 45. № 6. С. 483–511.
- [Бурба, 1981] *Бурба А.* Номенклатура деталей рельефа Марса. М.: Наука, 1981. 83 с.
- [Жарков, Мороз, 1998] *Жарков В. Н., Мороз В. И.* Почему на Марс? // *Природа.* 1998. № 12. С. 86–97.
- [Ксанфомалити, 1997] *Ксанфомалити Л. В.* Парад планет. М: Наука, 1997. 305 с. С. 92–137.
- [Ксанфомалити, 2009] *Ксанфомалити Л. В.* Горные потоки и бассейны на Марсе // *Наука и жизнь.* 2009. № 9.
- [Лазарев, Родионова, 2008] *Лазарев Е. Н., Родионова Ж. Ф.* Новая карта рельефа Венеры // *Земля и Вселенная.* 2008. № 2. С. 3–15.
- [Маров, 1986] *Маров М. Я.* Планеты Солнечной системы. М.: Наука, 1986. 320 с.
- [Митрофанов, 2005] *Митрофанов И. Г.* Поиски воды на Марсе // *Природа.* 2005. № 9. С. 34–43.

- [Очерки..., 1981] Очерки сравнительной планетологии / Отв. ред. Барсуков М. М.: Наука, 1981. 326 с.
- [Сиротин, 2006] *Сиротин В. И.* Сравнительная планетология: Очерки результатов исследования Земли, Солнечной системы и Космоса: Методич. пособие по направлению «Геология» для студентов геологич. ф-тов университетов. Воронеж: ВГУ, 2006. 114 с.
- [Хохлов, 2012] *Хохлов С.* Вулканы Марса. Элизий. 2012. По материалам NASA и Malin Space Science Systems. URL: <http://www.shvedun.ru/stsol.htm>.
- [Basilevsky et al., 2006] *Basilevsky A. T., Rodin A. V., Raitala J.* Search for causes of the low epithermal neutron flux anomaly in the Arabia Terra region (Mars) // *Solar System Research*. 2006. V. 40. Iss. 5. P. 355–374.
- [Brian et al., 2003] *Brian M. H., Roger J. P., Raymond E. A.* Explosive volcanism in the Thaisis region: Global evidence in the Martian geologic record // *J. Geophysical Research*. 2003. V. 108. N. E9. P. 15-1–15-16.
- [Carr, 1973] *Carr M. H.* Volcanism on Mars // *J. Geophysical Research*. 1973. V. 78(20). P. 4049–4062.
- [Clifford, Parker, 2001] *Clifford S., Parker T.* The Evolution of the Martian Hydrosphere: Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains // *Icarus*. 2001. V. 154. P. 40–79.
- [Desloges, Church, 1992] *Desloges J., Church M.* Geomorphic implications of glacier outburst Flooding: Noeick River valley // *British Columbia. Can. J. Earth Sci.* 1992. V. 29. P. 551–564.
- [DiBiase et al., 2013] *DiBiase R. A., Limaye A. B., Scheingross J. S., Fischer W. W., Lamb M. P.* Deltaic deposits at Aeolis Dorsa: Sedimentary evidence for a standing body of water on the northern plains of Mars // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2013. V. 118. P. 1–18.
- [Forget et al., 1999] *Forget F., Hourdin F.F., Fournier R., Talagrand O.* Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 24,155–24,175.
- [Greely et al., 1993] *Greely R.* et al. Galileo imaging observations of Lunar Maria and related deposits // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. N. E9. P. 17,183–17,205.
- [Head, Wilson, 1992] *Head J., Wilson L.* Lunar mare volcanism: Stratigraphy, eruption conditions, and the evolution of secondary crusts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 2155–2175.
- [Head et al., 1999] *Head J., Hiesinger H., Ivanov M., Kreslavsky M., Pratt S., Thomason B.* Possible ancient oceans on Mars: Evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter data // *Science*. 1999. V. 286. P. 2134–2137.
- [Kargel, 1997] *Kargel J. S.* The Rivers of Venus // *Sky and Telescope*. 1997. V. 94. N. 2. P. 32–37.
- [Kite et al., 2014] *Kite E. S., Williams J.-P., Lucas A., Aharonson O.* Low palaeopressure of the Martian atmosphere estimated from the size distribution of ancient craters // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 335–339.
- [Kreslavsky, Head, 1999] *Kreslavsky M., Head J.* Kilometer-scale slopes on Mars and their correlation with geologic units: Initial results from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 21,911–21,924.
- [Malin, Edgett, 2001] *Malin M. C., Edgett K. S.* Mars Global Surveyor. Mars orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. N. 23. P. 429–23,570.

- [Masursky, Saunders, 1973] *Masursky H., Saunders R. S.* An Overview of Geological Results from Mariner 9 // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78(20). P. 4009–4030.
- [Mitrofanov et al., 2014] *Mitrofanov I. G., Litvak M. L., Sanin A. B., Starr R. D., Lisov D. I., Kuzmin R. O., Behar A., Boynton W. V., Hardgrove C., Harshman K., Jun I., Milliken R. E., Mischna M. A., Moersch J. E., Tate C. G.* Water and chlorine content in the Martian soil along the first 1900 m of the Curiosity rover traverse as estimated by the DAN instrument // *J. Geophysical Research: Planets.* 2014. V. 119. Iss. 7. P. 1579–1596.
- [Neukum et al., 2010] *Neukum G., Basilevsky A. T.* and the HRSC Team. Episodicity of Volcanic and Fluvial Processes on Mars: abstr. // 1st Moscow Solar System Symp. IMS³. Space Research Institute, Moscow, 2010. IMS³-1-2.
- [Rodionova, Brekhovskikh, 2012] *Rodionova Zh., Brekhovskikh J.* Hypsometric Globus of the Mars 1:32.3 million-scale MOLA. Moscow, IKI RAN, SAI MSU. 2012.
- [Tanaka et al., 1992] *Tanaka K. D., Scott D., Greeley R.* Global stratigraphy // Mars. Tucson: Univ. of Ariz. Press, 1992. P. 345–382.
- [Tanaka et al., 2005] *Tanaka K. L., Skinner J. A. Jr., Hare T. M.* U. S. Geologic Map of the Northern Plains of Mars. 2005. 32 p. URL: <http://pubs.usgs.gov/sim/2005/2888/sim-2888pamphlet.pdf>.
- [Tuff et al., 2013] *Tuff J., Wade J., Wood B. J.* Volcanism on Mars controlled by early oxidation of the upper mantle // *Nature.* 2013. V.498. P. 342–345.
- [Watter, Nimmo, 2009] *Watters T. R., Nimmo F.* The tectonics of Mercury // *Planet. Tectonics* / Eds. Watters T. R., Schultz R. A. Cambridge Univ. Press, 2009. P. 15–80.
- [Whitford-Stark, 1982] *Whitford-Stark J. L.* Tharsis Volcanoes: Separation Distances, Relative Ages, Sizes, Morphologies, and Depths of Burial // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 9829–9838.
- [Wilson et al., 1999] *Wilson L., Head J. W., Mitchell K. L.* Tharsis Montes as Composite Volcanoes: Lines of Evidence for Explosive Volcanism in Far-Field Deposits: abstr. // 29th Lunar Planet. Sci. Conf. 1999. Abstr. 1125.

ANCIENT ERUPTIVE TERRAIN TYPES OF MARS, VENUS, MERCURY AND THE MOON. ORIGIN, MORPHOLOGY, AGE

S. G. Pugacheva, V. V. Shevchenko

Sternberg Astronomical Institute of Lomonosov Moscow State University (SAI MSU)

The article discloses the main morphological features of eruptive terrain types on the surface of the earth-type planets and the Moon. Eruptive terrain types of the planets are relic ancient shield volcanoes, formations of volcanic mountains, lava affluxes of various types and sizes, radial and concentric splits. There is a detailed analysis of the morphology and structure of volcanic and tectonic formations of the terrain of Mars. On the basis of the shots of the surface of Mars made by spacecraft, hypsometric altitude profiles of volcanoes have been built and the steepness of slopes of the volcanic structures of Mars have been measured. The article describes the main periods of formation of the volcanic terrain and revitalization of tectonic processes. The article also provides the information on the age of volcanic edifices and lava fields. The article gives the examples of unique forms of the volcanic terrain of other earth-type planets and the Moon.

Keywords: earth-type planets, Moon, volcanic terrain types, morphology, tectonic splits, lava fields.

Pugacheva Svetlana Gejrgievna — senior scientist, PhD, pugach@sai.msu.ru, pugach@sai.msu.ru
Shevchenko Vladislav Vladimirovich — head of department, doctor of physical and mathematical sciences, professor, shev@sai.msu.ru

ОЦЕНКА АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА УДАРНЫХ КРАТЕРОВ ЛУНЫ, МЕРКУРИЯ И МАРСА ПО СТЕПЕНИ ИХ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ВЫРАЖЕННОСТИ

А. Т. Базилевский

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ)

В работе обсуждаются результаты и перспективы исследований, посвящённых оценкам абсолютного возраста малых ударных кратеров Луны, Меркурия и Марса по степени их морфологической выраженности и размерам. Показано, что для малых кратеров Луны таким методом можно получать адекватные оценки их абсолютного возраста: сотни миллионов лет для кратеров диаметром в десятки метров и 2...4 млрд лет для кратеров диаметром несколько сотен метров. Точность этих оценок невелика, но в результате дополнительных исследований может быть улучшена. Этот метод, по-видимому, можно будет применять и для полуколичественных оценок абсолютного возраста малых кратеров Меркурия и, в более ограниченной степени, для кратеров Марса, но это также требует проведения дополнительных исследований.

Ключевые слова: ударный кратер, абсолютный возраст, Луна, Меркурий, Марс.

ВВЕДЕНИЕ

Ударные кратеры наблюдаются на поверхности планетных тел земного типа, спутников и астероидов. На большинстве безатмосферных тел они являются доминирующей формой рельефа. Эта статья посвящена проблеме оценки абсолютного возраста ударных кратеров по их морфологии в сочетании с размерами кратеров. Сначала будут описаны результаты оценки возраста малых (менее 1...2 км в диаметре) ударных кратеров Луны, полученные в период активного изучения этого небесного тела советскими автоматическими аппаратами и американскими экспедициями по программе АПОЛЛОН, и рассмотрена возможность их уточнения с учётом новых данных. Затем будет обсуждаться возможность подобных оценок для малых кратеров Меркурия и Марса.

ЛУНА

Кратеры диаметром от нескольких метров до 1...2 км доминируют на поверхности Луны. Они различаются по степени выраженности — от чётко выраженных относительно глубоких кратеров с приподнятым над окружающей местностью кольцевым валом до округлых слабо выраженных депрессий

без вала. Анализ взаимных пересечений кратеров, обладающих различной морфологической выраженностью, как близких по размеру, так и различного размера (рис. 1), показал, среди кратеров одного размера более чётко выраженные моложе, чем плохо выраженные, а превращение чётко выраженных в плохо выраженные среди кратеров меньшего размера происходит быстрее, чем среди крупных кратеров [Флоренский и др., 1971, 1972; Trask, 1971].

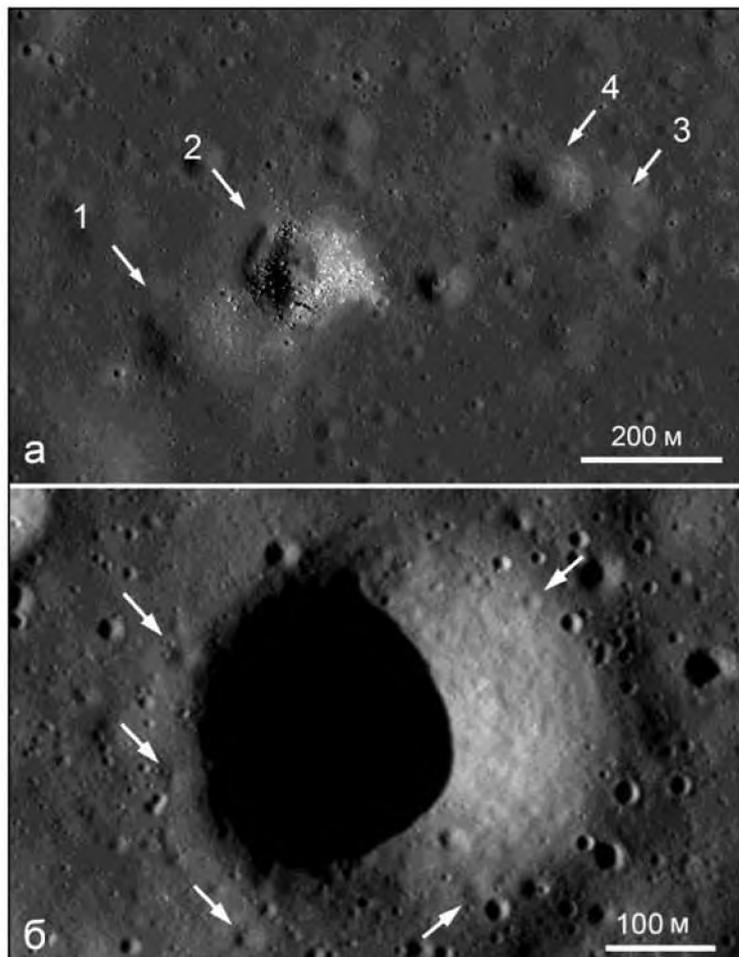


Рис. 1. Пересечения кратеров примерно одного диаметра (а): видно, что более чётко выраженный кратер 2 моложе, чем более сглаженный кратер 1 (камни его выбросов накладываются на вал и внутренний склон кратера 1), а более чётко выраженный кратер 4 частично накладывается на менее выраженный кратер 3; наложение малых плохо выраженных кратеров (стрелки) (б) на вал относительно большого чётко выраженного кратера Спук в районе посадки «Аполлона-16». Фрагменты LROC NAC-изображений M119449091RE и M102064759RC, высота Солнца над горизонтом 30 и 9°, соответственно

Морфологические классы малых ударных кратеров Луны

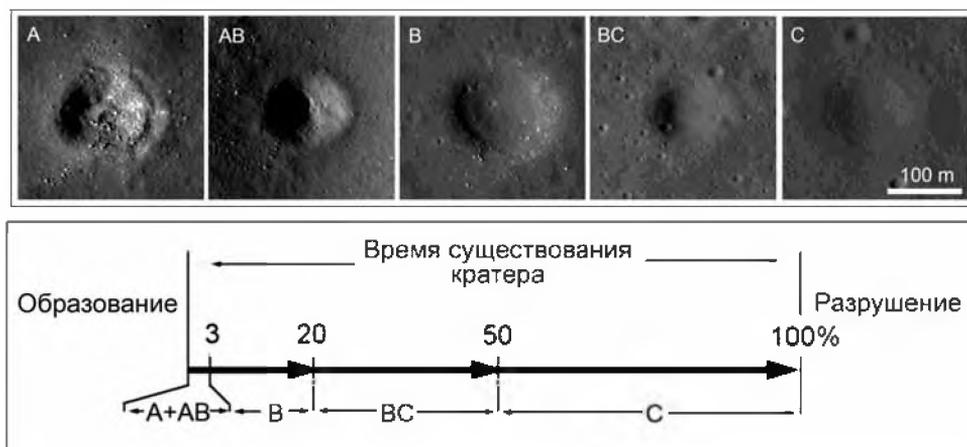


Рис. 2. Изображения кратеров различных морфологических классов (фрагменты LROC NAC-изображений M119449091RE, высота Солнца над горизонтом 30°) и схема эволюции кратеров от класса А через АВ, В, ВС и С до полного разрушения

Всё многообразие кратеров различной степени морфологической выраженности было разделено на три основных морфологических класса (А, В и С, где А — наиболее чётко выраженный) и два промежуточных (АВ и ВС) [Флоренский, Таборко, 1968; Флоренский и др., 1972]. Для кратеров различных морфологических классов по снимкам с известной высотой Солнца над горизонтом были приблизительно оценены отношения глубины кратера (от кромки вала до наиболее низкой точки днища) к диаметру (по гребню вала), максимальная крутизна внутренних склонов кратеров и определены относительные распространённости кратеров различных классов. Было также предложено похожее разделение кратеров на шесть классов [Trask, 1971]. В такой классификации кратеры класса 1 — наиболее плохо выраженные, а кратеры класса 6 — наиболее хорошо выраженные. На рис. 2 приведены изображения типичных кратеров различных морфологических классов и их относительные распространённости, а в табл. 1 — относительные глубины, максимальная крутизна внутренних склонов кратеров и частота встречаемости кратеров данного класса.

Исследуя возрастные соотношения между кратерами различных морфологических классов разного размера, можно составить пары примерно одновозрастных кратеров и шкалу их относительного возраста [Флоренский и др., 1971]. Например, было найдено, что в пределах зоны выброса из 650-метрового кратера класса А есть несколько наложенных на неё кратеров класса В и наиболее крупный из них имеет диаметр 40 м. Отсюда можно сделать вывод, что он возник вскоре после образования этого кратера класса А и следовательно возраст 650-метрового кратера класса А примерно равен возрасту 40-метрового кратера класса В. Аналогичным образом было установлено, что 310-метровый кратер класса АВ примерно одновозрастен 130-метровому кратеру класса ВС, 550-метровый кратер класса В —

250-метровому кратеру класса С, а 200-метровый кратер класса ВС — 100-метровому кратеру класса С. Всего были установлены 34 пары примерно одновозрастных кратеров диаметром от 40 до 2500 м, относящихся к разным морфологическим классам. Это позволило построить зависимость времени жизни кратеров в условных единицах от степени их морфологической выраженности и диаметра кратера [Флоренский и др., 1971].

Таблица 1. Типичные характеристики малых кратеров Луны, относящихся к различным морфологическим классам

Класс	Вид кратера	Характеристика		
		Относительная глубина	Максимальный угол внутреннего склона [град]	Частота встречаемости [%]
А	Крутосклонные кратеры с чётко выраженным валом и каменистыми выбросами	1/3...1/5	35...40	0,5...1
АВ	Крутосклонные кратеры с выраженным, но слегка сглаженным валом, обычно с каменистыми выбросами	1/5...1/7	25...35	1...2
В	Умеренно крутосклонные кратеры с валом сглаженных очертаний; камни, если наблюдаются, то только на валу	1/7...1/10	15...25	15...20
ВС	Пологосклонные кратеры; вал почти не заметен; поверхность внутри кратера почти не отличается от таковой снаружи	1/10...1/12	10...15	25...35
С	Очень пологосклонные кратеры; вал в рельефе не выражен; поверхность внутри кратера практически не отличается от таковой снаружи	<1/12	<10	45...55

На основании анализа фотографий, полученных КА «Лунар Орбитер», было показано [Trask, 1971], что на поверхности морских лавовых равнин различного возраста можно выделить наложенные на них, но почти полностью разрушенные кратеры, по времени образования, очевидно, близкие ко времени кристаллизации этих лав. Для морских равнин имбрийского возраста характерный диаметр кратеров такого рода оказался близким к 700 м, для позднеимбрийских — раннеэратосфенских поверхностей — 500 м, для типичных эратосфенских поверхностей — 300 м (рис. 3).

С установлением возраста кристаллизации базальтов в местах посадки экспедиций по программе АПОЛЛОН и возраста экспозиции камней на валах кратеров в этих местах появилась возможность получить количественные оценки времени существования кратеров диаметром от первых десятков метров до ~1 км, — причём как полного времени существования, так и времени пребывания в форме того или иного морфологического класса [Базилевский, 1974; Basilevsky, 1976]. К близким результатам пришёл автор работы [Swann, 1974], однако в предлагаемой им зависимости показана

связь морфологических классов малых кратеров (по упомянутой классификации [Trask, 1971]) и их абсолютного возраста, но нет прямого указания на диаметры кратеров, хотя о них можно получить суждение, обратившись к работе [Trask, 1971].

Таблица 2. Возраст кратеров в местах посадки космического корабля (КК) «Аполлон»

№ п/п	Район	Кратер	Морфологический класс	Диаметр [м]	Возраст [млн лет]	Источник
1	Океан Бурь	Surveyor	BC	200	240	[Funkhauser, 1971; Wänke et al., 1971]
2	Океан Бурь	Head	B	100	40	[Funkhauser, 1971]
3	Фра Мауро	Cone	AB	340	26	[Turner et al., 1971]
4	Хэдли Апеннины	Безымянный, Станция 9	A	15	0,75	[Rancitelli et al., 1972]
5	Декарт	North Ray	A	950	50	[LSAPT, 1973]
6	Декарт	South Ray	A	650	2	[LSAPT, 1973]
7	Декарт	Plum	BC	30	30	[Fleisher, Hart, 1974]
8	Тавр, Литтров	Shorty	AB	110	10	[Kirsten et al., 1973]
9	Тавр, Литтров	Camelot	AB	730	85	[Kirsten et al., 1973]

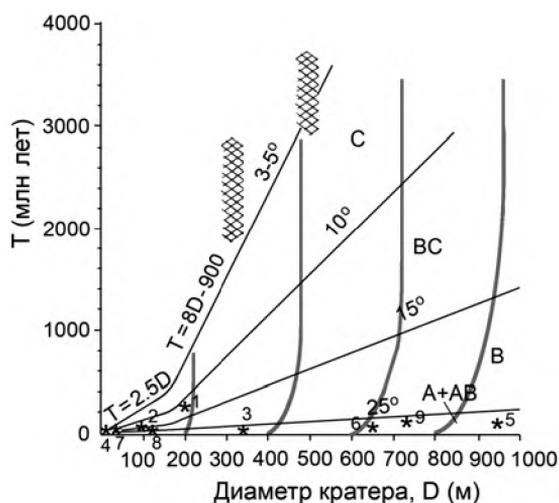


Рис. 3. Диаграмма зависимости абсолютного возраста кратеров от их размеров и степени морфологической выраженности (классы А, АВ, В, ВС и С). Звездочки на диаграмме соответствуют кратерам, охарактеризованным в табл. 2. Диагональная штриховка указывает на использованные в работе [Trask, 1971] возрастные ограничения для сильно разрушенных кратеров на эратосфенских и имбрийских поверхностях. Серые (толстые) кривые — это траектории изменения диаметров кратеров в процессе их старения

Данные по возрастам девяти малых кратеров в местах посадки КК «Аполлон», оценённые путём определения возраста экспозиции камней на валах этих кратеров, использованные в работах [Базилевский, 1974; Basilevsky, 1976], приведены в табл. 2, а диаграмма зависимости возраста кратеров от их размеров и степени морфологической зрелости показана на рис. 3. При составлении этой диаграммы использовался морфологический анализ изображений этих кратеров, что позволяло отнести их к тому или иному морфологическому классу, а также определять размеры и морфологический класс кратеров, наложенных на валы датированных кратеров. Так, на изображениях кратера Cone (возраст 26 млн лет) видно, что малые кратеры, наложенные на покров его выбросов, обнаруживают разнообразие морфологических классов от А до С только в интервале диаметров менее 5...10 м. Это даёт основание считать, что длительность существования кратеров диаметром 5...10 м может достигать 26 млн лет. Аналогичные наблюдения были проведены в окрестностях кратеров Surveyor и Head [Базилевский, 1974].

Диаграмма на рис. 3 отличается от аналогичных диаграмм в работах [Базилевский, 1974; Basilevsky, 1976] тем, что на ней показаны траектории изменения диаметров кратеров в процессе их старения. В упомянутых работах и некоторых других (например, [Soderblom, 1970]) принималось, что при старении кратера его диаметр не изменяется. Однако уже в те годы было ясно, что в старении малых кратеров, кроме метеоритной бомбардировки, важную роль играют процессы перемещения вещества реголита вниз по склонам — обвалы, оползни, осыпи, и более медленное перемещение обломочного материала типа десерпции [Базилевский, Попович, 1976; Кузьмин, 1975; Флоренский и др., 1975; Basilevsky, 1976]. А такие процессы на внутренних склонах кратеров должны приводить к увеличению диаметра кратеров, причём, если пренебречь некоторым разуплотнением вещества в ходе этих процессов, то объём депрессии кратера не должен изменяться. На рис. 4 представлена модель такой эволюции формы кратера в процессе его старения.

В рамках этой модели при изменении отношения d/D от 0,18 до 0,10 диаметр кратера растёт следующим образом: 1,00; 1,04; 1,09; 1,145; 1,22, а крутизна верхней части внутренних склонов кратера изменяется как: 35, 30, 26, 23, 20°. Примерно так же растёт диаметр кратера при изменении d/D от 0,18 до 0,10 и сохранении объёма кратерной депрессии при представлении её в виде сегмента сферы. Но крутизна верхней части внутренних склонов кратера в этом случае изменяется следующим образом: 37, 33, 29, 26, 23°.

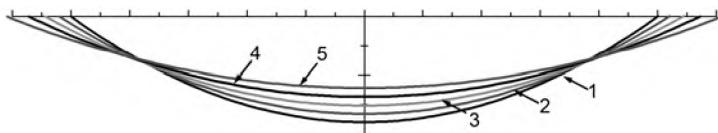


Рис. 4. Схема эволюции формы кратера, представленного в виде сегмента параболоида, при сохранении объёма кратерной полости и изменении отношения глубины кратера к его диаметру d/D : 1 — 0,18; 2 — 0,16; 3 — 0,14; 4 — 0,12; 5 — 0,10

В работе [Basilevsky et al., 2014] на примере анализа данных многочисленных измерений формы кратеров диаметром от 20 до 400 м в районах работы «Лунохода-1 и -2» было показано, что в процессе старения малых кратеров можно выделить две фазы. Первая, относительно короткая по времени, фаза — это изменение относительной глубины кратера и максимальной крутизны его внутренних склонов от 0,18 и $\sim 35^\circ$ до 0,14 и $\sim 25^\circ$, что лучше соответствует представлению кратера в виде сегмента параболоида. В конце этой фазы кратер достигает границы между морфологическими классами АВ и В (см. табл. 1). При этом при обращении к изображениям конкретных кратеров становится очевидной преобладающая роль склоновых процессов типа обвалов и оползней (см. [Basilevsky et al., 2014, fig. 14]). Метеоритные удары на этой стадии, несомненно, тоже вносят свой вклад в разрушение кратера, прежде всего тем, что провоцируют сход обвалов и оползней. В дальнейшем роль склоновых процессов снижается, и увеличивается роль засыпания кратера выбросами из других кратеров, что должно приводить к тому, что увеличение диаметра кратера замедляется и почти прекращается. Следует отметить, что на склоновые процессы поздней стадии эволюции кратера (осыпи и десерпцию) определённое влияние должны также оказывать суточные колебания температуры, которые там достаточно велики (до 280 К). Траектории изменения диаметров кратеров в процессе их старения на рис. 3 демонстрируют эту тенденцию. В соответствии с тем, что показано на рис. 3, можно думать, что 200-метровый кратер Surveyor, относящийся к классу ВС, сразу после его образования имел диаметр около 160 м, а 650-метровый кратер South Ray, относящийся к классу А, когда достигнет стадии классов ВС и С, расширится примерно до 750 м в диаметре. Следует, конечно, иметь в виду, что это весьма приблизительные модельные оценки.

В работе [Basilevsky, Head, 2012] исследована морфология небольших (десятки и первые сотни метров в диаметре) кратеров, образующих вытянутые в северо-восточном направлении скопления в районе посадки КА «Луна-24». Они считаются вторичными кратерами, образованными ударами выбросов из расположенного в 1300 км к северо-востоку 22-километрового кратера Джордано Бруно. По размерам и степени морфологической выраженности [Базилевский, 1974; Basilevsky, 1976] возраст этих предполагаемых вторичных кратеров был оценён в 5...10 млн лет. Также была исследована морфология небольших кратеров, наложенных на близкие выбросы кратера Джордано Бруно. Было найдено, что полученные таким образом оценки их возраста согласуются с оценками возраста для кратеров места посадки «Луны-24», что подтверждает интерпретацию последних как вторичных, образованных выбросами кратера Джордано Бруно. По плотности малых ударных кратеров, наложенных на выбросы кратера Джордано Бруно, возраст этого кратера оценён в 1...10 млн лет [Mogota et al., 2009], что, в общем, согласуется с нашими оценками возраста малых кратеров, считающихся вторичными для кратера Джордано Бруно.

Работа [Basilevsky, Head, 2012] подтверждает адекватность оценок возраста малых лунных кратеров по степени их морфологической выраженности и размерам и одновременно указывает на их невысокую точность. Автор

(1974) оценивал точность этого метода величиной 30 %. По-видимому, эту оценку точности следует рассматривать как оптимистичную. Низкая точность наших оценок возраста малых кратеров определяется, как минимум, двумя обстоятельствами. Первое — это небольшое число кратеров, датированных по возрасту экспозиции камней на их валах, которые составляют основу наших оценок. Для существенного улучшения здесь необходимы новые полёты на Луну (не обязательно пилотируемые) и доставка на Землю образцов, собранных с хорошей привязкой к геологической ситуации.

Второе обстоятельство связано с тем, что количественные характеристики (относительная глубина кратеров и максимальная крутизна их внутренних склонов) сейчас известны лишь для границ перехода из класса в класс, а распределение этих характеристик внутри классов почти не изучено. По-видимому, перспективным направлением улучшения оценок возраста малых кратеров может быть модификация диаграммы, приведённой на рис. 3, в варианты, на которых вместо полей различных морфологических классов будут семейства линий, показывающих относительную глубину кратеров и максимальную крутизну их внутренних склонов. Для этого нужно, чтобы исследования типа работы [Basilevsky et al., 2014] были проведены ещё в нескольких районах Луны. Перспективными для таких исследований, очевидно, являются места посадки экспедиций АПОЛЛОН и автоматических аппаратов «Луна-16, -20, -24», а также места посадки будущих лунных миссий. Основной материал для такого рода исследований уже есть или находится в процессе получения. Это снимки высокого разрешения, получаемые камерой LROC NAC [Robinson et al., 2010].

На лунных склонах, как правило, наблюдается меньше малых кратеров, чем на горизонтальных поверхностях. Это явление исследовалось в работах [Базилевский, 1979; Базилевский, Попович, 1976], в которых был сделан вывод, что оно связано с ускоренным разрушением кратеров на склонах (по сравнению с горизонтальными поверхностями) за счёт разнообразных процессов движения реголита вниз по склону. По снимкам Lunar Orbiter 2 и 3 на склонах сравнительно древних форм рельефа, для которых можно было полагать, что наложенная на них популяция малых кратеров достигла состояния равновесия [Флоренский и др., 1972; Trask, 1966], были подсчитаны кумулятивные плотности распределения кратеров диаметром более десятков и первых сотен метров. Для субгоризонтальных лунных равнин количество кратеров N диаметром более D на 1 км^2 поверхности в равновесной части популяции описывается выражением $N_{>D} = 10^{4.9} D^{-2}$. Плотности кратеров на склонах оказались заметно меньше равновесных для субгоризонтальных равнин, составляя примерно 60 % для склонов крутизной 5° , 35 % — для 10° , 20 % — для 15° , 10 % — для 20° и 5 % — для 25° . Из-за ограниченности доступных тогда для изучения фотографий и карт эти оценки требуют уточнения, и это задача будущих исследований.

Из изложенного выше следует, что по степени морфологической выраженности малых ударных кратеров Луны и с учётом их размеров можно приблизительно оценивать их абсолютный возраст. Эти оценки показали, что время существования кратеров диаметром в десятки метров составляет сотни миллионов лет, а кратеры диаметром несколько сотен метров могут

существовать 2...4 млрд лет. Очевидно, что эти оценки применимы лишь к последним 3...4 млрд лет геологической истории Луны, когда интенсивность метеоритной бомбардировки в Солнечной системе снизилась до примерно современного уровня. Преобразование кратеров из чётко выраженных, относительно глубоких и крутосклонных в пологосклонные депрессии происходит под совокупным действием склоновых процессов и метеоритной бомбардировки с некоторым участием суточных колебаний температуры, причём склоновые процессы наиболее эффективны на начальных стадиях эволюции кратера, а затем по мере выполаживания внутренних склонов кратера их роль снижается. Склоновые процессы должны приводить к увеличению диаметра стареющего кратера. Точность получаемых описанным выше методом оценок возраста кратеров невелика, но может быть повышена в будущих исследованиях.

МЕРКУРИЙ

На Меркурии, как и на Луне, нет атмосферы, и поэтому на его поверхности тоже много малых ударных кратеров (рис. 5). Очевидно, что они тоже разрушаются под совокупным действием метеоритных ударов, склоновых процессов и суточных колебаний температуры, и эта схожесть процессов образования и разрушения малых кратеров Меркурия и Луны даёт основания надеяться, что к ним тоже может быть применим метод оценки их абсолютного возраста по степени морфологической выраженности и размерам.

Сила тяжести на Меркурии в 2,3 раза выше, чем на Луне, а поток метеоритных ударников в 5,5 раз выше, при этом средняя скорость ударов более чем на 60 % выше, чем на Луне [Cintala, 1992]. Суточные колебания температуры на Меркурии примерно в два раза выше, чем на Луне (~600 К против лунных ~300 К), но продолжительность солнечных суток (176 земных) в 6 раз больше, чем на Луне (29,5 земных суток). Очевидно, что более высокий поток ударников, к тому же обладающих более высокой скоростью, должен приводить к более высокой интенсивности кратерообразования на Меркурии по сравнению с Луной — примерно в 14 раз: $5,5 \times (1,6)^2 \approx 14$. Но более интенсивный и более высокоскоростной метеоритный поток одновременно должен ускорять разрушение кратеров. Более высокая сила тяжести на Меркурии должна усиливать эффективность разрушающих кратеры склоновых процессов.

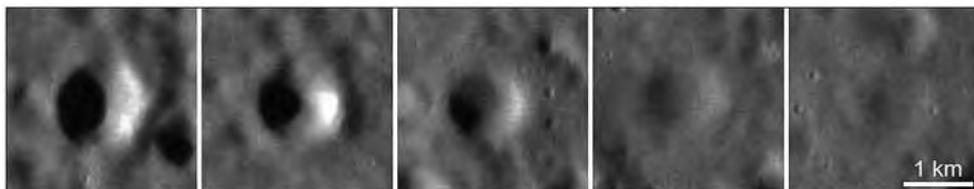


Рис. 5. Последовательность малых кратеров Меркурия по степени их морфологической выраженности. Фрагменты снимка MESSENGER MDIS NAC 3302953, высота Солнца над горизонтом 13°, разрешение снимка 28 м, Budh Planitia

Большой суточный перепад температур на Меркурии должен в какой-то степени способствовать увеличению интенсивности склоновых процессов, но, поскольку солнечные сутки на Меркурии существенно длиннее, чем на Луне, частота воздействия этого фактора заметно ниже. Суммарный баланс процессов образования и разрушения кратеров на Меркурии неясен, но, скорее всего, время существования малых кратеров на Меркурии короче, чем на Луне.

Для прогресса в понимании потенциального времени существования малых кратеров на Меркурии необходимы дополнительные исследования их морфологии и частоты встречаемости, которые пока сдерживаются сравнительно низким разрешением доступных изображений этого тела. Можно надеяться, что по мере накопления данных станет возможным, как это было сделано для лунных кратеров, составить пары примерно одновозрастных кратеров, относящихся к разным морфологическим классам. Можно будет выяснить, есть ли в популяциях малых кратеров Меркурия признаки присутствия их равновесной и неравновесной частей и, если есть, то, какому диаметру кратеров соответствует граница между ними. На морфологически однородных равнинах можно будет выявить наиболее крупные из максимально разрушенных кратеров. Их возраст, как в своё время отмечено в работе [Trask, 1971], должен быть близок к возрасту этих равнин, а его, в свою очередь, можно оценить по плотности наложенных на эти равнины кратеров (например, [Marchi et al., 2009, 2013]. Эти оценки не очень точные, но порядок величины, по-видимому, можно будет оценить. И, конечно, очень важно получить детальные цифровые карты районов исследований для проведения работ типа описанной в статье [Basilevsky et al., 2014].

МАРС

На Марсе, как и на Меркурии и Луне, широко распространены ударные кратеры. Наименьшие из них, наблюдаемые на снимках камеры высокого разрешения HiRISE многофункциональной автоматической межпланетной станции Mars Reconnaissance Orbiter (MRO, марсианский орбитальный разведчик) (разрешение 25 см/пикс), имеют 2...3 м в диаметре. Кратеры диаметром в десятки и сотни метров распространены достаточно широко, хотя и менее широко, чем на Луне и Меркурии. По оценкам [Ivanov, 2001], средняя скорость кратерообразующих ударников в окрестностях Марса составляет 8,62 км/с, а на Луне — 16,2 км/с, при этом поток ударников, происходящих из Главного пояса астероидов и образующих кратеры диаметром в первые десятки метров, на Марсе в 2,04 раза выше, чем на Луне. Отсюда следует, что темп образования малых кратеров на Марсе примерно в два раза ниже, чем на Луне.

На доступных снимках поверхности Марса можно найти примеры кратеров различной степени морфологической выраженности, очевидно, отражающие возрастные последовательности (рис. 6).

Однако, в связи с тем, что условия на поверхности Марса в различных его районах достаточно разнообразны, и они неоднократно изменялись

в течение геологической истории этой планеты (даже в её последний Амазонийский период), какие-то оценки времени существования кратеров типа работ [Базилевский, 1974; Basilevsky, 1976], по-видимому, возможны только на региональном уровне и только для каких-то конкретных геологических эпох. Наиболее очевидная причина изменения условий на поверхности Марса — это изменения наклона оси вращения планеты к плоскости орбиты [Laskar, Robutel, 1993; Laskar et al., 2004].

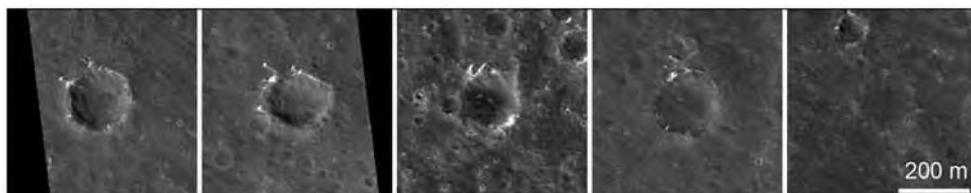


Рис. 6. Последовательность малых кратеров Марса по степени их морфологической выраженности. Фрагменты снимка HiRISE ESP_031816_1835; 3,296° с. ш., 138,81° в. д., Равнина Элизий

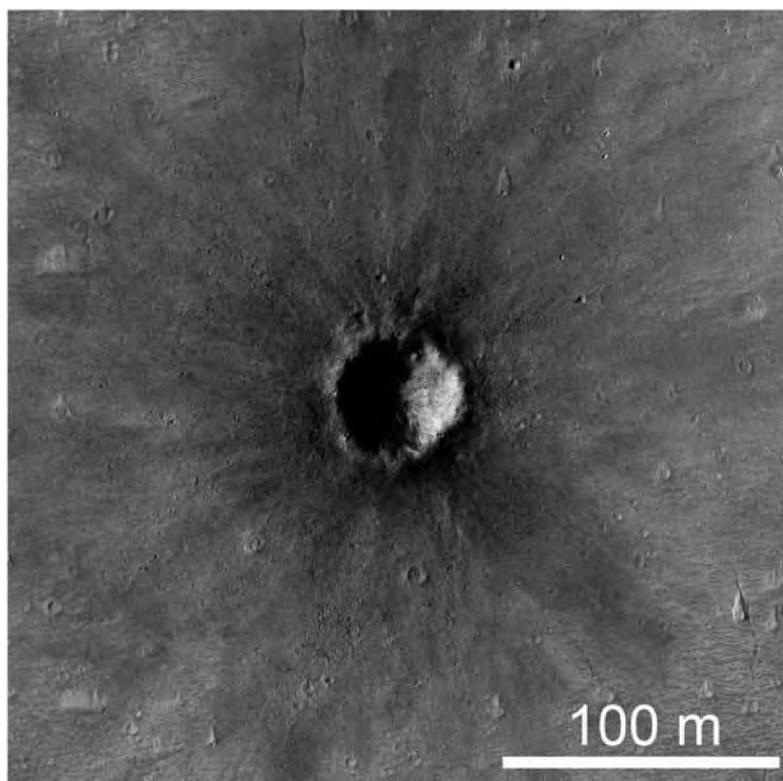


Рис. 7. Новообразованный (между февралём 2005 г. и июлем 2005 г.) ударный кратер Марса с тёмным гало. Снимок HiRISE ESP_011425_1775; 2,352° ю. ш., 278,256° в. д., Лунное плато

Такие изменения должны приводить к появлению и исчезновению зон, где ежегодно происходит чередование промерзания грунта с образованием в нём включений водяного льда, и их таяния в так называемом активном слое [Kreslavsky, 2009; Kreslavsky et al., 2008, 2010]. Такие мерзлотные явления — это мощный фактор разрушения малых кратеров и, соответственно, их действие или бездействие сильно влияет на темпы морфологической эволюции кратеров.

Анализ изображений высокого разрешения, полученных Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera в течение семи лет работы, привёл к обнаружению 20 кратеров диаметром от 2 до 150 м, образовавшихся в течение периода наблюдений [Malin et al., 2006]. Дальнейшие наблюдения с помощью камеры HiRISE привели к обнаружению около 250 таких кратеров [Daubar et al., 2013]. Их характерная особенность — наличие тёмного, нередко лучистого, гало (рис. 7). Такие кратеры наблюдаются не повсеместно, а преимущественно в «запылённых» районах Марса. Образование тёмного гало считается результатом сдувания поверхностного слоя пыли в момент удара [Daubar et al., 2013; Malin et al., 2006]. Время сохранности тёмного гало, по-видимому, порядка нескольких лет (http://www.uahirise.org/images/2012/details/cut/ESP_027806_1700.jpg) и, возможно, оно разное в разных районах. Эти датировки применимы к очень небольшому числу малых кратеров Марса, но они оказались весьма полезны для независимой оценки темпов образования малых ударных кратеров на Марсе [Daubar et al., 2013; Malin et al., 2006].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Малые кратеры представляют собой наиболее распространённую форму рельефа на многих телах Солнечной системы. Поэтому возможность получать оценки их абсолютного возраста по степени их морфологической выраженности и размерам весьма привлекательна для геологических исследований. В данной работе рассматриваются опыт и перспективы привлечения этого метода к датировке малых кратеров Луны, Меркурия и Марса.

Обзор результатов старых работ, посвящённых таким оценкам для малых ударных кратеров Луны [Базилевский, 1974; Basilevsky, 1976; Swann, 1974], с учётом некоторых недавно полученных результатов [Basilevsky, Head, 2012; Basilevsky et al., 2014; Morota et al., 2009] показал, что такие оценки адекватны, хотя точность их невелика. Её можно улучшить доставкой новых образцов с Луны с их последующими изотопными датировками, а также детальным анализом морфометрии малых кратеров Луны по снимкам, получаемым камерой LROC NAC [Robinson et al., 2010].

Малые кратеры Меркурия, очевидно, также могут быть датированы с использованием этого метода. Пока этому препятствует недостаток доступных изображений достаточно высокого разрешения, но благодаря съёмке КА Messenger их количество постепенно увеличивается. В более отдалённой перспективе следует ожидать получения снимков высокого разрешения миссией VeriColombo (запуск в 2016 г., прибытие к Меркурию

в 2024 г.; <http://sci.esa.int/bepicolombo/>). Поскольку в обозримом будущем доставка образцов с поверхности Меркурия не планируется, оценки абсолютного возраста должны опираться на датировки поверхности по плотности наложенных кратеров (например, [Marchi et al., 2009, 2013], а значит, они будут модельно зависимы).

Применение обсуждаемого метода к датировке малых кратеров Марса осложняется изменчивостью факторов разрушения этих кратеров от района к району и с течением времени (например, [Kreslavsky et al., 2008]). Однако на региональном уровне и для каких-то конкретных геологических эпох такие оценки, по-видимому, возможны. Здесь также есть проблема отсутствия калибровки «морфологических» оценок абсолютного возраста изотопными измерениями, поэтому неизбежно использование датировки возраста поверхности по плотности наложенных кратеров, которая сама не очень точна. Упомянутое выше изучение образовавшихся в течение последних лет кратеров с тёмным гало может уточнить датировки поверхности по плотности кратеров.

Из изложенного выше следует, что по степени морфологической выраженности малых кратеров Луны и их размерам можно получать адекватные оценки абсолютного возраста этих кратеров. Показано, что время существования кратеров диаметром в десятки метров составляет сотни миллионов лет, а кратеры диаметром в несколько сотен метров могут существовать 2...4 млрд лет. Эти оценки применимы к последним 3...4 млрд лет геологической истории Луны, когда интенсивность метеоритной бомбардировки в Солнечной системе снизилась до примерно современного уровня. Точность этих оценок невелика, но может быть улучшена. Этот метод, по-видимому, можно будет применять для полуколичественных оценок абсолютного возраста малых кратеров Меркурия и, в более ограниченной степени, для кратеров Марса, но это требует проведения дополнительных исследований.

Автор признателен Е. В. Забалуевой, М. А. Иванову, М. А. Креславскому и Дж. У. Хэду за помощь в выполнении этой работы.

ЛИТЕРАТУРА

- [Базилевский, 1974] *Базилевский А. Т.* Возраст малых лунных кратеров // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 8. С. 139–142.
- [Базилевский, 1979] *Базилевский А. Т.* О некоторых особенностях процесса образования реголита на лунных материках // Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979. С. 55–61.
- [Базилевский, Попович, 1976] *Базилевский А. Т., Попович В. Д.* Эволюция малых кратеров на склонах лунного рельефа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 76–80.
- [Кузьмин, 1975] *Кузьмин Р. О.* Оползневые явления в реголите на склонах лунного рельефа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 65–72.
- [Флоренский, Таборко, 1968] *Флоренский К. П., Таборко И. М.* Некоторые выводы по морфометрии участков Луны, снятых станцией «Луна-12» // Тез. докл. Симпозиума по физике Луны и планет. Киев, 1968. М.: Наука, 1968. С. 150–153.

- [Флоренский и др., 1971] *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Гребенник Н. Н.* Морфологическая зрелость мелких лунных кратеров как функция их возраста и размеров // *Космич. исслед.* 1971. Т. 9. № 3. С. 459–464.
- [Флоренский и др., 1972] *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Гурштейн А. А., Зезин Р. Б., Пронин А. А., Полосухин В. П., Попова З. В., Таборко И. М.* К проблеме строения лунных морей // *Современные представления о Луне.* М.: Наука, 1972. С. 21–45.
- [Флоренский и др., 1975] *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Иванов А. В.* Роль экзогенных факторов в формировании лунной поверхности // *Космохимия Луны и планет.* М.: Наука, 1975. С. 439–452.
- [Basilevsky, 1976] *Basilevsky A. T.* On the evolution rate of small lunar craters // *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.* 1976. P. 1005–1020.
- [Basilevsky, Head, 2012] *Basilevsky A. T., Head J. W.* Age of Giordano Bruno crater as deduced from the morphology of its secondaries at the Luna 24 landing site // *Planetary and Space Science* 2012. V. 73. P. 302–309.
- [Basilevsky et al., 2014] *Basilevsky A. T., Kreslavsky M. A., Karachevtseva I. P., Gusakova E. N.* Morphometry of small impact craters in the Lunokhod-1 and Lunokhod-2 study areas // *Planetary and Space Science.* 2014. V. 92. P. 77–87.
- [Cintala, 1992] *Cintala M. J.* Impact induced thermal effects in the lunar and mercurian regoliths // *J. Geophysical Research.* 1992. V. 97. N. E1. P. 947–973.
- [Daubar et al., 2013] *Daubar I. J., McEwen A. S., Byrne S., Kennedy M. R., Ivanov B.* The current Martian cratering rate // *Icarus.* 2013. V. 225. P. 506–516.
- [Fleisher, Hart, 1974] *Fleisher R. L., Hart H. R.* Particle track record of Apollo 16 rocks from Plum crater // *J. Geophysical Research.* 1974. V. 79. P. 766–768.
- [Funkhauser, 1971] *Funkhauser J.* Noble gas analysis of KREEP fragments in lunar soils 12033 and 12070 // *Earth and Planets Science Letters.* 1971. V. 12. P. 263–272.
- [Ivanov, 2001] *Ivanov B. A.* Mars/Moon cratering rate ratio estimates // *Space Science Rev.* 2001. V. 96. P. 87–104.
- [Kirsten et al., 1973] *Kirsten T., Horn P., Heymann D., Hubner W., Storzer D.* Apollo 17 crystalline rocks and soils: Rare gases, ion tracks and ages (abstract) // *EOS: Trans. Amer. Geophys. Union.* 1973. V. 54. P. 595–596.
- [Kreslavsky, 2009] *Kreslavsky M. A.* Dynamic landscapes at high latitudes of Mars: Constraints from populations of small craters: abstr. // *40th Lunar and Planetary Science Conference (LPSC 2009).* 2009. abstr. 2311.
- [Kreslavsky et al., 2010] *Kreslavsky M. A., Head J. W., Maine A., Gray H., Asphaug E.* North-south asymmetry in degradation rates of small impact craters at high latitudes of Mars: Implications for recent climate change: abstr. // *41st Lunar and Planetary Science Conference (LPSC 2010).* 2010. abstr. 2560.
- [Kreslavsky et al., 2008] *Kreslavsky M. A., Head J. W., Marchant D. R.* Periods of active permafrost layer formation during the geological history of Mars: Implications for circum-polar and mid-latitude surface processes // *Planetary and Space Science* 2008. V. 56. P. 289–302.
- [Laskar, Robutel, 1993] *Laskar J., Robutel P.* The chaotic obliquity of the planets // *Nature.* 1993. V. 362. P. 608–612.
- [Laskar et al., 2004] *Laskar J., Gastineau M., Joutel F., Robutel P., Levrard B., Correia A.* Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars // *Icarus.* 2004. V. 170. P. 343–364.

- [LSAPT, 1973] LSAPT (P. Bell, A. Burlingame, D. Burnett, L. Silver, S. Chang, D. Gault, P. Eberhardt, L. Haskin, O. James, J. Papike, G. Reed, N. Töksöz, J. Wood). 4th Lunar Science Conference // Science 1973. V. 181. P. 615–622.
- [Malin et al., 2006] *Malin M. C., Edgett K. S., Posiolova L. V., McColley S. M., Dobrebra E. Z. N.* Present-day impact cratering rate and contemporary gully activity on Mars // Science. 2006. V. 314. P. 1573–1577.
- [Marchi et al., 2009] *Marchi S., Mottola S., Cremonese G., Massironi M., Martellato E.* A new chronology for the Moon and Mercury // Astronomical J. 2009. V. 137. P. 4936–4948.
- [Marchi et al., 2013] *Marchi S., Chapman C. R., Fassett C. I., Head J. W., Bottke W. F., Strom R. G.* Global resurfacing of Mercury 4.0–4.1 billion years ago by heavy bombardment and volcanism // Nature. 2013. V. 499. P. 59–61.
- [Morota et al., 2009] *Morota T., Haruyama J., Miyamoto H., Honda C., Ohtake M., Yokota Y., Matsunaga T., Hirata N., Demura H., Takeda H., Ogawa Y., Kimura Y.* Formation age of the lunar crater Giordano Bruno // Meteoritics and Planetary Science. 2009. V. 44(8). P. 1115–1120.
- [Rancitelli et al., 1972] *Rancitelli L. A., Perkins R. W., Felix W. D., Wogman N. A.* Lunar surface processes and cosmic ray characterization from Apollo 12–15 lunar sample analyses // Proc. 3rd Lunar Sci. Conf. 1972. P. 1681–1691.
- [Robinson et al., 2010] *Robinson M. S., Brylow S. M., Tschimmel M.* Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) instrument overview // Space Science Rev. 2010. V. 150. P. 81–124.
- [Soderblom, 1970] *Soderblom L. A.* A model for small-impact erosion applied to the lunar surface // J. Geophysical Research 1970. V. 75. N. 14. P. 2655–2661.
- [Swann, 1974] *Swann G. A.* A scheme for estimating the ages of small Copernican craters // 6th Lunar Science Conf.: abstr. 1974. P. 761–763.
- [Trask, 1966] *Trask N.* Size and spatial distribution of craters estimated from the Ranger photographs. Ranger VIII and IX. Pt. II. Experimenters Analyses and Interpretations: Techn. Report 32-800. Jet Propulsion Laboratory, 1966. P. 252–263.
- [Trask, 1971] *Trask N.* Geologic comparisons of mare materials in the lunar equatorial belt, including Apollo 11 and Apollo 12 landing sites: U. S. Geological Survey Professional Paper 750D. Washington, D. C., 1971. P. D138–D144.
- [Turner et al., 1971] *Turner G., Huneke J. C., Podosek F. A., Wasserburg G. J.* ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 12. P. 19–35.
- [Wänke et al., 1971] *Wänke H., Wlotzka F., Baddenhausen H., Balacescu A., Spettel B., Teschke F., Jagoutz F., Kruze H., Quijano-Rico M., Rieder H.* Apollo 12 samples: Chemical composition and its relations to sample location and exposure ages, the two component origin of the various soil samples and studies of lunar metallic particles // Proc. 2nd Lunar Sci. Conf. 1971. P. 1187–1208.

ESTIMATION OF ABSOLUTE AGE OF IMPACT CRATERS OF THE MOON, MERCURY AND MARS BASED ON THEIR MORPHOLOGIC PROMINENCE

A. T. Basilevsky

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences (GEOKHI)

In the work are discussed results and perspectives of studies on estimations of absolute ages of small craters of the Moon, Mercury and Mars based on their morphologic prominence and sizes. It is shown that for small craters of the Moon using such technique one can get adequate estimates of their absolute ages: hundreds of millions years for craters of tens of meters in diameter and 2-4 billion years for craters of several hundred meters in diameter. Accuracy of these estimates is rather low but can be improved by additional studies. This technique probably may be applied for semi-quantitative estimations of absolute age of small craters of Mercury and to more limited extent for craters of Mars, but this also will demand additional studies.

Keywords: impact crater, absolute age, the Moon, Mercury, Mars.

Basilevsky Aleksander Tikhonovich — head of laboratory, doctor of geological and mineralogical sciences, professor, atbas@geokhi.ru

СПУТНИКИ МАРСА. ПРОБЛЕМА ПЫЛИ

А. В. Захаров

Институт космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН)

Статья посвящена современным представлениям о динамике пылевых частиц, входящих в состав реголита спутников Марса — Фобоса и Деймоса. Рассмотрение основано на разработанных моделях воздействия ультрафиолетового и корпускулярного излучений, а также межпланетных микрометеороидных потоков на поверхность безатмосферных тел. Частицы реголита микронного и субмикронного размеров в результате воздействия УФ-излучения Солнца и фотоэмиссии электронов могут приобретать положительный заряд и подниматься над поверхностью. Динамика этих частиц зависит от многих факторов. В результате частицы пыли могут перемещаться над поверхностью, а при приобретении достаточного количества энергии — покинуть родительское тело (Фобос или Деймос). Такие частицы вместе с пылевыми частицами, выбитыми из поверхности марсианских спутников при микрометеоритных ударах, формируют пылевую тор вблизи орбит Фобоса и Деймоса. В статье приводится краткий обзор механизмов формирования и динамики пылевых частиц этого тора. Также в статье обсуждаются попытки прямых наблюдений пылевых колец спутников Марса оптическими методами, которые, впрочем, пока не смогли достичь требуемой чувствительности для регистрации тора. Другой подход к доказательству существования гипотетических марсианских пылевых поясов основывается на возмущениях солнечного ветра, проходящего через сгущение заряженных пылевых частиц около орбит Фобоса и Деймоса. С этой целью использовались данные космических аппаратов (КА) «Фобос-2», Mars Global Surveyor, Mars Express. Однако прямых доказательств существования пылевого тора вблизи орбит Фобоса и Деймоса до сих пор нет. Приводятся обоснования необходимости регистрации пылевых частиц в окрестностях Марса прямыми методами.

Ключевые слова: спутники Марса, Фобос, Деймос, пылевые частицы, динамики пыли, пылевой тор.

ВВЕДЕНИЕ

Поверхность спутников Марса — Фобоса и Деймоса — так же, как и поверхность Луны и других безатмосферных небесных тел, подвержена воздействию солнечного ультрафиолетового излучения, солнечного ветра, энергичных заряженных частиц солнечного и галактического происхождения. Кроме того, она бомбардируется межпланетными микрометеороидными потоками. В результате этих процессов над поверхностью Фобоса и Деймоса должен сформироваться плазменный слой, в котором разница скоростей электронов и ионов приводит к градиенту потенциала и появлению электрического поля под поверхностью этих спутников. Согласно наблюдениям аппарата «Викинг» [Thomas, 1979, Thomas, Veverka, 1980], а затем «Фобос-2» и «Марс-Экспресс», поверхность спутников Марса покрыта пылью, которая состоит из несвязанных друг с другом небольших крупинок реголита, образовавшегося в результате микрометеороидной

бомбардировки. Под влиянием электрических полей частички пыли могут подниматься над поверхностью и попадать в приповерхностный плазменный слой, что приводит к необычной и переменной по времени динамике, включая левитацию пылинок и их перенос через поверхность. Это явление наблюдалось на Луне во время работы миссий АПОЛЛОН (например, [McCoy, Criswell, 1974]). Некоторые пылевые частицы, получившие энергию от приповерхностного электрического поля, а также вторичные частицы, возникшие в результате ударов микрометеороидов, могут преодолевать силу притяжения родительского тела и создавать пылевой тор вдоль его орбиты [Soter, 1971].

В данной работе рассматривается реакция мелких пылевых частиц реголита марсианских спутников на солнечное излучение, движение заряженной пыли над поверхностью Фобоса и Деймоса, условия, при которых пылевые частицы покидают родительское тело, а также существующие модели предполагаемого пылевого тора около марсианских спутников и косвенные свидетельства его возможного существования.

ДИНАМИКА ПЫЛЕВЫХ ЧАСТИЦ ОКОЛО ПОВЕРХНОСТИ

Поверхность Фобоса и Деймоса, подобно поверхности всех безатмосферных тел Солнечной системы, не имеющих заметного магнитного поля, подвергается прямому воздействию плазмы солнечного ветра и ультрафиолетового излучения (УФ). Освещённая сторона этих тел под действием УФ теряет электроны, в результате чего поверхность приобретает положительный заряд. Затенённая сторона поверхности, напротив, накапливает электроны, приобретая отрицательный заряд [Criswell, 1973; Criswell, De, 1977; Horányi, 1996; Lee, 1996; Manka, 1973; Whipple, 1981]. На рис. 1 представлена схема глобального электрического поля Фобоса, возникающая под влиянием солнечного излучения.



Рис. 1. Глобальные электрические поля, возникающие вблизи поверхности Фобоса под воздействием солнечного излучения. Освещённая УФ-излучением Солнца поверхность Фобоса приобретает положительный потенциал, поверхность в тени — отрицательный

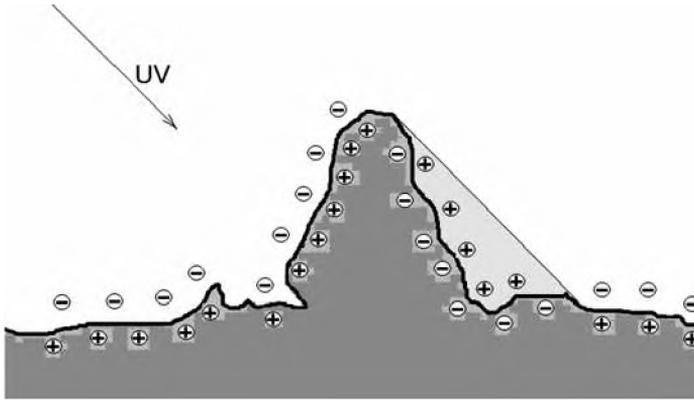


Рис. 2. Локальные электрические поля, которые могут возникать при особенностях рельефа поверхности (валуны, камни, кратеры) на освещённой части Фобоса и Деймоса

Кроме того, из-за топографических особенностей рельефа поверхности или в присутствии крупных природных образований (валунов, кратеров), возможны локальные отклонения от среднего электрического потенциала, в результате чего на освещённой стороне могут возникать локальные электрические поля. На рис. 2 приведён пример формирования такого локального поля.

Приповерхностные электрические поля могут быть достаточно сильными, чтобы преодолевать поверхностные силы (адгезия и когезия), действующие на пылевые частицы. В результате мелкие частицы пыли способны отрываться от поверхности (левитировать) и перемещаться над поверхностью под действием электростатических сил. Это возможно в том случае, когда удельное электрическое сопротивление реголита на поверхности достаточно велико, чтобы позволить зарядам накопиться быстрее, чем токи проводимости успеют их нейтрализовать. Однако, если удельное сопротивление реголита Фобоса и Деймоса такое же, как у известных метеоритов или лунного грунта [Duba, Voland, 1984; Lee, 1996], его можно считать весьма эффективным диэлектриком.

Основываясь на подходе, принятом для астероидов [Lee, 1996], и принимая во внимание параметры солнечного ветра в окрестностях орбиты Марса (1,59 а.е.), мы оценили ожидаемое значение напряжённости электрического поля около освещённой стороны Фобоса/Деймоса в несколько вольт на метр в зависимости от угла Солнца.

Если электростатическая сила $F_e = qE$ превышает силу когезии F_c на поверхности и силу притяжения $F_g = m_a g$, где m_a — масса пылевой частицы; g — ускорение, вызванное гравитацией Фобоса и Деймоса; $F_e \geq F_g + F_c$, частицы будут отрываться от поверхности и левитировать в пылевом плазменном слое [Criswell 1973; Stubbs et al., 2006]. Как и на Луне [Reasoner, Burke 1972], подобный плазменный слой формируется у Фобоса и Деймоса в результате взаимодействия солнечного ветра и УФ-излучения Солнца с реголитом. Толщина этого слоя приблизительно равна дебаевской длине

в фотоэлектронной плазме вблизи поверхности. Если масса пылевых частиц достаточно мала (<1 мкм), F_e превышает F_q , и частицы могут ускоряться в электрическом поле приповерхностного плазменного слоя. Набрав значительную скорость, они покидают эту зону и далее движутся по баллистической траектории, причём могут даже покинуть Фобос/Деймос.

Таким образом, движение мелких (<1 мкм) пылевых частиц около поверхности, возникающее под влиянием электростатического поля, может рассматриваться как один из источников гипотетического пылевого тора Фобоса/Деймоса (см. далее). Также оно может быть одной из причин особенностей отражательных спектров Фобоса («красные» и «голубые» особенности) в диапазоне $0,3...0,6$ мкм, полученных в экспедиции «Фобос-2» [Ksanfomality et al., 1991]. Очевидно, что необходимо проведение теоретических работ с целью детально понять механизм электростатического переноса пыли и его последствия для Фобоса и Деймоса.

Первые свидетельства движения лунной пыли под действием электростатических полей были получены бортовыми телевизионными системами на аппаратах «Сервейор-1, -5, -6», «Луноход-2», наблюдавшими свечение над терминатором (например, [Rennilson, Criswell, 1974]). Аналогичные наблюдения были проведены в ходе выполнения программы АПОЛЛОН (на спутниках «Аполлон-16, -17», например, [Berg et al., 1976]) и на спутнике Луны «Клементина» [Zook et al., 1995]. Обнаруженное свечение в области терминатора в настоящее время интерпретируется как рассеяние солнечного света на пылевых частицах, поднимающихся над лунной поверхностью (обзор наблюдений за левитацией пыли на Луне представлен в работах [Colwell, 2007; Lee, 1996]).

ПЫЛЕВЫЕ КОЛЬЦА СПУТНИКОВ МАРСА

Существование пылевых колец вблизи орбит Фобоса и Деймоса было предсказано более 40 лет назад [Soter, 1971] и подробно описано в теоретических работах [Banaszkiewicz, Ip, 1991; Ip, Banaszkiewicz 1990; Ishimoto, Mukai, 1994; Juhász, Horányi, 1995; Kholshchevnikov et al., 1993; Krivov, Hamilton 1997]. В этих работах предполагается, что поверхность спутников Марса постоянно подвергается бомбардировке межпланетными метеорными потоками. Масса частиц в этих потоках $10^{-18} < m < 10^2$ г, средняя скорость на орбите Марса составляет порядка 15 км/с [Divine, 1993; Grün et al., 1985]. Образовавшиеся в результате бомбардировки вторичные частицы, выбитые с поверхности этих спутников, приобретают скорость, превышающую скорость убегания (для Фобоса это 10 м/с, для Деймоса — 6 м/с), и покидают эти небесные тела. При этом, если скорость вторичных частиц оказывается меньше орбитальных скоростей спутников Марса ($V_{ph} = 2,1$ км/с для Фобоса и $V_D = 1,35$ км/с для Деймоса), частицы могут оказаться на орбитах вокруг Марса, образуя пылевое гало вблизи орбит Фобоса и Деймоса. В результате моделирования было показано, что на движение субмикронных пылевых частиц на орбитах вокруг Марса заметно влияют солнечная радиация и силы Лоренца. Динамика частиц, размеры которых превышают

1 мкм, контролируется в основном (помимо гравитации) давлением солнечного света и возмущениями из-за несферичности Марса [Krivov, Hamilton, 1997].

Распределение частиц в пылевом торе, их динамика, механизмы потерь частиц из тора и продолжительность существования частиц в торе в значительной степени зависят от их размеров (например, [Krivov et al., 2006]). Одним из ключевых параметров, определяющих динамику пылевых частиц на орбитах Марса, является коэффициент β — отношение давления солнечного излучения к силе гравитации [Ishimoto, Mukai, 1994].

Относительно крупные частицы с радиусом более ~ 10 мкм, для которых $\beta < 0,01$, сосредоточены в тороидальном поясе вдоль орбит спутников. Основные возмущения орбитальной динамики таких частиц вызваны изменениями давления солнечного света, связанными с эксцентриситетом орбиты Марса и, в меньшей степени, влиянием сплюснутости Марса. Несмотря на малость этих возмущений, при долгосрочном воздействии они оказывают заметное влияние на время жизни крупных пылинок [Juhász, Horányi, 1995]. Ключевым механизмом потерь таких частиц является столкновение с родительским телом (Фобосом или Деймосом). Время их жизни зависит от размеров частиц и колеблется от сотен лет (для частиц размерами ~ 10 мкм) до приблизительно одного года (для частиц размером 1 мм и более).

Для частиц с размерами от 1 до 10 мкм давление солнечного излучения вызывает значительную амплитуду колебаний эксцентриситета их орбит, в результате чего частицы выпадают на Марс за время менее одного года. Такая популяция частиц образует неустойчивый диск — «субдиск».

Популяция очень маленьких, субмикронных частиц (размером менее 1 мкм, для которых коэффициент $\beta > 0,01$) на орбитах спутников Марса может возникать не только в результате бомбардировки межпланетными микрометеороидами, но также вследствие ускорения в приповерхностном электростатическом поле. Эта субмикронная пыль подвержена влиянию электромагнитных сил и, согласно модельным представлениям, образует протяжённый ореол вокруг Марса [Krivov, 1994; Juhász et al., 1993]. На рис. 3 показана структура колец Фобоса и Деймоса для частиц с различными массами [Ishimoto et al., 1997]. На рисунке представлены модельные зависимости плотности частиц как функции расстояния от Марса для различных масс пылевых частиц в диапазоне от 10^{-4} до 10^{-12} г.

Согласно моделям пылевых колец, представленным в работе [Krivov, Hamilton, 1997], распределение частиц в пылевых торах Фобоса и Деймоса крайне неоднородное и зависит от размера частиц и времени года на Марсе. Тор Фобоса сдвинут в сторону Солнца, тогда как у Деймоса он в любое время года смещён в обратную от Солнца сторону. Пылевой пояс Фобоса сплюснут, в то время как у Деймоса, наоборот, сильно растянут в вертикальном направлении (исключение здесь составляет популяция субмикронных частиц, которые, как уже было сказано, образуют протяжённое гало). На рис. 4 представлен пример формы тора Деймоса (в проекции на плоскость XY), образованного частицами размером 17 мкм [Krivov, Hamilton, 1997] для четырёх марсианских сезонов.

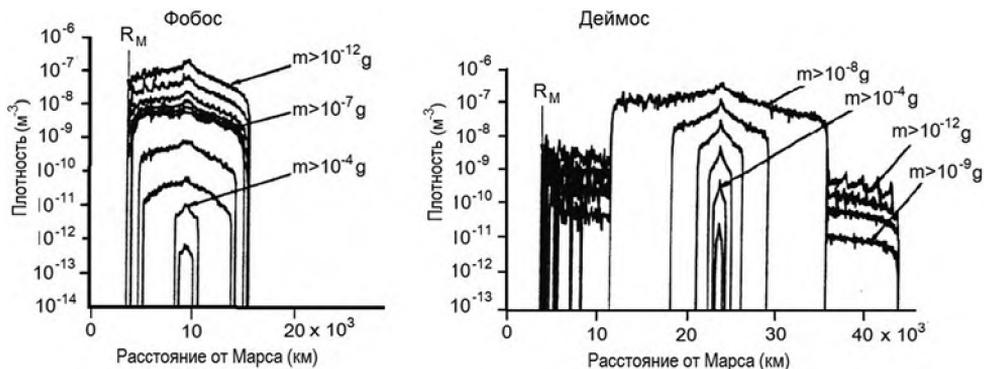


Рис. 3. Структура колец Фобоса и Деймоса (плотность колец на различных расстояниях от Марса) для пылевых частиц с различными массами [Isimoto et al., 1997]. При плотности частиц $\sim 2,5 \text{ г/см}^3$ массе 10^{-12} г соответствует размер $\sim 0,5 \text{ мкм}$, а массе 10^{-4} г — $\sim 200 \text{ мкм}$

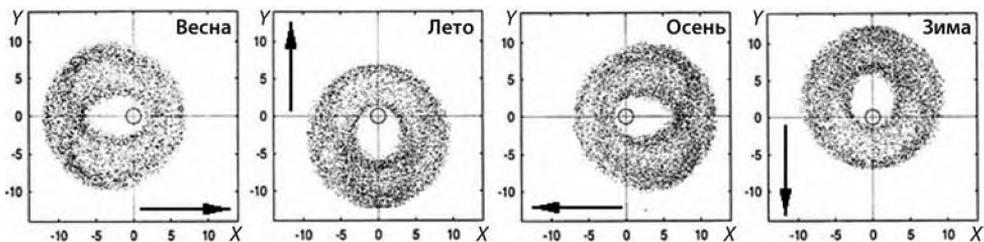


Рис. 4. Вид пылевого тора, образованного «убежавшими» с Деймоса 17-мкм частицами, в проекции на плоскость XU . Облик тора представлен для четырёх марсианских сезонов. Центр системы координат — Марс, ось X направлена в сторону точки марсианского весеннего равноденствия, ось Z перпендикулярна плоскости рисунка и направлена в сторону северного полюса Марса. Стрелки указывают направление на Солнце в представленной системе координат. Единицей длины является радиус Марса [Krivov, Hamilton, 1997]

Дальнейшее развитие модели пылевых торов, связанных со спутниками Марса, было достигнуто с учётом эффекта Пойнтинга-Робертсона [Krivov et al., 2006; Makuch et al., 2005] при одновременном учёте давления солнечного излучения и эксцентриситета орбиты Марса e_M . Учёт e_M , равного 0,093, заметно не влияет на частицы, покинувшие Деймос, однако оказывает ощутимое воздействие на частицы, покинувшие Фобос. Время жизни этих частиц в значительной степени зависит от их массы и определяется главным образом столкновениями со спутниками.

Орбитальное движение пылевых частиц вокруг Марса изучено достаточно хорошо. Согласно существующим моделям, относительно устойчивая часть колец должна состоять из частичек, гораздо больших по размерам, чем 1 мкм. Субмикронные же частицы образуют вокруг Марса изменяющийся во времени неоднородный пылевой ореол [Makuch et al., 2005].

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ПЫЛЕВОГО ТОРА

Попытки наблюдений пылевых торов на орбите спутников Марса предпринимались несколькими авторами. В работе [Duxbury, Osampo, 1988] проанализированы снимки, сделанные аппаратом Viking 1, с целью изучения спутников Марса и поисков пылевых колец. Результат поисков был отрицательным. Отрицательный результат дали и исследования при помощи HST (Hubble Space Telescope; космический телескоп «Хаббл», КТХ) [Showalter et al., 2006]. Тем не менее, полученные данные позволили определить верхние границы оптической толщины пылевых торов. На рис. 5 отмечены верхние пределы на оптическую толщину по данным Viking (двойная горизонтальная пунктирная линия [Duxbury, Osampo, 1988]) и по данным космического телескопа «Хаббл» (двойная горизонтальная сплошная линия [Showalter et al., 2006]). Оценка величины оптической толщины пылевых торов приведена в статье [Krivov et al., 2006] на основе модели формирования этих торов в результате микрометеороидной бомбардировки. В данной модели было принято, что частицы массой $m = 10^{-5}$ г движутся со скоростью $v_{imp} = 15$ км/с, причём поток межпланетных микрометеороидов составляет $F_{imp} = 10^{-16}$ г·см⁻²·с⁻¹. Одним из критических параметров этих оценок является коэффициент Y , определяющий выход вторичных частиц после соударения налетающей частицы с поверхностью спутника. Величина этого коэффициента определена с большой погрешностью. Исходя из наиболее вероятного диапазона изменения коэффициента $Y \approx (3...7) \cdot 10^2$ и указанных выше средних параметров микрометеороидного потока можно получить величину скорости образования вторичных частиц с Фобоса или Деймоса — $10^5...10^6$ с⁻¹. На рис. 5 представлены оценки оптической толщины пылевого тора Фобоса и Деймоса, полученные с учётом принятых параметров. При этом кривая 1 соответствует модели без учёта взаимных соударений частиц, а кривая 2 — с учётом таких соударений. Ожидаемая оптическая толщина тора Деймоса (утолщённая часть кривой 2 в правой части рисунка) на порядок меньше максимальной чувствительности камеры HST. Для Фобоса (левая часть рисунка) эта разница составляет два порядка [Krivov et al., 2006].

Другой подход в доказательстве существования гипотетических марсианских пылевых торов или газовой выделения и «убегания» пыли со спутников Марса основывается на изучении возмущений солнечного ветра, проходящего через скопления заряженных пылевых частиц около орбит Фобоса и Деймоса. Обсуждение возможности взаимодействия малых небесных тел (намагниченных астероидов, спутников планет со слабым газовой выделением, пылевых облаков, хвостов комет, состоящих из заряженной пыли и газа) с солнечным ветром началось с теоретического исследования [Greenstadt, 1971]. В этой работе было показано, что намагниченный астероид будет создавать возмущения межпланетного поля, которые могут зарегистрировать магнитометры на космическом аппарате. Наблюдения, проведённые аппаратом «Галилео» при изучении астероидов Гаспра и Ида, были интерпретированы с точки зрения взаимодействия солнечного ветра с магнитным диполем [Baumgärtel et al., 1994, 1997; Kivelson et al., 1993; Wang, Kivelson, 1996].

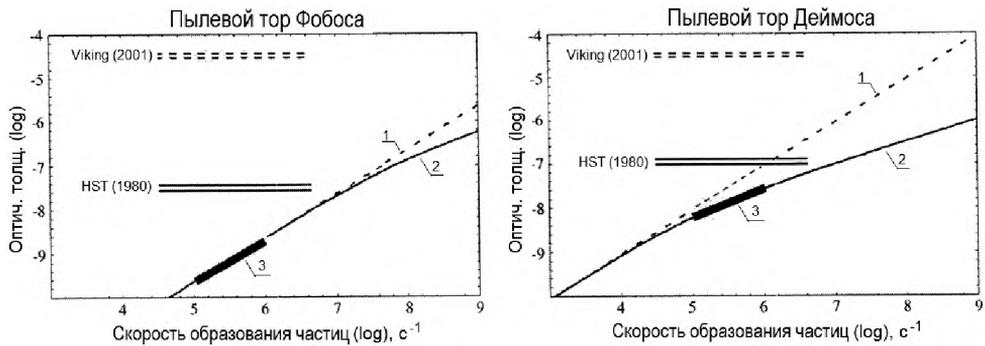


Рис. 5. Предполагаемая оптическая толщина пылевого тора Фобоса (слева) и Деймоса (справа) как функция скорости образования частиц (20...30 мкм для Фобоса и 10...15 мкм для Деймоса) [Krivov et al., 2006]. Пунктирная (1) и сплошная (2) кривые соответствуют моделям без учёта (1) и с учётом (2) взаимных соударений частиц. Отмеченная часть кривой (3) соответствует ожидаемому диапазону оптической толщины для пылевого тора. Горизонтальной двойной пунктирной и двойной сплошной линией отмечены верхние пределы, полученные с помощью камер аппарата «Викинг-1» в 1980 г. [Duxbury, Ocampo, 1988] и космического телескопа «Хаббл» в 2001 г. [Showalter et al., 2006]

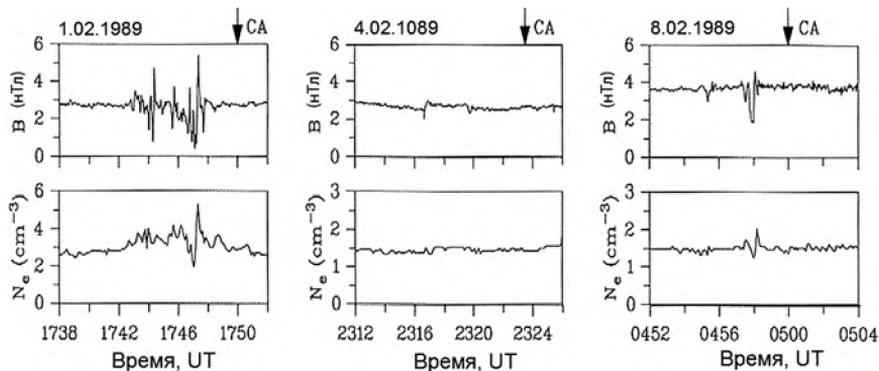


Рис. 6. Возмущения плотности электронов солнечного ветра и магнитного поля, связываемые с пересечением орбиты Фобоса космическим аппаратом «Фобос-2» на первых трёх витках 1, 4 и 8 февраля 1989 г. [Baumgärtel et al., 1996]. Представлены данные магнитометра МАГМА и спектрометра АСПЕРА, установленных на КА «Фобос-2». Верхняя панель — напряжённость магнитного поля, нижняя панель — плотность электронов. Стрелкой СА (close approach) указано время максимального сближения космического аппарата с Марсом при движении по эллиптической орбите

Первые наблюдения необычных возмущений солнечного ветра в окрестностях Марса были получены при пересечении «хвоста» Деймоса космическим аппаратом «Марс-5» [Vogdanov, 1981]. Была высказана гипотеза, что наблюдаемое явление можно объяснить возможным газовыделением спутника Марса. Истечение тяжёлых ионов вследствие газовой выделением и их взаимодействие с ионами солнечного ветра может привести к возник-

новению ион-ионных пучковых неустойчивостей, схожих с теми, которые возникают при взаимодействии солнечного ветра с атмосферами комет (например, [Tsurutani, 1991]).

Возмущения солнечного ветра и магнитного поля наблюдались и на космическом аппарате «Фобос-2» при пересечении им орбиты Фобоса [Dubinin et al., 1990]. На рис. 6 показаны моменты пересечения орбиты Фобоса на первых трёх витках, сделанных космическим аппаратом вокруг Марса. При первом пересечении (1 февраля 1989 г.) наблюдалось наибольшее увеличение плотности электронов, которое сопровождалось одновременным уменьшением величины магнитного поля. Размер зарегистрированных диамагнитных плазменных облаков вдоль орбиты КА 50...100 км. Эти «эффекты Фобоса» были подробно рассмотрены в статьях [Baumgärtel et al., 1996, 1998]. Был сделан вывод о том, что локализованные вариации магнитного поля и плотности плазмы, которые наблюдались космическим аппаратом при наибольшем сближении с орбитой Фобоса, являются откликом на диспергированный магнитозвуковой конус Маха, возникший при пересечении солнечным ветром тора, состоящего из заряженных пылевых частиц [Baumgärtel et al., 1996].

В работах [Baumgärtel et al., 1996, 1998; Dubinin et al., 1990] было высказано предположение, что данные явления, наблюдавшиеся незадолго до пересечения орбиты Фобоса, можно рассматривать в качестве подтверждения существования либо газового, либо пылевого кольца вдоль орбиты Фобоса.

При наблюдениях параметров плазмы и магнитного поля вблизи Марса, выполненных космическим аппаратом Mars Global Surveyor (MGS), было обнаружено множество (более тысячи) случаев возмущения потоков плазмы и величины магнитного поля. М. Оеросет с коллегами [Øieroset et al., 2010] проанализировали распределение этих возмущений с учётом их возможной связи со спутниками Марса, однако такая связь не обнаружена, т. е., по данным MGS, авторы не обнаружили доказательств существования газового/пылевого тора вдоль орбит Фобоса/Деймоса.

Также не обнаружилось чёткой взаимосвязи с марсианскими спутниками возмущений солнечного ветра в окрестностях Марса, наблюдавшихся ионным спектрометром АСПЕРА-3, установленном на космическом аппарате «Марс-Экспресс» [Futaana et al., 2009]. Детальный анализ одного из таких событий, произошедшего 23 июля 2008 г. при прохождении космического аппарата вблизи Фобоса, привёл к выводу, что наблюдавшиеся возмущения связаны с рассеянием протонов солнечного ветра при отражении от поверхности Фобоса. По-видимому, марсианские спутники, а также небольшие астероиды, не обладающие собственным магнитным полем, сами по себе не вызывают значительных возмущений солнечного ветра, поскольку их размер меньше характерного радиуса ионного скин-эффекта солнечного ветра (~100 км). В случае, если малое тело (астероид) обладает собственным магнитным полем либо дегазирует, т. е. ведёт себя как комета, взаимодействие его с солнечным ветром может быть значительным. Это же относится и к возмущению солнечного ветра при взаимодействии с заряженными частицами гипотетического пылевого кольца, связанного с такими телами, но пока этот вопрос остаётся открытым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение можно отметить, что к настоящему времени физика процессов, связанных с пылевыми частицами у поверхности Фобоса и Деймоса, достаточно хорошо понятна. Детально разработаны модели пылевых колец около марсианских спутников, описывающие источники возникновения пылевых частиц в кольцах, их динамику, механизмы потерь, время жизни частиц в кольцах. Однако до сих пор нет однозначного доказательства существования пылевых колец у спутников Марса, и не было экспериментов по изучению динамики пыли около их поверхностей. Очевидно, для того чтобы обнаружить и исследовать движение пыли у поверхности марсианских спутников, а также зарегистрировать пылевой тор вблизи орбит этих малых тел, необходимо выполнить эксперименты с помощью чувствительных приборов — ударных датчиков пылевых частиц, датчиков электрического поля и оптических камер [Zakharov et al., 2014]. Это нужно учитывать при планировании и реализации предстоящих миссий к Марсу и его спутникам.

ЛИТЕРАТУРА

- [Banaskzkiewicz, Ip, 1991] *Banaskzkiewicz M., Ip W.-H.* A Statistical Study of Impact Ejecta distribution around Phobos and Deimos // *Icarus*. 1991. V. 90. P. 237–253.
- [Baumgärtel et al., 1996] *Baumgärtel K., Sauer K., Bogdanov A., Dubinin E. Dougherty M.* “Phobos-events”: Signatures of Solar Wind Dust Interaction // *Planet Space Sci*. 1996. V. 44. N. 6. P. 589–601.
- [Baumgärtel et al., 1998] *Baumgärtel K., Sauer K., Dubinin E., Tarrasov V. Dougherty M.* “Phobos-events” — Signature of solar wind interaction with a gas torus? // *Earth Planets Space*. 1998. V. 50. P. 453–462.
- [Berg et al., 1976] *Berg O. E., Wolf H., Rheeand J.* Lunar soil movement registered by the Apollo 17 cosmic dust experiment // *Interplanetary dust and zodiacal light* / Eds. H. Elsasser, H. Fechtig. N. Y.: Springer-Verlag, 1976. P. 233–237.
- [Bogdanov, 1981] *Bogdanov A. V.* Mars satellite Deimos interaction with the solar wind and its influence on the flow around Mars // *J. Geophys. Res*. 1981. V. 86. P. 6926–6932, 1981.
- [Colwell et al., 2007] *Colwell J. E., Batiste S., Horányi M., Robertson S., Sture S.* Lunar surface: Dust dynamics and regolith mechanics // *Reviews of Geophysics*. 2007. V. 45. N. RG2006/2007. P. 1–26. Paper number 2005RG000184.
- [Criswell, 1973] *Criswell D. R.* Horizon glow and the motion of lunar dust // *Photon and particle interactions with surfaces and space* / Ed. R.J.L. Grad. Dordrecht, Holland, Netherlands: Reidel Publishing Co., 1973. P. 545–556.
- [Criswell, De, 1977] *Criswell D. R., De B. R.* Intense localized photoelectric charging in the lunar sunset terminator region. 2. Supercharging at the progression of sunset // *J. Geophys. Res*. 1977. V. 82. P. 1005–1007.
- [Duba, Boland, 1984] *Duba A. G., Boland J. N.* High temperature electrical conductivity of the carbonaceous chondrites Allende and Murchison: abstr. // 15th Lunar Planet. Sci. Conf. 1984. P. 232–233.

- [Dubinin et al., 1990] *Dubinin E. M., Lundin R., Pissarenko N. F., Barabash S. V., Zakharov A. V., Koshkinen H., Schwingshuh K., Yeroshenko Ye. G.* Indirect evidence for a gas/torus along the Phobos orbit // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. P. 861–864.
- [Duxbury, Ocampo, 1988] *Duxbury T. C., Ocampo A. C.* Mars: Satellite and ring search from Viking // *Icarus.* 1988. V. 76. P. 160–162.
- [Greenstadt, 1971] *Greenstadt E. W.* Conditions for magnetic interaction of asteroids with the solar wind // *Icarus.* 1971. V. 14. P. 374–381.
- [Grün et al., 1985] *Grün E., Zook H. A., Fechtig H., Giese R. H.* Collisional balance of the meteoritic complex // *Icarus.* 1985. V. 62. P. 244–272.
- [Futaana et al., 2009] *Futaana Y., Barabash S., Holmstrom M., Lundin R.* and ASPERA Team // Solar wind interaction with Phobos: observation of a new type of interaction: European Planetary Science Congress (EPSC) Abstr. 2009. V. 4. EPSC2009-701.
- [Horányi, 1996] *Horányi M.* Charged dust dynamics in the Solar system // *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* 1996. V. 34. P. 383–418.
- [Horányi et al., 1991] *Horányi M., Tátrallyay M., Juhász A., Lunmann J. G.* The dynamics of submicron-sized dust particles lost from Phobos // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. N. A7. P. 11,283–11,290.
- [Ip, Banaszekiewicz, 1990] *Ip W.-H., Banaszekiewicz M.* On the Dust/Gas Tori of Phobos and Deimos // *Geophysical Research Letters.* 1990. V. 17. N. 6. P. 857–860. doi: 10.1029/GL017i006p00857.
- [Ishimoto, Mukai, 1994] *Ishimoto H., Mukai T.* Phobos dust rings // *Planetary and Space Science.* 1994. V. 42. N. 8. P. 691–697.
- [Ishimoto et al., 1997] *Ishimoto H., Kimura H., Nakagawa N., Mukai T.* Planned observation of Phobos/Deimos dust rings by Planet-B // *Adv. Space Res.* 1997. V. 19. N. 1. P. (1)123–(1)126.
- [Juhász, Horányi, 1995] *Juhász A., Horányi M.* Dust torus around Mars // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 3277–3284.
- [Juhász et al., 1993] *Juhász A., Tátrallyay M., Gévai G., Horányi M.* On the density of the dust halo around Mars // *J. Geophysical Research.* 1993. V. 98. P. 1205–1211.
- [Kholshchevnikov et al., 1993] *Kholshchevnikov K. V., Krivov A. V., Sokolov L. L., Titov V. B.* The dust torus around Phobos orbit // *Icarus.* 1993. V. 105. P. 351–362.
- [Kivelson et al., 1993] *Kivelson M. G., Bargatze L. F., Khurana K. K., Southwood D. J., Walker R. J., Coleman P. J. Jr.* Magnetic field signatures near Galileo's closest approach to Gaspas // *Science.* 1993. V. 261. P. 331–334.
- [Krivov, 1994] *Krivov A. V.* On the dust belts of Mars // *Astronomy and Astrophysics.* 1994. V. 291. P. 657–663.
- [Krivov, Hamilton, 1997] *Krivov A. V., Hamilton D. P.* Martian dust belts: Waiting for discover // *Icarus.* 1997. V. 128. P. 335–353.
- [Krivov et al., 2006] *Krivov A. V., Feofilov A. G., Dikarev V. V.* Search for the putative dust belts of Mars: The late 2007 opportunity // *Planetary and Space Science.* 2006. V. 54. P. 871–878.
- [Ksanfomalality et al., 1991] *Ksanfomalality L., Murchie S., Britt D., Duxbury T., Fisher P., Goroshkova N., Head J., Kuhrt E., Moroz V., Murray B., Nikitin G., Petrova E., Pietters C., Soufflot A., Zharkov A., Zhukov B.* Phobos: spectrophotometry between 0.3 and 0.6 μm and IR-radiometry // *Planetary and Space Science. Special Iss.: PHOBOS-MARS Mission.* 1991. V. 39. N. 1-2. P. 311–327.
- [Lee, 1996] *Lee P.* Dust levitation on asteroids // *Icarus.* V. 124. P. 181–194.
- [Makuch et al., 2005] *Makuch M., Krivov A. V., Spahn F.* Long term dynamical evolution of dusty ejecta from Deimos // *Planetary and Space Science.* 2005. V. 53. P. 357–369.

- [Manka, 1973] *Manka R. H.* Plasma and potential at the lunar surface // Photon and particle interactions with surfaces in space / Ed. Grard R. J. L. Dordrecht, Holland, Netherlands: Reidel Publishing Co., 1973. P. 347–361.
- [McCoy, Criswell, 1974] *McCoy J. E., Criswell D. R.* Evidence for a high altitude distribution of lunar dust // Proc. 5th Lunar Sci. Conf. 1974. P. 2991–3005.
- [Øieroset et al., 2010] *Øieroset M., Brain D. A., Simpson E., Mitchell D. L., Phan T. D., Halekas J. S., Lin R. P., Acuña M. H.* Search for Phobos and Deimos gas/tori using observations from Mars Global Surveyor MAG/ER // *Icarus*. 2010. V. 201. P. 189–198.
- [Reasoner, Burke, 1972] *Reasoner D. L., Burke W. J.* Direct observation of the lunar photoelectron layer // 3rd Proc. Lunar Sci. Conf. 1972. P. 2639–2654.
- [Rennilson, Criswell, 1974] *Rennilson J. J., Criswell D. R.* Surveyor observations of lunar horizon-glow // *Moon*. 1974. V. 10. P. 121–142.
- [Showalter et al., 2006] *Showalter M. R., Hamilton D. P., Nicholson P. D.* A deep search for Martian dust rings and inner moons using the Hubble Space Telescope // *Planet. Space Sci.* 2006. V. 54. P. 844–854.
- [Soter, 1971] *Soter S.* The dust belts of Mars: Preprint. Center for Radiophysics and Space Research, Cornell University. 1971. CRSR-462.
- [Stubbs et al., 2006] *Stubbs T. J., Vondrak R. R., Farrell W. M.* A dynamic fountain model for lunar dust // *Advances in Spaces in Research*. 2006. V. 37. P. 59–60.
- [Thomas, 1979] *Thomas P.* Surface features of Phobos and Deimos // *Icarus*. 1979. V. 40. P. 223–243.
- [Thomas, Veverka, 1980] *Thomas P., Veverka J.* Downslope movement of material on Deimos // *Icarus*. 1980. V. 42. P. 234–250.
- [Tsurutani, 1991] *Tsurutani B. T.* Comets: a Laboratory for Plasma Waves and Instabilities // *Cometary plasma processes*. Geophysical Monograph Ser. V. 61. Washington: AGU, 1991. P. 189–209. doi: 10.1029/GM061p0189.
- [Wang, Kivelson, 1996] *Wang Z., Kivelson M. G.* Asteroid interaction with solar wind // *J. Geophys. Res.* V. 101. 1996. P. 4479–4493.
- [Whipple, 1981] *Whipple E. C.* Potentials of surfaces in space // *Rep. Prog. Phys.* 1981. V. 44. P. 1197–1250.
- [Zakharov et al., 2014] *Zakharov A., Horányi M., Lee P., Witasse O., Cipriani F.* Dust at the Martian moons and in the circummartian space // *Planetary and Space Science*. 2014. V. 102. Special Iss. Phobos. P. 171–175.
- [Zook et al., 1995] *Zook H. A., Potter A. E., Cooper B. L.* The lunar dust exosphere and Clementine lunar horizon glow: abstr. // 26th Lunar Planet. Sci. Conf. 1995. P. 1577–1578.

THE MARTIAN MOONS: THE PROBLEM OF DUST

A. V. Zakharov

Space Research Institute of Russian Academy of Sciences (IKI RAN)

The current understanding of the dust particle dynamics near the surface and in the circummartian space of the Martian moons is provided in this paper. The consideration was based on existing models developed for airless and non-magnetized bodies. It is discussed the response of the Martian moons regolith to solar radiation, and micrometeoroid fluxes. It is considered the dynamics of charged dust near their surfaces, their plasma environments, the

models and in direct observations of the Martian moons putative dust tori. It is concluded that there is a good theoretical understanding of the behavior of dust particles near Phobos and Deimos. Current models predict dust rings near orbits of the Martian moons based on detailed consideration of sources and sinks of the dust particles as well as their lifetimes. However, there is no compelling observational evidence for the predicted dust torus around Phobos or Deimos orbits, and there are no observations yet of dust dynamics near their surfaces. Naturally, in order to detect the motion of dust near the surfaces of these moons, and to detect their dust tori we need measurements using a complementary set of sensitive instruments, including impact dust detectors, electric field sensors, and optical cameras in future missions to Mars and its moons.

Keywords: Phobos, Deimos, dust particles, dust rings, dust dynamics.

Zakharov Alexander Valentinovich — secretary on science, doctor of physical and mathematical sciences, zakharov@iki.rssi.ru

ВОЗВРАЩЕНИЕ К АРХИВНЫМ МАТЕРИАЛАМ ТЕЛЕВИЗИОННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ МИССИЙ ВЕНЕРА: ГИПОТЕТИЧЕСКИЕ ФЛОРА И ФАУНА ПЛАНЕТЫ

Л. В. Ксанфомалити¹, А. С. Селиванов², Ю. М. Гектин², Г. А. Аванесов¹

¹ Институт космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН)

² ОАО «Российская корпорация ракетно-космического приборостроения и информационных систем» (ОАО «Российские космические системы», ОАО «РКС»)

Уникальные архивные материалы телевизионных исследований поверхности Венеры, выполненных в миссиях ВЕНЕРА в 1975 и 1982 гг., были заново обработаны современными средствами, что значительно улучшило их детализацию. Обнаружены многочисленные объекты, обладающие сложной регулярной структурой и, возможно, очень медленными движениями. Объекты обладают заметными размерами и могут быть признаками существования жизни на планете. Приведён обзор результатов поиска и отождествления гипотетических объектов флоры и фауны Венеры. Обнаруженные и идентифицированные гипотетические объекты в значительной мере исчерпывают соответствующий потенциал имеющихся телевизионных (ТВ) изображений. Сделан вывод о необходимости безотлагательного выполнения новой специальной миссии для исследования поверхности Венеры, существенно более сложной, чем миссии ВЕНЕРА.

Ключевые слова: астробиология, миссии ВЕНЕРА, ТВ-эксперименты, терраморфизм.

ВВЕДЕНИЕ

В 1975 г. на поверхность планеты Венера опустили два аппарата советской серии «Венера», миссии 9 и 10. Одним из главных экспериментов стал впервые проведённый телевизионный эксперимент для исследования поверхности планеты. Через 7 лет, в 1982 г., более совершенные телевизионные эксперименты выполнили аппараты «Венера-13» и «Венера-14». Передача телевизионных изображений — это широко используемый современный метод исследования небесных тел и поиска следов жизни в космосе. Таким методом в наши дни интенсивно исследуется другая планета, Марс. Но ещё 40 лет назад аппараты «Венера» телевизионным методом исследовали поверхность планеты Венера. В исследовании Марса главной целью остаётся поиск следов жизни. Жизнь на Марсе всё ещё не обнаружена (почему — это особый вопрос; возможно, потому что используется слишком примитивный подход: поиск прямых аналогов земной жизни). Исследования, проводимые

Ксанфомалити Леонид Васильевич — главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук, ksanf@rssi.ru

Селиванов Арнольд Сергеевич — доктор технических наук, профессор

Гектин Юрий Михайлович — доктор технических наук

Аванесов Генрих Аронович — главный научный сотрудник, доктор технических наук, genrikh-avanesov@yandex.ru

на Марсе многочисленными аппаратами, опираются на весьма совершенные эксперименты. В 2013 г. на поверхности планеты работали два «марсохода» (ровера) — Opportunity и Curiosity, а на орбите искусственных спутников Марса работают европейский Mars Express, американские Mars Odyssey и MRO (Mars Reconnaissance Orbiter). В 2014 г. на орбиту спутника Марса вышел американский аппарат MAVEN (Mars Atmosphere and Volatile Evolution).

В отличие от них, эксперименты на аппаратах ВЕНЕРА предназначались для получения более общих представлений о поверхности планеты. Искать следы жизни на планете с бескислородной углекислотной атмосферой, с давлением 9,2 МПа и температурой 735 К у поверхности — такое тогда никому не приходило в голову. Однако есть основания полагать, что обработанные заново современными программными средствами телевизионные снимки поверхности Венеры, сделанные 40 и 33 года назад, указывают на присутствие флоры и фауны на этой планете, каким бы странным такое утверждение ни казалось. За период 2012–2014 гг. Л. В. Ксанфомалити были опубликованы три десятка статей, посвящённых найденным на «панорамах» Венеры странным объектам, например, работы [Ксанфомалити, 2012а, б, 2013] в отечественных «Докладах Академии наук», «Астрономическом вестнике» и [Ksanfomality, 2013a, b, 2014a] в зарубежных изданиях. Несмотря на многочисленные публикации и значительное число приглашений от мировой периодики, следует отметить, что иногда приходится встречаться с обструкцией в некоторых зарубежных и даже в отечественных журналах. Причина этого очевидна. Как правило, поступающие статьи журналы направляют на рецензии тем специалистам, которые известны своими познаниями в данной области. Но экспериментальные данные о предполагаемой обитаемости Венеры получены впервые, поэтому специалистов такого рода вообще не существует. В результате, рецензент либо мотивирует отказ рецензировать именно тем, что он «не специалист», либо, если он не отказался от столь непрофильной работы, вместо научного анализа пишет что-то вроде «верю-не-верю». Распознать необычное образование на панорамах, имеющих ограниченное разрешение, действительно, очень непросто. Работа над странным объектом, представленным в статье [Ksanfomality, 2014b], у Л. В. Ксанфомалити заняла почти четыре месяца. Но рецензия, всё содержание которой и сводилось к «не-верю», пришла на второй день после представления статьи. В некоторых случаях редакторы предлагают представить «дополнительные доказательства», которые, естественно, могут быть получены только в новых миссиях, подобных ВЕНЕРАМ. Интересно, если бы Opportunity обнаружил жизнь на Марсе, тоже потребовались бы «дополнительные доказательства»? Почему-то кажется, что такое сообщение было бы опубликовано сразу, без «дополнительных доказательств». Что же касается «сомнений и доказательств», то не в том ли причина, что NASA потратила многомиллиардные средства на поиски жизни на Марсе, а конкуренты никому не нравятся?

Что касается отзывов типа «верю-не-верю», их аргументация сводится к известному утверждению, из «Письма к учёному соседу» (по А. П. Чехову), «этого не может быть, потому что не может быть никогда». Подсознательно

такие критические позиции основываются на разновидности «земного шовинизма»: мы сами самые лучшие и все наши физические условия самые лучшие. Жизни при других условиях быть не может, это ересь. (С подобными утверждениями шли в поход крестоносцы, да и вообще шовинизм сопутствует всей истории человечества.)

По-видимому, так устроено мышление человека. Философ А. Шопенгауэр отмечал это больше 150 лет назад:

„Jede Wahrheit durchläuft drei Phasen:
In der ersten wird sie verlacht,
in der zweiten wird sie wild bekämpft,
und in der dritten wird sie als Selbstverständlichkeit akzeptiert.“

Arthur Schopenhauer, 1788–1860

«Каждая истина проходит три стадии перед своим признанием:
В первый раз её высмеивают,
во второй — ей оппонируют,
в третий — её расценивают как само собой разумеющееся».

Артур Шопенгауэр

Хотелось бы дожить до стадии 3.

К сожалению, лишь немногие учёные взяли на себя труд внимательно ознакомиться с результатами поиска и обнаружения гипотетических флоры и фауны на Венере. Академики РАН А. С. Спири́н, А. М. Черепашук, Н. С. Кардашев нашли для этого время и оказывают неоценимую помощь в проведении семинаров и публикациях в отечественной периодике.

Ещё при подготовке первой публикации о находках на Венере А. С. Спири́н написал [Спири́н, 2012]: «Я, как молекулярный биолог, безусловно, поддерживаю незамедлительную публикацию статьи Л. В. Ксанфомалити, столь «крамольной» с точки зрения классических земных биологов. Кроме демонстрации крайней необычности обнаруженных на Венере „странных камней“, в общем-то ставящих в тупик попытки любой чисто „минералогической“ интерпретации полученных изображений и их независимого перемещения, статья представляется очень важной и в другом отношении. Она — начало дискуссии о принципиальной физической возможности существования крупных живых, самостоятельно передвигающихся объектов в крайне экстремальных условиях температуры, давления и освещённости. В статье оцениваются реальные физические параметры условий на поверхности Венеры с точки зрения возможности осуществления в этих условиях функций, присущих таким живым организмам, — самостоятельного движения, фотосинтеза как источника энергии, [в отсутствие] жидкой воды (кстати, необходимой для процессов воспроизведения, если они базируются на нуклеиновых кислотах). Я не нашёл ничего, что принципиально противоречило бы возможности существования живых организмов в условиях Венеры, в том числе и крупных, активно плавающих в её густой атмосфере и ползающих по её раскалённой поверхности».

Предлагаемая статья построена по следующей схеме:

Введение (приведено выше).

1. Некоторые подробности о ТВ-экспериментах.
 2. Пример обнаружения и отождествления гипотетического растения на Венере.
 3. «ГЕСПЕРЫ» и «СТЕБЛИ» — гипотетически отождествлённые объекты фауны и флоры Венеры.
 4. «Гесперы».
 5. О некоторых свойствах фауны Венеры.
 6. «Стебли», «грибы» и «анемы».
 7. Терраморфизм и опыление цветов на Венере.
 8. Гипотетический фотосинтез.
- Заключение.

1. ТЕЛЕВИЗИОННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ: НЕКОТОРЫЕ ПОДРОБНОСТИ

Сделанные выше замечания свидетельствуют о том, что необходимо привести более подробные сведения об экспериментах. 40 лет назад с поверхности планеты Венера впервые были получены первые телевизионные снимки. Это было время пика советских исследований ближайшей планеты космическими средствами. Аппараты серии «Венера» проводили сложные эксперименты, спускаясь в атмосфере планеты. Атмосфера Венеры настолько плотна, что первый аппарат, зондировавший атмосферу, «Венера-4» (1967), был раздавлен атмосферой уже при давлении 0,72 МПа на высоте около 25 км над поверхностью. Последовавшие за ним «Венера-5» и «Венера-6» (1969) выдержали давление 2,7 МПа (последние измерения на высоте около 17 км) и также были раздавлены атмосферой. Первыми достигли поверхности, сохраняя рабочее состояние, аппараты «Венера-7» (1970) и «Венера-8» (1972). Первые снимки поверхности передали аппараты «Венера-9» и «Венера-10» осенью 1975 г. В условиях давления атмосферы, превышающего земное в 92 раза, и при температуре 460 °С они проработали до разрушения почти час. Все эти аппараты были созданы коллективом конструкторов НПО им. Лавочкина и были оснащены особыми телевизионными камерами [Селиванов и др., 1976]. Полученные изображения были черно-белые, не очень подробные, но чёткие. Более сложные эксперименты были поставлены на аппаратах «Венера-11» и «Венера-12» в 1978 г. Чтобы не повредить оптические окна телевизионных камер при спуске, они были закрыты крышками, которые специальное устройство сбрасывало после посадки. Но эксперимент был неудачным: как оказалось, в конструкции аппарата не были учтены некоторые особенности венерианских условий, и крышки не отделились. Больше часа камеры исправно посылали на Землю изображение внутренней поверхности крышек, а вид поверхности в местах посадки аппаратов остался неизвестным. Телеграфное агентство Советского Союза сообщало о других экспериментах, выполненных на этих

«Венерах», например, об открытии электрических разрядов (гроз) на Венере [Ксанфомалити, 1983], но про неудачный телевизионный эксперимент не рассказывало. Позже, когда режим секретности был снят, сообщалось, что на «Венере-9» и «Венере-10» тоже были проблемы: открылись крышки только на одной из двух камер.

Полным триумфом исследователей стали аппараты «Венера-13» и «Венера-14» (март 1982 г.). Подробные цветные изображения, «панорамы» поверхности Венеры (рис. 1), переданные аппаратами, обошли все мировые издания.

Оптико-механические телевизионные камеры [Селиванов и др., 1976, 1983] аппаратов создавались группой специалистов в Научно-исследовательском институте космического приборостроения под руководством соавторов настоящей работы, доктора технических наук А. С. Селиванова и доктора технических наук Ю. М. Гектина, а идея передать изображения поверхности Венеры принадлежала Президенту Академии наук СССР М. В. Келдышу. М. Я. Маров отмечает, что М. В. Келдыш впервые предложил поставить телевизионный эксперимент ещё в 1971 г., когда Маров докладывал ему о результатах проекта ВЕНЕРА-7. Но для этого сначала требовалось установить, достаточно ли для эксперимента естественная освещённость на планете. Измерения освещённости провели Б. Е. Мошкин и А. П. Экономов на «Венере-8». Света оказалось достаточно. К началу работы над ТВ-камерами для аппаратов «Венера» коллективом А. С. Селиванова уже были созданы и работали телевизионные камеры луноходов и посадочных аппаратов для исследования поверхности Марса.

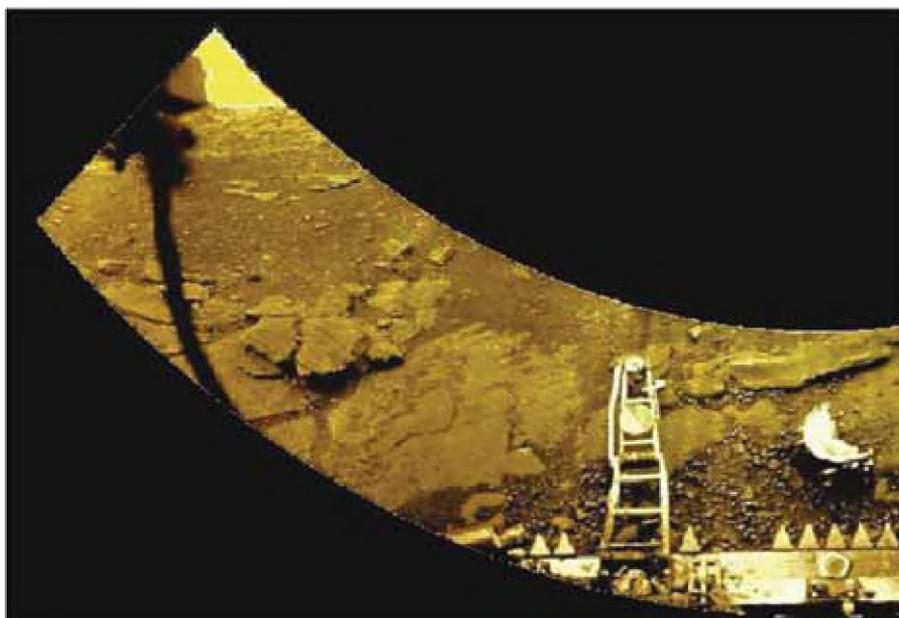


Рис. 1. Левая часть панорамы «Венеры-13», камера 1, в современной обработке. Геометрические искажения исправлены

Сами телевизионные камеры имели необычную конструкцию. Матрицы полупроводниковых детекторов изображений ПЗС (прибор с зарядовой связью), которыми теперь оснащены электронные фотоаппараты, тогда ещё не существовало. В 60-70-е гг. XX столетия в лунные и марсианские аппараты встраивались плёночные фотокамеры с автоматическими устройствами химического проявления, электронного сканирования и передачи полученных изображений по радиолинии. Но в телекамерах аппаратов «Венера», где температура непрерывно возрастала, использовать фотопроект было невозможно.

Применение передающих телевизионных трубок, не приспособленных к работе при высоких температурах, было не только более рискованным, но и требовало значительного объёма памяти. Поэтому в качестве светоприёмника было решено использовать одноканальный электронный прибор фотоумножитель ФЭУ-114, созданный группой разработчиков под руководством Г. С. Вильдгрубе. Форма спектральной характеристики фотокатода ФЭУ-114 соответствовала мультищелочному типу (рис. 2а); на уровне чувствительности 0,2 от максимальной, длины волн составляют 400 и 760 нм, максимум у 550 нм.

Перед катодом фотоумножителя устанавливался непрозрачный экран с диафрагмой в 11 угл. мин. Объектив строил изображение на экране, а тот его элемент, который попадал на диафрагму, и был передаваемой точкой изображения. В установленном перед объективом зеркале отражался район посадки аппарата, а зеркало качалось в пределах угла около 40° (рис. 3), причём на одно его колебание у камер «Венеры-13 и -14» затрачивалось по 0,78 с, а у камер «Венеры-9 и -10» — по 3,5 с. Так создавалась одна строка изображения, элементы которой поочередно пробегали через диафрагму.

В отличие от обычного телевидения, строка была расположена вертикально, а в конце прохода каждой строки специальный механизм поворачивал зеркало на угол, соответствующий размеру диафрагмы, в плоскости, перпендикулярной направлению качания. Так рисовалась следующая строка изображения. У «Венеры-13 и -14» всё изображение состояло из 1000 строк, а сама строка состояла из 211 элементов изображения (пикселей) и 41 элемента служебной информации. (Изображение, переданное «Венерой-13», в современной обработке представлено на рис. 1.) Чтобы удалить камеру от проникающего внутрь теплового излучения, использовалась перископическая система с камерой в нижней части и сканирующим зеркалом в верхней её части. Камеры «Венеры-13 и -14», наряду с черно-белыми, передавали и цветоделённые изображения в красном, зелёном и синем фильтрах (см. рис. 2б), но синие панорамы оказались практически бесполезными из-за почти полного поглощения атмосферой солнечных лучей в синей части спектра. Сканирование одного полного изображения занимало 13 мин. При гарантированном времени работы 30 мин камеры «Венеры-13 и -14» проработали непрерывно в течение двух часов и передали значительное количество панорам и их фрагментов. Изображение и служебные данные кодировались в 10-разрядной системе (всего 1024 уровней, из них изображение 512 уровней) и передавались через всенаправленную антенну передатчика посадочного аппарата на орбитальный аппарат.

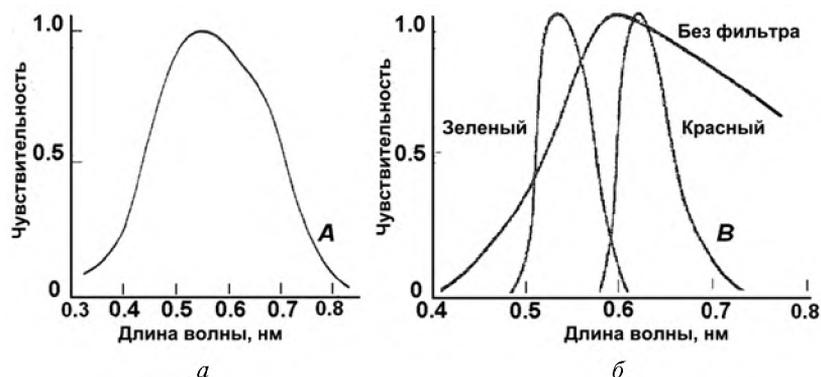


Рис. 2. Спектральные характеристики светоприёмников «Венеры-9 и -10» (а) и светоприёмников и светофильтров «Венеры-13 и -14» (б)

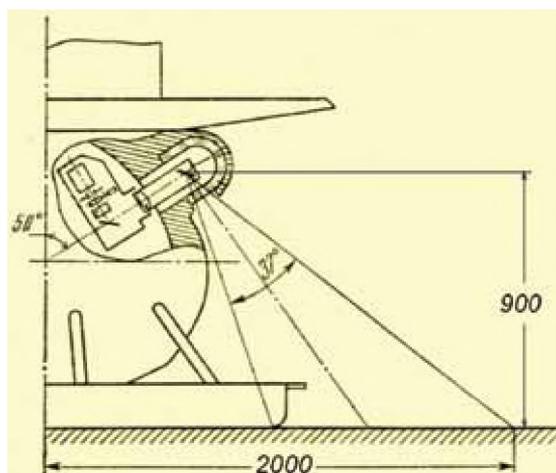


Рис. 3. Схема работы сканирующих ТВ-камер (две камеры были установлены на противоположных сторонах аппарата)

По сравнению с камерами «Венеры-13 и -14», разрешение на панорамах «Венеры-9 и -10» было почти вдвое ниже. Размер одного кадра составлял 517 вертикальных строк в 180-градусной панораме и по 115 пикс в одной строке, а на получение одного полного изображения уходило около 30 мин. Угловое разрешение (размер единичного пикселя) составляло 21 угл. мин [Селиванов и др., 1976]. Камеры «Венеры-9 и -10» передавали только черно-белые изображения. Каждый аппарат «Венеры-13 и -14» (рис. 4) имел две камеры, установленные на его противоположных сторонах.

Фактически панорама «Венеры-9» охватила 174°, длительность её съёмки (с одновременной передачей) составила 29,3 мин. Затем была повторно снята правая часть панорамы, в пределах 124°. Вход оптической системы располагался на высоте 82 см у «Венеры-9 и -10» и 90 см над плоскостью посадочного буфера.



Рис. 4. Аппарат «Венера-13» при лабораторных испытаниях

Аппараты «Венера-9 и -10» проработали на поверхности планеты 50 и 44,5 мин, соответственно. Охват панорамы у «Венеры-10» составил 184° , затем были повторно переданы два фрагмента, в начале и в конце изображения, по 63 и 17° . Изображение кодировалось в 6-разрядной системе (64 уровня), передавалось через всенаправленную антенну передатчика посадочного аппарата на орбитальный аппарат (спутник на 48-часовой орбите) и в реальном времени ретранслировалось на Землю через его остронаправленную антенну.

2. ПРИМЕР ОБНАРУЖЕНИЯ И ОТОЖДЕСТВЛЕНИЯ ГИПОТЕТИЧЕСКОГО РАСТЕНИЯ ВЕНЕРЫ

Средства обработки изображений, имевшиеся в 1982–1984 гг., были быстро исчерпаны, а полученные результаты были опубликованы в журнале «Космические исследования [Селиванов и др., 1976, 1983] и других изданиях. Со времени получения панорам поверхности планеты прошло 32 года и 40 лет, но эксперимент остаётся неповторённым ни одним из космических агентств мира. Вместе с тем, прогресс в развитии средств обработки изображений и в опыте обработки позволили существенно улучшить свойства полученных панорам. Целью новых работ [Ksanfomality, 2012a б; Ksanfomality, 2013a] было обнаружение какие-либо различий на последовательно зарегистрированных панорамах (возникновение или исчезновение деталей изображения или изменение их вида). Также важно было понять, с чем такие изменения могут быть связаны (например, с ветром).

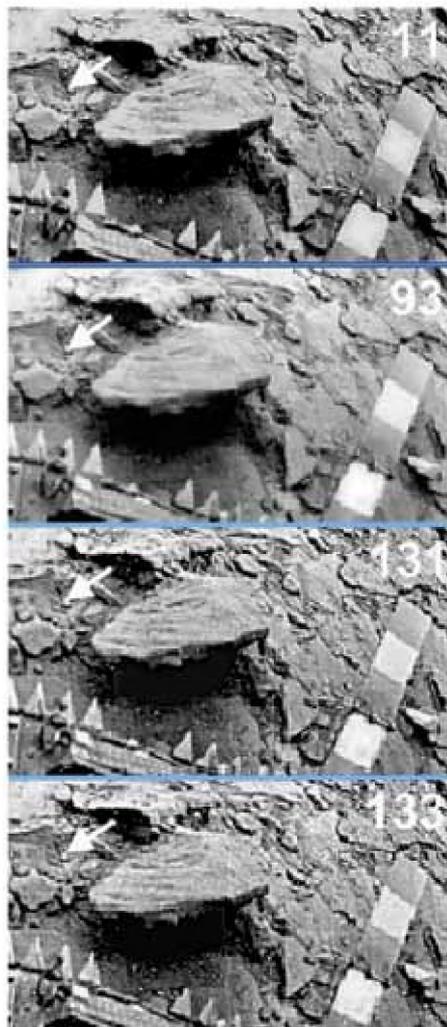
Рис. 5. Фрагменты четырёх обработанных изображений, где стрелкой показан объект, который напоминает повторяющийся дефект

Другой признак искомых объектов — особенности их морфологии, отличающей их форму от обычных геологических образований. Анализ деталей изображений поверхности позволил выделить несколько объектов, удовлетворяющих сформулированным критериям.

Есть наглядный пример, который показывает, как удаётся обнаружить малозаметные объекты на хорошо обработанных панорамах. Наряду с современными методами обработки, особую роль играет внимательность исследователя. Внимательность необходима также, чтобы отличить объект от фона по оттенкам серого или по цвету (если изображение цветное). Необходимо попытаться понять, на что похож «подозрительный» объект. Следует отметить, что не все изображения одинаковы по контрастности и чёткости, поэтому для их сопоставления необходима специальная обработка. «Стебель» на исходных изображениях долго не привлекал внимания. На исходных необработанных панорамах он едва заметен,

а на обработанных изображениях напоминает малозаметный дефект, царапину, но он повторяется на всех изображениях в одном и том же месте. На рис. 5 стрелками показано повторяющееся положение «дефекта». Когда была выполнена дополнительная обработка изображений, на месте «царапины» стал виден объект, обладающий несомненными чертами сходства с земными растениями (рис. 6, в кружке). «Стебель» объекта представляет собой вертикально расположенный тонкий, возможно, узловатый ствол, толщиной 0,3...0,5 см и высотой около полуметра.

Идентификации «царапины» как «ствола растения» способствует высокое, 9-разрядное кодирование содержания исходных панорам, поэтому наиболее тонкие детали ускользают от внимания наблюдателя или теряются при обычном низкоразрядном воспроизведении. Именно к тонким деталям относится группа образований, напоминающая крупный четырёхлистник,



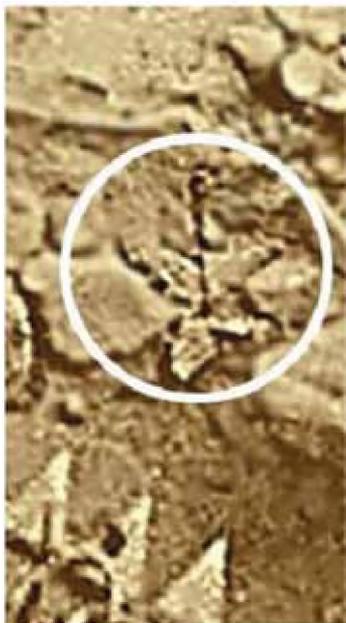


Рис. 6. Детализация объекта, показанного стрелками на рис. 5, как гипотетического растения Венеры с четырёхлистником у основания и «бутоном» на верхушке

у основания ствола «растения», на поверхности. Каждый из элементов («листьев») имеет размер около 5...10 см и, возможно, обладает какой-то различающейся радиальной структурой. В дальнейшем были обнаружены и другие «растения», также обладающие четырёхлистниками у основания. На цветных панорамах «стебли» выглядят чёрными. Ствол «растения» или «стебля» первого обнаруженного объекта (см. рис. 6) вверху увенчан крупным утолщением, «бутоном», который обладает светлым центром. Оказалось, что подобной структурой, в том числе, с «бутоном» в раскрытии, обладают и другие обнаруженные «растения» (показанные ниже).

3. «ГЕСПЕРЫ» И «СТЕБЛИ» — ГИПОТЕТИЧЕСКИ ОТОЖДЕСТВЛЁННЫЕ ОБЪЕКТЫ ФАУНЫ И ФЛОРЫ ВЕНЕРЫ

При обработке исходных изображений какие-либо ретуширование, дорисовывания, дополнения или корректировка изображений полностью исключались. Контрастность и яркость изображения корректировались. Если структура изображения позволяла, применялась операция «повышения резкости» вместе с низким уровнем «размытия» стандартной программы Microsoft Office системы Windows.

Значительная часть обнаруженных на поверхности Венеры объектов гипотетических флоры и фауны была представлена в течение 2012–2014 гг. в вышедших из печати 16 отечественных и 15 зарубежных публикациях. Как неоднократно отмечалось, отождествление объектов с флорой и фауной остаётся гипотетическим, а предложенные для них (рабочие) названия, как «Скорпион», «Медвежонок» и другие, остаются условными. Для удобства, для всей категории гипотетической фауны предложено общее название «Гесперы» (от древнегреческого названия Венеры *Eos/Hesperos*) и, соответственно, название «Стебли» — для растений (флоры). Название «гесперы» уже использовалось, например в работе [Ksanfomality, 2013a], но для гипотетических существ, которые были описаны в этой работе, во избежание путаницы, предлагается название «геспы».

Нельзя утверждать, что все «гесперы» и «стебли», запечатлённые на панорамах поверхности Венеры, уже обнаружены. Но почти все крупные и средние объекты, за немногочисленными исключениями, уже были представлены в опубликованных работах. К исключениям относится, в частности,

«геспера» на панорамах «Венеры-14», похожая на развернувшуюся вытянутую «змею» из работы [Ksanfomality, 2014b], положение которой изменяется на последовательных снимках. К сожалению, она находится дальше, чем, например, «амисада» [Ксанфомалити, 2013а], поэтому представить её убедительные изображения трудно.

4. «ГЕСПЕРЫ»

Среди последних гипотетически отождествлённых «геспер» наиболее интересна «амисада», которая оказалась наиболее близко к входу ТВ-камеры. Условное название «амисада» — сокращение от имени вавилонского царя Месопотамии Ammizaduqa (Амми-цадука) (XVI в. до н. э.), во времена правления которого древние астрономы регистрировали на глиняных табличках утренние и вечерние элонгации Венеры.

По форме «амисада» напоминает ящерицу, взбирающуюся на камень высотой 5...8 см. «Амисада» интересна ещё и тем, что, благодаря малой зашумлённости телевизионных снимков «Венеры-14», можно видеть небольшие и медленные перемещения её частей.

Предварительные сведения об «амисаде» приводились в работе [Ксанфомалити, 2013а]. На рис. 7А показано единичное изображение «амисады», полученное примерно на 30-й минуте работы камеры аппарата «Венера-14», на рис. 7В — осреднённый вид из шести исходных изображений, на рис. 7С — вид медлительной австралийской ящерицы Shingleback, которая по размерам (10...15 см), форме и положению конечностей напоминает «амисаду».

Изображения «амисады», по сравнению с приведёнными в работе [Ксанфомалити, 2013а], были дополнительно обработаны для того, чтобы показать движения её передней части как последовательность шести её положений, показанных направлениями стрелок на рис. 8. Здесь приведены фрагменты шести имеющихся панорам. Порядок рисунков хронологический, интервалы, в среднем, около 13 мин. На рис. 8, кадр 1, верхний крайний фрагмент «амисады» направлен влево («9 ч»), а тень под ним почти не видна. Следует напомнить, что при рассеянном естественном освещении на Венере тени появляются, только когда объект расположен низко над поверхностью, с высотой, сравнимой с его размерами. Отсутствие тени указывает, скорее всего, на то, что фрагмент приподнят над поверхностью. На снимке, кадр 2, крайний фрагмент «амисады» переместился в направлении «7 ч», а тень также отсутствует. Наконец, на снимке, кадр 3, направление крайнего фрагмента примерно «8 ч» с плотной тенью под ним. Дальнейшие изменения показаны последовательностью кадров 4—6. Размер фрагмента примерно соответствует пальцу человека и его движениям, а само перемещение составляет 1...2 см.

Как отмечалось в работе [Ксанфомалити, 2013а], вблизи «амисады» находятся ещё две подобные «гесперы», одна из которых показана на рис. 9, кадр 6. Её левая часть образована наклонённым полукольцом, состоящим из отдельных элементов [кадр 3].

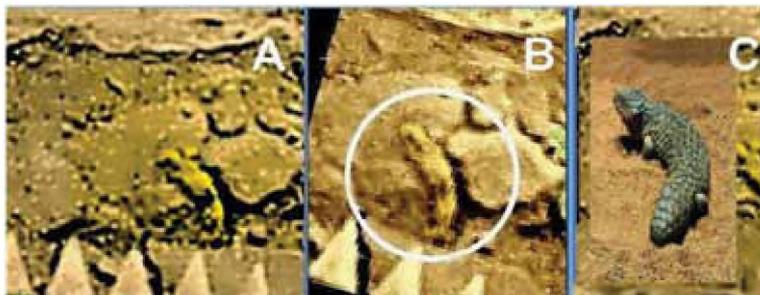


Рис. 7. «Амисада», взбирающаяся на камень (А); совмещение шести исходных фрагментов панорам «Венеры-14» (В); медлительная австралийская ящерица Shingleback (С), размерами и формой напоминающая «амисаду»

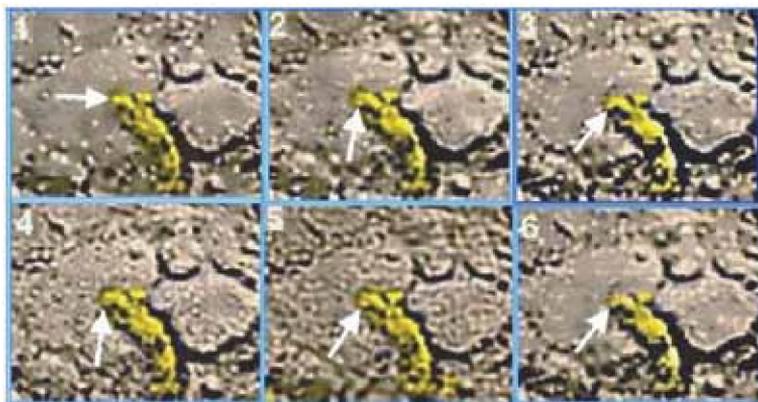


Рис. 8. «Амисада» у посадочного буфера «Венеры-14». Неосреднённые обработанные фрагменты шести исходных панорам. Стрелками указана последовательность положений передней части «амисады», которая по размерам и движениям напоминает человеческий палец (оригинальные панорамы черно-белые)

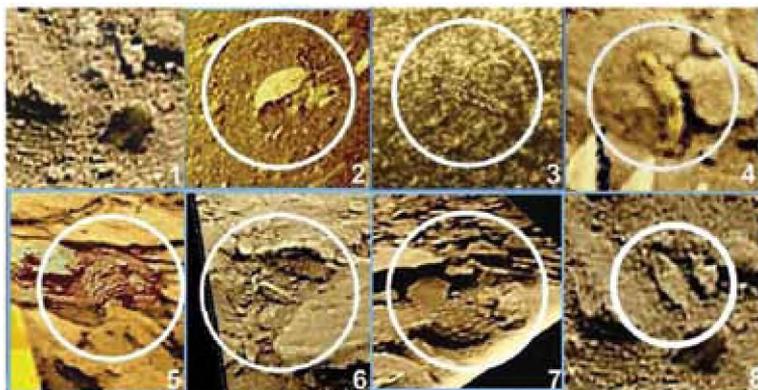


Рис. 9. Галерея из восьми разных «геспер», обнаруженных на панорамах аппаратов «Венера»

Кроме «амисады», следует привести галерею основных ранее найденных «геспер» и «стеблей». Восемь объектов, показанных на рис. 9, были представлены в работах [Ксанфомалити, 2012а, б, 2013а; Ksanfomality, 2013а, б, 2014а, б] и других опубликованных работах. Гесперы 1, 7 и 8 были найдены на панораме «Венеры-9»; гесперы 2 и 3 — «Венеры-13»; 4–6 — «Венеры-14».

Некоторые виды гипотетической фауны Венеры обладают поразительным сходством с живым миром Земли. Это странное их свойство названо терраморфизмом — повторением земных форм. Сам терраморфизм — явление не менее важное, чем даже само открытие жизни вне Земли. Оно относится, по-видимому, к наиболее глубоким проблемам поиска жизни во Вселенной. В этом отношении весьма интересен объект с условным названием «медвежонок», представленный на рис. 9 (кадр 1). Он был найден в 2012 г. на дополнительно обработанной панораме «Венеры-9», полученной ещё в 1975 г. «Медвежонок» находится достаточно близко к объективу. Он обнаружен в единственном экземпляре [Ксанфомалити, 2012в; Ksanfomality, 2014а], у посадочного буфера «Венеры-9». Поверхность «медвежонка», в отличие от резких контуров окружающих камней, более «мягкая», как бы «пушистая». «Медвежонок» виден почти «сверху», под углом около 60° к горизонту. Он опирается на «конечности», между которыми виден просвет, причём, насколько можно судить, его «конечности» напоминают лапы животных. Он похож на небольшое животное. Если считать, что его корпус расположен вертикально, на что указывает такое же, как у камней, положение теней, его высота должна быть около 30 см, а длина (или ширина) — около 15 см. На полной панораме слева от «медвежонка» можно видеть 4 или 5 длинных борозд, которые тянутся за «медвежонком» и оканчиваются непосредственно у его «конечностей». Можно предположить, что такие следы он оставил в своём движении [Ксанфомалити, 2012в].

«Геспы», показанные на кадрах 2 и 8 на рис. 9, рассматривались в работах [Ксанфомалити, 2012г; Ksanfomality, 2013а]. Морфологически подобные объекты, с близкими размерами (от 20 до 25 см), имеющие формы большого опавшего листа, распространены в разных районах планеты Венера, во всяком случае, в местах посадки аппаратов «Венера-9 и -13», разделённых расстоянием 4400 км. «Геспа» (кадр 2) находится на расстоянии 1,6 м от оптического входа камеры, она видна под углом около 35° к горизонту. Под «геспой» видна тень, что указывает на её объёмность или на приподнятость над поверхностью. «Геспы» несколько различны по размерам, но в основном их размеры близки к 20...30 см, как на рис. 9, кадр 2. Расширенная правая часть оканчивается тёмной деталью, а левая удлинённая часть постепенно сужается. Условно правая часть изображения (кадр 2) названа «головной», а левая «хвостовой». Удлинённый «хвост» виден слева (кадр 2) или внизу (кадр 8). Правая часть «геспы» (кадр 2) оканчивается выступающими удлинениями, похожими на «усы» многих живых организмов Земли. Однако нельзя считать исключённым, что подобие «усов» образуют случайно расположенные обломки светлых пород на прилегающей поверхности. Наиболее подробно структура «геспы» видна в красном фильтре. Здесь особенно выделяется поперечная полоса, которая отделяет левую желтоватую часть «ге-

спы» от более тёмной правой. Строение объекта отличается регулярностью линий и пятен, обычно не встречающейся у неживых образований.

Район работы «Венеры-13», где были обнаружены эти объекты характерной формы, представляет волнистую равнину с низкими холмами. Но оказалось, что очень похожая «геспа» присутствует на панорамах другого аппарата, «Венеры-9», который на 7 лет раньше опустился в южных предгорьях горной области Тейя, на расстоянии 4400 км к северу от будущей точки посадки «Венеры-13». «Геспа» видна на фрагменте (кадр 8) совместно обработанных панорам «Венеры-9» и также выделена белым кружком. Длина объекта 25 см, это один из наиболее крупных экземпляров среди рассмотренных. Несмотря на разделяющее их расстояние, 4400 км, несомненно сходство формы, размеров и структуры объектов (2) и (8). Разрешение камер «Венеры-9» было вдвое хуже, чем у «Венеры-13», но вытянутое образование правильной формы с тёмной «головной» и светлой «хвостовой» частями хорошо различается, так как «геспа» (кадр 8) находится на расстоянии 1 м, почти вдвое ближе, чем (кадр 2), обладает несколько большими размерами и видна под углом около 50° к горизонту. Удлиненный «хвост» таков же, как на изображении (кадр 2). В отличие от района посадки «Венеры-13», «геспа» (кадр 8) находится среди каменных глыб размерами до 1 м. Таким образом, если предполагать, что «геспы» действительно относятся к фауне Венеры, они обитают как на равнинах, так и среди камней в горных районах.

За 1,5 ч работы аппаратов никаких перемещений рассматриваемых объектов (2) и (8) на рис. 9 отмечено не было; все полученные результаты неизменно указывают на крайнюю медлительность гипотетической фауны Венеры.

«Скорпион» (кадр 3) на рис. 9 выделяется среди других «геспер» тем, что он появился только около 90-й минуты, на 8-й панораме «Венеры-13». Перед появлением изображения «скорпиона» спускаемый аппарат проработал уже более 1 ч 27 мин (начало сканирования 8-й панорамы, V 13-1-6 BW), поэтому первое предположение состояло в том, что эта регулярная структура представляет продукт начавшегося разрушения какой-то части самого аппарата. Но аппарат «Венера-13» проработал ещё полный час. Работоспособность систем свидетельствовала, что разрушения ещё не произошло, иначе все устройства отказали бы из-за катастрофического перегрева. Следующая, девятая панорама для анализа не годится, так как испорчена шумом, но на панораме 10 (V 13-1-6 G, начало сканирования 113-я минута) «скорпион» уже отсутствует, что противоречит предположению об отделившейся детали. Таким образом, на всех изображениях, полученных до 87-й и после 113-й минуты, объект отсутствует.

В работах [Ксанфомалити, 2012a; Ksanfomality, 2013a] рассматривалось предположение о роли ветра. Было показано, что скоростной напор ветра был недостаточным для перемещения «скорпиона» и что скорость ветра в этот период только снижалась. Особого значения это не имеет, так как необычны не только перемещение, но и сама сложная структура «скорпиона» (3). Она напоминает некоторых крупных земных паукообразных или насекомых. Длина объекта около 17 см. В непосредственной близости от него находится образование в форме полукольца.

Одна из гипотез, объясняющих позднее появление «скорпиона», была предложена в статьях [Ксанфомалити, 2012а, б; Ksanfomality, 2013а]. При посадке вертикальная скорость аппарата, найденная динамическим методом, составляла 7,6 м/с, а боковая скорость была в пределах ошибок метода. Естественно ожидать, что боковая скорость была примерно той же, что и измеренная скорость ветра (0,3...0,5 м/с). Перегрузки во время посадки составили 50g Венеры. Аппарат разрушил грунт и выбросил его в сторону. На панорамах запорошенность буфера и поверхности видны, главным образом, с одной стороны от аппарата. Места появления «скорпиона» были изучены на всех доступных панорамах. На первом изображении (сделанном спустя 7 мин после посадки) на выброшенном грунте видна неглубокая продолговатая канавка длиной около 100 мм. На втором изображении стороны канавки приподняты, а длина увеличилась примерно до 150 мм. Ориентация канавки такая же, как и у «скорпиона». На изображении, относящемся к 59-й минуте, из канавки появилась регулярная структура «скорпиона». На 93-й минуте «скорпион», по-видимому, полностью выбрался из засыпавшего его грунта, слой которого, вероятно, не превышал нескольких сантиметров. Таким образом, на операцию спасения объекту понадобилось около 1,5 ч. Можно предположить, что это указывает на его ограниченные физические возможности. На изображении, относящемся к 119-й минуте, его уже нет.

«Геспера» «змейка» представлена на рис. 9 (кадр 5). Впервые «змейка», как необычный объект, была замечена геологами ещё в 1983 г., непосредственно после выполнения миссий «Венеры-13 и -14». В тематическом выпуске журнала «Космические исследования» была представлена работа К. П. Флоренского с коллегами [Флоренский и др., 1983], посвящённая геологическому анализу района. Внимание авторов привлек необычный участок поверхности, достаточно близкий к объективу ТВ-камеры. Они отмечали: «...на панораме В14-1, правее окончания цветового теста, в неглубоком понижении микрорельефа видна относительно тёмная пятнистая (ячеистая?) поверхность с причудливой полосатой ориентировкой пятен... Эта порода может как подстилать слоистую пачку, так и слагать некое «инородное» тело в составе слоистой пачки». На этом авторы остановились, хотя «пятнистое, ячеистое, инородное тело на панораме В14-1» могло быть самой удивительной находкой К. П. Флоренского с коллегами. Регулярно расположенные пятнистые ячейки покрывают поверхность тела. «Змейка» находится в небольшом углублении (5...10 см) и действительно похожа на свернувшуюся змейку (в белом кружке), причём обладает, по-видимому, определёнными терраморфными чертами, присущими земным пресмыкающимся, — ячеистой структурой самой поверхности или её окраски. Рисунок получен путём совмещения исходных наиболее чётких фрагментов панорамных изображений. Слева от «змейки» виден небольшой объект, который получил название «голубь».

Крайняя правая часть «змейки» далее называется «головой» с заострённой передней частью. «Голова» обращена к камере круглым «глазом» (круглое светлое пятно). Естественно предположить, что это действительно орган зрения. Расположенная над «глазом» дуга справа переходит в заостре-

ние, напоминающее клюв. «Голова» имеет размер 6...8 см и напоминает наблюдаемую сбоку голову многих земных птиц, пресмыкающихся и некоторых морских животных. Слева от «глаза» имеется слегка вытянутое короткое тёмное пятно, которое изменяет свою форму на последовательных кадрах с вытянутого на круглое. По аналогии с земными существами можно предположить, что это орган слуха (акустические явления на Венере отмечались в работах [Ксанфомалити, 2013а; Ksanfomality, 2013а]). Нижняя часть вытянутой «шеи» граничит слева с правильно расположенными ячейками (которые отмечали авторы [Флоренский и др., 1983]). Ячейки покрывают всю переднюю часть «змейки». Тёмная складка в месте изгиба свернувшегося тела на последовательных изображениях изменяет свою форму, от дуги до прямой линии. От изгиба ячеистая поверхность тянется до расширения, переходящего в «хвост» змейки. Положение «змейки» несколько изменяется между последовательными панорамами. Над корпусом ячеистого тела виден «гребешок», состоящий из отдельных элементов, сверху ограниченных дугой, около 4 см в длину. Гребешок заметно меняет своё положение на последовательных панорамах, перемещаясь относительно примыкающего к нему слева небольшого тёмного участка поверхности. Движение гребешка обнаруживается при совмещении изображений. Если их совмещать по каким-либо деталям гребешка, возникает небольшое размытие других частей изображения (или, наоборот, размывается гребешок при других вариантах совмещения). На последовательных изображениях «гребешок» постепенно отклоняется, закрывая тёмное пятно — затенённую поверхность. Голова и выступающие части тела змейки также несколько перемещаются на анимации, составленной из последовательных кадров. Повидимому, змейка оканчивается длинным и широким «хвостом». Справа «хвост» упирается в светлый треугольный обломок плиты. Пятнистые ячейки на «хвосте» не видны. На теле «хвоста» заметен светлый выступ. Положение «змейки» хоть и незначительно, но постепенно изменяется между кадрами, и ячейки и выступ перемещаются вместе с «хвостом» не менее чем на 10 см.

Изображения охватывают 1,5 ч работы аппарата на поверхности Венеры. Хотя змейка в целом не смещается, не ползёт, но на последовательных кадрах заметно небольшое взаимное перемещение её частей.

«Геспера» «сыч» (кадр 7 на рис. 9) имеет сложную структуру, которая сразу же привлекла внимание исследователей. В работе [Флоренский и др., 1983] геологической группы К. П. Флоренского объект назван «странным камнем со стержнеобразным выступом и бугорчатой поверхностью». Они писали: «Форму „странного“ камня... определить трудно. Он виден в сильной перспективе. Отличительным признаком этого камня является общая округлённость обращённой к телекамере выпуклой стороны, которая сочетается с более тёмным, чем у пластинчатых камней, и пятнистым (вероятно, мелкобугристым) характером поверхности... Слева от описываемого камня отходит светлое удлинённое образование, которое дешифруется как торчащий из камня стержневидный выступ более светлого материала длиной около 15 и толщиной у основания около 5 см...»

Традиционные представления о невозможности существования жизни в условиях высоких температур оказались непреодолимым барьером

для любых альтернативных обсуждений природы «странного камня». Всё же ещё за год до публикации цитировавшейся выше работы [Флоренский и др., 1983], в книге «Планеты, открытые заново» приводилось изображение «предмета необычной формы» со следующим комментарием: «Детали предмета симметричны относительно продольной оси. Недостаточная чёткость скрывает его контуры, но... при некотором воображении можно увидеть фантастического обитателя Венеры».

На рис. 9 (кадр 7) приведён вид «странного камня» в современной обработке. «Сыч» выделен белым кружком. Сложная симметричная форма, белый «хвост» и другие особенности объекта выделяют его на фоне каменной поверхности планеты в месте посадки «Венеры-9». Размеры объекта около полуметра. Он отличается выраженной продольной симметрией, а его вид трудно интерпретировать как «странный камень» или «вулканическую бомбу с хвостом». Положение деталей «бугорчатой» (или, может быть, перистой?) поверхности обнаруживает определённую радиальность, идущую от правой части, от «головы». Сама «голова» имеет более светлый оттенок и сложную симметричную структуру с крупными фигурными, также симметричными тёмными пятнами и, возможно, с какими-то выступами сверху. Нельзя исключить, что мелкие камни, случайно совпадающие по светлым оттенкам, расположены так, что представляются частью «головы». Но формы основной части «сыча» настолько правильные, что считать его крупным «странным» камнем трудно. Упомянувшийся прямой светлый «хвост» действительно имеет длину 13...16 см, а длина всего «сыча» достигает 35 см, или 48...51 см вместе с хвостом. Тень под его корпусом полностью повторяет контуры всех частей объекта, который приподнят над поверхностью. Его высота не менее 25 см. Таким образом, размеры «сыча» довольно велики, что позволило получить достаточно подробное изображение даже при ограниченном разрешении, которое имела сканирующая камера «Венеры-9». На обработанной панораме «Венеры-9» шумы практически отсутствуют и на изображение никак не влияют. Изображение соответствует объекту, который находился перед камерой во время съёмки. Если на рис. 9 (кадр 7) мы видим не представителя фауны Венеры, то уместен вопрос: что это такое? По-видимому, очевидная сложная и весьма упорядоченная морфология «сыча» делает поиск других предположений довольно трудным.

5. О НЕКОТОРЫХ СВОЙСТВАХ ФАУНЫ ВЕНЕРЫ

В приведённых выше материалах и уже опубликованных работах, опирающихся на данные телевизионных экспериментов на поверхности планеты Венера в 1975 и 1982 гг., рассматривались объекты, своей морфологией и поведением напоминающие живые формы. Но найденные объекты в основной своей части статичны. Сама методика выполнения эксперимента не позволяла обнаружить объекты в динамике, так как каждая панорама разворачивалась и одновременно передавалась по радиолинии за длительное время — 30 мин для «Венеры-9» и 13 мин для «Венеры-13 и -14». Но, сравнивая последовательно полученные панорамы, как моментальные

фотографии, в ряде случаев можно наблюдать их заметное перемещение или уход за пределы наблюдаемого поля. Некоторые из них оставляют явные следы перемещения, что позволяет судить об их способности двигаться и даже найти предполагаемые доступные им скорости перемещения.

Земная жизнь основана на водной среде. Типичный венерианский пейзаж — безводная раскалённая каменная или рыхлая поверхность, иногда горы и редко — вулканы. Высоко в атмосфере, на уровне 49 км, находится нижняя граница купола из протяжённого слоя сернокислотных облаков. При температуре в месте посадки аппаратов около 460 °С вода не может существовать в жидком виде. Её ничтожно мало и в газообразном состоянии (около $2 \cdot 10^{-5}$). Воды на Венере фактически нет. Практически нет и кислорода. Из чего природа могла создать жизнь на Венере? Пока имеются только предположения. Хорошо известно, что скорость химических реакций при таких температурах очень высока. Температуры вблизи 735 К у поверхности планеты неприемлемы для земных форм жизни, но термодинамически они ничем не хуже земных условий. Среды и действующие химические агенты неизвестны, но их никто и не искал, а исходные материалы на Венере мало чем отличаются от земных. Анаэробные механизмы хорошо известны. Фотосинтез у ряда прокариотов основывается на реакции, когда донором электронов оказывается сероводород H_2S , а не вода. У ряда живущих под землёй автотрофных прокариотов вместо фотосинтеза используется хемосинтез. Физических запретов на жизнь при высоких температурах нет.

Почему же во всех случаях, когда удавалось заметить перемещение объектов предполагаемой фауны Венеры, скорость их движений была удивительно мала, около 1 мм/с? Среда, которую используют гипотетические живые организмы на Венере, должна обладать какими-то необычными свойствами. Одно из предположений заключается в том, что медлительность этих гипотетических организмов связана с существующими у фауны Венеры энергетическими ограничениями. Вместе с тем, возможна и другая, даже более вероятная причина, определяемая свойствами растворителя, из которого состоят тела венерианской фауны. Если существование жидкой воды на поверхности Венеры исключено, такие организмы должны использовать другие растворители в своих организмах. Например, такими растворителями могут быть смолы. Именно смолы обладают замедленной пластичностью. Тело, построенное из подобной вязкой среды, требует заметного времени для изменения своей формы. Можно предположить, что именно в свойствах вязкого растворителя причина медлительности фауны Венеры. Возможно, стоит отметить, что и продолжительность дня и ночи на Венере намного больше земных, по 58,4 сут.

6. «СТЕБЛИ», «ГРИБЫ» И «АНЕМЫ»

Какими источниками энергии может располагать фауна Венеры? Обсуждаемые объекты имеют достаточно большие размеры, это не микроорганизмы. Естественно предположить, что, подобно земной, хотя бы часть

фауны Венеры является гетеротрофной, а источником её существования служит гипотетическая автотрофная флора. Прямые лучи Солнца, как правило, не достигают поверхности планеты, но света для фотосинтеза там достаточно. В случае земной флоры рассеянная освещённость 0,5...7 клк вполне достаточна для фотосинтеза даже в глубине густых лесов. Измеренная освещённость на Венере того же порядка, в пределах 0,4...9 клк. Разумеется, фотосинтез при высоких температурах и в бескислородной среде должен опираться на совершенно другие, неизвестные биофизические механизмы. Некоторые сведения о гипотетической флоре планеты удалось обнаружить на многих панорамах. Но, возможно, кроме царства растений, там есть и другие.

Образования, напоминающие земные грибы, были обнаружены на панорамах «Венеры-13». Вид одного из них из них приведён на рис. 10 (кадр 1) и выделен белым кружком в нижней части рисунка, где показан фрагмент панорамы V-13-1-1 с исправленной геометрией. Вверху того же рисунка показан объект, после улучшенной обработки, напоминающий гриб. Размер его «шляпки» составляет около 8 см. Объект приподнят над поверхностью примерно на 3 см, но изображение не позволяет установить, на что опирается «шляпка». Вверху справа на кадре 1 показаны три различные черно-белые версии (01–03) результатов совместной обработки фрагментов шести панорам. Во всех случаях видно, что «шляпка гриба» имеет радиальную складчатую структуру, форму шатра. Складчатая структура поверхности объекта такая же, как у многих земных грибов. Размеры «гриба» невелики, поэтому более удалённые от камеры другие подобные объекты обнаружить сложно. Исключением может быть ещё один «гриб», расположенный за пределами поля рис. 10.

«Гриб» хорошо виден на всех последовательных панорамах «Венеры-13», это наиболее яркий объект в центральной части панорамы. Однако сравнивая его яркость с более светлой периферией рисунка, следует помнить, что объект находится в зоне тени от парашютного щитка аппарата. На цветной версии панорамы «гриб» выделяется ярко-жёлтой окраской.

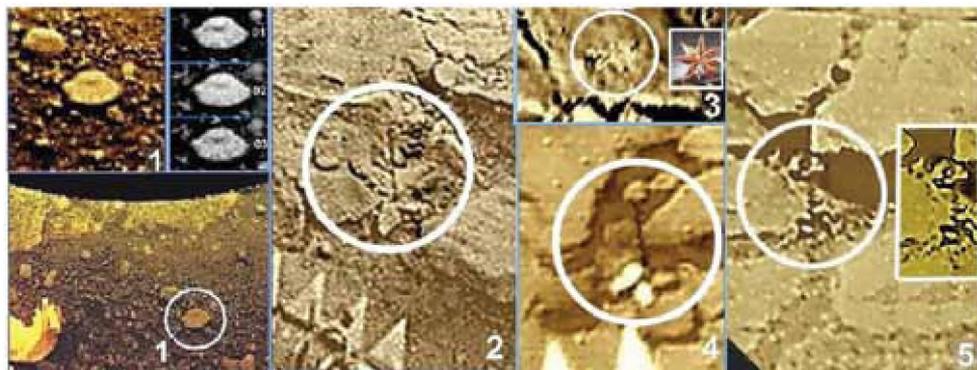
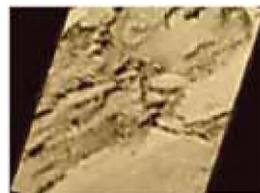


Рис. 10. Галерея гипотетических «грибов» и флоры: «растения» и «цветы» Венеры

Рис. 11. Стебель в левой краевой части панорам камеры 2 удалён от объектива и плохо различается



Никаких признаков движения объекта в течение 2 ч не обнаружено; по-видимому, его действительно можно отнести к царству «грибов» планеты.

Благодаря удачному близкому расположению, подробности структуры «гриба» хорошо видны, что позволяет отнести его свойства к наиболее ярко выраженным признакам терраморфизма, что снова указывает на ещё неизвестные биофизические закономерности.

Уже упоминавшийся первый найденный объект типа «стебель» (см. рис. 10, кадр 2) представляет собой тонкий вертикально расположенный узловатый ствол высотой примерно 42 см. Он находится на расстоянии около 30 см от посадочного буфера аппарата «Венера-14» и виден сверху. Размеры определены с помощью фотоплана и геометрических соотношений. Все другие найденные «стебли» также вертикальны, что облегчает их поиск. В окрестностях места посадки «Венеры-14» их число составляет не менее восьми. Крупные, но далёкие «стебли», возможно, высотой более полуметра, были найдены в левой краевой части панорам камеры 2 на расстоянии более 3 м от объектива, поэтому подробности их строения не различаются (рис. 11). Несколько далёких «стеблей» обнаружены в правой части панорам. Во всех случаях основания «стеблей» находятся в трещинах или в углублениях между камнями.

Все найденные «стебли» одиночные. По сравнению с рис. 10 (кадр 2), небольшой кустик на рис. 10 (кадр 3) гораздо меньше по размерам. Размер листка, обращённого к зрителю, около 1,5 см. Объект виден сверху, и структуру остальных частей понять трудно. Его листья похожи на листья остролистника, земного декоративного растения, показанного справа от него в рамке. Выделить объект удалось только путём высокой степени контрастирования наиболее удачных черно-белых панорам «Венеры-14».

Ещё один объект предполагаемой флоры показан на рис. 10 (кадр 4). Форма «стебля» такая же, как на рис. 10 (кадр 2), но «стебель» вдвое меньше и малозаметен, так как маскируется тёмным фоном. Этот небольшой светлый четырёхлистник был обнаружен в центре панорам «Венеры-14», в углублении, у самого посадочного буфера, именно как четырёхлистник у основания «стебля». Сам «стебель» на исходных панорамах различается с трудом; он был выделен с помощью гамма-коррекции и в таком виде показан на рис. 10 (кадр 4). В отличие от рис. 10 (кадр 2), его «листья» очень светлые, лишь немного темнее сброшенной белой крышки ТВ-камеры. Один из листьев темнее других, так как находится в тени камня. Листья маленькие, 1...2 см. Несмотря на меньшие размеры, сходство объекта с объектом на рис. 10 (кадр 2) очевидно. Высота «стебля», также наблюдаемого сверху, не более 10...15 см. На его верхушке виден распустившийся бутон или «цветок». Размеры «цветка» также около 2 см. Справа от него виден другой такой же «цветок», «стебель» которого, по-видимому, находится за камнем. «Стебель» и «цветок» видны на фоне контрастных деталей и трещин в углублении каменной плиты. «Стебель» поднимается из углубления.

Он находится сравнительно близко к объективу (менее 1 м), но цветок маленький и разрешается плохо.

В отличие от «Венеры-14», в месте посадки «Венеры-13» найдены всего один или два подобных объекта, причём основания «стеблей», как и на рис. 10 (4), находятся в трещинах камней. Грунт здесь, в основном, раздробленный, но на нём «стеблей» не найдено.

«Стебель» на рис. 10 (кадр 5, в белом кружке) ниже, чем на рис. 10 (кадр 2); он расположен дальше и различается плохо, хотя имеется восемь чётких дублей изображения, которые допускают групповую обработку. Обращает на себя внимание верхушка «стебля», которая на исходных изображениях выглядит как триада из ярких точек. На всех исходных фрагментах изображения обладают высокой контрастностью. Положение триады на последовательных кадрах незначительно изменяется относительно примыкающего к ней сверху светлого камня. Это может быть покачиванием триады под действием ветра. При снижении контрастности становится видно (рис. 10, кадр 5, в белом кружке), что верхушка «стебля» увенчана объектом, более сложным, чем триада (или бутон на рис. 10, кадр 2). Высота «стебля», найденная по положению на фотоплане, всего около 20...30 см. У его основания, в трещине между камнями, видна группа из четырёх светлых образований. Они подобны «четырёхлистнику», показанному на рис. 10 (кадр 2) и, по-видимому, также связаны со «стеблем». Можно было предположить, что сложная структура верхушки «стебля» представляет собой раскрывшийся бутон. Обработка изображений при понижении их контрастности и гамма-коррекции подтвердила это предположение и позволила увидеть весь «цветок» правильной формы (рис. 10, кадр 5, в рамке), с белым пятнышком (пестиком?) в центре и окружающими его лепестками. Цветок состоит из шести или восьми светлых лепестков; их правая более яркая часть и образует правильную триаду как часть раскрывшегося цветка.

Размер цветка примерно такой же, как и «четырёхлистника» в основании его «стебля». Панорама «Венеры-13» была организована так, что рисунок представляет собой фрагмент только черно-белого изображения, поэтому можно говорить лишь о светлых оттенках лепестков, цвет их остаётся неизвестным.

На панорамах «Венеры-13» были обнаружены «анемы» — особые объекты, которые гипотетически были отнесены к флоре Венеры [Ксанфомалити, 2013б], возможно, ошибочно. «Анемы» были удалены от объектива ТВ-камеры на расстояние около 2 м.

«Анемы» (рис. 12) привлекли внимание сравнительно быстрым изменением своего положения и размеров на последовательных изображениях «Венеры-13», где они выделены белыми кружками и чёрными стрелками. Условное название «анемы» они получили за их сходство со щупальцами земных анемонов — морских полипов, живущих на камнях мелководья. На первом снимке (полученном спустя 75 мин после посадки) две «анемы» длиной около 5...7 см вытянуты от камня над ними в направлении «7 ч» и не отличаются от других деталей рисунка. На последовательных снимках 2 и 3 видно, как «анемы» удлиняются и поворачиваются, причём положение их верхней (по снимку) точки, по-видимому, не меняется и привязано к поверхности.

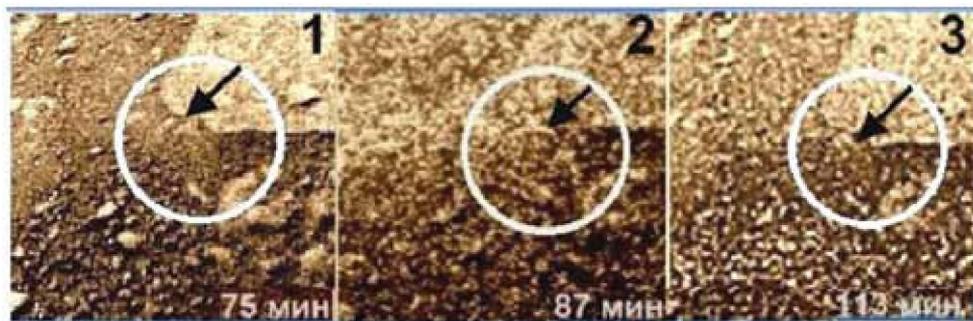


Рис. 12. Фрагменты панорам «Венеры-13». «Анемы» указаны стрелками. За 38 мин пара объектов повернулась и изменила своё направление на 90°. Время получения снимков (начало сканирования каждой панорамы) указано внизу рисунков

Чёткость изображений ограничена. Угловое разрешение камеры составляло 11 угл. мин, поэтому размер единичного пиксела, соответствующего расстоянию 2 м, был 6,4 мм. Через 12 мин на снимке 2 (полученном спустя 87 мин после посадки), правая «анема» значительно вытянулась в направлении «9 ч» и поднялась над поверхностью, образуя полукольцо диаметром около 10 см. Толщина вытянутой «анемы» не более 3...5 пикс, 15...20 мм. Левая «анема» видна плохо. Их направление мало отличается от направления в первом кадре. Своим концом «анема» почему-то упирается в «скорпиона» [Ксанфомалити, 2012а], который появился именно на этом изображении. Ещё через 26 мин, на снимке 3 (113-я минута после посадки), обе «анемы» повернулись вместе почти на 120°, в направлении «5 ч». Их длина осталась примерно такой же, как на кадре, сделанном на 87-й минуте.

Таким образом, «анемы» отличаются наиболее быстрым изменением своего положения. Насколько справедливо «анемы» были отнесены к гипотетической флоре, неизвестно.

7. ТЕРРАМОРФИЗМ И ОПЫЛЕНИЕ ЦВЕТОВ НА ВЕНЕРЕ

Таким образом, вблизи аппаратов «Венера-13 и -14» обнаружено несколько вертикально расположенных линейных объектов, подобных стеблям земных растений. Если верхушки «стеблей» — это действительно «бутоны» и «цветы», следует задуматься над их ролью. Цветы земных растений предназначены для их опыления и размножения. Опыление растений осуществляют как насекомые, так и ветер, свидетельства которого у поверхности планеты приводились в ряде работ, например [Селиванов, Гектин, 1982, 1983]. Ветроопыляемые растения в цветах, в принципе, не нуждаются, как, например, в случае тополиного «пуха». Цветы привлекают насекомых, чтобы они выполнили опыление. Указывает ли верхушка «стеблей» на рис. 10 (2), (5), хотя бы косвенно, на причастность таких вероятных участников процесса опыления?

Терраморфность гипотетических объектов флоры и фауны Венеры в опубликованных статьях отмечалась неоднократно, например, терраморфность необычного объекта «гриб». Цветы с их лепестками на рис. 10 представляют собой новые свидетельства удивительной повторяемости форм живых объектов на разных планетах при радикально разных физических условиях. Но какие закономерности природы определяют повторение терраморфизма в столь заметно различающихся средах? Можно предположить, что терраморфизм в будущем привлечёт внимание как ботаников с зоологами, так и биофизиков.

Высокая плотность гипотетической обитаемости поверхности Венеры позволяет предполагать, что она больше похожа на дно земных морских мелководий, чем на земную поверхность. Уже обсуждалось, какими источниками энергии может пользоваться гипотетическая фауна планеты. Если это аутоτροφная флора, то её образцы, «стебли», действительно удалось обнаружить. Но вряд ли проблему питания фауны решают эти довольно редкие ростки. Их немного, а более мелкую растительность, вроде травы или мха, на снимках рассмотреть невозможно. Некоторым косвенным свидетельством того, что «стебли» не исчерпывают разнообразие мелкомасштабной флоры планеты, стала именно «амисада» на панорамах «Венеры-14». «Амисада» в своём движении, похоже, сама изучает поверхность камня, на который она наполовину взобралась (см. рис. 8). Возможно, это — процесс поиска растительной пищи, имеющей гораздо меньшие размеры, чем «стебли», и чем позволяла увидеть телевизионная камера.

Земная флора начинала свою эволюцию в бескислородной углекислотной атмосфере, по составу вполне соответствующей современной атмосфере Венеры. Освещённость на поверхности планеты соответствует нормам земного фотосинтеза. Поэтому если отвлечься от огромной разницы в физических условиях, флора Венеры должна быть не менее богатой, чем земная.

8. ГИПОТЕТИЧЕСКИЙ ФОТОСИНТЕЗ

Чрезвычайно важно знать, какими источниками энергии может пользоваться гипотетическая фауна планеты Венера с её бескислородной, сухой и горячей атмосферой. Если это аутоτροφная флора, то её образцы, «стебли», действительно удалось обнаружить. Но обсуждаемые в работах [Ксанфомалити, 2012а, б, 2013а; Спиринов, 2012; Ksanfomality, 2013а, б, 2014а, б] объекты фауны имеют достаточно большие размеры, это не микроорганизмы. Естественно предположить, что, подобно земной, хотя бы часть фауны Венеры является гетеротрофной, а источником её существования должна быть гипотетическая автотрофная флора, вроде рассматриваемой в настоящей статье. Прямые лучи Солнца, как правило, не достигают поверхности планеты, но света для фотосинтеза земного типа там достаточно. Возможно, следует отметить, что продолжительность дня и ночи на Венере составляет по 58,4 земных суток. В случае земной флоры рассеянная освещённость 0,5...7 клк нормальна для фотосинтеза даже в глубине густых

лесов. Измеренная освещённость на Венере того же порядка, в пределах 0,4...9 клк.

Разумеется, фотосинтез при высоких температурах и в бескислородной среде должен опираться на совершенно другие, пока неизвестные биофизические механизмы.

Спектральный состав излучения исследовался в эксперименте [Ксанфомалити, 2012в] и, в зависимости от высоты над поверхностью, показан на рис. 13, слева. У поверхности спектральный состав излучения имеет сложный вид (рис. 13, справа), который обсуждается ниже. Несмотря на огромную разницу в современных физических условиях Земли и Венеры, флора Земли начинала свою эволюцию в такой же бескислородной углекислотной атмосфере, а кислород появился в ней гораздо позже. Одна из гипотез о постепенном изменении физических условий на Венере предполагает, что некогда условия там были подобны земным, а биосфера планеты постепенно эволюционировала до существования в современных физических условиях, к которым, в течение миллиардов лет, адаптировались все её механизмы, включая фотосинтез. Освещённость на поверхности планеты в наши дни вполне отвечает нормам земного фотосинтеза.

Фотосинтез — это единственный процесс, который обеспечивает энергией почти всю земную биоту (за исключением анаэробных бактерий). Фактически, это постоянно действующее химическое производство глобального масштаба. На Земле фотосинтез производит около $2 \cdot 10^{14}$ кг связанного углерода в год, причём 80 % продукта приходится на океанический планктон. Существование фотосинтеза следует отнести к наиболее важным параметрам обитаемой планеты.

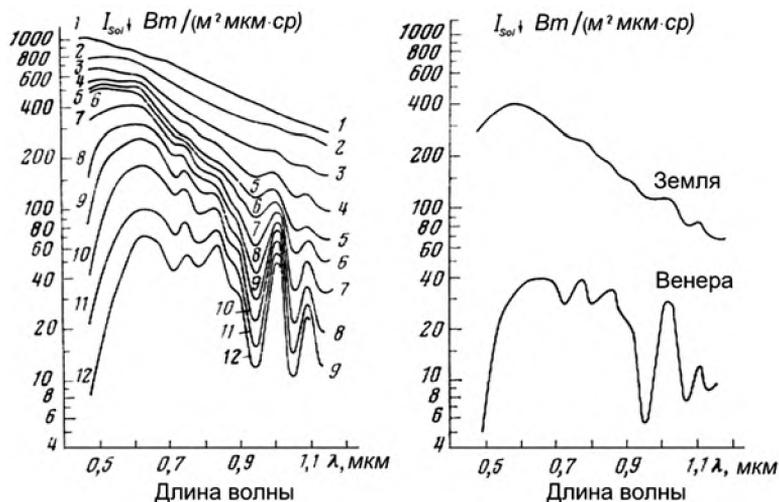
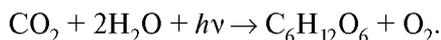


Рис. 13. Слева: спектры падающей и рассеянной радиации на Венере в зависимости от высоты (H [км]) над поверхностью: 1 — над облаками; 2 — на высоте 62 км; 3 — 55; 4 — 52; 5 — 49; 6 — 40; 7 — 25; 8 — 16,5; 9 — 10; 10 — 4,5; 11 — 1; 12 — 0. Спектры измерены спектрометром «Венеры-14» [Ксанфомалити, 2012в]. Справа: спектры падающей солнечной радиации на Земле (при чистом небе) и на Венере

Сравнивая условия для фотосинтеза на Земле и предполагаемого фотосинтеза на Венере, важно отметить следующие обстоятельства. На Земле поглощение света при фотосинтезе и последующее образование органических веществ с высвобождением кислорода происходит с помощью универсального механизма, использующего зелёный пигмент хлорофилл. Механизм критичен как в отношении энергии $h\nu$ поглощаемого фотона, так и спектрального состава радиации. Хлорофилл *a*, с молекулярной массой около 890, является компонентом структуры хлоропластов — клеточных органелл, по структуре подобных митохондриям. Наряду с хлорофиллом растения Земли используют и другие пигменты, например, каротин. Упрощённо, реакции фотосинтеза можно представить как



Таким образом, исходные компоненты для фотосинтеза имеются и на Венере, хотя обилие водяного пара у поверхности незначительное, около 20 ppm. Энергия $h\nu$, необходимая для образования одной условной молекулы $[\text{CH}_2\text{O}]$, составляет 5,1 эВ, но вместо соответствующей ультрафиолетовой радиации с длиной волны около 240 нм, механизм фотосинтеза использует суммарную энергию нескольких фотонов с длиной волны около 680 нм (энергия 1,8 эВ). Если обратиться к подробностям (рис. 14), земной фотосинтез использует два спектральных поддиапазона — 640...680 и 410...450 нм, поскольку существуют и действуют системы двух пигментов. Механизм работает только при одновременном наличии радиации в обоих поддиапазонах. Конечным результатом является накопление энергии в молекулах АТФ. Фотосинтез блокируется при радиации короче 300 нм и значительно осложняется в присутствии инфракрасного (ИК) излучения, например, в оранжереях при инфракрасном излучении дуговых ксеноновых ламп.

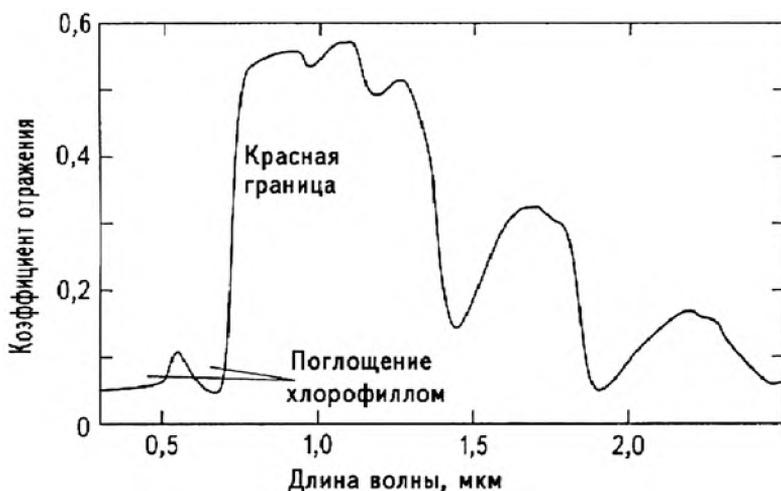


Рис. 14. Спектры отражения зелёных листьев

Сравнение кривых рис. 13 и 14 для Земли и Венеры показывает, что требования фотосинтеза земного типа к радиации у поверхности Венеры удовлетворяются в красном и ближнем ИК-диапазонах, но свет с длиной волны 410...450 нм поглощается атмосферой. Гипотетическая флора Венеры для фотосинтеза располагает только ограниченным с обеих сторон спектральным интервалом 520...910 нм (1,36...2,38 эВ) с дополнительной ИК-полосой 980...1025 нм (1,21...1,27 эВ).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы, приведённые выше, основаны на анализе изображений, которые были получены с помощью телевизионных камер аппаратов серии «Венера» ещё 33 и 40 лет назад. Метод телевизионных изображений широко используется в качестве современного способа исследования небесных тел и, более конкретно, для поиска следов жизни на другой планете, Марсе. Но ещё 40 лет назад аппараты «Венера» телевизионным методом исследовали поверхность планеты Венера, а их эксперименты остаются не повторёнными по сей день. На основе материалов телевизионных исследований поверхности Венеры, полученных в миссиях ВЕНЕРА в 1975 и 1982 гг. и обработанных заново современными средствами, обнаружены многочисленные гипотетические объекты фауны и флоры Венеры, обладающие сложной регулярной структурой и, по-видимому, очень медленными движениями. Обнаруженные и идентифицированные гипотетические объекты фауны и флоры, отражённые в настоящем обзоре, в значительной мере исчерпывают соответствующий потенциал имеющихся телевизионных панорам. Отметим вклад каждого из авторов в материалы настоящей статьи. ТВ-эксперименты были спроектированы, разработаны и выполнены коллективом, под руководством А. С. Селиванова и Ю. М. Гектина [Селиванов, Гектин, 1982, 1983; Селиванов и др., 1976] (рис. 15). Возвращение к обработке панорам современными средствами, поиск и интерпретацию новых результатов выполнил Л. В. Ксанфомалити [Ксанфомалити, 2012а–г, 2013а, б; Ksanfomality, 2013а, б, 2014а, б]. На разных стадиях этой работы в ней участвовали А. С. Селиванов и Ю. М. Гектин [Селиванов, Гектин, 2012]. Начиная с первых шагов, с важными критическими замечаниями по обработке и интерпретации результатов, в работе регулярно участвовал Г. А. Аванесов [Аванесов, 2012].

Эксперименты на аппаратах «Венера» предназначались для составления общих представлений о поверхности планеты. Но полученные результаты позволяют считать их революционными, а первоочередной задачей становится безотлагательное осуществление новой миссии для исследования поверхности Венеры, причём она должна быть специальной и существенно более сложной, чем миссии ВЕНЕРА.

Тем не менее, прогресс науки и технических средств, достигнутый почти за 40 прошедших лет, делает выполнение такой задачи вполне реалистичным. Хотелось бы надеяться, что этот эксперимент снова будет российским.



Рис. 15. Цветная панорама поверхности Венеры (в современной обработке) в точке посадки аппарата «Венера-13», составленная из цветоделённых изображений 1R, 1G и 1BW [Ксанфомалити, 2012а], время 0...38 мин с момента включения. Зубчатая «корона» внизу — посадочный буфер аппарата, в центре — сброшенная полуцилиндрическая крышка камеры 1. Помехи и шумы на изображениях практически отсутствуют

ЛИТЕРАТУРА

- [Аванесов, 2012] *Аванесов Г. А.* Есть ли жизнь на Венере? // *Астрономич. вестн.* 2012. Т. 46. № 5. С. 409–410.
- [Ксанфомалити, 1983] *Ксанфомалити Л. В.* Электрическая активность атмосферы Венеры // *Космич. исслед.* 1983. Т. 21. № 2. С. 279–296.
- [Ксанфомалити, 2012а] *Ксанфомалити Л. В.* Возможное обнаружение жизни на планете Венера // *Доклады Академии наук (ДАН).* 2012. Т. 446. № 1. С. 42–47.
- [Ксанфомалити, 2012б] *Ксанфомалити Л. В.* Венера как естественная лаборатория для поиска жизни в условиях высоких температур: о событиях на планете 1 марта 1982 г. // *Астрономич. вестн.* 2012. Т. 46. № 1. С. 44–57.
- [Ксанфомалити, 2012в] *Ксанфомалити Л. В.* О мобильности и других свойствах предполагаемой фауны Венеры // *ДАН.* 2012. Т. 447. № 4. С. 391–395.
- [Ксанфомалити, 2012г] *Ксанфомалити Л. В.* «Гесперы» — необычные объекты на поверхности планеты Венера, по данным миссий 1975–1982 гг. // *ДАН.* 2012. Т. 447. № 1. С. 1–11.
- [Ксанфомалити, 2013а] *Ксанфомалити Л. В.* Предполагаемая фауна Венеры в районе посадки аппарата «Венера-14»: Амисады // *Доклады Академии наук (ДАН).* 2013. Т. 453. № 3. С. 272–276.
- [Ксанфомалити, 2013б] *Ксанфомалити Л. В.* Гипотетическая флора Венеры // *ДАН.* 2013. Т. 450. № 1. С. 39–42.
- [Селиванов и др., 1976] *Селиванов А. С., Чемоданов В. П., Нараева М. К.* и др. Телевизионный эксперимент на поверхности Венеры // *Космич. исслед.* 1976. Т. 14. № 5. С. 674–677.
- [Селиванов и др., 1983] *Селиванов А. С., Гектин Ю. М., Герасимов М. А.* и др. Продолжение телевизионного исследования поверхности Венеры со спускаемых аппаратов // *Космич. исслед.* 1983. Т. 21. № 2. С. 176–182.
- [Селиванов, Гектин, 1982] *Селиванов А. С., Гектин Ю. М.* Динамика изображений, переданных со станции «Венера-13» // *Письма в Астрономич. журн.* 1982. Т. 8. С. 433–436.
- [Селиванов, Гектин, 1983] *Селиванов А. С., Гектин Ю. М.* О динамических явлениях, зарегистрированных на панорамах поверхности Венеры, переданных АМС «Венера-13, -14» // *Космич. исслед.* 1983. Т. 21. № 2. С. 200–204.

- [Селиванов, Гектин, 2012] *Селиванов А. С., Гектин Ю. М.* Комментарий к статье Л. В. Ксанфомалити «Результаты новой обработки изображений, полученных с поверхности Венеры в 1975 г., в телевизионном эксперименте на аппарате «Венера-9» // *Астрономич. вестн.* 2012. Т. 46. № 5. С. 415–416.
- [Спирин, 2012] *Спирин А. С.* Комментарий к статье Л. В. Ксанфомалити «Венера как естественная лаборатория для поиска жизни в условиях высоких температур: о событиях на планете 1 марта 1982 г.» // *Астрономич. вестн.* 2012. Т. 46. № 5. С. 411.
- [Флоренский и др., 1983] *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Крючков В. П.* и др. Геолого-морфологический анализ панорам «Венера-13» и «Венеры-14» // *Космич. исслед.* 1983. Т. 21. № 3. С. 340–350.
- [Ksanfomality, 2013a] *Ksanfomality L. V.* Possible Signs of Life on the Planet Venus // *Intern. J. Astronomy and Astrophysics (IJAA)*. 2013. V. 3. P. 57–79.
- [Ksanfomality, 2013b] *Ksanfomality L. V.* Hypothetical life detected on the planet Venus // *Intern. Letters of Chemistry, Physics and Astronomy (ILSPA)*. 2013. V. 10. P. 76–89.
- [Ksanfomality, 2014a] *Ksanfomality L. V.* On the rate of mobility of hypothetical venusian fauna // *J. Mod. Phys. Appl.* 2014. V. 1. Article ID 1.
- [Ksanfomality, 2014b] *Ksanfomality L. V.* “Snake”: New Object of Hypothetical Venusian Fauna // *Intern. J. Astronomy and Astrophysics (IJAA)*. 2014. V. 4. P. 29–38.

RETURNING TO ARCHIVE MATERIALS OF THE TV EXPERIMENTS VENERA MISSIONS: HYPOTHETICAL FLORA AND FAUNA OF THE PLANET

*L. V. Ksanfomality*¹, *A. S. Selivanov*², *Yu. M. Gektin*², *G. A. Avanesov*¹

¹ Space Research Institute of Russian Academy of Sciences (IKI RAN)

² JSC “Russian Space Systems” (JSC “RSS”)

Unique archival materials of television studies of Venusian surface, returned in VENERA missions (1975 and 1982), were re-treated with modern facilities, which improved their detail. Found are numerous objects with complex regular structure and possibly very slow movements. Objects have an appreciable size and can be signs of life on the planet. Provided are an overview of search results and the identification of hypothetical objects of flora and fauna of Venus. Detected and identified hypothetical objects largely exhaust the set of available television panoramas. The conclusion has been made about the need for implementation of the new special mission to study the surface of Venus for signs of biota, much more complicated than the VENERA missions were.

Keywords: Astrobiology, VENERA missions TV experiments, Terramorphizm.

Ksanfomality Leonid Vasilievich — chief scientist, doctor of physical and mathematical sciences, ksanf@rssi.ru

Selivanov Arnold Sergeevich — doctor of technical sciences, professor

Gektin Yurii Mikhailovich — doctor of technical sciences

Avanesov Genrikh Aronovich — chief researcher, doctor of science, genrikh-avanesov@yandex.ru

ГАЗОВЫЕ ОБОЛОЧКИ ЛЕДЯНЫХ СПУТНИКОВ

В. И. Шематович

Институт астрономии Российской академии наук (ИНАСАН)

В работе рассмотрены процессы образования и динамики разреженной газовой оболочки вблизи ледяной поверхности небесного тела, такого как ледяные спутники планет-гигантов, ледяные объекты пояса Койпера и другие. В случае массивных ледяных спутников планет-гигантов, таких, например, как Ганимед и Европа, возможно образование разреженной экзосферы с относительно плотным приповерхностным слоем. Основная родительская компонента данной газовой оболочки — пары воды, попадающие в атмосферу за счёт процессов тепловой дегазации, нетеплового радиолиза и других активных процессов и явлений на ледяной поверхности спутника. Обсуждается численная кинетическая модель для исследования на молекулярном уровне процессов образования, химической эволюции и динамики преимущественно H_2O - и O_2 -доминантных разреженных газовых оболочек вокруг ледяных небесных тел. Процессы ионизации в таких разреженных газовых оболочках протекают в результате воздействия ультрафиолетового излучения Солнца, плазмы солнечного ветра и/или магнитосферной плазмы. Химическое разнообразие газовой оболочки ледяного спутника возникает вследствие первичных процессов воздействия потоков ультрафиолетовых солнечных фотонов и электронов плазмы на разреженный газ H_2O - или O_2 -доминантной атмосферы. Важная роль в формировании химического разнообразия в газовой оболочке принадлежит химии ионизации, включающей ион-молекулярные реакции, диссоциативную рекомбинацию молекулярных ионов и реакции перезарядки с магнитосферными ионами. Представленная модель использовалась для расчётов образования и развития химического разнообразия в разреженной газовой оболочке у поверхности спутника Юпитера Европа и спутника Сатурна Энцелад. Выполнены сравнения результатов расчётов с данными наблюдений при помощи космического телескопа «Хаббл» и космического аппарата NASA Cassini.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-02-00838а), Программы Президиума РАН № 22 «Фундаментальные проблемы исследований и освоения Солнечной системы», и гранта ведущей научной школы НШ-3620.2014.2.

Ключевые слова: ледяные спутники, кометы, ультрафиолетовые свечения, надтепловые частицы, метод Монте-Карло.

ВВЕДЕНИЕ

Радиолиз ледяных поверхностей небесных тел, лишённых атмосферы или окружённых тонкой разреженной атмосферой, является одним из основных процессов изменения поверхностей на небесных телах во внешних областях Солнечной системы [Johnson et al., 2004], включая спутники планет-гигантов, ледяные объекты пояса Койпера и облака Оорта. Данные процес-

Шематович Валерий Иванович — ведущий научный сотрудник, руководитель группы, доктор физико-математических наук, shematov@inasan.ru

сы воздействия и изменения свойств и морфологии ледяных поверхностей небесных тел называются космическим выветриванием. Соответственно, дистанционные и/или прямые измерения состава нейтральных и заряженных частиц в разреженных газовых оболочках небесных тел позволяют как оценить относительные концентрации основных нейтральных компонентов в исследуемой газовой оболочке, так и сделать заключение об относительном составе родительских молекул, покидающих ледяную поверхность спутника вследствие радиолиза солнечным ультрафиолетовым (УФ) излучением и/или магнитосферной плазмой. Предлагаемая модель газовой оболочки может использоваться для интерпретации результатов измерений состава нейтральных и заряженных компонент в разреженных атмосферах галилеевых спутников Юпитера, выполненных космическим аппаратом (КА) NASA (National Aeronautics and Space Administration; Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства — НАСА) Galileo, полученных недавно новых измерений при помощи космического аппарата NASA Cassini состава экзосфер и ионосфер ледяных спутников в системе Сатурна, а также ожидаемых результатов измерений химического многообразия в коме и на поверхности ядра кометы Чурюмова-Герасименко при помощи космического аппарата ESA (European Space Agency; Европейское космическое агентство — ЕКА) Rosetta и в системе Плутон-Харон при помощи космического аппарата NASA New Horizons.

В статье обсуждаются основные химические схемы образования и эволюции H_2O - и O_2 -доминантных атмосфер ледяных спутников в системах Юпитера и Сатурна. Газовые оболочки ледяных спутников образуются вследствие воздействия основных ионизирующих факторов — ультрафиолетового излучения Солнца и магнитосферной плазмы. Химическое разнообразие преимущественно определяется составом родительских молекул, наполняющих газовую оболочку вследствие радиолиза или дегазации поверхности ледяного спутника. Предложенные модели могут быть использованы для интерпретации данных о составе и распределении нейтральных атомов и ионов в разреженной атмосфере галилеевых спутников Европа и Ганимед в системе Юпитера, и спутника Энцелад в системе Сатурна.

Космические эксперименты по исследованию газовых оболочек небесных тел и, в частности, ледяных спутников в системах Юпитера и Сатурна, показали, что физика и химия таких сред в значительной степени определяется влиянием надтепловых частиц, образующихся в результате воздействия солнечного УФ-излучения и плазмы солнечного ветра (см., например, [Marov et al., 1996]). Данные исследования были инициированы академиком М. Я. Маровым. Представленные в статье математические модели исследования газовых оболочек ледяных спутников были построены на основе одного из наиболее эффективных кинетических подходов для решения системы уравнений Больцмана — метода численного стохастического моделирования. Этот метод использует вероятностное описание физико-химических процессов в газовой среде и развивается на протяжении целого ряда лет под руководством академика М. Я. Марова в приложении к исследованию неравновесных процессов в планетных атмосферах [Marov et al., 1996].

Данный оригинальный метод моделирования основан на решении нелинейной системы кинетических уравнений Больцмана и позволяет провести детальные исследования нетепловых и неравновесных процессов в газовых оболочках астрофизических объектов на молекулярном уровне описания.

Н₂О-ДОМИНАНТНЫЕ АТМОСФЕРЫ ЛЕДЯНЫХ СПУТНИКОВ В СИСТЕМАХ ПЛАНЕТ-ГИГАНТОВ

Планеты-гиганты обладают протяжённой магнитосферой, соответственно, кольца и спутники, образующие системы таких планет, непосредственно погружены в магнитосферную плазму, поддерживаемую вращающимся магнитным полем планеты. Следовательно, поверхности ледяных спутников и ледяных частиц колец подвержены как воздействию магнитосферных ионов и электронов с высокими энергиями, так и облучению солнечным УФ-излучением. Поверхности других ледяных объектов в Солнечной системе — ядер комет, ледяных тел из пояса Койпера — также подвержены воздействию плазмы солнечного ветра. Одним из наблюдаемых проявлений данных воздействий на ледяные поверхности небесных тел является образование газовых оболочек, обычно весьма разреженных из-за слабого гравитационного поля рассматриваемых небесных тел. Лабораторные данные показывают, что молекулы O₂ и H₂ непосредственно образуются при воздействии плазмы и ультрафиолетового излучения на водяной лёд [Brown et al., 1982; Westley et al., 1995], что известно как процесс радиолиза водяного льда плазмой и излучением [Johnson, 2001]. Воздействие высокоэнергетической компоненты магнитосферной плазмы на ледяную поверхность спутника — основной источник родительских молекул O₂, H₂ и H₂O, а взаимодействие низкоэнергетической компоненты плазмы с атмосферным газом является основным каналом потери нейтрального газа, поэтому, как было предсказано в теоретических исследованиях [Johnson et al., 1982], протяжённая и плотная атмосфера у ледяного спутника обычно не формируется.

Атмосферы ледяных спутников в системе Юпитера

Известно, что молекулярный кислород, как следует из наблюдений соотношения кислородных эмиссий [Hall et al., 1995, 1998] в газовых оболочках галилеевых спутников Европа и Ганимед, — основная компонента в атмосферах данных ледяных спутников. Атмосфера Европы и Ганимеда образуется за счёт индуцированного плазмой радиолиза их ледяных поверхностей [Johnson et al., 1982]. Из полученных оценок лучевой концентрации (усреднённые по диску значения в несколько единиц $\sim 10^{14}$ см⁻²) следует, что экзобеза находится близко от поверхности или прямо на ней. Воздействие высокоэнергетической магнитосферной плазмы на ледяную поверхность Европы является основным источником родительских молекул O₂, H₂ и H₂O. Известно, что относительный выход O₂/H₂O при разбрызгивании

поверхности существенно зависит от температуры льда, типа и энергии ударяющего иона [Johnson, 1990]. При выборе оценки относительного выхода O_2/H_2O также очень важно принимать во внимание пористость ледяной поверхности, подверженной бомбардировке магнитосферной плазмой. В этом случае молекулы O_2 могут образовываться в ион-молекулярных реакциях, инициируемых ионизацией льда протонами и электронами с высокими энергиями, проникающими на относительно большие глубины. Следовательно, диффузия молекул кислорода к поверхности является важным дополнительным источником O_2 [Johnson et al., 2003]. Так как молекулы H_2 легко убегают из атмосферы ледяных спутников из-за слабости их гравитационных полей, но удерживаются в системе сильным гравитационным полем планеты-гиганта, то обычно они образуют нейтральные облака в форме тора [Shematovich et al., 2005; Smyth, Marconi, 2006]. С другой стороны, молекулы O_2 характеризуются низким коэффициентом абсорбции к поверхности из водяного льда, следовательно, у галилеевых ледяных спутников Юпитера образуются преимущественно атмосферы из молекулярного кислорода, хотя исходно разбрызгивание льда сопровождается преимущественно выбросом водяного пара. Спутники Европа и Ганимед обладают ионосферами, обнаруженными в экспериментах по радиозатмениям [Kliore et al., 1997] на космической станции Galileo. Средняя температура поверхности Европы принималась равной 100 K [Spencer et al., 1999].

Однако последующие наблюдения Европы при помощи космического телескопа «Хаббл» (KTH — автоматическая обсерватория на орбите вокруг Земли, названная в честь Эдвина Хаббла; *англ.* Hubble Space Telescope — HST) [McGrath et al., 2004] показали сложную морфологию эмиссий атомарного кислорода, не соответствующую картине однородно распределённой экзосферы. Первые попытки моделирования образования O_2 -атмосферы у Европы [Saur et al., 1998] не смогли воспроизвести морфологию наблюдаемых кислородных эмиссий, которая, возможно, возникает вследствие либо неоднородности источников на поверхности, либо неоднородной химической активности на поверхности, либо пространственной неоднородности плазмы, возбуждающей данные эмиссии [Burger et al., 2010; Cassidy et al., 2010]. Наблюдения КА Cassini во время пролёта системы Юпитера [Hansen et al., 2005] показали, что атомарный кислород более широко распределён в экзосфере Европы по сравнению с преимущественно приповерхностным распределением молекулярного кислорода в соответствии с предсказаниями моделей [Шематович 2006а; Nagy et al., 1998; Shematovich et al., 2005].

Были обнаружены [Mauk et al., 2003] высокоэнергичные нейтральные атомы, образующиеся в результате обмена зарядом между магнитосферными протонами и нейтральным тором вдоль орбиты Европы, преимущественно заселённым атомами и молекулами водорода, образовавшимися при радиоллизе ледяной поверхности спутника и убежавшими из приповерхностной атмосферы [Shematovich et al., 2005; Smyth, Marconi, 2006]. Недавно в наблюдениях космического телескопа HST были открыты выбросы паров воды из области вблизи южного полюса ледяного спутника Юпитера Европа [Roth et al., 2014]. Это может рассматриваться как неясное

свидетельство существования водного океана под ледяной поверхностью данного спутника, который сейчас является одним из наиболее интересных объектов для астробиологии.

Имеется лишь несколько наблюдений атмосфер Ганимеда и Каллисто [Carlson, 1999; Hall et al., 1998; Feldman et al., 2000]. Единственной обнаруженной в наблюдениях компонентой атмосферы Каллисто является углекислый газ CO_2 [Carlson, 1999]. Из наблюдений ионосферы [Kliore et al., 1997] следует, что наиболее обильной компонентой атмосферы должен быть молекулярный кислород, однако попытки обнаружить эту компоненту через наблюдения УФ-эмиссий пока не дали результатов.

Ганимед является уникальным и интересным спутником. Наблюдения показывают, что Ганимед окружён относительно плотной приповерхностной O_2 -доминантной атмосферой и разреженной протяжённой короной из атомарного водорода. Также он, скорее всего, обладает подповерхностным океаном и является единственным в Солнечной системе спутником с собственной магнитосферой. Атмосфера Ганимеда наблюдалась как локально при помощи инструментов на борту КА Galileo, так и при помощи орбитальных и наземных средств. В работе [Barth et al., 1997] представлены результаты наблюдений при помощи УФ-спектрометра на КА Galileo рассеянного атомами водорода солнечного излучения в линии $\text{Ly}-\alpha$. Излучение водородного облака фиксируется от поверхности Ганимеда до высоты в один радиус Ганимеда R_G . Лучевая плотность и шкала высот для H по данным наблюдений были оценены в работе [Barth et al., 1997] значениями $9,0 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2}$ и 2634 км, соответственно. Обнаружение протяжённой короны H в согласии с наблюдениями, описанными в работе [Barth et al., 1997], было подтверждено в работе [Feldman et al., 2000] на основе наблюдений при помощи спектрографа STIS [Space Telescope Imaging Spectrograph] на космическом телескопе Хаббла. Кроме того, во время наблюдений на HST УФ-свечений Ганимеда в атмосфере этого спутника был обнаружен атомарный кислород. В наблюдениях [Hall et al., 1998] с помощью спектрографа высокого разрешения на HST было открыто избыточное свечение атомарного кислорода в линиях 130,4 и 135,6 нм в солнечном свете, отражённом Ганимедом. Данные наблюдений были интерпретированы как существование атмосферы молекулярного кислорода O_2 с лучевой концентрацией в диапазоне от 10^{14} до 10^{15} см^{-2} . Наблюдения также подтвердили, что кислородное свечение концентрируется вблизи полярных областей спутника. Более поздние и с более высоким разрешением наблюдения [Feldman et al., 2000] при помощи спектрографа STIS-HST не только подтвердили, что УФ-свечение приходит преимущественно из областей на широтах выше $\pm 45^\circ$, но и показали, что свечение сосредоточено вблизи каспа, который отделяет открытые и замкнутые силовые линии магнитного поля Ганимеда.

Наблюдение преимущественного свечения в полярных областях Ганимеда и, в особенности, в области каспа, находит своё объяснение в свете результатов измерений магнитометра на КА Galileo. Действительно, в соответствии с интерпретацией, предложенной в работах [Kivelson et al., 1997, 2002], наблюдения магнитного поля в окрестностях спутника указывают,

что Ганимед имеет собственное магнитное поле, которое может быть представлено в виде диполя, ориентированного примерно на север, с экваториальным значением 719 нТл. В результате общая конфигурация магнитного поля вблизи Ганимеда, с учётом наложения окружающего магнитного поля Юпитера, характеризуется замкнутыми силовыми линиями в диапазоне широт примерно $\pm 45^\circ$ и открытыми силовыми линиями в дополнительном широтном диапазоне. Таким образом, прямое проникновение плазмы и последующее возбуждение свечения атомарного кислорода, как ожидается, происходит в основном в области открытых силовых линий [Cooper et al., 2001], т.е. примерно на широтах за пределами диапазона $\pm 45^\circ$, что и было обнаружено в наблюдениях.

Некоторая информация о параметрах плазмы в области открытых силовых линий была также получена во время нескольких облётов Ганимеда КА Galileo. Для более холодной составляющей фракции плазмы, которая важна для химии атмосферы, в работе [Frank et al., 1997] приведены результаты измерений при помощи инструмента PLS (Plasma Subsystem) во время второго пролёта (G2) 6 сентября 1996 г., когда КА Galileo пролетал на расстоянии 261 км от поверхности Ганимеда в области открытых силовых линий. В частности, получены следующие оценки: максимальная плотность ионов достигает 100 см^{-3} , температура ионов — $4 \cdot 10^4 \text{ К}$, скорость истечения плазмы — $0,50 \text{ км/с}$, а ионный состав плазмы определяется протонами H^+ . Соответственно, в работе [Vasyliunas, Eviatar, 2000] эти результаты были интерпретированы, что плотность ионов O^+ в два раза превышает плотность ионов водорода. В измерениях детектора высокочастотных плазменных волн PWS (Plasma Wave and Sounder) были получены значения плотности электронов, соответствующие результатам измерений PLS (Plasma Investigation) [Gurnett et al., 1996]. Свойства плазмы на более низких высотах не известны, за исключением оценки в $4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ для верхней границы значения плотности электронов, представленной в работе [Kliore, 1998]. Для гораздо более энергичной плазмы, воздействие которой вызывает разбрызгивание ледяной поверхности и образование атмосферы, при помощи детектора частиц с высокими энергиями EPD (Energetic Particle Detector) на борту КА Galileo, был измерен существенный поток ионов S^{n+} , C^+ и H^+ в диапазоне энергий от 10 кэВ до 40 МэВ [Paranicas et al., 1999]. В работах [Johnson et al., 1981, 1983] было впервые предположено, что разбрызгивание энергичными частицами ледяной поверхности спутника может привести к образованию атмосферы со значительной плотностью O_2 , что и было подтверждено в наблюдениях свечения O , о котором говорилось выше.

Состав и состояние поверхности Ганимеда не известны в полной мере. Однако доминантной летучей составляющей, которая покрывает большую часть поверхности спутника, считается водяной лёд. В соответствии с данными инструмента PPR (Photopolarimeter-Radiometer) на КА Galileo [Orton et al., 1996] было определено, что температура поверхности вблизи подсолнечной точки достигает максимального значения $\sim 150 \text{ К}$. Поверхность Ганимеда представляет собой смесь тёмного и светлого материала, которые, по данным наблюдений с высоким разрешением, смешиваются на масштабах меньше, чем разрешение инструмента PPR (Photopolarimeter-

Radiometer) на борту КА Galileo. Следовательно, вполне возможно, что температура водяного льда на поверхности Ганимеда в подсолнечных областях, наиболее важных для образования атмосферы, может быть значительно ниже 150 К.

Облака нейтрального газа во внутренней магнитосфере и около спутника Сатурна Энцелад

Наблюдения на КТХ [Shemansky et al., 1992] показали, что внутренняя магнитосфера Сатурна погружена в облако паров воды и продуктов диссоциации H_2O , причём концентрация нейтральных составляющих оказалась значительно выше значений, ранее предсказанных теоретически [Johnson et al., 1989]. Последующие наблюдения на КТХ [Hall et al., 1996; Jurac et al., 2002] позволили установить, что концентрация гидроксила OH может достигать величины $\sim 1000 \text{ см}^{-3}$ на радиальном расстоянии $\sim 4,5R_s$ от планеты. Полагалось, что наблюдаемое облако гидроксила образуется вследствие диссоциации молекул H_2O , выбиваемых с поверхностей ледяных тел, находящихся на этих расстояниях от планеты. Из теоретического анализа и построенных моделей [Jurac et al., 2002; Jurac, Richardson, 2005] следует, что основным источником газа, приводящим к образованию наблюдаемого нейтрального облака, может служить область вблизи орбиты внутреннего ледяного спутника Сатурна Энцелада с мощностью источника порядка $\sim 10^{28}$ молекул H_2O в секунду. Более того, было установлено, что такие темпы производства не обеспечиваются ни ионным разбрызгиванием ледяных поверхностей, ни бомбардировкой микрометеороидами, а значит, должен быть какой-то другой, более интенсивный источник около орбиты Энцелада.

Понимание происхождения облаков в системе Сатурна пришло после неожиданного открытия КА Cassini — с поверхности южного полюса Энцелада через геологические структурные образования, часто называемые гейзерами или струями, происходит выделение газов и ледяной пыли. Сначала при помощи магнитометра были измерены возмущения магнитного поля Сатурна, которые можно было объяснить образованием свежих ионов вблизи Энцелада [Dougherty et al., 2006]. 14 июля 2005 года космическая станция Cassini пролетела на расстоянии 175 км от поверхности спутника. Была обнаружена система параллельных линейных структур на южном полюсе [Porco et al., 2006]. При помощи инфракрасного детектора были измерены аномально высокие температуры льда в этой области, что указывало на существование внутреннего источника тепла [Spencer et al., 2006]. В эксперименте INMS (Neutral Mass Spectrometer) Cassini [Waite et al., 2006] были измерены концентрации молекул в протяжённом газовом облаке, состоящем из H_2O (91 %), CO_2 (3,2 %), CO или N_2 (3,3 %) и CH_4 (1,7 %). Анализ радиального распределения паров воды позволил предположить существование как основной фракции, убывающей с расстоянием от поверхности как $\sim r^{-2}$ и связанной с оттоком паров воды из области южного полюса, так и малой фракции, которая изменяется с расстоянием менее резко и излу-

чается однородно со всей поверхности спутника. Пробное моделирование методом Монте-Карло [Johnson et al., 2006b] двух фракций выбросов с поверхности Энцелада показало, что сначала образуется узкий нейтральный тор паров воды ($< \sim 0,5R_p$), а более обширный тор гидроксидов OH, наблюдавшийся ранее космическим телескопом Хаббла, образуется в результате процессов перезарядки нейтральных атомов и молекул из узкого тора вдоль орбиты Энцелада.

Предыдущие атмосферные модели

Воздействие высокоэнергетической фракции магнитосферной плазмы на ледяную поверхность Европы является основным источником родительских молекул O_2 , H_2 и H_2O , а взаимодействие низкоэнергетической фракции плазмы с атмосферным газом — основным каналом потери нейтрального газа, поэтому протяжённая и плотная атмосфера у данного спутника не формируется [Johnson et al., 1982]. В статье [Ip, 1996] предложена модель атмосферы Европы, основанная на оценках скорости разбрызгивания ледяных поверхностей [Shi et al., 1995] и простой модели воздействия плазмы. В работе [Saur et al., 1998] было выполнено более детальное описание взаимодействия плазмы с ионосферой Европы, где было учтено изменение энергии и отражение плазмы при обтекании спутника. Для этого была использована упрощённая аналитическая модель нейтральной атмосферы, позволившая оценить лучевую концентрацию молекул атмосферы на основе наблюдательных данных КТХ о кислородной эмиссии атмосферы Европы. В работе [Nagy et al., 1998] отмечено, что у Европы должна быть корона из горячего атомарного кислорода, образующегося в реакции диссоциативной рекомбинации молекулярного иона O_2^+ с ионосферными электронами. В этих моделях, как и в настоящей работе, атмосфера принималась глобально однородной по поверхностным источникам.

Ранее была разработана столкновительная стохастическая модель атмосферы Европы [Shematovich, Johnson, 2001], в которой учитывались процессы столкновительного разбрызгивания, адсорбции, термализации и реадсорбции при столкновении с ледяной поверхностью спутника молекул O_2 , являющихся стабильным продуктом радиолиза водяного льда. Использовался метод Монте-Карло прямого моделирования в одномерном приближении для расчёта химической и тепловой структуры атмосферы и темпов производства атомов O в реакциях диссоциации единственной родительской молекулы — молекулярного кислорода, вбрасываемого в атмосферу вследствие радиолиза поверхности спутника. В этой работе было показано, что основным каналом потери кислорода является его ионизация магнитосферными электронами, а результат этого процесса — убегание атомарного кислорода — служит основным источником газа для нейтрального тора, образующегося вдоль орбиты спутника. В работах [Шематович, 2006; Shematovich et al., 2005] была предложена модифицированная модель образования горячей короны Европы за счёт тепловых и нетепловых источников молекул, являющихся результатом радиолиза ледяной поверхности Европы.

В этой модели рассматривались процессы диссоциации и ионизации родителских молекул H_2O и O_2 магнитосферными электронами и солнечным УФ-излучением, а также выбивание (atmospheric sputtering) кислорода из атмосферы вследствие столкновений с ионами низкоэнергетической фракции магнитосферной плазмы. Были установлены пространственное распределение кислородной приповерхностной атмосферы и её тепловая структура. В частности, было показано, что приповерхностная атмосфера преимущественно образована молекулами кислорода. Данная приповерхностная молекулярная оболочка Европы окружена протяжённой и разреженной короной из атомарного кислорода.

В работе [Smyth, Marconi, 2006] представлена двумерная кинетическая модель для расчёта концентраций атомов, молекул и радикалов из семейства паров воды (H_2O , H_2 , O_2 , OH , O , H) в атмосфере спутника Европа. Расчёты показали, что доминирующей атмосферной компонентой является O_2 на малых высотах и H_2 на больших высотах со средней лучевой плотностью $4,5 \cdot 10^{14}$ и $7,7 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2}$, соответственно. Также показано, что молекулярный водород H_2 является основным источником нейтрального тора вдоль орбиты Европы со скоростью убегания из атмосферы $\sim 2 \cdot 10^{27} \text{ с}^{-1}$, а атомы кислорода поступают в нейтральный тор со скоростью $\sim 5 \cdot 10^{26} \text{ с}^{-1}$, и их основной источник — экзотермическая реакция диссоциации O_2 электронами из магнитосферы Юпитера. В работе [Cassidy et al., 2009] использован метод пробных частиц для расчёта пространственного распределения малых примесей в приповерхностной атмосфере Европы. Исследована зависимость состава атмосферы от различных предположений о составе поверхности спутника Европа. В недавних работах [Plainaki et al., 2013a, b] проведено численное исследование пространственного распределения основных компонент нейтральной атмосферы в зависимости от солнечного освещения поверхности спутника и геометрии воздействия магнитосферной плазмы Юпитера. Рассматривая определённую конфигурацию, в которой ведущее полушарие спутника освещено Солнцем, в данных работах были получены следующие оценки лучевой плотности молекул кислорода — около $1,5 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2}$ в дневной полусфере спутника и $3 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2}$ — в ночной полусфере, что определяется различными условиями разбрызгивания ледяной поверхности спутника.

Предыдущие попытки моделирования атмосферы Ганимеда ограничиваются небольшим числом моделей, большинство из которых были разработаны ещё до недавних наблюдений атмосферы Ганимеда. Наиболее ранняя модель была предложена в работе [Yung, McElroy, 1977], в которой использована гидростатическая сферически симметричная изотермическая диффузионная модель атмосферы Ганимеда. Было получено, что доминантной компонентой атмосферы является молекулярный кислород с относительно высоким поверхностным давлением в 0,001 мбар, что соответствует лучевой концентрации в 10^{20} см^{-2} . В 1980 г. в работе [Purves, Pilcher, 1980] была описана модель, в которой отслеживались траектории сублимирующих с поверхности Ганимеда молекул воды в предположении бесстолкновительной атмосферы, с целью отследить тепловую миграцию молекул на границе водяной пар-лёд. В работе [Wong et al., 1999] на основе более со-

вершенных подходов (многокомпонентность, 2D-осесимметричная гидродинамическая диффузионная модель) было показано, что атмосфера Ганимеда не является ни сферически симметричной, ни статической.

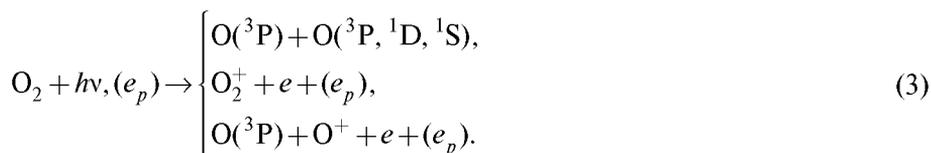
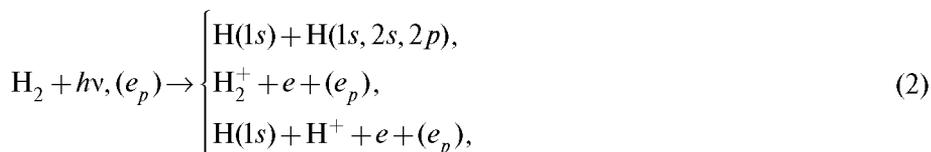
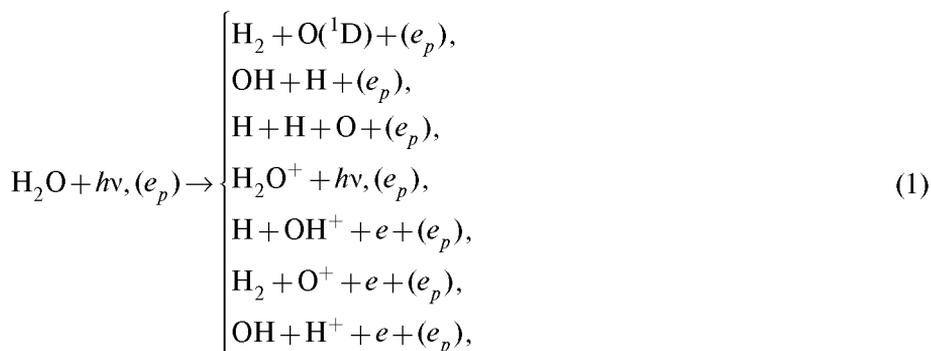
В работе [Marconi, 2007] представлена многокомпонентная 2D-осесимметричная кинетическая модель атмосферы Ганимеда. В отличие от предыдущих моделей, в данной модели учитывается неоднородное распределение температуры поверхности, взятое на основе измерений инструмента PLS на борту КА Galileo. Результаты расчётов показывают атмосферу, состоящую из двух частей: в районе подсолнечной точки доминирующей компонентой являются пары H_2O , а в приполярных областях основная компонента на малых высотах — молекулярный кислород. Самые верхние слои атмосферы заселены молекулярным водородом. В недавнем исследовании [Tunc et al., 2014] для описания нейтральной среды Ганимеда использовалась 3D-модель пробных частиц. Основными источниками частиц для атмосферы предполагаются разбрызгивание ледяной поверхности спутника магнитосферными ионами с высокими энергиями и сублимация водяного льда, причём первый источник доминирует в полярных регионах, а второй — вблизи подсолнечной точки. Показано, что атмосфера Ганимеда вследствие этих двух процессов становится очень структурированной, что приводит к сильной дихотомии между полярными и подсолнечными областями атмосферы. Наиболее плотная часть атмосферы находится в непосредственной близости от подсолнечной точки, где сублимированные молекулы H_2O — преобладающая компонента вблизи поверхности. В более высоких широтах и на ночной стороне на малых высотах преобладают молекулы O_2 , в то время как на больших высотах на всех широтах атмосфера заселена преимущественно молекулами H_2 . Оценка числа столкновений, полученная в данной работе, показывает, что атмосфера Ганимеда является в основном бесстолкновительной, за исключением малой области вблизи подсолнечной точки.

Известно [Marconi et al., 1996; Marov et al., 1996], что атмосфера может быть разделена на три области с различными кинетическими режимами в зависимости от значения отношения длины свободного пробега к локальной шкале изменения плотности, которое обычно называют числом Кнудсена (Kn). Если $Kn < 0,1$, то атмосфера является столкновительно обусловленной. Если $0,1 < Kn < 1$, то атмосфера становится квазистолкновительной или переходной. Наконец, если $Kn > 1$, то атмосфера является эффективно бесстолкновительной (строго говоря, эти утверждения должны приниматься в качестве репрезентативных в зависимости от локальных условий). Таким образом, атмосферы Европы и Ганимеда являются столкновительными в приповерхностном пограничном слое Кнудсена размером порядка 10...50 км, бесстолкновительными на высотах более нескольких сотен километров и переходными между ними. Сильный интерес к галилеевым спутникам в системе Юпитера вызывается их возможным астробиологическим потенциалом [Grasset et al., 2013], быстрым увеличением знаний о них и ограниченностью предыдущих попыток атмосферного моделирования, поэтому построение физически точных моделей для их атмосфер становится весьма актуальным.

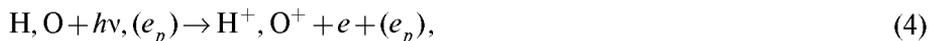
ФОТОХИМИЯ H_2O -ДОМИНАНТНЫХ АТМОСФЕР

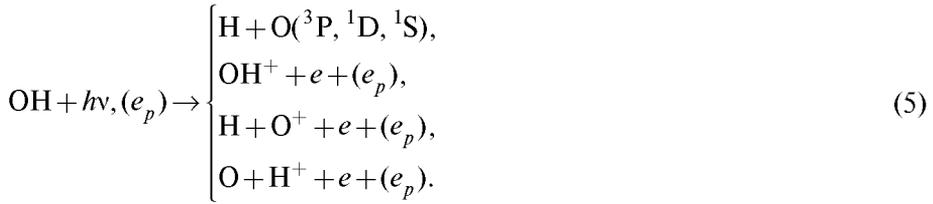
В результате тепловой дегазации и нетеплового радиолиза водяного льда на поверхности ледяных спутников в системах планет-гигантов образуются разреженные газовые оболочки рассматриваемых небесных тел, основной (родительской) компонентой которых являются молекулы H_2O с примесью молекулярных продуктов радиолиза H_2 и O_2 .

Процессы ионизации и диссоциации в таких разреженных газовых оболочках протекают в результате воздействия ультрафиолетового излучения Солнца и плазмы солнечного ветра и/или магнитосферной плазмы. Химическое разнообразие газовой оболочки ледяного спутника возникает вследствие первичных процессов воздействия потоков УФ-фотонов ($h\nu$) и электронов плазмы (e_p) на разреженный газ H_2O -доминантной атмосферы:



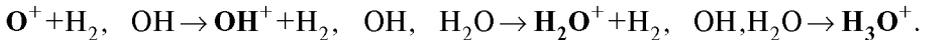
Фотолиз и электронный удар сопровождаются образованием как химически активных радикалов H , O и OH , так и ионов — H^+ , O^+ , OH^+ , и H_2O^+ — в реакциях диссоциации, прямой и диссоциативной ионизации родительских молекул H_2O с примесью молекулярных продуктов радиолиза H_2 и O_2 . Продукты фотолиза также подвергаются воздействию потоков УФ-фотонов и электронов плазмы в реакциях:





Далее химические изменения состава разреженной атмосферы вызваны протеканием комплекса нейтраль-нейтральных, ион-молекулярных реакций и реакций диссоциативной рекомбинации молекулярных ионов с тепловыми электронами [Шематович, 2008]. Так, например, в случае газовой оболочки, состоящей из родительских молекул H_2O с примесью молекулярных продуктов H_2 и O_2 радиолиза поверхности ледяного спутника, химическая эволюция представляется сетью из 33 нейтраль-нейтральных, 45 ион-молекулярных реакций и 15 реакций диссоциативной рекомбинации молекулярных ионов [Шематович, 2008]. Данная сеть химических реакций инициируется процессами (1)–(5) фото- и электронного удара на родительские молекулы и, в конечном итоге, связывает следующие нейтральные и ионизованные компоненты газовой оболочки — H , H_2 , O , OH , H_2O , O_2 , O_2H , H_2O_2 , H^+ , H_2^+ , H_3^+ , O^+ , OH^+ , H_2O^+ , H_3O^+ , O_2^+ , O_2H^+ .

Из анализа схем образования химического разнообразия в газовых оболочках вблизи ледяных поверхностей спутников [Шематович, 2008] можно заключить, что молекулы H_2O и молекулярные продукты H_2 и O_2 радиолиза легко диссоциируют и ионизируются под воздействием солнечного УФ-излучения и потоков магнитосферных электронов. Образовавшиеся ионы H^+ , H_2^+ , O^+ , OH^+ , H_2O^+ за счёт быстрых ион-молекулярных реакций переноса протона эффективно трансформируются в ион гидроксония H_3O^+ :



Этот ион химически инертен по отношению к нейтральным компонентам в H_2O -доминантной атмосфере и разрушается лишь в реакции диссоциативной рекомбинации с электронами. Однако, если в газовой оболочке присутствует достаточное количество молекулярного кислорода, как, например, в приповерхностной атмосфере Европы [Shematovich et al., 2005], то в дополнение к иону гидроксония также в значительных концентрациях накапливается ион молекулярного кислорода O_2^+ . Это происходит потому, что у молекулярного кислорода более низкий потенциал ионизации по сравнению с другими нейтральными компонентами — H , H_2 , O , OH , и H_2O . Соответственно, ионы H^+ , H_2^+ , O^+ , OH^+ и H_2O^+ могут быть относительно легко трансформированы в ионы O_2^+ в ион-молекулярных реакциях с молекулярным кислородом. Более того, если в оболочке наблюдается также достаточное количество молекулярного водорода, тогда ионы O_2^+ могут превращаться в ионы O_2H^+ за счёт быстрой ион-молекулярной реакции с H_2 и, далее, — в ион гидроксония H_3O^+ при реакции с парами воды. Следовательно, примесный ион O_2H^+ является важным индикатором

ион-молекулярных взаимодействий в газовой оболочке ледяного спутника, в частности, определяя, при каком соотношении между родительскими молекулами H_2O и O_2 химические пути ионизации приводят к доминантной роли иона гидроксония H_3O^+ или иона молекулярного кислорода O_2^+ в ионосфере ледяного спутника [Johnson et al., 2006a]. Таким образом, определив из наблюдений или прямых измерений основные ионы газовой оболочки ледяного спутника, можно в соответствии с предложенными схемами фотохимии сделать заключение о химическом составе оболочки.

ФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Процессы образования и потери нейтральных компонент в газовой оболочке ледяного спутника

Распределение паров воды и других молекулярных продуктов радиолиза поверхности ледяного спутника в образующейся разреженной газовой оболочке определяется из баланса темпов образования за счёт процессов фотолиза и потери за счёт процессов убегания из атмосферы, ионизации и захвата новых ионов магнитосферной плазмой, перезарядки с высокоэнергичными ионами коротационной магнитосферной плазмы и абсорбции нейтральных молекул обратно на поверхность ледяного спутника. Доступны данные лишь нескольких лабораторных измерений энергетических спектров молекул воды при ионном разбрызгивании ледяных поверхностей [Johnson 1990, 1998]. Эти спектры характеризуются преимущественно термализованным ядром в области низких кинетических энергий, так как процесс разбрызгивания замороженных молекулярных твёрдых тел в основном определяется иницируемой проникающим ионом химией твёрдого тела (так называемым радиолизом льда) [Johnson et al., 2003], дополненным нетепловым распределением в области высоких кинетических энергий.

Распределения по энергии выбрасываемых в атмосферу молекул воды за счёт источников на поверхности аппроксимируются степенным распределением при разбрызгивании ледяной поверхности магнитосферными ионами с высокими кинетическими энергиями:

$$F_{\text{H}_2\text{O}}(E, \theta) \approx \frac{2EU_{\text{H}_2\text{O}}}{(E + U_{\text{H}_2\text{O}})^3} \cos \theta, \quad (6a)$$

где E — кинетическая энергия свежей молекулы воды; θ — угол, под которым молекула покидает поверхность; константа $U_{\text{H}_2\text{O}} = 0,055$ эВ [Johnson, 1990]. Такое распределение обычно используется для глобального источника, равномерно распределённого по поверхности ледяного спутника, например, вызванного радиолизом ледяной поверхности. Лабораторные измерения показывают, что при бомбардировке ледяной поверхности тяжёлыми ионами молекулы O_2 выбиваются из поверхности со следующим распределением с константой $U_{\text{O}_2} = 0,015$ эВ [Johnson, 1990]:

$$F_{O_2}(E, \theta) \approx \frac{U_{O_2}}{(E + U_{O_2})^2} \cos \theta. \quad (66)$$

Фотолиз ультрафиолетовым излучением ледяной поверхности спутника также приводит к выбросу родительских молекул. В этом процессе распределение по кинетической энергии выбрасываемых молекул

$$F^{surface}(E) \approx \frac{E}{(kT)^2} \exp\left(-\frac{E}{kT}\right), \quad (7)$$

близко к распределению Максвелла при средней температуре ледяной поверхности. Другими словами, фотолиз ледяной поверхности может рассматриваться как тепловой источник родительских молекул. Другими тепловыми источниками родительских молекул на ледяной поверхности спутника являются испарение (сублимация), дегазация и удары микрометеороидов. Более того, так как разбрызгивание, радиолиз и фотолиз происходят в пористом реголите на поверхности спутника, то выбрасываемые молекулы могут подвергаться дальнейшей термализации в столкновениях с зёрнами льда и пыли в приповерхностном слое реголита.

В случае локального источника, такого как выбросы паров воды и ледяной пыли через так называемые «тигровые полосы» на южном полюсе Энцелада, обычно используется распределение Гаусса для оценки скорости и угла выброса водяного пара, а именно:

$$F_{H_2O}(v, \theta) \approx \exp\left[-\frac{(v - v_m)^2}{2\sigma_v^2}\right] \cos \theta, \quad (8)$$

где используются следующие значения параметров $v_m = 500$ м/с и $\sigma_v = 200$ м/с [Johnson et al., 2006a].

Для всех представленных выше распределений большинство молекул возвращается на поверхность. Ударяющаяся о поверхность молекула O_2 практически мгновенно возвращается в атмосферу из-за очень низкого значения коэффициента прилипания, в то время как H_2O , OH и O в столкновениях с поверхностью прилипают к ледяной поверхности с эффективностью, близкой к единице (см. например, [Smith, Kay, 1997]). Таким образом, разбрызгивание ледяной поверхности высокоэнергетическими магнитосферными ионами является нетепловым источником молекул H_2O и O_2 [Johnson et al., 1983] с энергетическими спектрами (6а) и (6б), в то время как фотолиз, испарение и тепловая реадсорбция O_2 представляют собой тепловые источники родительских молекул [Johnson et al., 1982].

Источники родительских молекул на поверхности спутника Юпитера Европа

Диапазон значений источников молекул воды на ледяной поверхности спутника Европа обычно задаётся на основе экспериментальных данных о выходах радиолиза и данных космического аппарата Galileo о пото-

ках магнитосферной плазмы в окрестностях орбиты Европы [Cooper et al., 2001; Ip et al., 1998; Shi et al., 1995]. Существующие оценки потока молекул H_2O в атмосферу при разбрызгивании ледяной поверхности Европы варьируются от значений $\sim 2 \cdot 10^8 \text{ H}_2\text{O cm}^{-2} \cdot \text{c}^{-1}$ до $\sim 2 \cdot 10^{11} \text{ H}_2\text{O cm}^{-2} \cdot \text{c}^{-1}$ [Johnson et al., 2003, 2004]. Измерения, полученные при помощи детектора EPD на космическом аппарате Galileo, показывают, что основной компонентой потока высокоэнергетических ионов являются именно протоны. Данным детектора EPD соответствует поток $\sim 1,7 \cdot 10^9 \text{ H}_2\text{O cm}^{-2} \cdot \text{c}^{-1}$ [Cooper et al., 2001; Ip et al., 1998]. Однако в работе [Paranicas et al., 2002] использовался иной набор измерений детектора EPD, и было выполнено уточнение скорости счёта детектора, что привело к оценке скорости источника порядка $\sim 8,0 \cdot 10^9 \text{ H}_2\text{O cm}^{-2} \cdot \text{c}^{-1}$. В свою очередь, в работе [Ip et al., 2000] были учтены эффекты обтекания магнитосферной плазмой спутника Европа, и получены оценки усреднённого потока молекул воды, образующегося при разбрызгивании, в диапазоне $\sim 5,60 \dots 0,56 \cdot 10^{10} \text{ H}_2\text{O cm}^{-2} \cdot \text{c}^{-1}$. Таким образом, в данной работе рассматриваются поверхностные источники молекул воды в диапазоне $\sim (0,2 \dots 10) \cdot 10^{10} \text{ H}_2\text{O cm}^{-2} \cdot \text{c}^{-1}$ при условии, что поверхность является полностью ледяной.

Основываясь на измерениях температуры поверхности Европы, полученных космическим аппаратом Galileo [Spencer et al., 1999], в работе [Cooper et al., 2001] скорость испарения (сублимации) льда оценена как малая ($> \sim 10^7 \text{ H}_2\text{O cm}^{-2} \cdot \text{c}^{-1}$). Скорости испарения при ударах микрометеороидов ещё меньше. Однако следует заметить, что локальные области поверхности могут иметь температуры выше средней и, следовательно, свежий иней или лёд, содержащие летучие вещества, могут испаряться с более высокой скоростью.

Известно, что относительный выход $\text{O}_2/\text{H}_2\text{O}$ при поверхностном разбрызгивании существенно зависит от температуры льда, типа и энергии ударяющего иона [Johnson, 1990]. В ранних исследованиях этот относительный выход оценивался величиной от $\sim 0,1$ до $0,2$ [Johnson, 1990, 1998]. В лабораторных экспериментах [Bar-Nun et al., 1985], выполненных в условиях, близких к средней температуре поверхности Европы, были получены более высокие значения — $\sim 0,5$ для медленных тяжёлых ионов. В исследовании [Baragiola et al., 2003] были получены оценка $\sim 0,2$ при бомбардировке 100 кэВ ионами Ar^+ и более высокие выходы для ударяющих ионов O^+ . При выборе оценки относительного выхода $\text{O}_2/\text{H}_2\text{O}$ также очень важно принять во внимание пористость ледяной поверхности, подверженной бомбардировке магнитосферной плазмой. В этом случае молекулы O_2 могут образовываться в ион-молекулярных реакциях, инициируемых ионизацией льда протонами и электронами с высокими кинетическими энергиями, проникающими на относительно большие глубины. Следовательно, диффузия этих молекул кислорода к поверхности является важным дополнительным источником O_2 [Cooper et al., 2001].

По мере получения новых данных о свойствах и составе поверхности Европы и потока плазмы на её поверхность перечисленные выше неопределённости в оценках мощности источников родительских молекул на поверхности спутника будут сняты.

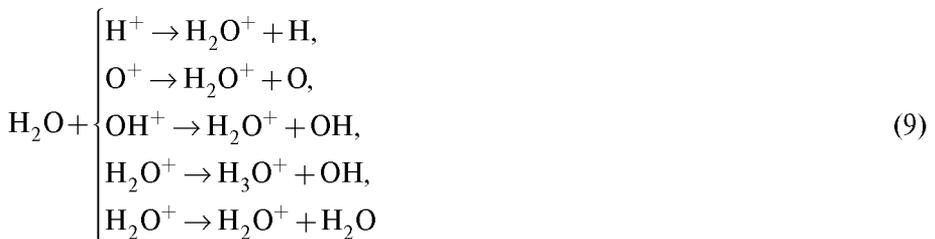
Источники родительских молекул на поверхности спутника Сатурна Энцелад

В случае ледяного спутника Сатурна Энцелад скорость производства молекул воды для глобального источника за счёт радиолиза оценивается величиной $8 \cdot 10^{25}$ $\text{H}_2\text{O}/\text{с}$ [Burger et al., 2007]. Производство паров воды из локального источника через «тигровые полосы» на южном полюсе Энцелада оценивается по результатам наблюдений величиной, меняющейся в пределах $(0,5 \dots 1,0) \cdot 10^{28}$ $\text{H}_2\text{O}/\text{с}$ [Hansen et al., 2006; Johnson et al., 2006b]. Скорость выброса молекулярных продуктов H_2 и O_2 радиолиза льда на поверхности ледяного спутника оценивается величиной не более 10 % от скорости производства паров воды при радиолизе.

Скорость потери нейтральных продуктов радиолиза, выбрасываемых в газовую оболочку с поверхности ледяного спутника за счёт процессов фотоионизации (1)–(3), вычислялась с использованием компиляции [Huebner et al., 1992] сечений фотопоглощения и модели спектра солнечного УФ-излучения для умеренного уровня солнечной активности.

Параметры магнитосферной плазмы в окрестности Энцелада в соответствии с результатами измерений плазменного спектрометра CAPS и инструмента RPWS (Radio and Plasma Wave Spectrometer) на космическом аппарате Cassini [Tokar et al., 2006] принимались следующими. Электронная компонента магнитосферной плазмы в окрестности Энцелада состоит из холодной фракции с плотностью $n_{ec} = 70 \text{ см}^{-3}$ и температурой $T_{ec} = 1,4 \text{ эВ}$ и горячей фракции с плотностью $n_{eh} = 0,2 \text{ см}^{-3}$ и температурой $T_{eh} = 12,5 \text{ эВ}$ [Tokar et al., 2006]. Соответственно, скорости электронного удара на молекулы воды (1) и другие родительские молекулы и продукты фотолиза (2)–(5) вычислялись с использованием компиляций [Burger et al., 2007; Shematovich et al., 2005] сечений упругого, неупругого и ионизационного воздействия электронов и распределения Максвелла по скоростям для обеих фракций магнитосферных электронов с приведёнными выше параметрами плотности и температуры.

Абсолютные концентрации магнитосферных ионов непосредственно не измерялись, однако из условия нейтральности плазмы и характерного соотношения между концентрациями ионов группы воды и водорода можно оценить концентрации магнитосферных ионов в окрестности Энцелада следующими значениями: $n_{\text{O}^+} \approx n_{\text{OH}^+} \approx n_{\text{H}_2\text{O}^+} \approx n_{\text{H}_3\text{O}^+} \approx 16 \text{ см}^{-3}$ и $n_{\text{H}^+} \approx 6 \text{ см}^{-3}$. Соответственно, темпы потери паров воды в процессах перезарядки с быстрыми коротационными ионами магнитосферной плазмы



вычислялись с использованием компиляции [Burger et al., 2007] сечений данных реакций перезарядки для скоростей коротационных ионов относительно Энцелада, меняющихся в пределах 15,0...26 км/с [Johnson et al., 2006b].

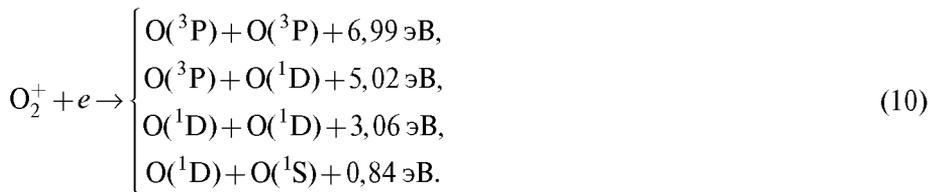
Атмосферные взаимодействия: диссоциация и ионизация

Солнечное УФ-излучение и электроны магнитосферной плазмы диссоциируют и ионизуют родительские молекулы O_2 . Избыточная кинетическая энергия атомов, образующихся в процессах диссоциации ($\Delta E_{O_2}^{dis}$) и диссоциативной ионизации ($\Delta E_{O_2}^{dis-i}$) молекул H_2O и O_2 магнитосферными и фотоэлектронами, в модели оценивалась исходя из результатов измерений [Cosby, 1993] и расчётов [Van Zyl, Stephen, 1994]. В соответствии с моделью [Bagenal, 1994] магнитосферной плазмы в окрестности орбиты Европы принимаются во внимание две фракции магнитосферных электронов — тепловая (с концентрацией 38 см^{-3} и температурой 20 эВ) и горячая (с концентрацией 2 см^{-3} и температурой 250 эВ). Также в расчётах использована модель EUVAC (Extreme UltraViolet flux model for Aeronomic Calculations) потока солнечного УФ-излучения [Richards et al., 1994] с расширением в континуум Шумана-Рунге в соответствии с алгоритмом [Toor et al., 1980] и, соответственно, с ослаблением для гелиоцентрической орбиты Юпитера. Расчёты выполнены для условий средней солнечной активности $F_{10,7} = 144$. Использовались экспериментальные и расчётные данные для сечений фотопоглощения и ударного воздействия электронов [Huebner et al., 1992; Itikawa, 2009].

Магнитосферные электроны преимущественно ионизуют атмосферный газ, а образующиеся тепловые ионы захватываются обтекающей спутник магнитосферной плазмой (ion pickup). Так как атмосфера Европы очень разреженная, то рассчитанные частоты фотодиссоциации и фотоионизации практически постоянны с высотой [Shematovich, Johnson, 2001]. Как показано в работе [Saur et al., 1998], плотность и температура магнитосферных электронов изменяется из-за взаимодействия плазмы с ионосферой Европы, однако суммарный поток энергии через приповерхностную область меняется слабо. Соответственно, в расчётах использовался постоянный поток магнитосферной плазмы в околоповерхностной области атмосферы. Траектории образующихся в процессах диссоциации надтепловых атомов O прослеживаются до пересечения верхней границы рассматриваемой области с энергиями, превышающими энергию убегания, либо до абсорбции на ледяную поверхность спутника. Предполагается, что атомы кислорода эффективно рекомбинируют на поверхности. Также предполагалось, что образующиеся тепловые ионы мгновенно захватываются планетным магнитным полем [Saur et al., 1998].

**Фотохимические источники:
диссоциативная рекомбинация иона кислорода**

Дополнительными источниками надтепловых атомов в верхних атмосферах планет являются экзотермические реакции фото- и ионосферной химии (см., в частности, [Боярчук и др., 2000; Shematovich et al., 1994, 1999]) и, в особенности, диссоциативная рекомбинация молекулярных ионов O_2^+ , CO^+ , N_2^+ [Крестьяникова, Шематович, 2005; Nagy et al., 1998]. Для приповерхностной атмосферы Европы важным источником атомарного кислорода может быть диссоциативная рекомбинация O_2^+ , одного из основных ионов ионосферы Европы [Nagy et al., 1998; Kliore et al., 1997]. Эта реакция молекулярных ионов кислорода с тепловыми электронами происходит по следующим каналам:

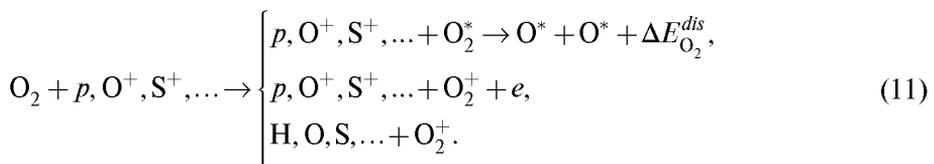


Атомы кислорода образуются в состояниях 3P , 1D и 1S , а энергетические выходы реакций даны при условии, что ионы находятся на основном колебательном уровне. Вероятности реализации данных каналов диссоциативной рекомбинации и коэффициенты скорости диссоциативной рекомбинации для молекулярных ионов задавались в соответствии с рекомендациями работы [Florescu-Mitchell, Mitchell, 2006].

Таким образом, при расчёте скорости образования атомарного кислорода в данной реакции необходимо знать детальную химическую и тепловую структуру ионосферы спутника Европа.

**Атмосферные взаимодействия:
ионное разбрызгивание**

Известно, что высокоэнергетические магнитосферные ионы, измеренные детектором EPD космического аппарата Galileo (см., например, [Cooper et al., 2001]), проходят разреженную атмосферу практически без столкновений, тогда как низкоэнергетическая плазма столкновительно взаимодействует с атмосферным газом и приводит к разбрызгиванию атмосферы [Johnson, 1990, 1994] посредством столкновительных процессов переноса количества движения, диссоциации, ионизации и переноса заряда:



В упругих и диссоциативных столкновениях магнитосферные ионы передают кинетическую энергию родительским атмосферным молекулам O_2 и приводят к образованию свежих надтепловых атомов O . В рассматриваемой модели используется следующее представление воздействующей на атмосферу низкоэнергетической плазмы [Vagenal, 1994] — поток $\sim 10^8$ ион·см $^{-2}$ ·с $^{-1}$ коротационных магнитосферных ионов O^+ с распределением Максвелла по энергиям с характеристической энергией $E_0 = 0,75$ кэВ (т.е. со средней энергией ионов, равной 1,5 кэВ). В расчётах использовались полные и парциальные сечения рассеяния при переносе количества движения и диссоциации из работы [Johnson et al., 2002].

Термализация надтепловых атомов

Дополнительным источником образования горячих молекул кислорода являются процессы термализации первичных надтепловых атомов в атмосферном газе. В результате упругих и неупругих столкновений с основными атмосферными компонентами — H_2O и O_2 , надтепловые атомы кислорода теряют свою избыточную кинетическую энергию. Однако при высокой исходной энергии свежих (или первичных) надтепловых атомов возможно образование в упругих и неупругих столкновениях с атмосферным тепловым кислородом так называемых вторичных надтепловых молекул кислорода, часто с энергиями, превышающими энергию убегания. Таким образом, локальная кинетика релаксационных столкновений надтепловых атомов кислорода играет важную роль, определяя баланс между скоростями термализации первичных надтепловых атомов и образованием вторичных надтепловых атомов и молекул кислорода.

В стохастической модели используются данные о сечениях упругих и неупругих столкновений $O-O$ и $O-O_2$, $O-H_2O$, $O-H$, рассчитанные в работах [Balakrishnan et al., 1998; Kharchenko et al., 2000; Zhang et al., 2009]. В этих работах приведены не только полные, но и дифференциальные сечения рассеяния для столкновений. В частности, показано, что упругое рассеяние надтепловых атомов кислорода на атмосферном кислороде в столкновениях с кинетическими энергиями ниже 5 эВ характеризуется распределением на малые углы рассеяния. Соответственно, скорость термализации горячих атомов снижается, несмотря на то, что абсолютные значения полного сечения упругого рассеяния выше, чем в обычно используемых моделях столкновений, таких как жёсткие сферы и др. Следовательно, в расчётах кинетики термализации горячих атомов очень важно учитывать распределения углов рассеяния, определяющих скорость переноса количества движения от горячих частиц к окружающему более холодному атмосферному газу.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОТОХИМИИ В H_2O -ДОМИНАНТНЫХ АТМОСФЕРАХ

Течение атмосферного газа в разреженной газовой оболочке ледяного спутника является неравновесным, так как:

- родительские молекулы H_2O и молекулярные продукты H_2 и O_2 радиолиза льда выбиваются с поверхности вследствие как тепловых, так и нетепловых источников — теплового испарения и нетеплового разбрызгивания ледяной поверхности спутника высокоэнергичной магнитосферной плазмой;
- продукты процессов диссоциации (1)–(3) родительских молекул образуются с избытком кинетической энергии, т.е. с надтепловыми энергиями;
- атмосферный газ теряется во внутреннюю магнитосферу планеты-гиганта вследствие процессов передачи количества движения и диссоциации в столкновениях с низкоэнергетической магнитосферной плазмой, т.е. вследствие так называемых процессов атмосферного разбрызгивания.

Следовательно, течение газа в разреженной газовой оболочке ледяного спутника должно описываться при помощи кинетических уравнений Больцмана для всех атмосферных компонент:

$$\left\{ \begin{array}{l} v \frac{\partial}{\partial r} f_i + g \frac{\partial}{\partial v} f_i = Q_i^{(v)} + Q_i^{(e)} + \sum_j \sum_m J_m(f_i, f_j) - L_i^{plasma}, \\ j = \text{H}_2\text{O}, \text{OH}, \text{O}, \text{O}_2, \text{H}, \text{H}_2, \dots \end{array} \right. \quad (12)$$

Здесь $f_i(r, v)$ — это функции распределения атмосферных компонент $j = \text{H}_2\text{O}, \text{OH}, \text{O}, \text{O}_2, \text{H}, \text{H}_2, \dots$ по поступательным и внутренним степеням свободы; g — ускорение свободного падения для небесного тела; J_m — столкновительные члены для упругих, неупругих, диссоциативных и ионизационных процессов, а также реакций перезарядки [Шематович, 2004]. Источники родительских молекул H_2O и молекулярных продуктов H_2 и O_2 радиолиза вследствие поверхностного разбрызгивания и испарения задаются посредством граничных условий на ледяной поверхности спутника. Далее, члены $Q_i^{(v)}$, $Q_i^{(e)}$ описывают источники нейтральных и ионизованных частиц в процессах фотолиза и электронного удара (1)–(5) и записываются в следующем виде:

$$\left. \begin{array}{l} Q_i^{(v)} = \sum_j A_{j \rightarrow i} n_j - n_i \sum_j A_{i \rightarrow j} \\ Q_i^{(e)} = \left(\sum_j a_{j \rightarrow i} n_j - n_i \sum_j a_{i \rightarrow j} \right) n_e \end{array} \right\} \quad (13)$$

Здесь коэффициенты $A_{j \rightarrow i}$ и $a_{j \rightarrow i}$ определяют скорости фотолиза и электронного удара для процессов (1)–(5) и рассчитываются с использованием модели потока ультрафиолетового излучения Солнца и распределения по энергии магнитосферных электронов. И, наконец, последний член L_i^{plasma} в уравнениях (12) описывает потери нейтральных компонент за счёт реакций перезарядки (6) с коротационными ионами магнитосферной плазмы. Этот же член задаёт источник тепловых ионов, родившихся при переносе заряда к атмосферным компонентам, а образующиеся при перезарядке нейтральные атомы и молекулы обладают высокими энергиями и,

соответственно, убегают из экзосферы ледяного спутника в систему планеты-гиганта.

Стационарные решения для данной системы кинетических уравнений Больцмана могут быть получены при помощи метода численного стохастического моделирования [Шематович, 2004]. Ранее такой подход использовался для исследования процессов образования горячих планетных и спутниковых корон на других объектах Солнечной системы [Шематович 2004, 2006а; Shematovich, Johnson, 2001; Shematovich et al., 1994, 1999, 2005]. Суть метода заключается в том, что модельные частицы, представляющие атомы и молекулы атмосферного газа, выбрасываются с поверхности или образуются в реакциях диссоциации, и их траектории прослеживаются между столкновениями, а также используется весовая стохастическая процедура выбора места, типа и выхода следующего столкновения. Общая методика реализации численной стохастической модели горячей планетной или спутниковой короны детально описана в работе [Шематович, 2004]. Такая численная модель течения газа в разреженной газовой оболочке ледяного спутника позволяет рассчитать на молекулярном уровне функции распределения атмосферных компонент по кинетической энергии и уровням внутреннего возбуждения и, следовательно, оценить распределения плотности, температуры и потоков нейтральных атмосферных частиц.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ

Газовая оболочка спутника Юпитера Европа

Наблюдательные данные и теоретические оценки [Burger et al., 2010; Cassidy et al., 2010; Johnson et al., 2003, 2004] указывают, что физические свойства и химический состав ледяной поверхности Европы в значительной степени неоднородны и различаются для ведущего и ведомого полушарий спутника. В данном исследовании используется в качестве базовой величины темп $2,0 \cdot 10^9 \text{ O}_2 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ выбивания молекулярного кислорода, оценённый по наблюдениям кислородных эмиссий атмосферы Европы [Hall et al., 1995, 1998]. Как следует из работы [Shematovich et al., 2005], в моделях, в которых учитываются источники обеих родительских молекул — O_2 и H_2O , распределения кислородных компонент существенно не отличаются от расчётов в чисто кислородных моделях [Shematovich, Johnson, 2001]. Соответственно, в модели рассматриваются только родительские молекулы O_2 , являющиеся стабильным продуктом радиолиза водяного льда, т. е. проводится исследование чисто кислородной приповерхностной атмосферы Европы. В качестве атмосферных источников атомарного кислорода учитываются диссоциация и диссоциативная ионизация магнитосферными электронами и солнечным УФ-излучением. В модели рассматриваются только нетепловые поверхностные источники, когда молекулы O_2 выбиваются при бомбардировке поверхности магнитосферными ионами с высокими кинетическими энергиями. Данный источник является нетепловым, поток выбрасываемых с ледяной поверхности в атмосферу молекул равен $2 \cdot 10^9 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

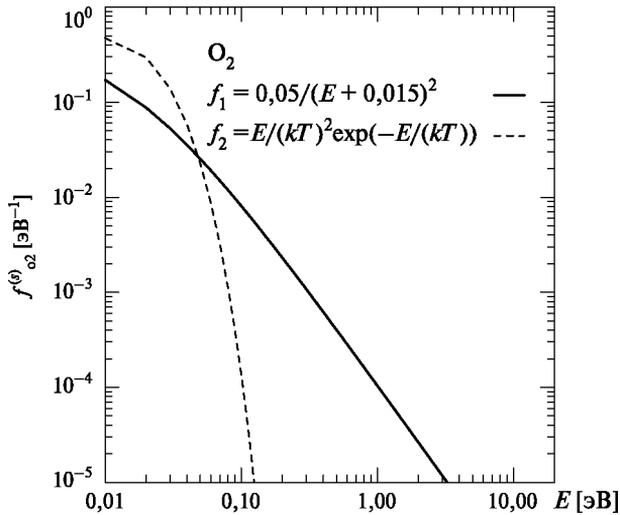


Рис. 1. Энергетические спектры источников родительской молекулы O_2 на ледяной поверхности. Спектр f_1 — разбрызгивание ледяной поверхности высокоэнергетическими магнитосферными ионами (нетепловой источник), показан сплошной линией. Тепловые источники f_2 , такие как фотолиз, испарение и удары микрометеороидов, показаны штрихованными линиями при температуре поверхности Европы, равной $kT = 0,0086$ эВ

Использованные в расчётах энергетические спектры вбрасываемых в атмосферу родительских молекул O_2 представлены на рис. 1 в зависимости от типа (нетеплового или теплового) источника на поверхности. Видно, что отличительной чертой нетеплового источника (ионное разбрызгивание ледяной поверхности) является возможность появления в атмосфере молекул кислорода с кинетическими энергиями выше энергии убегания из приповерхностной атмосферы.

В модели учитываются ударные процессы диссоциации и ионизации вследствие воздействия солнечного УФ-излучения (средний уровень активности) и двухтепловой (с плотностью 38 см^{-3} и температурой 20 эВ) и горячей (с плотностью 2 см^{-3} и температурой 250 эВ) фракций магнитосферных электронов. Разбрызгивание атмосферного газа вызывается потоком низкоэнергетической плазмы, представленной коротационными магнитосферными ионами O^+ с характеристической энергией ионов $E_0 = 0,75$ кэВ, средней энергией ионов 1,5 кэВ и потоком $1 \cdot 10^8$ ионов $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ с распределением Максвелла по энергии [Vagenal, 1994].

Энергетические спектры атомарного и молекулярного кислорода в атмосфере Европы

В численной реализации данной кинетической модели накапливается статистика о скоростях и положениях всех модельных частиц, т. е. информация о течении газа на микроскопическом уровне описания. Микроскопические

характеристики течения атмосферного газа — функции распределения частиц атмосферного газа по кинетической энергии — представлены на рис. 2. На этом рисунке показаны энергетические спектры потоков летящих вверх молекул (рис. 2а) и атомов (рис. 2б) кислорода на высотах 10 км (приповерхностная область), 100 км (переходная область) и 1000 км (внешняя экзосфера). Выбранные высоты характерны для приповерхностной относительно плотной атмосферы, переходной области и экзосферы с динамическим режимом убегания атомарного и молекулярного кислорода.

Из расчётов видно, что распределения потоков летящих вверх молекул кислорода характеризуются следующими свойствами:

- в приповерхностной области формируется тепловое максвелловское ядро в энергетическом спектре за счёт физических процессов обмена на границе ледяная поверхность-атмосфера (т. е. процессов абсорбции и тепловой десорбции молекул кислорода);

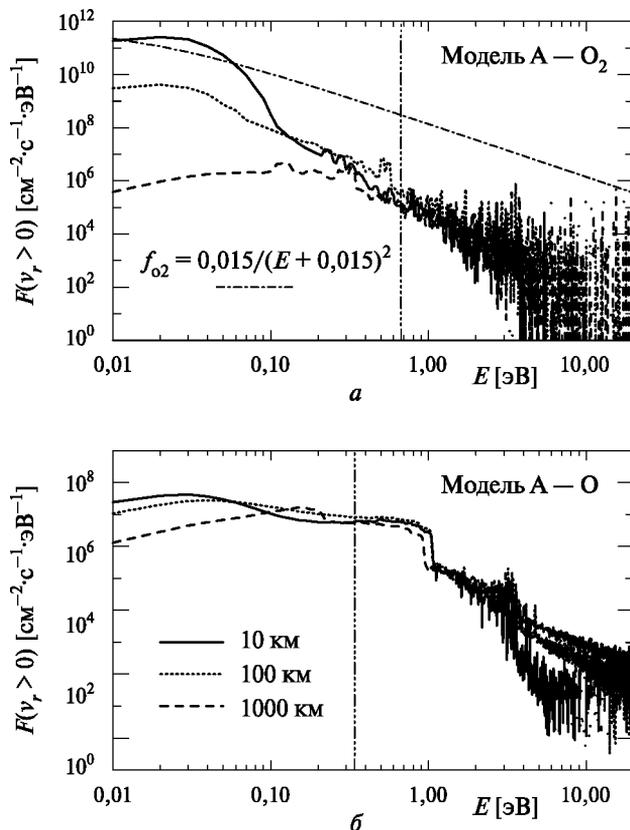


Рис. 2. Энергетические спектры потоков $F(v_r > 0)$ движущихся вверх молекул O₂ (верхняя панель (а)) и атомов O (нижняя панель (б)) кислорода в модели на высотах 10, 100 и 1000 км от поверхности Европы. Вертикальными линиями показаны энергии убегания атомов и молекул кислорода из приповерхностной атмосферы Европы

- на всех высотах формируются существенные надтепловые хвосты в области энергий выше $\sim 0,1$ эВ как за счёт поверхностного (исходный нетепловой источник), так и атмосферного разбрызгивания (см. (11)) магнитосферной плазмой. Важным дополнительным источником надтепловых молекул кислорода являются столкновения с надтепловыми продуктами диссоциации O_2 ;
- переходная область и внешняя экзосфера преимущественно заселены молекулами кислорода с надтепловыми энергиями, этих высот достигают молекулы кислорода, либо вброшенные в атмосферу с начальными надтепловыми энергиями при поверхностном разбрызгивании, либо приобретённые такие кинетические энергии в столкновениях с надтепловыми атомами кислорода и ионами магнитосферной плазмы; внешняя экзосфера населена молекулами кислорода с энергиями, близкими к энергии убегания из атмосферы, или превышающими её.

Такая структура энергетических спектров направленных вверх потоков O_2 показывает, что высотные распределения основной компоненты атмосферы Европы — молекулярного кислорода — характеризуют так называемую номинальную модель глобально усреднённой нейтральной атмосферы Европы [Шематович, 2006; Shematovich, Johnson, 2001; Shematovich et al., 2005]. На высоте до 10 км течение газа определяется процессами взаимодействия на границе атмосфера-ледяная поверхность, в то время как в верхних слоях на высотах 100 и 1000 км распределение частиц газа по кинетической энергии формируется как за счёт надтепловых частиц от источников на поверхности, так и надтепловых частиц, образующихся в процессах ударной диссоциации и атмосферного разбрызгивания низкоэнергетической магнитосферной плазмой. Другими словами, в формировании структуры нейтральной атмосферы Европы доминантную роль играют процессы поверхностного и атмосферного разбрызгивания, а также ионизации магнитосферной плазмой.

Из расчётов видно, что распределения потоков летящих вверх атомов кислорода характеризуются следующими отличительными чертами:

- на всех высотах распределение атомов кислорода по энергии в атмосфере Европы является сильно неравновесным и характеризуется существенным заселением области надтепловых энергий $\geq 0,1$ эВ, причём атомы с энергиями выше нескольких электронвольт образуются преимущественно за счёт атмосферного разбрызгивания магнитосферной плазмой;
- приповерхностная область атмосферы преимущественно заселена атомами кислорода, потерявшими свою избыточную кинетическую энергию в столкновениях с относительно плотным тепловым газом O_2 , однако, поскольку для атомов O ледяная поверхность спутника является эффективным стоком (там происходит рекомбинация O), то не наблюдается формирования теплового максвелловского ядра в энергетическом спектре;

- диссоциация O_2 солнечным УФ-излучением приводит на всех высотах к значительному заселению атомов O в области надтепловых энергий ≤ 1 эВ по сравнению с процессом диссоциации O_2 магнитосферными электронами: такая структура потока атомов кислорода в атмосфере Европы во многом определяется энергетическим спектром образования атомов кислорода при фотодиссоциации O_2 ; при диссоциации магнитосферными электронами и диссоциативной рекомбинации ионов кислорода атомы O могут образовываться с более высокими энергиями, однако темпы образования таких атомов в области энергий $\geq 0,34$ эВ (энергия убегания) ниже, чем при фотодиссоциации; это обстоятельство и определяет доминантный вклад процесса фотодиссоциации как в заселение приповерхностной атмосферы атомарным кислородом, так и в формирование потока убегания;
- при диссоциации O_2 магнитосферными электронами образуются атомы с избыточными энергиями до нескольких электронвольт [Cosby, 1993]: в частности, при диссоциации магнитосферными электронами тепловой фракции (≤ 20 эВ) образуется достаточно много атомов кислорода с кинетическими энергиями ниже или близко к энергии убегания: эти свежие надтепловые атомы кислорода после столкновений с молекулярным кислородом в относительно плотных слоях ($\leq 20 \dots 40$ км от поверхности спутника) атмосферы термализуются и, в конечном итоге, теряются из атмосферы вследствие эффективной рекомбинации на ледяной поверхности;
- при диссоциативной рекомбинации ионов O_2^+ образуются атомы кислорода с избыточными энергиями $\sim 1 \dots 4$ эВ [Крестьяникова, Шематович, 2005; Nagy et al., 1998]; следовательно, летящие вверх атомы достаточно легко покидают приповерхностную атмосферу и формируют относительно высокий поток убегания; летящие же вниз атомы сталкиваются с ледяной поверхностью и эффективно рекомбинируют посредством индуцированных химических процессов на поверхности и в объеме льда; эти эффективные стоки горячего кислорода, образующегося в реакциях (10), приводят к существенному обеднению спектров атомарного кислорода в области тепловых энергий.

Далее, все макроскопические характеристики течения атмосферного газа в приповерхностной кислородной атмосфере Европы оцениваются посредством усреднения рассчитанных при моделировании микроскопических характеристик — функций распределения частиц атмосферного газа по кинетической энергии.

Номинальная кислородная атмосфера у поверхности Европы

В качестве номинальной модели, в соответствии с исследованиями [Shematovich, Johnson, 2001; Shematovich et al., 2005], принимается модель, в которой атомарный кислород образуется вследствие диссоциации и диссоциативной ионизации родительской молекулы O_2 как магнитосферными электронами, так и УФ-излучением Солнца. Основные характеристики течения атмосферного газа в приповерхностной чисто кислородной атмосфере

ре Европы — распределения концентраций (панели (а)), средние скорости течения (панели (б)) и средние кинетические энергии (панели (в)) — представлены на рис. 3. Чтобы показать распределение нейтрального газа в верхних атмосферных слоях (а именно, в экзосфере) Европы, названные выше параметры атмосферы представлены на левых панелях рис. 3 в линейном масштабе по высоте. Чтобы более наглядно продемонстрировать изменение этих параметров в приповерхностной области, на правых панелях использован логарифмический масштаб зависимости от высоты над поверхностью спутника. Следует отметить, что на рис. 3 тонкими линиями показаны распределения атмосферных характеристик также для дополнительной модели, в которой учитываются ионизация и диссоциация только магнитосферными электронами, а толстыми линиями — для номинальной модели.

Для сравнения на рис. 3а также показан штрихпунктирной линией высотный профиль концентрации молекулярного кислорода для так называемой модели атмосферы с оттоком вещества (outflowing atmosphere), рассчитанный по формуле (3) из работы [Saur et al., 1998]. Из представленных расчётов следует, что концентрация кислорода в приповерхностной атмосфере определяется целым рядом процессов на разных высотах и, следовательно, не может быть описана простой экспоненциальной зависимостью модели атмосферы с оттоком вещества, предложенной в работе [Saur et al., 1998].

Из приведённых расчётов также видно, что разреженная кислородная атмосфера Европы образуется и поддерживается как за счёт тепловых, так и нетепловых источников родительской молекулы O_2 . В самой близкой к поверхности области (≤ 10 км) распределение кислорода определяется совместно нетепловым разбрызгиванием поверхности и тепловой десорбцией молекул кислорода с поверхности. Молекулы кислорода O_2 , вбрасываемые в эту область с кинетическими энергиями выше энергии гравитационной связи со спутником, практически сразу убегают из атмосферы, следовательно, близкая к поверхности область атмосферы заселена преимущественно тепловыми молекулами кислорода, которые после столкновений с поверхностью практически сразу возвращаются в газовую фазу вследствие термической десорбции. Соответственно, здесь средние кинетические энергии молекул кислорода близки к температуре ледяной поверхности спутника. Переходная область на высотах между 10 и 100 км преимущественно заселена молекулами с кинетическими энергиями ниже $\leq 0,1$ эВ, которые были либо вброшены с энергиями из надтепловой области распределения (сплошная линия на рис. 1) при поверхностном разбрызгивании, либо приобрели надтепловые энергии в столкновениях с образующимися при диссоциации горячими атомами кислорода. В этих приповерхностных областях нейтральная атмосфера в среднем динамически стабильна (см. панели (б) на рис. 3, т. е. не наблюдается каких-либо макроскопических движений молекулярного газа). В верхних слоях (≥ 100 км) атмосферы происходит нарастающий разогрев (см. панели (в) на рис. 3) молекулярного кислорода вследствие столкновений с магнитосферными ионами и надтепловыми атомами кислорода, что приводит к формированию убегающей (испаряющейся) экзосферы Европы. Каждая из перечисленных выше областей атмосферы Европы характеризуется своей шкалой высоты.

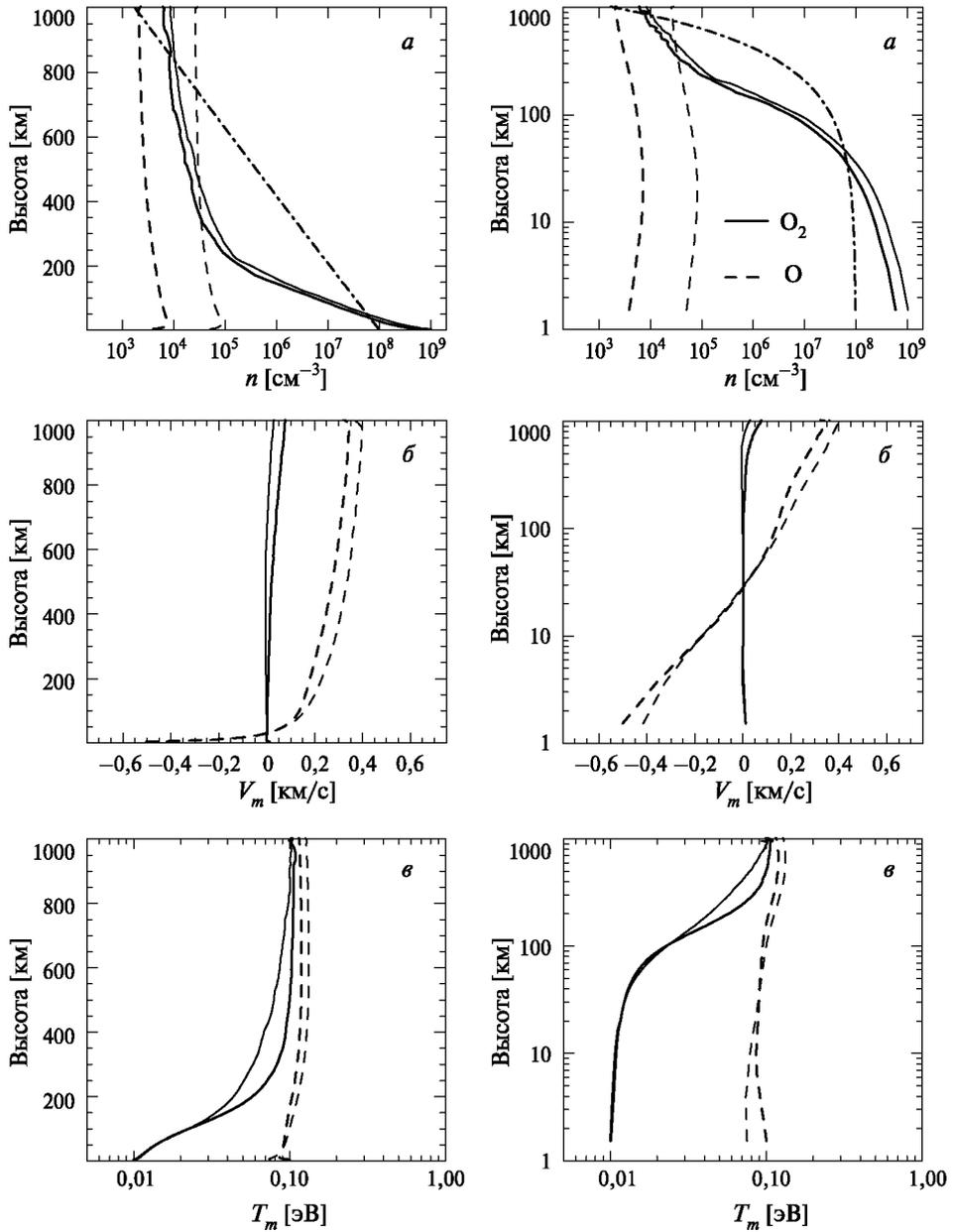


Рис. 3. Распределения по высоте концентрации n (панели (а)), средней скорости V_m (панели (б)) и средней тепловой энергии T_m (панели (в)) молекулярного (сплошные линии) и атомарного (штрихованные линии) кислорода в номинальной (толстые линии) и дополнительной (тонкие линии) моделях атмосферы Европы. Штрихпунктирной линией на панели (а) показано распределение концентрации молекулярного кислорода из работы [Saur et al., 1998]. На левых панелях распределения параметров атмосферы Европы показаны в линейном масштабе по высоте, а на правых панелях те же распределения — в логарифмическом масштабе по высоте

Из наблюдений на HST [Hall et al., 1995, 1998] кислородных свечений в атмосфере Европы были получены оценки лучевых концентраций молекулярного кислорода в пределах $(1,4...14) \cdot 10^{14} \text{ см}^{-3}$. Соответственно интегрируя по высоте распределения молекулярного кислорода, представленные на панелях (а) рис. 3, видим, что данные лучевые концентрации накапливаются преимущественно в самой близкой к поверхности области атмосферы, во многом за счёт многократных актов тепловой абсорбции-десорбции молекул кислорода на ледяной поверхности спутника. Действительно, так как эффективность прилипания молекул кислорода к плёнкам водяного льда является низкой (см., например, [Smith, Kay, 1997]), то приповерхностные области атмосферы Европы преимущественно заселяются тепловыми молекулами кислорода за счёт химического (рекомбинация атомов кислорода на поверхности) и физического (O_2 -абсорбция-десорбция) обмена на границе атмосфера — ледяная поверхность. Соответственно, тепловое состояние этой приповерхностной области во многом определяется температурой ледяной поверхности спутника.

Атомарный кислород в атмосфере Европы образуется в процессах диссоциации родительской молекулы O_2 солнечным УФ-излучением и магнитосферными электронами, а также в реакциях ион-молекулярной химии и, в частности, в реакциях диссоциативной рекомбинации основного ионосферного иона O_2^+ . Каждый из этих процессов приводит к образованию атомов кислорода с надтепловыми кинетическими энергиями, которые часто выше энергии гравитационной связи со спутником. Так как приповерхностная атмосфера Европы достаточно разрежена, то движущиеся вверх надтепловые атомы кислорода эффективно убегают из атмосферы. Движущиеся вниз атомы кислорода, в свою очередь, сталкиваются с ледяной поверхностью спутника, где они либо химически реагируют с другими адсорбированными радикалами, либо рекомбинируют, образуя молекулярный кислород, который, в свою очередь, эффективно термически десорбирует в атмосферу. Последний процесс в обсуждаемых здесь моделях рассматривается как эффективный сток атомов кислорода на ледяной поверхности спутника. Таким образом, относительно высокие темпы производства атомарного кислорода в процессах диссоциации существенно уравновешиваются эффективными стоками — убеганием надтепловых атомов во внутреннюю магнитосферу Юпитера и эффективной каталитической рекомбинацией атомов кислорода на поверхности. Соответственно, населённость атмосферы Европы атомарным кислородом существенно ниже, чем молекулами кислорода.

Таким образом, тепловые и нетепловые источники молекул кислорода на поверхности Европы сбалансированы в атмосфере стоками, такими как ионизация и диссоциация молекул кислорода солнечным УФ-излучением и магнитосферными электронами. Как следствие, приповерхностная кислородная атмосфера Европы формируется как разреженная газовая оболочка спутника, но, с другой стороны, она является существенным источником нейтрального газа для внутренней магнитосферы Юпитера в окрестностях орбиты Европы.

Как было установлено в работе [Shematovich et al., 2005], основным стоком для молекулярного кислорода являются процессы ионизации магнитосферными электронами, когда образующиеся ионы захватываются магнитным полем Юпитера (pick up). Этот процесс является важным источником ионов кислорода для плазменного тора вдоль орбиты Европы [Schreier et al., 1993]. В свою очередь, процессы разбрызгивания ледяной поверхности спутника являются источниками водорода и кислорода в атомарной и молекулярной формах для нейтрального тора вдоль орбиты Европы [Mauk et al., 2003, 2004; Shematovich et al., 2005]. Как известно, радиолиз водяного льда сопровождается химическими изменениями структуры льда [Johnson et al., 2003, 2004] и приводит к выбиванию с поверхности таких химических продуктов радиолиза льда воды как молекулы кислорода и водорода. Лёгкие молекулы водорода практически сразу убегают из приповерхностной атмосферы Европы во внутреннюю магнитосферу вдоль орбиты Европы. Соответственно, разбрызгивание водяного льда на поверхности Европы является основным источником молекул водорода для недавно открытого нейтрального тора вдоль орбиты Европы, что и было подтверждено как в наблюдениях на КА Cassini во время пролёта Юпитера [Hansen et al., 2004], так и в модельных оценках в работах [Mauk et al., 2004; Shematovich et al., 2005; Smyth, Marconi, 2006].

Газовая оболочка спутника Сатурна Энцелад

В качестве объекта исследования рассмотрена разреженная газовая оболочка ледяного спутника Сатурна Энцелад. Расчёты проведены для области, простирающейся от поверхности и до $6R_E$, где радиус Энцелада $R_E \approx 250$ км. Расчёты были выполнены для двух ранее упомянутых источников образования данной газовой оболочки:

- модель *A*: однородный по поверхности источник с глобальной скоростью $8 \cdot 10^{25}$ $\text{H}_2\text{O}/\text{с}$ производства молекул воды счёт радиолиза ледяной поверхности спутника [Burger et al., 2007]. Скорость выброса примесных молекулярных продуктов H_2 и O_2 радиолиза льда на поверхности ледяного спутника оценивается величиной не более 10 % от скорости производства паров воды при радиолизе;
- модель *B*: локализованный на поверхности источник, отвечающий за производство паров воды через так называемые тигровые полосы на южном полюсе Энцелада и оцениваемый по результатам наблюдений величиной, меняющейся в пределах $(0,5 \dots 1,0) \cdot 10^{28}$ $\text{H}_2\text{O}/\text{с}$ [Hansen et al., 2006; Johnson et al., 2006b].

Расчёты для модели А — глобально распределённого по поверхности источника

В модели *А* принимается, что родительские молекулы воды H_2O и молекулы H_2 и O_2 как продукты радиолиза водяного льда на поверхности Энцелада покидают поверхность с кинетическими энергиями и направлением движения в соответствии с приведённым выше распределением $F_{\text{H}_2\text{O}}(E, \theta)$. Локальный поток выбиваемых с поверхности молекул воды равен $10^{10} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. На рис. 4 приведены распределения числовых плотностей (т. е. концентраций, рис. 4*а*) и средних скоростей (рис. 4*б*) родительской компоненты — паров воды, и молекулярных продуктов радиолиза — молекул H_2 и O_2 .

Видим, что разреженная газовая оболочка Энцелада, образуемая за счёт распределённого однородно по поверхности источника — радиолиза солнечным УФ-излучением и разбрызгиванием магнитосферной плазмой ледяной поверхности спутника, состоит преимущественно из молекул воды с примесью молекул кислорода.

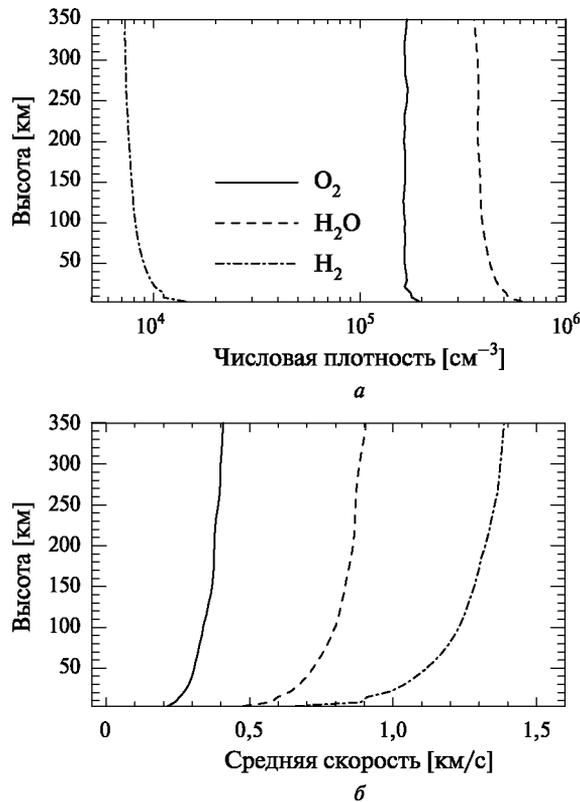


Рис. 4. Распределения числовых плотностей (т. е. концентраций) (*а*) и средних скоростей (*б*) родительской компоненты — паров воды и молекулярных продуктов радиолиза — молекул H_2 и O_2 (модель *А*)

Полученные в расчётах числовые плотности молекул H_2O и O_2 на расстоянии $> 1R_E$ лишь немного выше порога чувствительности (10^5 см^{-3}) спектрометра INMS во время близкого пролёта Энцелада КА Cassini. Лучевые концентрации молекул H_2O , O_2 и H_2 у поверхности спутника равны $5,6 \cdot 10^{13}$, $2,5 \cdot 10^{13}$ и $1,1 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2}$, соответственно. Поэтому средняя атмосфера, образующаяся за счёт равномерно распределённого по поверхности источника, не была обнаружена спектрометром UVIS (Ultraviolet Imaging Spectrograph Subsystem) на борту КА Cassini в экспериментах по затмению звёзд диском спутника Энцелад [Hansen et al., 2006]. Лёгкие молекулы водорода быстрее всего покидают близкую к поверхности область оболочки, так как их средняя скорость при выбросе с поверхности наиболее высока. Скорость убегания из гравитационного поля Энцелада равна 0,25 км/с. Следовательно, большинство молекул, выбиваемых с поверхности, могут убежать из газовой оболочки, так как их средние скорости (см. рис. 4б) выше скорости убегания. Соответственно, данная газовая оболочка является примером «убегающей атмосферы» или экзосферы, начинающейся прямо от поверхности. Темпы убегания родительских молекул в модели А равны $2,4 \cdot 10^9$, $1 \cdot 10^8$ и $1,3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ для молекул H_2O , O_2 и H_2 , что соответствует следующим скоростям поступления нейтральных молекул во внутреннюю магнитосферу Сатурна — $3,4 \cdot 10^{21} \text{ H}_2\text{O}/\text{с}$, $1,7 \cdot 10^{20} \text{ O}_2/\text{с}$ и $1,8 \cdot 10^{20} \text{ H}_2/\text{с}$.

Расчёты для модели Б — локализованного на поверхности источника

В модели Б принимается, что родительские молекулы H_2O и сопутствующие им молекулы H_2 и O_2 , являющиеся продуктами радиолиза водяного льда на поверхности, покидают локализованную область поверхности южного полюса Энцелада со средней скоростью, меняющейся в пределах 300...700 м/с и распределённой в соответствии с приведённой выше функцией $F_{\text{H}_2\text{O}}(\nu, \theta)$ [Johnson et al., 2006b]. Локальный поток паров воды, выбрасываемых через так называемые «тигровые полосы» в области южного полюса Энцелада, равен $1,3 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. На рис. 5 показаны распределения по кинетической энергии потоков движущихся вверх родительских молекул, рассчитанные для высоты 170 км. Видим, что в силу формирования убегающей атмосферы энергетические спектры потоков движущихся вверх родительских молекул практически совпадают с распределениями по кинетической энергии локального источника $F_{\text{H}_2\text{O}}(\nu, \theta)$ паров воды, выбрасываемых через поверхностные структуры на южном полюсе спутника. Действительно, кинетическая энергия убегающих из газовой оболочки молекул H_2O , H_2 и O_2 практически сохраняет распределение по нормальному закону $F_{\text{H}_2\text{O}}(\nu, \theta)$, задаваемому при выбросе молекул с поверхности спутника в области южного полюса.

На рис. 6 приведены распределения числовых плотностей (рис. 6а) и средних скоростей (рис. 6б) родительской компоненты — паров воды — и молекулярных продуктов радиолиза — молекул H_2 и O_2 .

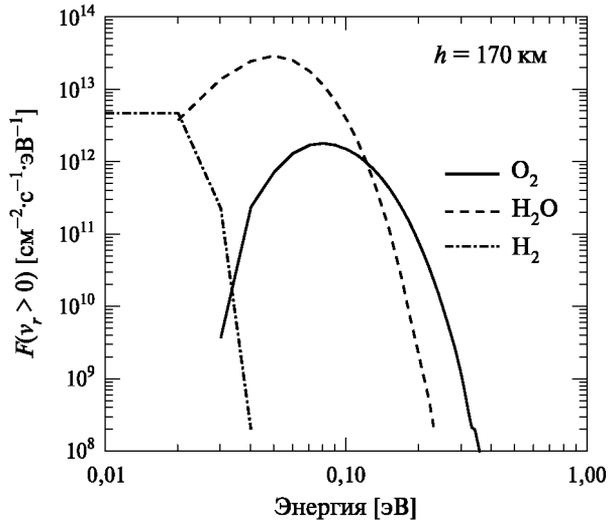


Рис. 5. Энергетические спектры потоков движущихся вверх родительских молекул, рассчитанные для высоты 170 км

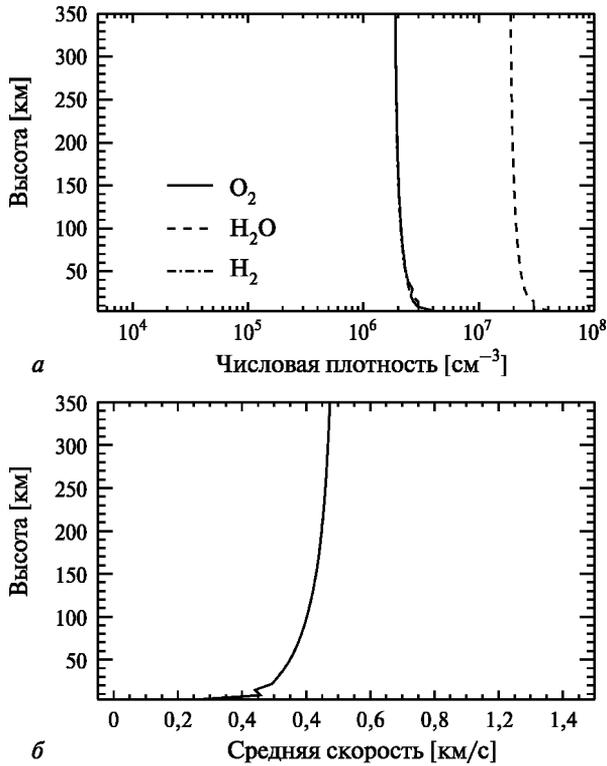


Рис. 6. Распределения числовых плотностей (а) и среднемассовых скоростей (б) родительской компоненты — паров воды — и молекулярных продуктов радиолитиза — молекул H_2 и O_2 (модель Б)

Видим, что разреженная газовая оболочка Энцелада в области выброса паров воды с южного полюса спутника состоит, как и ожидалось, преимущественно из молекул воды с примесью молекул водорода и кислорода. Из-за малой массы спутника формируется убегающая нейтральная атмосфера и не наблюдается образование относительно плотного приповерхностного слоя, как в случае кислородной атмосферы у значительно более массивного спутника Юпитера Европы [Шематович, 2006; Shematovich et al., 2005]. Числовые плотности как родительских молекул H_2O , так и сопутствующих молекул H_2 и O_2 на расстоянии $> \sim 1R_E$ намного выше порога чувствительности (10^5 см^{-3}) нейтрального масс-спектрометра. Соответственно, во время пролёта космического аппарата Cassini вблизи Энцелада инструментом INMS были выполнены *in situ* измерения концентрации паров воды, достигающей величины порядка $\sim 10^6 \text{ см}^{-3}$ на расстоянии $\sim 2R_E$ в направлении выброса паров воды и ледяных частиц с южного полюса спутника [Waite et al., 2006]. Лучевая концентрация молекул H_2O у поверхности спутника равна $2,9 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$, а для молекул O_2 и H_2 на порядок меньше.

Траектория КА Cassini во время пролётов Энцелада была такова, что позволила дважды наблюдать при помощи УФ-спектрометра UVIS затмения диском спутника звёзд [Hansen et al., 2006]. Это позволило определить возможные признаки ослабления и поглощения атмосферой спутника света от звезды. Первое затмение (звезды λ Scorpii), наблюдавшееся 17 февраля 2005 г., не показало наличия атмосферы, что, как было показано выше для модели А, может соответствовать интегрированию по лучу зрения через сильно разреженную газовую оболочку, образующуюся вследствие радиолитизации ледяной поверхности спутника. Во время второго затмения (звезды γ Orionis), наблюдавшегося 14 июля 2005 г., были измерены линии поглощения паров воды, причём результат удалось получить лишь на начальной стадии затмения, когда звезда скрывалась за диском спутника со стороны южного полюса. В этом случае были оценены лучевые концентрации паров воды вдоль луча зрения, пересекающего область выброса. Оказалось, что лучевые концентрации паров воды достигают значений $\sim 10^{16} \text{ см}^{-2}$ [Hansen et al., 2006]. Полученные в приведённых выше расчётах значения лучевой концентрации паров воды близки к данной оценке на основе наблюдений (хотя и несколько ниже её). Однако более точное сравнение требует сопоставления расчётных значений, полученных путём интегрирования вдоль луча зрения прибора, а также учёта возможной пространственной неоднородности выброса паров воды из поверхностных структур (трещин, расселин и т.д.) на южном полюсе Энцелада. Собственно, полученные при помощи спектрометра UVIS наблюдения линий поглощения парами воды являются прямым свидетельством выбросов газа и формирования локализованной газовой оболочки у Энцелада [Hansen et al., 2006].

Молекулы воды покидают близкую к поверхности область оболочки, так как их средняя скорость при выбросе из поверхностных структур (трещин, расселин и т.д.) на южном полюсе выше скорости убегания из гравитационного поля Энцелада. Следовательно, большая часть молекул, выбиваемых с поверхности, может покинуть газовую оболочку, так как их средняя скорость (см. рис. 6б) выше скорости убегания и, соответственно,

данная газовая оболочка по-прежнему является примером «убегающей атмосферы» или экзосферы, начинающейся от поверхности. Поток убегания паров воды в модели *B* равен $2,1 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, что почти на два порядка выше, чем поток убегания в модели *A*. Данные выбросы являются источником нейтрального газа для относительно узкого (с радиальной шириной порядка $\sim 1R_J$) тора вдоль орбиты Энцелада, состоящего преимущественно из молекул воды и теоретически предсказанного в работе [Johnson et al., 2006b]. Недавно на основе анализа данных плазменного спектрометра CAPS для плазмы внутренней магнитосферы о распределении скоростей ионов группы воды (O^+ , OH^+ , H_2O^+ , H_3O^+) в фазовом пространстве [Tokar et al., 2007] было получено косвенное подтверждение существования такого узкого тора паров воды вдоль орбиты Энцелада.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены процессы образования и динамики разреженной газовой оболочки вблизи ледяной поверхности небесного тела. В результате тепловой дегазации и нетеплового радиолиза водяного льда на поверхности спутника образуется разреженная газовая оболочка, основной (родительской) компонентой которой являются молекулы H_2O с примесью молекулярных продуктов радиолиза H_2 и O_2 . Для более массивных ледяных спутников возможно образование разреженной экзосферы с относительно плотным приповерхностным слоем, как, например, у галилеевых спутников Европа и Ганимед в системе Юпитера [Боярчук и др., 2000; Шематович, 2006; Johnson, 2002; Marconi, 2007; McGrath et al., 2004; Plainaki et al., 2013a, b; Shematovich et al., 2005]. Выполнен анализ основных химических схем процессов фотолиза в H_2O - и O_2 -доминантных атмосферах ледяных спутников в системах Юпитера и Сатурна. Отмечено, что химия ионизации приводит к основным ионам, образующимся в разреженной газовой оболочке ледяного спутника вследствие воздействия основных ионизирующих факторов — ультрафиолетового излучения Солнца и магнитосферной плазмы планет-гигантов. Химические схемы ионизации определяются составом родительских молекул, наполняющих газовую оболочку вследствие радиолиза или дегазации поверхности ледяного спутника. Химия ионизации посредством реакций ион-молекулярной химии, диссоциативной рекомбинации и перезарядки с магнитосферными ионами играет важную роль в формировании химического разнообразия в газовых оболочках ледяных спутников.

Построена численная модель для исследования на молекулярном уровне процессов образования, химической эволюции и динамики преимущественно H_2O - и O_2 -доминантных разреженных газовых оболочек. Данная модель использована для расчётов образования и развития химического разнообразия в разреженной газовой оболочке у поверхности спутника Юпитера Европа и спутника Сатурна Энцелад.

Разреженные газовые оболочки ледяных спутников играют важную роль в балансе нейтрального газа и магнитосферной плазмы в системах

планет-гигантов [Johnson, 1998]. Действительно, ледяные спутники вследствие процессов радиолиза являются важными источниками нейтрального газа, приводя к образованию облаков в форме торов [Jurac et al., 2002; Johnson et al., 2006b; Mauk et al., 2003; Shemansky et al., 1992].

ЛИТЕРАТУРА

- [Боярчук и др., 2000] *Боярчук К. А., Карелин А. В., Шематович В. И.* О возможном механизме образования кислородной атмосферы на ледяных спутниках Юпитера // *Астрономич. вестн.* 2000. Т. 34. С. 12–19.
- [Крестьяникова, Шематович, 2005] *Крестьяникова М. А., Шематович В. И.* Стохастические модели горячих планетных и спутниковых корон: фотохимический источник горячего кислорода в верхней атмосфере Марса // *Астрономич. вестн.* 2005. Т. 39. С. 26–37.
- [Шематович, 2004] *Шематович В. И.* Стохастические модели горячих планетных и спутниковых корон // *Астрономич. вестн.* 2004. Т. 38. № 1. С. 31–42.
- [Шематович, 2006] *Шематович В. И.* Стохастические модели горячих планетных и спутниковых корон: атомарный кислород в короне Европы // *Астрономич. вестн.* 2006. Т. 40. № 3. С. 195–212.
- [Шематович, 2008] *Шематович В. И.* Химия ионизации в H_2O -доминантных атмосферах ледяных спутников // *Астрономич. вестн.* 2008. Т. 42. № 6. С. 505–520.
- [Bagenal, 1994] *Bagenal F.* Empirical model of the Io plasma torus: Voyager measurements // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 11 043–11 062.
- [Balakrishnan et al., 1998] *Balakrishnan N., Kharchenko V., Dalgarno A.* Slowing of energetic $\text{O}(^3\text{P})$ atoms in collisions with N_2 // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 23,393–23,398.
- [Bar-Nun et al., 1985] *Bar-Nun A., Herman G., Rappaport M. L., Mekler Yu.* Ejection of H_2O , O_2 , H_2 , and H from water ice by 0.5...6 keV H^+ and Ne^+ ion bombardment // *Surf. Sci.* 1985. V. 150. P. 143–156.
- [Baragiola et al., 2003] *Baragiola R. A., Vidal R. A., Svendsen W., Schou J., Shi M., Bahr D. A., Atteberry C. L.* Sputtering of water ice // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research.* 2003. V. 209. P. 294–303.
- [Barth et al., 1997] *Barth C. A., Hord C. W., Stewart A. I. F., Pryor W. R., Simmons K. E., McClintock W. E., Ajello J. M., Naviaux K. L., Aiello J. J.* Galileo ultraviolet spectrometer observations of atomic hydrogen in the atmosphere of Ganymede // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 2147–2150.
- [Brown et al., 1982] *Brown W. L., Augustyniak W. M., Simmons E., Marcantonio K. J., Langerotti L. J., Johnson R. E., Boring J. W., Reimann C. T., Foti G., Pirronello V.* Erosion and molecular formation in condensed gas films by electronic energy loss of fast ions // *Nucl. Instrum. Methods.* 1982. V. 198. P. 1–8.
- [Burger et al., 2007] *Burger M. H., Sittler E. C., Johnson R. E., Smith H. T., Tucker O. J., Shemmatovich V. I.* Understanding the escape of water from Enceladus // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. P. A06219. doi: 10.1029/2006JA012086.
- [Burger et al., 2010] *Burger M. H., Wagner R., Jaumann R., Cassidy T. A.* Effects of the External Environment on Icy Satellites // *Space Sci. Rev.* 2010. V. 153. P. 347–372.
- [Carlson, 1999] *Carlson R. W.* A tenuous carbon dioxide atmosphere on Jupiter's moon Callisto // *Science.* 1999. V. 283. P. 821–821.

- [Cassidy et al., 2009] *Cassidy T. A., Johnson R. E., Tucker O. J.* Trace constituents of Europa's atmosphere // *Icarus*. 2009. V. 201. P. 182–190.
- [Cassidy et al., 2010] *Cassidy T., Coll P., Raulin F., Carlson R. W., Johnson R. E., Loeffler M. J., Hand K. P., Baragiola R. A.* Radiolysis and Photolysis of Icy Satellite Surfaces: Experiments and Theory // *Space Sci. Rev.* 2010. V. 153. P. 297–314.
- [Cooper et al., 2001] *Cooper J. F., Johnson R. E., Mauk B. H., Gehrels N.* Energetic electron and ion irradiation of the icy galilean satellites // *Icarus*. 2001. V. 149. P. 133–159.
- [Cosby, 1993] *Cosby P. C.* Electron-impact dissociation of oxygen // *J. Chem. Phys.* 1993. V. 98. P. 9560–9569.
- [Dougherty et al., 2006] *Dougherty M. K., Khurana K. K., Neubauer F. M., Russell C. T.* et al. Identification of a dynamic atmosphere at Enceladus with the Cassini Magnetometer // *Science*. 2006. V. 311. P. 1406–1409.
- [Farmer, Goldreich, 2007] *Farmer A. J., Goldreich P.* How much oxygen is too much? Constraining Saturn's ring atmosphere // *Icarus*. 2007. V. 188. P. 108–119.
- [Feldman et al., 2000] *Feldman P. D., McGrath M. A., Strobel D. F., Moos H. W.* et al. HST/STIS Ultraviolet Imaging of Polar Aurora on Ganymede // *ApJ*. 2000. V. 535. P. 1085–1090.
- [Florescu-Mitchell et al., 2006] *Florescu-Mitchell A. I., Mitchell J. B. A.* Dissociative recombination // *Physics Reports*. 2006. V. 430. P. 277–374.
- [Frank et al., 1997] *Frank L. A., Paterson W. R., Ackerson K. L.* Outflow of hydrogen from Ganymede // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 2151–2154.
- [Grasset et al., 2013] *Grasset O., Dougherty M. K., Coustenis A., Bunce E. J., Erd C., Titov D., Blanc M., Coates A., Drossart P., Fletcher L. N., Hussmann H., Jaumann R., Krupp N., Lebreton J.-P., Prieto-Ballesteros O., Tortora P., Tosi E., Van Hoolst T.* JUJupiter ICy moons Explorer (JUICE): An ESA mission to orbit Ganymede and to characterise the Jupiter system // *Planetary and Space Science*. 2013. V. 78. P. 1–21.
- [Gurnett et al., 1996] *Gurnett D. A., Kurth W. S., Roux A., Bolton S. J., Kennel C. F.* Evidence for a magnetosphere at Ganymede from plasma-wave observations by the Galileo spacecraft // *Nature* 1996. V. 384. P. 535–537.
- [Hall et al., 1995] *Hall D. T., Strobel D. F., Feldman P. D., McGrath M. A., Weaver H. A.* Detection of an oxygen atmosphere on Jupiter's moon Europa // *Nature*. 1995. V. 373. P. 677–679.
- [Hall et al., 1996] *Hall D. T., Feldman P. D., Holberg J. B., McGrath M. A.* Fluorescent hydroxyl emissions from Saturn's ring atmosphere // *Science*. 1996. V. 272. P. 516.
- [Hall et al., 1998] *Hall D. T., Feldman P. D., McGrath M. A., Strobel D. F.* The far-ultraviolet oxygen airglow of Europa and Ganymede // *Astrophys. J.* 1998. V. 499. P. 475–481.
- [Hansen et al., 2005] *Hansen C. J., Shemansky D. E., Hendrix A. R.* Cassini UVIS observations of Europa's oxygen atmosphere and torus // *Icarus*. 2005. V. 176. P. 305–315.
- [Hansen et al., 2006] *Hansen C. J., Esposito L., Stewart A. I. F., Colwell J.* et al. Enceladus' water vapor plume // *Science*. 2006. V. 311. P. 1422–1425.
- [Huebner et al., 1992] *Huebner W. F., Keady J. J., Lyon S. P.* Solar photo rates for planetary atmospheres and atmospheric pollutants // *Astrophysics and Space Science*. 1992. V. 195. N. 1. P. 1–294.
- [Ip et al., 1998] *Ip W.-H., Williams D. J., McEntire R. W., Mauk B.* Ion sputtering and surface erosion at Europa // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 829–832.
- [Ip et al., 2000] *Ip W.-H., Kopp A., Williams D. J., McEntire R. W., Mauk B.* Magnetospheric ion sputtering: the case of Europa and its surface age // *Adv. Space Res.* 2000. V. 26(11). P. 1649–1652.
- [Ip, 1995] *Ip W.-H.* The exospheric systems of Saturn's rings // *Icarus*. 1995. V. 115. P. 295–299.

- [Ip, 1996] *Ip W.-H.* Europa's oxygen exosphere and its magnetospheric interaction // *Icarus*. 1996. V. 120, P. 317–325.
- [Itikawa, 2009] *Itikawa Y.* Cross Sections for Electron Collisions with Oxygen Molecules // *J. Phys. Chem. Ref. Data*. 2009. V. 38. P. 1–20.
- [Johnson et al., 1981] *Johnson R. E., Lanzerotti L. J., Brown W. L., Armstrong T. P.* Erosion of Galilean satellites by magnetospheric particles // *Science*. 1981. V. 212. P. 1027–1030.
- [Johnson et al., 1982] *Johnson R. E., Lanzerotti L. J., Brown W. L.* Planetary applications of condensed gas sputtering // *Nuclear Instruments and Methods*. 1982. V. 198. P. 147–157.
- [Johnson et al., 1983] *Johnson R. E., Boring J. W., Reimann C. T.* et al. Plasma ion-induced molecular ejection on the Galilean satellites: Energies of the ejected molecules // *Geophys. Res. Lett.* 1983. V. 10. P. 892–985.
- [Johnson et al., 1989] *Johnson R. E., Pospieszalska M. K., Sittler E. C., Cheng A. F., Lanzerotti L. J., Sieveka E. M.* The neutral cloud and heavy ion inner torus at Saturn // *Icarus*. 1989. V. 77. P. 311.
- [Johnson et al., 1998] *Johnson R. E., Killen R. M., Waite J. H., Lewis W. S.* Europa's surface and sputter-produced ionosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 3257–3260.
- [Johnson et al., 2002] *Johnson R. E., Liu M., Tully C.* Collisional dissociation cross sections for $O + O_2$, CO , O_2 and $N + N_2$ // *Planet. Space Sci.* 2002. V. 50. P. 123–128.
- [Johnson et al., 2003] *Johnson R. E., Quickenden T. I., Cooper P. D.* et al. The production of oxidants in Europa's surface // *Astrobiology*. 2003. V. 3. P. 823–850.
- [Johnson et al., 2004] *Johnson R. E., Carlson R. W., Cooper J. F.* et al. Radiation effects on the surfaces of the Galilean satellites // *Jupiter: Satellites, Atmosphere, Magnetosphere* / Ed. F. Bagenal. Cambridge: Univ. of Cambridge Press, Cambridge planetary science, 2004. V. 1. P. 485–512.
- [Johnson et al., 2006a] *Johnson R. E., Luhmann J. G., Tokar R. L.* et al. Production, ionization and redistribution of O_2 in Saturn's ring atmosphere // *Icarus*. 2006. V. 180. P. 393–402.
- [Johnson et al., 2006b] *Johnson R. E., Smith H. T., Tucker O. J., Burger M. H.* et al. The Enceladus and OH torii at Saturn // *Astrophys. J.* 2006. V. 644. P. L137–L139.
- [Johnson et al., 2008] *Johnson R. E., Combi M. R., Fox J. L.* et al. Exospheres and atmospheric escape // *Space Sci. Rev.* 2008. V. 139. P. 355–397.
- [Johnson, 1990] *Johnson R. E.* Energetic charged particle interaction with atmospheres and surfaces. N. Y.: Springer-Verlag, 1990. 344 p.
- [Johnson, 1994] *Johnson R. E.* Plasma-induced sputtering of an atmosphere // *Sp. Sci. Rev.* 1994. V. 69. P. 215–253.
- [Johnson, 1998] *Johnson R. E.* Sputtering and desorption from icy surfaces // *Solar System Ices* / Dordrecht, WKAP, *Astrophys. Space Sci. Library*, 1998. P. 303–331.
- [Johnson, 2001] *Johnson R. E.* Surface chemistry in the Jovian magnetosphere radiation environment // *Chemical Dynamics in Extreme Environments* / Ed. R. Dessler. Singapore: World Scientific, *Adv. Ser. in Phys. Chem.*, 2001. P. 390–419.
- [Jurac et al., 2002] *Jurac S., McGrath M. A., Johnson R. E., Richardson J. D.* et al. Saturn: Search for a missing water source // *GRL*. 2002. V. 29(24). P. 2172. doi: 10.1029/2002GL015855.
- [Jurac, Richardson, 2005] *Jurac S., Richardson J. D.* A self-consistent model of plasma and neutrals at Saturn: Neutral cloud morphology // *JGR*. 2005. V. 110. P. A09220. doi: 10.1029/2004JA010635.
- [Kharchenko et al., 2000] *Kharchenko V., Dalgarno A., Zygelman B., Yee J.-H.* Energy transfer in collisions of oxygen atoms in the terrestrial atmosphere // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 103. P. 24 899–24 906.

- [Kivelson et al., 1997] *Kivelson M. G., Khurana K. K., Coroniti F. V., Joy S., Russell C. T., Walker R. J., Warnecke J., Bennett L., Polanskey C.* Magnetic field and magnetosphere of Ganymede // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 2155–2159.
- [Kivelson et al., 2002] *Kivelson M. G., Khurana K. K., Volwerk M.* The permanent and inductive moments of Ganymede // *Icarus.* 2002. V. 157 P. 507–522.
- [Kliore et al., 1997] *Kliore A. J., Hinson D. P., Fraser F. M., Nagy A. F., Cravens T. E.* The ionosphere of Europa from Galileo radio occultations // *Science.* 1997. V. 227. P. 355–358.
- [Kliore, 1998] *Kliore A. J.* Satellite atmospheres and magnetospheres // *Highlights of Astronomy* / Ed. Anderson J. Dordrecht: Kluwer, 1998. V. 11. P. 1065.
- [Lagg et al., 2003] *Lagg A., Krupp N., Woch J., Williams D. J.* In-situ observations of a neutral gas torus at Europa // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. P. 1556–1560.
- [Marconi et al., 1996] *Marconi M. L., Dagum L., Smyth W. H.* Hybrid fluid/kinetic approach to planetary atmospheres: An example of an intermediate mass body // *Astrophys. J.* 1996. V. 469. P. 393–401.
- [Marconi, 2007] *Marconi M. L.* A kinetic model of Ganymede's atmosphere // *Icarus.* 2007. V. 190. P. 155–174.
- [Marov et al., 1996] *Marov M. Ya., Shematovich V. I., Bisikalo D. V.* Nonequilibrium aeronomic processes. A kinetic approach to the mathematical models // *Space Sci. Rev.* 1996. V. 76. N. 1–2. P. 1–200.
- [Mauk et al., 2003] *Mauk B. H., Mitchell D. G., Krimigis S. M.* et al. Energetic neutral atoms from a trans-Europa gas torus at Jupiter // *Nature.* 2003. V. 421. P. 920–922.
- [Mauk et al., 2004] *Mauk B. H., Mitchell D. G., McEntire R. W.* et al. Energetic ion characteristics and neutral gas interactions in Jupiter's magnetosphere // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. A09S12. doi: 10.1029/2003JA010270.
- [McGrath et al., 2004] *McGrath M. A., Lellouch E., Strobel D. F., Feldman P. D., Johnson R. E.* Satellite atmospheres // *Jupiter. The planet, satellites and magnetosphere* / Eds. F. Bagenal, T. E. Dowling, W. B. McKinnon. Cambridge, UK: Cambridge University Press, Cambridge Planetary Science, 2004. V. 1. P. 457–483.
- [McGrath et al., 2013] *McGrath M. A., Jia X., Retherford K., Feldman P. D., Strobel D. F., Saur J.* Aurora on Ganymede // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 2043–2054.
- [Nagy et al., 1998] *Nagy A. F., Kim J., Cravens T. E., Kliore A. J.* Hot corona at Europa // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 22. P. 4153–4155.
- [Orton et al., 1996] *Orton G. S., Spencer J. R., Travi L. D., Martin T. Z., Tamppari L. K.* Galileo photopolarimeter–radiometer observations of Jupiter and the Galilean satellites // *Science.* 1996. V. 274. P. 389–392.
- [Paranicas et al., 1999] *Paranicas C., Paterson W. R., Cheng A. F., Mauk B. H., McEntire R. W., Frank L. A., Williams D. J.* Energetic particle observations near Ganymede // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 404. P. 17 459–17 469.
- [Paranicas et al., 2002] *Paranicas C., Ratliff J. M., Mauk B. H.* et al. The ion environment near Europa and its role in surface energetics // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 1810–1814.
- [Plainaki et al., 2013a] *Plainaki C., Milillo A., Mura A., Orsini S., Massetti S., Cassidy T.* The role of sputtering and radiolysis in the generation of Europa exosphere // *Icarus.* 2013. V. 218. P. 956–966.
- [Plainaki et al., 2013b] *Plainaki C., Milillo A., Mura A., Saur J., Orsini S., Massetti S.* Exospheric O₂ densities at Europa during different orbital phases // *Planet. Space Sci.* 2013. V. 88. P. 42–52.
- [Porco et al., 2006] *Porco C. C., Helfenstein P., Thomas P. C., Ingersoll A. P.* et al. Cassini observes the active south pole of Enceladus // *Science.* 2006. V. 311. P. 1393–1401.

- [Pospieszalska, Johnson, 1989] *Pospieszalska M. K., Johnson R. E.* Magnetospheric ion bombardment profiles of satellites — Europa and Dione // *Icarus*. 1989. V. 78. P. 1–12.
- [Pospieszalska, Johnson, 1991] *Pospieszalska M. K., Johnson R. E.* Micrometeoroid erosion of the main rings as a source of plasma in the inner saturnian plasma torus // *Icarus*. 1991. V. 93. P. 45–52.
- [Purves, Pilcher, 1980] *Purves N. G., Pilcher C. B.* Thermal migration of water on the Galilean satellites // *Icarus*. 1980. V. 43. P. 51–55.
- [Richards, 1994] *Richards P. G., Fenelly J. A., Torr D. G.* EUVAC: A solar flux model for aeronomic calculations // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 8981–8990.
- [Roth et al., 2014] *Roth L., Saur J., Retherford K. D., Strobel D. F., Feldman P. D., McGrath M. A., Nimmo F.* Transient Water vapor at Europa's south pole // *Science*. 2014. V. 343. P. 171–174. doi: 10.1126/science.1247051.
- [Saur et al., 1998] *Saur J., Strobel D. F., Neubauer F. M.* Interaction of the Jovian magnetosphere with Europa: constraints on the atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 19,947–19,962.
- [Schreier et al., 1993] *Schreier R., Eviator A., Vasiliunas V. M., Richardson J. D.* Modeling the Europa plasma torus // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 21 231–21 242.
- [Shemansky et al., 1992] *Shemansky D. E., Matheson P., Hall D. T., Hu H.-T., Tripp T. M.* Detection of the hydroxyl radical in the Saturn magnetosphere // *Nature*. 1992. V. 363. P. 329.
- [Shematovich et al., 1994] *Shematovich V. I., Bisikalo D. V., Gerard J.-C.* A kinetic model of the formation of the hot oxygen geocorona. I. Quiet geomagnetic conditions // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 217–226.
- [Shematovich et al., 1999] *Shematovich V. I., Gerard J.-C., Bisikalo D. V., Hubert B.* Thermalization of O(1D) atoms in the thermosphere // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 4287–4295.
- [Shematovich et al., 2005] *Shematovich V. I., Johnson R. E., Cooper J. F., Wong M. C.* Surface-bounded atmosphere of Europa // *Icarus*. 2005. V. 173. P. 480–498.
- [Shematovich, Johnson, 2001] *Shematovich V. I., Johnson R. E.* Near-surface oxygen atmosphere at Europa // *Adv. Space Res.* 2001. V. 27. P. 1881–1888.
- [Shi et al., 1995] *Shi M., Baragiola R. A., Grosjean D. E.* et al. Sputtering of water ice surfaces and the production of extended neutral atmospheres // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 26 387–26 395.
- [Smith, Kay, 1997] *Smith R. S., Kay B. D.* Adsorption, desorption and crystallization kinetics in nanoscale water films // *Recent Res. Devel. Phys. Chem.* 1997. V. 1. P. 209–219.
- [Smyth, Marconi, 2006] *Smyth W. H., Marconi M. L.* Europa's atmosphere, gas tori, and magnetospheric implications // *Icarus*. 2006. V. 181. P. 510–526.
- [Spencer et al., 1999] *Spencer J. R., Tamppari L. K., Martin T. Z., Travis L. D.* Temperatures on Europa from Galileo PPR: Nighttime thermal anomalies // *Science*. 1999. V. 284. P. 1514–1516.
- [Spencer et al., 2006] *Spencer J. R., Pearl J. C., Segura M., Flasar F. M.* et al. Cassini encounters Enceladus: background and the discovery of a south polar hot spot // *Science*. 2006. V. 311. P. 1401–1405.
- [Tokar et al., 2005] *Tokar R. L., Johnson R. E., Thomsen M. F., Dunlapp D. M.* et al. Cassini observations of the thermal plasma in the vicinity of Saturn's main rings and the F and G rings // *GRL*. 2005. V. 32. P. L14S04. doi: 10.1029/2005GL022690.
- [Tokar et al., 2006] *Tokar R. L., Johnson R. E., Hill T. W., Pontius D. H.* et al. The interaction of the atmosphere of Enceladus with Saturn's plasma // *Science*. 2006. V. 311. P. 1409–1412.

- [Tokar et al., 2007] *Tokar R. L., Wilson R. J., Henderson M. G., Thomsen M. F.* et al. Detecting the Enceladus neutral torus via water group pick up ions: abstr. // American Geophysical Union. Fall Meeting, 2007. Abstr. #P52B-06.
- [Torr et al.,] *Torr M. R., Torr D. G., Hinteregger H. E.* Solar flux variability in the Schumann-Runge continuum as a function of solar cycle 21 // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 6063–6068.
- [Turc et al., 2014] *Turc L., Leclercq L., Leblanc F., Modolo R., Chaufray J.-Y.* Modelling Ganymede's neutral environment: A 3D test-particle simulation // *Icarus.* 2014. V. 229. P. 157–169.
- [Van Zyl, Stephen, 1994] *Van Zyl B., Stephen T.M.* Dissociative ionization of H₂, N₂, and O₂ by electron impact // *Phys. Rev.* 1994. V. A50. P. 3164–3173.
- [Vasyliunas, Eviatar, 2000] *Vasyliunas M. V., Eviatar A.* Outflow of ions from Ganymede: A reinterpretation // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 1347–1349.
- [Waite et al., 2005] *Waite J. H., Cravens T. E., Ip W.-H., Kasprzak W. T.* et al. Cassini ion and neutral mass spectrometer measurements of oxygen ions near Saturn's A-ring // *Science.* 2005. V. 307. P. 1260-1262.
- [Waite et al., 2006] *Waite J. H., Combi M. R., Ip W.-H., Cravens T. E.* et al. Cassini Ion and Neutral Mass Spectrometer: Enceladus plume composition and structure // *Science.* 2006. V. 311. P. 1419–1422.
- [Westley et al., 1995] *Westley M. S., Baragiola R. A., Johnson R. E., Baratta G. A.* Ultraviolet desorption from water ice // *Planet. Space Sci.* 1995. V. 43. P. 1311–1315.
- [Wong et al., 1999] *Wong M. C., Marconi M. L., Johnson R. E.* Model calculations for Ganymede's atmosphere: abstr. // AGU Spring Meeting. Boston, MA. 1999. Abstr. P32B-09.
- [Yung, McElroy, 1977] *Yung Y. I., McElroy M. B.* Stability of an oxygen atmosphere on Ganymede // *Icarus.* 1977. V. 30. P. 97–103.
- [Zhang et al., 2009] *Zhang P., Kharchenko V., Jamieson M. J., Dalgarno A.* Energy relaxation in collisions of hydrogen and deuterium with oxygen atoms // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. CiteID A07101.

GAS ENVELOPES OF THE ICY MOONS

V. I. Shematovich

Institute of Astronomy of Russian Academy of Sciences (INASAN)

The formation and dynamics of rarefied gas envelope near the icy surface of a celestial body, such as the icy moons of the giant planets, icy Kuiper belt objects, and others, are discussed in the paper. In the case of massive icy moons of the giant planets, such as Ganymede and Europa, a tenuous exosphere with relatively dense near-surface layer may be formed. The main parent component of the gaseous envelope is the water vapor entering the atmosphere through the processes of thermal degassing, non-thermal radiolysis, and other active processes and phenomena on the icy surface of the moon. The numerical kinetic model to study on the molecular level the formation, chemical evolution and dynamics of the H₂O- and O₂-dominant rarefied gas envelopes around the icy celestial bodies is discussed. Ionization processes in such rarefied gas envelopes occur as a result of exposure to solar ultraviolet (UV) radiation, the solar wind plasma and/or magnetospheric plasma. The chemical diversity of the gaseous envelope of icy satellite is due to the impact of the ultraviolet solar photons and plasma electrons onto the rarefied H₂O- or O₂-dominated atmosphere.

Important role in the formation of chemical diversity in the gaseous envelope belongs to the ionization chemistry, including ion-molecule reactions, dissociative recombination of molecular ions and charge-exchange reactions with the magnetospheric ions. The model was used to calculate the formation and development of chemical diversity in a rarefied gas envelope near the surface of Jupiter's moon Europa and Saturn's moon Enceladus. Comparisons of the calculation results with observations made by the Hubble Space Telescope (HST) and NASA Cassini spacecraft are presented.

Keywords: icy moons, comets, UV emissions, suprathermal atoms, Monte Carlo methods.

Shematovich Valery Ivanovich — leading scientist, teamleader, doctor of physical and mathematical sciences, shematov@inasan.ru

К МАГНИТОГИДРОДИНАМИЧЕСКОМУ МОДЕЛИРОВАНИЮ СТРУКТУРЫ И ЭВОЛЮЦИИ ТУРБУЛЕНТНОГО АККРЕЦИОННОГО ДИСКА ПРОТОЗВЕЗДЫ

А. В. Колесниченко

Институт прикладной математики им. М. В. Келдыша Российской академии наук
(ИПМ им. М. В. Келдыша РАН)

В рамках основной проблемы космогонии, связанной с реконструкцией условий в солнечном протопланетном диске на самых ранних этапах его существования, сформулирована в приближении одножидкостной магнитной гидродинамики замкнутая система МГД (магнитогиродинамических) уравнений масштаба среднего движения, предназначенная для постановки и численного решения различных задач по взаимосогласованному моделированию структуры и эволюции диска и связанной с ним короны. Проанализировано влияние на формирование структуры диска как осесимметричного магнитного поля протозвезды, так и крупномасштабного поля, порождаемого механизмом турбулентного динамо. Разработан новый подход к моделированию коэффициентов турбулентного переноса в слабо ионизованном диске, позволяющий учитывать эффекты обратного влияния сгенерированного магнитного поля и процессов конвективного переноса тепла на развитие турбулентности в стратифицированном слое конечной толщины и, тем самым, отойти от широко используемого в астрофизической литературе α -формализма Шакуры и Сюняева. Обсуждается модель тонкого (но оптически толстого) некеплеровского диска, учитывающая диссипацию турбулентности за счёт кинематической и магнитной вязкости, непрозрачность среды, наличие аккреции из окружающего пространства, воздействие турбулентного $\alpha\omega$ -динамо на генерацию магнитного поля, магнитное силовое и энергетическое взаимодействие между диском и его короной и т.п. Предпринятое исследование является продолжением стохастико-термодинамического подхода к описанию турбулентности астрогеофизических систем, развиваемого автором в серии работ [Колесниченко, 2000, 2001, 2003, 2004, 2005; Колесниченко, Маров, 2006, 2007, 2008; Marov, Kolesnichenko, 2002, 2006].

Ключевые слова: осреднённые магнитогиродинамические уравнения, развитая МГД-турбулентность, протопланетные диски.

ВВЕДЕНИЕ

Значительная доля газа в околосвёздном протопланетном диске, находящемся на самом начальном этапе своей эволюции, представляет собой частично ионизованную плазму, степени ионизации которой вполне достаточно для развития в ней различного рода плазменных неустойчивостей [Marov, Kolesnichenko, 2006; Sano et al., 2000], в частности, гидромагнитной сдвиговой неустойчивости, открытой Велиховым [Велихов, 1959]. Эта неустойчивость, которая в приложении к астрофизическим дискам получила название магниторотационной неустойчивости Бальбюса-Хаули [Hawley, Balbus, 1991], возникает, когда существует компонента магнитного поля,

перпендикулярная плоскости вращения диска, а угловая скорость вращения уменьшается с расстоянием. В результате появляется большое число неустойчивых мелкомасштабных (по сравнению с толщиной диска) мод, развитие которых эффективно генерирует турбулентность в дифференциально вращающемся диске [Альвен, Арпениус, 1979; Armitage et al., 2001; Bisnovaty-Kogan, Lovelace, 2001; Brandenburg et al., 1996; Eardley, Galeev et al., 1981; Coroniti, 1981; Lesch, 1996; Lightman, 1975; Tout, Pringle, 1992].

Существование крупномасштабного магнитного поля (даже слабого, когда $|\bar{\mathbf{B}}|^2/4\pi\rho \leq c_s^2$) существенно усложняет гидродинамические течения в протопланетном диске звезды. Действующие на проводящие слои диска магнитные силы заметно влияют на динамику происходящих в них астрофизических процессов, таких как перенос углового момента на периферию диска, характер и темп аккреции из окружающего пространства (из космической диффузной среды), струйные истечения из короны диска (МГД-активного верхнего слоя) замагниченного вращающегося ветра и т.п. Вполне вероятно, что на раннем этапе образования протопланетного диска во внутренних его областях (т.е. при малых расстояниях ω от звезды) в верхних слоях (при больших z) присутствовали и хаотические магнитные поля, генерируемые механизмом турбулентного динамо или просто привнесённые в диск вместе с аккрецируемой межзвёздной плазмой. Эти магнитные поля, турбулентная энергия которых сопоставима с энергией гидродинамической турбулентности, перемешиваемые благодаря дифференциальному вращению вещества диска, вносят значительный вклад в турбулентную вязкость как во внутренней области диска, так и во внешних слоях его короны. Эффективность МГД-турбулентности как механизма диссипации также существенно зависит от процесса магнитного перезамыкания силовых линий магнитного поля, возможного в том случае, когда силовые линии разной направленности тесно сближаются друг с другом. Перед началом этого процесса в плазме имеется определённый избыток магнитной энергии, затем в ней начинает развиваться так называемая разрывная (тиринг) неустойчивость, которая, в конечном счёте, приводит к перезамыканию силовых линий и переходу избыточной энергии магнитного поля в кинетическую или тепловую энергию плазмы [Кадоццев, 1987].

В результате воздействия магнитного поля на движение космической плазмы в диске возникают не только эффективная турбулентная вязкость и турбулентная магнитная диффузия, но и все эффекты, связанные с электродинамикой средних полей [Кадоццев, 1987]. В частности, поскольку во вращающейся проводящей среде эффективную магнитную диффузию неизбежно сопровождает возникновение турбулентной электродвижущей силы $\alpha\mathbf{V}$ (так называемый α -эффект, связанный, в конечном итоге с влиянием кинематической и магнитной спиральности на генерацию индуцированного магнитного поля [Вайнштейн и др., 1980; Колесниченко, Маров, 2007; Мофпат, 1980]), то следует ожидать существенного воздействия и механизма турбулентного динамо на структуру и эволюцию «молодого» протопланетного диска. Как известно [Parker, 1955], мелкомасштабная отражательно-неинвариантная (гиротропная) турбулентность во вращающемся диске

создаёт «петли», когда любая силовая трубка магнитного поля под действием локального спирального движения приобретает форму скрученной буквы Ω . Эта магнитная петля сопровождается током, имеющим антипараллельную (параллельную) относительно приложенного среднего магнитного поля компоненту для правовинтовых (левовинтовых) случайных спиральных движений. Энергия производимого подобными токами джоулева тепла является мощным источником нагрева, при котором создаётся, в частности, дисковая корона толщиной порядка толщины диска [Heuvaerts, Priest, 1992; Inverarity et al., 1995]. В действительности корона может быть и гораздо толще [Galeev et al., 1981], поскольку в результате перезамыкания малых петель могут образовываться и крупные петли, которые всплывают в турбулентной среде под действием подъёмной силы. Одновременно короной поддерживается магнитная связь удалённых друг от друга областей диска посредством проходящих через неё крупномасштабных силовых линий, замыкающихся в диске. Подобного рода магнитная связь является также возможным дополнительным источником напряжений в короне и, тем самым, её нагрева.

Таким образом, из-за вязких напряжений, возникающих вследствие дифференциального вращения намагниченного аккреционного диска звезды и действия турбулентного динамо, его корона нагревается, подобно тому, как нагревается солнечная корона. Горячая корона способна породить струйное истечение вещества и поля. Фактически подобная струя является замагниченным вращающимся плазменным ветром, истекающим из аккрецирующего диска [Campbell, 2005; Pudritz, Norman, 1986]. В свою очередь, вращающийся ветер переносит на бесконечность вместе с веществом и магнитным полем значительный момент количества движения диска, позволяя тем самым ему медленно сжиматься и обеспечивая, наряду с вязким переносом углового момента наружу, другую возможность удалить момент количества движения из диска [Konigl, Pudritz, 2000]. Отметим, что магнитные напряжения в ветре могут также вызывать очень эффективную фокусировку движения веществ — джеты [Wang et al., 1990].

Применительно к проблеме реконструкции эволюции допланетного газопылевого аккреционного диска автором в цикле работ [Колесниченко, 2000, 2001, 2003, 2004, 2005; Marov, Kolesnichenko, 2002, 2006] разрабатывается подход к решению проблемы адекватного математического моделирования дисковой турбулизованной среды, учитывающей совместное влияние магнитогидродинамических эффектов и эффектов гидродинамической турбулентности на динамику и процессы тепло- и массопереноса в дифференциально вращающейся космической газопылевой плазме, инерционные свойства полидисперсной примеси твёрдых частиц, процессы коагуляции и излучения, а также ряд дополнительных эффектов, возникающих при турбулентных движениях плазмы в магнитном поле. В частности, в работе [Колесниченко, Маров, 2008] в рамках основной проблемы космогонии, связанной с реконструкцией протопланетного аккреционного диска, окружавшего протозвезду на ранних этапах её существования, была получена в приближении одножидкостной магнитной гидродинамики замкнутая система магнитогидродинамических уравнений масштаба среднего движения, предназначенная для ряда схематизированных постановок и численных

решений ряда задач по взаимосогласованному моделированию структуры и эволюции турбулизованного вещества в магнитном диске и в связанной с ним короне в случае, когда происходит аккреция вещества из окружающего космического пространства.

В настоящей работе, продолжающей этот цикл, рассмотрены следующие четыре аспекта проблемы построения адекватной модели эволюции протопланетного диска звезды:

- формулирование базовой системы осреднённых МГД-уравнений для развитой турбулентности, предназначенной для постановки и численного решения задач по взаимосогласованному моделированию астрофизического диска и его короны на ранних этапах их существования;
- разработка нового подхода к моделированию коэффициентов турбулентного переноса в проводящем диске, позволяющего учитывать эффекты обратного влияния магнитного поля и процессов конвективного переноса тепла на развитие турбулентности в стратифицированном по плотности слое конечной толщины;
- анализ влияния на формирование структуры, движения и энергетики осесимметричного диска крупномасштабного магнитного поля, порождаемого механизмом турбулентного $\alpha\omega$ -динамо;
- постановка задачи моделирования тонкого (но оптически толстого) проводящего диска, учитывающая магнитное силовое и энергетическое взаимодействие между диском и его короной, диссипацию турбулентности за счёт кинематической и магнитной вязкости, непрозрачность среды, генерацию крупномасштабного магнитного поля механизмом турбулентного динамо, приток вещества, количества движения и энергии (кинетической и гравитационной) из внешней аккреционной оболочки.

ИСХОДНЫЕ УРАВНЕНИЯ ЗАДАЧИ

Основываясь на результатах работы [Колесниченко, Маров, 2008], приведём вначале систему осреднённых МГД-уравнений для развитой турбулентности, на основе которых возможно численное моделирование, позволяющее реконструировать ход эволюции и структуру протопланетного аккреционного диска, находящегося около молодого протосолнца. Ниже для обозначения осреднённых параметров задачи будем использовать два символа: черта сверху означает традиционное теоретико-вероятностное осреднение какой-либо величины $A(\mathbf{r}, t)$ по ансамблю возможных реализаций (времени и/или пространству), в то время как тильда сверху означает весовое осреднение Фавра [Favre, 1969], задаваемое соотношением $\tilde{A} \equiv \overline{\rho A} / \bar{\rho}$ (где $A = \bar{A} + A' = \tilde{A} + A''$; A' , A'' — соответствующие турбулентные пульсации, $\bar{A}' = 0$, $\overline{\rho A''} = 00$; используемые в статье свойства весового осреднения можно найти в монографии [Колесниченко, Маров, 2009]). В инерциальной системе отсчёта осреднённые гидродинамические уравнения для развитого

турбулентного течения и уравнение магнитной индукции для среднего магнитного поля $\bar{\mathbf{B}}(\mathbf{r}, t)$ в абсолютной гауссовской системе единиц принимают следующий вид:

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{\rho} \bar{\mathbf{u}}) = 0, \quad (1)$$

$$\bar{\rho} \frac{d\bar{\mathbf{u}}}{dt} = -\nabla \left(\bar{p} + p_{turb}^M \right) + \nabla \cdot \mathbf{R}^K + \frac{1}{c} \bar{\mathbf{j}} \times \bar{\mathbf{B}} - \bar{\rho} \nabla \Psi_G, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \bar{\rho} \frac{d\bar{\mathbf{E}}}{dt} + \nabla \cdot (\bar{\mathbf{q}}_{rad} + \mathbf{q}^{turb}) = \\ = -\left(\bar{p} + p_{turb}^M \right) \nabla \cdot \bar{\mathbf{u}} + \mathbf{R}^K : \nabla \bar{\mathbf{u}} + \frac{1}{4\pi\mu_0} \mathbf{R}^M : \nabla \bar{\mathbf{B}} + \frac{1}{\sigma_e} |\bar{\mathbf{j}}|^2, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\bar{\rho} \frac{d}{dt} \left(\frac{\bar{\mathbf{B}}}{\bar{\rho}} \right) = (\bar{\mathbf{B}} \cdot \nabla) \bar{\mathbf{u}} + \nabla \cdot \mathbf{R}^M + v_M \nabla^2 \bar{\mathbf{B}}, \quad (\nabla \cdot \bar{\mathbf{B}} = 0), \quad (4)$$

$$\bar{p} = \Re \bar{\rho} \tilde{T}. \quad (5)$$

Здесь $d/dt \equiv \partial/\partial t + \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla$ — субстанциональная производная по времени для осреднённого континуума; $\bar{\rho}(\mathbf{r}, t)$, $\bar{\mathbf{u}}(\mathbf{r}, t) \equiv \overline{\rho \mathbf{u}} / \bar{\rho}$ — соответственно осреднённые плотность и гидродинамическая скорость космического вещества в диске ($\rho = \bar{\rho} + \rho'$; $\mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}} + \mathbf{u}''$; \mathbf{u}'' — турбулентная пульсация осреднённой по Фавру скорости); $\bar{\mathbf{B}}(\mathbf{r}, t)$ — осреднённый вектор напряжённости пульсирующего магнитного поля (среднее магнитное поле);

$$\mathbf{R}^M(\mathbf{r}, t) \equiv -\overline{(\mathbf{u}'' \mathbf{B} - \mathbf{B} \mathbf{u}'')} \quad (6)$$

— так называемый магнитный тензор Рейнольдса; $v_M \equiv c^2/4\pi\mu_0\sigma_e$ — коэффициент молекулярной магнитной вязкости; c — скорость света; μ_0 — магнитная проницаемость; σ_e — удельный молекулярный коэффициент электропроводности (далее будем предполагать, что μ_0 , v_M и σ_e — const); $\bar{p}(\mathbf{r}, t)$,

$p_{turb}^M(\mathbf{r}, t) \equiv \overline{|\mathbf{B}'|^2} / 8\pi\mu_0$ — соответственно газодинамическое давление и турбулентное магнитное давление;

$$\mathbf{R}^K(\mathbf{r}, t) \equiv \left\{ -\overline{\rho \mathbf{u}'' \mathbf{u}''} + \frac{\overline{\mathbf{B}' \mathbf{B}'}}{4\pi\mu_0} \right\} \equiv \mathbf{R}(\mathbf{r}, t) + \mathbf{T}_{turb}^M(\mathbf{r}, t) \quad (7)$$

— кинетический тензор турбулентных напряжений Рейнольдса для турбулизованной среды в присутствии пульсирующего магнитного поля;

$\mathbf{R}(\mathbf{r}, t) \equiv -\overline{\rho \mathbf{u}'' \mathbf{u}''}$ — обычный тензор Рейнольдса для газа, имеющий смысл дополнительных (турбулентных) напряжений; $\mathbf{T}_{turb}^M(\mathbf{r}, t) \equiv \overline{\mathbf{B}' \mathbf{B}'}/4\pi\mu_0$ — тензор магнитных натяжений для пульсационной составляющей магнитного поля; $\bar{\mathbf{j}}(\mathbf{r}, t)$ — плотность тока проводимости (тока, измеряемого наблюдателем, движущимся вместе с электропроводящим газом), фигурирующая в осреднённом законе Ампера:

$$\bar{\mathbf{j}} = \left(\frac{c}{4\pi\mu_0} \right) \times \bar{\mathbf{B}}; \quad (8)$$

$$\Psi_G(r) \equiv -GM_\odot |r|^{-1/2} \quad (9)$$

— потенциальная функция гравитационного поля; M_\odot — масса протозвезды; G — гравитационная постоянная (ниже мы будем пренебрегать самогравитацией диска, что возможно всегда, когда $M_{disk}/M_\odot \leq h/R_\infty \ll 1$, здесь $h(r)$ и R_∞ — полутолщина и внешний радиус диска, соответственно); $\bar{E}(r, t) \equiv \rho E / \bar{\rho}$ — осреднённое по Фавру удельное значение внутренней энергии $E(\mathbf{r}, t)$ дисковой среды (далее внутреннюю энергию газа будем считать пропорциональной температуре)

$$E(\mathbf{r}, t) = c_V T = \Re T (\gamma - 1)^{-1}, \quad (10)$$

где $\bar{\mathbf{q}}_{rad}(\mathbf{r}, t)$ — плотность потока энергии, переносимого излучением; $\mathbf{q}_*^{turb}(\mathbf{r}, t) \simeq c_p \overline{T'' \mathbf{u}''}$ — турбулентный поток тепла; $\mathbf{q}^{turb}(\mathbf{r}, t) \equiv \mathbf{q}_*^{turb} - \bar{p}' \mathbf{u}''$ — приведённый поток тепла [Колесниченко, Маров, 2009]; $\Re = R/\mu$; R — газовая постоянная; μ — средняя атомная масса (средняя масса на частицу в единицах m_p); $\gamma = c_p/c_V$ — показатель адиабаты; c_p , $c_V = \Re/(\gamma - 1)$ — соответственно удельная теплоёмкость газа при постоянном давлении и теплоёмкость при постоянном объёме (далее эти величины будем считать постоянными).

Относительно осреднённых МГД-уравнений (1)–(5) заметим следующее: при их выводе мы для простоты не учитывали давления и энергию излучения, хотя часто необходимо рассматривать дисковую среду как смесь идеального газа и излучения абсолютно чёрного тела. Обобщение на этот случай уравнений (1)–(5) не представляет труда. В уравнении индукции (4) присутствует член

$$\nabla \cdot \mathbf{R}^M \equiv (\mathbf{B} \cdot \nabla) \mathbf{u}'' - (\mathbf{u}'' \cdot \nabla) \mathbf{B} - \mathbf{B} \nabla \cdot \mathbf{u}'' = \nabla \times (\mathbf{u}'' \times \mathbf{B}) \equiv c \nabla \times \mathbf{G}, \quad (11)$$

играющий роль дополнительного источника, генерирующего среднее магнитное поле $\bar{\mathbf{B}}$. Здесь

$$\mathbf{G}(\mathbf{r}, t) \equiv c^{-1} \overline{\mathbf{u}'' \times \mathbf{B}} = c^{-1} \overline{\rho \mathbf{u}'' \times (\mathbf{B}/\rho)} \quad (12)$$

(или в тензорном виде $\mathbf{G}_i \equiv -\varepsilon_{ijk} R_{jk}^M / 2c$) — порождаемая случайными флуктуациями скорости и магнитного поля дополнительная электродвижущая сила, появляющаяся и в осреднённом законе Ома

$$\bar{\mathbf{j}} = \sigma_e (\bar{\mathbf{E}}^* + \mathbf{G}), \quad \bar{\mathbf{E}}^* \equiv \bar{\mathbf{E}} + c^{-1} \tilde{\mathbf{u}} \times \bar{\mathbf{B}}; \quad (13)$$

$\bar{\mathbf{E}}(\mathbf{r}, t)$ — вектор напряжённости электрического поля; ε_{ijk} — альтернирующий тензор Леви-Чивита. Отметим, что одной из основных целей полупирической теории МГД-турбулентности как раз и является конструирование специального замыкающего соотношения для турбулентного потока \mathbf{G} как функции средних полей $\bar{\mathbf{B}}$ и $\tilde{\mathbf{u}}$, с тем, чтобы, задавшись полем $\tilde{\mathbf{u}}$, можно

было найти $\bar{\mathbf{B}}$ из уравнения индукции (4). С учётом (12), предпоследний член в уравнении притока тепла (3) для среднего движения может быть представлен в виде

$$\left(\frac{1}{4\pi\mu_0}\right)\mathbf{R}^M : \nabla\bar{\mathbf{B}} = -\mathbf{G} \cdot \bar{\mathbf{j}}. \quad (14)$$

Наконец, важно ясно себе представлять [Колесниченко, Маров, 2008], что субстанциональное уравнение баланса внутренней энергии принимает форму (3) только в случае сильно развитой турбулентности, когда в структуре пульсирующих полей \mathbf{u}'' и \mathbf{B}' устанавливается такое квазистационарное состояние, при котором полная турбулентная энергия плазмы

$$\tilde{b}_\Sigma \equiv \tilde{b} + \tilde{b}_M \equiv \frac{\overline{\rho|\mathbf{u}''|^2}}{2\bar{\rho}} + \frac{\overline{|\mathbf{B}'|^2}}{8\pi\mu_0\bar{\rho}}, \quad (15)$$

равная сумме пульсационной кинетической энергии газа $\tilde{b} \equiv \overline{\rho|\mathbf{u}''|^2}/2\bar{\rho}$ и турбулентной энергии магнитного поля $\tilde{b}_M \equiv \overline{|\mathbf{B}'|^2}/8\pi\mu_0\bar{\rho}$, мало меняется как во времени, так и в пространстве, $d\tilde{b}_\Sigma/dt \cong 0$,

Система уравнений (1)–(5) должна быть дополнена замыкающими соотношениями для турбулентных потоков, а также выражениями для термодинамических и переносных характеристик. Граничные и начальные условия для структурных параметров не отличаются от соответствующих условий для неэлектропроводящих сред, но для среднего магнитного поля необходимо привлекать дополнительные условия.

Закон сохранения полной энергии

Для целей моделирования нам понадобится также уравнение баланса осреднённой (по Фавру) полной энергии дисковой системы, равной сумме $\tilde{U}_{tot} = \tilde{U}_{tot}^{sub} + \tilde{E}^M$ полной энергии проводящего газа

$$\tilde{U}_{tot}^{sub}(\mathbf{r}, t) \equiv \tilde{E} + \Psi_G + \frac{|\tilde{\mathbf{u}}|^2}{2} + \tilde{b} \quad (16)$$

и осреднённой энергии электромагнитного поля

$$\tilde{E}_M(\mathbf{r}, t) \equiv \frac{\overline{\rho E_M}}{\bar{\rho}} \equiv \rho \left(\frac{\overline{|\mathbf{B}'|^2}/8\pi\mu_0\rho}{\bar{\rho}} \right) = \frac{\overline{|\bar{\mathbf{B}}|^2}}{8\pi\mu_0\bar{\rho}} + \tilde{b}_M. \quad (17)$$

Следуя работе [Колесниченко, Маров, 2008], это уравнение для развитой турбулентности запишем в виде

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\bar{\rho} \tilde{U}_{tot}^{sub} + \bar{\rho} \tilde{E}^M \right) = -\nabla \cdot \left\{ \begin{array}{l} \left(\bar{\rho} \tilde{U}_{tot}^{sub} \right) \tilde{\mathbf{u}} + \mathbf{q}^{turb} + \bar{p}\tilde{\mathbf{u}} - \left(\frac{\overline{|\bar{\mathbf{B}}|^2}}{8\pi\mu_0} \right) \tilde{\mathbf{u}} + \\ + \mathbf{q}_{\text{пойнт}} - \mathbf{R} \cdot \tilde{\mathbf{u}} + \rho b'' \mathbf{u}'' \end{array} \right\} + Q_{rad}, \quad (18)$$

где

$$\overline{\mathbf{q}_{\text{Poynt}}} \equiv \left(\frac{c}{4\pi} \right) \overline{\mathbf{E} \times \mathbf{B}} \quad (19)$$

— осреднённый вектор Пойнтинга, имеющий смысл плотности потока энергии электромагнитного поля;

$$Q_{\text{rad}} \equiv -\nabla \cdot \overline{\mathbf{q}_{\text{rad}}} = A - R = \int_0^{\infty} \int_{\Omega} \rho \kappa_{\nu a} I_{\nu} d\Omega d\nu - 4\pi \int_0^{\infty} \rho \kappa_{\nu a} B_{\nu} d\nu; \quad (20)$$

ν , $I_{\nu}(\mathbf{r}, \Omega, t)$ и $B_{\nu}(\mathbf{r}, \Omega, t)$ — соответственно, частота, спектральная интенсивность и функция внутренних источников излучения; Ω — направление движения фотонов, $\kappa_{\nu a}$ — истинный коэффициент поглощения излучения веществом диска (спектральная непрозрачность). Первый член (A) в выражении (20) соответствует поглощаемой, а второй член (R) — спонтанно излучаемой радиационной энергии в единице объёма в единицу времени. Возможны несколько режимов переноса излучения, которые применимы в различных областях диска в зависимости от темпа аккреции, массы протозвезды и т.п. В частности, если полная оптическая толщина диска $d\tau_{\nu} = \rho \kappa_{\nu a} ds$ вдоль направления распространения s превосходит единицу, фотоны переносятся к его поверхности путём диффузии (см. соотношение (26)). В общем случае спектральная интенсивность I_{ν} , входящая в формулу (20), должна определяться в процессе решения уравнения переноса излучения.

В МГД-приближении вектор Пойнтинга $\overline{\mathbf{q}_{\text{Poynt}}}$ может быть преобразован к виду [Колесниченко, Маров, 2008]

$$\begin{aligned} \overline{\mathbf{q}_{\text{Poynt}}} = & \overline{\rho} \left(\frac{|\overline{\mathbf{B}}|^2}{8\pi\mu_0\overline{\rho}} + b_M + \frac{P_{\text{turb}}^M}{\overline{\rho}} \right) \cdot \tilde{\mathbf{u}} + \left(\frac{|\overline{\mathbf{B}}|^2}{8\pi\mu_0} \mathbf{I} - \frac{\overline{\mathbf{B}\mathbf{B}}}{4\pi\mu_0} \right) \cdot \tilde{\mathbf{u}} - \mathbf{T}_{\text{turb}}^M \cdot \tilde{\mathbf{u}} + \\ & + \frac{1}{4\pi\mu_0} \overline{\left(|\mathbf{B}|^2 \mathbf{I} - \mathbf{B}\mathbf{B} \right)} \cdot \mathbf{u}'' - v_M \nabla \cdot \left(\frac{|\overline{\mathbf{B}}|^2}{8\pi\mu_0} \mathbf{I} - \frac{\overline{\mathbf{B}\mathbf{B}}}{4\pi\mu_0} \right) - v_M \nabla \cdot \left(P_{\text{turb}}^M \mathbf{I} - \mathbf{T}_{\text{turb}}^M \right), \end{aligned} \quad (19^*)$$

причём для сильно развитой турбулентности два малых члена, включающие коэффициент v_M , для большинства областей аккреционного диска и короны могут быть опущены [Lazarian, Vishniac, 1999]. Их следует принимать во внимание только в областях высоких градиентов магнитного поля, например, в области стохастического перезамыкания магнитных силовых линий.

Комбинируя (18) и (19^{*}), запишем закон сохранения полной энергии дисковой системы в следующем виде:

$$\frac{d(\overline{\rho} \tilde{U}_{\text{tot}})}{dt} - Q_{\text{rad}} = -\nabla \cdot \left\{ \mathbf{q}^{\text{turb}} + \left(\overline{\rho} + P_{\text{turb}}^M \right) \tilde{\mathbf{u}} - \left(\mathbf{R}^K + \frac{\overline{\mathbf{B}\mathbf{B}}}{4\pi\mu_0} \right) \tilde{\mathbf{u}} + \left[\overline{\rho b''} \mathbf{u}'' + \frac{1}{4\pi\mu_0} \overline{\rho \left(\frac{|\mathbf{B}|^2 \mathbf{I} - \mathbf{B}\mathbf{B}}{\rho} \right)''} \mathbf{u}'' \right] \right\}, \quad (18^*)$$

причём два корреляционных члена в левой части этого уравнения также можно опустить в силу их малости в рассматриваемой здесь проблеме [Pudritz, 1981].

Определяющие соотношения

В работе [Колесниченко, Маров, 2008] описание турбулентных движений электропроводящего газа проводилось в рамках двухжидкостного термодинамического континуума, состоящего из двух взаимно открытых подсистем, заполняющих одно и то же координатное пространство непрерывно — подсистемы осреднённого движения и подсистемы турбулентного хаоса, связанного с пульсационным движением вещества и поля. Предполагалось, что элементарный объём dr подсистемы турбулентного хаоса может быть охарактеризован обобщёнными термодинамическими параметрами состояния, такими как энтропия S_{turb} , внутренняя энергия E_{turb} , давление p_{turb} и температура T_{turb} турбулизации (T_{turb} — величина, характеризующая степень интенсивности турбулентных пульсаций [Колесниченко, Маров, 2008]). Энтропия S_{turb} и внутренняя энергия E_{turb} турбулизации рассматривались в качестве первичных концепций и вводились в модель *a priori* для обеспечения связности термодинамической теории; при этом не подразумевалась их точная физическая интерпретация [Жоу и др., 2006]. Особо был проанализирован квазиравновесный режим движения в подсистеме турбулентного хаоса, при котором суммарное возникновение $\sigma_{(S_{turb})} \equiv \sigma_{(S_{turb})}^e + \sigma_{(S_{turb})}^i$ энтропии турбулизации S_{turb} почти отсутствует. Это условие означает, что производство $\sigma_{(S_{turb})}^i$ энтропии S_{turb} (за счёт необратимых процессов внутри подсистемы турбулентного хаоса) в такой степени компенсируется её оттоком $\sigma_{(S_{turb})}^e$ к подсистеме осреднённого движения, что $\sigma_{(S_{turb})} \cong 0$. Поскольку всегда $\sigma_{(S_{turb})}^i \leq 0$, то справедливо выражение $0 > \sigma_{(S_{turb})}^e \cong -\sigma_{(S_{turb})}^i$. Отсюда следует, что для поддержания стационарно-неравновесного режима турбулентности необходим приток отрицательной энтропии (негэнтропии) от осреднённого движения к хаотической составляющей, причём $\sigma_{(S_{turb})}^e = -\tilde{T}\sigma_{(\tilde{S})}^e / T_{turb} < 0$. Только в этом случае балансовое уравнение для удельной энтропии системы $\tilde{S} = c_v \ln[\tilde{T}/\bar{\rho}^{\gamma-1}]$ принимает «стандартный» вид общего уравнения переноса тепла [Marov, Kolesnichenko, 2006]

$$\bar{\rho} \frac{d\tilde{S}}{dt} + \nabla \cdot \left(\frac{\mathbf{q}^{turb}}{\tilde{T}} \right) = \sigma_{\tilde{S}}, \quad (21)$$

где локальное возникновение $\sigma_{\tilde{S}}$ энтропии \tilde{S} за счёт диссипативных процессов в электропроводящей турбулизованной среде определяется выражением

$$0 \leq \tilde{T}\sigma_{\tilde{S}} + \mathbf{q}^{turb} \cdot \frac{\nabla \tilde{T}}{\tilde{T}} \equiv \left(\mathbf{R}^K + \frac{2}{3} \bar{\rho} (\tilde{b} - \tilde{b}_M) \mathbf{I} \right) : \mathbf{D} + \frac{\mathbf{R}^M : (\nabla \bar{\mathbf{B}})^a}{4\pi\mu_0} + \frac{|\bar{\mathbf{j}}|^2}{\sigma_e} + Q_{rad}. \quad (22)$$

Здесь $\mathbf{D} \equiv (\nabla \tilde{\mathbf{u}})^s - \frac{1}{3} \mathbf{I}(\nabla \cdot \tilde{\mathbf{u}})$ — скорость сдвига для осреднённого движения; $(\nabla \tilde{\mathbf{u}})^s_{jk} \equiv \frac{1}{2}(\partial \tilde{u}_j / \partial x_k + \partial \tilde{u}_k / \partial x_j)$; $(\nabla \bar{\mathbf{B}})^a_{jk} \equiv \frac{1}{2}(\partial \bar{B}_j / \partial x_k - \partial \bar{B}_k / \partial x_j)$ — соответственно симметрическая и антисимметрическая части тензоров $\nabla \tilde{\mathbf{u}}$ и $\nabla \bar{\mathbf{B}}$; \mathbf{I} — единичный тензор.

При использовании метода Онзагера неравновесной термодинамики билинейная форма (22) для $\sigma_{\tilde{S}}$ позволяет получить определяющие (закрывающие) соотношения для турбулентного потока тепла \mathbf{q}^{turb} полного тензора турбулентных напряжений \mathbf{R}^K и магнитного тензора Рейнольдса \mathbf{R}^M , отвечающие режиму стационарно-неравновесного состояния турбулентного поля. Для изотропной турбулентности (далее мы ограничимся именно этим случаем), при использовании принципа Кюри-Пригожина (согласно которому связь между тензорами различного ранга в изотропной среде невозможна), эти соотношения в случае пренебрежения малыми перекрёстными эффектами принимают вид [Marov, Kolesnichenko, 2002]

$$\mathbf{q}^{turb}(\mathbf{r}, t) = -\lambda^{turb} \left(\nabla \tilde{T} - \frac{\nabla \bar{p}}{\bar{\rho} c_p} \right) = - \left(\frac{\lambda^{turb} \tilde{T}}{c_p} \right) \nabla \tilde{S} \cong -\lambda^{turb} \left(\nabla \tilde{T} - \frac{\mathbf{g}}{c_p} \right), \quad (23)$$

$$\mathbf{R}^K(\mathbf{r}, t) = -\frac{2}{3} \bar{\rho} (\tilde{b} - \tilde{b}_M) \mathbf{I} + 2\bar{\rho} \nu_K^{turb} \left((\nabla \tilde{\mathbf{u}})^s - \frac{1}{3} \mathbf{I} \nabla \cdot \tilde{\mathbf{u}} \right), \quad (24)$$

$$\mathbf{R}^M(\mathbf{r}, t) = 2\nu_M^{turb} (\nabla \bar{\mathbf{B}})^a, \text{ (или } c\mathbf{G} = -\nu_M^{turb} \nabla \times \bar{\mathbf{B}}), \quad (25)$$

где λ^{turb} , ν_K^{turb} , ν_M^{turb} — соответственно коэффициенты турбулентной теплопроводности, турбулентной кинематической вязкости и турбулентной диффузии магнитного поля, зависящие в общем случае от параметров: $\bar{\rho}$, $\nabla \tilde{\mathbf{u}}$, $\bar{\mathbf{B}}/4\pi c_0$ и L (величина $L(\mathbf{r})$ является некоторой геометрической характеристикой расположения точки \mathbf{r} , например, равной обычной «длине пути смешения» [Иевлев, 1975]).

Ниже определяющее соотношение для вектора радиации будем использовать в форме лучистого потока тепла:

$$\mathbf{q}_{rad}(\mathbf{r}, t) = -\chi_{rad} \nabla \tilde{T} = -\frac{16\sigma_B \tilde{T}^3}{3\kappa \bar{\rho}} \nabla(\tilde{T}) = -\frac{4\sigma_B}{3\kappa \bar{\rho}} \nabla(\tilde{T}^4), \quad (26)$$

справедливого в случае диффузии равновесного излучения (например, при локальном термодинамическом равновесии излучения с веществом внутри оптически толстых дисков). Здесь σ_B , $\chi_{rad} = 16\sigma_B \tilde{T}^3 / 3\kappa \bar{\rho}$ — соответственно, постоянная Стефана-Больцмана и коэффициент лучистой (нелинейной) теплопроводности среды, весьма сильно зависящий от температуры и плотности вещества; $\kappa(\rho, T)$ — полная непрозрачность среды, которая сложным образом зависит от ρ и T , а также от степени ионизации, химического состава [Фридман, Бисикало, 2010] и т. п. В общем случае величина κ определяется как росселандово среднее по обратным величинам $1/\kappa_\nu$ спектральной непрозрачности [Франк-Каменецкий, 1959]. Как известно, доминирующий вклад κ_{ff} в непрозрачность κ в аккреционном диске вносит нерелятивистское

тепловое тормозное излучение, или «свободно-свободные переходы». Связанную с этими процессами поглощения среднюю по Росселанду непрозрачность κ , можно определять формулой Крамерса

$$\kappa_{ff}(\rho, T) = K\rho T^{-7/2} \text{ см}^2 \cdot \text{г}^{-1}, \quad (27)$$

где $K = 0,32 \cdot 10^{23}$ — константа. В оптически толстых дисках сравнимую (но всё же меньшую) величину $\kappa_{es} = 2 \cdot 10^{-2}(1 + X) \text{ см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ вносят «связанно-связанные» переходы в линиях и «связанно-свободные» ионизационные переходы (здесь X — массовая доля водорода в среде).

Сделаем теперь важное замечание по поводу формулы (25) для ЭДС, связанной с вектором \mathbf{G} . Эта формула справедлива только для изотропной (в гидродинамическом смысле) турбулентности, когда поле пульсирующих скоростей \mathbf{u}'' обладает зеркальной симметрией во всей системе. Однако в случае вращающегося аккреционного диска возможна ситуация, когда, например, в верхней части диска левовращательные турбулентные движения более вероятны, чем правовращательные, или наоборот. Физической причиной нарушения отражательной симметрии служит воздействие силы Кориолиса на вихри, всплывающие и опускающиеся в турбулентной среде диска. При этом отсутствует зеркальная симметрия поля \mathbf{u}'' относительно центральной плоскости диска, и турбулентность может обладать так называемой плотностью гидродинамической спиральности $h_{hel} \equiv \mathbf{u}'' \cdot (\nabla \times \mathbf{u}'')$, которая характеризует избыток вихрей данного знака [Вайнштейн и др., 1980; Колесниченко, Маров, 2007; Краузе, Рэдлер, 1984; Моффат, 1980]. Обобщение формулы (25) на случай отражательно-несимметричной турбулентности принимает вид [Steenbeck et al., 1966]

$$cG = \alpha \bar{\mathbf{B}} - v_M^{turb} \nabla \times \bar{\mathbf{B}}, \quad (25^*)$$

где коэффициент спиральности α является псевдоскаляром. Легко видеть, что с дополнительным слагаемым в соотношении (25^{*}) связан электрический ток $\bar{\mathbf{j}} = \sigma_e \alpha \bar{\mathbf{B}} + \dots$, направленный вдоль магнитного поля. Простые рассуждения показывают, что для случая изотропного и зеркально-симметричного поля скоростей \mathbf{u}'' коэффициент спиральности α равен нулю. Действительно, для изотропной среды одинакова вероятность как некоторой данной реализации ансамбля этого поля, так и реализации, полученной из неё зеркальным отражением. Тогда, с одной стороны, величина α не должна изменяться, если выполнить это отражение, так как ансамбль не изменился, но, с другой стороны, коэффициент α должен изменить свой знак, так как он является псевдоскаляром; поэтому $\alpha = 0$.

Подстановка (25^{*}) в уравнение индукции (4) для средних полей даёт

$$\bar{\rho} \frac{d}{dt} \left(\frac{\bar{\mathbf{B}}}{\bar{\rho}} \right) = (\bar{\mathbf{B}} \cdot \nabla) \bar{\mathbf{u}} + (v_M + v_M^{turb}) \nabla^2 \bar{\mathbf{B}} - \nabla \times \left\{ v_M^{turb} (\nabla \times \bar{\mathbf{B}}) \right\} + \nabla \times (\alpha \bar{\mathbf{B}}). \quad (28)$$

Для хорошо перемешанной турбулентности (создаваемой \mathbf{u}'' -полем), когда магнитное поле становится запутанным и мелкомасштабным, процесс диффузии усиливается, $v_M^{turb} \gg v_M > 0$ (условие сильно развитой турбулентности). Ниже мы будем для простоты предполагать, что в уравнении (28) $v_M^{turb} = \text{const}$; $\alpha = \text{const}$; тогда

$$\bar{\rho} \frac{d}{dt} \left(\frac{\bar{\mathbf{B}}}{\bar{\rho}} \right) = (\bar{\mathbf{B}} \cdot \nabla) \bar{\mathbf{u}} + v_M^{turb} \nabla^2 \bar{\mathbf{B}} + \alpha \nabla \times \bar{\mathbf{B}}. \quad (28^*)$$

Отсюда видно, что отражательно-симметричная изотропная турбулентность, в отличие от гиротропной, вызывает только турбулентную диффузию магнитного поля.

Следует отметить, что в силу своей псевдоскалярной природы α -эффект антисимметричен относительно центральной плоскости диска. Свойства симметрии уравнений Максвелла допускают при этом два вида симметрии для собственных решений (мод) уравнения динамо среднего поля (28*): магнитные поля могут быть антисимметричными относительно экватора (дипольная симметрия) и симметричны относительно экватора (квадрупольная симметрия). В частности, механизм солнечного динамо возбуждает, как правило, преимущественно дипольную осциллирующую моду (правило Хейла).

Если теперь подставить в закон Ома (13) для средних полей выражения (25*) и (8), то для осреднённого тока будем иметь

$$\bar{\mathbf{j}} = \sigma_e^{turb} \bar{\mathbf{E}}^* + \frac{c\alpha}{4\pi\mu_0 v_M^{turb}} \bar{\mathbf{B}} \cong \sigma_e^{turb} \left(\bar{\mathbf{E}}^* + c^{-1} \alpha \bar{\mathbf{B}} \right). \quad (29)$$

Здесь турбулентная проводимость σ_e^{turb} определяется формулой

$$\sigma_e^{turb} = \frac{\sigma_e}{1 + 4\pi\mu_0 v_M^{turb} \sigma_e / c^2} = \frac{\sigma_e v_M}{v_M + v_M^{turb}} \cong \frac{\sigma_e v_M}{v_M^{turb}} = \frac{c^2}{4\pi\mu_0 v_M^{turb}}, \quad (30)$$

из которой видно, что величина σ_e^{turb} в случае развитой турбулентности меньше молекулярной проводимости σ_e .

Общее уравнение переноса тепла (21), с учётом определяющих соотношений (23)–(25), принимает вид

$$\begin{aligned} \tilde{T} \bar{\rho} \frac{d\tilde{S}}{dt} &= \nabla \cdot \left[\lambda^{turb} \left(\nabla \tilde{T} - \frac{\nabla \bar{p}}{\bar{\rho} c_p} \right) \right] + 2\bar{\rho} v_K^{turb} \left(\begin{matrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{matrix} \right) + \\ &+ \frac{v_M^{turb}}{2\pi\mu_0} \left((\nabla \bar{\mathbf{B}})^a : (\nabla \bar{\mathbf{B}})^a \right) + \frac{|\bar{\mathbf{j}}|^2}{\sigma_e} + Q_{rad}. \end{aligned} \quad (22^*)$$

Поскольку, в силу (30), имеем

$$\frac{v_M^{turb}}{2\pi\mu_0} \left((\nabla \bar{\mathbf{B}})^a : (\nabla \bar{\mathbf{B}})^a \right) + \frac{|\bar{\mathbf{j}}|^2}{\sigma_e} = \frac{|\bar{\mathbf{j}}|^2}{\sigma_e^{turb}} + \frac{|\bar{\mathbf{j}}|^2}{\sigma_e} \cong \frac{|\bar{\mathbf{j}}|^2}{\sigma_e^{turb}},$$

то уравнение (22*) может быть переписано в следующей окончательной форме:

$$\tilde{T} \bar{\rho} \frac{d\tilde{S}}{dt} \cong \nabla \cdot \left[\frac{\lambda^{turb} \tilde{T}}{c_p} \nabla \tilde{S} \right] + 2\bar{\rho} v_K^{turb} \left(\begin{matrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{matrix} \right) + \frac{|\bar{\mathbf{j}}|^2}{\sigma_e^{turb}} + Q_{rad}, \quad (22^{**})$$

где величина $\tilde{T} \bar{\rho} d\tilde{S}/dt$ представляет собой количество тепла (отнесённое к единице объёма среды), получаемого системой в единицу времени; первый

член справа есть тепло, приносимое в рассматриваемый объём посредством турбулентной теплопроводности; второй член представляет собой энергию, диссипируемую в виде тепла благодаря турбулентной вязкости; третий член, соответствующий джоулеву нагреву, учитывает вклад среднего магнитного поля в производство энтропии системы и, наконец, последний член $Q_{rad} \equiv -\nabla \cdot \mathbf{q}_{rad}$ связан с процессом лучистого теплоотвода из системы.

Коэффициенты турбулентного переноса

Известно, что при изотропной турбулентности коэффициенты турбулентной кинематической вязкости ν_K^{turb} и турбулентной диффузии магнитного поля ν_M^{turb} близки к произведению $w_{turb} l_{cor}$ скорости турбулентных вихрей $w_{turb} \cong \sqrt{|u''|^2}$ и их корреляционной длины l_{cor} , а коэффициент спиральности α по порядку величины $\alpha \cong -\frac{1}{3} h_{hel} \tau_{cor}$, где $h_{hel} \equiv \mathbf{u}'' \cdot (\nabla \times \mathbf{u}'')$ — плотность гидродинамической спиральности (псевдоскаляр); τ_{cor} — масштаб, характеризующий изменения поля турбулентных скоростей \mathbf{u}'' во времени [Краузе, Рэдлер, 1984]. В частности, если согласно стандартной гипотезе Шакуры и Сюняева [Shakura, Sunyaev, 1973] принять, что l_{cor} — эффективная полутолщина аккреционного диска, а величина w_{turb} выражается через термическую скорость звука c_s , то турбулентная диффузия приводит к характерному времени затухания магнитного поля (вернее, тех его компонентов, которые заметно меняются на масштабе толщины диска) порядка периода кеплеровского вращения. При этом магнитное число Рейнольдса $Re \propto 1$ и важен турбулентный перенос.

С другой стороны, обобщая известную формулу Колмогорова для непроводящей жидкости на случай МГД-турбулентности, можно предположить, что кинетический коэффициент турбулентной вязкости ν_K^{turb} вычисляется по формуле

$$\nu_K^{turb} = L \sqrt{b_\Sigma}, \quad (31)$$

где L — путь перемешивания по Прандтлю (числовой множитель может быть включён в значение L). Это предположение также часто приемлемо для практических приложений. Вместе с тем, в соотношении (31) явно не учитывается возможное влияние магнитного поля на характер перемешивания, что для развитой МГД-турбулентности не вполне корректно (например, для возмущений больших масштабов). По этой причине в формулу (31) необходимо, в общем случае, вводить поправку, учитывающую обратный эффект диффузии магнитного поля и переноса тепла на развитие турбулентности в электропроводящей дисковой среде.

Для нахождения такого поправочного множителя к величине L воспользуемся уравнением баланса энтропии турбулизации S_{turb} , которое в случае стационарно-неравновесного режима развитой турбулентности принимает вид

$$\begin{aligned}
 0 &\cong \bar{\rho} \frac{dS_{turb}}{dt} + \nabla \cdot \mathbf{J}_{S_{turb}} = \\
 &= 2\bar{\rho} v_K^{turb} \left(\begin{smallmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{smallmatrix} \right) + \frac{v_M^{turb}}{4\pi\mu} (\nabla \times \bar{\mathbf{B}})^2 + \frac{\lambda^{turb}}{c_p \bar{T}} \mathbf{g} \cdot \left(\nabla \tilde{T} - \frac{\mathbf{g}}{c_p} \right) - \bar{\rho} \varepsilon_\Sigma.
 \end{aligned} \tag{32}$$

Здесь $\mathbf{g} = -\nabla \Psi_G = GM_\odot \mathbf{r} / |\mathbf{r}|^3$; $\Phi_v \equiv 2\bar{\rho} v_K^{turb} \left(\begin{smallmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{smallmatrix} \right)$ — диссипативная функция; $\varepsilon_\Sigma \equiv \langle \varepsilon_M \rangle + \langle \varepsilon_b \rangle = \left\{ \overline{\rho(\mathbf{P}/\rho) : \nabla \mathbf{u}''} + (v_M/4\pi\mu_0) \overline{|\nabla \times \mathbf{B}'|^2} \right\}$ — полная удельная скорость диссипации турбулентной кинетической и турбулентной магнитной энергии в тепло (под действием молекулярной кинематической вязкости и вязкости магнитного поля); \mathbf{P} — тензор вязких напряжений, связанный с процессами молекулярного переноса количества движения дискового вещества.

Используя обозначение w_{turb} для характерной пульсационной скорости проводящей среды и L для пути перемешивания по Прандтлю (в случае отсутствия магнитного поля), напомним

$$v_K^{turb} = L w_{turb}, \quad v_M^{turb} = \frac{L w_{turb}}{\text{Pr}_M^{turb}}, \quad \frac{\lambda^{turb}}{\bar{\rho} \langle c_p \rangle} = \frac{L w_{turb}}{\text{Pr}_K^{turb}}, \quad \varepsilon_\Sigma = \frac{1}{\alpha_{ss}^2} \frac{w_{turb}^3}{L}. \tag{33}$$

При этом эмпирическую константу α_{ss} , а также турбулентные числа Прандтля-Шмидта (кинетическое и магнитное)

$$\text{Pr}_K^{turb} = \bar{\rho} c_p \frac{v_K^{turb}}{\lambda^{turb}}, \quad \text{Pr}_M^{turb} = \frac{v_M^{turb}}{v_M^{turb}} \tag{34}$$

можно в первом приближении считать постоянными. Подставляя эти выражения в (32), получаем для стационарного режима:

$$w_{turb} \left\{ 2L \left(\begin{smallmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{smallmatrix} \right) + \frac{L}{\text{Pr}_M^{turb}} \frac{(\nabla \times \bar{\mathbf{B}})^2}{4\pi\mu\bar{\rho}} + \frac{L}{\text{Pr}_K^{turb}} \frac{\mathbf{g}}{\bar{T}} \cdot \left(\nabla \tilde{T} - \frac{\mathbf{g}}{c_p} \right) - \frac{w_{turb}^2}{\alpha_{ss}^2 L} \right\} \cong 0, \tag{35}$$

Уравнение (35) распадается на два уравнения: уравнение $w_{turb} = 0$, соответствующее ламинарному режиму течения, и уравнение

$$w_{turb}^2 = \alpha_{ss}^2 L^2 \left\{ 2 \left(\begin{smallmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{smallmatrix} \right) + \frac{1}{\text{Pr}_M^{turb}} \frac{(\nabla \times \bar{\mathbf{B}})^2}{4\pi\mu_0\bar{\rho}} + \frac{1}{\text{Pr}_K^{turb}} \frac{\mathbf{g}}{\bar{T}} \cdot \left(\nabla \tilde{T} - \frac{\mathbf{g}}{c_p} \right) \right\}, \tag{36}$$

описывающее установившийся турбулентный режим. Уравнение (36) имеет вещественное решение в том случае, когда

$$2 \left(\begin{smallmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{smallmatrix} \right) + \frac{1}{\text{Pr}_K^{turb}} \left[\frac{(\nabla \times \bar{\mathbf{B}})^2}{4\pi\mu_0\bar{\rho}} + \frac{\mathbf{g}}{\bar{T}} \cdot \left(\nabla \tilde{T} - \frac{\mathbf{g}}{c_p} \right) \right] \geq 0,$$

откуда получаем

$$\text{Ri}_\Sigma \equiv \text{Ri}_K - \text{Ri}_M \leq (\text{Ri}_\Sigma)_{cr} = \text{Pr}_K^{turb},$$

где введены обозначения

$$\mathbf{Ri}_K \equiv -\frac{\mathbf{g} \cdot (\nabla \tilde{T} - \mathbf{g}/c_p)}{2 \begin{pmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{pmatrix}}, \quad \mathbf{Ri}_M \equiv \frac{1}{4\pi\mu_0\bar{\rho}} \frac{(\nabla \times \bar{\mathbf{B}})^2}{2 \begin{pmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{pmatrix}}. \quad (37)$$

Здесь \mathbf{Ri}_K и \mathbf{Ri}_M — соответственно градиентное гидродинамическое число Ричардсона — безразмерная величина, определяющая относительный вклад термической конвекции вещества в порождение турбулентной энергии (по сравнению с передачей энергии от осреднённого движения), и градиентное магнитогидродинамическое число Ричардсона (пропорциональное отношению магнитной энергии к кинетической энергии плазмы), учитывающее влияние магнитного поля на возникновение турбулентности в потоке.

Если $\mathbf{Ri}_\Sigma = \mathbf{Pr}_K^{turb}$, то имеется единственное вещественное решение $w_{turb} = 0$, соответствующее ламинарному режиму. Пусть имеет место турбулентный режим и, следовательно, $\mathbf{Ri}_\Sigma < (\mathbf{Ri}_\Sigma)_{cr}$, тогда для турбулентного коэффициента вязкости электропроводной жидкости получим

$$v_K^{turb} = \alpha_{ss} L^{*2} \sqrt{2 \begin{pmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D} & \mathbf{D} \end{pmatrix}}, \quad L^* \equiv L \left(1 - \frac{\mathbf{Ri}_\Sigma}{\mathbf{Pr}_K^{turb}} \right)^{0,25}, \quad (38)$$

где $L^* = L\phi$; безразмерная функция $\phi \equiv \left(1 - \mathbf{Ri}_\Sigma / \mathbf{Pr}_K^{turb} \right)^{0,25}$ учитывает влияние магнитного поля и обратный эффект переноса тепла на развитие турбулентности через пути смешения. Одновременно получилась приближённая оценка для критического числа Ричардсона $(\mathbf{Ri}_\Sigma)_{cr} = \mathbf{Pr}_K^{turb} = \bar{\rho} c_p v_K^{turb} / \lambda^{turb}$.

Для вычисления пути перемешивания по Прандтлю (в случае отсутствия магнитного поля) можно воспользоваться известной формулой Прандтля-Никурадзе, которая, применительно к моделированию дисковой структуры, может быть записана в виде

$$\frac{L}{h_{eff}} = 0,14 - 0,08 \left(1 - \frac{z}{h_{eff}} \right)^2 - 0,06 \left(1 - \frac{z}{h_{eff}} \right)^4. \quad (39)$$

Приведённая в этом разделе замкнутая система осреднённых МГД-уравнений является основной при моделировании структуры и эволюции турбулизованного протопланетного диска; при моделировании тонких аккреционных дисков она может быть существенно упрощена [Pringle, King, 2007].

МАГНИТОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УРАВНЕНИЯ ДЛЯ ТУРБУЛЕНТНОГО АККРЕЦИОННОГО ДИСКА

Рассмотрим теперь медленно эволюционирующий аккреционный турбулентный диск, который в момент времени t вращается с угловой скоростью $\Omega(\omega, z)$ вокруг оси z . Будем полагать, что диск является электропроводящим, и имеется начальное крупномасштабное и медленно меняющееся

осесимметричное магнитное поле \mathbf{B}_\odot протозвезды, дипольный момент которого совпадает с осью вращения диска. Далее мы будем использовать цилиндрическую систему координат (ω, φ, z) и предполагать, что центральная плоскость аккреционного диска совпадает с экваториальной плоскостью звезды, определяемой условием $z = 0$. Ограничимся здесь моделью тонкого осесимметричного ($\partial(\dots)/\partial\varphi = 0$) аккреционного диска, когда пространственный масштаб изменения структурных параметров в слое, перпендикулярном к экваториальной плоскости, велик по сравнению с полутолщиной диска, т.е. величина $h(\omega)$ мала по сравнению с ω для всех ω , $\partial h/\partial\omega \approx h/\omega \ll 1$. Можно показать [Шапиро, Тьюколски, 1985], что толщина аккреционного диска зависит от баланса нагрева и охлаждения. Эффективное охлаждение приводит к геометрически тонкому диску. Для такого диска характер течения проводящего дискового вещества может быть проанализирован с использованием двухмерных МГД-уравнений.

Коэффициент турбулентной вязкости

Проанализируем вначале выражение (38) для коэффициента вязкости в тонком аккреционном диске, движение вещества в котором можно представить как суперпозицию общего дифференциального вращения и случайного турбулентного движения. Для простоты будем предполагать, что вращение диска настолько медленное, что меридиональной циркуляцией можно пренебречь [Тассуль, 1982], т.е. осреднённое движение космического вещества реализуется лишь в азимутальном направлении, а истинная скорость течения беспорядочно пульсирует около этого среднего значения, крайне нерегулярно изменяясь в меридиональном и азимутальном направлениях; тогда $\tilde{u}_\omega = 0$, $\tilde{u}_\varphi = \omega\Omega(\omega, z)$, $\tilde{u}_z = 0$.

При этих предположениях $\omega\varphi$ -компонента кинетического тензора Рейнольдса (24) и диссипативная функция Φ_v принимают вид

$$R_{\omega\varphi}^K = \bar{\rho} v_K^{turb} \omega \frac{\partial\Omega(\omega, z)}{\partial\omega},$$

$$\Phi_v \equiv v_K^{turb} 2 \left(\mathbf{D} : \mathbf{D} \right) = v_K^{turb} \omega^2 \left\{ \left(\frac{\partial\Omega(\omega, z)}{\partial\omega} \right)^2 + \left(\frac{\partial\Omega(\omega, z)}{\partial z} \right)^2 \right\}. \quad (40)$$

Тогда для большей части диска (за исключением областей, близких к звезде) справедливо следующее приближённое выражение для коэффициента турбулентной вязкости:

$$v_K^{turb} = \alpha_{ss} L^{*2} \omega \left| \frac{\partial\Omega(\omega, z)}{\partial\omega} \right|, \quad L^*(z) \equiv L(z) \left(1 - \frac{\mathbf{Ri}_K - \mathbf{Ri}_M}{\mathbf{Pr}_K^{turb}} \right)^{0.25}, \quad (41)$$

где

$$\mathbf{Ri}_K \cong \frac{\Omega_{K, mid}^2 z}{\omega^2} \frac{1}{\tilde{T}} \frac{\partial\tilde{T}/\partial z + G_a}{(\partial\Omega/\partial z)^2}, \quad \mathbf{Ri}_M \cong \frac{1}{4\pi\mu_0\bar{\rho}} \frac{(\partial\bar{B}_\varphi/\partial z)^2}{\omega^2 (\partial\Omega/\partial z)^2}, \quad (42)$$

$$G_a \equiv \frac{g_z}{c_p} = -\frac{1}{c_p} \frac{GM_\odot z}{\omega^3} \left(1 + \frac{z^2}{\omega^2}\right)^{-3/2} \cong \frac{1-\gamma}{\gamma} \frac{1}{\mathfrak{R}} \Omega_{K,mid}^2 z \quad (43)$$

— адиабатический градиент температуры в протопланетном аккреционном диске. В выражениях (42) и (43) использована эффективная сила тяжести $\mathbf{g} = \{0, 0, -g_z\}$, где

$$g_z = \frac{GM_\odot z}{\omega^3} \left(1 + \frac{z^2}{\omega^2}\right)^{-3/2} \cong \Omega_{K,mid}^2(\omega) z; \quad \Omega_K(\omega, z) \equiv \sqrt{\frac{GM_\odot}{(\omega^2 + z^2)^{3/2}}} \quad (44)$$

— кеплеровская угловая скорость; $\Omega_{K,mid}(\omega) \equiv \Omega_K(\omega, 0) = \sqrt{GM_\odot/\omega^3}$ — кеплеровская угловая скорость вращения в центральной плоскости диска.

Из формулы (42) видно, что в случае адиабатического распределения температуры с высотой (безразличная стратификация), когда число Ричардсона $\mathbf{Ri}_K = 0$, $-\partial\tilde{T}/\partial z = (-\partial\tilde{T}/\partial z)_{ad} = z\Omega_{K,mid}^2(\omega)/c_p$, т. е. температурный градиент в диске не оказывает влияния на коэффициенты турбулентного переноса. Однако в случае неустойчивой термической стратификации аккреционного диска, когда имеют место сверхадиабатические градиенты температуры, энергия турбулентности возрастает за счёт энергии неустойчивости в направлении, перпендикулярном к экваториальной плоскости диска (конвективный источник турбулентности); при этом одновременно увеличивается коэффициент турбулентной вязкости. В то же время пространственная неоднородность (по высоте) осреднённого магнитного поля приводит к увеличению турбулентной энергии, поскольку магнитное число Ричардсона $\mathbf{Ri}_M > 0$. Обратное турбулентное число Прандтля-Шмидта $1/\mathbf{Pr}_K^{turb}$ в формуле (41) можно принять равным единице, когда основным механизмом турбулентности являются сдвиговые напряжения при дифференциальном вращении диска; однако оно может быть в 2-3 раза больше, когда причина турбулентности — тепловая конвекция в вертикальном направлении.

Для того, чтобы получить формальное совпадение выражения (41) с широко используемой в астрофизической литературе формулой Шакуры-Сюняева [Шакура, 1972], предназначенной для моделирования лежащего в центральной плоскости кеплеровского диска тонкого слоя, нужно положить в выражении (41) параметры $\mathbf{Ri}_K = 0$ и $\mathbf{Ri}_M = 0$ и подставить в него угловую скорость кеплеровского вращения $\Omega_{K,mid}(\omega)$. Если использовать теперь в качестве масштаба турбулентности эффективную полутолщину диска $h_{eff} \cong c_s|_{z=0}/\Omega_{K,mid}$ (которую можно оценить, используя баланс сил в z -направлении (см. ниже), то в результате получим

$$v_K^{turb} = \frac{3}{2} \alpha_{ss} h_{eff}^2 \Omega_{K,mid} = \frac{3}{2} \alpha_{ss} h_{eff} c_s|_{z=0} = \frac{3}{2} \frac{\alpha_{ss} \gamma (\bar{p}/\bar{\rho})|_{z=0}}{\Omega_{K,mid}}. \quad (45)$$

Тогда между (ω, φ) -компонентой тензора турбулентных напряжений Рейнольдса $R_{r\varphi}$ и давлением \bar{p} газа имеет место следующая «классическая» зависимость:

$$R_{\text{эф}} = \bar{\rho} v_K^{\text{turb}} \omega \left(\frac{\partial \Omega_{K, \text{mid}}(\omega)}{\partial r} \right) = -\alpha_s \bar{p} \Big|_{z=0}. \quad (46)$$

Здесь $c_s \Big|_{z=0} \cong \sqrt{\gamma \bar{p} / \bar{\rho}} \Big|_{z=0}$ — термическая скорость звука; $\alpha_s = \frac{9}{4} \alpha_{ss}$ — не поддающийся сколько-нибудь точному определению свободный параметр, удовлетворяющий ограничению $\alpha_s \leq 1$.

Астрофизические модели, построенные с применением соотношения (46), относятся к так называемым вязким α -дискам. В моделях подобного рода параметр Шакуры-Сюняева α_s остаётся обычно свободным параметром в уравнениях строения диска. Значение α_s может быть прокалибровано эмпирически, в частности, при помощи зависящих от времени спектров, получаемых при наблюдении вспышек в двойных звёздных системах с переносом массы, содержащих карликовые новые. Для этого случая были найдены [Bath, Pringle, 1981; Lynden-Bell, Pringle, 1974] значения в интервале $0,1 \leq \alpha_s \leq 1$. Эти значения частично совпадают с оценками $0,01 \leq \alpha_s \leq 1$ из работ [Фридман, Бисикало, 2010; Eardley, Lightman, 1975; Eardley et al., 1978; Neuvaerts et al., 1996], где рассматривалась вязкость, возникающая вследствие сдвига скорости и перезамыкания силовых линий хаотического магнитного поля. В аналитических работах [Coroniti, 1981; Tout, Pringle, 1992] была получена связь между вязкостью в диске и процессом перезамыкания магнитных полей внутри диска. Известно, что скорость перезамыкания может быть охарактеризована величиной $M_A = u/c_A$, где u — скорость вещества перед разрывом, а $c_A = |\mathbf{V}| / \sqrt{4\pi\rho}$ — альфвеновская скорость перед разрывом [Прист, Форбс, 2005]. Обе эти модели используют сдвиговое течение внутри диска для усиления магнитного поля и МГД-турбулентность как механизм радиального переноса вещества. Вязкий параметр Шакуры-Сюняева, полученный в работе [Coroniti, 1981] Коронити, выражается через параметр перезамыкания следующим образом: $\alpha_{ss} \approx M_A^{2/3}$. Модель [Tout, Pringle, 1992] Тоута и Прингла даёт следующее выражение для параметра Шакуры-Сюняева: $\alpha_{ss} \approx 0,6 M_A$. Для того чтобы вызвать аккрецию, согласующуюся с наблюдениями различных астрофизических явлений, число Маха M_A должно быть порядка 0,1, что предполагает очень большие скорости перезамыкания в режиме турбулентного МГД, чему нет, вообще говоря, никаких оснований. Чтобы получить реальную картину связи между аккрецией и перезамыканием, необходимо, по-видимому, численное моделирование, которое рассматривает турбулентное динамо и процесс перезамыкания самосогласованно.

Отметим ещё раз, что в подходе Шакуры и Сюняева, разработанном специально для тонких аккреционных дисков, не принималось во внимание обратное влияние конвективного переноса тепла, а также наличие градиента крупномасштабного магнитного поля на развитие дисковой турбулентности. В связи с адекватным моделированием структуры и эволюции солнечного протопланетного диска и его короны представляется целесообразным отойти от α -формализма и получить обобщение формулы (46) на случай расслоённого по плотности вещества в диске конечной толщины.

Уравнение неразрывности

Запишем теперь осреднённые МГД-уравнения для турбулизованной среды в цилиндрической системе координат. Уравнение сохранения массы для осреднённого движения (2) принимает вид

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} (\omega \bar{\rho} \tilde{u}_\omega) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \tilde{u}_z) = 0. \quad (47)$$

Из этого уравнения следует, что

$$\left| \frac{\tilde{u}_z}{\tilde{u}_\omega} \right| \leq \frac{h}{\omega} \ll 1. \quad (48)$$

Далее для компонент скорости в дифференциально вращающемся диске будем употреблять новые обозначения: радиальную скорость, которая по предположению не зависит от z -координаты, обозначим $\tilde{u}_\omega(\omega, z) \cong \tilde{u}_\omega(\omega, z=0) \equiv V_\omega(\omega) > 0$; орбитальную скорость определим соотношением $\tilde{u}_\varphi(\omega, z) \equiv V_\varphi(\omega, z) = \omega \Omega(\omega, z)$, где $\Omega(\omega, z)$ — угловая скорость вращения дискового вещества, а осреднённую вертикальную скорость обозначим так: $\tilde{u}_z(\omega, z) \equiv V_z(\omega, z)$.

Уравнение движения

При использовании справедливых для тонких дисков оценочных неравенств [Шапиро, Тьюколски, 1985]

$$V_\varphi \gg V_\omega \gg V_z, \quad \frac{c_s}{V_\omega} \propto \frac{h}{\omega} \ll 1, \quad v_K^{turb} \propto \varepsilon c_s h \quad (\varepsilon \ll 1) \quad (49)$$

(здесь $c_s \equiv \sqrt{\gamma \bar{p} / \bar{\rho}}$ — изотермическая скорость звука), а также выражений

$$\bar{\mathbf{j}} = \frac{c}{4\pi\mu_0} \nabla \times \bar{\mathbf{B}} = \frac{c}{4\pi\mu_0} \left\{ \mathbf{e}_\omega \left(-\frac{\partial B_r}{\partial z} \right) + \mathbf{e}_\varphi \left(\frac{\partial B_\omega}{\partial z} - \frac{\partial B_z}{\partial \omega} \right) + \mathbf{e}_z \frac{1}{\omega} \frac{\partial(\omega B_\varphi)}{\partial \omega} \right\}, \quad (50)$$

$$\begin{aligned} \frac{1}{c} \bar{\mathbf{j}} \times \bar{\mathbf{B}} = & \frac{1}{4\pi\mu_0} \left\{ \mathbf{e}_\omega \left(-\frac{1}{2\omega^2} \frac{\partial(\omega^2 \bar{B}_\varphi^2)}{\partial r} + \frac{4\pi\mu_0}{c} \bar{B}_z \bar{j}_\varphi \right) + \right. \\ & \left. + \mathbf{e}_\varphi \left(\frac{\bar{B}_\varphi}{\omega} \frac{\partial(\omega \bar{B}_\varphi)}{\partial \omega} + \bar{B}_z \frac{\partial \bar{B}_\varphi}{\partial z} \right) + \mathbf{e}_z \left(-\frac{\partial(\bar{B}_\varphi^2/2)}{\partial z} - \frac{4\pi\mu_0}{c} \bar{B}_\omega \bar{j}_\varphi \right) \right\}, \quad (51) \end{aligned}$$

радиальную, азимутальную и вертикальную компоненты уравнения движения (3) можно записать в следующем виде:

$$\bar{\rho} \left(\frac{dV_\omega}{dt} - \omega \Omega^2 \right) = -\bar{\rho} \frac{GM_\odot}{\omega^2} - \frac{\partial}{\partial r} \left(\bar{p} + p_{turb} + \frac{1}{3} p_{turb}^M \right) - \frac{1}{\omega^2} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\frac{\omega^2 \bar{B}_\varphi^2}{8\pi\mu_0} \right) + \frac{1}{c} \bar{B}_z \bar{j}_\varphi, \quad (52)$$

$$\bar{\rho} \left(\frac{d(\omega\Omega)}{dt} + V_\omega \Omega \right) = \frac{1}{\omega^2} \frac{\partial}{\partial \omega} \left[\bar{\rho} v_K^{turb} \omega^3 \frac{\partial \Omega}{\partial \omega} + v^2 \frac{\bar{B}_\phi \bar{B}_\omega}{4\pi\mu_0} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{B}_\phi \bar{B}_z}{4\pi\mu_0} \right), \quad (53)$$

$$\bar{\rho} \frac{dV_z}{dt} = -\bar{\rho} \frac{GM_\odot z}{\omega^3} - \frac{\partial}{\partial z} \left[\bar{p} + p_{turb} + \frac{1}{3} p_{turb}^M + \frac{\bar{B}_\phi^2}{8\pi\mu_0} \right] - \frac{1}{c} \bar{B}_\omega \bar{j}_\phi, \quad (54)$$

где

$$\bar{\rho} \frac{d\mathbf{A}}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho}\mathbf{A}) + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} (v\bar{\rho}\mathbf{A}V_\omega) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho}\mathbf{A}V_z). \quad (55)$$

— субстанциональная производная параметра A в цилиндрической системе координат. Оператор (55) позволяет переписать уравнения (52)–(54) также и в дивергентном виде:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho}V_\omega) + \frac{\partial}{\partial \omega} \left[\omega \bar{\rho} V_\omega^2 + P + \frac{\bar{B}_z^2}{8\pi\mu_0} \right] - \frac{1}{\omega^2} \frac{\partial}{\partial \omega} \left\{ \omega^2 \frac{(\bar{B}_\omega^2 - \bar{B}_\phi^2)}{8\pi\mu_0} \right\} + \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left[\bar{\rho} V_\omega V_z - \frac{\bar{B}_\omega \bar{B}_z}{4\pi\mu_0} \right] - \bar{\rho} \omega \Omega^2 + \bar{\rho} \frac{GM_\odot}{\omega^2} = 0, \end{aligned} \quad (52^*)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho}J) + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left[\omega \bar{\rho} J V_\omega - \omega^3 \bar{\rho} v_K^{turb} \frac{\partial \Omega}{\partial \omega} - \omega^2 \frac{\bar{B}_\phi \bar{B}_r}{4\pi\mu_0} \right] = - \frac{\partial}{\partial z} \left[\bar{\rho} J V_z - \omega \frac{\bar{B}_\phi \bar{B}_z}{4\pi\mu_0} \right], \quad (53^*)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho}V_z) + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left\{ \omega \left[\bar{\rho} V_z V_\omega - \frac{\bar{B}_z \bar{B}_\omega}{4\pi\mu_0} \right] \right\} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[\bar{\rho} V_z^2 + P + \frac{\bar{B}_\omega^2 + \bar{B}_\phi^2 - \bar{B}_z^2}{8\pi\mu_0} \right] - \bar{\rho} \frac{GM_\odot z}{\omega^3}. \quad (54^*)$$

Здесь $P \equiv \left(\bar{p} + p_{turb} + \frac{1}{3} p_{turb}^M \right)$ — полное давление в турбулизованной электропроводящей среде; $\bar{p} = \Re \bar{\rho} \tilde{T}$ — давление турбулизованного газа; $p_{turb}(\omega, z) = \frac{2}{3} \bar{\rho} \tilde{b}$ — так называемое давление турбулизации [Колесниченко, Маров, 2008]; $p_{turb}^M(\omega, z) = \bar{\rho} \tilde{b}_M$ — турбулентное магнитное давление; $J(\omega, z) \equiv \omega^2 \Omega(\omega, z)$ — удельный угловой момент импульса дискового вещества, находящегося на расстоянии ω от центра вращения. Заметим, что азимутальная компонента уравнения движения (53*) описывает эволюцию момента количества движения \mathbf{J} за счёт вязкого трения и влияния магнитного поля.

Энергетическое уравнение

Уравнение переноса тепла (22**) для тонкого аккреционного диска, при учёте (40), принимает вид

$$\tilde{T}\bar{\rho}\frac{d\tilde{S}}{dt} - \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\lambda^{turb}}{c_p}\frac{\partial\tilde{S}}{\partial z}\right) = \bar{\rho}v_K^{turb}\omega^2\left(\frac{\partial\Omega(\omega, z)}{\partial\omega}\right)^2 + \frac{v_M^{turb}}{4\pi\mu_0}\left\{\left(\frac{\partial B_\Phi}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial B_\omega}{\partial z}\right)^2\right\} + Q_{rad}. \quad (56)$$

Это уравнение предназначено, в частности, для определения вертикального распределения температуры в тонком диске с учётом конвекции, лучистой теплопроводности, вязкой и магнитной диссипации.

Уравнение (18*) для полной энергии дисковой системы удобно использовать в стационарных моделях тонкого диска; в цилиндрической системе координат оно принимает вид

$$\bar{\rho}\frac{d}{dt}(\tilde{U}_{tot}) + \frac{1}{\omega}\frac{\partial}{\partial\omega}\left(\omega\mathbf{J}_{U_{tot},\omega}^{sub}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\mathbf{J}_{U_{tot},z}^{sub}\right) = Q_{rad}, \quad (57)$$

где

$$\mathbf{J}_{U_{tot}}^{sub} = \mathbf{J}_{U_{tot}} - \bar{\rho}\tilde{U}_{tot}\tilde{\mathbf{u}} \cong \mathbf{q}^{turb} + \mathbf{P}\tilde{\mathbf{u}} - 2\bar{\rho}v_K^{turb}\begin{pmatrix} 0 & 0 \\ \mathbf{D}:\mathbf{D} \end{pmatrix} + \frac{\overline{\mathbf{B}\mathbf{B}}}{4\pi\mu_0} \cdot \tilde{\mathbf{u}} \quad (58)$$

— субстанциональный поток полной энергии \tilde{U}_{tot} через единичную площадку за единицу времени, составляющие которого в радиальном и вертикальном направлении определяются соотношениями

$$\mathbf{J}_{U_{tot},\omega}^{sub} = -\lambda^{turb}\frac{\partial\tilde{T}}{\partial\omega} - \bar{\rho}\omega^2v_K^{turb}\Omega\frac{\partial\Omega}{\partial\omega} - \omega\Omega\frac{\overline{B_\omega B_\Phi}}{4\pi\mu_0},$$

$$\mathbf{J}_{U_{tot},z}^{sub} = -\lambda^{turb}\frac{\partial\tilde{T}}{\partial z} - \frac{4\sigma_B}{3\kappa\bar{\rho}}\frac{\partial\tilde{T}^4}{\partial z} - \bar{\rho}\omega^2v_K^{turb}\Omega\frac{\partial\Omega}{\partial z} - \frac{\overline{B_z B_\Phi}}{4\pi\mu_0}\omega\Omega.$$

Уравнение магнитной индукции

Поскольку влияние гидродинамической спиральности на генерацию среднего магнитного поля неизбежно сопровождается эффективной магнитной диффузией, то в общем случае для описания структуры и механизма генерации крупномасштабного магнитного поля $\overline{\mathbf{B}}$ в диске необходимо привлечь к рассмотрению уравнение индукции (28*). При этом действие α -эффекта и дифференциального вращения в осесимметричном диске удобно проанализировать с помощью разложения магнитного поля $\overline{\mathbf{B}}$ на тороидальную $\overline{B}_\Phi\mathbf{e}_\Phi$ и полоидальную $\overline{\mathbf{B}}_p$ составляющие [Краузе, Рэдлер, 1984]. Тогда уравнение (28*) заменяется двумя скалярными уравнениями. Действительно, разложив осреднённую скорость течения $\tilde{\mathbf{u}} \equiv \mathbf{V} = V_\omega\mathbf{e}_\omega + V_z\mathbf{e}_z + V_\Phi\mathbf{e}_\Phi$ дискового вещества и среднее магнитное поле на полоидальную и тороидальную компоненты: $\mathbf{V} = \mathbf{V}_p + \omega\Omega(\omega, z)\mathbf{e}_\Phi$, $\mathbf{V}_p = V_\omega\mathbf{e}_\omega + V_z\mathbf{e}_z$, $\overline{\mathbf{B}} = \overline{\mathbf{B}}_p + \overline{B}_\Phi\mathbf{e}_\Phi$, и полагая

$$\overline{\mathbf{B}}_p(\omega, z) \equiv \overline{B}_\omega\mathbf{e}_\omega + \overline{B}_z\mathbf{e}_z = \nabla \times \mathbf{A} = -\frac{\partial A}{\partial z}\mathbf{e}_\omega + \frac{1}{\omega}\frac{\partial(\omega A)}{\partial\omega}\mathbf{e}_z,$$

где $\mathbf{A} = A_\phi(\omega, z)\mathbf{e}_\phi \equiv A(\omega, z)\mathbf{e}_\phi$ — магнитный векторный потенциал, получим

$$\frac{\partial \bar{B}_\phi}{\partial t} + \omega \nabla \cdot \left(\frac{\bar{B}_\omega \mathbf{V}_p}{\omega} \right) = \omega (\bar{\mathbf{B}}_p \cdot \nabla) \Omega + v_M^{turb} \left(\nabla^2 \bar{B}_\phi - \frac{\bar{B}_\phi}{\omega^2} \right) - \alpha \left(\nabla^2 A - \frac{A}{\omega^2} \right), \quad (59)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{1}{\omega} (\mathbf{V}_p \cdot \nabla)(\omega A) = v_M^{turb} \left(\nabla^2 A - \frac{A}{\omega^2} \right) + \alpha \bar{B}_\phi. \quad (60)$$

Уравнениям (59) и (60) легко придать более наглядный вид:

$$\frac{\partial \bar{B}_z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \omega} (\bar{B}_\phi V_\omega) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{B}_\phi V_z) = \omega \left(B_\omega \frac{\partial \Omega}{\partial \omega} + B_z \frac{\partial \Omega}{\partial z} \right) + v_M^{turb} \frac{\partial^2 \bar{B}_\phi}{\partial z^2} + \alpha \frac{4\pi\mu_0}{c} \bar{j}_\phi, \quad (59^*)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + V_\omega \bar{B}_z - V_z \bar{B}_\omega = -\frac{4\pi\mu_0}{c} v_M^{turb} \bar{j}_\phi + \alpha \bar{B}_\phi. \quad (60^*)$$

При моделировании структуры магнитного поля в тонком аккреционном диске эти уравнения необходимо решать в некоторой конечной области, ограниченной плоскостями $z = \pm h$, при этом α -эффект сконцентрирован в окрестности плоскостей $z = \pm \xi h(\omega)$ ($\xi < 1$). В астрофизических приложениях обычно ограничиваются рассмотрением случая, когда коэффициент спиральности $\alpha(z)$ является нечётной функцией z , $\alpha(z) = -\alpha(-z)$. Часто величину $\alpha(z)$ задают ступенчатой функцией

$$\alpha(z) = \begin{cases} \alpha_0, & 0 < z < h; \\ 0, & z = 0; \\ -\alpha_0, & -h < z < 0. \end{cases} \quad (61)$$

Относительно уравнений (59) и (60) заметим следующее. Поскольку $\nabla^2 A - A/\omega^2 = -4\pi\mu_0 c^{-1} \bar{j}_\phi = -(\nabla \times \bar{\mathbf{B}}_p) \cdot \mathbf{e}_\phi$, то в правой части уравнения (59) имеются два члена, содержащие $\bar{\mathbf{B}}_p$. И, в зависимости от того, какой из них преобладает, получается два типа турбулентного динамо, генерирующего дополнительную электродвижущую силу в законе Ома для средних полей. Если относительную величину α -эффекта охарактеризовывать безразмерным числом $R_\alpha = \alpha_0 l / v_M^{turb}$, а относительную роль дифференциального вращения — безразмерным числом $R_\omega = |\nabla \Omega|_0 l^3 / v_M^{turb}$ (здесь нижний индекс «0» обозначает характерные значения соответствующих параметров, а величина l означает масштаб, характеризующий пространственные изменения турбулизованного поля), то по порядку величины отношение этих двух членов равно

$$\frac{|\omega (\bar{\mathbf{B}}_p \cdot \nabla) \Omega|}{|\alpha \nabla \times \bar{\mathbf{B}}_p|} \propto \frac{R_\omega}{R_\alpha} = \frac{l^2 |\nabla \Omega|_0}{\alpha_0}. \quad (62)$$

Таким образом, различные режимы генерации магнитного поля определяются соотношением этих безразмерных чисел. Если $R_\alpha \gg R_\omega$, то в (59)

можно пренебречь членом с дифференциальным вращением. В этом случае α -эффект действует в качестве источника как полоидального поля $\bar{\mathbf{V}}_p$, так и, благодаря члену $\alpha\bar{B}_\varphi$ в уравнении (60), тороидального поля \bar{B}_φ . Подобного рода динамо, отличительной особенностью которого является двукратное действие α -эффекта, обычно называют « α^2 -динамо». В этом случае магнитные петли растягиваются и складываются в восьмёрку спиральными турбулентными потоками. С другой стороны, если $R_\alpha \ll R_\omega$, то более эффективно растягивать магнитные петли дифференциальным вращением, а складывать их за счёт α -эффекта (« $\alpha\omega$ -динамо»). В уравнении (59) доминирует тогда член с дифференциальным вращением, и в результате мы имеем

$$\frac{\partial \bar{B}_\varphi}{\partial t} + \omega \nabla \cdot \left(\frac{\bar{B}_\varphi \mathbf{V}_p}{\omega} \right) = \omega (\bar{\mathbf{V}}_p \cdot \nabla) \Omega + v_M^{urb} \left(\nabla^2 \bar{B}_\varphi - \frac{\bar{B}_z}{\omega^2} \right), \quad (59^{**})$$

В этом случае тороидальное поле генерируется дифференциальным вращением, а полоидальное поле определяется α -эффектом. В дифференциально вращающихся аккреционных дисках действует, как правило, $\alpha\omega$ -динамо [Зельдович и др., 2006]. Для $\alpha\omega$ -динамо простое перемасштабирование переменных позволяет связать два безразмерных числа R_α и R_ω в одно безразмерное динамо-число $D = R_\alpha R_\omega$, с помощью которого возможна приблизительная оценка вероятности самовозбуждения крупномасштабного магнитного поля в данном течении; при этом вероятность самовозбуждения сводится к требованию, чтобы динамо-число D превышало некоторое критическое значение D_{cr} , которое можно вычислить, находя нетривиальные стационарные решения уравнения динамо. При малых динамо-числах магнитное поле затухает, а по достижению критического значения $D = D_{cr}$ наступает самовозбуждение.

Сделаем теперь некоторые оценки. Из максвелловского уравнения $\nabla \cdot \bar{\mathbf{B}} = 0$ следует, что $|\bar{B}_\omega|/|\bar{B}_z| \propto \omega/h \gg 1$, откуда $|\bar{B}_\omega| \gg |\bar{B}_z|$. Из (59^{**}) вытекает, что $|\bar{\mathbf{V}}_p| \propto \left(\alpha_0 l / v_M^{urb} \right) |\bar{B}_\varphi|$, в то время как из (60^{*}) следует, что

$$|\bar{B}_\varphi| \propto \frac{|\nabla \Omega|_0 l^3}{v_M^{urb}} |\bar{\mathbf{V}}_p|;$$

следовательно, для $\alpha\omega$ -динамо справедлива оценка

$$\frac{|\bar{B}_\varphi|}{|\bar{\mathbf{V}}_p|} \propto \sqrt{\frac{|\nabla \Omega|_0 l^2}{\alpha_0}} \gg 1,$$

откуда $|\bar{B}_\varphi| \gg |\bar{\mathbf{V}}_p| \propto |\bar{B}_\omega| \gg |\bar{B}_z|$. Можно показать [Pudritz, 1981], что для реалистических коэффициентов магнитной диффузии в диске магнитные силы в уравнении (53) не могут значительно превышать вязкие силы. Это условие совместно с оценкой (48) приводит к тому, что для тонких дисков в уравнении (59) адвективные члены и радиальные производные становятся малыми, и уравнения (59^{**}) и (60^{*}) для тороидальной и полоидальной компонент

магнитного поля в медленно вращающихся аккреционных дисках принимают вид

$$\omega \bar{B}_z \frac{\partial \Omega}{\partial z} + v_M^{turb} \frac{\partial^2 \bar{B}_\phi}{\partial z^2} = 0, \quad (63)$$

$$-\alpha \bar{B}_\phi + \frac{4\pi\mu_0}{c} v_M^{turb} \bar{J}_\phi = 0, \quad (64)$$

где $\frac{4\pi\mu_0}{c} \bar{J}_\phi = \frac{\partial B_\omega}{\partial z}$.

В заключение этого раздела отметим, что по сравнительно давней [Pudritz, 1981] оценке Пудрица, а с тех пор, по нашему мнению, теория астрофизического динамо не получила существенного развития, критическое значение динамо-числа D_{cr} меньше 10, в то время как реальное значение D приближается к $\frac{6}{5}\pi M_A^{-2}$, где M_A — число Маха турбулентных движений. Поэтому $\alpha\omega$ -динамо действует лишь в том случае, когда турбулентность в диске «достаточно дозвуковая». Поскольку достоверно не известно, насколько турбулентная скорость меньше скорости звука в реальных условиях эволюции протопланетного диска, количественные результаты, полученные с учётом $\alpha\omega$ -динамо, могут носить лишь приблизительный характер.

МОДЕЛЬ ТОНКОГО ПРОТОПЛАНЕТНОГО ДИСКА

Рассмотрим теперь модель тонкого (но оптически толстого) протопланетного диска, когда пространственный масштаб изменения структурных параметров в слое, перпендикулярном к экваториальной плоскости, велик по сравнению с полутолщиной диска, т.е. величина $h(\omega)$ мала по сравнению с ω для всех ω , $\partial h / \partial \omega \approx h / \omega \ll 1$. В этом случае характер течения проводящего дискового вещества (особенно в его верхнем МГД-активном слое) может быть проанализирован с использованием одномерных уравнений магнитной гидродинамики. Возможность понижения размерности задачи связана с дополнительными предположениями о симметрии определяющих параметров задачи и о медлительном характере течения в плоскости слоя по сравнению со временем установления равновесия в вертикальном z -направлении. Ниже мы будем предполагать, что плотность и давление, имея максимальное значение на центральной плоскости $z=0$, убывают с высотой так, что на верхней и нижней поверхностях диска $\rho(\omega, \pm h) = p(\omega, \pm h) = 0$; при $z=0$ вертикальная скорость дискового вещества $V_z(\omega, z=0) = 0$. Кроме этого, будем считать, что плотность, давление и компоненты скорости имеют следующую отражательную симметрию относительно экваториальной плоскости диска:

$$\left. \begin{aligned} \rho(\omega, z) &= \rho(\omega, -z), & P(\omega, z) &= P(\omega, -z), \\ V_\omega(\omega, z) &= V_\omega(\omega, -z), & V_\phi(\omega, z) &= V_\phi(\omega, -z), & V_z(\omega, z) &= -V_z(\omega, -z) \end{aligned} \right\} \quad (65)$$

Существующая магнитная связь между короной и характером формирования аккреционного диска сильно зависит от конфигурации магнитного поля \mathbf{V} в диске. В отсутствие сформировавшегося диска силовые линии внешнего магнитного поля (поля протозвезды) не имеют, как правило, φ -компоненты (т. е. лежат в меридиональных плоскостях), а вблизи экваториальной плоскости преобладает компонента \bar{B}_z . Однако, по мере формирования ионизованного диска, силовые линии, первоначально «вмороженные» во вращающуюся плазму, начинают испытывать сдвиг в азимутальном направлении φ , который приводит к появлению отличной от нуля компоненты \bar{B}_φ . В предположении непрерывности силовых линий дипольного поля \mathbf{V} при пересечении поверхности диска можно сделать вывод, что радиальная и азимутальная компоненты магнитного поля должны быть одинаковыми по величине, но противоположными по направлению сверху и снизу от центральной плоскости диска. Таким образом, будем считать, что компоненты \bar{B}_ω и \bar{B}_φ нечётны по z , а компонента \bar{B}_z чётна; тогда

$$\bar{B}_\omega(\omega, z) = -\bar{B}_\omega(\omega, -z), \quad \bar{B}_\varphi(\omega, z) = -\bar{B}_\varphi(\omega, -z), \quad \bar{B}_z(\omega, z) = \bar{B}_z(\omega, -z). \quad (66)$$

Прежде чем выполнить z -осреднение МГД-уравнений (47), (51)–(53) и (56) для турбулизованного дискового вещества, выполним его для балансового уравнения общего вида (записанного в цилиндрической системе координат):

$$\frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} + \frac{1}{\omega} \frac{\partial(\omega \mathbf{J}_{A\omega})}{\partial \omega} + \frac{\partial(\mathbf{J}_{Az})}{\partial z} = \mathbf{S}_A. \quad (67)$$

Здесь $\mathbf{J}_A(t, \omega, z)$, $\mathbf{S}_A(t, \omega, z)$ — соответственно поток и возникновение величины $\mathbf{A}(t, r, z)$. Вводя обозначение

$$\langle \mathbf{A}(\omega, t) \rangle = \int_{-h(\omega)}^{+h(\omega)} dz \cdot \mathbf{A}(t, \omega, z) \quad (68)$$

для осреднённого по вертикали параметра A и интегрируя (67) по вертикальной компоненте z от $-h(\omega)$ до $h(\omega)$, в результате получим

$$\frac{\partial \langle \mathbf{A} \rangle}{\partial t} + \frac{1}{\omega} \int_{-h(\nu)}^{+h(\nu)} dz \frac{\partial(\omega J_{A\omega})}{\partial r} + (J_{Az}^+ - J_{Az}^-) = \langle \mathbf{S}_A \rangle,$$

или

$$\frac{\partial \langle \mathbf{A} \rangle}{\partial t} + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} (\omega \langle J_{A\nu} \rangle) - (J_{A\nu}^+ - J_{A\nu}^-) \frac{\partial h(\omega)}{\partial \omega} + (J_{Az}^+ - J_{Az}^-) = \langle \mathbf{S}_A \rangle. \quad (69)$$

Здесь $J_{A\omega}^+$, J_{Az}^+ ($J_{A\omega}^-$, J_{Az}^-) — значения потоковых членов $J_{A\omega}$, J_{Az} на верхней, $+h(\omega)$ (нижней, $-h(\omega)$) границе диска. Поскольку для тонких дисков $J_{A\omega} \gg J_{Az}$ и $\partial h(\omega)/\partial \omega = O(h(\omega)/\omega)$, то первым поверхностным членом в выражении (69) можно пренебречь по сравнению со вторым. Таким образом, результат интегрирования общего балансового уравнения по z приводит к выражению

$$\frac{\partial \langle \mathbf{A} \rangle}{\partial t} + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} (\omega \langle J_{A\omega} \rangle) + (J_{Az}^+ - J_{Az}^-) = \langle \mathbf{S}_A \rangle. \quad (70)$$

Воспользуемся этим выражением при осреднении по вертикали исходных МГД-уравнений для турбулентного движения, заменяя при этом интегралы от произведений, зависящих от z величин, произведением осреднённых величин.

Уравнение неразрывности для тонкого диска

Осреднение по z уравнения (47), с учётом свойств отражательной симметрии (65), приводит к следующему «одномерному» уравнению сохранения массы тонкого диска:

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial t} + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} (\omega \Sigma V_\omega) = -2\bar{\rho}^+ \bar{u}_z^+ \equiv S^+, \quad (71)$$

где

$$\Sigma(\omega, t) \equiv \langle \bar{\rho} \rangle = \int_{-h(\omega)}^{+h(\omega)} dz \cdot \bar{\rho}(t, \omega, z) \quad (72)$$

— поверхностная плотность диска на расстоянии от центра протозвезды (масса, содержащаяся в столбе единичного сечения, ориентированном перпендикулярно экваториальной плоскости диска); $S^+(\omega)$ — увеличение в единицу времени поверхностной плотности за счёт выпадения вещества на диск из аккреционной оболочки; $\bar{\rho}^+(\omega) \equiv \bar{\rho}(\omega, z = +h(\omega))$; $V_z^+(\omega) \equiv V_z(v, z = +h(\omega))$. Заметим, что для получения полной картины эволюции протопланетного диска необходимо принимать во внимание внешние источники аккреции и оттоки вещества с его поверхности.

При осреднении по вертикали других гидродинамических уравнений мы воспользуемся следующим операторным соотношением:

$$\Sigma \frac{D \langle \mathbf{A} \rangle}{Dt} + S^+ \langle \mathbf{A} \rangle = \frac{\partial}{\partial t} (\langle \mathbf{A} \rangle \Sigma) + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} (\omega \Sigma V_\omega \langle \mathbf{A} \rangle), \quad (73)$$

которое можно получить, комбинируя (55) и (71). Здесь и ниже использовано следующее обозначение:

$$\frac{D \langle \mathbf{A} \rangle}{Dt} \equiv \frac{\partial \langle \mathbf{A} \rangle}{\partial t} + V_\omega \frac{\partial \langle \mathbf{A} \rangle}{\partial \omega} \quad (74)$$

для субстанциональной производной осреднённого по вертикали движения.

Радиальная компонента уравнения движения для тонкого диска

Осреднённое по z уравнение (52*), с учётом (73), а также свойств (66) отражательной симметрии магнитного поля, принимает вид

$$\begin{aligned} \Sigma \left(\frac{D \langle V_\omega \rangle}{Dt} - \omega \langle \Omega \rangle^2 \right) + S^+ \left(\langle V_\omega \rangle - V_\omega^+ \right) = -\Sigma \frac{GM_\odot}{\omega^2} - \frac{\partial}{\partial \omega} \left\langle P + \frac{\bar{B}_z^2}{8\pi\mu_0} \right\rangle - \\ - \frac{1}{8\pi\mu_0} \frac{1}{\omega^2} \frac{\partial}{\partial \nu} \left\{ \omega^2 \langle \bar{B}_\phi^2 - \bar{B}_\omega^2 \rangle \right\} + \frac{\bar{B}_\omega^+ \bar{B}_z}{2\pi\mu_0}, \end{aligned} \quad (75)$$

где

$$\begin{aligned} \langle V_\omega \rangle = \frac{1}{\Sigma} \int_{-h}^{+h} \bar{\rho} V_\omega dz = V_\omega(\omega); \quad \langle \bar{B}_\phi^2 - \bar{B}_\omega^2 \rangle \cong 2h(\omega) \left(\bar{B}_\phi^2 - \bar{B}_\omega^2 \right) \Big|_{z=0}; \\ \left\langle P + \frac{\bar{B}_z^2}{8\pi\mu_0} \right\rangle \cong 2h(\omega) \left(P + \frac{\bar{B}_z^2}{8\pi\mu_0} \right) \Big|_{z=0}. \end{aligned}$$

Для очень тонких дисков, когда $h(\omega) \rightarrow 0$, уравнение (75) сводится к виду

$$\langle \Omega \rangle^2 \cong \Omega_{K,mid}^2 - \frac{1}{\omega \Sigma} \frac{\bar{B}_\omega^+ \bar{B}_z}{2\pi\mu_0}. \quad (76)$$

Здесь $\langle \Omega \rangle = \Sigma^{-1} \int_{-h}^{+h} \bar{\rho} \Omega(\omega, z) dz$ — осреднённая по толщине диска угловая скорость вращения дискового вещества; $\Omega_{K,mid}(\omega) \equiv \sqrt{GM_\odot/\omega^3}$ — кеплеровская угловая скорость вращения в центральной плоскости диска. Таким образом, в ионизованном диске гравитационная сила уравновешивается не только центробежной силой, но и силой тензора магнитных натяжений $\mathbf{T}_{av}^M \equiv \bar{\mathbf{B}}\bar{\mathbf{B}}/4\pi\mu_0$ для осреднённой составляющей магнитного поля. В пределе нулевой толщины диска величины \bar{B}_ω и \bar{B}_ϕ имеют разрыв при пересечении диска, в результате чего возникает конечная сила магнитных натяжений (подобная силе, поддерживающей в равновесии солнечные протуберанцы), которая является новой особенностью взаимодействия диска и короны.

Важно отметить, что в рассматриваемом случае появляющаяся в уравнении (76) (ω, z) -компонента этой силы $\left(\bar{B}_\omega^+ \bar{B}_z / 2\pi\mu_0 \right)$ приводит к отклонению скорости вращения дискового вещества от кеплеровского закона вращения. В пределе нулевого магнитного поля соотношение (76) даёт для угловой скорости вращения $\langle \Omega \rangle$ кеплеровский закон.

Азимутальная компонента уравнения движения для тонкого диска

Осреднение по толщине диска уравнения (53*), с учётом формулы (73), приводит к следующему закону сохранения углового момента импульса дискового вещества:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\langle J \rangle \Sigma \right) + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\omega \Sigma V_\omega \langle J \rangle - \omega^3 \Sigma \langle v_K^{turb} \rangle \frac{\partial \langle \Omega \rangle}{\partial \omega} \right) = \\ & = \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\omega^2 \frac{\langle \bar{B}_\varphi \bar{B}_\omega \rangle}{4\pi\mu_0} \right) + \omega \frac{\bar{B}_\varphi^+ \bar{B}_z}{2\pi\mu_0} + S^+ J^+. \end{aligned} \quad (77)$$

Здесь $\langle \bar{B}_\varphi \bar{B}_\omega \rangle = 2 \int_0^h \bar{B}_\varphi \bar{B}_\omega dz$; $\omega^3 \Sigma \langle v_K^{turb} \rangle \partial \langle \Omega \rangle / \partial \omega$ — осреднённый момент вязкой силы на радиусе ω ; $\langle J \rangle = \omega^2 \langle \Omega \rangle$ — осреднённый удельный угловой момент импульса вещества, находящегося на расстоянии ω ; J^+ — удельный угловой момент импульса вещества, падающего на верхнюю границу диска; $S^+ = -2\bar{\rho}^+ V_z^+$; $S^+ J^+$ — скорость изменения на расстоянии ω количества движения дискового вещества, связанного с притоком из аккреционной оболочки. Осреднённый по z коэффициент турбулентной вязкости определяется формулой (см. (41)):

$$\langle v_K^{turb} \rangle = \frac{4}{9} \alpha_s L^{*2} \omega \left| \frac{\partial \langle \Omega \rangle}{\partial \omega} \right|, \quad L^*(\omega) \equiv h_{eff}(\omega) \left\{ 1 - \frac{\mathbf{Ri}_K - \mathbf{Ri}_M}{\mathbf{Pr}_K^{turb}} \right\}^{0,25}, \quad (0 < \alpha_s < 1). \quad (78)$$

Заметим, что для задач, не рассматривающих взаимодействие диска и короны, в уравнении (77) можно опустить предпоследний член, полагая, что на границе диска $\bar{B}_\varphi^+ = \bar{B}_\varphi(\omega, z = \pm h) = 0$. В случае квазикеплеровского вращения диска, когда $\langle \Omega \rangle \cong \Omega_K$ и $\partial \langle \Omega \rangle / \partial t = 0$, из балансового уравнения для момента количества движения (77) следует выражение для потока массы

$$\omega \Sigma V_\omega = -3\sqrt{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\sqrt{\omega} \cdot \Sigma \langle v_K^{turb} \rangle - \frac{\sqrt{\omega} \langle \bar{B}_\varphi \bar{B}_\omega \rangle}{\Omega_K 6\pi\mu_0} \right) + \frac{\omega \bar{B}_\varphi^+ \bar{B}_z}{\pi\mu_0 \Omega_K} - 2S^+ \omega^2 \left(1 - \frac{J^+}{\omega^2 \Omega_K} \right), \quad (79)$$

справедливое для проводящего аккреционного диска. Это выражение в пределе нулевого магнитного поля и в пренебрежении потоком вещества на диск ($S^+ = 0$) сводится к классическому результату для радиальной скорости V_ω кеплеровского диска:

$$V_\omega = -\frac{3}{\Sigma \sqrt{\omega}} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\sqrt{\omega} \cdot \langle v_K^{turb} \rangle \Sigma \right). \quad (79^*)$$

Подстановка (79) в (71) приводит к уравнению

$$\frac{\partial \Sigma}{\partial t} = \frac{3}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left[\sqrt{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\sqrt{\omega} \cdot \Sigma \langle v_K^{turb} \rangle - \frac{\sqrt{\omega} \langle \bar{B}_\varphi \bar{B}_\omega \rangle}{\Omega_K 6\pi\mu_0} \right) \right] - \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\frac{\omega \bar{B}_\varphi^+ \bar{B}_z}{\Omega_K \pi\mu_0} \right) \quad (80)$$

для определения поверхностной плотности $\Sigma \omega$ в случае проводящего диска. Уравнение (80) в пределе нулевого магнитного поля сводится к классическому диффузионному уравнению

$$\frac{\partial \Sigma(\omega)}{\partial t} - \frac{3}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left[\sqrt{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left(\sqrt{\omega} \langle v_K^{turb} \rangle \Sigma(\omega) \right) \right] = 0,$$

показывающему, что поверхностная плотность диска может изменяться по радиусу ω только в вязкостной шкале времени $t_v \propto \omega^2 / \langle v_K^{turb} \rangle$.

Вертикальная компонента уравнения движения для тонкого диска

Для получения осреднённого по z уравнения движения перепишем (54*), с учётом оценки (63), в виде

$$\bar{\rho} \frac{dV_z}{dt} = -\bar{\rho} z \Omega_{K,mid}^2 - \frac{\partial}{\partial z} \left(P + \frac{\bar{B}_\omega^2 + \bar{B}_\phi^2}{8\pi\mu_0} \right).$$

Для эффективной полутолщины диска и осреднённой по z вертикальной скорости газа используем следующие определения:

$$h_{eff} \equiv \frac{2}{\Sigma} \int_0^{+h} \bar{\rho} z dz \quad \text{и} \quad V_{z,av} \equiv \frac{2}{\Sigma} \int_0^{+h} \bar{\rho} V_z dz. \quad (81)$$

Принимая теперь во внимание, что на границе поверхности диска $P|_{z=\pm h} = 0$, а на центральной плоскости диска $V_z|_{z=0} = 0$, $\bar{B}_\omega|_{z=0} = 0$, $\bar{B}_\phi|_{z=0} = 0$, в результате осреднения (80) (при учёте (73)) получим

$$\Sigma \frac{D}{Dt} \left(\frac{V_{z,av}}{2} \right) + \frac{S^+}{2} (V_{z,av} - V_z^+) = -\Sigma \frac{GM_\odot h_{eff}}{2\omega^3} + P|_{z=0} - \frac{(\bar{B}_\omega^+)^2 + (\bar{B}_\phi^+)^2}{8\pi\mu_0}. \quad (82)$$

Отсюда для медленного (по сравнению со временем установления равновесия в вертикальном z -направлении) течения газа в плоскости диска, когда справедливо неравенство $V_{z,av}/V_z^+ \ll 1$, следует

$$\bar{\rho}^+ (V_z^+)^2 = P|_{z=0} - \Sigma \frac{GM_\odot h_{eff}}{2\omega^3} - \frac{(\bar{B}_\omega^+)^2 + (\bar{B}_\phi^+)^2}{8\pi\mu_0}. \quad (83)$$

В предельном случае $h_{eff} \rightarrow 0$ это соотношение сводится к

$$P|_{z=0} = \bar{\rho}^+ (V_z^+)^2 + \frac{(\bar{B}_\omega^+)^2 + (\bar{B}_\phi^+)^2}{8\pi\mu_0}. \quad (83^*)$$

Если принять, что в приближении тонкого диска справедлива оценка $\Sigma(\omega) \cong 2h_{eff}(\omega)\bar{\rho}_0(\omega)$, где $\bar{\rho}_0(\omega) \equiv \bar{\rho}(\omega, z=0)$, то из (81) при $V_z^+ = 0$ следует соотношение для определения h_{eff} в случае проводящего диска:

$$\frac{h_{eff}^2 GM_{\odot}}{\omega^3} = \left. \frac{P^{tot}}{\bar{\rho}} \right|_{z=0} - \frac{(\bar{B}_{\omega}^+)^2 + (\bar{B}_{\Phi}^+)^2}{8\pi\mu_0\bar{\rho}_0}, \quad \text{или} \quad h_{eff}^2 = \frac{c_{s_0}^2}{\gamma\Omega_{K,mid}^2} \left(1 - \frac{(\bar{B}_{\omega}^+)^2 + (\bar{B}_{\Phi}^+)^2}{8\pi\mu_0\bar{\rho}_0 c_s^2} \right). \quad (84)$$

Здесь $c_{s_0} \equiv \sqrt{\gamma(P/\bar{\rho})|_{z=0}}$ — скорость звука, соответствующая полному давлению в центральной плоскости диска. Заметим, что если $(\bar{B}_{\omega}^+ + \bar{B}_{\Phi}^+)/8\pi\mu_0\bar{\rho}_0 \ll c_s^2$, то эффективная полутолщина проводящего диска определяется точно такой же формулой, как и для неэлектропроводящего диска, т. е.

$$h_{eff}(\omega) = \frac{c_{s_0}(\omega)}{\sqrt{\gamma \cdot \Omega_{K,mid}(\omega)}} \cong \left(\frac{RT\omega^3}{GM_{\odot}\mu} \right)^{1/2}. \quad (84^*)$$

Уравнение баланса полной энергии для тонкого диска

Для тонкого аккреционного диска в выражении

$$\tilde{U}_{tot}(r, t) \equiv \tilde{E} + |\bar{B}|^2/8\pi\mu_0\bar{\rho} + |u|^2/2 + \Psi_G + \tilde{b}_{\Sigma}$$

для полной энергии системы можно оставить в рассмотрении только слагаемые, связанные с гравитационной $\Psi_G = -GM_{\odot}/\omega$ и центробежной $\omega^2\Omega^2/2$ энергиями; можно также пренебречь потоком энтальпии [Lovelace et al., 1987]. Тогда осреднённое по вертикали z энергетическое уравнение (57), при использовании соотношения (73), принимает вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \Sigma \left(\frac{\omega^2 \langle \Omega \rangle^2}{2} - \frac{GM_{\odot}}{\omega} \right) \right\} &= -\frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left\{ \omega \Sigma V_{\omega} \left(\frac{\omega^2 \langle \Omega \rangle^2}{2} - \frac{GM_{\odot}}{\omega} \right) \right\} + \\ &+ \langle Q_{rad} \rangle + \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} \left\{ \omega^2 \langle \Omega \rangle \left[\Sigma \langle v_K^{turb} \rangle \omega \frac{\partial \langle \Omega \rangle}{\partial \omega} + \frac{\langle \bar{B}_{\omega} \bar{B}_{\Phi} \rangle}{4\pi\mu_0} \right] \right\} + \\ &+ \frac{\bar{B}_z \bar{B}_{\Phi}^+}{2\pi\mu_0} \omega \langle \Omega \rangle + S^+ \left(\frac{\omega^2 \langle \Omega \rangle^2}{2} - \frac{GM_{\odot}}{\omega} \right)^+. \end{aligned} \quad (85)$$

В правой части этого уравнения находятся члены, равные дивергенции потока кинетической и гравитационной энергии (первый член), вязкому потоку энергии, возникающей за счёт диссипации турбулентности (второй член), потоку вектора Пойнтинга (см. (19*)), описывающего обмен электромеханической энергией с короной (третий член), притоку этих энергий в диск из аккреционной оболочки (предпоследний член). Величина

$$\langle Q_{rad} \rangle = \int_{-h(\nu)}^{+h(\nu)} Q_{rad} dz = -2q_{rad,z}^+(\omega), \quad q_{rad,z}^+(\omega) \equiv q_{rad,z} \Big|_{z=h} \quad (86)$$

связана с теплом, которое излучается наружу (посредством излучения) с верхней и нижней поверхностей диска при радиусе ω . Здесь (см. (18*))

$$Q_{rad} = -\frac{\partial q_{rad,z}}{\partial z}, \quad q_{rad,z} = -\frac{4\sigma_B}{3\kappa(\nu, z)\bar{\rho}(\nu, z)} \frac{\partial}{\partial z} \left(\tilde{T}(\nu, z) \right)^4. \quad (87)$$

Заметим, что, поскольку диск тонкий, то излучение направлено в основном в вертикальном, а не в радиальном направлении. Так как на поверхности диска $\bar{p} \Big|_{z=\pm h} = \tilde{T} \Big|_{z=\pm h} = 0$, то из второй формулы (87) следует, что

$$\int_0^{+h(\nu)} \kappa(\omega, z) \bar{\rho}(\nu, z) q_{rad,z} dz = \frac{4\sigma_B}{3} \tilde{T}_0^4(\omega), \quad (88)$$

где принято обозначение $\tilde{T}_0(\omega) \equiv \tilde{T}(\omega, 0)$. Аппроксимируем теперь интеграл в выражении (88) следующим образом:

$$\int_0^{+h(\nu)} \bar{\rho} \kappa(\omega, z) q_{rad,z}(\nu, z) dz \cong q_{rad,z}^+(\omega) \tau(\omega), \quad (89)$$

где

$$\tau(\omega) = \int_0^{+h(\nu)} \bar{\rho} \kappa(\omega, z) dz = \frac{\Sigma \langle \kappa \rangle}{2}, \quad \langle \kappa \rangle = \frac{K\Sigma}{2h_{eff} \tilde{T}_0^{7/2}} \quad (90)$$

— соответственно оптическая толщина, вычисленная на основе полной усреднённой по Росселанду непрозрачности κ , и формула Крамерса для осреднённого по вертикали коэффициента непрозрачности $\langle \kappa \rangle$; тогда (88) можно переписать так:

$$q_{rad,z}^+(\omega) = \frac{4\sigma_B}{3\tau(\omega)} \tilde{T}_0^4(\omega) = \sigma_B T_{eff}^4(\omega), \quad (91)$$

откуда следует важное для тонких излучающих радиацию дисков соотношение

$$\langle Q_{rad} \rangle = -2q_{rad,z}^+(\omega) = -2\sigma_B T_{eff}^4(\omega), \quad (92)$$

где $T_{eff}(\omega)$ — некоторая эффективная температура верхней (нижней) границы диска.

Итак, приведённых гидродинамических уравнений вполне достаточно для полного решения эволюционной задачи для диска [Sano, Miyama, 1999; Sano et al., 2000] в том случае, когда задано магнитное поле как функция расстояния от центра ω . Действительно, после решения уравнений (76) и (77) относительно переменных $\Sigma(\omega)$ и $\langle \Omega \rangle(\omega)$ закон сохранения массы (71) позволяет найти в этом случае радиальную скорость $V_\omega(\omega)$, а уравнение энергии (85) — определить потери диска на излучение; наконец, интегрирование

по диску потока вектора Пойнтинга $\varepsilon_B \equiv -2\omega \langle \Omega \rangle \left(\bar{B}_z \bar{B}_\phi^+ / 4\pi\mu_0 \right)$, направленного в корону, даёт скорость нагрева короны.

В общем же случае необходимо знание пространственного распределения среднего магнитного поля в диске, которое складывается из затравочного начального поля протозвезды \mathbf{B}_\odot и существенной части, сгенерированной в дифференциально вращающемся диске механизмом $\alpha\omega$ -динамо. Магнитное поле может быть рассчитано путём самосогласованного решения приведённых выше гидродинамических уравнений и задачи динамо (уравнения (63) и (64)). Решения такого рода задач приведены в работах Пудрица [Pudritz, 1981; Pudritz, Fahlman, 1982], в которых, в частности, доказано, что действие динамо в аккреционных дисках вполне вероятно. В частности, им найдено распределение поля $\bar{\mathbf{B}}$ в собственных функциях задачи динамо, когда его компоненты выражаются через функции Бесселя с радиальным масштабом, заключённым между толщиной диска и некоторыми большими значениями, особенно вблизи порога генерации.

Вместе с тем, как уже отмечалось выше, в реальных условиях эволюции протопланетного диска количественные результаты, полученные с учётом механизма « $\alpha\omega$ -динамо» (эффективно действующего лишь в том случае, когда турбулентность в диске достаточно дозвуковая), могут носить лишь приближённый характер, поскольку в настоящее время в астрофизической литературе отсутствуют надёжные оценки турбулентной скорости в протопланетном диске на самых ранних этапах его существования.

В связи с этим представляется целесообразным провести анализ относительно простых моделей распределения осреднённого магнитного поля $\bar{\mathbf{B}}$ в диске, когда его полоидальная компонента $\bar{\mathbf{B}}_p$ в точности совпадает с внешним магнитным полем протосолнца. Для моделирования $\bar{\mathbf{B}}_p$ используем дипольное поле [Campbell, Caunt, 1999]; тогда

$$A = \frac{\Psi(\omega, z)}{\omega}, \quad \Psi(\omega, z) = \frac{B_\odot R_\odot^3}{2} \frac{\omega^2}{(\omega^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (93)$$

где Ψ — полоидальный магнитный поток, постоянный в осесимметричном случае на магнитной поверхности; R_\odot — солнечный радиус; B_\odot — средняя напряжённость магнитного поля на поверхности протосолнца. Полоидальный вектор $\bar{\mathbf{B}}_p$ принимает вид

$$\bar{\mathbf{B}}_p = \nabla \times \left(A(\omega, z) \mathbf{e}_\phi \right) \cong \frac{3B_\odot R_\odot^3}{2} \frac{z\omega}{(\omega^2 + z^2)^{5/2}} \mathbf{e}_\nu - \frac{B_\odot R_\odot^3}{2} \frac{\omega^2 - 2z^2}{(\omega^2 + z^2)^{5/2}} \mathbf{e}_z. \quad (94)$$

В этом случае для определения тороидальной и полоидальной компонент магнитного поля в диске (когда $|z|/\omega \ll 1$) могут быть использованы следующие уравнения:

$$\bar{B}_z = -\frac{B_\odot}{2} \left(\frac{R_\odot}{\omega} \right)^3, \quad \bar{B}_\omega = \frac{3B_\odot}{2} \left(\frac{R_\odot}{\omega} \right)^3 \frac{z}{\omega}, \quad (\bar{B}_z \gg \bar{B}_\omega), \quad (95)$$

$$v_M^{turb} \frac{\partial^2 \bar{B}_\varphi}{\partial z^2} = -\omega \bar{B}_z \frac{\partial \Omega}{\partial z}, \quad v_M^{turb} = \frac{v_K^{turb}}{\text{Pr}_M^{turb}}. \quad (96)$$

Заметим, что если дважды проинтегрировать уравнение индукции (96) по вертикали от z до ∞ и учесть, что

$$\Omega = \begin{cases} \Omega, & |z| < h, \\ \Omega_\odot, & |z| > h, \end{cases} \quad \bar{B}_\varphi(\omega, 0) = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial \bar{B}_\varphi}{\partial z} = 0, \quad \text{когда} \quad \omega \gg |z| > h \quad (97)$$

— условие, определяющее дисковую поверхность, то в результате получим алгебраическое соотношение для определения тороидальной компоненты магнитного поля:

$$\bar{B}_\varphi(\omega, z) = \frac{\omega \bar{B}_z}{v_M^{turb}} (\Omega_\odot - \Omega) z, \quad |z| < h, \quad (98)$$

где Ω_\odot — угловая скорость вращения Солнца. Результат осреднения (98) по вертикали, с использованием (81), даёт

$$\langle \bar{B}_\varphi \rangle = \frac{\omega \bar{B}_z}{\langle v_M^{turb} \rangle} (\Omega_\odot - \langle \Omega \rangle) h_{eff}, \quad \langle v_M^{turb} \rangle = \frac{\langle v_K^{turb} \rangle}{\text{Pr}_M^{turb}}. \quad (99)$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение проблемы происхождения и эволюции Солнечной системы, возникновения разнообразных природных условий на Земле и других планетах представляет одно из важнейших направлений современного естествознания. Её решение связано с проведением комплекса исследований по самым актуальным вопросам астрофизики, геофизики и космохимии, на основе развития теории, обобщения и анализа экспериментальных данных и разработки математических моделей. За последние годы, благодаря впечатляющим успехам астрофизики, открытиям протопланетных дисков и внесолнечных планетных систем, бурному развитию вычислительной математики, расширились возможности комплексных исследований физической структуры и эволюции протопланетного газопылевого диска вокруг молодых звёзд солнечного типа, из которых, по современным представлениям, формируются планеты. Математическое моделирование является, по существу, единственным методом, позволяющим реконструировать соответствующие процессы с учётом ограничений, накладываемых доступными наблюдательными данными эволюции околозвёздных дисков на разных стадиях. Сценарий такой эволюции в общем случае включает аккрецию на диск протозвёздного вещества и его температурное фракционирование, последовательное образование фаз в гетерогенной системе солнечного состава при её охлаждении, сжатие и уплотнение диска вплоть до возникновения гравитационной неустойчивости пылевого субдиска, образующегося

в экваториальной плоскости, образование первичных пылевых кластеров, служащих основой зародышей планет. Очевидно, столь сложный характер процессов требует, прежде всего, разработки адекватной теоретической основы, на базе которой строятся упомянутые модели. Автором в цитируемых выше статьях был разработан оригинальный подход с использованием методов стохастической термодинамики, многокомпонентной гидродинамики и механики гетерогенных сред, позволяющий учесть динамические процессы взаимодействия турбулизованного газа и пыли, процессы коагуляции частиц, возникновение когерентных упорядоченностей на фоне хаотических движений в крупномасштабных турбулентных струях, а также влияния гидродинамической спиральности на эволюцию турбулентности в аккреционном диске. Этот подход даёт возможность проследить несколько важных этапов образования газопылевого диска вокруг молодого Солнца, проходящего стадию Т Тельца, его дальнейшую динамическую, термическую и космохимическую эволюцию, включающую этапы конденсации и уплотнения вещества, вплоть до образования пылевых кластеров, служащих зародышами при формировании планетезималей, и в дальнейшем планетных тел. К сожалению, современная вычислительная математика всё ещё не позволяет провести в полном объёме комплексный анализ крупномасштабных процессов в протопланетном диске, отвечающий этим теоретическим разработкам, поэтому численные модели нескольких последовательных этапов эволюции протопланетного диска строятся с использованием целого ряда упрощений [Маров и др., 2008]. Настоящее исследование является необходимым звеном для адекватного моделирования эволюции проводящего турбулизованного диска, когда для получения достоверных результатов особенно необходимы рациональные схематизации, приводящие к обозримым и решаемым численно уравнениям.

ЛИТЕРАТУРА

- [Альвен, Аррениус, 1979] *Альвен Х., Аррениус Г.* Эволюция Солнечной системы. М.: Мир, 1979.
- [Вайнштейн и др., 1980] *Вайнштейн С. И., Зельдович Я. Б., Рузмайкин А. А.* Турбулентное динамо в астрофизике. М.: Наука, 1980.
- [Велихов, 1959] *Велихов Е. П.* Устойчивость плоского пуазейлева течения идеально проводящей жидкости в продольном магнитном поле // Журн. экспериментальной и теоретической физики (ЖЭТФ). 1959. Т. 36. Вып. 4. С. 1192–1202 (= *Velikhov E. P.* Stability of an ideally conducting liquid flowing between cylinders rotating in a magnetic fluid // *Sov. Phys. JETP*. 1959. V. 9. P. 995–998).
- [Жоу и др., 2006] *Жоу Д., Касас-Баскес Х., Лебон Дж.* Расширенная необратимая термодинамика. Москва-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2006.
- [Зельдович и др., 2006] *Зельдович Я. Б., Рузмайкин А. А., Соколов Д. Д.* Магнитные поля в астрофизике. Москва-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2006.
- [Иевлев, 1975] *Иевлев В. М.* Турбулентное движение высокотемпературных сплошных сред. М.: Наука, 1975.

- [Кадомцев, 1987] *Кадомцев Б. Б.* Перезамыкание магнитных силовых линий // Успехи физ. наук (УФН). 1987. Т. 151. С. 3–29.
- [Колесниченко, 2000] *Колесниченко А. В.* Моделирование коэффициентов турбулентного переноса в газопылевом аккреционном диске // *Астрономич. вестн.* 2000. Т. 34. С. 516–528.
- [Колесниченко, 2001] *Колесниченко А. В.* Гидродинамические аспекты моделирования процессов массопереноса и коагуляции в турбулентном аккреционном диске // *Астрономич. вестн.* 2001. Т. 35. С. 139–155.
- [Колесниченко, 2003] *Колесниченко А. В.* Синергетический подход к описанию стационарно-неравновесной турбулентности астрофизических систем // *Современные проблемы механики и физики космоса.* М.: Физматлит, 2003. С. 123–162.
- [Колесниченко, 2004] *Колесниченко А. В.* Термодинамическое моделирование развитой структурной турбулентности при учёте флуктуаций диссипации энергии // *Астрономич. вестн.* 2004. Т. 38. С. 144–170.
- [Колесниченко, 2005] *Колесниченко А. В.* О возможности синергетического рождения мезомасштабных когерентных структур в макроскопической теории развитой турбулентности // *Мат. моделирование.* 2005. Т. 17. № 10. С. 47–79.
- [Колесниченко, Маров, 2006] *Колесниченко А. В., Маров М. Я.* Основы механики гетерогенных сред в околосолнечном допланетном облаке: влияние твёрдых частиц на турбулентность в диске // *Астрономич. вестн.* 2006. Т. 40. С. 1–62.
- [Колесниченко, Маров, 2007] *Колесниченко А. В., Маров М. Я.* О влиянии спиральности на эволюцию турбулентности в солнечном протопланетном облаке // *Астрономич. вестн.* 2007. Т. 41. С. 3–23.
- [Колесниченко, Маров, 2008] *Колесниченко А. В., Маров М. Я.* Термодинамическая модель МГД-турбулентности и некоторые её приложения к аккреционным дискам // *Астрономич. вестн.* 2008. Т. 42. С. 1–50.
- [Колесниченко, Маров, 2009] *Колесниченко А. В., Маров М. Я.* Турбулентность и самоорганизация. Проблемы моделирования космических и природных сред. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2009.
- [Краузе, Рэдлер, 1984] *Краузе Ф., Рэдлер К.-Х.* Магнитная гидродинамика средних полей и теория динамо. М.: Мир, 1984.
- [Маров и др., 2008] *Маров М. Я., Колесниченко А. В., Макалкин А. Б., Дорофеева В. А., Зиглина И. Н., Чернов А. В.* От протосолнечного облака к планетной системе: Модель эволюции газопылевого диска // *Проблемы зарождения и эволюции биосферы /* Под ред. Э. М. Галимова. М.: Кн. дом «ЛИБРОКОМ», 2008.
- [Моффат, 1980] *Моффат Г.* Возбуждение магнитного поля в проводящей среде. М.: Мир, 1980.
- [Прист, Форбс, 2005] *Прист Э., Форбс Т.* Магнитное пересоединение. Магнитогидродинамическая теория и приложения. М.: Физматлит, 2005.
- [Тассуль, 1982] *Тассуль Ж.-Л.* Теория вращающихся звёзд. М.: Мир, 1982.
- [Франк-Каменецкий, 1959] *Франк-Каменецкий Д. А.* Физические процессы внутри звёзд. М.: Физматлит, 1959.
- [Фридман, Бисикало, 2010] *Фридман А. М., Бисикало Д. В.* Природа аккреционных дисков тесных двойных звёзд: неустойчивость сверхотражения и развитая турбулентность // *Успехи физ. наук (УФН).* 2010. Т. 178. С. 577–604.
- [Шакура, 1972] *Шакура Н. И.* Дискосвая модель аккреции газа релятивистской звездой в тесной двойной системе // *Астрономич. журн.* 1972. Т. 49. С. 921–929.
- [Шапиро, Тьюколски, 1985] *Шапиро С., Тьюколски С.* Чёрные дыры, белые карлики и нейтронные звёзды. Ч. 2. М.: Мир, 1985.

- [Armitage et al., 2001] *Armitage P. J., Livio M., Pringle J. E.* Episodic accretion in magnetically layered protoplanetary disks // *Mon. Notic. Roy. Astron. Soc.* 2001. V. 324. P. 705–711.
- [Bath, Pringle, 1981] *Bath G. T., Pringle J. E.* The Evolution of Viscous Discs, -I. Mass Transfer Variations // *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 1981. V. 194. P. 967.
- [Bisnovaty-Kogan, Lovelace, 2001] *Bisnovaty-Kogan G. S., Lovelace R. V. E.* Advective accretion disks and related problems including magnetic fields // *New Astron. Rev.* 2001. V. 45. P. 663–742.
- [Blackadar, 1955] *Blackadar A. K.* Extension of the laws of thermodynamics to turbulent system // *J. Meteorology.* 1955. V. 12.
- [Brandenburg et al., 1996] *Brandenburg A., Nordlund A., Stein R. F., Torkelsson U.* The disk accretion rate for dynamo-generated turbulence // *Astrophys. J.* 1996. V. 458. P. 145–148.
- [Campbell, 2005] *Campbell C. G.* Disc-wind field matching in accretion discs with magnetically influenced wind // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2005. V. 361. P. 396–404.
- [Campbell, Caunt, 1999] *Campbell C. G., Caunt S. E.* An analytic model for magneto-viscous accretion discs // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 1999. V. 306. P. 122–136.
- [Coroniti, 1981] *Coroniti F. V.* On the magnetic viscosity in Keplerian accretion disks // *Astrophys. J.* 1981. V. 244. P. 587–599.
- [Eardley, Lightman, 1975] *Eardley D. M., Lightman A. P.* Magnetic viscosity in relativistic accretion disks // *Astrophys. J.* 1975. V. 200. P. 187–203.
- [Eardley et al., 1978] *Eardley D. M., Lightman A. P., Payne D. G., Shapiro S. L.* Accretion discs around massive Black Holes; Persistent Emission Spectra // *Astrophys. J.* 1978. V. 234. P. 53.
- [Favre, 1969] *Favre A.* Statistical Equations of Turbulent Gases // *Problems of Hydrodynamics and Continuum Mechanics.* SIAM, Philadelphia. 1969. P. 231–267.
- [Galeev et al., 1981] *Galeev A. A., Rosner R., Viana G. S.* Structured coronae of accretion disks // *Astrophys. J.* 1979. V. 229. P. 318–326.
- [Hawley, Balbus, 1991] *Hawley J. F., Balbus S. A.* A powerful local shear instability in weakly magnetized disks. II. Nonlinear evolution // *Astrophys. J.* 1991. V. 376. P. 223–233.
- [Heyvaerts, Priest, 1992] *Heyvaerts J., Priest E. R.* A self-consistent turbulent model for solar coronal heating // *AstroPHYS. J.* 1992. V. 390. P. 297–308.
- [Heyvaerts et al., 1996] *Heyvaerts J., Priest E. R., Bardou A.* Magnetic field diffusion in self-consistently turbulent accretion disks // *Astrophys. J.* 1996. V. 473. P. 403–421.
- [Inverarity et al., 1995] *Inverarity G. W., Priest E. R., Heyvaerts J.* Turbulent coronal heating. I. Sheared arcade // *Astron. Astrophys.* 1995. V. 293. P. 913–926.
- [Konigl, Pudritz, 2000] *Konigl A., Pudritz R. E.* Disk Winds and the Accretion – Outflow Connection // *Protostars and Planets IV* / Eds. V. Mannings, A. P. Boss, S. S. Russell. Tucson: Univ. Arizona Press, 2000. P. 759–788.
- [Lazarian, Vishniac, 1999] *Lazarian A., Vishniac E. T.* Reconnection in a Weakly Stochastic Field // *Astrophysical J.* 1999. V. 517. P. 700–718.
- [Lesch, 1996] *Lesch H.* Magnetic reconnection in accretion disc coronae // *Solar and Astrophysical Magnetohydrodynamic Flows* / Ed. K. C. Tsinganos. Dordrecht Kluwer, 1996. P. 673–682.
- [Lovelace et al., 1987] *Lovelace R. V. E., Wang J. C. L., Sulkanen M. E.* Self-collimated electromagnetic jets from magnetized accretion disks // *Astrophysical. J.* 1987. V. 515. P. 504–535.
- [Lynden-Bell, Pringle, 1974] *Lynden-Bell D., Pringle J. E.* The Evolution of Viscous Discs and the Origin of the Nebular Variables // *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 1974. V. 168. P. 603.

- [Marov, Kolesnichenko, 2002] *Marov M. Ya., Kolesnichenko A. V.* Mechanics of turbulence of multicomponent gases. Dordrecht, Boston, London.: Kluwer Academic Publishers, 2002.
- [Marov, Kolesnichenko, 2006] *Marov M. Ya., Kolesnichenko A. V.* Chaotic and ordered structures in the developed turbulence // *Astrophysical disks: Collective and stochastic phenomena* / Eds. A. M. Fridman, M. Ya. Marov. Springer, 2006. P. 23–54.
- [Parker, 1955] *Parker E. N.* Hydromagnetic dynamo model // *Astrophys. J.* 1955. V. 122. P. 293–314.
- [Pringle, King, 2007] *Pringle J. E., King A. R.* Astrophysical flow. Cambridge University Press, 2007.
- [Pudritz, 1981] *Pudritz R. E.* Dynamo action in turbulent accretion discs around black holes-I. The fluctuations // *Mon. Not. R. Astr. Soc.* 1981. V. 195. P. 881–896.
- [Pudritz, 1981] *Pudritz R. E.* Dynamo action in turbulent accretion discs around black holes-II. The mean magnetic field // *Mon. Not. R. Astr. Soc.* 1981. V. 195. P. 897–914.
- [Pudritz, Fahlman, 1982] *Pudritz R. E., Fahlman G. G.* The structure and variability of dynamo driven accretion discs // *Mon. Not. R. Astr. Soc.* 1982. V. 198. P. 689–706.
- [Pudritz, Norman, 1986] *Pudritz R. E., Norman C.A.* Bipolar hydromagnetic winds from disks around protostellar objects // *Astrophys. J.* 1986. V. 301. P. 571–586.
- [Sano, Miyama, 1999] *Sano T., Miyama S.M.* Magnetorotational instability in Protoplanetary disks. I. On the global stability of weakly ionized disks with ohmic dissipation // *Astrophys. J.* V. 515. P. 776–786.
- [Sano et al., 2000] *Sano T., Miyama S. M., Umebayashi T., Nakano T.* Magnetorotational instability in Proto planetary disks. II. Ionization state and unstable regions // *Astrophys. J.* 2000. V. 543. P. 486–501.
- [Shakura, Sunyaev, 1973] *Shakura N. I., Sunyaev R. A.* Black holes in binary systems. Observational appearance // *Astron. Astrophys.* 1973. V. 24. P. 337–355.
- [Steenbeck et al., 1966] *Steenbeck M., Krause F., Rädler K.-H.* Berechnung der mittleren Lorentz-Feldstärke für ein elektrisch leitendes Medium in turbulenter, durch Coriolis-Kräfte beeinflusster Bewegung // *Z. Naturforsch.* 1966. V. 21a. S. 369–376.
- [Tout, Pringle, 1992] *Tout C., Pringle J. E.* Accretion disk viscosity-a simple model for a magnetic dynamo // *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 1992. V. 259. P. 604–612.
- [Wang et al., 1990] *Wang J. C. L., Sulkanen M. E., Lovelace R. V. E.* Self-collimated electromagnetic jets from magnetized accretion disks: The even-symmetry case // *Astrophys. J.* 1990. V. 355. P. 38–43.

TO MAGNETOHYDRODYNAMIC SIMULATION OF THE STRUCTURE AND EVOLUTION OF TURBULENT ACCRETION DISK PROTOSTAR

A. V. Kolesnichenko

Keldysh Institute of Applied Mathematics RAS (KIAM)

In an one-fluid approach the closed system of magneto hydrodynamic equations for the mean motion scale is derived. It is intended for modeling convective and shear turbulent flows of the electrically conductive media in the presence of magnetic field and is addressed to the basic problem of cosmogony involving early evolution of the proto-planetary gas-dust cloud. These equations are applicable for schematic problem statements and interconsistent simulation of powerful space plasma turbulent flow occurring in accretion disks and

adherent coronae when the magnetic field noticeably influences dynamics of the relevant astrophysical processes. Different forms of the deduced energy equation serve to interpret explicitly individual components of the plasma and field energy balance. This allows us, in particular, to trace possible energy transitions from one to other mode, and in particular, to understand better the transition mechanisms of gravitational and mean motion kinetic energy to magnetic field energy. The procedure of turbulent transport coefficients simulation including that of turbulent kinematic viscosity allowing to account for magnetic field and inverse heat transport influence on the turbulence development in the rotating electrically conductive disk, is suggested with reference to the structure and evolution of the accretion disk numerical modeling. The study is ultimately aimed on the refinement of representative magneto-hydrodynamic models of the natural and space turbulent media with the involvement of star and accompanying disk formation from diffuse gas-and-dust cloud followed by accumulation of a planetary system. It further extends the stochastic-thermodynamic approach to synergetic turbulence description in astrophysical and geophysical systems developed by the authors in the earlier publications [Kolesnichenko, 2000, 2001, 2003, 2004, 2005; Kolesnichenko, Marov, 2006, 2007, 2008; Marov, Kolesnichenko, 2002, 2006].

Keywords: averaged magnetohydrodynamic equations, developed MHD- turbulence, protoplanetary disks.

Kolesnichenko Alexander Vladimirovich — doctor of physical and mathematical sciences, kolesn@keldysh.ru

К МОДЕЛИРОВАНИЮ ПРОЦЕССА АГРЕГАЦИИ ПЫЛЕВЫХ ФРАКТАЛЬНЫХ КЛАСТЕРОВ В ПРОТОПЛАНЕТНОМ ЛАМИНАРНОМ ДИСКЕ

А. В. Колесниченко¹, М. Я. Маров²

¹ Институт прикладной математики им. М. В. Келдыша Российской академии наук (ИПМ им. М. В. Келдыша РАН)

² Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

В данной работе, применительно к проблеме формирования планетезималей в солнечном протопланетном облаке, с учётом фрактальных представлений о свойствах пылевых кластеров, развита эволюционная гидродинамическая модель образования и роста рыхлых пылевых агрегатов в аэродисперсной среде ламинарного диска, которая изначально состояла из газа и твёрдых частиц (суб)микронных размеров. Показано, как в процессе кластер-кластерной коагуляции происходит частичное их слияние с образованием крупных фрактальных агрегатов, являющихся основным структурообразующим элементом рыхлых протопланетезималей, возникающих в результате протекания физико-химических и гидродинамических процессов, сходных с процессами роста фрактальных кластеров. В отличие от ряда классических исследований, в которых моделирование проводилось в рамках «обычной» сплошной среды и где зачастую не принимались во внимание многофракционность пылевой составляющей протопланетного облака, а также фрактальная природа формирующихся в процессе его эволюции пылевых кластеров, предлагается рассматривать совокупность рыхлых пылевых агрегатов как особый тип сплошной среды — фрактальной среды, в которой существуют точки и области, не заполненные частицами. Гидродинамическое моделирование подобной среды, обладающей нецелой массовой размерностью, предлагается проводить в рамках дробно-интегральной модели (записанной в дифференциальной форме), использующей для учёта фрактальности дробные интегралы, порядок которых определяется фрактальной размерностью дисковой среды.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума РАН № 22.

Ключевые слова: гидродинамика фрактальных сред, процессы коагуляции, протопланетные диски.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема образования планет Солнечной системы напрямую связана с ранней стадией формирования и эволюции протопланетного газопылевого диска. По современным представлениям, планеты формируются после потери гравитационной устойчивости пылевым субдиском, образованным в результате дифференциального вращения вещества турбулизованного протопланетного облака по орбите вокруг солнцеподобной звезды, и процессов аккреции при оседании его пылевой составляющей к экваториальной плоскости, перпендикулярной оси вращения диска (см., например,

Колесниченко Александр Владимирович — доктор физико-математических наук, kolesn@keldysh.ru

Маров Михаил Яковлевич — заведующий отделом, доктор физико-математических наук, профессор, академик РАН, marov@keldysh.ru

[Сафронов, 1969; Goldrich, Ward, 1973; Nakagawa et al., 1986; Toomre, 1964; Youdin, Shu, 2002]). При этом большинство исследователей придерживается следующих этапов подобного сценария эволюции: Солнце, оказывая на турбулентное газопылевое облако силовое воздействие, вследствие турбулентной вязкости*, отдаёт ему угловой момент количества движения (см. [Dubrulle, 1993]), отодвигая тем самым вещество облака от себя к периферии, что приводит к образованию протопланетного аккреционного диска, обладающего дифференциальным вращением. Молодой диск содержит в основном водород и гелий. После прекращения сжатия протосолнечной туманности вещество в облаке быстро охлаждается, и в нём конденсируются пылевые частицы (суб)микронного размера (в общем случае композитные тела, состоящие из водяного льда, силикатов, железа и других веществ)**, которые оседают сквозь газ, образуя пылевой слой в окрестности экваториальной плоскости газопылевого облака. Сталкиваясь, частицы слипаются и одновременно растут, причём более крупные опускаются и растут быстрее [Nakagawa et al., 1981]. Из-за баланса давления, гравитации и центробежной силы скорость орбитального движения газа меньше, чем у твёрдых частиц на том же расстоянии от звезды. В результате этого пылинки размером более нескольких миллиметров тормозятся встречным ветром, который вынуждает их опускаться по спирали к звезде [Nakagawa et al., 1986]. Приближаясь к звезде, они нагреваются и постепенно содержащиеся в них фракции с низкой температурой кипения испаряются. Интервал расстояний $\sim 2...4$ а.е., на котором происходит этот процесс (так называемая «линия льда»), делит диск на внутреннюю область, лишённую летучих веществ и содержащую тугоплавкие тела, и внешнюю, богатую летучими веществами и содержащую ледяные тела. В области «линии льда», где накапливаются испарившиеся из ледяных пылинок молекулы воды, происходит разрыв в гидротермодинамических параметрах газа и возникает скачок давления, ускоряющий движение газа вокруг Солнца. В результате этого изменяется направление силы трения, которая останавливает миграцию внутрь диска твёрдых частиц, находящихся под влиянием попутного течения. А поскольку из внешних слоёв диска твёрдые частицы всё ещё продолжают поступать, то область «линии льда» превращается в зону их скопления и роста. Тогда как мелкие частицы ещё остаются на больших z -координатах, более крупные достигают окрестности центральной плоскости и повышают там плотность пыли [Dubrulle et al., 1995]. Резкой границы пылевого слоя нет. При сильном уплотнении пылевой составляющей образовавшегося субдиска, когда плотность пыли в слое достигает некоторого критического значения, субдиск становится гравитационно неустойчивым

* Главным аргументом в пользу турбулентности в диске является большое число Рейнольдса $\sim 10^{14}$.

** Пылинки представляют собой мелкие кристаллические или аморфные образования, состоящие из силикатов, графита и, возможно, окислов металлов, покрытые сверху оболочкой из замёрзших газов, в частности, ледяные частицы состоят из тугоплавкого ядра и оболочки из лёгких элементов, а оксидные пылинки представляет собой смесь мелких частиц, состоящих из двухатомных окислов MgO , SiO , CaO , FeO .

и распадается на многочисленные пылевые сгущения [Сафронов, 1960; 1969; Goldrich, Ward, 1973; Nakamoto, Nakagawa, 1994]. В районах с высокой плотностью этих сгущений последующая эволюция приводит к возникновению локальных дискретных центров уплотнения, т. е. к образованию роя первичных уединённых газопылевых агломератов [Dominik, Tielens, 1997], служащих основой зародышей рыхлых (*fluffy*) протопланетезималей. Наконец, на заключительной стадии процесса эволюции первичного газопылевого диска благодаря собственной гравитации происходит формирование твёрдотельных километровых планетезималей с большой начальной массой порядка массы астероидов $\sim 10^{15} \dots 10^{19}$ г и размерами в пределах $\sim 0,1 \dots 10$ км (см. [Сафронов, 1969; Nakagawa et al., 1983; Weidenschilling, 1980]. Частичное сохранение рассеянной пылевой компоненты вне сгущений после их образования и её дальнейшее поступление в сгущения ведёт к ускорению роста их плотности и более быстрому превращению в сплошные тела (см., например, [Витязев и др., 1990; Маров и др., 2008]).

К сожалению, несмотря на колоссальный прогресс в изучении взвешенного вещества, получении данных наблюдений околозвёздных аккреционных дисков, открытии экзопланет, совершенствовании теоретических подходов и методов математического моделирования, астрофизики всё ещё далеки от решения многих ключевых проблем указанного выше сценария. Одна из таких нерешённых проблем — поиск физического механизма объединения исходных пылевых частиц субмикронного и микронного размеров газопылевого диска в твёрдотельные планетезимали. Известно, что вероятность агрегации (слипания) пылевых частиц при парных столкновениях понижается, когда образовавшиеся агрегаты становятся больше $r \approx 0,1 \dots 1$ см, а при увеличении размеров до $r \gg 10$ см она стремится к нулю. Дополнительным аргументом против образования планетезималей путём их прямого роста при столкновениях пылевых частиц является факт быстрого дрейфа к Солнцу твёрдых тел метрового размера в результате потери ими момента вращения при торможении в газовой среде протопланетного диска. Твёрдые тела с радиусом $r \approx 1$ м могут сократить своё расстояние от звезды вдвое всего за 10^3 лет. Собственно, именно по этой причине астрофизики уже на протяжении более чем тридцати лет не могут определиться с механизмом роста частиц с размерами $\sim 5 \dots 10$ см до десятикилометровых планетезималей — происходит их рост путём агрегации при взаимных столкновениях или путём модификации после стадии джинсовской неустойчивости пылевого субдиска.

Вместе с тем, по мере появления явно выраженной границы между пылевым субдиском и газом, на границе пылевого слоя развивается экмановский погранслой, в котором возникает вполне развитая турбулентность [Goldrich, Ward, 1973]. В сочетании с дифференциальным вращением космического вещества это приводит к формированию собственного источника энергии, связанного с вязкой диссипацией крупномасштабного (орбитального) сдвигового течения в диске. Наличие подобного долговременного источника энергии играет чрезвычайно важную роль в последующей самоорганизации дисковой системы, проявляющейся в поэтапном возникновении ряда пространственно-временных структур типа долгоживущих

когерентных вихревых образований, колец из твёрдых мелкодисперсных частиц и т. п. (см. [Горькавый, Фридман, 1994]). Данный вывод дополнительно подкрепляет концепция энергетической подпитки крупномасштабных вихревых образований (в термодинамически открытой подсистеме турбулентного хаоса немагнитного протопланетного диска) механизмом вихревого динамо, изложенная в работах (см. [Колесниченко, 2004, 2005, 2011; Колесниченко, Маров, 2009]). Благодаря этому механизму в спиральной* (гиротропной) дисковой турбулентности инверсный энергетический каскад, образовавшийся в результате перераспределения части энергии мелкомасштабной турбулентности в область больших масштабов, порождает в окрестности центральной плоскости диска иерархическую систему макроскопических энергетически ёмких когерентных вихревых структур (колец, вихревых спиралей, турбулентных пятен и т. п.) обратно тому, что, как правило, имеет место в «обычной» зеркально-симметричной турбулентности (см. [Монин, Яглом, 1996]). В частности, наличие долгоживущих вихревых колец в окрестности экваториальной плоскости, служащих, по мнению ряда авторов (см. [Heng, Kenyon, 2010; Klahr, Bodenheimer, 2003, 2006]), «питомником» для формирования относительно крупных газопылевых кластеров в протопланетном диске, способствует объединению мелкодисперсных частиц пыли как за счёт более тесного их сближения и роста частоты соударений, так и за счёт более низких скоростей столкновения. Действительно, когерентное поведение огромного числа твёрдых частиц аэродисперсной среды, которые участвуют в коллективных, согласованных и взаимосвязанных хаотических движениях, отвечающих разномасштабным турбулентным вихрям (непрерывно распределённым в пульсирующем потоке дискового вещества), обеспечивает благоприятные условия для их механического, физико-химического и электрического слипания [Mizuno, 1989; Mizuno et al., 1988], что, как известно, встречает известные трудности в лабораторных экспериментах (см. [Barge, Sommeria, 1995; Chavanis, 1999; Tanga et al., 1996]).

Таким образом, турбулентные вихри, образующиеся в протопланетном диске, могут играть значительную роль в процессе эволюции пылевых частиц, сконденсированных из протозвёздных туманностей [Adams, Watkins, 1995; Brandenburg, Hodgson, 1998; Johansen et al., 2006; 2009]. По оценке авторов работы [Heng, Kenyon, 2010] размеры захватываемых в вихри частиц пыли и их относительно крупных агрегатов находятся в интервале от 1 мм до 10 см. В результате возникают весьма благоприятные условия для самопроизвольного образования устойчивых пылевых структур (в общем случае фрактальных кластеров**, формирующихся благодаря коагуляции

* Существование спиральной турбулентности в солнечном протопланетном диске обусловлено, в конечном счёте, фактом отсутствия отражательной симметрии анизотропного поля пульсационных скоростей относительно его экваториальной плоскости (см. [Колесниченко, Маров, 2009]).

** Под фрактальным пылевым кластером обычно понимают систему взаимодействующих частиц-мономеров, которая обладает свойством масштабного самоподобия в интервале размеров $r_0 \ll R$, где r_0 — масштабная единица измерения (например, радиус мономера) линейного размера кластера R .

движущихся по определённом закону твёрдых мономеров [Михайлов, Власенко, 1995; Смирнов, 1986; 1991], стимуляции процессов конденсации твёрдых частиц и фазовых переходов в диске, турбулентного переноса и перемешивания между различными его областями, для существенной модификации спектра колебаний и т. п.

В связи с этим важно отметить, что до последнего времени в большинстве теоретических моделей агрегации пылевых частиц в протопланетном диске изначально принималась компактная структура возникающих пылевых кластеров. Однако, как теперь стало ясно, растущие благодаря взаимным столкновениям частиц пылевые образования могут иметь весьма пушистую структуру и чрезвычайно низкую объёмную плотность (см., например, [Blum, 2004; Okuzumi et al., 2011; Ormel et al., 2007; Suyama et al., 2008, 2012; Wada et al., 2008]). Для подобных ворсистых агрегатов, имеющих по сравнению с компактными пылевыми частицами относительно большие геометрические поперечные сечения, меняется весь режим движения в газовой среде, в частности, из-за значительного изменения силы трения. Следовательно, для адекватного описания эволюции пылевых агрегатов в диске и, в конечном счёте, механизма образования протопланетезималей, необходимо, в общем случае, привлекать к рассмотрению фрактальные свойства и внутреннюю структуру подобных пылевых агрегатов.

В данной работе мы не будем, однако, учитывать влияние турбулентности (которая послужит темой отдельной статьи) на указанные процессы, а сосредоточимся на построении эволюционной модели ламинарного диска, описывающей рост рыхлых пылевых агрегатов и их гидродинамический перенос с точки зрения фрактальных представлений. Как было отмечено выше, в последние годы появилось значительное число работ, в которых рассматривается внутренняя структура пористых пылевых агрегатов в диске и её перестройка при достаточно сильных столкновениях кластеров, что, несомненно, способствует более углублённому пониманию тех реальных процессов, сопровождающих ассоциацию мелкодисперсных пылевых частиц в протопланетезимали (см., например, [Blum, 2004; Blum, Wurm, 2008; Kempf et al., 1999; Okuzumi et al., 2011; Ormel et al., 2007; Ossenkopf, 1993; Suyama et al., 2008, 2012; Wada et al., 2008]). Однако в этих работах, как и в ряде классических исследований (см., например, [Сафронов, 1969; Nakagawa et al., 1981, 1986; Weidenschilling, 1980]), моделирование велось в рамках «обычной» сплошной среды и зачастую не принимались во внимание многофракционность пылевой составляющей первичного протопланетного облака, а также фрактальная природа формирующихся в процессе его эволюции пылевых кластеров (изучались в основном компактные пылевые образования с постоянной плотностью или пористые тела). В отличие от этих работ, в данном исследовании предлагается рассматривать совокупность пылевых агрегатов как особый тип сплошной среды — фрактальной среды*, для которой существуют точки и области, не заполненные её частицами. Заметим, что дробный векторный анализ на фрактальных множествах

* Фрактальными являются среды с нецелой массовой размерностью (являющейся физическим аналогом размерности Хаусдорфа, не требующим, однако, перехода к пределу бесконечно малых диаметров покрывающих множеств).

как обобщение математического анализа на гладких многообразиях в настоящее время активно разрабатывается (см., например, [Кулак, 2002; Kilbas et al., 2003, 2006; Strichartz, 1999]). В частности, гидродинамическое моделирование фрактальной среды, обладающей нецелой массовой размерностью D_f (основанное на дробном векторном математическом анализе), можно проводить в рамках дробно-интегральной модели, использующей различные интегралы дробных порядков, для которых порядок дробного интегрирования определяется массовой размерностью среды. При этом сам интеграл дробного порядка интерпретируется как особый тип интеграла на фрактале с точностью до числового множителя (см. [Tarasov, 2005, 2010]). Вместе с тем, удобнее воспользоваться соответствующими обобщёнными дифференциальными уравнениями гидродинамики (описывающими законы сохранения массы, импульса и внутренней энергии для фрактальных сред), которые, являясь следствием модели в дробно-интегральной форме, содержат производные только целого порядка*, что существенно облегчает их применение для различных прикладных задач.

Первая часть предпринятого нами исследования посвящена исключительно математическим аспектам подобного гидродинамического моделирования протопланетного ламинарного диска, в котором в процессе его эволюции формируются разномасштабные пылевые фрактальные агрегаты, служащие, в конечном счёте, основой зародышей рыхлых протопланетезималей. При этом рассматривается ранняя стадия этого процесса, происходящая без перестройки внутренней структуры кластеров; более поздняя фаза кластер-кластерной агрегации, связанная с их сжатием при столкновениях с энергией, превышающей некоторое критическое значение, может быть учтена опосредованно при использовании (характерной для достаточно сжатых агрегатов) массовой размерности среды, равной 2,5. Кроме того, мы ограничились рассмотрением броуновской и гравитационной коагуляции пылевых мономеров и фрактальных кластеров, находящихся в кинетическом и диффузионном режимах движения, что позволяет достаточно точно рассчитать процесс седиментации рыхлых пылевых агрегатов и определить их максимальные размеры в случае пренебрежения радиальным дрейфом и фрагментацией. Второй шаг моделирования включает учёт радиального дрейфа и радиального перемешивания пылевых образований, когда мономерам и кластерным агрегатам «разрешено» двигаться во внутренние области диска и исчезать в зоне испарения. В этом общем случае приходится решать $(2+1)$ -мерное кинетическое уравнение коагуляции, в котором одно измерение связано с радиальной координатой диска ω , другое — с высотой над экваториальной плоскостью z , а третья координата отвечает массе пылевых кластеров. Специфические особенности развиваемого здесь подхода будут продемонстрированы во второй части данной работы на ряде численных примеров, относящихся к моделированию эволюции пылевых фрактальных кластеров в конкретных областях протопланетного газопылевого облака.

* Заметим, что дробные частные производные имеют важное значение для построения обобщённой гидродинамики эрдитарных и нелокальных сред (см. [Учайкин, 2008]).

ХАРАКТЕР ГЕНЕРАЦИИ ФРАКТАЛЬНЫХ ПЫЛЕВЫХ КЛАСТЕРОВ В ГАЗОПЫЛЕВОМ ДИСКЕ

Процесс коагуляции малых (суб)миллиметровых пылевых частиц протопланетного диска начинается с формирования разветвлённых цепочечных структур — фрактальных нитей с размерами, значительно превышающими размер кластеров, которые из них, в конечном счёте, и формируются [Jullien, 1986]. Затем, в условиях эволюции дисковой системы такие нити перепутываются* и образуют клубки — первичные фрактальные кластеры (ФК). В дальнейшем в процессе кластер-кластерной коагуляции происходит частичное их слияние с образованием крупных фрактальных агрегатов, являющихся основным структурообразующим элементом рыхлых протопланетезималей, возникающих в результате протекания физико-химических и динамических процессов, сходных с процессами роста ФК.

При моделировании дисковой системы будем исходить из того, что на самой ранней стадии эволюции газопылевого диска мелкодисперсные твёрдые частицы (мономеры), двигаясь вместе с газом и сталкиваясь на предельно низких скоростях (~ 10 см/с), слипаются друг с другом (при этом ближайшие соседи образуют химическую связь в зонах контакта), создавая пылевые фрактальные кластеры с квазимонодисперсным распределением по размерам. Благодаря низкоскоростным столкновениям растущие пылевые кластеры имеют ворсистую (*fluffy*) структуру с дробной фрактальной размерностью $1,7 < D_f < 2,1$ (см. [Meakin, 1984]). По мере связывания мономеров в крупные пылевые кластеры механизм «частица-кластер» замещается агрегацией «кластер-кластер» (см. [Meakin, 1983; Meakin et al., 1989]), что приводит к формированию фрактальных структур с более высоким значением массовой размерности D_f . В частности, в случае частиц водяного льда кластеры могут расти без значительных сбоев в результате кластер-кластерной коагуляции при скоростях столкновения вплоть до нескольких десятков метров в секунду ($\sim 50...60$ м/с) (см., например, [Wada et al., 2009a, b]). При этом массовая размерность кластеров может достигать значений $\sim 2,5$; это свидетельствует, в частности, о том, что крупные сжатые пылевые агрегаты в протопланетном облаке могут формироваться при столкновениях «пушистых» ФК (при этом размер сжатия агрегата является функцией энергии соударения). Эти результаты, по мнению авторов статей [Wada et al., 2008; 2009a, b], подтверждают аналогичный сценарий, по которому и протопланетезимали могут образовываться путём столкновения фрактальных пылевых агрегатов.

Далее все первичные мелкодисперсные компактные частицы газопылевого протопланетного облака вне зависимости от их реальной формы, размера и материала будем считать твёрдыми сферами, имеющими один и тот же радиус r_0 и массу μ_0 , поскольку форма мономера (сферическая, эллипсоидальная и т.п.) оказывает незначительное влияние ($\lesssim 2\%$) на

* Вместе с тем фрактальные нити могут рассматриваться как предельный результат направленной кластер-кластерной агрегации во внешнем поле; однако в изотропных условиях кластер-кластерная агрегация приводит к образованию изотропных разреженных агрегатов.

фрактальную размерность образующихся кластеров (см., например, [Bertini et al., 2009]). На первоначальном этапе роста (на основе механизма «частица-частица») пылевые образования состоят из небольшого числа первичных мономеров и по этой причине не могут, вообще говоря, считаться фракталами. Но, по мере дальнейшего слипания мономеров в кластеры, механизмом «кластер-кластер» формируются фрактальные пылевые агрегаты относительно крупных размеров. При этом число n_0 первичных пылевых частиц (ядер), входящих в состав изотропного ФК, и масса кластера m^{cl} определяются следующими асимптотическими формулами (см., например, [Смирнов, 2011]):

$$n_0 = \left(\frac{R_g}{r_0}\right)^{D_f}, \quad m^{cl} = \mu_0 n_0 = \mu_0 \left(\frac{R_g}{r_0}\right)^{D_f}, \quad \frac{R_g}{r_0} \gg 1, \quad (1)$$

в которых $R_g = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_{centre}|^2\right)^{1/2}$ — радиус гирации* (характерный размер изотропного кластера), определяемый как среднеквадратичный радиус агрегата, измеряемый от его центра тяжести (см. [Mandelbrot, 1982; Okuzumi et al., 2009]); N — число элементов изображения, принадлежащих кластеру; \mathbf{x}_i — радиус-вектор i -го мономера, входящего в кластер; \mathbf{x}_{centre} — положение центра масс ФК;

$$D_f = \frac{\ln n_0}{\ln(R_g/r_0)}, \quad (1 < D_f < D) \quad (2)$$

— фрактальная массовая размерность (или фрактальная размерность числа частиц) кластера, являющаяся количественной характеристикой заполнения им евклидова пространства (с размерностью D), а также характеризующая самоподобие его внутренней структуры. При этом размерность D_f не зависит от того, является ли упаковка сфер радиуса r_0 плотной, случайной или пористой с однородным распределением пустот. Следует отметить, что реальная структура кластеров характеризуется в общем случае чрезвычайно сложной и нерегулярной геометрией. Тем не менее, хотя размерность D_f и не отражает полностью всех геометрических свойств фрактала, она, однако, позволяет учитывать основные динамические свойства фрактальных структур при моделировании широкого класса явлений. Дальше мы ограничимся рассмотрением случая гомогенной фрактальной среды, когда степенной закон (1) не зависит от расположения (перемещения) кластеров в пространстве. Кроме этого будем предполагать, что внутренняя структура всех кластеров, формирующихся в аэродисперсной дисковой среде,

* В случае анизотропных агрегатов для количественного описания степени анизотропии обычно определяют все компоненты тензора инерции $R_{mn}^2 = n_0^{-1} \sum_{i,j=1}^{n_0} (x_{mi} - x_{mj})(x_{ni} - x_{nj})$ для кластера; диагонализация этого тензора даёт главные радиусы гирации, отношение которых определяет степень анизотропии ФК.

одинакова, поскольку они образуются в одних и тех же условиях моделируемых областей диска. Именно по этой причине численные значения массовой размерности D_f кластеров (при однотипном способе их сборки) будем считать (при моделировании эволюции диска) одинаковыми для всего ансамбля разномасштабных фрактальных кластеров.

При объединении большого числа малых кластеров (в результате процесса кластер-кластерной ассоциации) образуются обладающие самоподобными свойствами на малых расстояниях* однородные рыхлые агрегаты, в которых, по мере увеличения их радиуса гирации, увеличиваются размеры пустот, а средняя плотность (средняя массовая плотность вещества в объеме, занимаемом кластером) убывает по закону $\bar{\rho}^{cl} = \rho_0 \left(r_0 / R_g \right)^{3-D_f}$, где $\rho_0 = 3\mu_0 / 4\pi r_0^3$ — массовая плотность материала первичных ядер. Отсюда следует вывод, что чем больший объем занимают части фрактального агрегата, тем больше пустот всех размеров он содержит. Таким образом, одним из характерных свойств фрактального агрегата является его способность охватывать большое пространство (за счёт создания ажурной, сильно разветвлённой структуры) при использовании меньшего по сравнению с плотным агрегатом количества вещества, необходимого для его образования. Поскольку пустоты существуют в любой фрактальной среде, которые не заполнены веществом, то и дисковая среда пылевых фрактальных агрегатов не может в общем случае описываться как традиционная сплошная среда, но должна рассматриваться как особый тип сплошной среды, для моделирования которой необходимо привлекать модели, использующие интегро-дифференцирование в пространстве с нецелой размерностью (см. [Roy, Ray, 2009]).

Компактность и физические свойства отдельного кластера зависят как от характера движения первичных мономеров и кластеров (прямолинейное или броуновское) до столкновения, так и от вероятности слипания мономеров и кластеров при их соприкосновении. В зависимости от числовой плотности $N_1(x, t)$ мономеров в единице объёма дисковой среды (не входящих в состав кластеров) возможны два механизма роста кластеров с фрактальной структурой: в результате прилипания к кластеру мономеров или благодаря процессу кластер-кластерной агрегации. При этом в первом случае процесс роста кластера может происходить либо в результате присоединения к нему единичных ядер,двигающихся прямолинейно (кинетический режим), либо когда много первичных пылевых мономеров,двигающихся диффузионно, одновременно объединяются с кластером (диффузионный или гидродинамический режим).

Дробная массовая размерность D_f пылевых кластеров в дисковой среде определяет, в конечном счёте, их аэродинамические свойства, стабильность и динамику роста (см. [Chen et al., 1987; Wiltzius, 1987], а, следовательно, и пространственно-временную эволюцию этих рыхлых образований

* Для кластера со случайным расположением частиц свойство самоподобия следует понимать статистически: если в разных частях кластера вырезать большое число кусков, находящихся в одинаковом объёме, то в среднем они будут содержать одинаковое число частиц.

[Смирнов, 1991]. В частности, в силу рыхлой структуры и меньшей массовой плотности, ФК обладают гораздо большей седиментационной устойчивостью (т.е. низкой скоростью оседания частиц) по сравнению с плотными пылевыми кластерами. К сожалению, сведения о дробной размерности, структуре и свойствах природных ФК имеют слабое экспериментальное подтверждение и всё ещё базируются на результатах теоретических моделей. В частности, массовую размерность D_f определяют, как правило, на основе численного моделирования поведения кластера в гравитационном (или электрическом) поле с помощью *in situ*-методов процесса его сборки. Эти методы отличаются различными деталями кластер-кластерной агрегации, к которым, в частности, можно отнести: характер движения кластеров (прямолинейное или броуновское), характер объединения кластеров в зависимости от вероятности слипания при их взаимном касании, наличие или отсутствие полного реструктурирования (при котором кластеры связываются в трёх точках), нарушение изотропии объединяемых кластеров, связанное с наведённым электрическим диполем во внешнем электрическом поле или наведённым магнитным моментом во внешнем магнитном поле [Matthews et al., 2012], несферичность сталкивающихся кластеров [Perry et al., 2012], наличие вращательной диффузии ФК, приводящей к захвату налетающего кластера краями образуемого пылевого агрегата (что способствует уменьшению его фрактальной размерности) и т.д. (см. [Емец и др., 1994; Meakin, 1983; Kolb et al., 1983]. В табл. 1 представлены значения фрактальной размерности кластеров, образующихся в трёхмерном пространстве при различных механизмах роста.

Таблица 1. Фрактальная размерность кластера, образующегося при ассоциации твёрдых частиц [Смирнов, 1991]

Модель агрегации	Вероятность прилипания, κ^p	Фрактальная размерность
Прямолинейная траектория, кластер-частица	1	$2,97 \pm 0,08$
Броуновское движение, кластер-частица	1 0,25	$2,51 \pm 0,06$ $2,48 \pm 0,12$
Прямолинейная траектория, кластер-кластер	1	$2,00 \pm 0,05$
Броуновское движение, кластер-кластер	1	$1,78 \pm 0,05$
Кластер-кластер, малая вероятность прилипания (RLCA-модель)	<1	$2,11 \pm 0,03$

Первая компьютерная модель для описания процесса сборки кластера была предложена в работе [Witten, Sander, 1981] и получила название DLA-модель (Diffusion Limited Aggregation). В этой модели предполагается, что частицы, совершая броуновское движение в пространстве, соприкасаются с кластером и прилипают к нему. Виттен-сэндеровская модель хорошо применима для изучения агрегационных явлений, вызванных внешними полями, где, в дополнение к межчастичному взаимодействию, существует внешнее поле, которое приводит к взаимодействию частицы и агрегата. В случае

ССА-модели (Cluster-Cluster Aggregation) (см. [Meakin, 1983]) на первой стадии процесса образуется большое число кластеров малых размеров, которые далее объединяются в кластеры больших размеров. В результате образуются более рыхлые кластеры, чем в рамках DLA-модели, поскольку при таком способе сборки труднее заполнить пустоты. В этих моделях считается, что ассоциирующие частицы совершают диффузионное движение в пространстве, т.е. длина пробега частиц мала по сравнению с характерными размерами области, ответственной за рост кластера. Кроме этого, предполагается, что соприкосновение частиц ведёт к их слипанию с вероятностью порядка единицы. В RLCA-модели (Reaction Limited Cluster Aggregation) (см., например, [Jullien, 1984]) вероятность прилипания при касании частиц считается малой, поэтому при кластер-кластерной агрегации кластеры могут глубже проникать друг в друга и в результате образуется более компактный кластер. Наконец, в случае баллистической модели сборки кластеров (BCCA, Ballistic Cluster-Cluster Aggregation) считается, что длина пробега частиц велика по сравнению с размерами области прилипания и потому траектории их движения являются прямолинейными; при таком способе сборки кластер становится наиболее компактным (см. [Sutherland, 1966; Vold, 1963]).

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ И ДИНАМИКИ ПЫЛЕВЫХ ФРАКТАЛЬНЫХ КЛАСТЕРОВ В ПРОТОПЛАНЕТНОМ ОБЛАКЕ: БАЗОВЫЕ УРАВНЕНИЯ

Основные допущения модели

Огромное разнообразие, взаимовлияние и сложность физико-химических, коагуляционных и динамических эффектов, происходящих в протопланетном газопылевом облаке в процессе его эволюции, с необходимостью требует разумной схематизации описания дисковой гетерогенной среды. В связи с этим, будем далее предполагать, что движение газа и дисперсной составляющей диска можно адекватно описать при следующих допущениях:

- первичные пылевые частицы (мономеры) — однородные по составу, твёрдые и недеформируемые, сферичные по форме и монодисперсные;
- предполагается несжимаемость материала мономеров, $\rho_0 = \text{const}$;
- истинная плотность материала мономеров много больше истинной плотности газовой составляющей дисковой системы, $\rho_0 \gg \tilde{\rho}_g$;
- объёмное содержание s^{cl} дисперсной фазы не очень велико — $(s^{cl})^2 \ll 1$, так что членами порядка $(s^{cl})^2$ можно пренебречь;
- несущая фаза — сжимаемый идеальный газ;
- вязкость дисперсной фазы можно не учитывать;
- предполагается условие термического равновесия газовой и дисперсной фаз, $T_g = T_d = T$;
- суммарный гетерогенный континуум рассматривается в однодавленческом приближении, $p_g = p_d = p(\rho_g, T)$;
- вкладом от приповерхностного слоя кластеров в динамику дисковой системы в целом можно пренебречь (заметим, что наличие

в гетерогенной системе межфазных границ, моделируемых математическими поверхностями, на которых терпят разрыв непрерывности поля различных термогидродинамических параметров, приводит к весьма серьёзным осложнениям континуальной теории такой системы (см. [Нигматулин, 1982]);

- при описании динамического взаимодействия фаз вращением пылевых кластеров можно пренебречь;
- предполагается, что фрактальная среда пылевых кластеров внутри некоторого макрообъёма W имеет массовую размерность D_f , а размерность на его границе ∂W равна d ; в общем случае размерность d не равна ни 2, ни $D_f - 1$.

Для применимости континуального приближения линейные размеры элементарного объёма δV дисковой среды считаются намного больше линейных размеров любых дисперсных включений, но намного меньше характерного гидродинамического размера рассматриваемой модели L_{hydr} .

Таким образом, эволюционирующее газопылевое протопланетное ламинарное облако предполагается рассматривать как гетерогенный термодинамический комплекс, состоящий из двух взаимосвязанных подсистем, которые заполняют одновременно один и тот же объём евклидова пространства — газовой фазы солнечного состава (континуальная среда) и полидисперсной фазы пылевых частиц (фрактальная среда с нецелой массовой размерностью D_f меньшей размерности D координатного пространства задачи), которые находятся при общей абсолютной температуре T и давлении p . Газовую фазу, являющуюся несущей средой, будем описывать далее моделью вязкой жидкости. В свою очередь, полидисперсную пылевую фазу будем считать многоскоростной средой, состоящей из нескольких фракций: фракции первичных пылевых конденсированных мономеров и внедрённых в неё большого числа фракций пылевых фрактальных агрегатов, отличающихся друг от друга только размерами. Другими словами, элементарный макрообъём δV дисковой среды содержит, помимо несущей газовой фазы, описываемой обычными структурными параметрами (такими как числовая $n_g(\mathbf{x}, t)$ и массовая $\rho_g(\mathbf{x}, t) = n_g \mu_g$ плотности, давление $p_g(\mathbf{x}, t)$, температура $T_g(\mathbf{x}, t)$, гидродинамическая скорость $\mathbf{U}_g(\mathbf{x}, t)$ и т. п.), ещё множество твёрдотельных фрактальных образований, которое можно разбить на k ($k = 1, 2, \dots, Q$) фракций — пылевых кластеров с одинаковыми размерами. Если пронумеровать эти фракции в порядке возрастания размеров кластеров, то фракция-1 будет содержать первичные мономеры, фракция-2 включает ассоциации двух мономеров и т. д. В результате получим Q фракций, характеризующихся следующими макрохарактеристиками:

$$\left. \begin{aligned} m_k^{cl} &= n_{0,k} \mu_0, & R_{gk} &= r_0 n_{0,k}^{1/D_f}, & V_k^{cl} &= \frac{4\pi}{3} R_{gk}^3, & \rho_k^{cl}(\mathbf{x}, t) &= \mu_0 n_{0,k} N_k^{cl}, \\ N_k^{cl}(\mathbf{x}, t), & \tilde{\rho}_k^{cl} &= \frac{m_k^{cl}}{V_k^{cl}}, & s_k^{cl}(\mathbf{x}, t) &= V_k^{cl} N_k^{cl}, & \mathbf{U}_k(\mathbf{x}, t). \end{aligned} \right\}, \quad (3)$$

Здесь r_0 и μ_0 – радиус и масса первичных мономеров, из которых составлен фрактальный агрегат (ФА); $\rho_0 = 3\mu_0/4\pi r_0^3$ – массовая плотность материала первичных ядер; $n_{0,k} = (R_{gk}/r_0)^{D_f}$ – число первичных мономеров, входящих в состав k -го ФК; R_{gk} – радиус гирации k -го ФК, состоящего из $n_{0,k}$ пылевых мономеров; D_f – фрактальная размерность отдельного кластера и фрактальной среды в целом; $V_k^{cl} = (4/3)\pi r_0^3 n_{0,k}^{3/D_f}$, $m_k^{cl} = \mu_0 (R_{gk}/r_0)^{D_f}$, $\mathbf{U}_k(\mathbf{x}, t)$ – соответственно объём*, масса и гидродинамическая скорость ФК k -сорта; $N_k^{cl}(\mathbf{x}, t)$ – числовая плотность ФК k -го сорта (число кластеров в единице макрообъёма δV дисковой среды); $\rho_k^{cl}(\mathbf{x}, t) = \mu_0 (R_{gk}/r_0)^{D_f} N_k^{cl}$ – массовая плотность ФК k -го сорта; $\tilde{\rho}_k^{cl}(\mathbf{x}, t) = \rho_0 (R_{gk}/r_0)^{D_f - 3}$ – истинная массовая плотность ФК; $s_k^{cl}(\mathbf{x}, t)$ – объёмное содержание фрактальных кластеров k -го сорта, $s_k^{cl}(\mathbf{x}, t) = \rho_k^{cl}/\tilde{\rho}_k^{cl}$; при этом объёмное содержание (концентрация) s_g несущей фазы выражается в виде

$$s \equiv s_g = 1 - s^{cl}, \quad s^{cl} = \sum_{k=1}^Q s_k^{cl} = \sum_{k=1}^Q V_k^{cl} N_k^{cl}.$$

Заметим, что необходимость введения в рассмотрение объёмных содержаний заключается в том, что, в отличие от гомогенной смеси, где каждый компонент может рассматриваться как занимающий весь элементарный объём пространства непрерывно и равномерно с другими компонентами, в гетерогенной газопылевой системе протопланетного облака каждая фракция занимает лишь часть элементарного объёма. Кроме этого, поскольку пылевые кластеры разных сортов движутся друг относительно друга со скоростями $\mathbf{w}_{kj}(\mathbf{x}, t) \equiv \mathbf{U}_k - \mathbf{U}_j$ ($k, j, = 1, \dots, Q$), возможны столкновения между ними, что приведёт в общем случае к взаимному обмену массой, импульсом, моментом импульса и энергией. Хотя сочетание столкновительной фрагментации и электрического отталкивания частиц и налагает серьёзные ограничения на формирование и рост пыли в протопланетном диске (см. [Okuzumi, 2009]), в данной работе мы не будем принимать во внимание воздействие этих явлений на физические процессы в диске.

Далее для описания фрактальных сред будем использовать два ключевых понятия: $c_D(D_f, \mathbf{x}')$ – функция плотности разрешённых состояний**, описывающая, как плотно упакованы разрешённые состояния в D -мерном евклидовом пространстве ($D=1, 2, 3$) (при этом выражение $c_D(D_f, \mathbf{x}') dV_D$ представляет собой число разрешённых мест в элементарном объёме dV_D); $\rho(\mathbf{x}', t)$ – функция распределения физических величин (таких как масса, числовая плотность и т.п.) на множестве разрешённых состояний

* Более общее определение объёма ФК задаётся формулой (4).

** Функция плотности разрешённых состояний определяет (с точностью до числового множителя) ядро интеграла дробного порядка, равного D_f . Существуют множество различных определений дробного интегрирования, ядра которых интерпретируются как плотности разрешённых состояний. В данной работе используется дробное интегрирование по Риссу (см. [Самко и др., 1987]).

в координатном пространстве в момент времени t . Здесь $\mathbf{x}' = \mathbf{x}/L_{hydr}$ — безразмерная координата. Вид и свойства функции $c_D(D_f, \mathbf{x}')$ определяются свойствами и симметриями фрактального распределения. Если предположить, что фрактальная среда обладает сферически симметричным распределением вещества в ней (что далее предполагается), то в этом случае можно использовать следующее выражение для плотности состояний:

$$c_3(D_f, \mathbf{x}') = \frac{2^{3-D_f} \Gamma(3/2)}{\Gamma(D_f/2)} |\mathbf{x}'|^{D_f-3}, \quad \left(c_2(d, \mathbf{x}') = \frac{2^{2-d}}{\Gamma(d/2)} |\mathbf{x}'|^{d-2} \right),$$

являющееся ядром интеграла дробного порядка D_f [Tagarov, 2005] и задающее интегрирование Рисса с точностью до числового множителя [Самко и др., 1987]. В этом случае, например, объём шара W радиуса R фрактальной среды с массовой размерностью D_f определяется формулой

$$V_{D_f}(W) = \int_W dV_{D_f} = \frac{2^{3-D_f} \Gamma(3/2)}{\Gamma(D_f/2)} \int_W |\mathbf{x}'|^{D_f-3} dV_3,$$

где $dV_{D_f} = c_3(D_f, \mathbf{x}') dV_3$. Используя сферические координаты, можно получить

$$V_{D_f}(W) = \frac{\pi 2^{5-D_f} \Gamma(3/2)}{\Gamma(D_f/2)} \int_W |\mathbf{x}'|^{D_f-1} d|\mathbf{x}'| = \frac{2^{5-D_f} \pi \Gamma(3/2)}{D_f \Gamma(D_f/2)} R^{D_f} \approx R^{D_f}, \quad (4)$$

или

$$V_{D_f}(W) = \frac{\pi^{3/2-D_f/3} 2^{4-D_f-2D_f/3} 3^{D_f/3}}{D_f \Gamma(D_f/2)} (V_3(W))^{D_f/3},$$

где $V_3(W) = (4\pi/3)R^3$ и использованы формулы $\Gamma(3/2) = (1/2)\Gamma(1/2)$ и $\Gamma(1/2) = \sqrt{\pi}$. Важно иметь в виду, что уравнения, которые связывают различные физические величины (например, массу, объём, момент инерции и т. п.), не зависят от числового множителя в функции $c_3(D_f, \mathbf{x}')$, однако зависимость от радиус-вектора \mathbf{x}' для этих уравнений существенна (см. [Tagarov, 2010]). Отметим также, что в случае иных симметрий среды с дробной размерностью для функции плотности разрешённых состояний $c_D(D_f, \mathbf{x}')$ нужно использовать соответствующие выражения для ядер интегралов дробного порядка, отвечающих этой симметрии, т.е. фигурирующих в дробно-интегральной модели данной фрактальной среды. В частности, в случае распределения вещества с фрактальной размерностью, соответствующей симметрии параллелепипеда, нужно использовать плотность состояний по Риману-Лиувиллю [Самко и др., 1987].

Приведём теперь основные гидродинамические уравнения для моделирования несущей газовой фракции и пылевых ФК в случае изотермического ламинарного диска, вращающегося вокруг протосолнца с угловой скоростью $\Omega(\omega, z)$.

Уравнения сохранения масс фракций

Далее будем исходить из того, что кластеры k -го сорта ведут себя подобно макроскопическим частицам сферической формы, обладающим массой m_k^{cl} и радиусом R_{gk} , причём при лобовом соударении пары кластеров происходит с некоторой вероятностью их объединение в единый агрегат, состоящий из суммарного количества первичных мономеров обоих кластеров: $n_{0,k-1} + n_{0,j} = n_{0,k}$. При этом мы будем пренебрегать воздействием энергии удара на изменение внутренней структуры кластерных агрегатов (см. [Ossenkohf, 1993]). Тогда уравнения сохранения масс газовой и дисперсных фракций с учётом «фазовых переходов» принимают вид (см. [Нигматулин, 1987])

$$\frac{d}{dt} \rho_g + \rho_g \nabla \cdot \mathbf{U}_g = 0, \quad \rho_g = \tilde{\rho}_g s, \quad (5)$$

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{d}{dt} \right)_{D,k} \rho_k^{cl} + \rho_k^{cl} \nabla^D \cdot \mathbf{U}_k &= \sum_{j=1, j \neq k}^Q J_{jk} = m_k^{cl} \dot{N}_k^{cl}, \\ \rho_k^{cl} &= m_k^{cl} N_k^{cl}, \quad k, j = 2, \dots, Q; \quad k \neq j. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Здесь $(d/dt)_{D,k} \equiv \partial/\partial t + c(D_f, d, \mathbf{x}') \mathbf{U}_k \cdot \nabla$ — обобщённая (на фрактальные среды) полная производная по времени; $\nabla^D \cdot \mathbf{U}_k \equiv c_3^{-1}(D_f, \mathbf{x}') \nabla \cdot (c_2(d, \mathbf{x}') \mathbf{U}_k)$ — обобщённая дивергенция; $c(D_f, d, \mathbf{x}') \equiv c_3^{-1}(D_f, \mathbf{x}') c_2(d, \mathbf{x}')$; ∇^D — обобщённый оператор набла; $J_{jk} = m_k^{cl} \psi_{j,k}$ — интенсивность обмена массами за счёт столкновений ФК, которая характеризуется общим числом соударений $\psi_{j,k} = \Phi_{j,k} N_k^{cl} N_j^{cl}$ в единице объёма дисковой системы; $\Phi_{j,k}$ — интенсивность скорости ассоциации k - и j -кластеров (ядро коагуляции); $\tilde{\rho}_g, \rho_g = \tilde{\rho}_g s$ — соответственно истинная и приведённая массовая плотность газовой фазы; \dot{N}_k^{cl} — полная скорость изменения числовой плотности N_k^{cl} кластеров k -го сорта за счёт процессов коагуляции, определяемая в общем случае уравнением Смолуховского:

$$\dot{N}_k^{cl} \equiv \frac{1}{2} \sum_{j=1; k>j}^{k-1} \Phi_{j,(k-j)} N_j^{cl} N_{(k-j)}^{cl} - N_k^{cl} \sum_{j=2}^Q \Phi_{k,j} N_j^{cl} \quad (k=1, 2, \dots, Q). \quad (7)$$

Рассмотрим элементарную схему для подсчёта числа соударений $\psi_{j,k}$ между кластерами k -го и j -го сортов в единицу времени в единице объёма космического пространства. Если выделить один пробный кластер k -го сорта, то за единицу времени об него ударятся все кластеры j -го сорта, находящиеся в цилиндре радиуса $R_{gk} + R_{gj}$ и высотой $|w_{kj}|$, объём которого $V_{j,k} = \pi(R_{gk} + R_{gj})^2 |w_{kj}|$. Таким образом, число кластеров j -го сорта,

столкнувшихся в единицу времени с одним кластером k -го сорта, будет равно $N_j^{cl} V_{k,j}$, а общее число соударений в единице объёма составит

$$\Psi_{j,k} = N_k^{cl} N_j^{cl} V_{j,k} = \kappa^P \pi (R_{gk} + R_{gj})^2 |w_{kj}| N_k^{cl} N_j^{cl}, \quad (8)$$

где коэффициент $\kappa^P \leq 1$ определяет долю соударений, приведших к переходу частиц j -го сорта в k -фракцию. Из формулы (8) следует выражение для интенсивности скорости ассоциации кластеров k и j -сортот

$$\Phi_{k,j} = \pi (R_{gk} + R_{gj})^2 |w_{kj}| \kappa^P = \kappa^P \sigma_{k,j} |w_{kj}|, \quad (9)$$

где $\sigma_{k,j} = \pi (R_{gk} + R_{gj})^2$ — сечение захвата.

Уравнения сохранения количества движения

Далее для простоты будем предполагать, что сопротивление газовой среды k -кластеру такое же, как и для сферической частицы с радиусом R_{gk} , соответствующей эффективному размеру кластера. Несущую газовую фазу будем описывать моделью вязкой жидкости. Тогда уравнения движения несущей фазы и Q уравнений для разномасштабных ФК могут быть записаны в следующем общем виде:

$$\rho_g \frac{d}{dt} \mathbf{U}_g = -s \nabla p_g + \nabla \cdot \mathbf{P}_g - \sum_{k=1}^Q \mathbf{F}_{k,g} - \rho_g \frac{GM_\odot}{|\mathbf{x}|^3} \mathbf{x}, \quad (10)$$

$$\left. \begin{aligned} \rho_k^{cl} \left(\frac{d}{dt} \right)_{D,k} \mathbf{U}_k = -s_k^{cl} \nabla^D p + \mathbf{F}_{g,k} - \sum_{j=1; j \neq k}^Q [J_{jk} (\mathbf{U}_j - \mathbf{U}_k) + \mathbf{F}_{j,k}] - \rho_k^{cl} \frac{GM_\odot}{|\mathbf{x}|^3} \mathbf{x} \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

($k=1, \dots, Q$; $k \neq j$).

Здесь $GM_\odot \mathbf{x} / |\mathbf{x}|^3 = g$ — вектор ускорения гравитационной силы; $\mathbf{x} = \sum_{\alpha} \mathbf{e}_{\alpha} x_{\alpha}$ — центральный радиус-вектор; G и M_\odot — гравитационная постоянная и масса протозвезды; $\mathbf{P}_g = \eta_g (\nabla \mathbf{U} + (\nabla \mathbf{U})^* - (2/3) \mathbf{I} (\nabla \cdot \mathbf{U}))$, $\eta_g = \rho_g \nu_g$ — соответственно, тензор вязких напряжений, коэффициенты кинематической и сдвиговой вязкости для газа; $\mathbf{I} = \{\delta_{\alpha\beta}\}$ — единичный тензор;

$$\mathbf{F}_{g,k} \cong -k_B T_g \frac{N_k^{cl}}{D_{g,k}} (\mathbf{U}_k - \mathbf{U}_g) \quad (12)$$

— сила взаимодействия между кластерами k -го сорта и несущей газовой фазой; k_B — постоянная Больцмана; $D_{g,k}$ — коэффициент бинарной диффузии кластеров k -го сорта в газовой среде;

$$\mathbf{F}_{j,k} = m_k^{cl} \Psi_{j,k} (\mathbf{U}_j - \mathbf{U}_k) = \Phi_{j,k} m_k^{cl} N_k^{cl} N_j^{cl} (\mathbf{U}_j - \mathbf{U}_k) \quad (13)$$

— сила взаимодействия кластеров k -го и j -го сортот (за счёт их столкновения).

Диффузия пылевых кластеров в несущей среде

Перенос ФК в газопылевом диске определяется их взаимодействием с молекулами несущего газа и двигающимися вместе с ними мелкодисперсными пылевыми частицами, и это взаимодействие имеет разный характер в зависимости от радиуса гирации кластеров или массовой плотности ρ_g газа. В разреженной аэродисперсной среде, когда $\lambda \gg R_g$, где λ — длина свободного пробега частиц (атомов или молекул газа) в газовой среде, сила торможения движущегося кластера возникает в результате однократных столкновений частиц газа с кластером, что соответствует кинетическому режиму переноса кластеров в несущей фазе. В плотном газе, когда $\lambda \ll R_g$, в каждый момент времени большое число частиц газа одновременно взаимодействует с кластером, и движение кластера соответствует диффузионному (гидродинамическому) режиму.

В случае кинетического режима движения коэффициент диффузии $D_{g,k}^{kin}$ малых кластеров в газовой среде определяется формулой

$$D_{g,k}^{kin} = \frac{3}{8\sqrt{2\pi}} \frac{\sqrt{k_B T_g \mu_g}}{\rho_g} \frac{1}{R_{gk}^2} = \frac{3}{8\sqrt{2\pi}} \frac{c_{gs}}{n_g} \frac{1}{R_{gk}^2}, \quad \lambda > R_{gk}, \quad (14)$$

а сила сопротивления несущей среды (9) описывается законом Эпштейна:

$$\mathbf{F}_{g,k}^{kin} \cong -k_B T_g \frac{N_k^{cl}}{D_{g,k}^{kin}} (\mathbf{U}_k - \mathbf{U}_g) = -\frac{8\sqrt{2\pi}}{3} c_{gs} \rho_g R_{gk}^2 N_k^{cl} (\mathbf{U}_k - \mathbf{U}_g), \quad \lambda > R_{gk}. \quad (15)$$

Здесь $c_{gs} = \sqrt{k_B T_g / \mu_g}$ — изотермическая скорость звука в газовой среде.

В другом предельном случае (в диффузионном режиме движения) коэффициент диффузии крупных кластеров в газовой среде определяется формулой

$$D_{g,k}^{dif} = \frac{2k_B T_g}{\pi R_{gk}^2 \rho_g C_D (\text{Re}_{g,k}) |\mathbf{w}_{gk}|} = \frac{4k_B T_g}{\pi R_{gk} \eta_g \text{Re}_{g,k} C_D (\text{Re}_{g,k})}, \quad \lambda \ll R_{gk}. \quad (16)$$

где для коэффициента сдвиговой вязкости далее будем использовать первое приближение теории Чепмена-Энскога (см. [Чепмен, Каулинг, 1960])

$$\eta_g = \frac{1}{3} \sqrt{\frac{8}{\pi}} \frac{\mu_g c_{sg}}{\sigma_g} = \sqrt{\frac{8}{\pi}} \frac{\rho_g \lambda c_{sg}}{3}. \quad (17)$$

Здесь $\sigma_g = \pi r_g^2$ ($=1/\lambda n_g$) — газокинетическое сечение столкновения частиц в газовой среде, $\sigma_g = 2 \cdot 10^{-15}$ см²; r_g — радиус взаимодействия молекул несущей фазы; C_D — эффективный коэффициент аэродинамического сопротивления кластера k -го сорта (сферы радиуса R_{gk}) относительно несущей фазы, который в общем случае достаточно сложным образом зависит от числа Рейнольдса $\text{Re}_{g,k} = 2R_{gk} |\mathbf{w}_{gk}| / v_g$. Далее будет использовано следующее представление для коэффициента C_D , получившее достаточно широкое распространение в астрофизической литературе [Whipple, 1972]:

$$C_D(\text{Re}_{g,k}) = \begin{cases} 24 \text{Re}_{g,k}^{-1} + 3,6 \text{Re}_{g,k}^{-0,313}, & \text{Re}_{g,k} \leq 500 \text{ (закон Стокса);} \\ 9,5 \cdot 10^{-5} \text{Re}_{g,k}^{1,397}, & 500 < \text{Re}_{g,k} \leq 1500; \\ 2,61, & \text{Re}_{g,k} > 1500. \end{cases}$$

Поскольку далее, если учитывать процесс дробления ФК при столкновениях, то вполне естественно предположить, что относительные скорости \mathbf{w}_{gk} их столкновения малы (столкновения кластеров с большими относительными скоростями сопровождаются, как известно, их разрушением). Тогда, при малых числах Рейнольдса, $C_D(\text{Re}_{g,k}) \cong 24/\text{Re}_{g,k}$, коэффициент диффузии кластеров (при гидродинамическом режиме движения)

$$D_{g,k}^{dif} = \frac{k_B T_g}{6\pi R_{gk} \eta_g} = \left(\frac{k_B T_g \mu_0^{1/D_f}}{6\pi r_0 \eta_g} \right) (m_k^{cl})^{-1/D_f}, \quad \lambda \ll R_{gk}, \quad (18)$$

а соответствующая сила сопротивления $\mathbf{F}_{g,k}^{dif}$ (12) задаётся законом Стокса

$$\mathbf{F}_{g,k}^{dif} = 6\pi R_{gk} \eta_g N_k^{cl} (\mathbf{U}_g - \mathbf{U}_k) = \left(\frac{6\pi r_0 \eta_g}{\mu_0^{1/D}} \right) N_k^{cl} (m_k^{cl})^{1/D_f} (\mathbf{U}_g - \mathbf{U}_k). \quad (19)$$

Формулы (14) и (16) для коэффициентов диффузии кластеров в диффузионном и кинетическом режимах удобно объединить и использовать для коэффициента диффузии кластеров в несущей фазе соотношение

$$D_{g,k} = D_{g,k}^{dif} + D_{g,k}^{kin} = \frac{k_B T_g}{6\pi \eta_g R_{gk}} \left(1 + \frac{15\pi}{32\sqrt{2}} \frac{\lambda}{R_{gk}} \right) \cong \frac{k_B T_g}{6\pi \eta_g R_{gk}} (1 + 1,5 K \eta_k), \quad (20)$$

которое переходит в формулы (16) или (14) соответственно в пределе малых и больших чисел Кнудсена $\text{Kn}_k = \lambda/R_{gk}$ (здесь $\lambda = (\sigma_g n_g)^{-1}$ — длина свободного пробега частиц в газовой среде относительно столкновений друг с другом). Использование формулы (22) позволяет учитывать при моделировании эволюции протопланетного облака плавный переход от кинетического режима взаимодействия кластеров с несущим газом к диффузионному режиму по мере увеличения плотности частиц газа n_g или радиусов R_{gk} (масс) ФК при приближении к центральной плоскости диска, причём этот переход управляется параметром $n_g R_{gk}$.

При написании формул (18) и (19) мы считали, что числа Рейнольдса малы. Выясним, при каких максимальных размерах ФК это допущение справедливо. Рассмотрим в качестве примера квазистационарное свободное оседание ФК в газовой среде к экваториальной плоскости диска под влиянием z -компоненты силы тяготения Солнца $g_z = \Omega_K^2 z$ (здесь $\Omega_K = \sqrt{GM_\odot}/\omega^3$ — кеплеровская угловая скорость на экваториальной плоскости диска). При указанных условиях уравнение движения k -кластера (11) сводится к виду

$$6\pi R_{gk} \eta_g \mathbf{w}_{gk} \Big|_z = g_z m_k^{cl} = g_z \left(\frac{4\pi\rho_0}{3} r_0^{3-D_f} \right) R_{gk}^{D_f}. \quad (21)$$

Отсюда для скорости гравитационного оседания (вдоль оси z) одиночного ФК k -го сорта в неограниченном газопылевом диске будем иметь

$$\mathbf{w}_{gk} \Big|_z \equiv -U_{kz} = \Omega_{Kz}^2 \left(\frac{2\rho_0}{9\eta_g} r_0^{3-D_f} \right) R_{gk}^{D_f-1} = \Omega_{Kz}^2 \left(\frac{\mu_0^{1/D_f}}{6\pi r_0 \eta_g} \right) \left(m_k^{cl} \right)^{1-1/D_f}. \quad (22)$$

Определим число Рейнольдса формулой $Re_{g,k} = 2R_{gk} U_{kz} / v_g$; тогда условие на радиус гирации ФК, при выполнении которого число Рейнольдса мало ($Re_{g,k} \ll 1$), имеет вид

$$1 \gg Re_{g,k} = g_z \frac{4\rho_0 r_0^{3-D_f}}{9\eta_g^2} R_{gk}^{D_f},$$

откуда

$$R_{gk} \ll r_0^{1-3/D_f} \left(\frac{9\eta_g^2}{4g_z \rho_g \rho_0} \right)^{1/D_f}. \quad (23)$$

Это неравенство позволяет оценить максимальный размер стоковских пылевых ФК. Из этой оценки (менее жёсткой по сравнению с оценкой $R \ll \left(9\eta_g^2 / 4g_z \rho_g \rho_0 \right)^{1/3}$ для компактных твёрдых тел) следует, в частности, что в гравитационном поле пушистые фрактальные агрегаты оседают значительно медленнее, чем компактные частицы той же массы.

Отметим, что в силу структурных особенностей кластеров сила сопротивления газовой среды более точно определяется рассеянием её частиц на первичных ядрах фрактальных агрегатов (см., например, [Михайлов, Власенко, 1995]). Соответственно этому механизму рассеяния длина свободного пробега мономеров λ_f внутри кластера (при средней плотности числа мономеров, входящих в кластер, $\bar{n}_{0,k} = n_{0,k} / V_k^{cl} = 3R_{gk}^{D_f-3} / 4\pi r_0^{D_f}$) определяется соотношением

$$\lambda_f = \frac{1}{\pi r_0^2 n_{0,k}} = \frac{4}{3} R_{gk} \left(\frac{r_0}{R_{gk}} \right)^{D_f-2}, \quad (24)$$

согласно которому для кластеров с фрактальной размерностью $D_f < 2$ выполняется условие $\lambda_f > R_{gk}$. Поскольку при таком способе описания условие применимости формулы Стокса для силы сопротивления движению фрактального агрегата имеет вид $\lambda \ll R_{gk}$ и $\lambda_f \ll R_{gk}$, то из формулы (24) видно, что для фрактальных агрегатов с $D_f < 2$ это условие не выполняется, в силу чего формула Стокса для таких кластеров не применима.

Итак, с учётом формул (14) и (20), уравнения движения (10) и (11) могут быть переписаны следующим образом:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \mathbf{U}_g}{\partial t} + \mathbf{U}_g \cdot \nabla \mathbf{U}_g = \\ & = -\frac{s \nabla p_g}{\rho_g} - \sum_{k=1}^Q G(m_k^{cl}) \rho_k^{cl} (\mathbf{U}_g - \mathbf{U}_k) + v_g \nabla^2 \mathbf{U}_g + \frac{1}{3} v_g \nabla (\nabla \cdot \mathbf{U}_g) - \frac{GM_\odot}{|\mathbf{x}|^3} \mathbf{x}, \end{aligned} \quad (25)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \mathbf{U}_k}{\partial t} + c(D_f, d, \mathbf{x}') \mathbf{U}_k \cdot \nabla \mathbf{U}_k = -\frac{s_k^{cl} \nabla^D p}{\rho_k^{cl}} - G(m_k^{cl}) \rho_g (\mathbf{U}_k - \mathbf{U}_g) - \\ & - m_k^{cl} \sum_{j=1, j \neq k}^Q K_{k,j} \rho_j^{cl} (\mathbf{U}_k - \mathbf{U}_j) - \frac{GM_\odot}{|\mathbf{x}|^3} \mathbf{x} \quad (k=1, \dots, Q; k \neq j). \end{aligned} \quad (26)$$

Здесь

$$K_{k,j} = \frac{\Phi_{k,j}}{m_k^{cl} m_j^{cl}}, \quad (27)$$

$$G(m_k^{cl}) = \begin{cases} G^{kin} = \sqrt{\frac{8}{\pi}} \left(\frac{r_0^{D_f-3} c_{gs}}{\rho_0} \right) (R_{gk})^{2-D_f} = \frac{8\sqrt{2\pi}}{3} \left(\frac{r_0^2 c_{gs}}{\mu_0^{2/D_f}} \right) (m_k^{cl})^{(2-D_f)/D_f}, & \lambda > R_{gk}; \\ G^{dif} = \sqrt{\frac{8}{\pi}} \left(\frac{3r_0^{D_f-3} \lambda c_{sg}}{2\rho_0} \right) R_{gk}^{1-D_f} = \frac{4\sqrt{2\pi}}{3} \left(\frac{r_0 \lambda c_{sg}}{(\mu_0)^{1/D_f}} \right) (m_k^{cl})^{(1/D_f)-1}, & \lambda < R_{gk}, \end{cases} \quad (28)$$

Система уравнений неразрывности в форме (5) и (6) и уравнений движения (25) и (26) для полей $\rho_g(\mathbf{x}, t)$, $\rho_k^{cl}(\mathbf{x}, t)$, $\mathbf{U}_g(\mathbf{x}, t)$, $\mathbf{U}_k(\mathbf{x}, t)$ и $p_g(\mathbf{x}, t) = p(\mathbf{x}, t)$, являющаяся обобщением уравнений гетерогенной механики на фрактальные жидкости, лежит в основе нового подхода к моделированию эволюции газа и пылевых фрактальных агрегатов в ламинарном изотермическом диске в общем случае произвольных скоростей столкновений кластеров.

КИНЕТИКА ПРОЦЕССОВ КЛАСТЕРИЗАЦИИ ВО ФРАКТАЛЬНОЙ СРЕДЕ

Кинетическое уравнение коагуляции

Строгое решение задачи образования и эволюции фрактальных кластеров включает одновременно с оценкой их скоростей определение функции распределения (спектра) кластеров по размерам (массам) в произвольный момент времени t в точке \mathbf{x} (см. [Пискунов, 2010]), т. е. совместное решение обобщённого нелинейного пространственно неоднородного кинетического уравнения коагуляции и гидродинамических уравнений для фрактальной среды.

В наиболее общем случае, включающем, в частности, моделирование изменения внутренней структуры ФК при столкновениях, кластеры удобно охарактеризовать некоторым набором параметров $\mathbf{Y} = \{Y^{(1)}, Y^{(2)}, \dots\}$, в качестве которых могут быть использованы массы кластеров либо их объёмы (что важно при описании пористых тел), а в случае коагуляции композитных частиц — массы отдельных примесей и т. п. (см., например, [Ossenkopf, 1993; Okuzumi et al., 2009]). Будем далее считать, что дисковая система достаточно разрежена, так что слияние ФА происходит только за счёт парных столкновений, определяемых частотой соударений кластеров $\Phi(\mathbf{Y}_k, \mathbf{Y}_j)$ с параметрами \mathbf{Y}_k и \mathbf{Y}_j в единице объёма среды. Кроме этого будем предполагать, что набор параметров для характеристики полученного в результате столкновения пылевого агрегата \mathbf{Y}_{k+j} полностью определяется параметрами сталкивающихся кластеров, т. е. $\mathbf{Y}_{k+j} = \mathbf{Y}_{k+j}(\mathbf{Y}_k; \mathbf{Y}_j)$. Тогда эволюция функции распределения $f(\mathbf{Y}_k, \mathbf{x}, t)$ ФА с параметрами \mathbf{Y}_k описывается следующим многомерным уравнением Смолуховского:

$$\begin{aligned} \frac{\partial f(\mathbf{Y}_k, \mathbf{x}, t)}{\partial t} + \nabla^D \cdot (f(\mathbf{Y}_k, \mathbf{x}, t) \mathbf{U}_k) = & -f(\mathbf{Y}_k, \mathbf{x}, t) \int \Phi(\mathbf{Y}_k, \mathbf{Y}_j) f(\mathbf{Y}_j, \mathbf{x}, t) d\mathbf{Y}_j + \\ & + \frac{1}{2} \iint \Phi(\mathbf{Y}_j, \mathbf{Y}_m) f(\mathbf{Y}_j, \mathbf{x}, t) f(\mathbf{Y}_m, \mathbf{x}, t) \times \delta\{\mathbf{Y}_k - \mathbf{Y}_{j+m}(\mathbf{Y}_j; \mathbf{Y}_m)\} d\mathbf{Y}_j d\mathbf{Y}_m, \end{aligned} \quad (29)$$

являющимся обобщением на фрактальные среды пространственно неоднородной среды дискретного уравнения Смолуховского (7) для описания процесса коагуляции. Здесь $f(\mathbf{Y}, \mathbf{x}, t)$ — функция распределения (спектр) ФА по множеству параметров \mathbf{Y} , нормированная условием $\int f(\mathbf{Y}, \mathbf{x}, t) d\mathbf{Y} = N^{cl}(\mathbf{x}, t)$ (тогда $f(\mathbf{Y}, \mathbf{x}, t) d\mathbf{Y}$ — число кластеров с параметрами от \mathbf{Y} до $\mathbf{Y} + d\mathbf{Y}$, находящихся в момент времени t в элементарном объёме в окрестности точки \mathbf{x}); $\Phi(\mathbf{Y}_k, \mathbf{Y}_j) = \Phi(\mathbf{Y}_j, \mathbf{Y}_k)$ — ядро коагуляции (константа скорости ассоциации кластеров k - и j -сортов), которое определяется как произведение сечения столкновения и относительной скорости сталкивающихся частиц; N^{cl} — полная числовая плотность ФК в единице объёма космической среды. Для решения этого уравнения необходимо задать начальный спектр $f(\mathbf{Y}, \mathbf{x}, t) = f_0(\mathbf{Y}, \mathbf{x})$ и граничные условия.

Согласно ряду исследований (см., например, [Ossenkopf, 1993; Okuzumi et al., 2009]), достаточно большая энергия соударений может приводить к перестройке внутренней структуры фрактальных агрегатов, которые при этом будут сжиматься и становиться относительно компактными. Однако подобное сжатие всё ещё должно быть подтверждено как теоретическими, так и экспериментальными исследованиями. Как уже говорилось выше, вероятное дробление кластерных образований при их лобовых столкновениях с большими скоростями в работе не рассматриваются (см. [Wada et al., 2009]). Если предположить, что множество \mathbf{Y} состоит только из одного параметра m^{cl} , то уравнение (29) в цилиндрической системе координат сведётся к следующему (2+1)-мерному варианту уравнения Смолуховского:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial f(m^{cl})}{\partial t} + \frac{2^{D_f-2} \Gamma(D_f/2)}{\sqrt{\pi}} |\mathbf{x}|^{D_f-3} \left\{ \frac{1}{\omega} \frac{\partial}{\partial \omega} (\omega f(m^{cl}) U_\omega(m^{cl})) + \frac{\partial}{\partial z} (f(m^{cl}) U_z(m^{cl})) \right\} = \\ & = -f(m^{cl}) \int_0^\infty \Phi(m^{cl}, m_1^{cl}) f(m_1^{cl}) dm_1^{cl} + \\ & + \frac{1}{2} \int_0^{m^{cl}} \Phi(m_1^{cl}; m^{cl} - m_1^{cl}) f(m_1^{cl}) f(m^{cl} - m_1^{cl}) dm_1^{cl}, \end{aligned} \quad (30)$$

в котором $|\mathbf{x}| = \sqrt{\omega^2 + z^2}$ и для простоты принято, что $d = 2$. Здесь также учтён закон сохранения масс при столкновениях $m_{j+m}^{cl}(m_j^{cl}; m_k^{cl}) = m_j^{cl} + m_k^{cl}$.

Ядра коагуляции

Кинетика процессов коагуляции кластеров существенным образом зависит от конкретного вида ядра $\Phi_{k,j}$. Приведём некоторые упрощённые выражения $\Phi_{k,j}$ для практически важных механизмов коагуляции фрактальных кластеров*. Рассмотрим две группы моделей образования кластеров в дисковой фрактальной среде. К первой группе моделей мы отнесём модели, связанные с прилипанием мономеров к кластеру, причём переход от кинетического режима к диффузионному связан с характером движения отдельного мономера. В этих моделях переход от одного режима к другому определяется не только радиусом действия поля отдельного кластера, но и концентрацией сталкивающихся с ним мономеров. Ко второй группе моделей отнесём модели, описывающие рост ФА в результате ассоциации двух кластеров, причём переход от кинетического режима агрегации к диффузионному зависит от соотношения между длиной пробега отдельного кластера в аэродисперсной среде и средним расстоянием между пылевыми частицами.

* Важно иметь в виду, что поперечное сечение взаимодействия двух кластеров лишь приблизительно равно сумме квадратов радиусов гирации. Это справедливо, в частности, для кластеров типа RLCA, имеющих сравнительно компактную структуру. Но особенно это касается фрактальных кластеров ССА-модели, которые имеют чрезвычайно пушистую и открытую структуру (см. [Suyama et al., 2012]). В работе [Okuzumi et al., 2009] было предложено практически удобное соотношение между поперечным сечением и радиусом гирации для фрактальных агрегатов различных способов сборки и было показано, что безразмерное отношение поперечных сечений к квадратам радиуса гирации сильно эволюционирует для кластеров указанных типов, особенно на ранней ступени их роста в протопланетном диске. В связи с этим предложенные ниже соотношения для ядер коагуляции ФК следует рассматривать как первый шаг их аппроксимации.

Мономер-кластерная коагуляция

При низкой температуре, которую считаем здесь одинаковой для несущей мелкодисперсной смеси и пылевого фрактального кластера, испарением мономеров с поверхности кластера можно пренебречь, так что прилипание мономеров к поверхности кластера ведёт к его росту.

Определим сначала константу скорости этого процесса в случае разреженной аэродисперсной среды, когда сила торможения движущегося кластера создаётся в результате однократных столкновений первичных мономеров с кластером, что соответствует кинетическому режиму переноса кластера в системе. В этом случае отдельный мономер может свободно достигнуть поверхности ближайшего к нему кластера без столкновений с другими мономерами. Для простоты будем считать, что каждый контакт мономера с поверхностью кластера приводит к его прилипанию. Кроме этого, рассматриваемая здесь модель столкновения мономера с кластером основана на допущении, что размер последнего значительно превышает радиус действия атомных сил. Тогда сечение столкновения мономера с кластером k -го сорта определяется формулой $\sigma_{1,k} = \pi R_{gk}^2$, с учётом которой константа скорости столкновения мономера с кластером может быть представлена в виде [Смирнов, 2011]:

$$\Phi_{1,k}^{kin} = \langle w \pi R_{gk}^2 \rangle = \sqrt{\frac{8}{\pi}} \sqrt{\frac{k_B T_1}{\mu_{1k}}} \pi R_{gk}^2. \quad (31)$$

Здесь w — относительная скорость столкновения мономера и кластера, треугольные скобки означают усреднение по скоростям w на основе максвелловской функции распределения, $\mu_{1k} = \mu_0 m_k^{cl} / (\mu_0 + m_k^{cl}) \cong \mu_0$ — приведённая масса мономера и кластера, которая практически совпадает с массой мономера. Формулу (31) можно записать в следующих двух видах:

$$\Phi_{1,k}^{kin} \cong \sqrt{\frac{8}{\pi}} \sqrt{\frac{k_B T_g}{\mu_0}} \pi R_{gk}^2 = \sqrt{\frac{8 k_B T_1}{\pi \mu_0}} \left(\frac{\pi r_0^2}{\mu_0^{2/D_f}} \right) (m_k^{cl})^{2/D_f}. \quad (32)$$

С использованием (32) можно получить следующее выражение для величин J_{1k} в уравнениях (11), описывающих рост массы кластера k -го сорта за счёт прилипания к нему первичных мономеров:

$$J_{1k} = \Phi_{1,k}^{kin} \rho_1 N_k^{cl} = \rho_1 N_k^{cl} \sqrt{\frac{8 k_B T_g}{\pi \mu_0}} \left(\frac{\pi r_0^2}{\mu_0^{2/D_f}} \right) (m_k^{cl})^{2/D_f} \quad (k = 2, \dots, Q), \quad (33)$$

В случае диффузионного характера прилипания мономеров к поверхности кластера можно использовать известную формулу Смолуховского

$$\Phi_{1,k}^{dif} = 4 \pi D_{g1}^{dif} R_{gk} \quad (34)$$

и для константы скорости столкновения мономеров с кластером (здесь D_{g1}^{dif} — коэффициент диффузии мономеров в несущей газовой среде). Тогда, с учётом формулы

$$D_{g1}^{dif} = \frac{3\sqrt{\pi k_B T_g \lambda_m}}{8\sqrt{2\mu_g}} = \frac{3}{8}\sqrt{\frac{\pi}{2}} c_{gs} \lambda_m, \quad (35)$$

для коэффициента диффузии мономеров в газовой среде, записанной в первом приближении Чепмена-Энскога (см. [Чепмен, Каулинг, 1960]), для константы скорости столкновения мономеров с кластером окончательно получим

$$\Phi_{1,k}^{dif} = \frac{3\pi^{3/2}}{2\sqrt{2}} c_{gs} \lambda_m R_{gk} \quad (36)$$

(здесь λ_m — длина пробега мономеров в несущей газовой среде).

Заметим, что эффективность роста кластеров, за счёт столкновений с мономерами, в кинетическом и диффузионном режимах определяется соотношением

$$\frac{\Phi_{1,k}^{dif}}{\Phi_{1,k}^{kin}} = \frac{3\pi}{8} \sqrt{\frac{\mu_0}{\mu_1}} \frac{\lambda_m}{R_{gk}}. \quad (37)$$

Кластер-кластерная коагуляция

Рассмотрим сначала случай, когда контакт между двумя кластерами связан с их свободным движением в дисковом пространстве, т. е. в пределе низкой концентрации мономеров в дисковой аэродисперсной среде. Будем считать, что при соприкосновении двух ФК они объединяются в один, который принимает сферическую форму и участвует в дальнейшем процессе эволюции. Сечение столкновения двух кластеров определяется формулой

$$\sigma_{kj} = \pi(R_{gk} + R_{gj})^2, \quad (38)$$

где R_{gk} и R_{gj} — радиусы гирации. В рамках модели твёрдых сфер это сечение отвечает ассоциации двух кластеров, так что константа их скорости объединения равна

$$\Phi_{k,j} = \langle w \pi (R_{gk} + R_{gj})^2 \rangle = \sqrt{\frac{8k_B T_g}{\pi m_{kj}^{cl}}} \pi (R_{gk} + R_{gj})^2. \quad (39)$$

Здесь w — относительная скорость столкновения кластеров, треугольные скобки означают усреднение по скоростям кластеров на основе максвелловской функции распределения, $m_{kj}^{cl} = m_k^{cl} m_j^{cl} / (m_k^{cl} + m_j^{cl})$ — приведённая масса сталкивающихся кластеров. Формуле (39) можно придать следующий вид:

$$\begin{aligned} \Phi_{k,j} &= \sqrt{\frac{8k_B T_g}{\pi \mu_0}} \pi r_0^{D_f} \sqrt{\frac{R_{gk}^{D_f} + R_{gj}^{D_f}}{R_{gk}^{D_f} R_{gj}^{D_f}}} (R_{gk} + R_{gj})^2 = \\ &= \sqrt{\frac{8k_B T_g}{\pi}} \frac{\pi r_0^2}{\mu_0^{2/D_f}} \sqrt{\frac{m_k^{cl} + m_j^{cl}}{m_k^{cl} m_j^{cl}}} \left\{ (m_k^{cl})^{1/D_f} + (m_j^{cl})^{1/D_f} \right\}^2. \end{aligned} \quad (40)$$

В случае броуновской коагуляции кластеров, находящихся в дисковой аэродисперсной среде с температурой T_g , их столкновения происходят в результате хаотического блуждания кластеров (см. [Blum et al., 1996]. В диффузионном режиме роста ФК можно воспользоваться следующей формулой Смолуховского для скорости объединения двух кластеров:

$$\Phi_{k,m} = 4\pi \kappa^p \left(D_{g,k}^{dif} + D_{g,m}^{dif} \right) (R_{gk} + R_{gm}), \quad (41)$$

где $D_{g,k}^{dif}$ и $D_{g,m}^{dif}$ — коэффициенты броуновской диффузии сталкивающихся кластеров в несущей газовой среде; R_{gk} и R_{gm} — их радиусы гирации; κ^p — вероятность слипания (коэффициент захвата) кластеров. Коэффициент диффузии $D_{g,k}^{dif}$ k -кластера, совершающего диффузионное движение в газовой среде, определяется формулой (18), из которой, в частности, видно, что коэффициент диффузии кластеров уменьшается с увеличением их размеров, что приводит к тому, что малые кластеры исчезают значительно быстрее, чем успевают разрушиться более крупные (см. [Смирнов, 1991]). Подставляя формулу (18) в (41), получим для константы $\Phi_{k,m}$ следующие представления:

$$\Phi_{k,m} = \kappa^p \left(\frac{2k_B T_g}{3\eta_g} \right) \frac{(R_{gk} + R_{gm})^2}{R_{gk} R_{gm}} = \kappa^p \left(\frac{2k_B T_g}{3\eta_g} \right) \frac{\left\{ (m_k^{cl})^{1/D_f} + (m_m^{cl})^{1/D_f} \right\}^2}{(m_k^{cl} m_m^{cl})^{1/D_f}}. \quad (42)$$

Можно показать, что функция $\mathfrak{R} = (R_{gk} + R_{gm})^2 / 4R_{gk} R_{gm}$ слабо зависит от отношения радиусов сталкивающихся кластеров (например, при $R_{gk} = R_{gm}$, $\mathfrak{R} = 1$; при $R_{gk} = 9R_{gm}$, $\mathfrak{R} \cong 2,8$). Поэтому часто можно полагать, что броуновская константа скорости ассоциации двух кластеров в диффузионном режиме не зависит от размеров ассоциирующих кластеров, а следовательно, и от их масс, т. е.

$$\Phi_{k,m} \cong \kappa^p \frac{8k_B T_g}{3\eta_g} = \kappa^p \frac{2\sqrt{2\pi} \cdot c_{sg}}{n_g \lambda}. \quad (43)$$

Отметим, что, поскольку при получении формул (35) и (42) была использована формула (18), то они справедливы при условии $\lambda \ll R_{gk}$, где λ — длина свободного пробега частиц в несущей газовой фазе.

Рассмотрим теперь случай гравитационной коагуляции ФК, когда в каждый момент времени большое число мономеров одновременно взаимодействуют с оседающими к экваториальной плоскости диска кластерами (движение последних носит диффузионный характер). Константу скорости

процесса, в котором происходит контакт двух падающих в поле силы тяжести кластеров, определим в рамках модели твёрдых сфер. Пусть ФК k -го сорта, имеющие большую скорость оседания, догоняют более мелкие кластеры размера R_{gj} , падающие более медленно. Поскольку сечение столкновения двух кластеров в рамках модели твёрдых сфер равно $\sigma_{k,j} = \pi(R_{gk} + R_{gj})^2$, то коэффициент гравитационной коагуляции в поле притяжения аккреционного диска при условии, что вероятность слипания ФК при их соприкосновении равна α^p , определяется соотношением

$$\Phi_{k,j} = \alpha^p \pi (R_{gk} + R_{gj})^2 U_{kz}. \quad (44)$$

В случае, когда радиус падающих кластеров много больше длины свободного пробега частиц аэродисперсной среды ($\lambda \ll R_g$), скорость U_{kz} гравитационного оседания (вдоль оси z) одиночного k -кластера в неограниченном газопылевом диске определяется формулой

$$U_{kz} = -\Omega_K^2 z \left(\frac{2\rho_0}{9\eta_g} r_0^{3-D_f} \right) R_{gk}^{D_f-1}. \quad (45)$$

Подставляя (45) в (44), окончательно получим

$$\begin{aligned} \Phi_{k,j} &= \alpha^p \Omega_K^2 z \left(\frac{\mu_0}{6\eta_g r_0^{D_f}} \right) (R_{gk} + R_{gj})^2 \left(R_{gk}^{D_f-1} - R_{gj}^{D_f-1} \right) = \\ &= \alpha^p \Omega_K^2 z \left(\frac{r_0}{6\eta_g \mu_0^{1/D_f}} \right) \left\{ \left(m_k^{cl} \right)^{1/D_f} + \left(m_j^{cl} \right)^{1/D_f} \right\}^2 \left\{ \left(m_k^{cl} \right)^{1-1/D_f} - \left(m_j^{cl} \right)^{1-1/D_f} \right\}, \end{aligned} \quad (46)$$

где предполагается, что $k > j$.

В заключение этого раздела следует отметить, что процессы коагуляции частиц в аэродисперсной среде могут быть вызваны одновременным воздействием различных механизмов столкновения частиц в различных их сочетаниях. Поэтому применительно к протопланетному диску следует в общем случае проанализировать механизмы броуновской коагуляции заряженных частиц, турбулентно-броуновской коагуляции заряженных и нейтральных частиц, турбулентно-броуновской коагуляции заряженных частиц в гравитационном поле и т. п. Следует, однако, подчеркнуть, что расчёты всех этих коэффициентов коагуляции представляют сложную задачу и в общем случае данная проблема до настоящего времени не решена.

СТАЦИОНАРНАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ПРОТОПЛАНЕТНОГО ДИСКА

Необходимые далее физические параметры и количественные характеристики солнечного протопланетного диска представлены в табл. 2. Пылевые частицы так же, как и газ, движутся со скоростью приблизительно равной кеплеровской скорости вращения $U_K = \omega \Omega_K$, поскольку солнечная гравитация является доминирующей силой. Поэтому удобно переписать уравнения движения (25) и (26) в цилиндрической системе координат (ω, φ, z)

(с началом в центре протосолнца), вращающейся с угловой скоростью $\Omega(\omega, z) = \sqrt{GM_{\odot}/|x|^3} \cong \Omega_K [1 - (3/4)z^2/\omega^2]$, и вместо скоростей U_k и U_g использовать скорости $V_k = U_k - \omega\Omega(\omega, z)e_{\varphi}$ и $V_g = U_g - \omega\Omega(\omega, z)e_{\varphi}$. Тогда, оставляя члены только первого порядка малости и пренебрегая процессами фрагментации (т. е. полагая малыми относительные скорости столкновения кластеров), будем иметь (ср. [Nakagawa et al., 1986])

$$\frac{\partial V_{g\omega}}{\partial t} = -\sum_{k=1}^Q G(m_k^{cl}) \rho_k^{cl} (V_{g\omega} - V_{k\omega}) + 2\Omega_K V_{g\varphi} - \frac{1}{\rho_g} \frac{\partial p_g}{\partial \omega}, \quad (47)$$

$$\frac{\partial V_{g\varphi}}{\partial t} = -\sum_{k=1}^Q G(m_k^{cl}) \rho_k^{cl} (V_{g\varphi} - V_{k\varphi}) - \frac{2}{3} \Omega_K V_{g\omega}, \quad (48)$$

$$\frac{\partial V_{gz}}{\partial t} = -\sum_{k=1}^Q G(m_k^{cl}) \rho_k^{cl} (V_{gz} - V_{kz}) - \Omega_K^2 z - \frac{1}{\rho_g} \frac{\partial p_g}{\partial z}, \quad (49)$$

$$\frac{\partial V_{k\omega}}{\partial t} = -G(m_k^{cl}) \rho_g (V_{k\omega} - V_{g\omega}) + 2\Omega_K V_{k\varphi}, \quad (50)$$

$$\frac{\partial V_{k\varphi}}{\partial t} = -G(m_k^{cl}) \rho_g (V_{k\varphi} - V_{g\varphi}) - \frac{1}{2} \Omega_K V_{k\omega}, \quad (51)$$

$$\frac{\partial V_{kz}}{\partial t} = -G(m_k^{cl}) \rho_g (V_{kz} - V_{gz}) - \Omega_K^2 z. \quad (52)$$

Таблица 2. Физические параметры и количественные характеристики солнечного протопланетного диска ($\omega = 1$ а. е.)

Массовая плотность газа, $\rho_g = 2,4 \cdot 10^{-9} f_g(\omega/1 \text{ а. е.})^{-11/4}$, г·см ⁻³	$5,7 \cdot 10^{-9}$
Температура газа, $T_g = 2,8 \cdot 10^2 (\omega/1 \text{ а. е.})^{-1/2}$, К	225
Молекулярный вес молекул газа, μ_g , г	$3,9 \cdot 10^{-24}$
Сечение столкновения частиц в газовой среде, σ_g , см ²	$2 \cdot 10^{-15}$
Длина свободного пробега частиц в газовой среде, $\lambda = 120(\omega/5 \text{ а. е.})^{11/4}$, см	0,34
Изотермическая скорость звука, $c_{gs} = 6,7 \cdot 10^4 (\omega/5 \text{ а. е.})^{-1/4}$, см/с	$c_{gs} = 1,1 \cdot 10^5$
Кеплеровская угловая скорость, $\Omega_K = 1,8 \cdot 10^{-8} (\omega/5 \text{ а. е.})^{-3/2}$, рад/с	$3 \cdot 10^6$
Газовая полутолщина диска, $Z_H = c_{gs}/\Omega_K$, см	$5,1 \cdot 10^{11}$
Пылевая полутолщина диска, см	$3,1 \cdot 10^8$
Критическое число Рейнольдса, Re	180
Радиус мономера, r_0 , мкм	0,1
Массовая плотность материала первичных ядер, $\rho_0 = 3\mu_0/4\pi r_0^3$, г/см ³	1,4
Масса мономера, μ_0 , г	$5,9 \cdot 10^{-15}$
Коэффициент сдвиговой вязкости для газа, $\eta = 1,8 \cdot 10^{-3} (\omega/\text{а. е.})^{1/2}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$

В стационарном случае из уравнений (50) и (51), легко получить ω - и ϕ -компоненту скорости кластера k -го сорта в виде

$$V_{k\omega}(m_k^{cl}) = \frac{1}{1+L^2} V_{g\omega} + \frac{2L}{1+L^2} V_{g\phi}, \quad (53)$$

$$V_{k\phi}(m_k^{cl}) = -\frac{1}{2(1+L^2)} V_{g\omega} + \frac{2}{2(1+L^2)} V_{g\phi}, \quad (54)$$

где $L(m_k^{cl}) = \Omega_K / \rho_g G(m_k^{cl})$. Подставляя соотношения (53) и (54) в (47) и (48), получим для ω - и ϕ -компонент скорости газа выражения

$$V_{g\omega} = \frac{2X}{X^2 + (1+Y^2)^2} \eta U_K, \quad V_{g\phi} = -\frac{(1+Y)}{X^2 + (1+Y^2)^2} \eta U_K. \quad (55)$$

Здесь

$$X = \sum_k \frac{L}{1+L^2} \frac{\rho_k^{cl}}{\rho_g}, \quad Y = \sum_k \frac{1}{1+L^2} \frac{\rho_k^{cl}}{\rho_g}, \quad \eta = -\frac{1}{2U_K^2} \frac{\omega}{\rho_g} \frac{\partial p_g}{\partial \omega}. \quad (56)$$

Вертикальная скорость газа V_{gz} всегда пренебрежимо мала по сравнению со скоростью оседания кластеров V_{kz} (см. [Nakagawa et al., 1986]). Следовательно, из уравнения (52) будем иметь

$$V_{gz} = 0, \quad (57)$$

$$V_{kz}(m_k^{cl}) = -\Omega_K^2 z \frac{1}{G(m_k^{cl}) \rho_g} = \frac{-\Omega_K^2 z}{\sqrt{\frac{8}{\pi} \left(\frac{3r_0^{D_f-3} \rho_g \lambda c_{sg}}{2\rho_0} \right) R_{gk}^{1-D_f}}} = \Omega_K^2 z \left(\frac{\mu_0^{1/D_f}}{6\pi r_0 \eta_g} \right) (m_k^{cl})^{1-1/D_f}. \quad (58)$$

На первоначальном этапе моделирования эволюции диска далее может быть использована следующая дискретная форма уравнения (30):

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_k^{cl}(z, t)}{\partial t} + \frac{2^{D_f-2} \Gamma(D_f/2)}{\sqrt{\pi}} |z|^{D_f-3} \frac{\partial}{\partial z} (N_k^{cl}(z, t) U_{kz}) = -N_k^{cl}(z, t) \sum_{j=1}^Q \Phi_{k,j} N_j^{cl}(z, t) + \\ + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{k-1} \Phi_{j, (k-j)} N_j^{cl}(z, t) N_{(k-j)}^{cl}(z, t), \quad (k=1, 2, \dots, Q). \end{aligned} \quad (59)$$

При попытке объяснить рост пылевых агрегатов до метрового размера в протопланетном диске мы сталкиваемся с необходимостью преодолеть, по крайней мере, две трудности, вызванные, с одной стороны, быстрой потерей «строительного» материала, вследствие радиального дрейфа частиц, а с другой стороны — с фрагментацией крупных тел в результате разрушительных столкновений. К примеру, временной масштаб радиального дрейфа для тел метровых размеров на 1 а. е. составляет $\sim 10^2$ лет, в течение которых эти тела дрейфуют во внутренние области диска и там испаря-

ются. Поскольку скорость радиального дрейфа довольно сильно зависит от размера тел (например, скорость радиального дрейфа тел метрового размера на 1 а. е. в диске составляет ~ 50 м/с, а скорость дрейфа тел десятиметрового размера уже в 10 раз меньше), то предотвратить в какой-то степени дрейф пылевых агрегатов в зону испарения может относительно быстрый их рост. Тем не менее, общая эволюция диска включает значительные потери материала частиц за счёт процесса испарения (в частности, в зоне «линии льда»), которому трудно помешать. Моделирование этого явления — одна из основных тем предпринятого нами исследования. Ещё одним препятствием роста твёрдых частиц является их фрагментация. В то время как низкие скорости столкновения частиц приводят к их слиянию, высокие скорости ударного взаимодействия вызывают дробление. Например, для рыхлых объектов столкновения со скоростью, превышающей на 4 % скорость звука, приводят к разрушению. Именно по этой причине частицы примерно метрового размера, по-видимому, представляют верхний предел коагуляционного роста.

В силу многосложности процесса эволюции протопланетного диска наиболее удобно при его моделировании последовательно включать в рассмотрение различные механизмы, влияющие на возникновение, рост, разрушение и динамику пылевых агрегатов. В предпринятом нами исследовании предполагается реализовать (2+1)-мерную коагуляционную модель. Первое измерение связано с радиальной координатой диска, второе — с высотой над средней плоскостью и третья координата — масса пылевых частиц. Пыль может двигаться как вертикально, так и радиально из-за радиального дрейфа. Но, поскольку коагуляция (суб)микронных частиц пыли является начальным этапом формирования планетезималей в диске, то на первом шаге можно ограничиться рассмотрением броуновской и гравитационной коагуляции пылевых мономеров и фрактальных кластеров, находящихся в кинетическом и диффузионном режимах движения, что позволит достаточно аккуратно рассчитать процесс их вертикального оседания и определить максимальные размеры ФК в случае пренебрежения радиальным дрейфом и фрагментацией. Второй этап включает радиальный дрейф пыли, когда частицам «разрешено» двигаться во внутренние области диска и исчезать в зоне испарения. Он позволяет выявить, при каких параметрах диска пылевые частицы смогут преодолеть дрейфовый барьер. Последний, третий, этап, включающий фрагментацию частиц, позволяет, вообще говоря, определить, в каких областях диска и при каких его параметрах возможно для пыли преодолеть и этот барьер (в данной работе этот феномен не учитывался).

Следует заметить, что частицы, наиболее близкие к радиальному барьеру, в наибольшей степени восприимчивы к режиму движения аэродисперсной смеси и к гравитационному эффекту пыли. Например, при наличии магнитовращательной турбулентности в диске пылевые частицы могут быть захвачены в очень вытянутых вихрях газа, что может замедлить радиальный дрейф в два раза [Johansen et al., 2007, 2009]. При определённых условиях слой из твёрдых частиц сам по себе может стать гравитационно неустойчив [Johansen, Youdin, 2007], а в районах с высокой плотностью пыли частицы

сближаются благодаря их собственной гравитации и могут сформировать планетезимали за несколько оборотов (см. [Johansen et al., 2007]).

Результаты численной реализации намеченной здесь программы исследований, предполагающей решение весовым методом Монте-Карло обобщённого уравнения Смолуховского (30) и обобщённых гидродинамических уравнений (47)–(52) для дисковой фрактальной среды будут представлены в последующих публикациях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение проблемы происхождения и эволюции Солнечной системы, возникновения разнообразных природных условий на Земле и других планетах представляет одно из важнейших направлений современного естествознания. Её решение связано с проведением комплекса исследований по самым актуальным вопросам астрофизики, геофизики и космохимии на основе развития теории, обобщения и анализа экспериментальных данных и разработки математических моделей. За последние годы, благодаря впечатляющим успехам астрофизики, открытиям протопланетных дисков и внесолнечных планетных систем, бурному развитию вычислительной математики, расширились возможности комплексных исследований физической структуры и эволюции протопланетного газопылевого диска вокруг молодых звёзд солнечного типа, из которых, по современным представлениям, формируются планеты.

Создание адекватных космогонических моделей связано в общем случае с изучением динамической и тепловой эволюции гетерогенного газопылевого вещества дифференциально вращающегося протопланетного диска при учёте магнитогидродинамических, турбулентных и радиационных эффектов, а также с участием фазовых переходов, химических реакций и коагуляционных процессов. От пространственно-временного распределения термогидродинамических параметров дисковой среды и их численных значений зависит агрегатное состояние основных компонентов дискового вещества, расположение фронтов конденсации-сублимации, и, следовательно, химический состав планет, их спутников, астероидов и комет. Важным ограничением в определении степени приближения подобного рода моделей к реальности служат космохимические данные, получаемые в результате прямого изучения внеземного вещества.

К сожалению, большое число проблем, связанных с данным направлением исследований, пока остаётся нерешённым. К ним, в первую очередь, относятся вопросы о ранних этапах эволюции Солнечной системы и причинах её уникальности по сравнению с известными планетными системами у других звёзд. Первостепенный интерес представляет разработка численных моделей такой динамической системы, в которой эволюция аэродисперсного протопланетного облака последовательно приводит к формированию аккреционного газопылевого диска вокруг молодого Солнца, к уплотнению пылегазового субдиска в окрестности экваториальной плоскости и его распаду (вследствие гравитационной неустойчивости)

на многочисленные пылевые сгущения, к возникновению локальных дискретных центров уплотнения, т. е. к образованию роя первичных уединённых газопылевых агрегатов, служащих основой зародышей планетезималей. Таким образом, в связи с проблемой реконструирования эволюции протопланетного газопылевого облака, окружавшего протосолнце, на первый план выступает:

- построение численной модели формирования пылевого слоя (субдиска) в окрестности центральной плоскости протосолнца, изучение механизмов его уплощения в спокойной газовой среде и при наличии турбулентности;
- моделирование механизмов развития гравитационной неустойчивости во вращающемся субдиске, когда плотность его вещества за счёт вертикального и радиального сжатия становится выше критического значения;
- образование и эволюция протопланетных пылевых сгущений для внутренней зоны диска и для его периферии;
- моделирование процессов аккумуляции твёрдотельных планетезималей;
- образование Земли и планет.

В настоящей статье рассматривается ранняя стадия образования планетной системы — стадия спокойного протопланетного газопылевого облака. При этом образование, рост и динамика пылевых сгущений играют решающую роль в понимании его эволюции. До последнего времени в большинстве теоретических моделей агрегации пылевых частиц в диске изначально принималась компактная структура возникающих пылевых кластеров. Однако, как теперь стало ясно, растущие благодаря взаимным столкновениям частиц пылевые образования могут иметь весьма рыхлую (пушистую) структуру и чрезвычайно низкую объёмную плотность. Для подобных ворсистых агрегатов, имеющих по сравнению с компактными пылевыми частицами относительно большие геометрические поперечные сечения, может существенно измениться режим движения в газовой несущей среде, в частности, из-за значительного изменения силы трения. Поскольку эти процессы нельзя непосредственно наблюдать, то наше понимание этой первой фазы роста пылевых кластеров существенно зависит от предложенной теоретической модели. По нашему мнению, для адекватного моделирования эволюции пылевых агрегатов в диске и, в конечном счёте, механизма образования рыхлых протопланетезималей, необходимо, в общем случае, привлекать к рассмотрению фрактальные свойства и внутреннюю структуру подобных пылевых агрегатов.

В данной работе предложен новый оригинальный подход к моделированию гидродинамических и коагуляционных процессов в дисковой среде, рассматриваемой здесь как гетерогенный термодинамический комплекс, состоящий из двух взаимосвязанных подсистем, которые заполняют одновременно один и тот же объём евклидова пространства — газовой фазы солнечного состава (континуальная среда) и полидисперсной фазы пылевых образований (фрактальная среда с нецелой массовой размерностью).

В свою очередь, полидисперсная фаза считается многоскоростной гетерогенной средой, состоящей из фракций пылевых фрактальных агрегатов и фракции первичных конденсированных мономеров. Поскольку в среде подобных пылевых образований существуют пустоты, которые не заполнены веществом, то она не может, в общем случае, описываться как традиционная сплошная среда. По этой причине предлагается рассматривать дисковую среду как фрактальную, для описания которой необходимо, в общем случае, привлекать методы дробной динамики, использующей производные и интегралы дробных порядков. Уравнения с дробными производными оказались особенно эффективными для описания физических систем, обладающих такими свойствами как степенная нелокальность, долговременная память (эредитарность) и фрактальность. Для моделирования дисковой фрактальной среды нами предлагается воспользоваться обобщёнными дифференциальными уравнениями гидродинамики, которые, являясь следствием гидродинамической модели в дробно-интегральной форме (см. [Tarasov, 2005]), содержат производные только целого порядка, что существенно упрощает их применение.

Представленная работа посвящена математическим аспектам подобного гидродинамического моделирования протопланетного ламинарного диска, в котором в процессе его эволюции формируются и взаимодействуют друг с другом разномасштабные пылевые фрактальные агрегаты, служащие, в конечном счёте, основой зародышей рыхлых протопланетезималей. Поскольку строгое решение задачи образования и эволюции фрактальных кластеров включает одновременно с оценкой их скоростей определение функции распределения (спектра) кластеров по размерам, т.е. решение обобщённого нелинейного пространственно-неоднородного кинетического уравнения Смолуховского, то в работе приведены практически важные аппроксимационные модели для ядер коагуляции фрактальных кластеров. При этом проанализированы две группы моделей образования кластеров в дисковой фрактальной среде. К первой группе отнесены модели, обусловленные прилипанием мономеров к кластеру, причём проанализирован связанный с характером движения отдельного мономера переход от кинетического режима к диффузионному. Ко второй группе отнесены модели, описывающие рост фрактальных агрегатов в результате ассоциации двух кластеров. Обсуждается стационарная модель эволюции дисковой фрактальной среды. При этом для получения достоверных результатов и их понимания потребовалось провести необходимые рациональные схематизации, приводящие к обозримым и решаемым уравнениям. Таким образом, предпринятое здесь исследование открывает, по нашему мнению, перспективы существенно более полного и более приближённого к реальности моделирования коагуляционных и гидродинамических процессов в диске.

ЛИТЕРАТУРА

[Витязев и др., 1990] *Витязев А. В., Печерникова Г. Н., Сафронов В. С.* Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990. 296 с.

- [Горькавый, Фридман, 1994] *Горькавый Н. Н., Фридман А. М.* Физика планетных колец: Небесная механика сплошной среды. М.: Наука, 1994. 348 с.
- [Емец и др., 1994] *Емец Е. П., Новоселова А. Э., Полуэктов П. П.* *In situ*-определение фрактальной размерности аэрозольных частиц // *Успехи физ. наук (УФН)*. 1994. Т. 164. № 9. С. 959–966.
- [Колесниченко, 2004] *Колесниченко А. В.* О синергетическом механизме возникновения когерентных структур в континуальной теории развитой турбулентности // *Астрономич. вестн.* 2004. Т. 38. № 5. С. 405–427.
- [Колесниченко, 2005] *Колесниченко А. В.* О роли индуцированных шумом неравновесных фазовых переходов в структурировании гидродинамической турбулентности // *Астрономич. вестн.* 2005. Т. 39. № 3. С. 243–262.
- [Колесниченко, 2011] *Колесниченко А. В.* К моделированию спиральной турбулентности в астрофизическом немагнитном диске // *Астрономич. вестн.* 2011. Т. 45. № 3. С. 253–272.
- [Колесниченко, Маров, 2009] *Колесниченко А. В., Маров М. Я.* Турбулентность и самоорганизация. Проблемы моделирования космических и природных сред. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний. 2009. 632 с.
- [Кулак, 2002] *Кулак М. И.* Фрактальная механика материалов. Минск: Вышэйшая шк. 2002. 302 с.
- [Маров и др., 2008] *Маров М. Я., Колесниченко А. В., Макалкин А. Б., Дорофеева В. А., Зиглина И. Н., Чернов А. А.* От протосолнечного облака к планетной системе: Модель ранней эволюции газопылевого диска // *Проблемы зарождения и эволюции биосферы* / Ред. Галимов Э. М. М.: URSS, 2008. С. 223–273.
- [Михайлов, Власенко, 1995] *Михайлов Е. Ф., Власенко С. С.* Образование фрактальных структур в газовой фазе // *Успехи физ. наук (УФН)*. 1995. Т. 165. № 3. С. 263–283.
- [Монин, Яглом, 1996] *Монин А. С., Яглом А. М.* Статистическая гидромеханика. Т. 2. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 742 с.
- [Нигматулин, 1987] *Нигматулин Р. И.* Динамика многофазных сред. Ч. I. М.: Наука, 1987. 464 с.
- [Пискунов, 2010] *Пискунов В. Н.* Динамика аэрозолей. М.: Физматлит, 2010. 293 с.
- [Самко и др., 1987] *Самко С. Г., Килбас А. А., Маричев О. И.* Интегралы и производные дробного порядка и некоторые их приложения. Минск: Наука и техника, 1987. 688 с.
- [Сафронов, 1960] *Сафронов В. С.* О гравитационной неустойчивости в плоских вращающихся системах с осевой симметрией // *Докл. АН СССР*. 1960. Т. 130. № 1. С. 53–56.
- [Сафронов, 1969] *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
- [Смирнов, 1986] *Смирнов Б. М.* Фрактальные кластеры // *Успехи физ. наук (УФН)*. 1986. Т. 149. № 2. С. 177–219.
- [Смирнов, 1991] *Смирнов Б. М.* Физика фрактальных кластеров. М.: Наука, 1991. 134 с.
- [Смирнов, 2011] *Смирнов Б. М.* Процессы с участием кластеров и малых частиц в буферном газе // *Успехи физ. наук (УФН)*. 2011. Т. 181. № 7. С. 713–745.
- [Учайкин, 2008] *Учайкин В. В.* Метод дробных производных. Ульяновск: Изд-во «Артишок». 2008. 512 с.
- [Чепмен, Каулинг, 1960] *Чепмен С., Каулинг Т.* Математическая теория неоднородных газов. М.: Иностран. лит. 1960. 510 с.

- [Adams, Watkins, 1995] *Adams F. C., Watkins R.* Vortices in circumstellar disks // *Astrophys. J.* 1995. V. 451. P. 314–327.
- [Barge, Sommeria, 1995] *Barge P., Sommeria J.* Did planet formation begin inside persistent gaseous vortices? // *Astron. and Astrophys.* 1995. V. 295. P. L1–L4.
- [Bertini et al., 2009] *Bertini I., Gutierrez P. J., Sabalo W.* The influence of the monomer shape in the first stage of dust growth in the protoplanetary disk // *Astron. and Astrophys.* 2009. V. 504. P. 625–633.
- [Blum, 2004] *Blum J.* Grain growth and coagulation // *ASP Conf. Ser. V. 309. Astrophysics of Dust / Ed. A. N. Witt, G. C. Clayton, B. T. Draine.* San Francisco: ASP, 2004. P. 369.
- [Blum, Wurm, 2008] *Blum J., Wurm G.* The growth mechanisms of macroscopic bodies in protoplanetary disks // *Annual Review of Astronomy and Astrophysics.* 2008. V. 46. P. 21–56.
- [Blum et al., 1996] *Blum J., Wurm G., Kempf S., Henning Th.* The Brownian motion of dust in the solar nebula: an experimental approach to the problem of pre-planetary dust aggregation // *Icarus.* 1996. V. 124. P. 441–451.
- [Brandenburg, Hodgson, 1998] *Brandenburg A., Hodgson L. S.* Turbulence effects in planetesimal formation // *Astron. and Astrophys.* 1998. V. 330. P. 1169–1174.
- [Chen et al., 1987] *Chen Z.-Y., Meakin P., Deutch J. M.* Comment on “Hydrodynamic Behavior of Fractal Aggregates” // *Phys. Rev. Lett.* 1987. V. 59. N. 18. P. 2121.
- [Chavanis, 1999] *Chavanis P.-H.* Trapping of dust by coherent vortices in the solar nebula. 1999. V. 16. 54 p. URL: arXiv:astro-ph/9912087.
- [Dominik, Tielens, 1997] *Dominik C., Tielens A. G. G. M.* The physics of dust coagulation and the structure of dust aggregates in space // *Astrophys. J.* 1997. V. 480. P. 647–673.
- [Dubrulle, 1993] *Dubrulle B.* Differential rotation as a source of angular momentum transfer in the solar nebula // *Icarus.* 1993. V. 106. P. 59–76.
- [Dubrulle et al., 1995] *Dubrulle B., Morfill G., Sterzik M.* The dust subdisk in the protoplanetary nebula // *Icarus.* 1995. V. 114. P. 237–246.
- [Johansen, Youdin, 2007] *Johansen A., Youdin A.* Protoplanetary disk turbulence driven by the streaming instability: nonlinear saturation and particle concentration // *Astrophys. J.* 2007. V. 662. P. 627–641.
- [Johansen et al., 2006] *Johansen A., Klahr H., Henning T.* Gravoturbulent formation of planetesimals // *Astrophys. J.* 2006. V. 636. P. 1121–1134.
- [Johansen et al., 2007] *Johansen A., Oishi J. S., MacLow M. M., Klahr H., Henning T., Youdin A.* Rapid planetesimal formation in turbulent circumstellar disks // *Nature.* 2007. V. 448. P. 1022–1025.
- [Johansen et al., 2009] *Johansen A., Youdin A., Klahr H.* Zonal flows and long-lived axisymmetric pressure bumps in magnetorotational turbulence // *Astrophys. J.* 2009. V. 697. P. 1269–1289.
- [Jullien, 1984] *Jullien R. M.* Transparency effects in cluster-cluster aggregation with linear trajectories // *J. Phys.* 1984. Ser. A. V. 17. P. L771–L776.
- [Jullien, 1986] *Jullien R.* A new model of cluster aggregation // *J. Phys. A.* 1986. V. 19. N. 11. P. 2129–2136.
- [Goldrich, Ward, 1973] *Goldrich P., Ward W. R.* The formation of planetesimals // *Astrophys. J.* 1973. V. 183. N. 3. P. 1051–1061.
- [Heng, Kenyon, 2010] *Heng K., Kenyon S. J.* Vortices as nurseries for planetesimal formation in protoplanetary discs // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2010. V. 408. N. 3. P. 1476–1493.
- [Kilbas et al., 2003] *Kilbas A. A., Srivastava H. M., Trujillo J. J.* Fractional differential equations: An emergent field in applied and mathematical sciences // *Factorization,*

- Singular Operators and Related Problems / Eds. Samko S., Lebre A., Dos Santos A. F. L.: Kluwer Acad. Publ., 2003. P. 151–173.
- [Kilbas et al., 2006] *Kilbas A. A., Srivastava H. M., Trujillo J. J.* Theory and Applications of Fractional Differential Equations. Amsterdam: Elsevier, 2006.
- [Klahr, Bodenheimer, 2003] *Klahr H., Bodenheimer P.* Turbulence in accretion disks: vorticity generation and angular momentum transport via the global baroclinic instability // *Astrophys. J.* 2003. V. 582. P. 869–892.
- [Klahr, Bodenheimer, 2006] *Klahr H., Bodenheimer P.* Formation of giant planets by concurrent accretion of solids and gas inside an anticyclonic vortex // *Astrophys. J.* 2006. V. 639. P. 432–440.
- [Kolb et al., 1983] *Kolb M., Botet R., Jullien R.* Scaling of kinetically growing clusters // *Phys. Rev. Lett.* 1983. V. 51. N. 13. P. 1123–1126.
- [Mandelbrot, 1982] *Mandelbrot B. B.* The fractal geometry of nature. N. Y.: Freeman, 1982. 468 p.
- [Matthews, 2012] *Matthews L. S., Land V., Hyde T. W.* Charging and coagulation of dust in protoplanetary plasma environments // *Astrophys. J.* 2012. V. 744. N. 1. 19 p. URL: arXiv:1104.5677.
- [Meakin, 1983] *Meakin P.* Formation of fractal clusters and networks by irreversible diffusion-limited aggregation // *Phys. Rev. Lett.* 1983. V. 51. N. 13. P. 1119–1122.
- [Meakin, 1984] *Meakin P.* Effects of cluster trajectories on cluster-cluster aggregation: A comparison of linear and Brownian trajectories in two- and three-dimensional simulations // *Phys. Rev.* 1984. V. 29. N. 2. P. 997–999.
- [Meakin et al., 1989] *Meakin P., Donn B., Mulholland G.* Collisions between point masses and fractal aggregates // *Langmuir.* 1989. V. 5. P. 510–518.
- [Mizuno, 1989] *Mizuno H.* Grain growth in the turbulent accretion disk solar nebula // *Icarus.* 1989. V. 80. P. 189–201.
- [Mizuno et al., 1988] *Mizuno H., Markiewicz W. J., Volk H. J.* Grain growth in turbulent protoplanetary accretion disks // *Astron. and Astrophys.* 1988. V. 195. P. 183–192.
- [Nakagawa et al., 1981] *Nakagawa Y., Nakazawa K., Hayashi C.* Growth and sedimentation of dust grains in the primordial solar nebula // *Icarus.* 1981. V. 45. P. 517–528.
- [Nakagawa et al., 1983] *Nakagawa Y., Hayashi C., Nakazawa K.* Accumulation of planetesimals in the solar nebula // *Icarus.* 1983. V. 54. P. 361–376.
- [Nakagawa et al., 1986] *Nakagawa Y., Sekiya M., Hayashi C.* Settling and growth of dust particles in a laminar phase of a low-mass Solar nebula // *Icarus.* 1986. V. 67. P. 375–390.
- [Nakamoto, Nakagawa, 1994] *Nakamoto T., Nakagawa Y.* Formation, early evolution, and gravitational stability of protoplanetary disks // *Astrophys. J.* 1994. V. 421. P. 640–651.
- [Okuzumi, 2009] *Okuzumi S.* Electric charging of dust aggregates and its effect on dust coagulation in protoplanetary disks // *Astrophys. J.* 2009. V. 698. P. 1122–1135.
- [Okuzumi et al., 2009] *Okuzumi S., Tanaka H., Sakagami M.-A.* Numerical modeling of the coagulation and porosity evolution of dust aggregates // *ApJ.* 2009. V. 707. P. 1247–1264.
- [Okuzumi et al., 2011] *Okuzumi S., Tanaka H., Takeuchi T., Sakagami M.-A.* Electrostatic barrier against dust growth in protoplanetary disks. 1. Classifying the evolution of size distribution // *ApJ.* 2011. V. 731. P. 95.
- [Ormel et al., 2007] *Ormel C. W., Spaans M., Tielens A. G. G. M.* Dust coagulation in protoplanetary disks: porosity matters // *Astron. and Astrophys.* 2007. V. 461. P. 215–236.
- [Ossenkopf, 1993] *Ossenkopf V.* Dust coagulation in dense molecular clouds: the formation of fluffy aggregates // *Astron. and Astrophys.* 1993. V. 280. P. 617–646.

- [Perry et al., 2012] *Perry J., Kimery J., Matthews L. S., Hyde T. W.* Effects of monomer shape on the formation of fractal aggregates under a power law distribution // 43rd Lunar and Planetary Science Conference, held 2012 at The Woodlands. Texas: LPI, 2012. Contribution N. 1659. id.2615.
- [Roy, Ray, 2009] *Roy N., Ray A. K.* Fractal features in accretion discs // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. 2009. V. 397. N. 3. P. 1374–1385.
- [Strichartz, 1999] *Strichartz R. S.* Analysis on fractals // Notices of the American Mathematical Society. 1999. V. 46. N. 10. P. 1199–1208.
- [Sutherland, 1966] *Sutherland D. N.* Comments on Vold's simulation of floc formation // J. Colloid and Interface Sci. 1966. V. 22. P. 300–302.
- [Suyama et al., 2008] *Suyama T., Wada K., Tanaka H.* Numerical simulation of density evolution of dust aggregates in protoplanetary disks. I. Head-on collisions // Astroph. J. 2008. V. 684. P. 1310–1322.
- [Suyama et al., 2012] *Suyama T., Wada K., Tanaka H., Okuzumi S.* Geometrical cross sections of dust aggregates and a compression model for aggregate collisions. 2012. 28 p. URL: arxiv:1205.1894v1 [astro-ph. EP].
- [Tanga et al., 1996] *Tanga P., Babiano A., Dubrulle B., Provenzale A.* Forming planetesimals in vortices // Icarus. 1996. V. 121. P. 158–170.
- [Tarasov, 2005] *Tarasov V. E.* Fractional hydrodynamic equations for fractal media // Annals of Physics. 2005. V. 318. N. 2. P. 286–307.
- [Tarasov, 2010] *Tarasov V. E.* Fractional dynamics: Applications of fractional calculus to dynamics of particles, fields and media. Springer; Higher Education Press, 2010. 516 p.
- [Toomre, 1964] *Toomre A.* On the gravitational stability of a disk of stars // Astrophys. J. 1964. V. 139. P. 1217–1238.
- [Vold, 1963] *Vold M. J.* Computer simulation of floc formation in a colloidal suspension // J. Colloid and Interface Sci. 1963. V. 18. P. 684–695.
- [Wada et al., 2008] *Wada K., Tanaka H., Suyama T., Kimura H., Yamamoto T.* Simulation of dust aggregate collisions. II. Compression and disruption of three-dimensional aggregates in head-on collisions // Astrophys. J. 2008. V. 677. P. 1296–1308.
- [Wada et al., 2009a] *Wada K., Tanaka H., Suyama T., Kimura H., Yamamoto T.* Growth and disruption of dust aggregates by collisions // Cosmic Dust — Near and Far ASP Conf. Series. V. 414: Proc. Conference held 2008 in Heidelberg, Germany / Eds. Henning T., Grün E., Steinacker J. San Francisco: Astron. Soc. Pacific, 2009. P. 347.
- [Wada et al., 2009b] *Wada K., Tanaka H., Suyama T., Kimura H., Yamamoto T.* Collisional growth conditions for dust aggregates // Astrophys. J. 2009. V. 702. P. 1490–1501.
- [Weidenschilling, 1980] *Weidenschilling S. J.* Dust to planetesimals: Settling and coagulation in the solar nebula // Icarus. 1980. V. 44. P. 172–189.
- [Wiltzius, 1987] *Wiltzius P.* Hydrodynamic behavior of fractal aggregates // Phys. Rev. Lett. 1987. V. 58. N. 7. P. 710–713.
- [Witten, Sander, et al., 1981] *Witten T. A., Sander L. M.* Diffusion-limited aggregation, a kinetic critical phenomenon // Phys. Rev. Lett. 1981. V. 47. P. 1400–1403.
- [Youdin, Shu, 2002] *Youdin A. N., Shu F.* Planetesimal formation by gravitational instability // Astrophys. J. 2002. V. 580. P. 494–505.

TO MODELING PROCESS OF AGGREGATION OF DUST FRACTAL CLUSTERS IN THE PROTOPLANETARY LAMINAR DISK

*A. V. Kolesnichenko*¹, *M. Ya. Marov*²

¹ Keldysh Institute of Applied Mathematics RAS (KIAM)

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences (GEOKHI)

In this research, applied to the problem of formation of planetesimals in the Sun protoplanetary cloud, it has been developed (considering the concept of fractal properties of dust clusters) evolutionary hydrodynamic model of the formation and growth of fluffy dust aggregates aerodisperse medium of laminar disk. In contrast to a number of classical researches in which the simulation was carried out as part of the “ordinary” continuum, and often not taken into account multifractional dust component of the protoplanetary cloud and the fractal nature formed in the process of the evolution of dust clusters, it is proposed to consider a set of fluffy dust aggregates as a special type of continuum medium — a fractal medium for which there are points and areas not filled its particles. The hydrodynamic modeling of similar medium (that has non-integer mass dimensionality) is proposed to take place within the fractional integral model (its differential form) with the help of the fractional integrals, when its order is determined by dimensionality of disk medium.

Keywords: hydrodynamics of fractal media, coagulation processes, protoplanetary disks.

Kolesnichenko Aleksandr Vladimirovich — doctor of physical and mathematical sciences, kolesn@keldysh.ru

Marov Mikhail Yakovlevich — head of department, doctor of physical and mathematical sciences, professor, academician of the Russian Academy of Sciences, marov@keldysh.ru

ФОРМИРОВАНИЕ НЕБЕСНЫХ ТЕЛ СО СПУТНИКАМИ НА СТАДИИ РАЗРЕЖЕННЫХ СГУЩЕНИЙ

С. И. Ипатов

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского
Российской академии наук (ГЕОХИ)

Институт космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН)

Рассматривается модель формирования транснептуновых объектов со спутниками из разреженных сгущений-препланетезималей. Получено, что моменты количества движения при столкновениях частично сжавшихся препланетезималей, двигавшихся до столкновений по круговым гелиоцентрическим орбитам, при соответствующем сжатии имеют те же значения, что и моменты количества движения наблюдаемых транснептуновых объектов и астероидов со спутниками. Показано, что моменты количества движения, которые использовались в расчётах Д. Несворного с коллегами [Nesvorný et al., 2010] в качестве исходных данных при моделировании сжатия препланетезималей, приводящего к формированию спутниковых систем, могут быть получены при столкновениях двух препланетезималей, двигавшихся до столкновений по круговым гелиоцентрическим орбитам. Эти исследования свидетельствуют в пользу формирования транснептуновых объектов со спутниками на стадии разреженных препланетезималей. Число столкновений сгущений, при которых вновь образовавшееся сгущение с массой, как у твёрдого тела диаметром $d > 100$ км, приобретало достаточно большой момент количества движения, необходимый для образования спутниковой системы, может равняться числу малых тел с $d > 100$ км со спутниками, образовавшимися на таком же расстоянии от Солнца, что и сгущения. Иначе говоря, доля сгущений, образовавшихся при таких столкновениях, среди всех сгущений может составлять около 0,3 в транснептуновом поясе. Большинство разреженных преастероидов могли превратиться в твёрдые астероиды, прежде чем они столкнутся с другими преастероидами. Модель столкновений препланетезималей объясняет отрицательные моменты некоторых наблюдаемых спутниковых систем, так как при 20 % столкновений препланетезималей, двигающихся по круговым орбитам, угловые моменты отрицательны. Для того чтобы получить момент количества движения такой же, как у системы Земля-Луна, достаточно столкновения двух одинаковых сгущений-препланетезималей размером со сферу Хилла и общей массой в 0,1 массы Земли.

Работа выполнена при поддержке Программы президиума РАН № 22.

Ключевые слова: разреженные сгущения, аккумуляция, планетезимали, угловой момент, система Земля-Луна.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы появилось много работ, посвящённых формированию разреженных сгущений — препланетезималей (например, [Макалкин, 2004; Маров и др., 2013; Cuzzi, Hogan, 2012; Cuzzi et al., 2008; Johansen

Ипатов Сергей Иванович — ведущий научный сотрудник, доктор физико-математических наук, sipatov@hotmail.com

et al., 2007, 2009a, b, 2011, 2012; Lyra et al., 2008, 2009; Youdin, 2011; Youdin, Kenyon, 2013]). До публикации этих новых аргументов в пользу существования разреженных сгущений было предположено автором настоящей работы [Pratov, 2001], что транснептуновые объекты диаметром больше 100 км, движущиеся по орбитам с небольшим ($e < 0,3$) эксцентриситетом, могли образоваться путём сжатия больших препланетезималей с большими полуосями орбит $a > 30$ а. е., а не аккрецией небольших твёрдых планетезималей. В этой работе также предполагалось, что некоторые планетезимали диаметром $d \approx 100...1000$ км в зоне питания планет-гигантов и некоторые большие астероиды Главного пояса могли образоваться при сжатии препланетезималей, а некоторые меньшие объекты (планетезимали, транснептуновые объекты и астероиды) могли быть осколками больших объектов, хотя часть из них могла образоваться при сжатии препланетезималей. Было предположено [Pratov, 2004, 2009, 2010a, b; Nesvorny et al., 2010], что транснептуновые объекты со спутниками сформировались из разреженных препланетезималей. В работе [Nesvorny et al., 2010] моделировалось сжатие препланетезималей и формирование спутниковых систем. В этой работе предполагалось, что препланетезимали получили свои моменты количества движения, когда они формировались из протопланетного облака. Было предположено [Pratov, 2010a], что значительная часть обнаруженных транснептуновых спутниковых систем могла приобрести большинство своих моментов количества движения при столкновениях препланетезималей. С. И. Ипатовым было показано, что моменты количества движения столкнувшихся препланетезималей, двигавшихся до столкновений по круговым гелиоцентрическим орбитам, могут иметь те же значения, что и моменты количества движения наблюдаемых спутниковых систем транснептуновых объектов и астероидов. В разд. 1 угловые скорости, использовавшиеся в качестве исходных данных [Nesvorny et al., 2010], сравниваются с угловыми скоростями, соответствующими моментам количества движения двух столкнувшихся препланетезималей, двигавшихся до столкновения по круговым гелиоцентрическим орбитам. В разд. 2, 3 обсуждаются частота столкновений сталкивающихся препланетезималей и формирование спутников транснептуновых объектов. В разд. 4 рассматривается возможность формирования зародышевой системы Земля-Луна на стадии разреженных сгущений.

1. УГЛОВОЙ МОМЕНТ ДВУХ СТАЛКИВАЮЩИХСЯ РАЗРЕЖЕННЫХ ПРЕПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ

Было получено [Ипатов, 1980, 2000; Pratov, 2010a], что угловой момент двух сталкивающихся препланетезималей (с радиусами r_1 и r_2 и массами m_1 и m_2), двигавшихся до столкновения по круговыми гелиоцентрическим орбитам с большими полуосями, близкими к a , равен $K_s = k_\Theta (GM_S)^{1/2} (r_1 + r_2)^2 m_1 m_2 (m_1 + m_2)^{-1} a^{-3/2}$, где G — гравитационная постоянная; M_S — масса Солнца; разность больших полуосей орбит препланетезималей равна $\Theta(r_1 + r_2)$. При $r_a = (r_1 + r_2)/a \ll \Theta$ можно получить $k_\Theta \approx 1 - 1,5\Theta^2$. При этом k_Θ могут принимать значения от $-0,5$ до 1. Среднее

значение $|k_\Theta|$ равно 0,6. Значения K_s положительны при $0 < \Theta < 0,8165$ и отрицательны при $0,8165 < \Theta < 1$. В случае объединения столкнувшихся препланетезималей, угловая скорость ω вращения шарообразной препланетезимали, образовавшейся при столкновении, вокруг центра масс, равна K_s/J_s , где $J_s = 0,4\xi mr^2$ — момент инерции препланетезимали радиуса $r = (r_1^3 + r_2^3)^{1/3}$ и массы $m = m_1 + m_2$. Для однородного шара, рассмотренного в работе [Nesvorny et al., 2010], $\xi = 1$. Получено [Pratouy, 2010a], что $\Omega = 2,5k_\Theta \xi^{-1}(r_1 + r_2)^2 \times r^{-2} m_1 m_2 (m_1 + m_2)^{-2} \Omega$, где $\Omega = (GM_S/a^3)^{1/2}$. Поскольку $K_s/J_s \propto (r_1 + r_2)^2/r^2$, то ω не зависит от r_1 , r_2 и r , если для r_1 , r_2 и r выполняется условие $(r_1 + r_2)/r = \text{const}$. Таким образом, ω будет одинаково при различных значениях k_r , если рассматривать препланетезимали с радиусами, равными $k_r r_{III}$, где $r_{III} \approx a(m_i/3M_S)^{1/3}$ — это радиус сферы Хилла для массы m_i (m_1 , m_2 или m). Тем не менее, если в какой-то момент времени после столкновения однородных сфер с радиусами r_1 и r_2 , радиус сжавшейся сферы равен $k_{rc} r$, то (при $\xi = 1$) угловая скорость сжавшейся препланетезимали равна $\omega_c = \omega/k_{rc}^2$. Ниже считается, что $r_1 = r_2$, $r^3 = 2r_1^3$, $m_1 = m_2 = m/2$ и $\xi = 1$. В этом случае имеем $\omega = 1,25 \times 2^{1/3} k_\Theta \Omega \approx 1,575 k_\Theta \Omega$.

В статье [Nesvorny et al., 2010] приведено численное моделирование сжатия препланетезималей, находившихся в транснептуновой зоне. В расчётах начальные угловые скорости препланетезималей равнялись $\omega_o = k_\omega \Omega_o$, где $\Omega_o = (Gm/r^3)^{1/2}$, а k_ω равнялось 0,5; 0,75, 1 и 1,25. В большинстве расчётов $r = 0,6 r_H$, где r_H — радиус сферы Хилла препланетезимали массы m . Авторами работы [Nesvorny et al., 2010] использовались также значения $r = 0,4 r_H$ и $r = 0,8 r_H$. Отметим, что $\Omega_o/\Omega = 3^{1/2}(r_H/r)^{3/2} \approx 1,73(r_H/r)^{3/2}$. В случае сфер Хилла, полагая $\omega = \omega_o$, имеем $k_\omega = 1,25 \times 2^{1/3} \times 3^{-1/2} k_\Theta/\xi \approx 0,909 k_\Theta/\xi$. Это соотношение показывает, что при столкновениях препланетезималей для $k_\Theta = \xi = 1$ можно получить значения $\omega = \omega_o$, соответствующие значениям k_ω до 0,909. Аналогично из соотношения $\omega \approx 1,575 k_\Theta \Omega$ получаем, что максимальное значение ω достигает $0,909 \Omega_o$. В случае столкновения двух препланетезималей, целиком занимающих свои сферы Хилла, и последующего сжатия образовавшейся при столкновении препланетезимали размером со сферу Хилла до радиуса r_c угловая скорость сжавшейся препланетезимали равна $\omega_{rc} = \omega_H (r_H/r_c)^2$, где $\omega_H \approx 1,575 k_\Theta \Omega$. Для такой препланетезимали радиуса r_c имеем $\omega_o = (r_H/r_c)^{3/2} \Omega_{oH}$ (где $\Omega_{oH} = (Gm/r_H^3)^{1/2}$ и ω_{rc}/ω_o пропорционально $r_c^{-1/2}$). При $r_c/r_H = 0,6$ момент количества движения K_s столкнувшихся препланетезималей размером со сферу Хилла может соответствовать k_ω до $0,909/0,6^{1/2} \approx 1,17$. В работе [Nesvorny et al., 2010] двойные или тройные системы были получены только при k_ω , равном 0,5 или 0,75. Таким образом, можно сделать вывод, что начальные угловые скорости препланетезималей, при которых образуются двойные системы, могут быть получены при столкновениях препланетезималей. Отметим, что при прочих равных условиях значения ω в момент столкновения одинаковы при столкновениях препланетезималей с различными значениями k_r , но ω_{rc} пропорционально r^2 в случае сжатия препланетезималей от r до r_c .

2. ЧАСТОТА СТОЛКНОВЕНИЙ И СЖАТИЕ РАЗРЕЖЕННЫХ ПРЕПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ

Число взаимных столкновений препланетезималей зависит от количества препланетезималей в рассматриваемой области, от их первоначальных размеров и от скорости уменьшения радиусов препланетезималей. Во многих работах (например, [Lyra et al., 2009]) формирование сгущений с массами, достигавшими нескольких масс Марса, происходило не более чем за десятки оборотов препланетезималей вокруг Солнца. В работе [Cuzzi et al., 2008] получено время сжатия препланетезималей до плотности твёрдых тел порядка 30–300 периодов обращения препланетезималей вокруг Солнца при величине большой полуоси орбиты, равной 2,5 а.е., и радиусах частиц, составлявших препланетезимали, порядка 300 мкм. В результате сжатия образовывались песчаные планетезимали (sandpile planetesimals). Как меньшие, так и большие времена сжатия препланетезималей рассматривались другими авторами.

По нашему мнению, до сжатия до плотности твёрдых тел большинство препланетезималей не участвовало в столкновениях с другими препланетезималиями, при которых момент количества движения был достаточен для формирования спутниковой системы. Для малых тел диаметром $d = 100$ км и препланетезималей таких же масс число таких столкновений, вероятно, соответствует числу малых тел со спутниками на соответствующем расстоянии от Солнца. Радиус сферы Хилла объекта с массой $m_o = 6 \cdot 10^{17}$ кг $\approx 10^{-7} M_E$ (где M_E — масса Земли) (например, для твёрдого тела диаметром $d = 100$ км и плотностью $\rho \approx 1,15$ г·см⁻³) равен $r_{Ho} \approx 4,6 \cdot 10^{-5}$ а.е. Для круговых орбит, разность больших полуосей которых равна радиусу сферы Хилла, отношение периодов движения двух препланетезималей вокруг Солнца составляет около $1 + 1,5r_{Ha} \approx 1 + 7 \cdot 10^{-5}$, где $r_{Ha} = r_{Ho}/a$. В этом случае угол с вершиной в Солнце между направлениями на препланетезимали менялся на $2\pi \cdot 1,5r_{Ha} n_r \approx 0,044$ рад за $n_r = 100$ оборотов препланетезималей вокруг Солнца.

Препланетезимали могли образовываться не одновременно, а в разные моменты времени, хотя, возможно, на примерно одинаковом расстоянии от Солнца значительная часть препланетезималей могла существовать одновременно. Так как препланетезимали двигались по почти круговым гелиоцентрическим орбитам, то можно рассматривать очень узкий диск препланетезималей. Для очень грубых оценок рассмотрим сначала «широкий» плоский диск, первоначально состоявший из N одинаковых препланетезималей с радиусами $r_o = r_{Ho}$ и массами $m_o = 6 \cdot 10^{17}$ кг. Отношение расстояний от Солнца до внешнего и внутреннего краёв «широкого» диска предполагается равным $a_{rat} = 1,67$ (например, для диска от 30 до 50 а.е.). На основании числа тел и их суммарной массы в таком «широком» диске мы можем оценить число тел в более узкой зоне. В случае круговых орбит для $N = 10^7$ и $M_\Sigma = m_o N = M_E$ препланетезималь может столкнуться с другой препланетезималью, когда их полуоси отличаются не более чем на r_{Ho} . Поэтому среднее число препланетезималей, которые могут столкнуться с рассматриваемой препланетезималью, порядка $2N \cdot r_{Ha} (a_{rat} + 1)/(a_{rat} - 1) \approx 3,7 \cdot 10^3$ или

$4/3 N r_{Ha} (a_{rat}^2 + a_{rat} + 1)/(a_{rat}^2 - 1) \approx 1,9 \cdot 10^3$, если количество препланетезималей на расстоянии a от Солнца пропорционально a или a^2 , соответственно. Среднее число N_c столкновений препланетезималей за n_r оборотов вокруг Солнца можно оценить как $1,5 r_{Ha} n_r N_m$. При $N_m \approx 3 \cdot 10^3$ и $r_{Ha} \approx 4,6 \cdot 10^{-5}$ имеем $N_c \approx 0,2 n_r$. N_c пропорционально $N r_{Ha}^2 \propto N m_o^2 \propto M_\Sigma m_o^{-1/3}$. При расчётах [Nesvorny et al., 2010] спутниковые системы образовывались из препланетезималей за 100 лет (т.е. за 0,6 орбитального периода на расстоянии 30 а.е.). В случае $M_\Sigma = 2,5 M_E$ имеем $N_c = 0,5 n_r$, и за время, равное 0,6 орбитального периода, доля столкнувшихся препланетезималей для рассмотренной выше модели составляет около 0,3, что соответствует доле классических транснептуновых объектов (ТНО) со спутниками среди обнаруженных классических ТНО. Некоторые столкновения были касательными и не приводили к объединению столкнувшихся сгущений. Таким образом, реальное число объединений может быть меньше, чем общее число столкновений, которое оценивалось выше. Однако число столкновений больше при большем числе (и большей суммарной массе) препланетезималей.

Плотность препланетезималей могла быть очень маленькой, но относительная скорость v_{rel} их столкновений также была очень маленькой. Значения v_{rel} были меньше второй космической (параболической) скорости на краю сферы Хилла [Prato, 2010a]. Если столкнувшиеся препланетезимали были намного меньше их сфер Хилла, а их гелиоцентрические орбиты до столкновения были почти круговыми, то скорость столкновения не сильно отличалась от параболической скорости $v_{par} (v_{par} \propto r_{pc}^{-0,5})$ на поверхности большей препланетезимали (радиуса r_{pc}). Поэтому столкновение препланетезималей может привести к их слиянию (с последующим возможным образованием спутников) при любом $r_{pc} < r_H$. Согласно работе [Johansen et al., 2007], средняя длина свободного пробега валуна внутри препланетезимали короче, чем размер препланетезимали, состоящей из таких валунов. Этот результат подтверждает возможность объединения столкнувшихся препланетезималей. В расчётах, представленных в статье [Johansen et al., 2011], столкнувшиеся препланетезимали объединялись.

В случае столкновения двух препланетезималей размером со сферу Хилла, сильно отличавшихся по массе и двигавшихся до столкновения по круговым гелиоцентрическим орбитам, отношение v_t/v_{esc-pr} тангенциальной составляющей скорости столкновения к параболической скорости на краю сферы Хилла пропорционально $m^{-1/3} a^{-1}$. Поэтому вероятность объединения столкнувшихся сгущений больше в случае более массивных препланетезималей и при их большем удалении от Солнца.

Если препланетезималь получила свой угловой момент при столкновении двух одинаковых препланетезималей в случае $a = 1$ а.е., $k_\Theta = 0,6$ и $k_r = 1$, то период T_{s1} осевого вращения планетезимали плотности $\rho = 1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, образовавшейся из препланетезимали с начальным радиусом r_H , приблизительно равен 0,5 ч, т.е. меньше, чем периоды (3,3 и 2,3 ч), при которых скорость частицы на экваторе вращающегося сферического тела равна круговой и параболической скоростям, соответственно. Поскольку T_{s1} пропорционально $a^{-1/2} \rho^{-2/3}$, то T_{s1} и доля массы препланетезимали, которая

могла бы сжаться до твёрдого ядра, меньше для большего значения a . Для тех столкнувшихся препланетезималей, что были меньше, чем их сферы Хилла, или отличались друг от друга по массе, K_s было меньше (а T_{s1} — больше), чем для рассмотренного выше случая $k_r = 1$ и $m_1 = m_2$.

Рассмотрим, какое число сгущений может образоваться, если время сжатия сгущений велико, и они могут сталкиваться друг с другом, двигаясь по круговым орбитам (без учёта взаимного гравитационного влияния, увеличивающего эксцентриситеты орбит и уменьшающего число образовавшихся сгущений). Рассмотрим N одинаковых сгущений-препланетезималей массы m_o , движущихся по круговым орбитам в случае, когда расстояние между соседними орбитами равно двум радиусам сферы Хилла ($r_{sH} = a(m_o/3M_S)^{1/3}$). Пусть $Nm_o = k_m M_E$. Располагая N сфер Хилла на расстоянии от Солнца от 1 до a_{rat} , имеем $N(m_o/3M_S)^{1/3} = k_m M_E m_o^{-2/3} / (3M_S)^{1/3} = N^{2/3} (k_m M_E / 3M_S)^{1/3} \approx 2(a_{rat} - 1) / (a_{rat} + 1)$ и $N \approx 1000(2(a_{rat} - 1) / (a_{rat} + 1))^{3/2} k_m^{-1/2}$. При $a_{rat} = 1,67$ и $k_m = 1$ имеем $N \approx 350$. Это значение N соответствует препланетезималам, сжимающимся до планетезималей массы $M_E/350$, радиуса 800 км и плотности 2 г·см^{-3} . Такие оценки указывают на то, что времена сжатия препланетезималей в зоне транснептунового пояса могли лежать в очень широких пределах, при которых можно объяснить формирование большого числа транснептуновых объектов с точки зрения небесной механики.

3. ФОРМИРОВАНИЕ ТРАНСНЕПТУНОВЫХ ОБЪЕКТОВ И ИХ СПУТНИКОВ

В разд. 1 объясняется, почему доля спутниковых систем малых тел больше для больших расстояний от Солнца до места их происхождения. Среди 477 астероидов главного пояса обнаружено 45 двойных астероидов (т.е. доля двойных астероидов равнялась 0,094) [Pravec et al., 2012]. Доля транснептуновых объектов, имеющих спутники, среди всех транснептуновых объектов составляет около 0,3 для «холодных» (с небольшими эксцентриситетами) классических ТНО и 0,1 — для всех других ТНО [Noll et al., 2008]. Считается (например, [Pratov, 1987; Gomes, 2003; Levison, Stern, 2001], что ТНО, движущиеся по сильно эксцентричным орбитам, (см. выше как «другие ТНО»), сформировались в зоне питания планет-гигантов, т.е. ближе к Солнцу, чем классические ТНО. Большинство разреженных преастероидов могли превратиться в твёрдые астероиды прежде, чем они столкнулись с другими преастероидами. Некоторые современные астероиды могут быть обломками более крупных твёрдых тел, и формирование многих спутниковых систем астероидов диаметром $d < 100$ км можно объяснить другими моделями (а не сжатием препланетезималей). В рассматриваемой нами модели образования спутниковых систем сталкивающиеся препланетезимали образовывались на одном и том же расстоянии от Солнца. Такое образование согласуется с корреляцией между цветами транснептуновых объектов и их спутников, полученной в работе [Benecchi et al., 2009]. Кроме того, материал внутри препланетезимали мог перемешиваться во время формирования спутниковой системы.

Было предположено [Nesvorny et al., 2010], что угловые скорости, используемые в расчётах, были приобретены в период формирования препланетезималей (без взаимных столкновений препланетезималей). Авторы отмечали, что в расчётах, приведённых в статьях [Johansen et al., 2007, 2009b], получается прямое вращение. Угловые моменты некоторых наблюдаемых транснептуновых спутниковых систем отрицательны. Модель столкновений препланетезималей объясняет отрицательные осевые моменты некоторых наблюдаемых спутниковых систем, потому что около 20 % столкновений препланетезималей, движущихся по круговым гелиоцентрическим орбитам, приводят к обратному осевому вращению. Заметим, что если бы все препланетезимали получили свои угловые моменты при формировании без взаимных столкновений, то их угловые моменты были бы примерно одинаковыми, и они породили бы малые тела с примерно одинаковым числом спутников (но на самом деле моменты количества движения малых тел без спутников и систем малых тел со спутниками значительно отличаются). На наш взгляд, препланетезимали, из которых сформировались ТНО со спутниками, приобрели большую часть своих угловых моментов при столкновениях. Препланетезимали, сжавшиеся до твёрдых тел без спутников, также могли участвовать в столкновениях друг с другом, но момент количества движения при таких столкновениях был сравнительно небольшим (недостаточным для образования спутниковой системы).

Формирование классических ТНО из препланетезималей могло происходить при небольшой суммарной массе препланетезималей в транснептуновой области, даже при современной суммарной массе ТНО. Модели формирования ТНО путём аккумуляции твёрдых планетезималей (например, [Stern, 1995]) требуют массивного начального пояса и малых ($\sim 0,001$) эксцентриситетов планетезималей в процессе аккумуляции. Однако гравитационные взаимодействия между планетезималами во время этой аккумуляции могли увеличить эксцентриситеты до значений гораздо больших, чем упомянутые выше значения (см., например, [Prato, 2007]). Это увеличение свидетельствует в пользу формирования ТНО из разреженных препланетезималей.

4. ФОРМИРОВАНИЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ-ЛУНА

Было отмечено [Галимов, 1995, 2008, 2011, 2013; Galimov, Krivtsov, 2012], что распространённая гипотеза образования Луны в результате катастрофического столкновения Земли с другим соизмеримым по массе планетным телом (гипотеза мегаимпакта) сталкивается с принципиальными трудностями. Авторы отметили, что гипотеза параллельного образования Луны и Земли при коллапсе и фрагментации крупного пылевого сгущения согласуется с геохимическими фактами. Анализ ^{182}Hf - ^{184}W -системы, сделанный Э.М. Галимовым (2013), показал, что Луна не могла образоваться раньше 50 млн лет, отсчитывая от времени возникновения Солнечной системы. Вещество, исходное для Луны, первые 50 млн лет пребывало в диспергированном состоянии, например, в виде газопылевого скопления. По мнению

автора, достаточно долгий период стабильности облака мог достигаться за счёт интенсивного испускания газа с поверхности частиц. Были выполнены расчёты формирования системы Земля-Луна из разреженной протопланеты [Galimov, Krivtsov, 2012].

В большинстве последних работ, посвящённых образованию планетезималей [Cuzzi, Hogan, 2012; Cuzzi et al., 2008; Johansen et al., 2007, 2009a, b, 2011, 2012; Lyra et al., 2008; 2009; Youdin, 2011], время образования разреженных препланетезималей не превышало 1000 оборотов вокруг Солнца, а в некоторых моделях происходило всего за несколько оборотов вокруг Солнца. В модели А. Б. Макалкина и И. Н. Зиглиной (2004) транснептуновые объекты диаметром до 1000 км формировались за время порядка миллиона лет. В модели [Nesvorny et al., 2010] сжатие сгущений и образование спутниковых систем в транснептуновом поясе происходило за ~100 лет. Чтобы получить большие времена сжатия сгущений, нужно принимать во внимание факторы, препятствующие быстрому сжатию разреженных сгущений-препланетезималей. В работах В. П. Мясникова и В. И. Титаренко (1989а, б) времена сжатия сгущений до плотности твёрдых тел могли достигать нескольких миллионов лет в зависимости от оптических свойств пыли и газа, а также типа и концентрации короткоживущих радиоактивных изотопов в сгущениях. В частности, при концентрации, большей 0,02, время сжатия могло достигать 10 млн лет. В. В. Белецкий и А. В. Грушевский (1991) получили, что при сжатии разреженных протопланет из-за приливных взаимодействий с Солнцем их осевой момент мог существенно уменьшиться.

Ряд авторов допускает формирование сгущений-препланетезималей с массами, большими массы Марса. Например, в статье [Lyra, et al., 2008] рассматривается формирование массивных разреженных сгущений с массой 0,1...0,6 массы Земли. Эти сгущения образуются благодаря нестабильности волн Россби (Rossby wave instability), а не путём аккумуляции многочисленных более мелких сгущений.

Была выдвинута гипотеза [Ipatov, 2010a, b, 2013, 2014], что спутниковые системы малых тел образовывались в том случае, когда происходили столкновения сгущений, при которых вновь образовавшееся сгущение приобретало достаточно большой момент количества движения. Ниже рассматривается случай формирования системы Земля-Луна из сгущения, образовавшегося при столкновении двух сгущений суммарной массой не менее 0,1 массы Земли. Сгущения, из которых образовались зародыши остальных планет земной группы, не приобрели моменты количества движения, необходимые для образования массивных спутников на стадии сгущений (не сталкивались с другими сгущениями, или момент количества движения, приобретённый при столкновениях, был сравнительно небольшим).

Используя формулы, представленные в работе [Ipatov, 2010a], можно получить, что отношение $r_K = K_{EM}/K_{S_2}$ углового момента K_{EM} системы Земля-Луна к угловому моменту K_{S_2} при типичном столкновении двух одинаковых препланетезималей размером со сферу Хилла, массы m_2 которых равны $0,5 \times 1,0123 M_E$, а гелиоцентрические орбиты круговые, составляет около 0,0335. Поскольку K_{S_2} пропорционально $m_2^{3/5}$ [Ipatov, 2010a], то

$K_{s2} = K_{EM}$ при $2m_2 = 0,0335^{3/5} \times 1,0123 M_E = 0,13 M_E$. Для круговых гелиоцентрических орбит максимальное (при $k_\Theta = 1$) значение K_{s2} больше в $0,6^{-1}$ раз, чем приведённое выше типичное (при $k_\Theta = 0,6$) значение K_{s2} . В этом случае $r_K \approx 0,0335 \times 0,6 \approx 0,02$ и $2m_2 \approx 0,02^{3/5} M_E \approx 0,096 M_E$. Таким образом, момент количества движения системы Земля-Луна мог быть приобретён при столкновении двух препланетезималей общей массой не меньше массы Марса. Мы полагаем, что твёрдые зародыши протоземли и протолуны могли образоваться из разреженных препланетезималей (например, в соответствии с моделями сжатия препланетезималей, представленными в работах [Galimov, Krivtsov, 2012; Nesvorniy et al., 2010]).

Часть момента количества движения системы Земля-Луна могла быть приобретена при выпадении небольших объектов (например, пыли) на сгущение, породившее эту систему. В случае круговых гелиоцентрических орбит сгущения и этих объектов этот угловой момент мог быть приобретён при конечной массе сгущения, равной 0,15 массы Земли. Однако мы полагаем, что основной вклад в момент количества движения сгущения, породившего систему Земля-Луна, приходился на столкновение двух крупных сгущений, так как в случае большого вклада малых объектов в момент количества движения сгущения, породившего зародыш планеты, можно было бы ожидать существования крупных спутников у Венеры и Марса.

В расчётах гравитационного коллапса сгущения, представленных в работах [Ле-Захаров, Кривцов, 2013; Galimov, Krivtsov, 2012] для трёхмерной модели, двойная система образовывалась при ω_o/ω_s в районе 0,65...0,95. Поскольку рассматриваемая авторами величина $\omega_s \approx 1,535 \Omega_o$, то этот диапазон соответствует исходной угловой скорости ω_o в пределах от Ω_o до $1,46 \Omega_o$. В цитированных выше работах при меньших значениях ω_o обычно образовывалось только центральное тело без спутника. При больших значениях ω_o могло образовываться несколько спутников. В работе [Nesvorniy et al., 2010] спутники образовывались при меньших начальных угловых скоростях (лежащих в диапазоне 0,5...0,75 Ω_o). Отличия в результатах этих работ могли быть, в частности, связаны с различными хаотическими скоростями частиц/тел, составляющих препланетезимали, с различными методами моделирования и с различными размерами рассматриваемых сгущений. В разд. 1 отмечалось, что при столкновении препланетезималей угловая скорость образовавшегося сгущения могла достигать 0,9 Ω_o . Какие-то моменты количества движения сгущения могли иметь до столкновения. Поэтому суммарная угловая скорость вновь образовавшейся препланетезимали, в принципе, могла превышать 0,9 Ω_o . Следует также учесть, что размеры сгущений в расчётах, представленных в работах [Ле-Захаров, Кривцов, 2013; Galimov, Krivtsov, 2012], были меньше сфер Хилла. Например, в одном из расчётов [Galimov, Krivtsov, 2012, с. 108] радиус облака в 5,5 раз превышал радиус соответствующего твёрдого тела, в то время как радиус сферы Хилла более чем в 200 раз превышает радиус Земли. Поэтому любые угловые скорости, рассматриваемые в моделях цитируемых выше авторов, могли быть достигнуты после сжатия препланетезимали, образовавшейся при столкновении препланетезималей, сравнимых со сферой Хилла (см. формулу $\omega_{rc} = \omega_H (r_H/r_c)^2$ из разд. 1).

Был исследован рост вращающейся системы планета-спутник в результате аккумуляции вещества пылевого облака [Васильев и др., 2011; Galimov, Krivtsov, 2012]. В частности, в этих работах было получено, что современные массы системы Земля-Луна получаются при начальном значении суммарной массы зародышей Земли и Луны, равном 0,047 от современного значения, и при начальном отношении масс зародышей, равном 4,07 (при росте масс зародышей Земли и Луны в 26,2 и 1,31 раз, соответственно).

Рассмотрим модель роста протоземли и протолуны до современных масс Земли и Луны (M_E и $0,0123M_E$, соответственно) путём аккумуляции мелких планетезималей для случая, когда эффективные радиусы протоземли и протолуны пропорциональны r (где r — радиус рассматриваемого небесного тела). Такую пропорциональность можно рассматривать в случае достаточно больших эксцентриситетов орбит планетезималей. В этом случае из соотношения $dm_M/m_M = k(m_M/m_E)^{2/3}dm_E/m_E$ можно получить $r_{Mo} = m_{Mo}/M_E = [(0,0123^{-2/3} - k + k(m_{Eo}/M_E)^{-2/3})]^{-3/2}$, где $k = k_d^{-2/3}$, k_d представляет собой отношение плотности растущей Луны к плотности растущей Земли (k_d равно 0,6 для современных масс); m_M и m_E — текущие массы растущих зародышей Луны и Земли; m_{Mo} и m_{Eo} — начальные массы зародышей Луны и Земли, соответственно. В случае $r_{Eo} = m_{Eo}/M_E = 0,1$ получаем $r_{Mo} = 0,0094$ при $k = 1$ и $r_{Mo} = 0,0086$ при $k = 0,6^{-2/3}$. При таких значениях r_{Mo} отношение $f_m = (0,0123 - r_{Mo})/0,0123$ массы планетезималей, которые выпали на Луну на стадии твёрдотельной аккумуляции, к современной массе Луны равно 0,24 и 0,30, соответственно. В этом случае при росте массы зародыша Земли в 10 раз масса зародыша Луны увеличивалась в 1,31 и 1,43 раза, соответственно.

Рассмотрим другой крайний случай, когда относительные скорости небольших планетезималей малы по сравнению с параболической скоростью на поверхности зародыша, на который они выпадают. В этом случае квадрат эффективного радиуса захвата пропорционален произведению радиуса r зародыша на его массу, т.е. пропорционален r^4 . Для такой модели, интегрируя соотношение $dm_M/m_M = k_2(m_M/m_E)^{4/3}dm_E/m_E$, можно получить $r_{Mo2} = m_{Mo}/M_E = [(0,0123^{-4/3} - k_2 + k_2(m_{Eo}/M_E)^{-4/3})]^{-3/4}$, где $k_2 = k_d^{-1/3}$. В случае $r_{Eo} = m_{Eo}/M_E = 0,1$ получаем $r_{Mo} = 0,01178$ при $k_2 = 1$ и $r_{Mo} = 0,01170$ при $k_2 = 0,6^{-1/3}$, а f_m равным 0,042 или 0,049, соответственно. В этом случае при росте массы зародыша Земли в 10 раз масса зародыша Луны увеличивалась в 1,044 и 1,051 раза при $k_2 = 1$ и $k_2 = 0,6^{-1/3}$, соответственно.

Приведённые выше модели показывают, что масса вещества, выпавшего на зародыш Луны, существенно зависит от эксцентриситетов орбит планетезималей, выпадавших на зародыши. При увеличении массы растущей Земли в десять раз (с $0,1M_E$ до M_E) масса зародыша Луны увеличилась не более, чем на 30 % (но больше, чем на 4 %). Для более точных оценок нужно рассмотреть модель аккумуляции планет земной группы с учётом изменений орбит планетезималей в ходе эволюции.

В рамках рассматриваемой модели образования зародышей Земли и Луны из гигантского сгущения более вероятно, что начальная масса

твёрдой протоземли превышала $0,1M_E$, так как сталкивающиеся препланетезимали могли отличаться по массе, а их размеры могли быть меньше сфер Хилла. В этом случае для приобретения нужного момента количества движения при столкновении препланетезималей требуется большая суммарная масса, чем при столкновении двух одинаковых препланетезималей размером со сферу Хилла. Оценки доли вещества, доставленного на Землю и Луну в ходе твёрдотельной аккумуляции, представляют интерес для геохимиков.

ВЫВОДЫ

Угловые моменты разреженных препланетезималей, необходимые для формирования спутников малых тел, могли быть получены при столкновениях сгущений-препланетезималей. Транснептуновые объекты, в том числе со спутниками, могли сформироваться путём сжатия разреженных препланетезималей. Число столкновений сгущений, при которых вновь образовавшееся сгущение с массой, как у твёрдого тела диаметром $d > 100$ км, приобретало достаточно большой момент количества движения, необходимый для образования спутниковой системы, может равняться числу малых тел с $d > 100$ км со спутниками, образовавшимися на таком же расстоянии от Солнца, что и сгущения. Иначе говоря, доля сгущений, образовавшихся при таких столкновениях, среди всех сгущений может составлять около 0,3 в транснептуновом поясе. Для того чтобы получить момент количества движения такой же, как у системы Земля-Луна, достаточно столкновения двух одинаковых сгущений размером со сферу Хилла и общей массой не менее 0,1 массы Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- [Белецкий, Грушевский, 1991] *Белецкий В. В., Грушевский А. В.* Структура вращательных движений небесных тел и образование Солнечной системы: Препринт. № 103. М.: ИПМ им. М. В. Келдыша РАН, 1991. 32 с.
- [Васильев и др., 2011] *Васильев С. В., Кривоцов А. М., Галимов Э. М.* Исследование процесса роста системы планета-спутник в результате аккумуляции вещества пылевого облака // *Астрономич. вестн.* 2011. Т. 45. С. 420–429.
- [Галимов, 1995] *Галимов Э. М.* Проблема происхождения системы Земля-Луна // *Проблемы зарождения и эволюции биосферы* / Под ред. Э. М. Галимова. М.: Наука, 1995. С. 8–45.
- [Галимов, 2008] *Галимов Э. М.* Современное состояние проблемы происхождения системы Земля-Луна // *Проблемы зарождения и эволюции биосферы* / Под ред. Э. М. Галимова. М.: Кн. дом «ЛИБРОКОМ», 2008. С. 213–222.
- [Галимов, 2011] *Галимов Э. М.* Образование Луны и Земли из общего супрапланетного газо-пылевого сгущения: доклад на 19-м Всерос. симп. по геохимии изотопов. 16 нояб. 2010 // *Геохимия.* 2011. № 6. С. 563–580.
- [Галимов, 2013] *Галимов Э. М.* Анализ изотопных систем (Hf-W, Rb-Sr, J-Pu-Xe, U-Pb) применительно к проблеме формирования планет на примере системы

- Земля-Луна // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Под ред. Э. М. Галимова. М.: КРАСАНД, 2013. С. 47–59.
- [Ипатов, 1981] *Ипатов С. И.* Некоторые вопросы формирования осевых вращений планет: Препринт. № 102. М.: ИПМ им. М. В. Келдыша РАН, 1981. 28 с.
- [Ипатов, 2000] *Ипатов С. И.* Миграция небесных тел в Солнечной системе: Монография. М.: Эдиториал УРСС, 2000. 318 с.
- [Ле-Захаров, Кривцов, 2013] *Ле-Захаров А. А., Кривцов А. М.* Расчёт столкновительной динамики гравитирующих частиц для моделирования образования системы Земля-Луна в результате гравитационного коллапса пылевого облака // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Под ред. Э. М. Галимова. М.: КРАСАНД, 2013. С. 61–81.
- [Макалкин, Зиглина, 2004] *Макалкин А. Б., Зиглина И. Н.* Образование планетезималей в транснептуновой области протопланетного диска // *Астрономич. вестн.* 2004. Т. 38. С. 330–343.
- [Маров и др., 2013] *Маров М. Я., Дорофеева В. А., Русол А. В., Колесниченко А. В., Королёв А. Е., Самылкин А. А., Макалкин А. Б., Зиглина И. Н.* Моделирование формирования и ранней эволюции допланетных тел // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Под ред. Э. М. Галимова. М.: КРАСАНД, 2013. С. 13–32.
- [Мясников, Титаренко, 1989а] *Мясников В. П., Титаренко В. И.* Эволюция самогравитирующих сгустков газопылевой туманности, участвующих в аккумуляции планетных тел // *Астрономич. вестн.* 1989. Т. 23. С. 14–26.
- [Мясников, Титаренко, 1989б] *Мясников В. П., Титаренко В. И.* Эволюция самогравитирующего газопылевого сгустка с учётом переноса излучения в диффузионном приближении // *Астрономич. вестн.* 1989. Т. 23. С. 207–219.
- [Benecchi et al., 2009] *Benecchi S. D., Noll K. S., Grundy W. M., Buie M. W., Stephens D. C., Levison H. F.* The correlated colors of transneptunian binaries // *Icarus.* 2009. V. 200. P. 292–303.
- [Cuzzi, Hogan, 2012] *Cuzzi J. N., Hogan R.* Primary accretion by turbulent concentration: The rate of planetesimal formation and the role of vortex tubes: abstr. // 43rd Lunar and Planetary Science Conf. 2012. No. 2536.
- [Cuzzi et al., 2008] *Cuzzi J. N., Hogan R. C., Shariff K.* Toward planetesimals: Dense chondrule clumps in the protoplanetary nebula // *Astrophys. J.* 2008. V. 687. P. 1432–1447.
- [Galimov, Krivtsov, 2012] *Galimov E. M., Krivtsov A. M.* Theories of the Origin of the Moon. New concept. *Geochemistry and Dynamics.* Berlin: De Gruyter, 2012. 168 p.
- [Gomes, 2003] *Gomes R. S.* The origin of the Kuiper Belt high-inclination population // *Icarus.* 2003. V. 161. P. 404–418.
- [Ipatov, 1987] *Ipatov S. I.* Accumulation and migration of the bodies from the zones of giant planets // *Earth, Moon, and Planets.* 1987. V. 39. P. 101–128.
- [Ipatov, 2001] *Ipatov S. I.* Formation of trans-Neptunian objects: abstr. // 32nd Lunar and Planetary Science Conf. 2001. No. 1165.
- [Ipatov, 2004] *Ipatov S. I.* Formation and migration of trans-Neptunian objects // The search for other worlds: Proc. 14th Annu. Astroph. Conf. Maryland, College Park, MD, USA, 13–14 Oct. 2003 / Eds. Holt S. S., Deming D. American Institute of Physics, AIP Conf. Proc. 2004. V. 713. P. 277–280.
- [Ipatov, 2007] *Ipatov S. I.* Growth of eccentricities and inclinations of planetesimals due to their mutual gravitational influence: abstr. // 38th Lunar and Planetary Science Conf. Lunar. 2007. No. 1260.

- [Ipatov, 2009] *Ipatov S. I.* Formation of binaries at the stage of rarefied preplanetesimals: abstr. // 40th Lunar and Planetary Science Conf. 2009. No. 1021.
- [Ipatov, 2010a] *Ipatov S. I.* The angular momentum of two collided rarefied preplanetesimals and the formation of binaries // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2010. V. 403. P. 405–414.
- [Ipatov, 2010b] *Ipatov S. I.* Angular momentum of two collided rarefied preplanetesimals and formation of binaries // *Icy bodies in the Solar System: Proc. Intern. Astronomical Union (IAU) Symp.* / Eds. Fernandez J. A., Lazzaro D., Prrialnik D., Schulz R. Cambridge Univer. Press, 2010. N. 263. V. 5. P. 37–40.
- [Ipatov, 2013] *Ipatov S. I.* Angular momenta of collided rarefied preplanetesimals: abstr. // 44th Lunar and Planetary Science Conf. 2013. No. 1488.
- [Ipatov, 2014] *Ipatov S. I.* Angular momenta of collided rarefied preplanetesimals // *Formation, detection, and characterization of extrasolar habitable planets: Proc. Intern. Astronomical Union (IAU) Symp.* / Ed. N. Haghighipour. Cambridge Univer. Press, 2014. V. 8. N. S293. P. 285–288.
- [Johansen et al., 2007] *Johansen A., Oishi J. S., Mac Low M.-M., Klahr H., Henning T., Youdin A.* Rapid planetesimal formation in turbulent circumstellar disks // *Nature*. 2007. V. 448. P. 1022–1025.
- [Johansen et al., 2009a] *Johansen A., Youdin A., Klahr H.* Zonal flows and long-lived axisymmetric pressure bumps in magnetorotational turbulence // *Astrophys. J.* 2009. V. 697. P. 1269–1289.
- [Johansen et al., 2009b] *Johansen A., Youdin A., Mac Low M.-M.* Particle clumping and planetesimal formation depend strongly on metallicity // *Astrophys. J.* 2009. V. 704. P. L75–L79.
- [Johansen et al., 2011] *Johansen A., Klahr H., Henning T.* High-resolution simulations of planetary formation in turbulent protoplanetary discs // *Astron. and Astrophys.* 2011. V. 529. N. A62. 16 p.
- [Johansen et al., 2012] *Johansen A., Youdin A. N., Lithwick Y.* Adding particle collisions to the formation of asteroids and Kuiper belt objects via streaming instabilities // *Astron. and Astrophys.* 2012. V. 537. N. A125. 17 p.
- [Levison, Stern, 2001] *Levison H. F., Stern S. A.* On the size dependence of the inclination distribution of the main Kuiper belt // *Astron. J.* 2001. V. 121. P. 1730–1735.
- [Lyra et al., 2008] *Lyra W., Johansen A., Klahr H., Piskunov N.* Embryos grown in the dead zone. Assembling the first protoplanetary cores in low mass self-gravitating circumstellar disks of gas and solids // *Astron. and Astrophys.* 2008. V. 491. P. L41–L44.
- [Lyra et al., 2009] *Lyra W., Johansen A., Zsom A., Klahr H., Piskunov N.* Planet formation bursts at the borders of the dead zone in 2D numerical simulations of circumstellar disks // *Astron. and Astrophys.* 2009. V. 497. P. 869–888.
- [Nesvorny et al., 2010] *Nesvorny D., Youdin A. N., Richardson D. C.* Formation of Kuiper belt binaries by gravitational collapse // *Astron. J.* 2010. V. 140. P. 785–793.
- [Noll et al., 2008] *Noll K. S., Grundy W. M., Stephens D. C., Levison H. F., Kern S. D.* Evidence for two populations of classical transneptunian objects: The strong inclination dependence of classical binaries // *Icarus*. 2008. V. 194. P. 758–768.
- [Pravec et al., 2012] *Pravec P.* and 41 co-authors. Binary asteroidal population. 2. Anisotropic distribution of orbit poles of small, inner main-belt binaries // *Icarus*. 2012. V. 218. P. 125–143.
- [Stern, 1995] *Stern S. A.* Collisional time scales in the Kuiper disk and their implications // *Astron. J.* 1995. V. 110. P. 856–868.
- [Youdin, 2011] *Youdin A. N.* On the formation of planetesimals via secular gravitational instabilities with turbulent stirring // *Astrophys. J.* 2011. V. 731. N. 99. 18 p.

[Youdin, Kenyon, 2013] *Youdin A. N., Kenyon S. J.* From disks to planets // Planets, stars and stellar systems. V. 3. Solar and Stellar Planetary Systems / Eds. Oswalt T. D., French L. M., Kalas P. Springer Science+Business Media Dordrecht, 2013. P. 1–62.

FORMATION OF CELESTIAL BODIES WITH SATELLITES AT THE STAGE OF RAREFIED CONDENSATIONS

S. I. Ipatov

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences (GEOKHI)

Space Research Institute of Russian Academy of Sciences (IKI RAN)

The model of formation of trans-Neptunian objects with satellites from rarefied condensations-preplanetesimals is considered. It was shown that the angular momenta acquired at collisions of particularly compressed preplanetesimals moved before the collisions in circular heliocentric orbits could have the same values as the angular momenta of discovered trans-Neptunian and asteroid binaries. It was obtained that the angular momenta used by David Nesvorny [Nesvorny et al., 2010], as initial data in their calculations of contraction of preplanetesimals that caused formation of trans-Neptunian binaries could be acquired at collisions of two preplanetesimals moved before the collisions in circular heliocentric orbits. These studies testify in favor of the formation of trans-Neptunian binaries at the stage of rarefied preplanetesimals. The number of collisions of rarefied preplanetesimals at which the formed preplanetesimal with mass greater than the mass of a solid body with diameter $d > 100$ km acquired the angular momentum needed for the formation of a satellite system can be about the number of small bodies of diameter greater than 100 km with satellites at the same distance from the Sun as preplanetesimals, i.e., the fraction of preplanetesimals formed at such collisions among all preplanetesimals of such masses can be about 0.3 in the trans-Neptunian belt. Most of rarefied preasteroids could turn into solid asteroids before they collided with other preasteroids. The model of collisions of preplanetesimals explains negative angular momenta of some observed binaries because about 20 percent of collisions of preplanetesimals moved before the collisions in almost circular heliocentric orbits lead to retrograde rotation. The angular momentum equal to that of the Earth-Moon system can be acquired at a collision of two identical rarefied preplanetesimals with a total mass equal to 0.1 of the Earth's mass.

Keywords: rarefied condensations, accumulation, planetesimals, angular momentum, the Earth–Moon system.

Ipatov Sergei Ivanovich — leading scientist, doctor of physical and mathematical sciences, siipatov@hotmail.com

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАМЕННО-ЛЕДЯНЫХ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ ВО ВНЕШНЕМ РЕГИОНЕ ОКОЛОСОЛНЕЧНОГО ГАЗОПЫЛЕВОГО ПРОТОПЛАНЕТНОГО ДИСКА: ОГРАНИЧЕНИЯ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ

В. А. Дорофеева

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского
Российской академии наук (ГЕОХИ)

Особенности эволюции ранней Солнечной системы привели к тому, что в объектах внешней её части — в планетах-гигантах и их спутниках, в кометах разных типов, в объектах пояса Койпера — оказались сосредоточены основная планетарная масса (более 95 %) и угловой момент системы. Все эти объекты образовались в основном на стадии газопылевого диска, т. е. в первые 10 млн лет эволюции Солнечной системы [Meuer et al., 2006]. Впоследствии они оказали существенное влияние на образование Солнечной системы в целом, в том числе на образование внутренних каменных планет, и, прежде всего, на появление на этих планетах летучих компонентов [Chambers, Wetherill, 2001]. Поэтому анализ процессов, происходивших во внешней части околосолнечной небулы, важен, в том числе, и для понимания происхождения и эволюции Земли, возникновения жизни как на нашей планете, так, возможно, в каких-то примитивных формах и на других космических телах.

В формировании тел внешней части Солнечной системы значительную роль играли каменно-ледяные планетезимали. В них, наряду с каменной компонентой, были аккумулированы летучие соединения, состав которых во многом определил состав тех тел, в которые впоследствии эти планетезимали вошли. В представленной работе на основе космохимических данных предпринята попытка охарактеризовать свойства, строение и составы каменно-ледяных планетезималей в зависимости от времени и региона их образования и выявить на этой основе некоторые важные ограничения на модели образования и эволюции тел во внешнем регионе ранней Солнечной системы.

Работа частично поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 14-02-00319) и Программой Президиума РАН «Фундаментальные проблемы исследования и освоения Солнечной системы».

Ключевые слова: небула, термодинамические условия в небуле, состав и эволюция каменно-ледяных планетезималей, аккумуляция летучих, ограничения на модели эволюции небулы.

Образование каменно-ледяных планетезималей могло происходить очень быстро. Так, С. Вайденшиллинг [Weidenschilling, 2004] показал, что даже на радиальных расстояниях от Солнца ~ 30 а. е. каменно-ледяные тела размерами $R \approx 50$ км могли сформироваться менее чем за 1 млн лет эволюции газопылевого околосолнечного протопланетного диска, называемого также

Дорофеева Вера Алексеевна — ведущий научный сотрудник, доктор химических наук, venus@umail.ru

небулой. Аналогичные оценки были получены для региона формирования Юпитера и Сатурна [Макалкин, Зиглина, 2014]. Состав планетезималей зависел от физико-химических условий, существовавших в зоне их образования, т. е. от температуры, давления и состава газопылевого вещества около-солнечного протопланетного диска. Поскольку эти условия менялись в зависимости от времени и радиального расстояния от Солнца [Дорофеева, Макалкин, 2004; Макалкин, Дорофеева, 2009], то менялся и состав планетезималей, в особенности их летучих компонентов. Если время образования каменно-ледяных планетезималей не превышало ~ 5 млн лет, они подвергались термическому метаморфизму, связанному с выделением энергии радиоактивного распада короткоживущих изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe , что могло приводить к частичной потере наиболее летучих компонентов. Если же размер тел превышал несколько десятков километров, то была возможна их дифференциация с образованием, помимо каменного ядра и ледяной оболочки, ещё и водного слоя между ними. В состав оболочки могли входить как летучие соединения, так и минеральные компоненты. Как показали результаты моделирования, время остывания таких тел могло длиться десятки и даже сотни миллионов лет [Русол, Дорофеева, 2011]. Поэтому их дальнейшее объединение, сопровождавшееся ударными взаимодействиями, могло приводить к разрушению внешних ледяной и водной оболочек, что вело к потере многих важных компонентов, и, прежде всего, летучих. В результате образовавшиеся тела могли аккумулировать в своём составе существенно меньше летучих компонентов, нежели это следует из простых термодинамических моделей. Далее рассмотрим все указанные аспекты проблемы подробнее.

Первичный состав ледяной компоненты каменно-ледяных планетезималей определялся, прежде всего, термодинамическими условиями их образования, т. е. температурой, давлением и компонентным составом небулы. Значения этих параметров зависели как от радиального расстояния от Солнца, так и от времени эволюции около-солнечного диска. Но если значения первых двух параметров можно оценить с помощью соответствующих моделей, то о компонентном составе небулы во внешнем регионе диска и телах, там образовавшихся, мы можем судить лишь приблизительно. Наиболее изучен в этом отношении регион диска 5...10 а. е., т. е. зона образования газовых планет-гигантов Юпитера и Сатурна, поскольку для этих планет имеется значительное количество экспериментальной информации по их составу, а также разработаны модели образования этих планет.

Так, согласно результатам моделирования внутренней структуры около-солнечного газопылевого аккреционного диска [Дорофеева, Макалкин, 2004; Макалкин, Дорофеева, 2009], максимальная температура во внешней части диска в начале его образования находилась в интервале значений от ~ 350 К на $r = 5$ а. е. до $T \approx 180$ К на $r = 10$ а. е., но уже через $\tau = 1,5$ млн лет на $r = 5$ а. е. понижалась до $T \approx 150$ К, а на $r = 10$ а. е. она не превышала ~ 60 К. На заключительных стадиях существования газа в диске максимальные температуры даже на $r = 5$ а. е. не превышали ~ 35 К (рис. 1а). Значения давления менялись не столь значительно: в основном оно колебалось в пределах 10^{-6} ... 10^{-7} бар (рис. 1б).

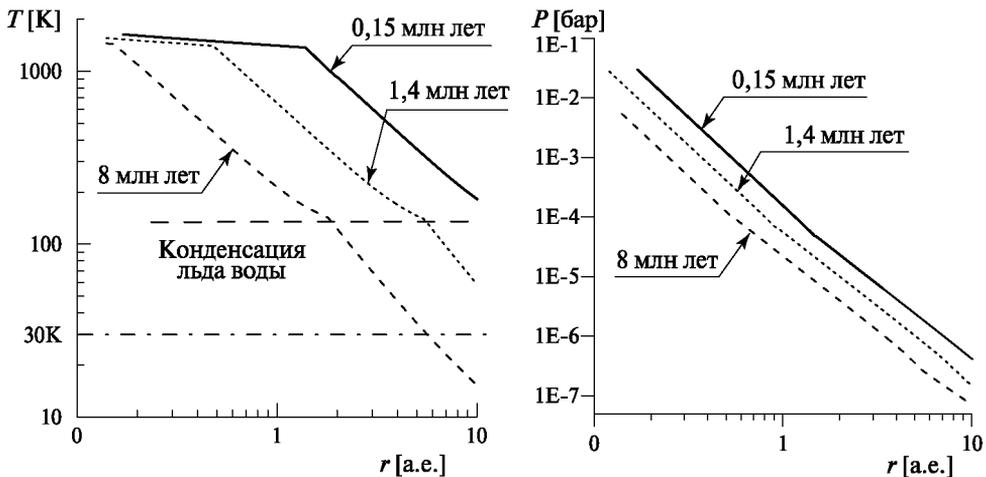


Рис. 1. Радиальное распределение максимальной температуры (а) и давления (б) в аккреционном газопылевом околозвездном диске для трёх значений времени его эволюции, соответствующих разному темпу аккреции (полного потока массы) из диска на Солнце [Дорофеева, Макалкин, 2004] с учётом коррекции, согласно [Кусков и др., 2009]

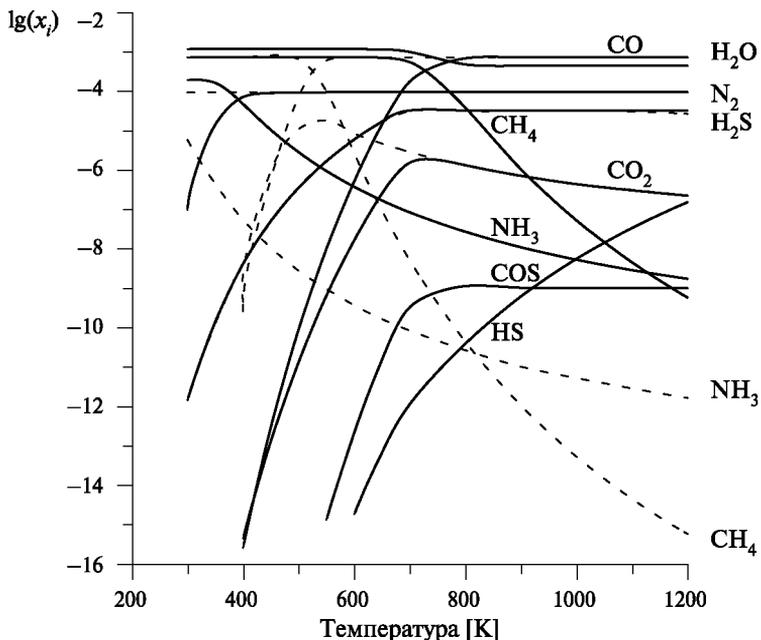


Рис. 2. Равновесный состав газовой фазы системы солнечного состава [Lodders, Fegley, 1998] при различных температурах и при двух значениях общего давления: $P = 10^{-3}$ бар — сплошные линии и $P = 10^{-7}$ бар — пунктир. Рассчитано по программе EQUILIBRIUM [Дорофеева, Ходаковский, 1981], термодинамические данные по (Термодинамические свойства индивидуальных веществ: Справочное издание. В 4-х т. / Под ред. В. П. Глушко. 3-е изд. М.: Наука, 1978–1982)

Из представленных на рис. 1 результатов следует, что в начальный момент времени в зонах образования Юпитера и Сатурна все летучие, включая воду, находились в газообразном состоянии. Следовательно, первые планетезимали, образовавшиеся на $r < 10$ а. е., содержали помимо каменной составляющей только тугоплавкие органические соединения, так называемые CHON, температура устойчивости которых меньше ~ 575 К [Pollack et al., 1994; Kebukawa et al., 2008]. Однако уже через 1...1,5 млн лет в зоне образования планет-гигантов вся вода была сконденсирована, и в состав образующихся в это время ядер планет-гигантов входило не только железо-силикатное вещество и CHON, но и некоторое количество $\text{H}_2\text{O}_{(\text{лёд})}$. Ещё через ~ 2 млн лет, когда температуры во внешней зоне диска понизились до 90 К и ниже, из газовой фазы небулы в твёрдое состояние перешли такие важнейшие летучие соединения как двуокись углерода, аммиак и метан, которые, в виде $\text{CO}_{2(\text{лёд})}$, $\text{NH}_3 \times \text{H}_2\text{O}$ и клатратного гидрата CH_4 , войдя в состав каменно-ледяных планетезималей, также аккрецировались растущими планетами-гигантами.

Однако оценка относительного состава этих летучих компонентов связана с определёнными проблемами. Главная из них заключается в том, что нам неизвестен исходный компонентный состав газовой фазы небулы и, следовательно, неизвестно содержание воды, которая играет ключевую роль в аккумуляции практически всех летучих компонентов в твёрдой фазе.

Если бы в газовой фазе газопылевого околосолнечного диска химически активные летучие находились в состоянии термодинамического равновесия, то их содержания отвечали бы показанным на рис. 2.

Из данных рис. 2 следует, что основным соединением углерода в условиях термодинамического равновесия в газовой фазе небулы при $T < 700...500$ К (в зависимости от давления) должен был быть метан. Преобладающим соединением азота при $T < 350$ К и $P = 10^{-3}$ бар является NH_3 , а при $P = 10^{-7}$ бар — N_2 . В то же время следует учитывать, что часть вещества диска при его формировании в результате радиального переноса попала в его внешнюю зону из более тёплых внутренних областей [Mousis et al., 2000; Yang et al., 2013]. Доказательством тому служат находки в веществе некоторых комет самых высокотемпературных конденсатов — обогащённых Ca- и Al-включений (CAIs), температура конденсации которых оценивается выше 1500 К. В работе [Joswiak, Brownlee, 2014] на основе подробного изучения компонентного и фазового состава шести тугоплавких включений, найденных в комете Wild 2, было показано, что их состав в основном совпадает с составом CAIs, найденным в примитивных хондритах. Это однозначно доказывает, что на ранних стадиях эволюции газопылевое вещество околосолнечного диска мигрировало из внутренних более горячих зон во внешние, вплоть до радиальных расстояний, на которых образовались кометные тела. На рис. 2 видно, что в условиях равновесия при высоких температурах преобладает N_2 и CO. Содержание же CO_2 хотя и увеличивается, но остаётся на три порядка ниже содержания CO. Основная масса серы при высоких температурах содержится в сероводороде ($\text{H}_2\text{S}_{(\text{газ})}$), но с её понижением переходит в твёрдую фазу, образуя сульфиды. Однако количественные соотношения между CO — CH_4 — CO_2 и N_2 — NH_3 при

низких температурах, характерных для региона образования каменно-ледяных планетезималей, определяются не только термодинамическим равновесием, но и кинетическими особенностями протекания реакций в газовой фазе диска:



Изучение кинетики этих реакций показало [Lewis, Prinn, 1980; Mendybaev et al., 1984], что при давлениях, характерных для протопланетного диска ($10^{-3} \dots 10^{-5}$ бар), они ингибированы даже в присутствии катализатора. Время достижения химического равновесия реакции (1) при $T \approx 700$ К составляет $\sim 10^7$ лет, что соизмеримо со временем жизни самого протопланетного диска. Кроме того, было показано, что при охлаждении системы отклонение соотношения CO/CH_4 от равновесного значения происходит уже при $T \approx 1350$ К, а при $T \approx 750$ К в форме метана находится не 50 % углерода, как это следует из равновесной термодинамики, а всего лишь ~ 10 % [Мендыбаев и др., 1985].

Аналогичные заключения были сделаны и в отношении реакции (2). Таким образом, химический состав газовой фазы протопланетного диска почти по всему радиусу, и в особенности в низкотемпературных регионах, был неравновесным по отношению к углерод- и азотсодержащим соединениям. Это подтверждается, например, наблюдательными данными по составу комет. Так, данные наблюдений 23 комет с помощью телескопа Spitzer показали, что основными летучими компонентами в них, помимо воды, являются CO_2 и CO , причём, как правило, преобладает CO_2 , содержание которой сопоставимо иногда с содержанием воды (Reach et al., 2013). И это при том, что, согласно равновесным расчётам, содержание CO_2 в системе солнечного состава при всех температурах и возможных для околосолнечного диска давлениях ничтожно мало (см. рис. 2).

В какой-то мере состав газовой фазы во внешних регионах диска можно оценить, основываясь на имеющихся спектроскопических данных о составе межзвёздных молекулярных облаков (ММО). В работе [Pollack et al., 1994], на основе обобщения экспериментальных данных по составу комет, частиц межзвёздной пыли, а также данных УФ-наблюдений состава межзвёздных молекулярных облаков получены оценки содержания летучих элементов в различных фазах межзвёздных молекулярных облаков (табл. 1), а также относительного содержания летучих компонентов в составе льдов и газов (табл. 1 и 2). При этом предполагалось, что состав CHON описывается условной формулой $\text{C}_{100}\text{H}_x\text{O}_{42}\text{N}_{10}$, и в них находится 55 % валового (общего) содержания углерода. Относительный элементный состав (моль/моль Si) — по работе [Anders, Grevesse, 1989], за исключением углерода, для которого вместо 10,1 принята величина 11,4, из работы [Grevesse et al., 1991].

Таким образом, по данным работы [Pollack et al., 1994], льды основных летучих соединений в межзвёздных молекулярных облаках находятся в следующих мольных соотношениях: $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}:\text{CO}_2:\text{NH}_3:\text{CH}_4 \approx 100:6,5:1,4:0,25:0,4$ при мольном соотношении $\text{CO}_{(\text{лёд})}:\text{CH}_{4(\text{лёд})} = 6,5:0,4 \approx 16:1$.

Таблица 1. Распределение летучих элементов между фазами ММО [моль/моль Si] по [Pollack et al., 1994]

Элементы	Фаза			
	S	C	N	O
Тугоплавкие	0,39	6,26	0,63	6,66
Лёд	0,025	1,94	0,04	14,2
Газ	0,1	3,2	2,46	3,2
S	0,515	11,4	3,13	23,8

Таблица 2. Относительный состав льдов межзвёздных молекулярных облаков по работе [Pollack et al., 1994]

Соединение	Содержание летучих компонентов	
	[моль/моль Si]	[моль/моль Si], приведено к 100 молям воды
H ₂ S, SO, SO ₂	0,03	
H ₂ O	12,12	100,0
CO	0,79	6,5
Лёгкая органика*	0,95	7,8
CO ₂	0,17	1,4
CH ₄	0,05	0,4
HCN	0,01	0,08
NH ₃	0,03	0,25

* Органические соединения, обобщённая формула которых практически отвечает формуле метанола CH₃OH или формальдегида H₂CO.

Таблица 3. Относительный состав газов межзвёздных молекулярных облаков по [Pollack et al., 1994]

Соединение	Содержание летучих компонентов	
	[моль/моль Si]	[моль/моль Si] и на 100 молей H ₂ O
H ₂ S	0,1	0,83
CO	3,2	26
NH ₃	2,46	20,3

Обобщая данные табл. 1–3, относительный суммарный состав ледяной и газовой компоненты, который отражает состав газа во внешней части окосолнечного диска при условии, что в данном регионе никаких химических реакций не происходит, может быть представлен следующим образом: H₂O:CO:CO₂:NH₃:CH₄ ≈ 12,12:4:0,17:2,5:0,05 или H₂O:CO:CO₂:NH₃:CH₄ ≈ 100:33:1,4:20,6:0,4. Следует отметить, что, к сожалению, в данной работе вообще отсутствует оценка относительного содержания молекулярного азота, который, безусловно, присутствовал

в газовой фазе диска, о чём свидетельствует состав атмосфер Плутона и Тритона [Grundy et al., 2014; Lellouch et al., 2011]. В то же время соотношения между окисленными и восстановленными формами углерода и азота — $\text{CO}_2:\text{CO}:\text{CH}_4$ и $\text{N}_2:\text{NH}_3$ — становятся важнейшими параметрами при построении моделей образования тел внешней части Солнечной системы, в состав которых входят летучие компоненты. В работе [Pollack et al., 1994] предполагается, что $\text{CO}_2:\text{CO}:\text{CH}_4 \approx 3:80:1$. В более поздней работе [Langer et al., 2000] считается, что в межзвёздных облаках $\text{CO}/\text{CH}_4 = 5$ и $\text{N}_2/\text{NH}_3 = 3$.

Вся совокупность данных по составу межзвёздных молекулярных облаков, солнечной фотосферы и тех объектов Солнечной системы, вещество которых было наименее изменено в ходе постааккреционных процессов, позволяет полагать, что модельный состав ММО может быть принят в качестве исходного состава вещества протопланетного околосолнечного диска. Этот состав оставался практически без изменений во внешней части диска благодаря низким температурам, существовавшим на протяжении всего времени его эволюции. Суммируя данные табл. 1–3, модельный состав вещества протопланетного околосолнечного диска во внешней его части, в зоне образования планет-гигантов, может быть представлен следующим образом (табл. 4). В этой таблице также привлечены данные результатов спектроскопических исследований межзвёздной молекулярной среды, которые указывают на присутствие в ней значительных количеств двуокиси углерода при среднем соотношении углеродсодержащих газов $\text{CO}_2:\text{CO}:\text{CH}_4 = 30:10:1$ [Gibb et al., 2004].

Таблица 4. Модельный состав вещества во внешней части протопланетного околосолнечного диска

Масса	Содержание летучих компонентов		
	$\text{CO}:\text{CH}_4 \approx 80:1$ [Pollack et al., 1994]	$\text{CO}:\text{CH}_4 = 5:1$ с учётом [Langer, 2000]	$\text{CO}_2:\text{CO}:\text{CH}_4 = 30:10:1$ с учётом [Gibb et al., 2004]
Породообразующие компоненты ($T_{\text{конд}} \leq 1300 \text{ K}$) [г/моль Si]	181,6	181,6	181,6
CHON ($T_{\text{устойч}} \leq 600 \text{ K}$) [г/моль Si]	133,4	133,4	133,4
Тугоплавкая компонента = порода + CHON [г/моль Si]	315	315	315
Летучие органические соединения (ЛОС) ($T_{\text{устойч}} \leq 400 \text{ K}$) [г/моль Si]	26,24	26,24	26,24
Лёд H_2O ($T_{\text{конд}} < 150 \text{ K}$)	218,16	231,3	214,72
Вода/порода	1,2	1,27	1,18
Вода/тугоплавкая компонента	0,69	0,73	0,63
Масса газа (CO , CH_4 , N_2 , NH_3 , H_2S , CO_2) [г/моль Si]	167,2	172,325	238,2

Из этих результатов вытекает ограничение на содержание в системе воды/водяного льда, которое необходимо учитывать при построении моделей образования каменно-ледяных планетезималей. Дело в том, что кислород в газовой фазе протопланетного газопылевого диска распределён в основном между молекулами CO, CO₂ и H₂O. Но, поскольку содержание CO и CO₂ неизвестно, нельзя однозначно рассчитать и относительное содержание воды, а следовательно, оценить массу водяного льда, которая потенциально была способна аккумулировать летучие. Можно лишь указать интервал вариаций этой величины, который, в соответствии с данными табл. 1–4, оказывается достаточно широким: от 11,9 моль H₂O/моль Si в случае, когда мольное соотношение между углеродсодержащими газами CO₂:CO:CH₄ = 30:10:1 [Gibb et al., 2004], до 16,5 моль H₂O/моль Si в случае, когда весь углерод находится в форме CH₄.

Оценка плотности каменно-ледяных планетезималей с учётом неопределённости их состава весьма важна, поскольку в ходе космических экспериментов определяется плотность тел, и уже по ней оценивается их состав, в основном соотношение вода/порода. Эти данные постоянно уточняются, например, до 2006 г. предполагалось, что средняя плотность спутника Сатурна Энцелада равна 1,12 г/см³ [Schubert, 1986], но в ходе осуществления миссии КАССИНИ было установлено, что средняя плотность Энцелада составляет 1,61 г/см³ [Jacobson et al., 2006]. Это существенным образом изменило представление о соотношении вода/порода на этом спутнике. Таким образом, неопределённость в значении средней плотности каменно-ледяного тела ведёт к неопределённости в значениях его состава, диапазон которых будет ниже оценён.

При расчёте возможного диапазона плотности каменно-ледяного конденсата в области образования Сатурна мы использовали таблицы солнечных обилий [Lodders, 2009] с C/O = 0,46. В расчётах также было принято $\rho_{\text{ice}} = 0,944$, $\rho_{\text{silicates}} = 3,36$, $\rho_{\text{FeS+FeO}} = 4,88$ г/см³ [Jonson, Lunine, 2005]. В состав тел входили и органические соединения, главным образом, тугоплавкие [Pollack et al., 1994], плотность этой фракции была принята как $\rho_{\text{org}} = 1,7$. Принятое значение ρ_{org} не учитывает вхождение в состав органической фракции значимых количеств таких лёгких углеводородов, как CH₄, C₂H₂, C₂H₄ и C₂H₆, что является важным при определении плотности каменно-ледяных тел, образовавшихся в более удалённых от Солнца регионах, например, для тел пояса Койпера [Levi, Podolak, 2011].

Плотность тела рассчитывалась по формуле

$$\rho = \left(\sum \frac{m_i}{\rho_i} \right)^{-1} = \left(\sum \frac{x_i}{\rho_i} \right)^{-1}, \quad (3)$$

где x_i — массовая доля компонентов каменно-ледяного тела — силикатов, металла (в виде сульфидов и окислов), тугоплавких органических соединений (CHON) и кристаллического водяного льда, для которых были приняты $\rho_{\text{ice}} = 0,944$ г/см³; $\rho_{\text{org}} = 1,7$ г/см³; $\rho_{\text{silicates}} = 3,36$ г/см³; $\rho_{\text{FeS+FeO}} = 4,88$ г/см³ [Jonson, Lunine, 2005].

Полученные оценки диапазона значений плотности каменно-ледяных планетезималей, представленные на рис. 3, показывают, что при изменении параметров задачи в наиболее вероятных пределах — $CO_{(газ)}/\Sigma C_{(газ)}$ от 0 до 0,5 и $C_{CHON}/\Sigma C$ от 0 до 0,5 — изменение удельной плотности конденсата (при нулевой пористости) лежит в диапазоне от 1,42 до 1,63 г/см³ (выделено серым прямоугольником).

Эти результаты дополняют представленные на рис. 4, которые в графической форме отражают данные расчёта соотношения $f = ice/rock = m(H_2O_{ice})/m(rock)$ по данным плотностей для галилеевых спутников Юпитера, полученные в [Dwyer et al., 2013].

Сравнивая полученный диапазон значений ρ со значениями средней плотности крупных ледяных спутников Юпитера, имеющих наибольшее значение соотношения $f = m(H_2O_{ice})/m(rock)$, таких, как Ганимед (1,94 г/см³) и Каллисто (1,83 г/см³), а также с ρ спутника Сатурна Титана (1,88 г/см³) (затенённая область 1 на рис. 3), можно заключить, что в каменно-ледяных планетезималях, из которых эти спутники образовались, соотношение лёд/порода было существенно выше, чем в модели равновесной конденсации. Потеря ими части ледяной компоненты, скорее всего, происходила на постаккреционной стадии эволюции каменно-ледяных тел, которую в связи с этим представляется актуальным рассмотреть.

Эволюция каменно-ледяных тел. Планетезимали размером 100 и более километров, образовавшиеся в первые 1...3 млн лет, содержали в силикатной компоненте значимые количества короткоживущего изотопа ²⁶Al, энергии распада которого было достаточно для разогрева и плавления водяного льда [Русол, Дорофеева, 2011]. Нагрев сопровождался плавлением значительной части ледяной компоненты, взаимодействием образовавшейся жидкой воды с силикатной пылью с образованием гидросиликатов. Если плавление происходило в большом объёме тела, то была возможна частичная дифференциация планетезималей с образованием силикатного ядра, мантии из жидкой воды с растворёнными в ней различными компонентами, и внешней нерасплавленной каменно-ледяной оболочки, выполнявшей роль теплоизолятора. Вероятность и глубина процесса дифференциации зависели от ряда параметров, в частности, от времени аккумуляции тела, его размера, пористости, начальной температуры, от энергии, затраченной или полученной от протекания различных химических реакций. Время аккумуляции тел определяло массу радиоактивного изотопа ²⁶Al и, следовательно, потенциально возможное тепловыделение. От размера тела, вернее, от соотношения поверхность/масса, зависела интенсивность потери тепла с поверхности. Высокая пористость вещества, как было показано в работе [Guilbert-Lepoutre, 2011], если она характеризует состояние вещества во внутренних, глубоких слоях тела, затрудняла радиальный перенос тепла, тем самым уменьшая общий объём плавления. Если же высокопористое вещество находилось во внешних слоях каменно-ледяного тела, повышая их теплоизоляционные свойства, то это способствовало нагреву тела до более высоких температур и увеличивало время его охлаждения.

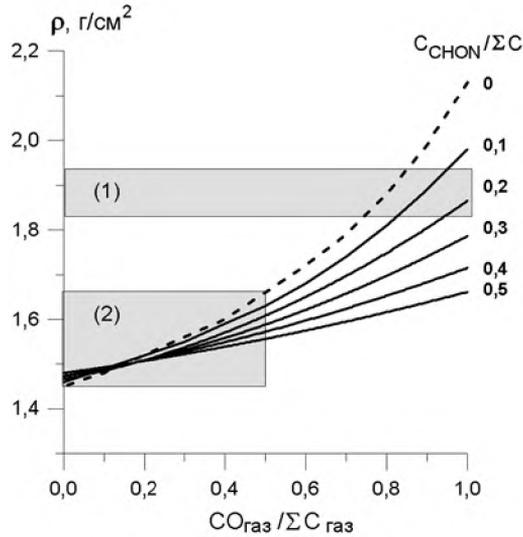


Рис. 3. Плотность каменно-ледяных планетезималей в зависимости от компонентного состава системы, элементный состав которой эквивалентен солнечному (Lodders, 2009): от мольного соотношения в газовой фазе $\text{CO}_{(\text{газ})} / \Sigma \text{C}_{(\text{газ})}$ и доли углерода в составе CHON от общего содержания углерода ($\text{C}_{\text{CHON}} / \Sigma \text{C}$). Область (1) соответствует диапазону плотностей крупных ледяных спутников — Ганимеда, Каллисто и Титана. Область (2) — диапазон наиболее вероятных значений плотностей ледяных планетезималей, которые могли бы образоваться при изменении параметров задачи в наиболее вероятных пределах

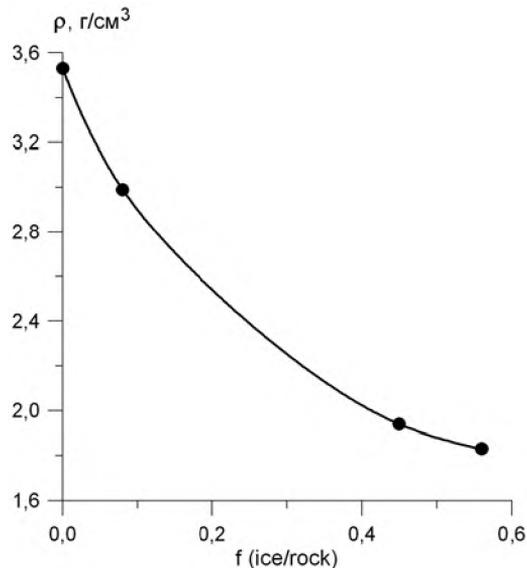


Рис. 4. Расчётные значения соотношения $f = \text{ice/rock} = m(\text{H}_2\text{O}_{\text{ice}}) / m(\text{rock})$ по данным плотностей для галилеевых спутников Юпитера Ио (I), Европа (E), Ганимед (G) и Каллисто (C) полученные в работе [Dwyer et al., 2013]

Ключевым фактором, как было показано в ряде работ [Guilbert-Lepoutre et al., 2011; Wakita, Sekiya, 2011], являлось время, за которое сформировалось каменно-ледяное тело. Например, для тела радиусом 50 км и пористостью 30 %, для того чтобы температуры в нём достигли температуры плавления воды, время аккумуляции не должно было превышать 1 млн лет после образования CAIs. Если же оно превышало 2,6 млн лет, то при некоторых начальных параметрах выделившегося тепла ^{26}Al могло оказаться недостаточно для дифференциации даже каменно-ледяного тела с $R \approx 1000$ км. От этих же факторов зависело время охлаждения тел, которое оценивается, как было указано выше, в сотни миллионов лет. Существенно длительное время водного слоя, причём это время может возрастать из-за присутствия в воде газов, обладающих свойствами антифриза, например NH_3 , может привести к тому, что при взаимных столкновениях даже с умеренной скоростью подобные тела будут разрушаться, теряя при этом жидкую мантию. Таким образом, оставшееся после частичного разрушения тело будет иметь меньшее, чем в начале, соотношение лёд/порода и, соответственно, большую плотность. Именно такие планетезимали могли аккрецироваться как растущими планетами-гигантами, так и их спутниками.

Образование водной фазы в каменно-ледяном теле приводило также к изменению его минерального состава, поскольку образующийся водный раствор взаимодействовал с пылевой компонентой. Для количественного описания этих изменений представляется корректным в первом приближении использовать аппарат равновесной термодинамики, поскольку железосиликатная пыль имела размер порядка нескольких миллиметров и поэтому обладала большой реакционной поверхностью, а длительность процесса взаимодействия тёплого водного раствора с пылью (время седиментации пыли) была весьма значительной, порядка сотен лет. Время остывания и кристаллизации таких дифференцированных каменно-ледяных тел, согласно работе [Русол, Дорофеева, 2011], могло достигать ста и более миллионов лет. Поэтому представляет интерес рассмотреть, какие фазовые изменения могли произойти при эволюции крупных каменно-ледяных планетезималей с учётом неопределённости состава газовой фазы, о которой говорилось выше.

Для этого в качестве модельной была выбрана 13-компонентная закрытая система, состоящая из основных элементов околосолнечного газопылевого диска: H-O-K-Na-Ca-Mg-Cl-Fe-Al-Si-C-S-P, относительное содержание которых принято по работе [Lodders, 2010]. Массовое соотношение вода/порода принято равным 1, что примерно отвечает солнечным пропорциям.

Параметрами модели были выбраны значения содержания $\text{CO}_{2(\text{тв})}$ в системе, а также соотношение в ней CO и CH_4 . При моделировании рассматриваемой системы были приняты следующие допущения: 1) 50 % от валового содержания углерода находилось в твёрдой фазе в виде тугоплавких органических соединений типа CHON; 2) содержание CO_2 варьировалось от 1 до 10 мольных процентов от общего содержания углерода (ΣC); 3) количество углерода, аккрецированного в форме CO+ CH_4 , варьировалось от ста до десяти процентов его начального содержания в газовой фазе.

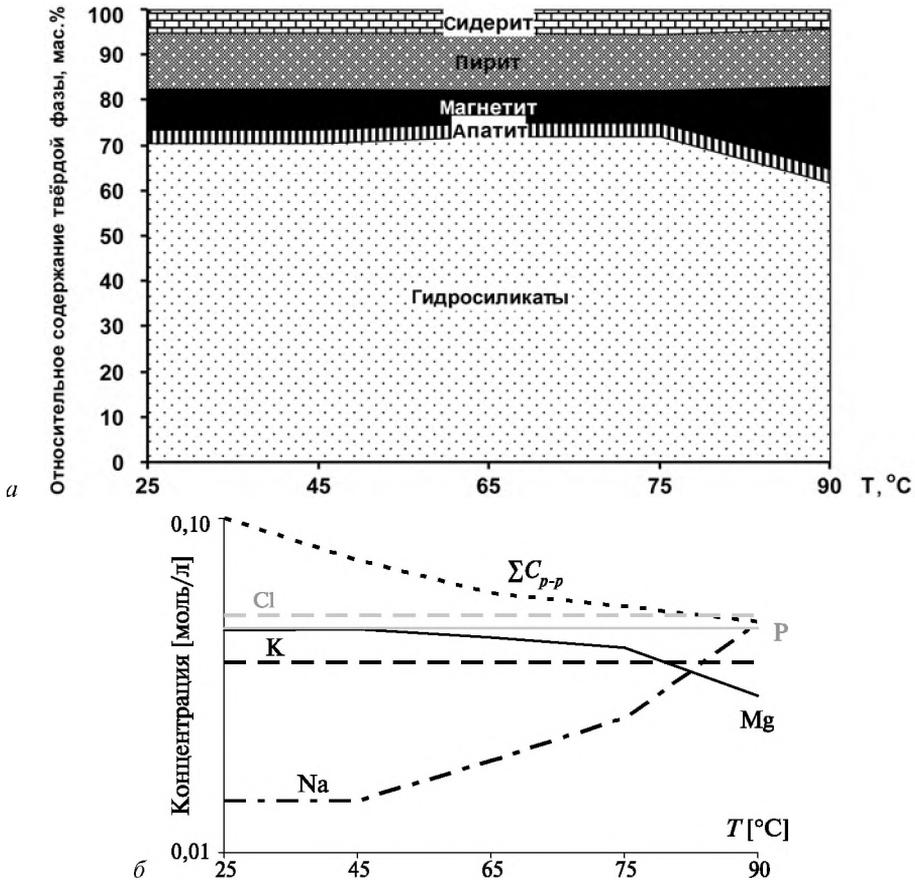


Рис. 5. Состав твёрдой фазы (а) и водного раствора (по макрокомпонентам) (б) каменно-ледяного тела $R = 100$ км в модели, предполагающей 50%-ю аккумуляцию CH_4 и CO , при соотношении $\text{CH}_{4(\text{газ})}/\text{CO}_{(\text{газ})} = 5:6$. $P = 350$ бар. Принято, что 50 % от валового содержания углерода находилось в твёрдой фазе в виде тугоплавких органических соединений типа CHON

Последнее допущение учитывало кинетические ограничения на реакции образования клатратных гидратов, а также изменение площади поверхности аморфного льда при сорбции данных газообразных соединений; 4) соотношение $\text{CO}:\text{CH}_4$ менялось от 0,1 до 10, что учитывало неопределённость состава газовой фазы. Температуры в модельной системе варьировались в пределах 273...350 К, а общее давление — от 400 до 200 бар, что соответствует изменению давления внутри каменно-ледяных тел диаметром 200 км, имеющих внешнюю оболочку плотностью $\sim 1,5 \text{ г/см}^3$. Система включала набор индивидуальных твёрдых фаз постоянного состава (более 60 минералов) и водный раствор с ионами и комплексами (более 50 растворённых частиц). Термодинамическое моделирование проводилось с помощью программного комплекса HCh [Шваров, 2008]. В качестве примера на рис. 5 представлен модельный состав твёрдой фазы (а) и водного раствора

(по макрокомпонентам) (б) для случая 50%-й аккумуляции CH_4 и CO и соотношения $\text{CH}_{4(\text{газ})}/\text{CO}_{(\text{газ})} = 5:6$, давление в системе предполагалось равным 350 бар.

Полученные результаты моделирования, частично представленные на рис. 5, позволяют заключить, что в каменно-ледяных телах, образовавшихся в дальних регионах околосолнечного диска и подвергшихся внутреннему разогреву благодаря энергии радиоактивного распада ^{26}Al , при химическом взаимодействии пылевой компоненты с образовавшимся водным раствором:

- в раствор переходит весь хлор и калий, до 50 % фосфора и ~20 % натрия и углерода;
- содержание K и Na в растворе не зависит от суммы аккрецированных CH_4 и CO ;
- наиболее значимо на содержание Na в растворе влияет температура.

Полученные результаты позволяют предположить, что космические тела, образовавшиеся с участием каменно-ледяных планетезималей, подвергшихся термическому метаморфизму, а затем потерявшие часть водной (ледяной) мантии, существенно обеднены щелочными элементами, а также хлором и фосфором.

Состав каменно-ледяных планетезималей, образовывавшихся на радиальных расстояниях 4...10 а. е. в период 3...5 млн лет, можно оценить также исходя из экспериментальных данных по компонентному и изотопному составу атмосфер газовых планет-гигантов Юпитера и Сатурна. Атмосферы этих планет более чем на 99 % состоят из H_2 и He в пропорциях, близких солнечным, что является убедительным доказательством их образования путём аккреции газовой фазы протопланетного диска на образовавшееся каменно-ледяное ядро. Об этом же свидетельствуют изотопные данные, например, по соотношению $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ в молекуле аммиака [Fletcher et al., 2014].

Чтобы аккрецировать атмосферы такого состава, ядра планет-гигантов должны были сформироваться достаточно быстро — за несколько миллионов лет эволюции околосолнечного диска [Pollack et al., 1996]. Помимо водорода и гелия в атмосферах, хотя и в значительно меньших количествах, присутствуют и другие компоненты — соединения азота, углерода, водорода, серы и фосфора в форме NH_3 , CH_4 , H_2S , PH_3 , а также и микрокомпоненты — соединения мышьяка, германия и других элементов (GeH_4 , AsH_3). В верхней стратосфере Юпитера (с $P < 10$ мбар) были обнаружены мельчайшие аэрозоли конденсированных органических соединений (C_2H_2 , C_2H_6 , C_2H_4 , C_3H_8 , N_2H_4 , CO и др.), которые, вероятнее всего, образовались в результате фотохимических реакций с участием метана, аммиака, воды и других компонентов атмосферы [West et al., 1986].

Зная значения относительных содержаний компонентов атмосфер, можно оценить состав планет в целом по отдельным элементам, что очень важно как для построения моделей образования планет, так и в качестве космохимических ограничений на термодинамические условия во внешних областях околосолнечного диска и на состав образовавшихся там

планетезималей. Однако при этом следует подчеркнуть, что данное утверждение справедливо лишь в предположении, что состав наблюдаемых внешних оболочек атмосфер планет адекватно отражает их полный (валовый) состав, т. е. атмосферы полностью перемешиваются, что не вполне очевидно. Но в то же время есть веские основания предполагать конвективное перемешивание верхних слоёв атмосфер, что будет показано ниже.

Экспериментальная информация о составе атмосфер крупнейших планет Солнечной системы — Юпитера и Сатурна, — у которых атмосферы составляют основную часть массы планеты, в основном была получена в результате космических миссий PIONEER 10, 11 (1972–1973) и VOYAGER 1, 2 (1979–1981). Наиболее ценная информация об атмосфере Юпитера была получена в ходе осуществления миссии GALILEO (1995–2003) [Niemann et al., 1998]. Состав атмосфер Сатурна и его крупнейшего спутника Титана был частично изучен в рамках миссии CASSINI-GUYGENS (с 2004 г. по настоящее время). Особая значимость проекта GALILEO состояла в том, что в ходе её выполнения удалось изучить химический состав достаточно глубоких слоёв атмосферы Юпитера, вплоть до уровня с давлением 21 бар. Это явилось большим достижением, поскольку помимо компонентов, содержание которых не зависит от высоты верхней атмосферы (H_2 , He, CH_4), содержание иных её компонентов (NH_3 , H_2O , H_2S) уменьшается по мере приближения к верхним слоям тропосферы из-за происходящих там процессов конденсации и образования облачных слоёв. Самый глубокий уровень облаков отвечает конденсации $H_2O_{(газ)}$ (5 бар и 273 К), выше него располагаются облака, состоящие из H_2S (2,2 бар и 210 К) и NH_4SH ($P < 1,4$ бар) и, наконец, в самых верхних слоях атмосферы ($P < 0,7$ бар) располагается облачный слой NH_4OH [Дорофеева, Борунов, 1990].

В рамках миссии GALILEO в атмосфере Юпитера экспериментально были обнаружены серосодержащие компоненты, которые были идентифицированы при анализе химического состава выбросов горячего газа (fireballs) с уровней, расположенных между аммиачными и водяными облаками, при столкновении Юпитера с фрагментами кометы P/Shoemaker-Levy 9. Среди них преобладали восстановленные формы серы — H_2S , CS, CS_2 , S_2 , но в незначительных количествах присутствовали и S_2O , SO, SO_2 , COS. В работах [Borunov et al., 1995b; Drossart et al., 1995] это явление было изучено с помощью моделей, в которых, наряду с термодинамическими, учитывались и кинетические аспекты проблемы. Для уровней с давлением 12...15,5 бар были получены значения $H_2S/H_2 = (8,9 \pm 2,1) \cdot 10^{-5}$ [Wong et al., 2004].

Было также установлено, что содержание ряда компонентов атмосферы значительно превышает равновесные значения для P - T -условий уровня наблюдений (CO, PH_3 , GeH_4 , AsH_3) [Atreya, 1999; Bézard et al., 2002] и отвечает более высоким давлениям и температурам. Поэтому факт обнаружения данных соединений указывает на интенсивный вертикальный перенос вещества в атмосфере, когда химическое равновесие в системах CO- CH_4 , P_2O_5 - PH_3 и т.п. не успевает установиться за время их транспорта из более глубоких слоёв атмосферы в её верхние холодные слои ([Fegley, Lodders, 1994; Borunov, Dorofeyeva, 1995a] и др.).

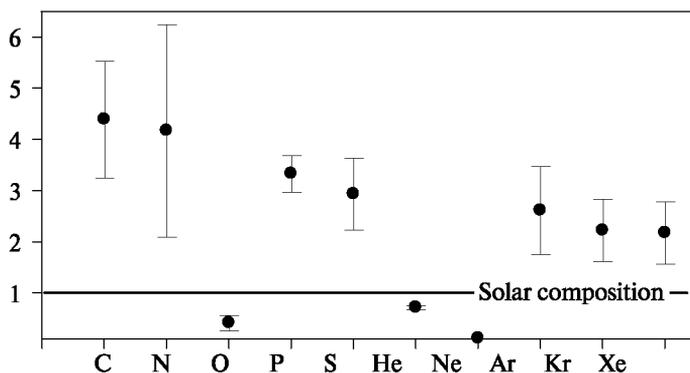


Рис. 6. Степень обогащения основных летучих элементов в атмосфере Юпитера по сравнению с солнечными пропорциями, данные для солнечных обилий по [Lodders, 2010]

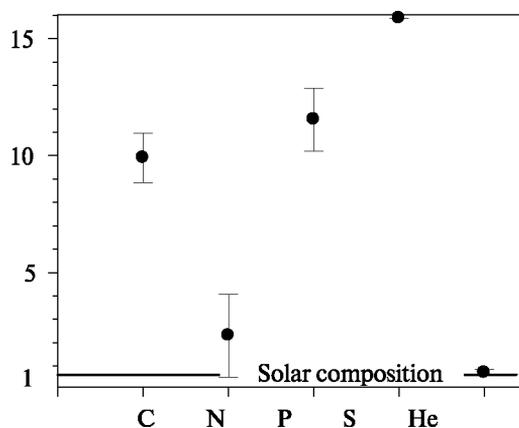


Рис. 7. Степень обогащения основных летучих элементов в атмосфере Сатурна по сравнению с солнечными пропорциями, данные для солнечных обилий по [Lodders, 2010]

Наиболее сложной и нерешённой до сегодняшнего дня задачей остаётся определение валового содержания кислорода и его основного соединения — воды — на планетах-гигантах и в их атмосферах, притом что этот параметр является определяющим в моделях образования Юпитера и Сатурна. Причин здесь несколько. Водяной пар не только конденсируется на уровнях с $P < 5$ бар, но и участвует в образовании других конденсатов, например, клатрата аммиака. Кроме того, было установлено, что $\text{H}_2\text{O}_{(\text{газ})}$ неравномерно распределён по регионам Юпитера: пояса обеднены им по сравнению с зонами примерно в три раза. Объясняя это различие, некоторые авторы [Vogaker et al., 1986] предположили, что зоны соответствуют тем областям конвективных ячеек атмосферы Юпитера, где в восходящих остывающих потоках происходит конденсация водяного пара и образование облаков. В то же время пояса соответствуют областям нисходящих «сухих»

потоков, содержащих лёд H_2O , испарение которого происходит только ниже уровня с $P \approx 4$ бар. Всё это отражается в существующей большой неопределённости содержания $\text{H}_2\text{O}_{(\text{газ})}$ в атмосфере Юпитера. Имеющиеся в настоящее время экспериментальные значения в целом соответствуют О/Н в атмосфере Юпитера $\sim 30\%$ от солнечного отношения. Теоретические оценки, основанные на расчётах балансовых соотношений для тяжёлых элементов в атмосфере Юпитера, дают значение относительного обогащения кислородом по сравнению с солнечными пропорциями $(\text{O}/\text{H})_{\text{Jup}}/(\text{O}/\text{H})_{\text{Solar}}$ от ~ 6 до ~ 16 , хотя существуют сценарии, в которых это значение не превышает $0,6 \dots 0,7$ (подробный обзор этих работ дан в статье [Helled, Lunine, 2014]). Учитывая важность проблемы, в программе исследований Юпитера с помощью автоматической межпланетной станции НАСА Juno предусмотрены измерения в его атмосфере содержания воды ниже уровня облаков [Bolton, 2006].

Экспериментальные данные по составу атмосфер Юпитера и Сатурна были обобщены в ряде работ, последняя сводка представлена в работе [Mousis et al., 2014]. Они свидетельствуют о существенном (в $2 \dots 4$ раза) обогащении атмосферы Юпитера такими элементами как С, N, P, S, Ar, Kr и Xe по сравнению с солнечными обилиями. Для атмосферы Сатурна на сегодняшний день известно, что она обогащена С, N и P в ~ 10 , $0,5 \dots 5$ и $11,5$ раз соответственно. Для наглядности эти данные представлены на рис. 6 и 7.

Однако есть и исключения. Так, для гелия, второго по массе компонента атмосфер планет-гигантов, установлено обеднение отношения He/H_2 по сравнению с солнечным: $0,72 \pm 0,04$ для атмосферы Юпитера и $0,71 \pm 0,14$ для атмосферы Сатурна. Поскольку неизвестны какие-либо космогонические процессы, в результате которых до образования планет-гигантов произошло бы разделение H_2 и He, то обеднение гелием внешних атмосфер Юпитера и Сатурна, вероятнее всего, было вызвано их последующей эволюцией. Д. Стивенсоном и Е. Солпитером [Stevenson, Salpeter, 1977a, b] была предложена модель гравитационного разделения H_2 и He, основанная на термодинамических свойствах смеси этих газов при высоких температурах и давлениях. Из полученного ими уравнения состояния для смеси металлического водорода и гелия следует, что при $T < 8000$ К и $P \geq 3$ мбар гелий становится нерастворимым в металлическом водороде. Таким образом, по мере охлаждения планет в металлическом водороде могут образовываться капли гелия, которые в результате большего гравитационного воздействия опускались к центру, что и привело к обеднению гелием внешних оболочек атмосфер Юпитера и Сатурна. Аналогичный механизм был предложен в работе [Wilson, Militzer, 2010] для объяснения существенного (в ~ 8 раз) обеднения атмосферы Юпитера Ne.

Экспериментально установленное обогащение атмосфер Юпитера и Сатурна всеми летучими элементами тяжелее неона нельзя объяснить, предполагая, что атмосферы возникли только за счёт аккреции газопылевого вещества протопланетного диска, поскольку в этом случае все элементы, включая летучие, находились бы в солнечной пропорции. Вероятным источником обогащения летучими атмосфер Юпитера и Сатурна могли быть ледяные планетезимали, образовавшиеся в зоне питания планет или на более

дальних радиальных расстояниях, в состав которых, помимо льда H_2O , входили также Ar, Kr, Xe и соединения C, N и S в твёрдом состоянии [Alibert et al., 2005; Gautier et al., 2001]. Эти планетезимали, скорее всего, были аккрецированы на заключительной стадии образования планет, когда температуры в протопланетном диске опустились до минимальных значений. Равномерное обогащение летучими атмосферы Юпитера указывает на то, что ледяные планетезимали, аккрецированные планетой, содержали все летучие тяжелее Ne в пропорциях, близких к солнечной. Этот состав в процессе образования планеты менялся незначительно. Температуры аккумуляции указанных элементов служат индикатором температурных условий как в области образования планетезималей, так и в зоне питания Юпитера на заключительном этапе его образования. Неравномерное обогащение летучими атмосферы Сатурна может свидетельствовать о том, что либо содержание основных летучих элементов в ледяных планетезималиях, аккрецированных планетой, отличалось от солнечных пропорций, либо о том, что их состав значительно менялся в ходе образования планеты.

Состав каменно-ледяных планетезималей, в особенности, их ледяной компоненты, определялся в основном механизмом аккумуляции в них соединений химически активных летучих элементов, главным образом, азота и углерода, а также инертных газов — Ar, Kr, Xe. Аккумуляция могла происходить в различных формах: 1) в виде чистых льдов, 2) путём сорбции аморфным льдом H_2O , 3) в виде химических соединений с $\text{H}_2\text{O}_{(\text{лед})}$ — кристаллогидратов и клатратных гидратов. Первый вариант был подробно рассмотрен в работе [Iro et al., 2003] и иллюстрируется рис. 8, на котором в координатах давление-температура (H_2) показаны условия конденсации из газовой фазы системы солнечного состава различных соединений химически активных элементов и инертных газов.

На рис. 8 видно, что в интервале давлений, характерных для зоны образования Юпитера и Сатурна, конденсация CH_4 , Kr, CO, N_2 и Ar происходит при столь низких температурах, которые вообще вряд ли достигались в протопланетном диске до диссипации из него газа.

Аккумуляция летучих соединений из газовой фазы протопланетного диска в твёрдой фазе с участием льда воды может происходить двумя способами. Первый заключается в том, что при низких температурах ($< 70 \text{ K}$) образуется (или сохраняется, если он уже существовал) аморфный лёд H_2O [Ciesla, 2014], обладающий большим количеством пор, в которых могут удерживаться летучие компоненты. Экспериментально этот процесс (применительно к условиям протопланетного диска) был представлен в работах [Bar-Nun, Laufer, 2003; Bar-Nun et al., 2007; Yokochi et al., 2012] и др. Было показано, что при достаточно быстром охлаждении газовой смеси, содержащей водород, водяной пар и инертные газы, и образовании аморфного льда со скоростью роста слоёв 1 мкм/мин , при $T = 50 \dots 55 \text{ K}$ он сорбирует Ar, Kr и Xe в исходной пропорции. Однако изучение влияния скорости роста слоёв льда и её экстраполяция на условия протопланетного диска ($\sim 1 \text{ мкм/млн лет}$) показали, что в этом случае образование льдов, содержащих солнечные пропорции Ar, Kr и Xe, происходило только при

$T \approx 22...27$ К, которая, как отмечалось выше, вряд ли достигалась в протопланетном диске в присутствии газовой фазы даже на радиальных расстояниях Юпитера и Сатурна.

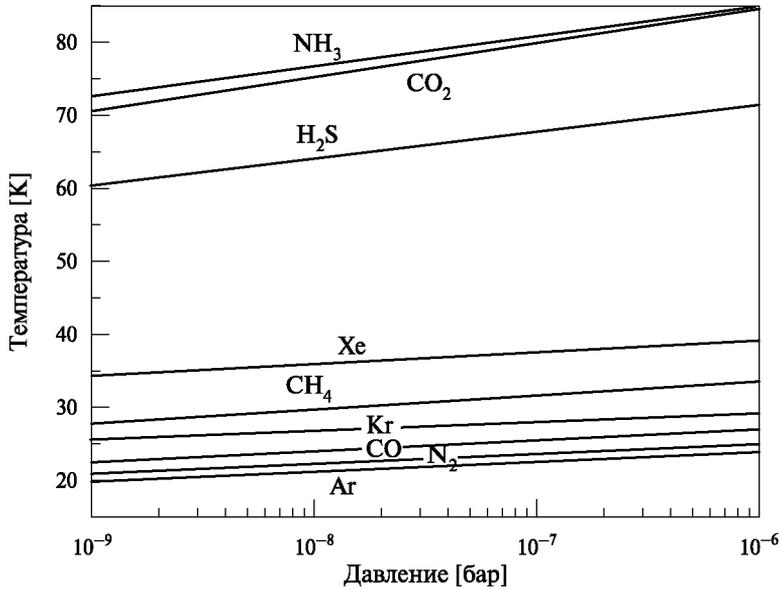


Рис. 8. P - T -условия конденсации газов в системе солнечного состава [Anders, Grevesse, 1989]. Отношения CO/CH_4 и N_2/NH_3 приняты равными 5 и 10 соответственно

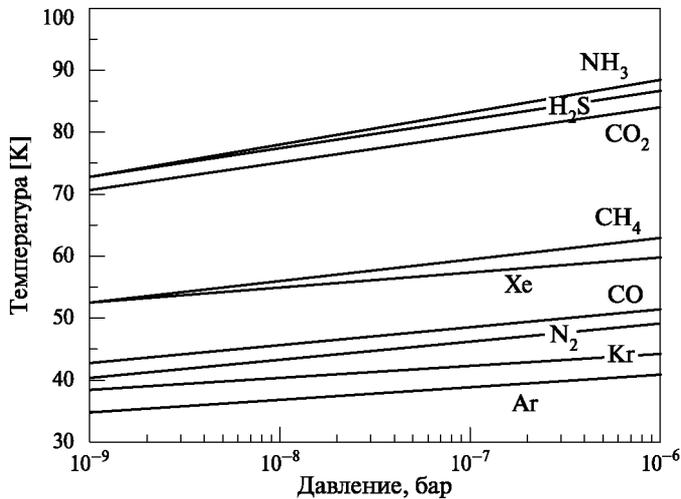


Рис. 9. P - T -кривые стабильности клатратов H_2S , CH_4 , Xe , CO , N_2 , Kr и Ar . Значения мольных соотношений CO/CH_4 и N_2/NH_3 в газовой фазе протопланетного диска приняты равными 5 и 10, соответственно. Приведена также кривая стабильности гидрата аммония — $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и кривая конденсации льда CO_2

Более вероятен механизм аккумуляции летучих в ледяных планетезималах, заключающийся в образовании их твёрдых кристаллических соединений с участием молекул водяного льда — кристаллогидратов и клатратных гидратов ([Alibert et al., 2005; Gautier et al., 2001; Hersant et al., 2004; Iro et al., 2003; Kouchi et al., 1994; Mousis et al., 2000] и др.). Такой сценарий рассматривался ещё в работе [Delsemme, Swings, 1952] применительно к кометам. Для газов, образующихся при охлаждении газопылевого протопланетного диска, рассматриваются две возможные структуры образующихся кристаллогидратов — $X \cdot 5,75H_2O$ и $X \cdot 5,66H_2O$. Первой структурой обладают молекулы кристаллогидратов CH_4 , CO , Xe и H_2S , второй — кристаллогидраты N_2 , Kr и Ar . Термодинамические условия образования этих соединений, рассчитанные с использованием коэффициентов в уравнении $\log P = A/T + B$ [Lunine, Stevenson, 1985] представлены на рис. 9. На этом же рисунке показаны также условия образования кристаллогидрата аммония $NH_3 \cdot H_2O$. Область существования любого клатратного гидрата располагается ниже соответствующей кривой. Модель [Lunine, Stevenson, 1985] была рассчитана в предположении, что любое из рассматриваемых соединений является единственным для данного элемента. Поскольку в отношении к углероду и азоту это предположение неверно, то при расчёте делается поправка, зависящая от значений мольных соотношений CO/CO_2 , CO/CH_4 и N_2/NH_3 , которые в данном случае приняты равными 10; 5 и 10 соответственно.

Выбор указанных значений достаточно произволен, но всегда варьируется в интервале, характерном для состава межзвёздных льдов, в которых величина $CO/CH_4 = 1 \dots 40$ [Allamandola et al., 1999; Gibb et al., 2000]. Значения CO/CO_2 и N_2/NH_3 для межзвёздных льдов вообще не определены, предположительно $N_2/NH_3 = 1 \dots 8$ [Allamandola et al., 1999].

Следует ещё раз подчеркнуть, что существенную роль в аккумуляции углерода в каменно-ледяных телах играли тугоплавкие органические соединения (CHON), в которых, как говорилось выше, могло находиться 30 (и более) процентов общего содержания углерода. Вполне вероятно, что именно они играли основную роль в столь существенном (см. рис. 6 и 7) обогащении углеродом атмосфер планет-гигантов, поскольку доля CO_2 в составе газовой фазы небулы, вполне вероятно, была незначительной.

ВЫВОДЫ

Представленные в работе данные позволяют заключить, что существовал ряд важнейших факторов, влиявших на состав, строение и свойства каменно-ледяных планетезималей, образовывавшихся во внешней области газопылевого околосолнечного диска, и во многом определивших современный состав тел Солнечной системы.

1. *Компонентный состав газовой фазы небулы.* Он в значительной мере определял состав каменно-ледяных планетезималей и, что особенно важно при построении моделей образования тел в Солнечной системе, соотношение в них между различными летучими компонентами. Кроме того, соотношение в газовой фазе окисленных (CO , CO_2)

- и восстановленных (CH_4) форм углерода определяло обилие H_2O в диске, от которого во многом зависело потенциальное количество летучих компонентов, аккрецированных планетезималиями. Вопрос возможного дефицита воды является во многом критическим, поскольку летучие компоненты, в том числе и инертные газы, аккумулируются в твёрдых телах в основном в форме клатратных гидратов, для образования одной молекулы которых требуется практически пять молекул воды. Например, в зоне питания Юпитера её должно было хватить для фиксации в твёрдой фазе всех компонентов газовой фазы диска, вплоть до Kf и Ar , которыми более чем вдвое обогащена атмосфера этой планеты.
2. *Время* образования каменно-ледяных планетезималей является важнейшим фактором, влиявшим на их состав, строение и свойства. Если образование тел размером порядка ста и более километров происходило в первые 1...2 млн лет эволюции Солнечной системы, то энергии, выделяемой аккрецированным вместе с силикатной компонентой радиогенным ^{26}Al , было достаточно для их дифференциации. Отсюда возможны два следствия: 1) длительное существование жидкого слоя, возникающего в процессе дифференциации тел, при их дальнейшем росте и импактных взаимодействиях могло привести к потере части воды вместе с растворёнными в ней элементами; 2) с другой стороны, в процессе нагрева тел образовавшаяся жидкая вода взаимодействовала с силикатной пылью, образуя гидросиликаты, т. е. происходила фиксация H_2O в твёрдой фазе. Такая форма существования воды значительно более устойчива к локальному нагреву, возникавшему в процессе аккреции тел, нежели $\text{H}_2\text{O}_{(\text{лёд})}$.
 3. *Изменение во времени термодинамических условий в диске*, которые определяли возможность аккреции каких-либо летучих компонентов растущими планетезималиями. Вполне вероятно, что тела, образовавшиеся в первый миллион лет эволюции в зоне питания Юпитера, вообще не содержали (за исключением CHON) никаких летучих, в том числе и воду. По мере охлаждения диска в их состав могли входить летучие компоненты в соответствии с температурами образования их твёрдых соединений.
 4. *Минимальные температуры* в небуле в период аккумуляции планетезималей. Например, достижение достаточно низких ($< 50 \text{ K}$) температур необходимо, чтобы в состав планетезималей вошли N_2 и CO , а также Kf , которым атмосфера Юпитера вдвое обогащена против солнечных пропорций. А чтобы обеспечить более чем двукратное обогащение атмосферы Юпитера аргоном, необходимо, чтобы температура была даже ниже 40 K .
 5. *Распределение углерода* между твёрдой (в форме CHON , а также некоторыми циклическими углеводородами) и газообразными формами — CO , CO_2 , CH_4 и др. На постаккреционной стадии образования планет-гигантов в результате нагрева их ядер тугоплавкие органические соединения разрушались, обогащая атмосферу летучими компонентами, главным образом углеродсодержащими, вероятнее

всего, метаном. Отсюда ещё одно ограничение на модели — предполагаемая масса ядра и содержание в ней CHON должны быть такими, чтобы суммарное обогащение углеродом атмосферы не только не превышало наблюдаемого значения, но и находилось в согласии с наблюдаемым значением обогащения в ней углерода.

Таким образом, вся система физических и химических ограничений оказывается жёстко взаимосвязанной, невозможно изменить какое-либо одно, не принимая во внимание то, что это неизбежно приведёт к изменению других. Указанные ограничения являются неотъемлемой частью модели образования тел Солнечной системы.

ЛИТЕРАТУРА

- [Дорофеева, Борунов, 1990] *Дорофеева В. А., Борунов С. П.* Химический и изотопный состав атмосфер планет-гигантов // *Геохимия*. 1990. № 9. С. 1219–1231.
- [Дорофеева, Макалкин, 2004] *Дорофеева В. А., Макалкин А. Б.* Эволюция ранней Солнечной системы. М.: Едиториал УРСС, 2004. 288 с.
- [Дорофеева, Ходаковский, 1981] *Дорофеева В. А., Ходаковский И. Л.* Расчёт равновесного состава многокомпонентных систем «методом минимизации» по константам равновесия // *Геохимия*. 1981. № 1. С. 129–135.
- [Кусков и др., 2009] *Кусков О. Л., Дорофеева В. А., Кронрод В. А., Макалкин А. Б.* Системы Юпитера и Сатурна: формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. М.: Изд-во ЛКИ, 2009. 576 с.
- [Макалкин, Дорофеева, 2009] *Макалкин А. Б., Дорофеева В. А.* Термические условия в околосолнечном газопылевом диске на начальной стадии образования планет // *Астрономич. вестн.* 2009. Т. 43. № 6. С. 528–554.
- [Макалкин, Зиглина, 2013] *Макалкин А. Б., Зиглина И. Н.* Характерные времена образования и массы первичных пылевых сгущений и планетезималей в областях формирования Земли, Юпитера и Сатурна // *Экспериментальная геохимия*. 2014. Т. 2. № 1.
- [Мендыбаев и др., 1985] *Мендыбаев Р. А., Макалкин А. Б., Дорофеева В. А., Ходаковский И. Л., Лаврухина А. К.* Роль кинетики реакций восстановления CO и N₂ в химической эволюции допланетного облака // *Геохимия*. 1985. № 8. С. 1206–1217.
- [Русол, Дорофеева, 2011] *Русол А. В., Дорофеева В. А.* Оценки параметров разрушающих воздействий при эволюции твердотельной компоненты протопланетного диска: тез. // 12-я Междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». 3–6 окт. 2011. Москва-Борок.
- [Шваров, 2008] *Шваров Ю. В.* NCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // *Геохимия*. 2008. № 8. С. 890–897.
- [Alibert et al., 2005] *Alibert Y., Mousis O., Benz W.* On the Volatile Enrichments and Composition of Jupiter // *Astrophys. J.* 2005. V. 622. N. 2. P. L145–L148.
- [Allamandola et al., 1999] *Allamandola L. J., Bernstein M. P., Sandford S. A., Walker R. L.* Evolution of interstellar ices // *Space Sci. Rev.* 1999. V. 90. P. 219–232.

- [Anders, Grevesse, 1989] *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements — Meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197–214.
- [Atreya et al., 1999] *Atreya S. K., Wong M. H., Owen T. C.* et al. A comparison of the atmospheres of Jupiter and Saturn: deep atmospheric composition, cloud structure, vertical mixing, and origin // *Planet. Space Sci.* 1999. V. 47. P. 1243–1262.
- [Bar-Nun, Laufer, 2003] *Bar-Nun A., Laufer D.* First experimental studies of large samples of gas-laden amorphous “cometary” ices // *Icarus.* 2003. V. 161. Iss. 1. P. 157–163.
- [Bar-Nun et al., 2007] *Bar-Nun A., Notesco G., Owen T.* Trapping of N₂, CO and Ar in amorphous ice—Application to comets // *Icarus.* 2007. V. 190. Iss. 2. P. 655–659.
- [Bézar d et al., 2002] *Bézar d B., Lellouch E., Strobel D.* et al. Carbon Monoxide on Jupiter: Evidence for Both Internal and External Sources // *Icarus.* 2002. V. 159. Iss. 1. P. 95–111.
- [Bjoraker et al., 1986] *Bjoraker G. L., Larson H. P., Kunde V. G.* The abundance and distribution of water vapor in Jupiter’s atmosphere // *ApJ.* 1986. V. 311. P. 1058–1072.
- [Bolton, 2006] *Bolton S.* The Juno New Frontiers Jupiter Polar Orbiter Mission. European Planetary // Science Congress. 2006. P. 535.
- [Borunov et al., 1995a] *Borunov S., Dorofeyeva V., Khodakovsky I.* et al. Phosphorous chemistry in the atmospheres of Jupiter: A reassessment // *Icarus.* 1995. V. 113. P. 460–464.
- [Borunov et al., 1995b] *Borunov S. P., Drossart P., Encrenaz T., Dorofeyeva V. A.* High temperature chemistry in the fireballs formed by impacts of comet P/Shoemaker-Levy 9 in Jupiter // *Icarus.* 1995. V. 125. P. 121–134.
- [Chambers, Wetherill, 2001] *Chambers J. E., Wetherill G. W.* Planets in the asteroid belt // *Meteoritics and Planetary Science.* 2001. V. 36. P. 381–399.
- [Ciesla, 2014] *Ciesla F. J.* The Phases of Water Ice in the Solar Nebula // *The Astrophysical J. Letters.* 2014. V. 784. Iss. 1. article id. L1. 4 p.
- [Delsemme, Swings, 1952] *Delsemme A. H., Swings P.* Hydrates de gaz dans les noyaux cométaires et les grains interstellaires // *Annu. d’Astrophys.* 1952. V. 15. P. 1–12.
- [Drossart et al., 1995] *Drossart P., Encrenaz T., Dorofeyeva V. A.* High temperature chemistry in the fireballs formed by the impacts of comet P/Shoemaker-Levy 9 in Jupiter // *Icarus.* 1995. V. 125. P. 121–134.
- [Dwyer et al., 2013] *Dwyer C. A., Nimmo F., Ogihara M., Ida O. S.* The influence of imperfect accretion and radial mixing on ice: rock ratios in the Galilean satellites // *Icarus.* 2013. V. 225. P. 390–402.
- [Fegley, Lodders, 1994] *Fegley B. J., Lodders K.* Chemical models of the deep atmospheres of Jupiter and Saturn // *Icarus.* 1994. V. 110. P. 117–154.
- [Fletcher et al., 2014] *Fletcher L. N., Greathouse T. K., Orton G. S., Irwin P. G. J., Mousis O., Sinclair J. A., Giles R. S.* The Origin of Nitrogen on Jupiter and Saturn from the ¹⁵N/¹⁴N Ratio // *Icarus.* 2014. 33 p. URL: <http://arxiv.org/abs/1405.3800>.
- [Gautier, Hersant, 2005] *Gautier D., Hersant F.* Formation and composition of planetesimals. Trapping volatiles by clathration // *Space Sci. Rev.* 2005. V. 116. P. 25–52.
- [Gautier et al., 2001] *Gautier D., Hersant F., Mousis O., Lunine J. I.* Enrichments in volatiles in Jupiter: a new interpretation of the Galileo measurements // *Astrophys. J.* 2001. V. 550. P. L227–L230.
- [Gibb et al., 2000] *Gibb E. L., Whittet D. C. B., Schutte W. A.* et al. An inventory of interstellar ices toward the embedded protostar W33A // *Astrophys. J.* 2000. V. 536. P. 347–356.
- [Gibb et al., 2004] *Gibb E. L., Whittet D. C. B., Boogert A. C. A., Tielens A. G. G. M.* Interstellar ice: The infrared space observatory legacy // *Astrophys. J. Suppl. Ser.* 2004. V. 151. Iss. 1. P. 35–73.

- [Grevesse et al., 1991] *Grevesse N., Lambert D. L., Sauval A. J.* et al. Vibration-rotation bands of CH in the solar infrared spectrum and the solar carbon abundance // *Astronom. Astrophys.* 1991. V. 242. N. 2. P. 488–495.
- [Grundy et al., 2014] *Grundy W. M., Olkin C. B., Young L. A., Holler B. J.* Near-Infrared Spectral Monitoring of Pluto’s Ices II: Recent Decline of CO and N₂ Ice Absorptions // *Icarus*. 2014. URL: <http://arxiv.org/pdf/1402.4842.pdf>.
- [Guilbert-Lepoutre, 2011] *Guilbert-Lepoutre A., Lasue J., Federico C., Coradini A., Orosei R., Rosenberg E. D.* New 3D thermal evolution model for icy bodies application to trans-Neptunian objects // *Astronomy and Astrophysics*. 2011. V. 529. id. A71. 11 p.
- [Helled, Lunine, 2014] *Helled R., Lunine J.* Measuring Jupiter’s water abundance by Juno: the link between interior and formation models // *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*. 2014. V. 441. Iss. 3. P. 2273–2279.
- [Hersant et al., 2004] *Hersant F., Gautier D., Lunine J. I.* Enrichment in volatiles in the giant planets of the Solar System // *Planet. Space Sci.* 2004. V. 52. P. 623–641.
- [Iro et al., 2003] *Iro N., Gautier D., Hersant F.* et al. An interpretation of the nitrogen deficiency in comets // *Icarus*. 2003. V. 161. P. 511–532.
- [Jacobson et al., 2006] *Jacobson R. A., Antreasian P. G., Bordi J. J., Criddle K. E.* et al. The Gravity Field of the Saturnian System from Satellite Observations and Spacecraft Tracking Data // *Astrophys. J.* 2006. V. 132. P. 2520–2526.
- [Joswiak, Brownlee, 2014] *Joswiak D. J., Brownlee D. E.* Refractory-rich Materials in Comets: CAIs, Al-rich Chondrules and AOAs from Comet Wild 2 and a Giant Cluster Interplanetary Dust Particle (IDP) of Probable Cometary Origin and Comparison to Refractory-rich Objects in Chondrites: abstr. // 45th Lunar and Planetary Science Conf. (LPSC). 2014. Abstr. 2282.
- [Jonson, Lunine, 2005] *Jonson T. V., Lunine J. I.* Saturn’s moon Phoebe as a captured body from the outer Solar System // *Nature*. 2005. V. 435. P. 69–71.
- [Kebukawa, 2008] *Kebukawa Y., Nakashima S., Zolensky M. E.* Thermal stabilities of organic matter in carbonaceous chondrites using in-situ heating micro FTIR analyses: abstr. // 71st Annu. Meteoritical Society Meeting. 2008. Abstr. 5034.
- [Kouchi et al., 1994] *Kouchi A., Yamamoto T., Kozasa T.* et al. Conditions for condensation and preservation of amorphous ice and crystallinity of astrophysical ices // *Astron. and Astrophys.* 1994. V. 290. P. 1009–1018.
- [Langer et al., 2000] *Langer W. D., van Dishoeck E. F., Bergin E. A., Blake G. A., Tielens A., Velusamy T., Whittet D. C. B.* Chemical Evolution of Protostellar Matter // *Protostars and Planets IV* / Eds. Mannings V., Boss A. P., Russell S. S. Tucson: Univer. Arizona Press, 2000. P. 29–57.
- [Lellouch et al., 2011] *Lellouch E., de Bergh C., Sicardy B., Kaufl H.-U., Smette A.* The Tenuous Atmospheres of Pluto and Triton Explored by CRIRES on the VLT // *Astronomical Science*. 2011. *Messenger* 145. P. 20–23.
- [Levi, Podolak, 2011] *Levi A., Podolak M.* Estimating the density of intermediate size KBOs from considerations of volatile retention // *Icarus*. 2011. V. 214. Iss. 1. P. 308–315.
- [Lewis et al., 1980] *Lewis J. S., Prinn R. G.* Kinetic ingibition of CO and N reduction in the solar nebula // *Astrophys. J.* 1980. V. 238. P. 357–364.
- [Lodders, 2010] *Lodders K.* Solar System Abundances of the Elements // *Principles and Perspectives in Cosmochemistry: Astrophysics and Space Science Proc.* Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. P. 379.
- [Lodders, Fegley Jr, 1998] *Lodders K., Fegley B. Jr.* *The Planetary Scientist’s Companion*. N. Y.; Oxford: Oxford University Press, 1998. 371 p.

- [Lodders et al., 2009] *Lodders K., Palme H., Gail H.-P.* Abundances of the Elements in the Solar System // Solar System. Landolt-Börnstein — Group VI Astronomy and Astrophysics Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. V. VI/4B. Ch. 4.4 / Ed. J. E. Trümper. Berlin, Heidelberg, N. Y.: Springer-Verlag, 2009. P. 560–630.
- [Lunine, Stevenson, 1985] *Lunine J. I., Stevenson D. J.* Thermodynamics of clathrate hydrate at low and high pressures with application to the outer solar system // *Astrophys. J.* 1985. Suppl. Ser. V. 58. P. 493–531.
- [Mendybaev et al., 1984] *Mendybaev R. A., Dorofeeva V. A., Makalkin A. B.* et al. On the forms of carbon and nitrogen in the gas phase of the preplanetary nebula: abstr. // 15th Lunar and Planetary Science Conf. (LPS). Houston, USA. 1984. P. 540–541.
- [Meyer et al., 2006] *Meyer M. R., Hillenbrand L. A., Backman D., Beckwith S., Bouwman J., Brooke T., Carpenter J., Cohen M., Cortes S., Crockett N.* and 25 co-authors. The Formation and Evolution of Planetary Systems: Placing Our Solar System in Context with Spitzer // Publications of the Astronomical Society of the Pacific. 2006. V. 118. Iss. 850. P. 1690–1710.
- [Mousis et al., 2014] *Mousis O., Fletcher L. N., Lebreton J.-P., Würze P., Cavalie T., Coustenis A., Courtin R., Gautier D., Helled R., Irwin P. G. J., Morse A. D., Nettelmann N., Marty B., Rousselot P., Venot O., Atkinson D. H., Waite J. H., Reh K. R., Simon-Miller A., Atreya S., Blanc N. A. M., Dagnis I. A., Fischer G., Geppert W. D., Guillot T., Hedman M. M., Hueso R., Lellouch E., Lunine J. I., Murray C. D., O'Donoghue J., Rengel M., Sanchez-Lavega A., Schmider F.-X., Spiga A., Spilker T., Petit J.-M., Tiscareno M. S., Ali-Dib M., Altwegg K., Bouquet A., Briois C., Fouchet T., Guerlet S., Kostiuik T., Lebleu D., Moreno R., Orton G. S., Poncy J.* Scientific rationale of Saturn's *in situ* exploration // *Planetary and Space Science*. 2014. URL: <http://arxiv.org/abs/1404.4811>. 88 p.
- [Mousis et al., 2000] *Mousis O., Gautier D., Bockelee-Morvan D., Robert F., Druart B., Drouart A.* Constraints on the Formation of Comets from D/H Ratios Measured in H₂O and HCN // *Icarus*. 2000. V. 148. Iss. 2. P. 513–525.
- [Niemann et al., 1998] *Niemann H. B., Atreya S. K., Carignan G. R.* et al. The composition of the Jovian atmosphere as determined by the Galileo probe mass spectrometer *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 22 831–22 846.
- [Pollack et al., 1994] *Pollack J. B., Hollenbach D., Beckwith S. B., Simonnelly D. P.* Composition and radiative properties of grains in molecular clouds and accretion disks // *Astrophys. J.* 1994. V. 421. P. 615–639.
- [Pollack et al., 1996] *Pollack J. B., Hubickij O., Bodenheimer P., Lissauer J. J., Podolak M., Greenzweig Y.* Formation of the Giant Planets by Concurrent Accretion of Solids and Gas // *Icarus*. 1996. V. 124. Iss. 1. P. 62–85.
- [Reach et al., 2013] *Reach W. T., Kelley M. S., Vaubaillon J.* Survey of cometary CO₂, CO, and particulate emissions using the Spitzer Space Telescope // *Icarus*. 2013. V. 226. P. 777–797.
- [Stevenson, Salpeter, 1977a] *Stevenson D. J., Salpeter E. E.* The phase diagram and transport properties for hydrogen-helium fluid planets // *Astrophysical J. Supplement*. 1977. Ser. 35. P. 221–237.
- [Stevenson, Salpeter, 1977b] *Stevenson D. J., Salpeter E. E.* The dynamics and helium distribution in hydrogen-helium fluid planets // *Astrophysical J. Supplement*. 1977. Ser. 35. P. 239–261.
- [Schubert, 1986] *Schubert G.* Thermal histories, compositions, and internal structures of the moons of the solar system // *Satellites* / Eds. J. A. Burns, M. S. Matthews. Tucson: Univ. Arizona Press, 1986. P. 224–292.

- [Wakita, Sekiya, 2011] *Wakita S., Sekiya M.* Thermal evolution of icy planetesimals in the solar nebula Earth // *Planets and Space*. 2011. V. 63. Iss. 12. P. 1193–1206.
- [Weidenschilling, 2004] *Weidenschilling S.J.* From Icy Grains to Comets // *Comets II* / Eds. Festou M.C., Keller H. U., Weaver H.A. Tucson: Univ. Arizona Press, 2004. P. 97–104.
- [West et al., 1986] *West R. A., Strobel D. F., Tomasko M. G.* Clouds, aerosols, and photochemistry in the Jovian atmosphere // *Icarus*. 1986. V. 65. P. 161–217.
- [Wilson, Militzer, 2010] *Wilson H. F., Militzer B.* Sequestration of Noble Gases in Giant Planet Interiors // *Physical Rev. Letters*. 2010. V. 104. 121101.
- [Wong et al., 2004] *Wong M. H., Mahaffy P. R., Atreya S. K.* et al. Updated Galileo probe mass spectrometer measurements of carbon, oxygen, nitrogen, and sulfur on Jupiter // *Icarus*. 2004. V. 171. Iss. 1. P. 153–170.
- [Yang et al., 2013] *Yang L., Ciesla F.J., Alexander C. M. O.* The D/H ratio of water in the solar nebula during its formation and Evolution // *Icarus*. 2013. V. 226. P. 256–267.
- [Yokochi et al., 2012] *Yokochi R., Marboeuf U., Quirico E., Schmitt B.* Pressure dependent trace gas trapping in amorphous water ice at 77 K: Implications for determining conditions of comet formation // *Icarus*. 2012. V. 218. Iss. 2. P. 760–770.

STRUCTURE, COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS OF ICE-ROCK PLANETESIMALS IN OUTER REGIONS OF THE NEBULA: RESTRICTIONS FOR MODELS

V. A. Dorofeeva

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences (GEOKHI)

Models for evaluation of physical properties, structure and composition of the ice rock planetesimals depending on the time and area of their formation in the solar nebula were proposed. Based on the results some important constraints on models of formation and evolution of bodies in the outer region of the early solar system were obtained.

Keywords: Nebula, ice-rock bodies composition and evolution, accumulation of volatiles, restrictions for nebula models.

Dorofeeva Vera Alekseevna — leading scientist, doctor of chemical sciences, venus@umail.ru

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РЕГУЛЯРНЫХ СПУТНИКОВ В АККРЕЦИОННЫХ ДИСКАХ ЮПИТЕРА И САТУРНА

А. Б. Макалкин¹, В. А. Дорофеева²

¹ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН)

² Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского
Российской академии наук (ГЕОХИ)

Построены модели протоспутниковых дисков вокруг Юпитера и Сатурна на стадии образования регулярных спутников с учётом современных космохимических и физических ограничений. Для моделей диска Юпитера важнейшим ограничением является резкий перепад в массовом соотношении лёд/порода между Европой и Ганимедом. Для моделей диска Сатурна важное ограничение — обилие и изотопный состав азота в атмосфере Титана и крайне незначительное содержание в ней нерадиогенных инертных газов. Диски вокруг Юпитера и Сатурна моделируются как аккреционные, с малой массой газа и накоплением твёрдого вещества в зародышах спутников. Учитываются нагрев дисков вязкой диссипацией турбулентных движений, аккреция на диски вещества из окружающей зоны солнечной небулы, излучение центральных планет. Исследовано влияние на термические условия в аккреционных дисках комплекса входных параметров модели: потока массы вещества, падающего на диск, турбулентной вязкости, непрозрачности вещества, центробежного радиуса диска. Построенные модели позволяют ограничить область вероятных значений входных параметров на стадии образования регулярных спутников, прежде всего, потоков массы на диски Юпитера и Сатурна и, в меньшей степени, непрозрачности вещества дисков. Выполнены оценки, позволяющие наложить ограничения на положение внешней границы областей образования крупных спутников Юпитера и Сатурна. Показано, что Каллисто и Титан едва ли могли образоваться на значительно больших расстояниях от своих планет.

Работа частично поддержана Программой 22 Президиума РАН и Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 14-02-00319).

Ключевые слова: планеты и спутники: образование (или формирование планет и спутников), протоспутниковые диски, аккреционные диски, регулярные спутники: образование, система Юпитера, система Сатурна, Каллисто, Титан.

ВВЕДЕНИЕ

Обзор моделей протоспутниковых дисков Юпитера и Сатурна

Для изучения образования регулярных спутников Юпитера и Сатурна необходимо построение моделей их протоспутниковых дисков, в которых происходила аккреция спутников. В работах [Canup, Ward, 2006; Ogihara, Ida, 2012; Sasaki et al., 2010] проведено моделирование образования регулярных спутников Юпитера и Сатурна в вязких газопылевых околопланетных дисках, имеющих малые плотности и массы газовой и пылевой фаз вещества.

Макалкин Андрей Борисович — ведущий научный сотрудник, кандидат физико-математических наук, makalkin@ifz.ru

Дорофеева Вера Алексеевна — ведущий научный сотрудник, доктор химических наук, venus@umail.ru

Масса такого диска составляет лишь $\sim 10^{-5} \dots 10^{-4} M_p$ (массы центральной планеты), а в пылевых частицах и мелких телах в любой момент времени содержится лишь $\sim 10^{-3} \dots 10^{-2}$ от суммарной массы регулярных спутников [Макалкин и др., 1999; Sasaki et al., 2010], равной $\sim (2,1 \dots 2,5) \cdot 10^{-4} M_p$ для спутниковых систем Юпитера и Сатурна. Но поскольку диск существует достаточно долго, то необходимая для построения спутников масса аккумулируется ими постепенно: в процессе образования спутников на них падают твёрдые частицы, поступающие в протоспутниковый диск вместе с газом из окружающей области околосолнечного протопланетного диска. Благодаря турбулентной вязкости протоспутникового диска из него постоянно идёт аккреция газа и пыли на планету с полным потоком массы (темпом аккреции) $\dot{M} = dM_p/dt$. При этом масса и угловой момент диска поддерживаются на постоянном уровне за счёт падающего на него вещества с полным потоком массы dM_p/dt , приблизительно равным той же величине \dot{M} . Таким образом, протоспутниковый диск представляет собой разновидность аккреционного диска, как было предложено ранее [Coradini, Magni, 1984]. Модель протоспутникового диска, в которой твёрдое вещество постепенно накапливается в спутниках, а газопылевой диск находится в квазистационарном состоянии, была построена в работе [Макалкин и др., 1999], а затем применена к процессу формирования регулярных спутников [Canup, Ward, 2002] и названа моделью, обеднённой газом (gas-starved). Квазистационарное состояние диска обеспечивается тем, что характерное время его охлаждения (время Кельвина-Гельмгольца) и время его вязкой эволюции ($\tau_v \approx r_d^2/\nu$, где r_d и ν — радиус диска и его кинематическая вязкость) оказываются менее 10^4 лет [Макалкин, Дорофеева, 2006; Canup, Ward, 2002]. Эти времена гораздо меньше характерного времени изменения темпа аккреции вещества, падающего на диск \dot{M} , которое по порядку величины было или порядка всего времени существования газопылевого протопланетного диска до рассеяния газа $\sim (0,5 \dots 1) \cdot 10^7$ лет [Haisch et al., 2001], или могло быть $\sim 10^6$ лет [Canup, Ward, 2006], если речь идёт о стадии диссипации протопланетного диска. В любом случае, за время аккумуляции регулярных спутников в газопылевых дисках Юпитера и Сатурна — от $\sim 10^5$ лет для ближайших к планете спутников (Ио, Европа) до $\sim 10^6$ лет для более удалённых (Каллисто, Титан) [Дорофеева, Макалкин, 2004; Canup, Ward, 2009; Ogihara, Ida, 2012] — эти диски можно рассматривать как квазистационарные, но с разными значениями темпа аккреции \dot{M} , который мог в разной степени уменьшиться за время образования регулярных спутников $\leq 10^6$ лет. Величина \dot{M} является входным параметром модели.

Модели вязких околопланетных дисков малой массы подтверждают гидродинамическими моделями аккреции планет-гигантов, согласно которым на заключительной стадии темп аккреции значительно замедляется по сравнению с максимальным значением на гидродинамической стадии аккреции планеты [Lissauer et al., 2009]. Именно на этой поздней стадии формируется разреженный низкотемпературный аккреционный диск [Coradini et al., 2010]. Поскольку основная часть вещества, падающего на планету, проходит через околопланетный диск, то для образования

регулярных спутников на заключительной стадии аккреции планеты достаточно, при массовой доле твёрдого вещества $\sim 1\%$, чтобы на этой стадии Юпитер и Сатурн получили последние $\sim 10\%$ своей массы. Время аккумуляции Каллисто и Титана за период $\geq 0,8$ млн лет подтверждается моделями, учитывающими неполную дифференциацию этих спутников [Barr, Canup, 2008; Barr et al., 2010].

Помимо моделей вязких маломассивных протоспутниковых дисков, обсуждавшихся выше, построены модели гораздо более массивных и плотных протоспутниковых дисков Юпитера и Сатурна [Mosqueira, Estrada, 2003a, b]. В этих дисках очень малая вязкость, нет притока газопылевого вещества из протопланетного диска. Максимум поверхностной плотности в диске Юпитера достигает 10^5 г/см² (что на 2-3 порядка больше максимальных значений в модели вязкого диска малой массы). Одна из проблем, с которыми сталкивается массивная модель, — это проблема удаления газа из диска. Известные механизмы, включающие вязкую диссипацию и фотоиспарение газа ультрафиолетовым (УФ) излучением молодого Солнца и соседних ярких молодых звёзд, не позволяют удалить газ из столь массивного протоспутникового диска, хотя эта задача решается в случае вязкого диска малой массы [Макалкин, Рускол, 2003; Mitchell, Stewart, 2011]. В отсутствие эффективного механизма удаления газа перед моделью массивного диска стоит и другая проблема — предотвращение падения спутников на планету в результате их миграции к центру диска.

Обзор моделей образования спутников в дисках Юпитера и Сатурна

Начнём с механизма миграции спутников. Когда при аккумуляции твёрдого вещества спутник достигает достаточно большой массы, его гравитация вызывает спиральные волны плотности в газовой среде диска. Их обратное воздействие на спутник, заключающееся в приливном трении и создании крутящего момента, приводит к уменьшению орбитальной скорости спутника, что и вызывает его миграцию к планете, называемую миграцией I типа [Canup, Ward, 2002]. В случае низкой плотности газа скорость миграции замедляется, и спутники успевают вырасти до больших размеров до диссипации газа из диска. Поэтому при численном моделировании образования регулярных спутников Юпитера и Сатурна в настоящее время обычно используются модели протоспутниковых дисков с малой массой и низкой плотностью газа.

Согласно результатам численного моделирования [Canup, Ward, 2006; Sasaki et al., 2010; Ogihara, Ida, 2012], за время аккреции планетой-гигантом последних 10% своей массы одно или несколько поколений регулярных спутников могли выпасть на планету. Новые поколения спутников образовывались за счёт вещества, продолжавшего падать на диск. При этом учёт ряда недостаточно изученных факторов мог значительно уменьшить скорость миграции спутников [Ogihara, Ida, 2012], в результате чего таких выпадений могло и не случиться. В модели [Canup, Ward, 2006] выполняется

баланс между поступлением в диск твёрдого вещества, аккрецируемого спутниками, и выпадением спутников на планету в результате указанной миграции. Именно этот баланс обеспечивает суммарные массы спутниковых систем на уровне $\sim 10^{-4}$ от массы соответствующей планеты, что согласуется с наблюдаемыми массами регулярных спутниковых систем Юпитера, Сатурна и Урана.

В модели [Sasaki et al., 2010] различие между регулярными спутниковыми системами Юпитера и Сатурна объясняется путём введения в модель двух особенностей диска Юпитера. Одна из них — полость на границе с Юпитером, вызванная магнитным сцеплением планеты со своим диском. При существовании полости миграция внутреннего спутника к планете останавливается, а другие мигрирующие спутники захватываются в резонанс с внутренним. Вторая особенность — открытие Юпитером в конце периода его аккреции кольцевого разрыва (зазора) в протопланетном диске со значительным разрежением газа за время $\sim 10^3$ лет, в результате чего на несколько порядков уменьшается темп падения вещества на протоспутниковый диск. Для образования такого разрыва необходимо достижение планетой критической массы, не меньшей, чем у Юпитера, и растущей с расстоянием от Солнца. Поскольку разрыв образуется быстро, то быстрое прекращение аккреции приводит к быстрой диссипации газа в протоспутниковом диске, прекращению аккумуляции и миграции спутников. Внутренние спутники при этом не успевают выпасть на планету. Сатурн из-за своей меньшей массы и большего расстояния от Солнца не мог образовать зазор в протопланетном диске. Поэтому затухание процессов аккреции газа через диск, аккумуляции и миграции спутников рядом с ним происходило медленно. Полость между диском и Сатурном также не образовалась из-за более поздней аккреции планеты и, соответственно, меньшего аккреционного потока массы через диск. В результате внутренние крупные спутники успевали выпасть на планету. Этим авторы модели [Sasaki et al., 2010] объясняют наличие у Сатурна лишь одного крупного спутника, причём на достаточно большом расстоянии от планеты.

Данные в пользу образования спутников
путём аккреции мелких тел в газопылевом диске

Модели диска Юпитера должны учитывать тот факт, что содержание воды в составе галилеевых спутников резко возрастает от 6...9 % на Европе до 46...48 % на Ганимеде и лишь немного увеличивается (до 49...55 %) на Каллисто [Кусков и др., 2009; Kuskov, Kronrod, 2001, 2005]. Резкий перепад в содержании воды между Европой и Ганимедом наиболее естественно объяснить распределением температуры в газопылевом протоспутниковом диске, в котором фронт испарения водяного льда проходил между областями формирования Европы и Ганимеда [Lunine, Stevenson, 1982]. Если формирование спутников происходило путём аккреции мелких тел и пылевых частиц, то они, мигрируя в сторону планеты из-за трения о газ, теряли лёд после пересечения фронта испарения. Как следует из оценок [Кусков

и др., 2009; Рускол, 2006], в результате взаимных неупругих столкновений крупных планетезималей ($r \geq 100$ км), образовавшихся в солнечной небуле (протопланетном околосолнечном диске), в протоспутниковый диск было захвачено некоторое количество этих планетезималей. Они стали зародышами спутников. Однако их суммарная масса составляла лишь $\sim 1\%$ от суммарной массы регулярных спутников Юпитера и Сатурна, тогда как всё остальное вещество растущие спутники получали из мелких тел и пылевых частиц. Если бы спутники образовывались из планетезималей с размерами крупных астероидов и массой $\sim 10^{24}$ г, то столкновения между этими телами привели бы к их блужданию по радиусу диска, перемешиванию тел изначально разного состава, к их физической эрозии и частичному испарению льда. В результате произошло бы сглаживание различий химического состава спутников [Dwyer et al., 2013] вместо наблюдаемого резкого градиента их состава.

Для изучения образования регулярных спутников, реконструкции их химического состава большое значение имеет уточнение радиального распределения поверхностной плотности, температуры и других параметров дисков этих планет. Построение моделей протоспутниковых дисков на стадии образования спутников, являющееся предметом данной работы, позволяет наложить ограничения на условия образования регулярных спутников и области их формирования.

ОГРАНИЧЕНИЯ НА МОДЕЛИ. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Ограничения на температуры в протоспутниковых дисках

Имеющиеся данные о соотношении ледяной и каменной компонент в составе галилеевых спутников и о составе атмосферы Титана позволяют получить температурные ограничения для дисков Юпитера и Сатурна. Как следует из моделей галилеевых спутников Юпитера [Кусков и др., 2009; Kuskov, Kronrod, 2001, 2005], Ганимед имеет отношение лёд/порода, близкое к 1, в то время для Европы оно составляет $\sim 0,1$. С учётом данных, приведённых выше, предположим, что в процессе своей аккреции спутники аккумулировали основную часть вещества из мелких планетезималей и агрегатов пылевых частиц. Тогда в течение всего процесса аккреции Ганимед должен был находиться с внешней стороны от фронта конденсации водяного льда в протоспутниковом диске, а Европа с самого начала процесса аккреции должна была располагаться с внутренней стороны от этого фронта.

Для диска Сатурна ключевой является температура в области образования Титана. Исходя из значения средней плотности спутника, а также экспериментальных данных о составе его атмосферы [Niemann et al., 2005], можно предположить следующее.

1. Весь процесс аккумуляции Титана происходил при $T < T_w$, поскольку его низкая плотность указывает на то, что он состоит из смеси льдов и железоканникового материала в примерно равной пропорции.

2. Ледяные частицы и планетезимали, до того как были аккумулярованы формирующимся спутником, находились в диске Сатурна в области образования Титана при температурах, по крайней мере, не превышающих температур термодинамической устойчивости кристаллогидрата аммония 90...100 К при давлении $P = 10^{-6} \dots 10^{-4}$ бар, характерных для этого диска [Макалкин, Дорофеева, 2006]. Эта оценка базируется на хорошо обоснованном предположении, что наиболее вероятным источником молекулярного азота — основного компонента атмосферы Титана — является NH_3 , аккумулярованный формирующимся Титаном из твёрдых частиц и планетезималей в виде твёрдого кристаллогидрата $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [Mousis et al., 2009]. В пользу этого предположения свидетельствуют два экспериментальных замера отношения содержаний $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ в молекуле N_2 атмосферы Титана, полученные по данным приборов на КА Cassini [Niemann et al., 2010]. Эти значения, будучи примерно втрое меньше, чем на Юпитере, имеющем протосолнечное отношение $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$, оказались близки к среднему отношению $^{14}\text{NH}_2/^{15}\text{NH}_2$ в 12 кометах [Rousselot et al., 2014]. Поскольку NH_2 образуется при фотодиссоциации NH_3 , авторы указанной статьи считают, что полученное значение может характеризовать и значение $^{14}\text{NH}_3/^{15}\text{NH}_3$.
3. Минимальную температуру в зоне аккреции спутника оценить труднее. Но если допустить, что отсутствие ксенона в его атмосфере свидетельствует об отсутствии этого инертного газа на Титане вообще, то нижняя температурная граница в области его аккумуляции составляла ~ 60 К при указанных выше давлениях.

С учётом радиальной миграции (I типа) были получены оценки радиальных расстояний r_0 в протоспутниковом диске Юпитера, с которых начали свою миграцию галилеевы спутники [Canup, Ward, 2009]: $r_0 \approx 8, 10, 17$ и $27R_{Jup}$ для Ио, Европы, Ганимеда и Каллисто соответственно. Здесь R_{Jup} — современный радиус Юпитера. При варьировании параметров, входящих в формулу (4.18) статьи [Canup, Ward, 2009], можно получить увеличение стартового радиального расстояния ещё на $1R_{Jup}$. Для Титана аналогичная оценка по той же формуле даёт начальное расстояние r_0 в интервале $21 \dots 25R_{Sat}$, где R_{Sat} — радиус Сатурна.

Основываясь на космохимических ограничениях, вытекающих из валового химического состава регулярных спутников Юпитера и Сатурна, а также состава атмосферы Титана, с учётом поправки на радиальную миграцию спутников, можно сделать следующий вывод. В моделях диска Юпитера должно выполняться следующее условие: значения температур на радиальных расстояниях $r \leq 15 \dots 18R_{Jup}$ (радиус Юпитера) должны быть выше температуры конденсации водяного льда (T_w) при соответствующих давлениях. Для диска Сатурна температуры в области образования Титана ($r = 20 \dots 25R_{Sat}$) должны быть ниже 90...100 К и, вероятно, укладываться в интервал 60...90 К, чтобы в протоспутниковом диске не произошло разрушения гидрата аммония, образовавшегося в протопланетном диске в зоне формирования льдов, вошедших в состав Сатурна.

Температура в протопланетном околосолнечном диске

В областях формирования Юпитера и Сатурна во времена образования их регулярных спутников температуры можно оценить, основываясь на моделях, описывающих особенности состава атмосфер планет-гигантов. Экспериментально установлено, что атмосфера Юпитера в несколько раз обогащена (по отношению к водороду) всеми летучими, включая инертные газы тяжелее неона. Относительно атмосферы Сатурна в настоящее время известно, что она в ещё большей степени, чем атмосфера Юпитера, обогащена азотом, углеродом, серой и фосфором. Механизмы обогащения атмосфер этих планет тяжёлыми летучими элементами недостаточно изучены. Считается, что источником обогащения этими элементами могла быть аккреция твёрдого вещества, образовавшегося в протопланетном диске, — клатратов или кристаллогидратов при температурах 20...50 К [Mousis et al., 2009].

Согласно расчётам моделей эволюции протопланетного диска [Дорофеева, Макалкин, 2004; Макалкин, Дорофеева, 1996; Маров и др., 2008] температуры в его средней плоскости на радиальном расстоянии $r \approx 4...10$ а. е. даже через 8 млн лет с начала формирования протопланетного диска не опускались ниже 20 К. Численные расчёты термогидродинамической эволюции протопланетных дисков дают температуру $T_{neb} = 20...50$ К для области формирования планет-гигантов на завершающей стадии образования этих планет [Макалкин, Дорофеева, 1996; D'Angelo et al., 2003; Papaloizou, Terquem, 1999].

Исходя из приведённых аргументов, в модельных расчётах мы приняли для зоны Юпитера $T_{neb} = 35$ К, а для зоны Сатурна $T_{neb} = 30$ К. Отметим, что точный выбор температуры внутри интервала $T_{neb} = 20...50$ К очень мало влияет на рассчитываемые параметры моделей [Макалкин, Дорофеева, 2006].

Массовое содержание пыли в протопланетном диске

В области формирования планет-гигантов массовое содержание пыли X_d оценивается в пределах от $X_d = 0,0142$ [Alibert et al., 2005a] до $X_d = 0,0149$ [Lodders, 2003]. С учётом комплекса космохимических данных можно принять значение $X_d = 0,0145$ [Кусков и др., 2009]. Однако это значение относится к допланетной стадии. В период окончания аккреции планет-гигантов ($t \approx 5...8$ млн лет) значительная часть пыли имела вторичное происхождение в результате дробления крупных планетезималей, сталкивающихся с большими скоростями в зонах формирования Юпитера и Сатурна. Массовое содержание такой «вторичной» пыли недостаточно изучено. Что касается содержания пыли в протоспутниковых дисках, здесь ситуация гораздо неопределённая. Трёхмерное численное моделирование падения газа на протоспутниковые диски из окружающей области протопланетного диска [Tanigawa et al., 2012] показало следующий, ранее не рассматривавшийся эффект. Тот газ, который обеспечивает аккрецию диска,

падает на него с высоких широт, из области, далёкой от средней плоскости. Поэтому он обеднён пылью вторичного происхождения, а также и крупными частицами первичного происхождения, которые под действием солнечной гравитации оседают к средней плоскости диска. Газ с низких широт, обогащённый пылью, падает на больших расстояниях от центра, но отклоняется и вытекает из сферы Хилла в средней плоскости, а пыль присоединяется к диску на его внешнем краю. Это значительно изменяет картину образования спутников и создаёт неопределённость в нахождении массового содержания пыли в протоспутниковом диске. Уменьшить неопределённость будет возможно, если удастся получить ограничения на непрозрачность, зависящую, в свою очередь, от размеров пылевых частиц, а в случае мелких частиц — и от их состава.

Центробежный радиус и радиус протоспутникового диска

Эти радиусы (r_c и r_d) являются важными входными параметрами модели, определяющими распределение поверхностной плотности диска. Удельный угловой момент вещества, падающего на околопланетный протоспутниковый диск из-за пределов сферы Хилла, можно записать в виде $j = l\Omega_p R_{H,p}^2$. Здесь Ω_p — кеплеровская угловая скорость планеты в протопланетном околосолнечном диске, $R_{H,p}$ — радиус сферы Хилла планеты, l — множитель, зависящий от геометрии распределения падающего на диск вещества. Если падение происходит в орбитальной плоскости планеты, то $l = 1/4$ [Рускол, 1982]. Для случая трёхмерного гидродинамического моделирования аккреционного течения газа к сфере Хилла и внутри неё при аккреции на диск получено значение $l \approx 0,2$ [Tanigawa et al., 2012]. Радиус $R_{H,p}$ равен $R_{H,p} = r_p (M_p / 3M_\odot)^{1/3}$, где r_p — расстояние планеты от Солнца; M_p — масса планеты; M_\odot — масса Солнца. Если предположить, что вещество падает на протоспутниковый диск с сохранением удельного углового момента j , то из условия, что на круговой кеплеровской орбите вокруг планеты, имеющей центробежный радиус r_c , выполняется равенство гравитационной и центробежной сил $j^2 / r_c^3 = G M_p / r_c^2$, следует соотношение $r_c = (l^2/3) R_{H,p}$. Всё вещество, падающее на протоспутниковый диск с границы сферы Хилла с сохранением удельного углового момента, окажется в диске внутри окружности с радиусом r_c . При $l = 1/4$ получается $r_c = R_{H,p} / 48$, а при $l \approx 0,2$ имеем $r_c = 0,0133 R_{H,p}$. Если выразить эти значения через современные радиусы Юпитера и Сатурна, то получим $r_{c1,Jup} \approx 15 R_{Jup}$ и $r_{c2,Jup} \approx 10 R_{Jup}$; $r_{c1,Sat} \approx 23 R_{Sat}$ и $r_{c2,Sat} \approx 15 R_{Sat}$ для двух приведённых выше значений множителя l , соответственно. В работе [Tanigawa et al., 2012] получено, что падающий на диск газ после прохождения ударного фронта над диском движется к центру над его поверхностью. Поэтому естественно предположить, что из-за трения газ получит некоторое количество углового момента от диска, вращающегося по кеплеровскому закону. В результате он войдёт в состав протоспутникового диска на расстоянии от планеты, большем, чем центробежный радиус r_c . Поэтому в расчётах в качестве рабочих значений

принимается $r_{c,Jup} \approx 15R_{Jup}$ и $r_{c,Sat} \approx 23R_{Sat}$. В ряде работ [Canup, Ward, 2002; Sasaki et al., 2010] для диска Юпитера принято в два раза большее значение $r_{c,Jup} \approx 30R_{Jup}$, чтобы все галилеевы спутники оказались внутри окружности радиуса r_c . Мы сделали для сравнения расчёты и при таком значении r_c . Благодаря перераспределению углового момента в диске за счёт вязкости, диск имеет радиус r_d , существенно больший, чем r_c .

Результаты ряда работ по численному гидродинамическому моделированию взаимодействия планеты-гиганта с окружающей областью протопланетного околосолнечного диска позволяют сделать вывод, что $r_d \approx R_{H,p}/5$. На таком расстоянии происходит резкое увеличение радиальной скорости [Tanigawa et al., 2012], либо находятся ударные фронты, на которых вещество должно отрываться от диска (ссылки в работах [Alibert et al., 2005b; Canup, Ward, 2002]).

С учётом этого мы приняли в качестве рабочих значений $r_{d,Jup} \approx 150R_{Jup}$ и $r_{d,Sat} \approx 200R_{Sat}$. Как показывают наши расчёты [Макалкин, Дорофеева, 2014], изменение r_d даже в 2,5 раза мало влияет на температуру диска.

Влияние миграции Юпитера и Сатурна на параметры моделей

Миграция растущих планет в направлении Солнца происходит из-за их гравитационного взаимодействия с газопылевым диском, в результате которого планета передаёт диску угловой момент [Ward, 1997]. Поскольку регулярные спутники планет формировались на заключительной стадии роста планет-гигантов длительностью ~ 1 млн лет, когда планеты содержали $\geq 90\%$ их окончательной массы, то миграция на этой стадии, вероятно, уменьшала радиус орбит планет не более чем два раза ($a_2/a_1 \geq 0,5$) [Alibert et al., 2005b].

Оба характерных радиуса протоспутникового диска, r_c и r_d , рассмотренные выше, пропорциональны радиусу сферы Хилла $R_{H,p}$, который, в свою очередь, пропорционален расстоянию планеты от Солнца, поэтому миграция Юпитера и Сатурна на последней стадии их аккреции могла уменьшить параметры r_c и r_d не более чем в два раза. Влияние на модели такого изменения r_c и r_d учтено (см. выше).

Обратная миграция Юпитера и Сатурна — изнутри к периферии протопланетного диска — могла происходить после того, как Сатурн, начавший позже, чем Юпитер, гидродинамическую стадию аккреции, был захвачен в резонанс 2:3 с Юпитером. Однако, как следует из результатов моделирования [D'Angelo, Marzari, 2012], для осуществления обратной миграции Юпитера и Сатурна из внутренней области диска ($r \approx 1,5 \dots 2$ а. е.) в зону их современного расположения требуется выполнение ряда маловероятных условий. В частности, необходимо прекращение аккреции газа на обе планеты на стадии формирования регулярных спутников, что не соответствует условиям образования спутников в аккреционном диске. Кроме того, необходима очень высокая скорость миграции растущего Сатурна внутрь диска до его захвата в резонанс 2:3 с Юпитером, иначе он будет захвачен в резонанс

1:2, не обеспечивающий начало обратной миграции. Из анализа совокупности условий, затрудняющих обратную миграцию этих планет, в работе [D'Angelo, Marzari, 2012] получено, что Юпитер из области $r \leq 2$ а.е. мог попасть в область $r \geq 4$ а.е. лишь с вероятностью $\sim 2\%$. Следует отметить, что химический состав спутников этих планет, в особенности спутников Сатурна, а также его атмосферы, свидетельствует против аккреции вещества во внутренней зоне протопланетного диска по температурным ограничениям (см. раздел о температуре выше).

Радиусы Юпитера и Сатурна во время образования регулярных спутников

Мы принимаем следующие значения этих параметров: $R_p \approx 1,4R_{Jup}$ и $R_p \approx 1,4R_{Sat}$, основываясь на оценках [Hubbard et al., 2002; Papaloizou, Nelson, 2005; Safronov, Ruskol, 1982]. Значения $R_{Jup} \approx 7,15 \cdot 10^9$ см и $R_{Sat} \approx 6,03 \cdot 10^9$ см соответствуют современным экваториальным радиусам Юпитера и Сатурна. В работе [Lissauer et al., 2009] получено значение $R_p \approx 1,7R_{Jup}$, которое дало бы очень малую поправку к значению температуры диска, тем более что нагрев излучением планеты оказался не основным.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ПРОТОСПУТНИКОВЫХ ДИСКОВ

Для расчёта моделей протоспутникового диска необходимо уравнение для поверхностной плотности газа Σ в протоспутниковом диске. По определению поверхностная плотность находится соотношением $\Sigma = \int_{-\infty}^{\infty} \rho dz$, где ρ — обычная (объёмная) плотность газа, а интегрирование ведётся поперёк (по толщине) диска. Отношение массового содержания (массовой доли) пылевого вещества к массовому содержанию газа считается одинаковым в любом месте диска и равным $\chi X_d / X_g \approx \chi X_d$, где χ показывает отношение массового содержания пыли к её протосолнечному значению. Отказ от предположения о постоянстве параметра χX_d значительно усложнил бы расчёт модели, введя в неё много недостаточно определённых параметров, относящихся к свойствам пылевых частиц и их взаимодействию с газом.

Как и в работе [Canup, Ward, 2002], мы предполагаем, что газ, падающий на протоспутниковый диск, равномерно распределяется по диску радиуса r_c , что согласуется с результатами [Cassen, Sammers, 1983]. Тогда поток вещества, падающий на единицу поверхности $\dot{\Sigma}_a$, можно представить в виде $\dot{\Sigma}_a = \dot{M} / \pi r_c^2$, где \dot{M} — полный поток массы (темп аккреции) из протопланетного диска на протоспутниковый диск, близкий к темпу аккреции газа. При $r > r_c$ предполагается $\dot{\Sigma}_a = 0$. Это соответствует приближению тонкого диска, когда вещество падает на диск на радиальном расстоянии, соответствующем своему угловому моменту, поэтому $j_a = j = (GM_p r)^{1/2}$.

Распределение поверхностной плотности $\Sigma(r)$ определяется из решения системы, состоящей из уравнения неразрывности для Σ и уравнения изменения углового момента Σ , т. е. уравнения для $j\Sigma$, которое учитывает поступление углового момента с падающим газом, т. е. член $j\dot{\Sigma}_a$, а также вязкие касательные напряжения, обусловленные турбулентной вязкостью ν . Решение этой системы получено в работе [Canup, Ward, 2002] на основании теоретической модели [Lynden-Bell, Pringle, 1974]. Затем в работе [Макалкин, Дорофеева, 2014] это решение было дополнено ещё несколькими членами, снижающими погрешность решения до $\varepsilon < 0,1$ на любом расстоянии $r < r_d$ и обеспечивающими при этом гладкое сшивание $\Sigma(r)$ при $r = r_c$. Полученное решение можно записать в виде:

$$\Sigma = \frac{\dot{M}}{3\pi\nu} \frac{\Lambda}{l}, \quad (1)$$

где $l = 1 - (R_p/r_d)^{1/2}$, $\Lambda = \Lambda(r, r_c, r_d, R_p)$ — известная функция [Макалкин, Дорофеева, 2014].

Входящую в уравнение (1) кинематическую вязкость ν , усреднённую по толщине диска, можно выразить через температуру в средней плоскости диска T_m . Для этого принято использовать модель α -параметризации вязкости [Shakura, Sunyaev, 1973]:

$$\nu = \alpha ch = \frac{\alpha c^2}{\Omega}, \quad (2)$$

где Ω — кеплеровская угловая скорость, $\Omega = (GM_p/r^3)^{1/2}$. Квадрат скорости звука в средней плоскости диска $c^2 = \gamma R_g T_m / \mu$ зависит от температуры T_m , средней молекулярной массы вещества газа $\mu \approx 2,4$ и отношения теплоёмкостей $\gamma = C_p/C_V \approx 1,45$; R_g — газовая постоянная.

Для характеризующего вязкость параметра α должно выполняться неравенство $\alpha < 1$, соответствующее дозвуковой турбулентности. За исключением этого, область значений α недостаточно определена, но обычно для астрофизических аккреционных дисков используется интервал $10^{-4} < \alpha < 10^{-1}$. В данной работе мы варьируем α в пределах от 10^{-4} до 10^{-2} .

Из уравнений (1) и (2) следует связь между величинами Σ и T_m :

$$\Sigma T_m = \frac{1}{3\pi} \frac{\mu}{\gamma R_g} \frac{\Lambda}{l} \frac{\dot{M}}{\alpha} \Omega. \quad (3)$$

Диск непрозрачен от средней плоскости ($z = 0$) до излучающей поверхности ($z = z_s$), выше которой он прозрачен для собственного излучения. Высота этой поверхности определяется условием, что оптическая глубина τ на уровне излучающей поверхности равна $2/3$:

$$\tau = \int_{z_s}^{\infty} \kappa \rho dz = \kappa_s \rho_s z_s = \int_1^{\infty} \exp[b_s(1 - \xi^2)] d\xi = \frac{2}{3}, \quad (4)$$

где $b_s = \frac{1}{2} \frac{\mu \Omega^2 z_s^2}{R_g T_s}$, T_s — температура на излучающей поверхности z_s .

Из уравнения (4) определяется высота z_s ; плотность ρ_s на поверхности диска z_s , как и плотность на любой высоте z , вычисляется по методике, изложенной ранее [Макалкин, Дорофеева, 2006]. В уравнении (4) росселандова средняя непрозрачность κ , взятая на излучающей поверхности диска, обозначена κ_s . Зависимость непрозрачности от температуры выражается формулой

$$\kappa = \chi \kappa_0 T^\beta. \quad (5)$$

Непрозрачность κ_s на излучающей поверхности диска z_s получается из соотношения (5) при $T = T_s$. Зависимость $\kappa(T)$ в широком диапазоне температур, полученную в работе [Pollack et al., 1994], мы аппроксимировали с помощью кусочно-непрерывной функции на основании зависимости (5), задавая различные значения коэффициента κ_0 и показателя степени β для интервалов температур, в которых преобладающее влияние на непрозрачность оказывают те или иные соединения [Макалкин, Дорофеева, 2006]: водяной лёд ($T < T_w$), летучие органические соединения ($T_w < T < 425$ К), тугоплавкие органические соединения (425 К $< T < 680$ К), силикаты и железо (680 К $< T < T_{si}$). Температуры испарения водяного льда $T_w(P)$ и начала испарения силикатов и железа $T_{si}(P)$ получены по данным [Cameron, Fegley, 1982; Prinn, Fegley, 1989]. Данные о $T_w(P)$ позволяют найти высоту z_w в диске — фронт испарения водяного льда.

Температура T_s на излучающей поверхности диска (при $z = z_s$) определяется с помощью уравнения, которое описывает баланс между излучаемым потоком энергии и суммой потоков энергии, подводимой к поверхности диска от нескольких источников нагрева:

$$\frac{\sigma_{SB} (T_s^4 - T_{neb}^4)}{1 + (2\chi_p \Sigma)^{-1}} = D_1 + \frac{\eta G M_p \dot{M}}{4\delta r_c^2 r} e^{-(r/r_c)2} + k_s F_1. \quad (6)$$

Здесь σ_{SB} — постоянная Стефана-Больцмана; T_{neb} — температура окружающей области протопланетного диска (солнечной небулы). Три слагаемых в правой части уравнения (6) соответствуют нагреву диска тремя источниками. Вязкая диссипация турбулентной энергии по всей толщине диска от средней плоскости до высоты z_s , на которой происходит излучение потока этой энергии через одну из двух поверхностей диска, выражается соотношениями

$$D_1 = \frac{9}{8} \nu \Sigma \Omega^2 = \frac{3}{8\pi} \frac{\Lambda}{l} \dot{M} \Omega^2.$$

Второй член в правой части уравнения (6) обозначает нагрев диска падающим на него веществом. Обрезающий экспоненциальный множитель взят, чтобы физически разумно сгладить резкий переход, существующий в модели бесконечно тонкого диска между областью $r < r_c$, на которую в случае бесконечно тонкого диска падает поток вещества $\dot{\Sigma}_a = \dot{M} / \pi r_c^2$, и областью $r > r_c$, в которой $\dot{\Sigma}_a = 0$. Экспоненциальный множитель выбран так,

чтобы приближённо сохранился полный поток массы на диск. Множитель η показывает обогащение падающего газа твёрдым веществом, $\eta = [1 + (1 + \theta)\chi X_d]$, коэффициент θ равен отношению массовых содержаний крупных тел и пылевых частиц.

Третий член в правой части уравнения (6) описывает нагрев диска излучением молодой планеты. Поток излучения, падающий на диск, F_1 , выражается соотношением $F_1 = L_p \frac{\sin(\xi + \eta)}{8\pi(r^2 + z_s^2)}$, где L_p — светимость молодой планеты, угол ξ учитывает влияние конечного размера планеты R_p на освещённость диска, а угол η показывает влияние на освещённость кривизны поверхности диска: $\xi = \arctg\left(\frac{4}{3\pi} R_p / \sqrt{r^2 + z_s^2}\right)$; $\eta = \arctg(dz_s/dr) - \arctg(z_s/r)$. На стадии аккреции Юпитера или Сатурна светимость L_p рассчитывается по формуле $L_p = k_1 GM_p \dot{M}/R_p$ с множителем $k_1 \approx 0,9$ [Papaloizou, Nelson, 2005; Safronov, Ruskol, 1982]. Коэффициент k_s в уравнении (6) показывает, какая доля потока излучения планеты даёт вклад в нагрев диска при $z \leq z_s$. С достаточной точностью можно принять $k_s \approx 0,5$ [Макалкин, Дорофеева, 1995].

Знаменатель в левой части уравнения (6) представляет собой выражение, полученное в работе [Nakamoto, Nakagawa, 1994] и содержащее планковскую среднюю непрозрачность κ_p , которая в случае запылённого газа близка к росселандовой средней непрозрачности κ . Излучающая поверхность исчезает при $\kappa \Sigma/2 = 2/3$, т. е. при $z_s = 0$. При $\kappa \Sigma < 4/3$ диск становится оптически тонким, изотермическим по толщине, и уравнение (6) даёт эффективную температуру диска $T_e = T_s$.

С помощью первого и второго моментов уравнения переноса излучения и уравнения, описывающего вязкую диссипацию, можно получить уравнение, описывающее вертикальное распределение температуры с учётом зависимости непрозрачности от температуры [Макалкин, Дорофеева, 1995], в котором единица заменена q_s^2 , чтобы учесть возможность перехода диска в оптически тонкое состояние:

$$\left(\frac{T}{T_s}\right)^{4-\beta} = 1 + \frac{3}{64}(4-\beta) \frac{D_1}{\sigma_{SB} T_s^4} \kappa_s \Sigma (q_s^2 - q^2). \quad (7)$$

Здесь q — вертикальная массовая координата $q = \int_{-z}^z \rho dz' / \Sigma$ при $|z| < z_s$, q_s — её значение при $z = z_s$, равное $q_s = 1 - 4/(3\kappa_s \Sigma)$. Уравнение (7) справедливо в случае, когда существует излучающая поверхность, т. е. выполняется неравенство $\kappa_s \Sigma > 4/3$. При $\beta = 0$, $\kappa_s \Sigma \gg 1$ и $T = T_m$ уравнение (7) совпадает с соответствующим уравнением в работах [Hubeny, 1990; Cassen, 1994]. Из уравнений (3) и (7) получается уравнение для определения T_m :

$$T_m^{5-\beta} - T_s^{4-\beta} T_m = \frac{3}{2^9 \pi^2} \frac{\mu}{\sigma_{SB} R_g \gamma} (4-\beta) \chi \kappa_0 \frac{\dot{M}^2}{\alpha} \Omega^3 \left(\frac{\Lambda}{l}\right)^2 q_s^2. \quad (8)$$

В случае крупных пылевых частиц с радиусами $a \gg \lambda_{\max} \approx 50$ мкм непрозрачность не зависит от температуры, т. е. $\kappa = \kappa_s = \kappa_m = \text{const}$. В то же время она зависит от радиуса частиц, их плотности ρ_s и массового содержания χX_d :

$$\kappa = \frac{3Q_p \chi X_d}{4\rho_s a}, \quad (9)$$

где $Q_p \ll 1$. Из уравнения (9) видно, что увеличение размеров пылевых частиц и изменение их массовой доли оказывают большое влияние на непрозрачность.

Для случая крупных пылевых частиц аналог уравнения (8) для определения T_m получается при замене $\chi \chi_0$ на κ и заданием $\beta = 0$.

Температура в средней плоскости диска T_m , как следует из уравнения (8), зависит не только от T_s , но и от соотношения между темпом аккреции массы на диск (полным потоком массы) \dot{M} , параметром вязкости α и непрозрачностью вещества $\chi \chi_0$ (для модели с переменной непрозрачностью) или κ (для модели с постоянной непрозрачностью).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ

Оценка вклада различных источников в нагрев протоспутниковых дисков

Температура поверхности диска T_s , как это следует из уравнения (6), определяется четырьмя потоками энергии, которые соответствуют четырём механизмам нагрева диска. Величина каждого из этих потоков, содержащихся в правой части уравнения (6), представлена на рис. 1 для одной модели Юпитера и одной модели Сатурна, которые удовлетворяют космохимическим ограничениям на температуру (как это видно из рис. 2 и табл. 1). Поток, связанный с диссипацией турбулентности (поток 1), поступает к поверхности диска или из его внутренних (экваториальных) слоёв. Тепло, выделяемое при торможении диском падающего на него потока вещества (поток 2), поступает из внешних и внутренних слоёв. Излучение центральной планеты (поток 3) и тепловое излучение окружающей области солнечной туманности (поток 4) приходят извне.

На рис. 1 видно, что для всех моделей преобладающими являются два потока энергии: поток, связанный с вязкой диссипацией энергии турбулентных движений (кривая 1), и поток, вызванный аккрецией газа, пыли и более крупных тел на поверхность диска (кривая 2). Видно также, что вклад излучения молодой планеты в нагрев диска (кривая 3) оставался всегда малым по сравнению с турбулентным и аккреционным источниками нагрева, несмотря на то, что светимость планеты для рассмотренных моделей Юпитера и Сатурна в $10^2 \dots 10^3$ раз превышала современную. В показанных на рис. 1 моделях, даже во внутренней области диска, где вклад планетного излучения максимален, поток 1 в 5 раз больше потока 3, вызванного излучением планеты.

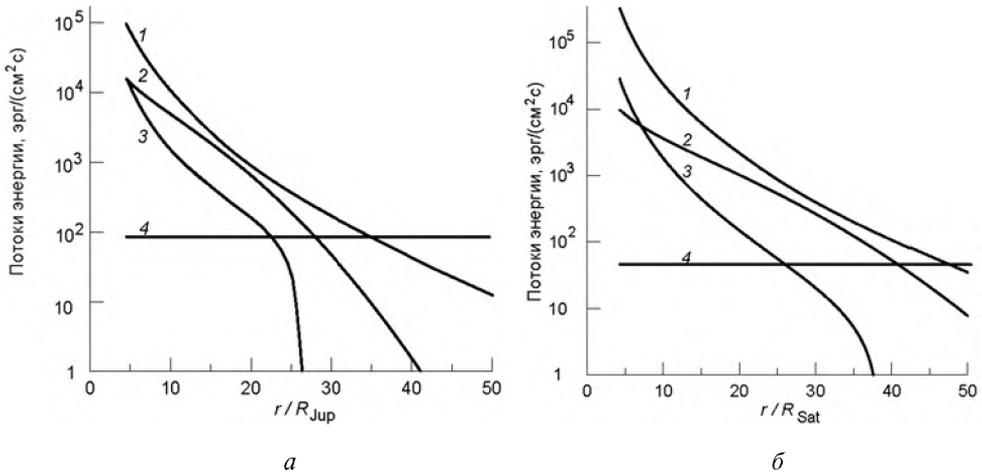


Рис. 1. Вклад в нагрев диска поглощаемых потоков энергии, входящих в уравнение (6). Кривыми 1–4 выражаются потоки, создаваемые различными физическими механизмами: 1 — вязкая диссипация турбулентных движений; 2 — аккреция вещества на диск; 3 — излучение молодой планеты; 4 — поток излучения окружающей области протопланетного диска (солнечной небулы), соответствующий температуре $T_{neb} = 35$ К для зоны Юпитера и $T_{neb} = 30$ К для зоны Сатурна. Во всех представленных моделях параметр турбулентности $\alpha = 10^{-3}$, а аккреционный параметр в уравнении (6) $\eta = 1,04$. Показаны следующие модели: а — диск Юпитера с темпом аккреции $\dot{M} = 10^{-8} M_{Jup}/\text{год}$, непрозрачностью, зависящей от температуры с $\chi = 1$ (модель J8); б — диск Сатурна с $\dot{M} = 10^{-7} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 0,1 \text{ см}^2/\text{г}$

Величины трёх потоков энергии (под номерами 1, 2 и 3 на рис. 1) прямо пропорциональны темпу аккреции (полному потоку массы) \dot{M} , падающему на диск и через диск — на планету. Поэтому отношения потоков 1, 2, и 3 очень близки для Юпитера и Сатурна, как видно из сравнения частей «а» и «б» рис. 1. Отметим, что потоки энергии, показанные на рис. 1, не зависят ни от вязкости диска, ни от непрозрачности или иных свойств его вещества. Потоки 1, 2 и 3 зависят практически только от темпа аккреции \dot{M} . При изменении величины \dot{M} кривые 1, 2 и 3 перемещаются параллельно самим себе, сохраняя соотношения между потоками.

Поскольку подавляющая масса вещества находится при температурах и давлениях, характерных для средней плоскости протоспутникового диска, особенно важно, чтобы космохимические ограничения на температуру выполнялись для T_m .

Варьирование входных параметров и проверка моделей на соответствие космохимическим ограничениям

Для получения моделей, удовлетворяющих космохимическим ограничениям на T_m , проводились расчёты при варьировании значений основных параметров модели — темпа аккреции на протоспутниковый диск (и из диска на

планету) $\dot{M} = 10^{-6} M_p/\text{год}$, параметров непрозрачности κ и параметра α , характеризующего турбулентную вязкость.

Темп аккреции (полный поток массы) на планету в моделях, удовлетворяющих ограничениям, изменялся на три порядка в пределах $\dot{M} = 10^{-6} \dots 10^{-9} M_p/\text{год}$, где $M_p = M_{Jup}$ или M_{Sat} . Чтобы удовлетворить ограничениям для T_m при различных значениях \dot{M} , приходилось варьировать непрозрачность и турбулентную вязкость. Непрозрачность среди входных параметров варьировалась в наиболее широком диапазоне. Ограничением на непрозрачность снизу является значение средней росселандовой непрозрачности для газа (без пыли), которое при температурах $T \approx 100 \dots 200$ К составляет $\kappa \approx 10^{-4} \text{ см}^2/\text{г}$ [Canup, Ward, 2002].

Расчёты моделей проводились для коэффициентов непрозрачности, рассчитываемых по разным формулам для мелких и крупных частиц. Если пылевые частицы, входившие в состав протоспутникового диска, имели радиус $a \leq 5 \cdot 10^{-3}$ см, то при расчёте температуры T_m использовалась формула (8), учитывающая зависимость непрозрачности от температуры и, посредством этой зависимости, от химического состава вещества. В случае если твёрдая фаза вещества диска состояла из более крупных частиц (с радиусом $a > 5 \cdot 10^{-3}$ см), при расчёте T_m в уравнении (8) принималось $\beta = 0$, что соответствует случаю непрозрачности, не зависящей от температуры.

Спектр моделей протоспутникового диска Юпитера, входные параметры которых удовлетворяют космохимическим и физическим ограничениям, представлен в табл. 1, то же для диска Сатурна — в табл. 2.

Таблица 1. Модели протоспутникового диска Юпитера, удовлетворяющие космохимическим и физическим ограничениям

№ модели	$\dot{M}, M_{Jup}/\text{год}$	α	κ	χ	r_w/R_{Jup}	
					$r_c = 15$	$r_c = 30$
Модели с постоянной непрозрачностью вещества						
J1	10^{-6}	10^{-3}	0,001	—	22,3	
J2		10^{-2}	0,01	—	22,3	
J3	10^{-7}	10^{-3}	0,01	—	15,2	15,3
J4		10^{-2}	0,1	—	16,4	16,5
J5		10^{-3}	0,1	—	18,4	20,0
J6		10^{-4}	0,01	—	16,8	17,9
J7	10^{-8}	10^{-3}	10	—	16,4	18,2
Модели с переменной непрозрачностью вещества						
J8	10^{-8}	10^{-3}	—	1	17,3	19,3
J9		10^{-2}		10	17,8	20,1
J10	10^{-9}	10^{-3}	—	100	17,2	19,3
J11		10^{-4}	—	10	16,6	18,6

Таблица 2. Модели протоспутникового диска Сатурна, удовлетворяющие космохимическим ограничениям по температурам аккреции его крупнейшего спутника — Титана, а также физическим ограничениям

№ модели	\dot{M} , $M_{Sat}/\text{год}$	α	κ	χ	r_w/R_{Sat}	$r(T_{cond} \text{NH}_4\text{OH})/R_{Sat}$
Модели с постоянной непрозрачностью вещества						
S1	10^{-6}	10^{-3}	0,01	—	18,5	32,3
S2		10^{-2}	0,1	—	21,2	33,2
S3	10^{-7}	10^{-3}	0,1	—	11,0	20,8
S4		10^{-4}	0,01	—	9,9	20,8
S5		10^{-2}	1	—	9,3	19,6
Модели с переменной непрозрачностью вещества						
S6	10^{-7}	10^{-2}		1	17,9	24,1
S7	10^{-8}	10^{-3}	—	1	10,7	15,3
S8		10^{-2}	—	10	11,1	15,3
S9		10^{-3}	—	10	15,2	20,6
S10		10^{-4}	—	10	24,3	31,0

Из радиального расстояния фронта конденсации водяного льда r_w видно, что все представленные модели диска Юпитера удовлетворяют космохимическим ограничениям, однако, несколько хуже — модели J1 и J2, для которых этот радиус чуть больше $20R_{Jup}$. Модели Сатурна S1 и S2 хуже других удовлетворяют ограничению, накладываемому положением фронта испарения-конденсации гидрата аммония $r(T_{cond} \text{NH}_4\text{OH})$. Как видно из табл. 1 и 2, модели J1, J2, S1 и S2, хуже других удовлетворяющие космохимическим ограничениям, рассчитаны при максимальных значениях темпа аккреции $\dot{M} = 10^{-6} M_p/\text{год}$. В этих моделях температура в области образования Ганимеда оказывается больше, чем $T_{cond} \text{H}_2\text{O}$, а в области образования Титана — выше, чем $T_{cond} \text{NH}_4\text{OH}$. Как показал анализ полученных результатов, для выполнения космохимических ограничений при заданном значении \dot{M} достаточно варьировать лишь параметр κ при неизменном параметре α , для которого можно принять значение $\alpha = 10^{-3}$, рассматриваемое нами как предпочтительное.

Распределения температуры в моделях протоспутниковых дисков и влияние на них вариаций входных параметров

Радиальная зависимость температуры в средней плоскости диска (T_m) и на его поверхности (T_s) для ряда моделей дисков Юпитера и Сатурна показана на рис. 2. На нём оптимальные (в смысле удовлетворения ограничениям) модели с заданным значением \dot{M} получаются при следующих сочетаниях параметров: $\dot{M} = 10^{-7} M_{Jup}/\text{год}$, $\kappa = 10^{-2} \text{см}^2/\text{г}$ (модель J3), а также $\dot{M} = 10^{-8} M_{Jup}/\text{год}$, $\kappa = 10 \text{см}^2/\text{г}$ (модель J7). Полученные в этих моделях

оценки для расстояния фронта испарения-конденсации водяного льда r_w близки к космохимически обоснованному (по моделям спутников) значению $r_w = 15R_{Jup}$, совпадающему с радиусом орбиты Ганимеда, показанному на рис. 2а и б вертикальной штриховой прямой. Модели с указанными наборами параметров \dot{M} и χ обозначены на рис. 2а (и всех последующих рисунках) пунктирными и сплошными кривыми соответственно, причём температура T_m — более толстыми кривыми, чем T_s . Для модели с $\dot{M} = 10^{-7} M_{Jup}/\text{год}$ температуры T_m и T_s лишь немного различаются, причём только во внутренней области при $r < 10R_{Jup}$. Значение $\chi = 10^{-2} \text{см}^2/\text{г}$, согласно (9), при космической пропорции пыли соответствует радиусу пористых лёд-содержащих частиц $a \approx 0,8 \text{см}$, а значение $\chi = 10 \text{см}^2/\text{г}$ — величине $a \approx 10^{-2} \text{см}$ при более чем десятикратном обогащении пыли ($\chi \approx 12$) по сравнению с космической пропорцией.

Модель с наибольшим темпом аккреции $\dot{M} = 10^{-6} M_{Jup}/\text{год}$ и непрозрачностью $\chi = 10^{-3}$ (модель J1), показана на рис. 2а одной штриховой линией, так как для неё кривые T_m и T_s практически сливаются из-за малой оптической толщины диска ($\tau < 10$). Эта модель хуже соответствует ограничениям на положение фронта конденсации водяного льда, так как она даёт несколько большие значения T_m и значение радиальной координаты фронта конденсации водяного льда $r_w = 22,3R_{Jup}$, слишком большое для объяснения первичного протосолнечного отношения лёд/порода, существующего на Ганимеде.

На рис. 2б показаны температуры (T_m и T_s) двух моделей диска Юпитера для непрозрачности, зависящей от температуры $\chi(T)$. Такая непрозрачность соответствует предположению, что диск состоял из относительно мелких пылевых частиц, $a \leq 5 \cdot 10^{-3} \text{см}$. В этом случае T_m рассчитывается по уравнению (8). Модели удовлетворяют космохимическому ограничению на положение фронта конденсации водяного льда. В одной из моделей темп аккреции равен $\dot{M} = 10^{-8} M_{Jup}/\text{год}$, и содержание пыли равно её значению в протопланетном диске $X_d = 0,0145$, $\chi = 1$ (модель J8, сплошные кривые), для другой $\dot{M} = 10^{-9} M_{Jup}/\text{год}$, и имеется стократное обогащение вещества пылью ($\chi = 100$) по сравнению с солнечным (модель J10, штрихпунктирные кривые), что приводит к приблизительно равному массовому содержанию пыли и газа. Для этих двух моделей рассчитанные радиальные координаты фронта конденсации льда воды в средней плоскости диска ($T_m = T_w$) оказались равными $r_w = 17,3R_{Jup}$ и $r_w = 17,2R_{Jup}$.

На этом и других рисунках при описании моделей мы идём от больших потоков к меньшим, так как это соответствует эволюционному тренду: темпы аккреции на околопланетный диск и на планету постепенно уменьшаются.

Из сравнения моделей, обозначенных сплошными кривыми на рис. 2а и б, которые соответствуют одному и тому же значению темпа аккреции $\dot{M} = 10^{-8} M_{Jup}/\text{год}$ и отличаются только различными значениями непрозрачности, следует, что модель с постоянной непрозрачностью удовлетворительно согласуется с моделью, у которой непрозрачность зависит от температуры. Однако это согласие имеется только в среднем.

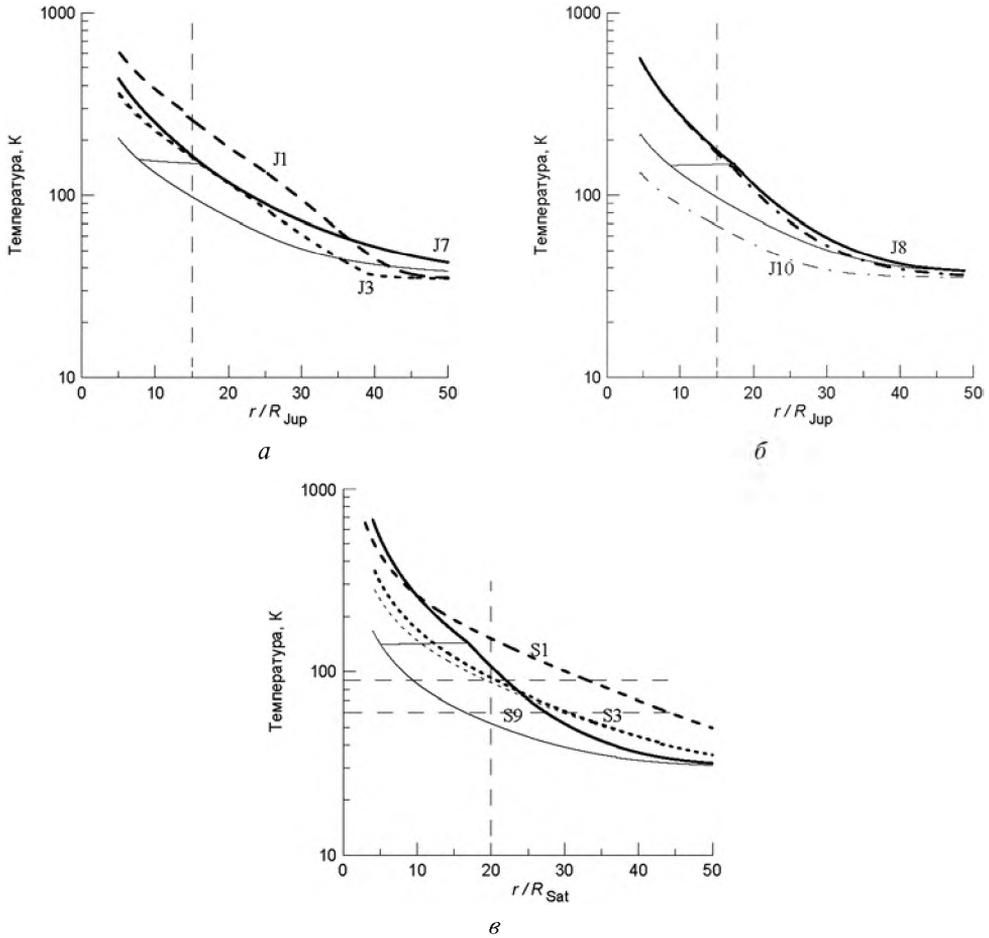


Рис. 2. Температура в средней плоскости протоспутникового диска T_m (жирные кривые) и на его излучающей поверхности T_s (тонкие кривые) для моделей с различными значениями темпа аккреции на диск \dot{M} , непрозрачности χ и обогащения пылью χ . Горизонтальные отрезки, соединяющие жирные и тонкие кривые — температура конденсации водяного льда ($T_w \approx 150$ К). Для всех моделей принят параметр вязкости $\alpha = 10^{-3}$. Модели диска Юпитера с непрозрачностью, не зависящей от температуры (а): $\dot{M} = 10^{-6} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 10^{-3} \text{ см}^2/\text{г}$ (модель J1, штриховая кривая, T_m и T_s совпадают); $\dot{M} = 10^{-7} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{г}$ (модель J3, пунктирные кривые); $\dot{M} = 10^{-8} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 10 \text{ см}^2/\text{г}$ (модель J7, сплошные кривые). Модели диска Юпитера с непрозрачностью, зависящей от температуры (б): $\dot{M} = 10^{-8} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 1$ (модель J8, сплошные кривые); $\dot{M} = 10^{-9} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 100$ (модель J10, штрихпунктирные кривые). Модели диска Сатурна (в): $\dot{M} = 10^{-6} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{г}$ (модель S1, штриховые кривые); $\dot{M} = 10^{-7} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 0,1 \text{ см}^2/\text{г}$ (модель S3, пунктирные кривые); $\dot{M} = 10^{-8} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 10$ (модель S9, сплошные кривые). Штриховая вертикальная прямая на панелях (а) и (б) — положение орбиты Ганимеда ($r = 15R_{Jup}$). Аналогичная прямая на панели (в) — положение орбиты Титана ($r \approx 20R_{Sat}$), а две горизонтальные штриховые прямые — температурные ограничения на условия аккреции Титана

Модель с непрозрачностью, зависящей от температуры и химического состава, в отличие от модели с постоянной непрозрачностью, учитывает не только изменение непрозрачности внутри области без фазового перехода. Важнее, что она учитывает скачок непрозрачности при температуре конденсации водяного льда T_w . Это проявляется в изломе на радиальной зависимости основных термодинамических параметров при температуре T_w , включая и излом на кривых $T_m(r)$, показанных на рис. 2б.

На рис. 2в показаны значения $T_m(r)$ и $T_s(r)$ для трёх моделей диска Сатурна, охватывающих диапазон потоков массы и непрозрачности, при которых модели удовлетворяют космохимическим ограничениям для этого диска: $\dot{M} = 10^{-6} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{г}$ (штриховые кривые); $\dot{M} = 10^{-7} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 0,1 \text{ см}^2/\text{г}$ (пунктирные кривые); и $\dot{M} = 10^{-8} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 10$ (сплошные кривые). Таким образом, первые две модели соответствуют постоянной непрозрачности, т. е. крупным размерам пылевых частиц, а последняя — модели с мелкими частицами и переменной непрозрачностью $\chi(T)$. В этой модели для согласования с ограничениями по температуре потребовалась увеличение массовой концентрации пылевых частиц в 10 раз.

При понижении темпа аккреции до величины $\dot{M} = 10^{-8} M_{Sat}/\text{год}$, а для Юпитера даже до $\dot{M} = 10^{-9} M_{Jup}/\text{год}$, как видно из рис. 2в и б, удаётся удовлетворить ограничениям по температуре, если значительно увеличить концентрацию мелкой пыли в газе относительно протосолнечной распространённости. Такая возможность могла реализоваться в солнечной небуле (протопланетном диске) и особенно в протоспутниковом диске, если на этой стадии Солнечная система была значительно обеднена газом в результате его фотоиспарения под действием УФ-излучения молодого Солнца и, возможно, соседних массивных звёзд [Matsuyama et al., 2003]. В этом случае большое количество пыли, ранее двигавшейся вместе с турбулентным газом, оседает к средней плоскости небулы и попадает в состав протоспутникового диска.

Одним из входных параметров модели аккреционного протоспутникового диска является центробежный радиус протоспутникового диска r_c . Влияние вариаций значений r_c на радиальное распределение температуры в средней плоскости протоспутниковых дисков Юпитера и Сатурна (T_m) было исследовано нами для всего спектра моделей, удовлетворяющих космохимическим ограничениям. Показано, что увеличение центробежного радиуса диска Юпитера с $r_c = 15R_{Jup}$ до $r_c = 30R_{Jup}$ даёт в результате увеличение T_m в зоне аккумуляции регулярных спутников в пределах $\sim 30\%$, а также, как видно из табл. 1, сдвигает границу конденсации льда наружу не более чем на 10%. Для диска Сатурна в результате проведённых расчётов оказалось, что увеличение центробежного радиуса с $r_c = 23R_{Sat}$ до $r_c = 30R_{Sat}$ приводит к увеличению T_m в зоне образования Титана в пределах $\sim 10\%$ [Макалкин, Дорофеева, 2014].

Ещё одним входным параметром построенных нами моделей аккреционного протоспутникового диска является значение его радиуса r_d . Влияние на температуру в экваториальной плоскости диска T_m радиуса r_d оказалось ещё меньше, чем влияние центробежного радиуса r_c . Так, результаты моделирования диска Сатурна показали, что уменьшение радиуса диска r_d с 200

до $80R_{Sat}$ увеличивает T_m на 17 % в промежутке расстояний r от 20 до $35R_{Sat}$, включающем область образования Титана. Отметим, что увеличение r_d во столько же раз, т. е. с 200 до $500R_{Sat}$ увеличивает T_m на 10...11 % на указанных расстояниях [Макалкин, Дорофеева, 2014].

Уменьшение фоновой температуры в протопланетном диске T_{neb} с 40 до 30 К приводит к уменьшению T_m на 20 % при $r = 40R_{Sat}$. Дальнейшее уменьшение T_{neb} с 30 до 20 К приводит к уменьшению T_m ещё на 17 % на расстоянии $r = 40R_{Sat}$. При этом на расстоянии $r = 20R_{Sat}$ температура T_m уменьшается всего лишь на 0,5 %.

На рис. 3 показаны радиальные распределения поверхностной плотности для нескольких моделей дисков Юпитера и Сатурна. На рисунке видно, что поверхностные плотности диска Юпитера в области образования галилеевых спутников уменьшаются приблизительно в пять раз. Для моделей Юпитера с предпочтительным набором параметров поверхностные плотности в области 10... $20R_{Jup}$ находятся в интервале от 20 до 500 г/см². Для диска Сатурна на расстоянии $20R_{Sat}$ этот интервал составляет 10...100 г/см².

Рассчитанные радиальные распределения давлений (в средней плоскости и на излучающей поверхности диска), значения которых также легко получить из распределений температуры и поверхностной плотности (см. рис. 2 и 3), показывают, что максимальные давления достигают $\sim 10^{-3}$ бар на расстоянии $5R_p$.

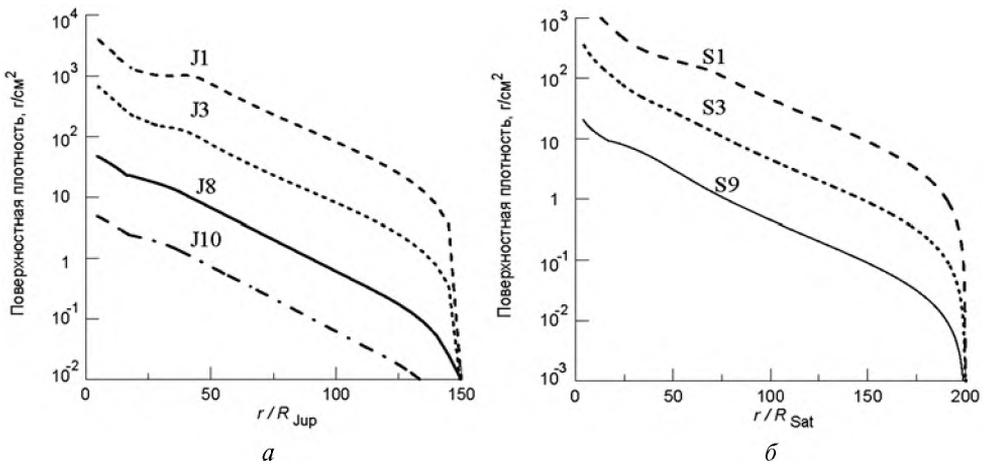


Рис. 3. Поверхностная плотность газа в диске Юпитера для моделей Юпитера и Сатурна. Для всех моделей принят параметр вязкости $\alpha = 10^{-3}$. Графики перечисляются в порядке сверху вниз. Модели диска Юпитера (а): $\dot{M} = 10^{-6} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 10^{-3} \text{ см}^2/\text{г}$ (модель J1, штриховая кривая); $\dot{M} = 10^{-7} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{г}$ (модель J3, пунктирные кривые), $\dot{M} = 10^{-8} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 1$ (модель J8, сплошные кривые); $\dot{M} = 10^{-9} M_{Jup}/\text{год}$, $\chi = 100$ (модель J10, штрихпунктирные кривые). Модели диска Сатурна (б): $\dot{M} = 10^{-6} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{г}$ (модель S1, штриховые кривые); $\dot{M} = 10^{-7} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 0,1 \text{ см}^2/\text{г}$ (модель S3, пунктирные кривые); $\dot{M} = 10^{-8} M_{Sat}/\text{год}$, $\chi = 10$ (модель S9, сплошные кривые)

Давление в средней плоскости диска Юпитера в моделях J1–J10 на расстоянии Ганимеда $r \approx 15R_{Jup}$ варьирует в пределах $P_m \approx 10^{-3} \dots 10^{-6}$ бар, а в моделях диска Сатурна S1–S9 на расстоянии Титана $r \approx 20R_{Sat}$ давления находятся в интервале $P_m \approx 10^{-4} \dots 10^{-6}$ бар. Эти значения гораздо больше, чем давления в средней плоскости протопланетного диска в области формирования планет-гигантов в период образования их спутников. Согласно модели 9 [Макалкин, Дорофеева, 1996] и модели M6 [Дорофеева, Макалкин, 2004] на расстоянии Юпитера давление составляет $P_m \approx 7 \cdot 10^{-8}$ бар, а на расстоянии Сатурна $P_m \approx 2 \cdot 10^{-8}$ бар.

В результате моделирования получена радиальная зависимость высоты излучающей поверхности z_s для дисков Юпитера и Сатурна. Наибольшую высоту и радиус оптически толстой части диска имеют модели с мелкими пылевыми частицами. В таких моделях непрозрачность дисков больше, чем в случае дисков с крупными частицами, и она зависит от температуры. Таковы, например, модели J8 и S9. Для этих моделей на каждом радиальном расстоянии r отношение z_s/r не превышает 0,15 для диска Юпитера и 0,23 для диска Сатурна [Макалкин, Дорофеева, 2014]. На расстоянии, где достигается максимальная высота $z_s = z_{max}$, отношение $z_{max}/r \approx 0,1$ как для Юпитера, так и для Сатурна. Таким образом, диски можно рассматривать как геометрически тонкие, а при $r > 80R_{Jup}$ и $r > 80R_{Sat}$ оба диска становятся и оптически тонкими. Различие в структуре протоспутниковых дисков Юпитера и Сатурна заключается в том, что максимальная высота излучающей поверхности у диска Юпитера достигается гораздо ближе к планете (при $r_{max} \approx 20R_{Jup}$), чем у диска Сатурна ($r_{max} \approx 50 \dots 60R_{Sat}$). При $r > r_{max}$ поверхность диска оказывается в тени, отбрасываемой ближней к планете частью диска, и поэтому не нагревается излучением планеты. Однако с учётом показанных на рис. 1 соотношений между потоками излучения, падающими на поверхность диска, эти различия в структуре обоих дисков не очень сильно сказываются на температурных условиях внутри них. Причина заключается во второстепенной роли нагрева диска излучением планеты по сравнению с нагревом из-за диссипации турбулентных движений внутри дисков и нагревом падающим на диск веществом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Посмотрим, какие из рассчитанных моделей хуже других удовлетворяют космохимическим и другим ограничениям.

Модели Юпитера J1 и J2, соответствующие наибольшему из рассмотренных темпов аккреции — $\dot{M} = 10^{-6} M_{Jup}/\text{год}$, хуже других удовлетворяют ограничению на положение фронта испарения водяного льда, как отмечалось выше. Как видно из табл. 1, фронт испарения для них находится на расстоянии $r_w > 22R_{Jup}$. Модели Сатурна S1 и S2, соответствующие полному потоку массы на диск $\dot{M} = 10^{-6} M_{Sat}/\text{год}$, также хуже остальных моделей удовлетворяют ограничению на содержание кристаллогидрата аммония в зоне формирования Титана. Фронт его испарения в этих моделях находится на расстоянии $\sim 33R_{Sat}$ (см. табл. 2), что предполагает хотя бы частичное

обеднение зоны формирования Титана гидратом аммония. Модели Сатурна и Юпитера S1 и J1 также не удовлетворяют ограничениям на строение Каллисто и Титана, как обсуждается ниже.

Модель Юпитера J10 маловероятна, так как предполагаемое в ней стократное обогащение аккреционного протоспутникового диска твёрдым веществом (по сравнению со стандартной космической пропорцией) трудно согласовать с составом атмосферы Юпитера, которая всего лишь в несколько раз обогащена веществом, поступившим с твёрдыми частицами и планетезималями. Кроме того, при равном содержании пылевой и газовой фаз турбулентность могла значительно ослабевать.

Отдать предпочтение какой-либо одной модели протоспутникового диска, исходя из размеров пылевых частиц, довольно трудно. В то же время имеются некоторые аргументы в пользу более крупных частиц. К ним относятся данные наблюдений дисков молодых звёзд солнечного типа [Natta et al., 2007], которые свидетельствуют о том, что во многих (но не во всех) дисках размеры пылевых частиц значительно больше межзвёздных размеров и достигают 1 см. Увеличенные размеры частиц рассматриваются как признаки процесса планетообразования в этих дисках. Интересно, что более крупные частицы наблюдаются во внутренней части диска, а более мелкие — на его периферии. Возможно, такая зависимость размеров частиц от радиального расстояния имела место и в протопланетном околозвёздном диске. Она может объясняться зависимостью скорости роста частиц от радиальной координаты [Макалкин, Зиглина, 2004]. В таком случае находит естественное объяснение полученный нами результат, что при темпе аккреции $\dot{M} = 10^{-7} M_{Jup}/\text{год}$ и $\dot{M} = 10^{-7} M_{Sat}/\text{год}$ для дисков Юпитера и Сатурна модели, удовлетворяющие космохимическим ограничениям, имеют непрозрачность $\kappa = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{г}$ для диска Юпитера и $0,1 \text{ см}^2/\text{г}$ для диска Сатурна (модели J3 и S3). Такая непрозрачность соответствует размерам частиц (при космическом содержании пыли) $a \approx 1 \text{ см}$ и $a \approx 0,1 \text{ см}$ соответственно. Следует ещё отметить, что в моделях образования Юпитера для получения достаточно быстрой аккреции и радиального сжатия формирующейся планеты необходимо уменьшение непрозрачности оболочки планеты в 10–100 раз [Hubickyj et al., 2005] за счёт увеличения размеров или уменьшения содержания пылевых частиц. Второе предположение едва ли приемлемо в силу наблюдаемого обогащения атмосферы Юпитера летучими тяжелее водорода и гелия. Итак, имеются некоторые свидетельства в пользу увеличения размеров пылевых частиц на стадии образования спутников, следовательно, в пользу моделей с потоками $\dot{M} = 10^{-7} M_p/\text{год}$, которые, как следует из табл. 1 и 2, хорошо удовлетворяют космохимическим ограничениям.

Отметим, что модели диска Сатурна, имеющие темп аккреции $\dot{M} = 10^{-7} M_{Sat}/\text{год}$, имеют и самое близкое к планете расположение фронта испарения льда H_2O . Однако он, как видно из табл. 2, всё же находится на достаточно большом удалении от Сатурна: $r_w > 9R_{Sat}$. В связи с этим особого изучения требует вопрос происхождения спутников на орбитах с радиусами $r < 9R_{Sat}$, в частности, пяти спутников «средних размеров» с суммарной массой $\sim 3\%$ массы Титана и со значительной массовой долей льда H_2O .

Сравнение потоков энергии, поглощаемых (и переизлучаемых) протоспутниковыми дисками (см. рис. 1), показало, что нагрев диска энергией падающего на него вещества хотя и меньше, но того же порядка, что и нагрев за счёт диссипации энергии турбулентных движений в диске. Отсюда следует, что если бы кинетическая энергия падающего вещества могла эффективно генерировать турбулентность по всей толщине диска, то одной лишь этой турбулентности было бы достаточно (без привлечения иных источников) для того, чтобы создать радиальный поток массы через диск на планету, который обеспечил бы формирующиеся спутники необходимым количеством твёрдого вещества. При этом температурные условия в области формирования спутников удовлетворяли бы космохимическим ограничениям.

ОГРАНИЧЕНИЯ НА ОБЛАСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛЛИСТО И ТИТАНА

Необходимо отметить ещё одно важное ограничение, которому должны удовлетворять модели протоспутниковых дисков и которое определяет область образования регулярных спутников. Это ограничение связано с соотношением между двумя временами аккреции: временем аккреции спутника из более мелких тел и частиц, находящихся в диске τ_{ai} , и временем аккреционного поступления и переноса через диск массы твёрдого вещества τ_a , необходимой для аккреции регулярных спутников. Время τ_{ai} зависит только от внутренних параметров диска, а τ_a — от темпа аккреции вещества на диск.

За характерное время τ_{ai} происходит аккумуляция спутника из планетезималей, находящихся внутри диска. Его можно назвать «внутренним временем аккреции», поскольку оно определяется только характеристиками самого диска. Время τ_{ai} [Макалкин и др., 1999; Сафронов, Рускол, 1977] можно записать в виде:

$$\tau_{ai} \approx \frac{4\rho_s R_s}{F_g \sigma_b \Omega}, \quad (10)$$

где R_s — радиус спутника; ρ_s — его средняя плотность; Ω — угловая скорость обращения спутника вокруг планеты на орбите радиуса r . Параметры σ_b и Ω зависят от радиальной координаты (расстояния от планеты) r ; $F_g = 1 + (V_e/V)^2$ — параметр, характеризующий гравитационную фокусировку при столкновениях тел с зародышем спутника и определяемый отношением скорости убегания с поверхности спутника к средним хаотическим скоростям тел вдали от него. Для протоспутниковых дисков Юпитера и Сатурна в области образования регулярных спутников можно принять $F_g \approx 5$, что соответствует значению параметра Сафронова $\theta \approx 2$ [Дорофеева, Макалкин, 2004]. В формуле (10) σ_b — поверхностная плотность тел и частиц в протоспутниковом диске, движущихся в газовой среде по баллистическим траекториям. Величина σ_b не учитывает наличия мелких пылевых частиц, «вмороженных» в газ и обтекающих спутники, поэтому $\sigma_b < \sigma_s$, где σ_s — полная поверхностная плотность твёрдого вещества.

За другое характерное время (τ_a), которое можно назвать «внешним временем аккреции», в зону образования регулярных спутников из протопланетного диска и внешних областей аккреционного протоспутникового диска поступает вместе с газом такая масса пылевых и более крупных твёрдых частиц, которая необходима для образования регулярных спутников:

$$\tau_a = \frac{M_{is}}{\xi X_s \dot{M}}, \quad (11)$$

где M_{is} — полная масса регулярных спутников (с добавлением в случае Юпитера массы водяного льда, не вошедшей в Ио и Европу). Параметр \dot{M} обозначает полный поток массы (темп аккреции) газа, поступающего в аккреционный диск в зону образования регулярных спутников; $X_s = \sigma_s / \sigma_g$ — отношение поверхностной плотности твёрдого вещества (пыли и более крупных тел) к поверхностной плотности газа в диске, приблизительно равное отношению их массовых содержаний в зоне образования регулярных спутников; коэффициент аккреции ξ представляет вероятность аккреции частиц и мелких тел растущим спутником и крупными планетезималиями в его зоне. Таким образом, произведение $\xi X_s \dot{M}$ обозначает полную массу твёрдого вещества, которая поступает в зону формирования регулярных спутников в единицу времени и способна участвовать в их аккреции. Остальная доля твёрдого вещества, поступающая в эту зону, выпадает на центральную планету.

Из физического смысла уравнений (10) и (11), описывающих характерные времена τ_{ai} и τ_a , следует, что для образования регулярных спутников в аккреционном диске малой массы необходимо, чтобы выполнялось неравенство $\tau_{ai} / \tau_a \approx 1$. В этом случае успевает образоваться спутник заданного размера за счёт необходимой массы твёрдого вещества, поступившего в его зону питания за время τ_a . С учётом соотношений (10) и (11) получаем:

$$\frac{\tau_{ai}}{\tau_a} \approx \frac{4\xi\rho_s R_s \dot{M} \sigma_s}{F_g \sigma_g M_{is} \Omega \sigma_b} \approx 1. \quad (12)$$

Модели J1 и S1 не подходят для объяснения образования слабо дифференцированных Каллисто и Титана, так как из уравнения (10) следует, что время их аккреции — менее 10^5 лет. Такая быстрая аккреция сопровождалась бы существенным нагревом и дифференциацией их недр [Bag, Canup, 2008; Bag et al., 2010], что противоречит данным о внутреннем строении этих спутников [Кусков и др., 2009; Kuskov, Kronrod, 2005; Iess et al., 2010].

Для определённости берутся отношения \dot{M} / σ_g , зависящие от радиальной координаты, для моделей J3 и S3, но, как следует из расчётов и как показано на рис. 3, для остальных моделей дисков Юпитера и Сатурна отношения \dot{M} / σ_g не сильно отличаются на одинаковых расстояниях r / R_{planet} . Для оценки отношения τ_{ai} / τ_a с помощью соотношения (12) приняты значения $\rho_s = 1,9 \text{ г/см}^3$, $R_s = 2500 \text{ км}$ в качестве характерных значений для крупных ледяных спутников Юпитера и Сатурна, а также значение $\xi\sigma_s / \sigma_b = 0,3$, которое соответствует довольно высокой вероятности захвата частиц растущим спутником и достаточно большой массовой доле мелких тел и частиц

по отношению к планетезиμαлям. Это позволяет получить грубую оценку отношения τ_{ai}/τ_a на различных радиальных расстояниях r для дисков Юпитера и Сатурна (рис. 4).

Как видно из этого рисунка, отношение характерных времён τ_{ai}/τ_a значительно увеличивается с расстоянием от планеты и становится существенно больше единицы на расстояниях $r/R_{Sat} > 30$ и $r/R_{Jup} > 40$. Возможно, полученная оценка τ_{ai}/τ_a близка к максимальному (наименее благоприятному) значению этого отношения, однако правильнее её рассматривать как качественную. Из этой оценки следует, что на достаточно больших расстояниях от планет из поступающего в аккреционный диск вещества не успевают образоваться такие крупные спутники, как Каллисто и Титан.

Ранее предполагалось, что область образования регулярных спутников определяется тем максимальным расстоянием, на котором выпадает на диск вещество из солнечной небулы [Canup, Ward, 2002]. Но, как следует из результатов трёхмерного численного моделирования [Tanigawa et al., 2012], не только крупные тела, но и мелкие тела и частицы при падении на диск двигаются по траекториям, которые значительно больше отличаются от траекторий газа, чем предполагалось ранее. Вероятно, твёрдое вещество, поступившее в зону образования регулярных спутников, попало в диск на значительно большем расстоянии от планет, чем область существования крупных спутников. В таком случае, соотношение (12) качественно иллюстрирует, почему эти спутники образовались так близко к своим планетам: на больших расстояниях они не успевают образоваться из-за медленной аккумуляции. Радиальная миграция спутников к планетам (миграция I типа), вероятно, не очень значительно приблизила их к планетам, и они стартовали с расстояний не более $30...40 R_{planet}$ [Canup, Ward, 2009; Sasaki et al., 2010].

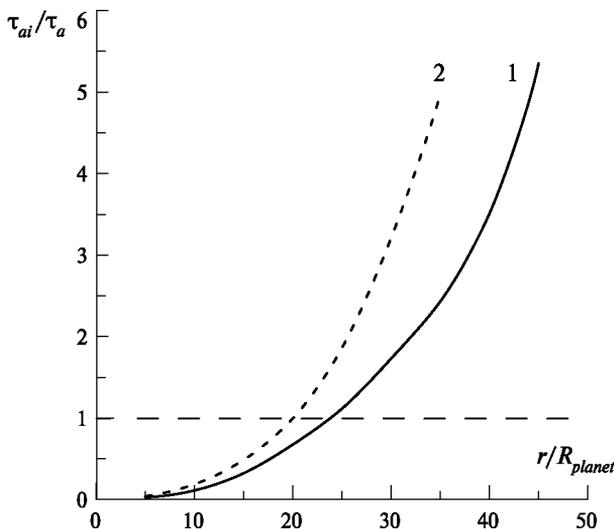


Рис. 4. Отношение характерных времён аккреции τ_{ai} и τ_a крупных ледяных спутников в аккреционных дисках вокруг Юпитера (кривая 1) и Сатурна (кривая 2). Пояснения в тексте

Из полученной выше оценки (12) и рис. 4 следует, что ограничение на область образования крупных спутников Юпитера и Сатурна, вероятно, определялось не только (и не столько) пространственным распределением потока падавшего на диск вещества, но и, в значительной степени, процессами образования спутников в аккреционном диске.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построенные модели аккреционных дисков Юпитера и Сатурна на стадии образования регулярных спутников учитывают основные источники нагрева диска: диссипацию энергии турбулентных движений (турбулентная вязкость), диссипацию кинетической энергии вещества, падающего на протоспутниковый диск из окружающей области протопланетного диска, и нагрев диска излучением молодой планеты-гиганта, на которую продолжается аккреция вещества через диск. При расчёте внутренней структуры диска учтена зависимость непрозрачности от температуры, содержания и размеров пылевых частиц. Входными параметрами моделей являются темп аккреции вещества, падающего на диск (полный поток массы) \dot{M} , параметр турбулентности α , непрозрачность вещества диска κ (с учётом обогащения твёрдыми частицами χ), которая в случае мелких пылевых частиц зависит от химического состава и, через него, — от температуры. К входным параметрам также относятся центробежный радиус и радиус диска, а также радиус молодой планеты. Варьируя значения основных входных параметров, мы построили широкий спектр моделей (см. табл. 1 и 2) и отобрали из них те, которые удовлетворяют космохимическим ограничениям: для диска Юпитера это содержание H_2O в галилеевых спутниках, а для диска Сатурна — наличие твёрдого соединения — клатрата NH_4OH в диске, необходимого для объяснения азотной атмосферы Титана. Учтены также некоторые физические ограничения.

Космохимические ограничения позволяют отдать некоторое предпочтение моделям с темпом аккреции $\dot{M} = 10^{-7} M_p/\text{год}$ (как видно из табл. 1 и 2). Из моделей с такими значениями \dot{M} , в свою очередь, можно отдать некоторое предпочтение моделям (J3 и S3) с уменьшенной непрозрачностью и увеличенными размерами пылевых частиц на стадии образования спутников — заключительной стадии образования Юпитера и Сатурна.

Построенные модели использованы при проведении оценок «внутреннего» и «внешнего» времени образования регулярных спутников в аккреционных дисках Юпитера и Сатурна. Из сравнения этих времён получены ограничения на области образования крупных спутников Юпитера и Сатурна. Показано, что Каллисто и Титан едва ли могли сформироваться на значительно больших расстояниях от своих планет, чем их современные расстояния.

ЛИТЕРАТУРА

- [Дорофеева, Макалкин, 2004] *Дорофеева В. А., Макалкин А. Б.* Эволюция ранней Солнечной системы. Космохимические и физические аспекты. М.: Едиториал УРСС, 2004. 288 с.
- [Кусков и др., 2009] *Кусков О. Л., Дорофеева В. А., Кронрод В. А., Макалкин А. Б.* Системы Юпитера и Сатурна: Формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. М.: Изд-во ЛКИ, 2009. 576 с.
- [Макалкин, Дорофеева, 1995] *Макалкин А. Б., Дорофеева В. А.* Строение протопланетного аккреционного диска вокруг Солнца на стадии Т Тельца. I. Исходные данные, уравнения и методы построения моделей // *Астрономич. вестн.* 1995. Т. 29. № 2. С. 99–122. (*Solar System Research.* 1995. V. 29. N. 2. P. 85–104.)
- [Макалкин, Дорофеева, 1996] *Макалкин А. Б., Дорофеева В. А.* Строение протопланетного аккреционного диска вокруг Солнца на стадии Т Тельца. II. Результаты расчёта моделей // *Астрономич. вестн.* 1996. Т. 30. № 6. С. 496–513. (*Solar System Research.* 1996. V. 30. N. 6. P. 440–455.)
- [Макалкин, Дорофеева, 2006] *Макалкин А. Б., Дорофеева В. А.* Модели протоспутникового диска Сатурна: условия образования Титана // *Астрономич. вестн.* 2006. Т. 40. № 6. С. 483–498. (*Solar System Research.* 2006. V. 40. N. 6. P. 441–455.)
- [Макалкин, Дорофеева, 2014] *Макалкин А. Б., Дорофеева В. А.* Аккреционные диски вокруг Юпитера и Сатурна на стадии образования регулярных спутников // *Астрономич. вестн.* 2014. Т. 48. № 1. С. 64–80. (*Solar System Research.* 2014. V. 48. N. 1. P. 62–78.)
- [Макалкин, Зиглина, 2004] *Макалкин А. Б., Зиглина И. Н.* Образование планетезималей в транснептуновой области протопланетного диска // *Астрономич. вестн.* 2004. Т. 38. № 4. С. 330–343. (*Solar System Research.* 2004. V. 38. N. 4. P. 283–299.)
- [Макалкин, Рускол, 2003] *Макалкин А. Б., Рускол Е. Л.* Диссипация газа из протоспутникового диска Юпитера // *Астрономич. вестн.* 2003. Т. 37. № 6. С. 545–554. (= *Makalkin A. B., Ruskol E. L.* Gas Dissipation from the Protosatellite Disk of Jupiter // *Solar System Research.* 2003. V. 37. Iss. 6. P. 497–505.)
- [Макалкин и др., 1999] *Макалкин А. Б., Дорофеева В. А., Рускол Е. Л.* Моделирование аккреционного протоспутникового диска Юпитера: оценка основных параметров // *Астрономич. вестн.* 1999. Т. 33. № 6. С. 518–526. (*Solar System Research.* 1999. V. 33. N. 6. P. 456–463.)
- [Маров и др., 2008] *Маров М. Я., Колесниченко А. В., Макалкин А. Б., Дорофеева В. А., Зиглина И. Н., Чернов А. В.* От протосолнечного облака к планетной системе: Модель эволюции газопылевого диска // *Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Под ред. Галимов Э. М. М.: Кн. дом «ЛИБРОКОМ», 2008. С. 223–274.*
- [Рускол, 1982] *Рускол Е. Л.* Происхождение спутников планет // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1982. № 6. С. 40–51.
- [Рускол, 2006] *Рускол Е. Л.* Происхождение спутников Юпитера и Сатурна в аккреционных дисках // *Астрономич. вестн.* 2006. Т. 40. № 6. С. 499–504. (*Solar System Research.* 2006. V. 40. N. 6. P. 456–500.)
- [Сафронов, Рускол, 1977] *Сафронов В. С., Рускол Е. Л.* Аккумуляция спутников // *Астрономич. журн.* 1977. Т. 54. Вып. 2. С. 378–387. (*Soviet Astronomy.* 1977. V. 21. P. 211–217.)
- [Alibert et al., 2005a] *Alibert Y., Mordasini C., Benz W., Winisdoerffer C.* Models of giant planet formation with migration and disk evolution // *Astron. and Astrophys.* 2005. V. 434. P. 343–353.

- [Alibert et al., 2005b] *Alibert Y., Mousis O., Benz W.* On the Volatile Enrichments and Composition of Jupiter // *Astrophys. J.* 2005. V. 622. P. L145–L148.
- [Barr, Canup, 2008] *Barr A. C., Canup R. M.* Constraints on gas giant Satellite formation from the interior states of partially differentiated Satellites // *Icarus.* 2008. V. 198. P. 163–177.
- [Barr et al., 2010] *Barr A. C., Citron R. I., Canup R. M.* Origin of a partially differentiated Titan // *Icarus.* 2010. V. 209. P. 858–862.
- [Cameron, Fegley, 1982] *Cameron A. G. W., Fegley B. Jr.* Nucleation and condensation in the primitive solar nebula // *Icarus.* 1982. V. 52. P. 1–13.
- [Canup, Ward, 2002] *Canup R. M., Ward W.R.* Formation of the Galilean Satellites: Condition of accretion // *Astronom. J.* 2002. V. 124. P. 3404–3423.
- [Canup, Ward, 2006] *Canup R. M., Ward W.R.* A common mass scaling for Satellite systems of gaseous planets // *Nature.* 2006. V. 441. P. 834–839.
- [Canup, Ward, 2009] *Canup R. M., Ward W.R.* Origin of Europa and the Galilean Satellites // *Europa / Eds. Pappalardo R., McKinnon W. K., Khurana K.* Tucson. Univ. Arizona Press, 2009. P. 59–84.
- [Cassen, 1994] *Cassen P.* Utilitarian models of the solar nebula // *Icarus.* 1994. V. 112. P. 405–429.
- [Cassen, Summers, 1983] *Cassen P., Summers A.* Models of the formation of the solar nebula // *Icarus.* 1983. V. 53. P. 26–40.
- [Coradini, Magni, 1984] *Coradini A., Magni G.* Structure of the Satellitary accretion disk of Saturn // *Icarus.* 1984. V. 59. P. 376–391.
- [Coradini et al., 2010] *Coradini A., Magni G., Turrini D.* From gas to Satellitesimals: disk formation and evolution // *Space Sci. Rev.* 2010. V. 153. P. 411–429.
- [D’Angelo et al., 2003] *D’Angelo G., Henning T., Kley W.* Thermohydrodynamics of circumstellar disks with high-mass planets // *Astrophys. J.* 2003. V. 599. P. 548–576.
- [D’Angelo, Marzari, 2012] *D’Angelo G., Marzari F.* Outward migration of Jupiter and Saturn in evolved gaseous disks // *Astrophys. J.* 2012. V. 757. N. 1. Article ID 50. 23 p.
- [Dwyer et al., 2013] *Dwyer C. A., Nimmo E., Ogihara M., Ida S.* The influence of imperfect accretion and radial mixing on ice: rock ratios in the Galilean Satellites // *Icarus.* 2013. V. 225. P. 390–402.
- [Iess et al., 2010] *Iess L., Rappaport N. J., Jacobson R. A.* et al. Gravity field, shape, and moment of inertia of Titan // *Science.* 2010. V. 327. Iss. 5971. P. 1367–1369.
- [Haisch et al., 2001] *Haisch K. E., Lada E. A., Lada C.J.* Disk frequencies and lifetimes in young clusters // *Astrophys. J.* 2001. V. 553. P. L153–L156.
- [Hubbard et al., 2002] *Hubbard W. B., Burrows A., Lunine J. I.* Theory of Giant Planets // *Ann. Rev. Astron. and Astrophys.* 2002. V. 40. P. 103–136.
- [Hubeny, 1990] *Hubeny I.* Vertical structure of accretion disks: a simplified analytical model // *Astrophys. J.* 1990. V. 351. P. 632–641.
- [Hubickyj et al., 2005] *Hubickyj O., Bodenheimer P., Lissauer J. J.* Accretion of the gaseous envelope of Jupiter around a 5–10 Earth-mass core // *Icarus.* 2005. V. 179. P. 415–431.
- [Kuskov, Kronrod, 2001] *Kuskov O. L., Kronrod V.A.* Core sizes and internal structure of the Earth’s and Jupiter’s Satellites // *Icarus.* 2001. V. 151. P. 204–227.
- [Kuskov, Kronrod, 2005] *Kuskov O. L., Kronrod V.A.* Internal structure of Europa and Callisto // *Icarus.* 2005. V. 177. P. 550–569.
- [Lissauer et al., 2009] *Lissauer J. J., Hubickyj O., D’Angelo G., Bodenheimer P.* Models of Jupiter’s growth incorporating thermal and hydrodynamic constraints // *Icarus.* 2009. V. 199. P. 338–350.
- [Lodders, 2003] *Lodders K.* Solar System abundances and condensation temperatures of the elements // *Astrophys. J.* 2003. V. 591. P. 1220–1247.

- [Lunine, Stevenson, 1982] *Lunine J. I., Stevenson D. J.* Formation of the Galilean Satellites in a gaseous nebula // *Icarus*. 1982. V. 52. P. 14–39.
- [Lynden-Bell, Pringle, 1974] *Lynden-Bell D., Pringle J. E.* The evolution of viscous discs and the origin of the nebular variables // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 1974. V. 168. P. 603–637.
- [Matsuyama et al., 2003] *Matsuyama I., Johnstone D., Hartmann L.* Viscous diffusion and photoevaporation of stellar disks // *Astrophys. J.* 2003. V. 582. P. 893–904.
- [Mitchell, Stewart, 2011] *Mitchell T. R., Stewart G. R.* Photoevaporation as a truncation mechanism for circumplanetary disks // *Astron. J.* 2011. V. 142. N. 5. Article ID 168. 10 p.
- [Mosqueira, Estrada, 2003a] *Mosqueira I., Estrada P. R.* Formation of the regular Satellites of giant planets in an extended gaseous nebula: I: subnebula models and accretion of Satellites // *Icarus*. 2003. V. 163. P. 198–231.
- [Mosqueira, Estrada, 2003b] *Mosqueira I., Estrada P. R.* Formation of the regular Satellites of giant planets in an extended gaseous nebula: II: Satellite migration and survival // *Icarus*. 2003. V. 163. P. 232–255.
- [Mousis et al., 2009] *Mousis O., Lunine J. I., Thomas K., Pasek M., Marboeuf U., Alibert Y., Ballenegger V., Cordier D., Ellinger Y., Pausat F., Picaud S.* Clathration of volatiles in the solar nebula and implications for the origin of Titan’s atmosphere // *Astrophys. J.* 2009. V. 691. P. 1780–1786.
- [Nakamoto, Nakagawa, 1994] *Nakamoto T., Nakagawa Y.* Formation, early evolution, and gravitational stability of protoplanetary disks // *Astrophys. J.* 1994. V. 421. P. 640–650.
- [Natta ye фдюб 2007] *Natta A., Testi L., Calvet N.* et al. Dust in proto-planetary disks: properties and evolution // *Protostars and Planets V* / Eds. B. Reipurth, D. Jewitt, K. Keil. Tucson: Univ. of Arizona Press, 2007. P. 767–781.
- [Niemann et al., 2005] *Niemann H. B., Atreya S. K., Bauer S. J., Carignan G. R., Demick J. E., Frost R. L., Gautier D., Haberman J. A., Harpold D. N., Hunten D. M., Israel G., Lunine J. I., Kasprzak W. T., Owen T. C., Paulkovich M., Raulin F., Raaen E., Way S. H.* The abundances of constituents of Titan’s atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe // *Nature*. 2005. V. 438. P. 779–784.
- [Niemann et al., 2010] *Niemann H. B., Atreya S. K., Demick J. E., Gautier D., Haberman J. A., Harpold D. N., Kasprzak W. T., Lunine J. I., Owen T. C., Raulin F.* Composition of Titan’s lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. No. E12. E12006.
- [Papaloizou, Nelson, 2005] *Papaloizou J. C. B., Nelson R. P.* Models of accreting gas giant protoplanets in protostellar disks // *Astron. Astrophys.* 2005. V. 433. P. 247–265.
- [Papaloizou, Terquem, 1999] *Papaloizou J. C. B., Terquem C.* Critical protoplanetary core masses in protoplanetary disks and the formation of short-period giant planets // *Astrophys. J.* 1999. V. 521. P. 823–838.
- [Prinn, Fegley Jr., 1989] *Prinn R. G., Fegley B. Jr.* Solar nebula chemistry: origin of planetary, Satellite and cometary volatiles // *Origin and evolution of planetary and Satellite atmospheres*. Tucson: Univ. Arizona press, 1989. P. 78–136.
- [Ogihara, Ida, 2012] *Ogihara M., Ida S.* N-body simulations of Satellite formation around giant planets: origin of orbital configuration of the Galilean moons // *Astrophys. J.* 2012. V. 753. No 1. Article ID 60. 17 p.
- [Pollack, 1994] *Pollack J. B., Hollenbach D., Beckwith S. B., Simonelly D. P.* Composition and radiative properties of grains in molecular clouds and accretion disks // *Astrophys. J.* 1994. V. 421. P. 615–639.

- [Rousselot et al., 2014] *Rousselot P., Piralì O., Jehin E., Vervloet M., Hutsemékers D., Manfroid J., Cordier D., Martin-Drumel M.-A., Gruet S., Arpigny C., Decock A., Mousis O.* Toward a Unique Nitrogen Isotopic Ratio in Cometary Ices // *Astrophys. J. Lett.* 2014. V. 780. No 2. Article ID L17. 5 p.
- [Safronov, Ruskol, 1982] *Safronov V.S., Ruskol E. L.* On the origin and initial temperature of Jupiter and Saturn // *Icarus.* 1982. V. 49. P. 284–296.
- [Shakura, Sunyaev, 1973] *Shakura N. I., Sunyaev R. A.* Black holes in binary systems. Observational appearance // *Astron. Astrophys.* 1973. V. 24. P. 337–353.
- [Sasaki et al., 2010] *Sasaki T., Stewart G. R., Ida S.* Origin of the different architectures of the Jovian and Saturnian Satellite systems // *Astrophys. J.* 2010. V. 714. P. 1052–1064.
- [Tanigawa et al., 2012] *Tanigawa T., Ohtsuki K., Machida M. N.* Distribution of accreting gas and angular momentum onto circumplanetary disks // *Astrophys. J.* 2012. V. 747. No 1. Article Id. 47. 16 p.
- [Ward, 1997] *Ward W. R.* Survival of Planetary Systems // *Astrophys. J.* 1997. V. 482. P. L211–L214.

CONDITIONS OF FORMATION OF REGULAR SATELLITES IN THE ACCRETION DISKS OF JUPITER AND SATURN

A. B. Makalkin¹, V. A. Dorofeeva²

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS)

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences (GEOKHI)

Models of protosatellite disks around Jupiter and Saturn are constructed. The models take into account currently known cosmochemical and physical constraints. A main restriction for the models of Jovian disk is the sharp drop in ice/rock mass ratio between Europa and Ganymede. An important for the disk of Saturn is the abundance and isotopic composition of nitrogen and extremely low content of nonradiogenic noble gases in the atmosphere of Titan. The disks around Jupiter and Saturn are modeled as low-mass accretion disks with accumulation of solid material in the embryos of satellites. The main processes of heating of the disks that are taken into consideration include viscous dissipation of turbulent motions, accretion of material from the surrounding region of the solar nebula, and radiation of the central planets. The constructed models allow restricting the area of probable values of input parameters at the stage of formation of regular satellites: accretion rates for material falling onto the disks of Jupiter and Saturn and, to some extent, opacities of disk material. We made estimates that allow imposing constraints on the location of the outer boundaries of regions where the large moons of Jupiter and Saturn had been formed. It is shown that Callisto and Titan could hardly be formed at significantly greater distances from their planets.

Keywords: planets and satellites: formation, circumplanetary disks, accretion disks, regular satellites: formation, Jupiter system, Saturn system, Callisto, Titan.

Makalkin Andrey Borisovich — leading scientist, PhD, makalkin@ifz.ru

Dorofeeva Vera Alekseevna — leading scientist, doctor of chemical sciences, venus@umail.ru

СПЕКТРАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ЕВРОПЫ, ГАНИМЕДА И КАЛЛИСТО КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

В. В. Бусарев

Государственный астрономический институт имени П. К. Штернберга Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова (ГАИШ МГУ)

Представлены результаты наземной спектрофотометрии ледяных галилеевых спутников Юпитера — Европы, Ганимеда и Каллисто, выполненной на 1,25-метровом телескопе с ПЗС-спектрометром Крымской лаборатории ГАИШ МГУ в диапазоне 0,4...0,92 мкм. Полученные спектры отражения спутников в основном согласуются с аналогичными данными предшествующих наземных наблюдений, а также исследований с помощью космических аппаратов Voyager и Galileo (NASA). Осуществлена идентификация новых слабых полос поглощения (с относительной интенсивностью ~3...5 %) в спектрах отражения этих тел с учётом лабораторных данных. Обнаружены особенности, которые в основном соответствуют адсорбированному в водяной лёд молекулярному кислороду, возникшему при радиационной имплантации ионов O^+ из магнитосферы Юпитера в поверхностное вещество спутников. В то же время в спектрах отражения Ганимеда и Каллисто обнаружены признаки разновалентных форм железа (Fe^{2+} и Fe^{3+}), типичные для гидратированных силикатов, а на Европе — признаки адсорбированного в водяной лёд метана, предположительно, эндогенного происхождения. Проведено сравнение спектров отражения ледяных галилеевых спутников со спектрами отражения астероидов 51 Немаузы (С-тип) и 92 Ундины (Х-тип).

Ключевые слова: ледяные галилеевы спутники Юпитера, спектры отражения в видимом диапазоне, адсорбированные молекулярные кислород и метан, силикаты и гидросиликаты.

ВВЕДЕНИЕ

Ио, Европа, Ганимед и Каллисто — крупнейшие из 63 известных спутников Юпитера. Три последних из них называют ледяными, учитывая состав их поверхностного вещества. Интересной особенностью этих спутников является одновременное снижение геометрического альбеда (p_v) и плотности (ρ) с удалением от Юпитера — от Европы ($p_v = 0,68$, $\rho = 3,01$ г/см³) к Ганимеду ($p_v = 0,44$, $\rho = 1,94$ г/см³) и Каллисто ($p_v = 0,19$, $\rho = 1,83$ г/см³) (<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/joviansatfact.html>).

Наличие водяного льда на рассматриваемых телах было установлено уже во время их ранних наземных спектрофотометрических и инфракрасных наблюдений [Мороз, 1965; Johnson, McCord, 1970, 1971; Pilcher et al., 1972]. Признаки существования на Европе, Ганимеде и Каллисто не только ледяной коры, но и внутренних подлёдных океанов, разогреваемых приливными возмущениями со стороны Юпитера, были получены с по-

мощью космических аппаратов (КА) NASA (National Aeronautics and Space Administration; Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства — НАСА) Voyager (конец 70-х — середина 80-х гг. XX в.) и Galileo (с 1995 по 2003 г.). В частности, по снимкам КА Galileo с разрешением до 54 м на пиксел на Европе были обнаружены следы глобального обновления поверхности: крайне низкая для безатмосферного небесного тела плотность кратеров и наличие образований типа «айсбергов», перемешавшихся по поверхности сравнительно недавно по геологической шкале времени.

Поскольку галилеевы спутники вместе с Юпитером образовались за границей конденсации водяного льда, их общим свойством является значительное обогащение водой и другими летучими соединениями (CO_2 , H_2S , NH_3) (например, [Сафронов, 1969; Кусков и др., 2009; Anders, Grevesse, 1989; Lissauer, 2005; Lunine, 2006]). Одно из подтверждений этого — оценочный состав вещества поверхности Европы (более 90% водяного льда), Ганимеда (не менее 50 % водяного льда) и Каллисто (водяного льда ~10%), рассчитанный по их спектрам отражения [McCord et al., 1997b]. Аналогичное моделирование показало, что неледяное вещество Ганимеда и Каллисто по спектральным характеристикам подобно углистым хондрикам, хотя в его составе может быть больше органики и гидратированных силикатов типа серпентина [Calvin, Clark, 1989]. Этой особенности в нашей статье уделено специальное внимание. В космических условиях важным фактором является общий процесс созревания поверхностного вещества безатмосферных небесных тел. По степени кратерированности минимальный возраст имеет поверхность Европы, он оценивается величиной порядка 50 млн лет [Zahnle et al., 2003]. По тому же признаку поверхность Ганимеда старше, чем у Европы, а у Каллисто — старше, чем у Ганимеда [Greenberg, 2010; Passey, Shoemaker, 1982]. Следует отметить, что из-за гравитационной фокусировки Юпитером метеорных потоков их интенсивность в области юпитерианских спутников может быть такой же или даже более значительной, чем в зоне астероидов Главного пояса [Бусарев и др., 2007б].

Детальные спектральные наблюдения показали, что водяной лёд на галилеевых ледяных спутниках находится в кристаллической и аморфной модификациях (например, [Dalton et al., 2010]). Кристаллический лёд отличается от аморфного наличием в его спектре отражения узкой полосы поглощения на длине волны 1,65 мкм и френелевского максимума отражения — на 3,1 мкм, который считается признаком наличия кристаллической структуры в верхнем слое вещества толщиной порядка нескольких микрон [Dalton et al., 2010; Fink, Larson, 1975]. Как оказалось, на поверхности галилеевых ледяных спутников протекают два конкурирующих процесса: кристаллизация аморфного льда при нагревании и его деструкция или аморфизация под влиянием интенсивных потоков частиц солнечного ветра и высокоэнергичных частиц (в основном, O^+ , S^+ и H^+) из магнитосферы и радиационных поясов Юпитера. Радиационные пояса простираются на расстояние до 50...100 радиусов планеты. Необходимо подчеркнуть, что поток корпускулярной радиации с увеличением расстояния от Юпитера значительно уменьшается. В частности, между орбитами Европы и Каллисто

он падает примерно в 300 раз [Dalton et al., 2010], а разница в предельных температурах на этих спутниках невелика — максимальные температуры на поверхности Европы оцениваются в ~ 132 К [Spencer et al., 1999], а на Каллисто в ~ 158 К [Moog et al., 2004]. Но даже такое различие температур приводит к разнице в скорости термической кристаллизации льда между спутниками, достигающей пяти порядков величины [Dalton et al., 2010]. По причине меньших поверхностных температур Европы (из-за более высокого альбедо) на ней не происходит кристаллизация аморфного льда, образовавшегося под действием мощных потоков радиации. Поверхностный ледяной слой на Европе, в среднем, может быть аморфным, по крайней мере, до глубины ~ 1 мм [Dalton et al., 2010]. И, напротив, более умеренная радиация и несколько более высокие температуры на поверхности Каллисто способствуют переходу льда в кристаллическое состояние. В то же время на поверхности Ганимеда достаточно распространены обе ледяные модификации [Dalton et al., 2010].

Судя по ИК (инфракрасным) спектрам, на поверхности Европы имеются неледяные материалы и другого типа: сульфаты натрия и магния (типа MgSO_4 , Na_2SO_4) и их гидраты. Такие соединения могли возникнуть в водной среде, а также при имплантации ионов S^+ , Na^+ и K^+ , переносимых магнитосферой Юпитера на Европу из окрестностей соседнего спутника Ио [Carlson et al., 1999, 2005; Carr et al., 1998; McCord et al., 1997a b, 1998, 2010; Greenberg, 2010; Orlando et al., 2005]. Кроме того, на рассматриваемых телах были идентифицированы необычные молекулы, возникающие в условиях постоянного воздействия на льды (преимущественно H_2O и CO_2) солнечного ультрафиолетового излучения и высокоэнергичных потоков электронов и ионов (см., например, [Delitsky, Lane, 1998; McCord et al., 1998]). Также на этих телах обнаружены молекулы SO_2 [Lane et al., 1981], CO_2 , H_2S и H_2O_2 [Carlson et al., 1999; Smythe et al., 1998] и гидраты серной кислоты ($\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 6,5\text{H}_2\text{O}$, $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) [Carlson et al., 2005; McCord et al., 2010]. В экспериментальных исследованиях было показано, что воздействие потоков протонов, электронов и других заряженных частиц на SO_2 и H_2S , замороженных в водяной лёд при температурах поверхности Европы (86...130 К), приводит к их радиолизу и возникновению анионов (SO_4^{2-} , HSO_3^- и HSO_4^-) и катионов (H_3O^+ и H_5O^+), которые имеют специфические полосы поглощения в ИК-диапазоне [Mooge et al., 2007]. Продуктом радиолиза на поверхности ледяных галилеевых спутников является также молекулярный кислород O_2 (и в некоторых случаях O_3), который может пребывать в адсорбированном в водяной лёд состоянии [Cooper et al., 2003; Noll et al., 1995; Spencer, Calvin, 2002].

Как уже говорилось, Европа, Ганимед и Каллисто расположены достаточно близко к Юпитеру (на расстояниях в пределах 9...26 юпитерианских радиусов). Благодаря ненулевому эксцентриситету своих орбит они подвергаются несколько меняющимся по амплитуде приливным деформациям, разогревающим их недра [Greenberg, 2010; Peale, Lee, 2002]. Благодаря этому на рассматриваемых спутниках обеспечиваются условия для существования глобальных подлёдных океанов. Модели внутреннего строения ледяных галилеевых спутников Юпитера и, в том числе, их океанов разработа-

ваются уже достаточно давно (например, [Кусков и др., 2009; Consolmagno, Lewis, 1976; Lewis, 1971; Kuskov, Kronrod, 2001, 2005]). Однако у Каллисто имеется ряд особенностей, указывающих на её неполную дифференциацию, поэтому наличие внутреннего океана на ней считается проблематичным [Schubert et al., 1981]. Но, как следует из данных КА Galileo, который обнаружил возмущения магнитного поля Юпитера в окрестностях Европы и Каллисто, косвенные признаки существования внутреннего водного слоя на последней всё же имеются [Khurana et al., 1998; Stevenson, 2003]. В то же время наличие внутреннего водного океана на Европе практически не вызывает сомнений. Толщина водно-ледяной оболочки Европы оценивается в 100...150 км в зависимости от выбранной модели распределения и состава исходного вещества [Кусков и др., 2009]. Неоднократно высказывались предположения, что в океане Европы могла возникнуть и существует внеземная жизнь [Marion et al., 2003; Prieto-Ballesteros et al., 2011; Reynolds et al., 1983]. Эти предположения послужили стимулом для разработки космического проекта по исследованию поверхности Европы [Zelenyi et al., 2010].

В связи с высоким научным интересом к галилеевым спутникам Юпитера и планированию будущих космических миссий к этим телам, представляется важным не только изучение и обобщение уже имеющейся информации, но и получение новых наблюдательных, экспериментальных и модельных данных.

НАБЛЮДЕНИЯ ЕВРОПЫ, ГАНИМЕДА И КАЛЛИСТО И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОЛУЧЕННЫХ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ

Спектры ледяных галилеевых спутников Юпитера были получены в марте 2004 г. на 1,25-метровом телескопе Крымской обсерватории ГАИШ с ПЗС (прибор с зарядовой связью; *англ.* charge-coupled device — CCD) спектрографом, работающим в диапазоне 0,39...0,92 мкм со спектральным разрешением $\sim 8 \text{ \AA}$ (табл. 1). Запись спектра каждого объекта осуществлялась последовательно двумя частями (0,39...0,71 и 0,65...0,91 мкм), которые затем при обработке «сшивались». Эта процедура, как правило, не вносит значительных погрешностей, так как указанные части спектра регистрируются через небольшой промежуток времени (около 10 мин) [Бусарев, 1999, 2011б]. Среднеквадратическая погрешность расчётных спектров отражения составила не более 1...2 % в центре диапазона 0,45...0,70 мкм. Вблизи его синей и красной границ (в зависимости от наблюдательных условий и яркости объектов) она была различной, но не превышала 5...7 %. Конкретные значения погрешностей каждого спектра отражения приведены в табл. 1. Для исключения шумовой компоненты, возникающей в земной атмосфере, а также при делении исходного спектра объекта на спектр солнечного аналога (при моделировании спектра отражения) применялось сглаживание спектра отражения методом «бегущего среднего» и полиномиальная экстраполяция континуума спектра вблизи синей и красной границ. В течение трёх ночей (22–26 марта 2004 г.) для получения спектров отражения и определения спектральной прозрачности земной атмосферы использовалась одна и та же

стандартная звезда — солнечный аналог (HD 101177). Условия наблюдений галилеевых спутников Юпитера и звезды HD 101177 приводятся в табл. 1, а полученные нормированные спектры отражения спутников изображены на рис. 1–3.

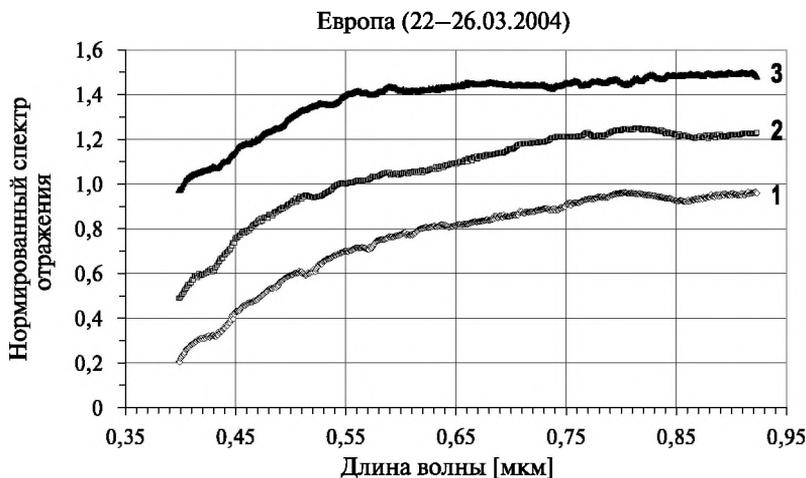


Рис. 1. Сглаженные, нормированные (на $\lambda = 0,5503$ мкм) и смещённые вдоль вертикальной оси для удобства сравнения спектры отражения спутника Юпитера Европы (1–3), полученные 22–26 марта 2004 г. Время регистрации спектров и ошибки спектров отражения указаны в табл. 1. Спектры 1 и 3 соответствуют ведущей стороне спутника, спектр 2 — ведомой стороне

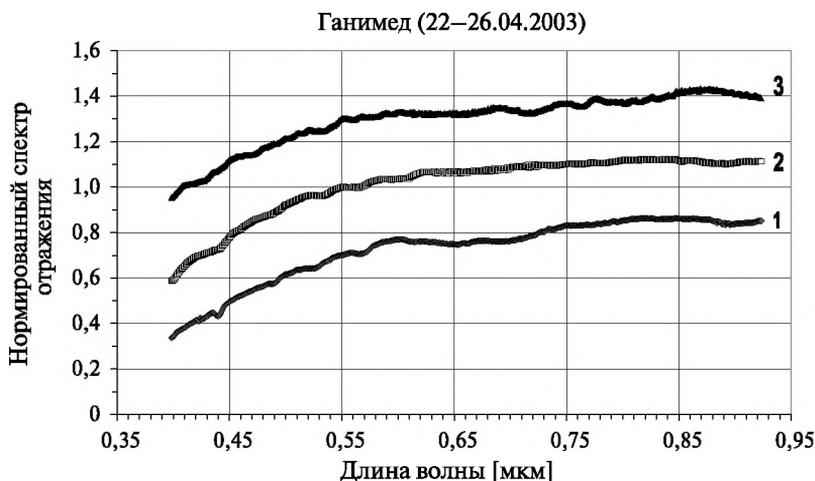


Рис. 2. Сглаженные, нормированные (на $\lambda = 0,5503$ мкм) и смещённые вдоль вертикальной оси спектры отражения спутника Юпитера Ганимеда (1–3), полученные 22–26 марта 2004 г. Время регистрации спектров и ошибки спектров отражения указаны в табл. 1. Спектры 1 и 2 соответствуют ведомой стороне, а спектр 3 — ведущей стороне Ганимеда

Таблица 1. Наблюдательные условия и некоторые параметры галилеевых спутников Юпитера (Европы, Ганимеда и Каллисто) и звезды — солнечного аналога

№ спектра	Дата	UT (ч мин с)	α (ч:мин:с)	δ [град угл. мин угл. с]	Δ [а. е.]	r [а. е.]	φ [град]	V [m]	$\omega; L$ [град]	$M(z)$	σ_1	σ_2	σ_3
Европа (JII) ($T_{bp} = 3.^d5512$)													
1	2004.03.22	21 59 35	10:54:10	+08 32 52	4,474	5,416	3,8	5,7	0,000; 172,3	1,315	0,026	0,015	0,017
HD 101177	2004.03.22	23 40 51	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,263	—	—	—
2	2004.03.23	20 58 39	10:53:31	+08 36 54	4,484	5,420	4,0	5,7	0,270; 269,5	1,245	0,023	0,014	0,015
HD 101177	2004.03.23	22 56 18	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,161	—	—	—
3	2004.03.25	20 52 02	10:53:05	+08 39 10	4,495	5,420	4,3	5,7	0,832; 111,9	1,245	0,010	0,005	—
HD 101177	2004.03.26	02 23 45	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,352	—	—	—
Ганимед (JIII) ($T_{bp} = 7.^d1546$)													
1	2004.03.22	22 38 08	10:53:47	+08 35 23	4,479	5,420	3,8	5,0	0,000; 271,8	1,409	0,018	0,010	0,017
HD 101177	2004.03.22	23 40 51	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,263	—	—	—
2	2004.03.23	21 22 11	10:53:29	+08 36 59	4,489	5,426	4,0	5,0	0,132; 319,5	1,264	0,022	0,016	0,010
HD 101177	2004.03.23	22 56 18	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,161	—	—	—
3	2004.03.25	21 08 33	10:53:10	+08 38 30	4,500	5,425	4,3	5,0	0,411; 59,8	1,259	0,010	0,009	—
HD 101177	2004.03.26	02 23 45	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,352	—	—	—
Каллисто (JIV) ($T_{bp} = 16.^d6890$)													
1	2004.03.22	23 06 15	10:54:40	+08 29 19	4,483	5,426	3,8	6,2	0,000; 68,7	1,511	0,017	0,009	0,016
HD 101177	2004.03.22	23 40 51	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,263	—	—	—
2	2004.03.23	22 13 11	10:54:18	+08 31 37	4,484	5,422	3,9	6,2	0,058; 89,6	1,351	0,015	0,008	0,011
HD 101177	2004.03.23	22 56 18	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,161	—	—	—
3	2004.03.25	21 33 04	10:53:19	+08 37 46	4,488	5,413	4,3	6,2	0,176; 132,4	1,289	0,011	0,009	—
HD 101177	2004.03.26	02 23 45	11:38:45	+45 06 30	—	—	—	6,4	—	1,352	—	—	—

Спектральные свойства Европы, Ганимеда и Каллисто как индикаторы процессов окружающей среды

Примечание к табл. 1: UT — всемирное время (universal time); α — прямое восхождение; δ — склонение; Δ — геоцентрическое расстояние; r — гелиоцентрическое расстояние; φ — фазовый световой угол; V — видимая звёздная величина; ω — относительная фаза вращения (за нулевую принята относительная фаза вращения спутника на момент получения первого спектра); L — долгота субтерральной точки на спутнике; $M(z)$ — воздушная масса; ошибки спектров отражения астероидов: σ_1 — стандартное отклонение λ 0,44...0,45 мкм, σ_2 — стандартное отклонение λ 0,59...0,60 мкм, σ_3 — стандартное отклонение λ 0,84...0,85 мкм.

После названий спутников указаны порядковые номера их спектров отражения, полученных в течение трёх ночей и приведённых на рисунках с соответствующими датами, а также номер используемой звезды — солнечного аналога по HD-каталогу (каталог Генри Дрейпера (Henry Draper Catalogue, HD)). Периоды обращения/вращения галилеевых спутников Юпитера взяты с сайта <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/joviansatfact.html>; долгота L субтерральной точки рассчитывалась с помощью on-line-программы HORIZONS (<http://ssd.jpl.nasa.gov/horizons.cgi#top>).

Световой фазовый угол спутников при наблюдениях менялся в небольших пределах — от 3,8 до 4,3°. Подчеркнём, что применяемые здесь методы предварительной обработки наблюдательных данных, расчёта спектров отражения галилеевых спутников, их сглаживания и нормировки полностью аналогичны тем, которые были использованы при обработке спектрофотометрических наблюдений астероидов [Бусарев, 1999, 2010, 2011а, б].

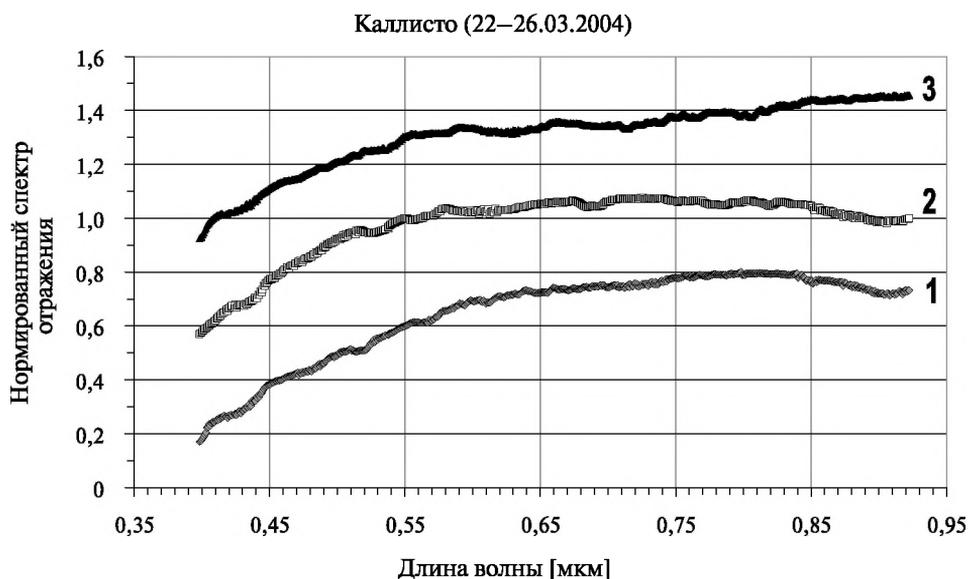


Рис. 3. Сглаженные, нормированные (на $\lambda = 0,5503$ мкм) и смещённые вдоль вертикальной оси спектры отражения спутника Юпитера Каллисто (1–3), полученные 22–26 марта 2004 г. Время регистрации спектров и ошибки спектров отражения указаны в табл. 1. Все три спектра соответствуют ведущей стороне Каллисто

Три спектра отражения Европы ($T_{\text{вр}} = 3.^{\text{d}}5512$; $D = 3121,6$ км) были получены на интервале времени, близком к её периоду вращения, и поэтому характеризуют практически всю её поверхность (см. рис. 1, табл. 1). Время регистрации трёх спектров отражения Ганимеда ($T_{\text{вр}} = 7.^{\text{d}}1546$; $D = 5262,4$ км) соответствуют примерно половине периода его вращения (см. рис. 2, табл. 1) и поэтому содержат информацию о его противоположных сторонах. И, наконец, три спектра отражения Каллисто ($T_{\text{вр}} = 16.^{\text{d}}6890$; $D = 4820,6$ км) охватывают примерно четверть её поверхности (см. рис. 3, табл. 1).

Идентификация и интерпретация слабых полос поглощения в видимом диапазоне

Для идентификации слабых полос поглощения в спектрах отражения ледяных галилеевых спутников Юпитера использовались результаты изучения их наиболее вероятных аналогов. Выше подчёркивалось, что преобладающее или достаточно обильное соединение на поверхности этих тел — водяной лёд. Но у водяного льда нет никаких полос поглощения в видимом диапазоне (например, [Wagner et al., 1987]). Поэтому следует рассмотреть и спектральные характеристики наиболее вероятных включений в водяной лёд. Как отмечалось, одним из них на поверхности спутников является молекулярный кислород [Noll et al., 1995, 1996]. Он имеет множество характерных полос поглощения — от ультрафиолетового до ИК-диапазона. Спектральное положение этих полос примерно сохраняется для газообразного, жидкого и твёрдого фазовых состояний O_2 , но их форма и интенсивность меняются (например, [Landau et al., 1962; Newnham, Ballard, 1998]). В сжатом газе и конденсированных фазовых состояниях кислорода происходит усиление интенсивности этих полос поглощения, что объясняется формированием квазистационарных комплексов $(O_2)_2$, в которых могут происходить одновременные электронные переходы [Landau et al., 1962]. Лабораторные спектральные исследования твёрдого молекулярного кислорода [Landau et al., 1962] позволили установить, что три его модификации — α (стабильная при температурах $T < 23,9$ К), β (стабильная при $23,9 < T < 43,8$ К) и γ (стабильная при $43,8 < T < 54,1$ К — температура плавления) — имеют ряд достаточно сильных полос поглощения в видимом диапазоне с центрами λ 0,420; 0,445; 0,446; 0,448; 0,475; 0,479; 0,494; 0,532; 0,574; 0,575; 0,576; 0,623; 0,627; 0,751; 0,756; 0,760; 0,915 мкм (подчёркнуты значения, соответствующие более интенсивным полосам). Из упомянутой работы [Landau et al., 1962] здесь приведены выраженные в волновых числах ($1/\lambda$) спектры поглощения всех трёх модификаций твёрдого O_2 (рис. 4). Структурное состояние молекулярного кислорода, адсорбированного ледяной поверхностью галилеевых спутников, возможно, близко к его состоянию в твёрдых модификациях, хотя он и находится при более высоких температурах на Европе (в среднем 140 К), Ганимеде (156 К) и Каллисто (168 К) [Richardson, Shum, 1968]. В спектрах отражения обсуждаемых спутников имеются слабые полосы поглощения (с относительной интенсивностью $\sim 1...3$ %)

(табл. 2), длины волн которых совпадают или близки к значениям вышеперечисленных длин волн модификации “ α ” твёрдого O_2 (см. рис. 1–4). Важно отметить, что такое совпадение обнаружено сразу по семи полосам поглощения (λ 0,42; 0,45; 0,47; 0,49; 0,53; 0,576; 0,756 мкм) в спектрах отражения ледяных галилеевых спутников. Такой результат можно рассматривать в качестве подтверждения предшествующего обнаружения молекулярного кислорода на этих телах по двум из перечисленных полос — λ 5770 и 6275 Å [Spencer et al., 1995, 2002], — а также как идентификацию других полос поглощения O_2 .

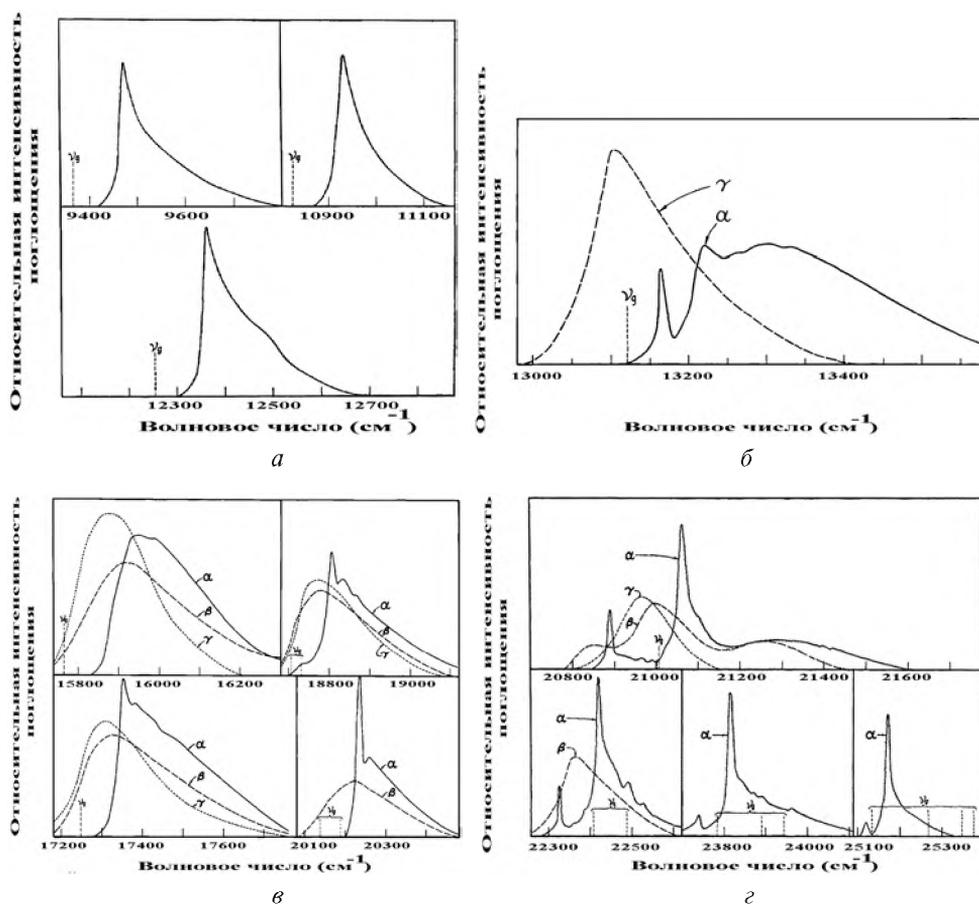


Рис. 4. Экспериментально измеренные спектры поглощения твёрдого молекулярного кислорода, адаптированные из работы [Landau et al., 1962]. Индексами α , β и γ обозначены спектры, соответствующие трём модификациям твёрдого O_2 , описанным в тексте. Значения длин волн в нанометрах, соответствующие максимумам в спектрах поглощения модификации “ α ” твёрдого O_2 , приведены в тексте (подчёркнутые значения)

Таблица 2. Обнаруженные слабые полосы поглощения в спектрах отражения ледяных галилеевых спутников Юпитера и их идентификация

Положение центра λ_c [мкм]	Протяжённость $\Delta\lambda$ [мкм]	Относительная интенсивность [%]	Элемент или соединение	Вмещающее вещество	Ссылки
Европа					
0,43	0,41...0,45	~4	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,47	0,45...0,48	~1,5	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,50	0,49...0,50	~1,5	Fe ²⁺ или O ₂ ?	Оливин или водяной лёд?	[Landau et al., 1962] или [Платонов, 1976]
0,52	0,51...0,53	~3	Fe ²⁺	Водорастворимые соли или пироксен?	[Burns, 1993] или [Платонов, 1976]
0,53	0,52...0,54	~3	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,54	0,53...0,55	~3	O ₂ ?	Водяной лёд?	[Landau et al., 1962]
0,57	0,56...0,59	2...4	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,62	0,61...0,62	~2	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,77	0,76...0,77	~2	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,86	0,70...0,92	~9	CH ₄ ?	Водяной лёд	
Ганимед					
0,43	0,41...0,45	3-4	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,44	0,42...0,45	~3	O ₂ и/или Fe ³⁺ ?	Водяной лёд или гидросиликаты?	[Landau et al., 1962] и/или [Busarev et al., 2008]
0,44	0,43...0,45	~3	Fe ³⁺	Гидросиликаты	[Busarev et al., 2008]
0,47	0,46...0,48	~2	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,50	0,49...0,50	~1.5	Fe ²⁺ или O ₂ ?	Оливин или водяной лёд?	[Платонов, 1976] или [Landau et al., 1962]
0,53	0,52...0,55	2...3	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,56	0,55...0,57	~1,5	O ₂ ?	Водяной лёд?	[Landau et al., 1962]
0,57	0,56...0,58	~2	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,61	0,60...0,62	~2	O ₂ ?	Водяной лёд?	[Landau et al., 1962]
0,67	0,60...0,75	~8	Fe ²⁺ и Fe ³⁺	Гидросиликаты	[Burns, 1993]
0,71	0,69...0,75	~7	Fe ²⁺ и Fe ³⁺	Гидросиликаты	[Burns, 1993]
0,76	0,75...0,77	~5	O ₂	Земная атмосфера (A-полоса)	[Kurucz, 2005]
0,90	0,88...0,92	~3	Fe ²⁺	Ортопироксены	[Платонов, 1976] и [Burns, 1993]
Каллисто					
0,43	0,41...0,45	~3	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]

Положение центра λ_c [мкм]	Протяжённость $\Delta\lambda$ [мкм]	Относительная интенсивность [%]	Элемент или соединение	Внешающее вещество	Ссылки
0,44	0,42...0,45	~3	O ₂ и Fe ³⁺ ?	Водяной лёд и гидросиликаты?	[Landau et al., 1962] и [Busarev et al., 2008]
0,47	0,46...0,49	~1,5	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,48	0,47...0,49	~1,5	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,52	0,51...0,53	~2	Fe ²⁺	Пироксен	[Платонов, 1976]
0,53	0,52...0,54	~2	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,54	0,52...0,55	~2	O ₂ ?	Водяной лёд?	[Landau et al., 1962]
0,57	0,56...0,58	~2	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,57	0,55...0,58	~2	O ₂	Водяной лёд	[Landau et al., 1962]
0,61	0,60...0,62	~2	O ₂ ?	Водяной лёд?	[Landau et al., 1962]
0,62	0,58...0,66	~2	Fe ²⁺ и Fe ³⁺ ?	Гидросиликаты?	[Burns, 1993]
0,69	0,68...0,70	~3	O ₂	Земная атмосфера (В-полоса)	[Kurucz, 2005]
0,71	0,59...0,85	~5	Fe ²⁺ и Fe ³⁺	Гидросиликаты	[Burns, 1993]
0,90	0,85...0,95?	~10	Fe ²⁺	Ортопироксены	[Платонов, 1976] и [Burns, 1993]

Примечание: перечислены полосы, которые встречаются хотя бы на одном из полученных спектров отражения объекта; полосы поглощения λ 0,43 и 0,57 мкм, вероятно, представляют собой комбинации более узких полос.

Имеются и другие спектральные особенности. В частности, обращает на себя внимание большая ширина и несколько смещённое в коротковолновую сторону положение полосы поглощения λ 0,41...0,45 мкм на спектрах отражения всех галилеевых ледяных спутников (см. рис. 1–3). Ранее было обнаружено, что эквивалентная ширина подобной полосы поглощения в спектрах отражения раздробленных образцов земных низкожелезистых серпентинов, являющихся аналогами вещества астероидов примитивных типов (с преобладающей низкотемпературной минералогией), имеет высокую корреляцию с содержанием Fe³⁺ [Бусарев, 2011б; Busarev et al., 2008]. Причём параметры этой полосы поглощения несколько другие: при комнатной температуре она имеет ширину в пределах 0,020...0,075 мкм и центр λ 0,44 мкм [Busarev et al., 2004, 2008], а у астероидов её ширина в 2-3 раза меньше (вероятно, по причине другой структуры вещества при более низких температурах), а её центр может лежать в пределах 0,43...0,46 мкм [Бусарев, 2011б]. Из приведённого перечня полос поглощения твёрдого молекулярного кислорода [Landau et al., 1962] в рассматриваемом спектральном диапазоне следует, что здесь могут быть сразу три полосы поглощения адсорбированного O₂ — λ 0,420; 0,445 и 0,446 мкм. Эти полосы O₂ в спектрах отражения ледяных галилеевых спутников могут перекрываться между собой

и маскировать более узкую полосу поглощения Fe^{3+} в случае её существования. Исходя из возможности наличия железа в разных окисленных состояниях в гидратированном силикатном веществе, можно предполагать, что в ледяном материале ледяных галилеевых спутников есть не только Fe^{2+} , но и Fe^{3+} . В качестве контрольного рассмотрим один из спектров Ганимеда (см. рис. 2, кривая 1), на котором отчётливо видна сравнительно узкая полоса поглощения с центром у 0,44 мкм, вызванная, по-видимому, Fe^{3+} — подобная тем, что наблюдаются в спектрах отражения астероидов [Бусарев, 2011б]. Этот спектр может соответствовать той части поверхности Ганимеда, на которой меньше льда и больше гидросиликатов, включающих железо. Следует отметить, что на рассматриваемом спектре имеется и достаточно заметная и широкая полоса поглощения в диапазоне 0,60...0,75 мкм с центром λ 0,67 мкм. Такая полоса может вызываться процессом электронного интервалентного переноса заряда $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ в гидратированных силикатных соединениях [Burns, 1993; Stewart et al., 2006]. В том же спектре имеется и признак полосы поглощения у 0,90 мкм, возникающей, вероятно, в результате разрешённых по спине электронных переходов в Fe^{2+} в кристаллическом поле ортопироксенов [Платонов, 1976; Burns, 1993]. А в спектрах отражения Каллисто (см. рис. 3, кривые 1 и 2) эта полоса поглощения становится более интенсивной. На некоторых спектрах отражения Европы (см. рис. 1, кривая 1) и Каллисто (см. рис. 3, кривая 1) имеется слабая полоса поглощения у 0,52 мкм, похожая на полосу поглощения в спектрах отражения земных пироксенов и астероидов высокотемпературных типов [Бусарев, 2011б; Платонов, 1976], вызываемая, вероятно, также Fe^{2+} -содержащими соединениями.

Ранее нами были получены [Busarev, Taran, 2002] спектры отражения наиболее известных образцов углистых хондритов, матрица которых включает до 90 % гидросиликатов (например, [Dodd, 1981]). Из этих спектров видно (рис. 5), что для углистых хондритов в зависимости от структурных особенностей вещества характерна одна широкая полоса поглощения в диапазоне ~550...1000 нм или пара полос с центрами, близкими к тем, что обнаружены у Ганимеда и Каллисто (λ 0,67 и 0,90 мкм). Это можно считать ещё одним подтверждением полученных результатов. Таким образом, можно утверждать, что в поверхностном веществе ледяных галилеевых спутников имеется ряд достаточно надёжных спектральных признаков наличия железа в гетеровалентных формах (Fe^{2+} и Fe^{3+}), входящих, вероятно, в силикатные соединения. Но в связи с упомянутой преобладающей или значительной долей ледяной компоненты в поверхностном веществе Европы, Ганимеда и Каллисто, было бы интересно ответить на вопрос: каково происхождение подобных железосодержащих соединений? Как могли попасть на поверхность этих спутников оливин, пироксен или их гидратированные Fe^{2+} - и Fe^{3+} -содержащие соединения? Очевидно, что по причине приливного разогрева недр галилеевых спутников и связанной с этим геологической активностью, а также в связи с растрескиванием ледяной коры существует возможность выноса силикатных соединений из верхней мантии на поверхность магматическими или водными потоками. Но возможен и ещё один, более «лёгкий» путь. Рассмотрим это более подробно в следующем разделе.

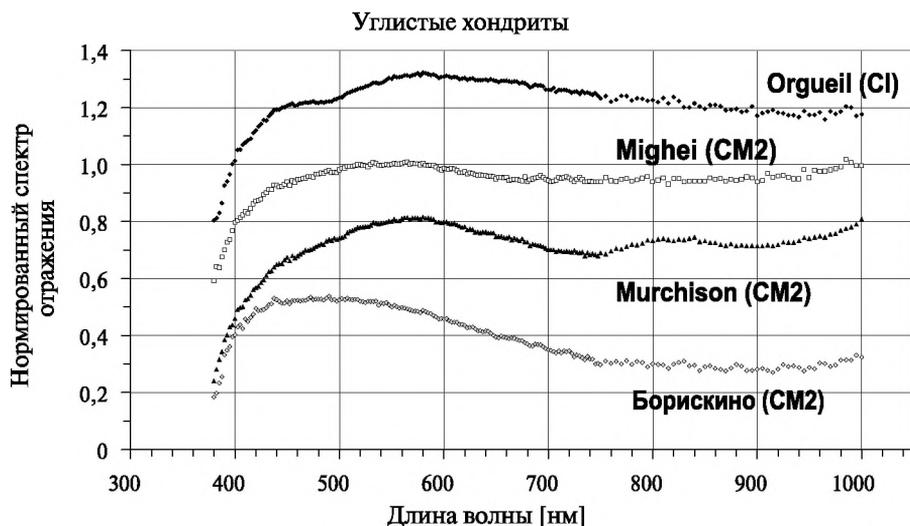


Рис. 5. Нормированные (на длине волны 550 нм) и сдвинутые по вертикальной оси спектры отражения раздробленных образцов (размеры частиц $\leq 0,25$ мм) углистых хондритов [Busarev, Taran, 2002]. Названия образцов и их метеоритные группы указаны на рисунке. Образцы были взяты для исследований из метеоритной коллекции ГЕОХИ РАН

На двух спектрах Европы (см. рис. 1, кривые 1 и 2) имеется ещё одна интересная деталь — полоса поглощения на волнах $0,86...0,90$ мкм. Её положение не может быть объяснено вышеописанными электронными механизмами, связанными с ионами кислорода или железа. Серные соединения, найденные на поверхности Европы, здесь себя никак не проявляют, так как они имеют заметные полосы поглощения только в ИК-области [Carlson et al., 2005; Moore et al., 2007]. Немаловажно, что диапазон $0,80...0,90$ мкм практически свободен от теллурических полос поглощения [Kurucz, 2005], что, очевидно, является при наблюдениях благоприятным обстоятельством. Полоса поглощения $0,86...0,90$ мкм зарегистрирована в спектрах Европы в течение двух фотометрических ночей и поэтому не может быть вызвана какими-либо неучтёнными аппаратными или атмосферными эффектами (см. табл. 1). Как следует из экспериментальных данных [Grundy et al., 2002; Ramaprasad et al., 1978] (рис. 6), причиной поглощения в рассматриваемом интервале длин волн может быть метан (CH_4). На рис. 6 видно, что у жидкого метана здесь имеется пара перекрывающихся полос с максимумом поглощения у $0,89$ мкм. Но на спектрах отражения Европы (см. рис. 1, кривые 1 и 2) максимум поглощения приходится на $0,86...0,87$ мкм. Это может быть как реальным фактом (причины которого пока не известны), так и результатом искажения комбинированной формы рассматриваемых полос поглощения при сглаживании спектров отражения у границы спектрального диапазона. Очевидно, для уточнения профиля поглощения в диапазоне $0,86...0,89$ мкм в спектре отражения Европы необходимы дополнительные наблюдения и новые экспериментальные исследования.

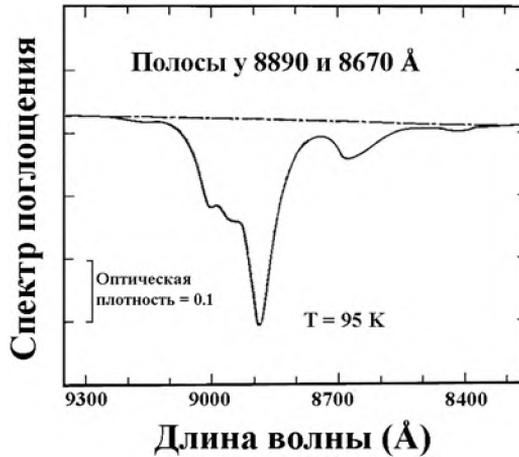


Рис. 6. Спектр поглощения жидкого метана (CH_4) в диапазоне 0,83...0,93 мкм (на рисунке длины волн выражены в ангстремах, а шкала имеет обратную направленность), полученный при температуре 95 К. Рисунок адаптирован из работы [Ramanprasad et al., 1978]

Следует отметить, что установленные пределы температур на дневной стороне Европы (120...140 К) [Rathbun et al., 2012; Spencer et al., 1999] лежат выше температур фазовых переходов метана. Согласно справочнику А. С. Еноховича (1962), метан замерзает при 90,5 К и кипит при 111,5 К (при давлении в 1 атм). К сожалению, пока отсутствуют экспериментальные данные о температурах фазовых переходов метана в вакууме. Имеются лишь некоторые теоретические оценки (напр., [Zhang, Paige, 2009]), показывающие, что переход метана в газообразное состояние происходит уже при $T < 50$ К. Таким образом, в чистом виде метан может находиться на поверхности Европы весьма ограниченное время и при отсутствии атмосферы должен быстро испаряться. Другая распространённая форма существования метана в более широком температурном диапазоне — это клатратный гидрат или кристаллогидрат, в котором молекулы метана заключены в пустоты кристаллической решётки водяного льда (например, [Стид, Этвуд, 2007]). Интересно, что детали спектра (положение полос поглощения) кристаллогидрата метана в основном идентичны спектральным характеристикам чистого метана, а некоторые из этих полос становятся даже более интенсивными, вероятно, по причине специфических структурных особенностей кристаллогидрата [Dartois et al., 2010]. Наличие клатратов (SO_2 , CO_2 , H_2S) на поверхности галилеевых спутников давно предсказывалось, однако пока обнаружены только близкие к ним соединения [Carlson et al., 2005; McCord et al., 1998]. Поиски клатрата метана также пока не дали результатов. Причиной этого может быть его большая глубина стабильности в поверхностном веществе спутников по сравнению с другими соединениями (от миллиметра до нескольких метров) [Prieto-Ballesteros et al., 2005]. Таким образом, вопрос о возможности наличия метана на поверхности Европы в той или иной форме мы пока оставляем открытым.

О возможном механизме загрязнения поверхностного вещества Европы, Ганимеда и Каллисто

Речь пойдёт о доставке на поверхность безатмосферных небесных тел инородного вещества при ударных событиях. Значительные масштабы этого процесса уже подтверждены при исследованиях многих тел Солнечной системы. Нетипичные материалы, включающие гидросиликаты и подобные углистым хондритам, были обнаружены на астероидах высокотемпературных типов [Бусарев, 2002, 2010, 2011а, б; Rivkin et al., 1995]. Водяной лёд или связанные водные соединения найдены на Луне [Mitrofanov et al., 2010; Pieters et al., 2009], а гидросиликаты и углисто-хондритовые образования — на Весте [Бусарев и др. 2007а, 2010; De Sanctis et al., 2012; Hasegawa et al., 2003]. Изучение ударных образований на Земле, а также моделирование ударных процессов показывают, что при столкновениях двух тел некоторая часть вещества ударника избегает сильного разогрева и высоких ударных нагрузок и достигает поверхности мишени в неповреждённом виде [Мелош, 1994]. Доля такого неповреждённого материала повышается при уменьшении относительной скорости столкновения тел. Таким образом, железосодержащие силикатные соединения, включая гидратированные, могли быть доставлены на поверхности ледяных галилеевых спутников Юпитера при падении метеороидных и астероидных тел. Такой вывод справедлив по отношению к Ганимеду и, в ещё большей мере — по отношению к Каллисто, имеющим высокие экспозиционные возрасты поверхности. Значительная доля водяного льда в составе рассматриваемых спутников Юпитера делает такое инородное вещество более заметным по сравнению с телами преимущественно силикатного состава, например, астероидами. Из этого следует, что ледяные спутники Юпитера и других планет-гигантов могут иметь сходство с астероидами примитивных или гидратированных типов (с признаками наличия гидросиликатов в смеси с высокотемпературными минералами). Это подтверждается и результатами наших наблюдений. Относительно узкая полоса поглощения Fe^{3+} вблизи 0,44 мкм, достаточно широкая полоса поглощения в диапазоне 0,60...0,75 мкм ($\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$) и слабая полоса поглощения вблизи 0,90 мкм (Fe^{2+}) в спектре отражения Ганимеда (см. рис. 2, кривая 1), а также аналогичная последней полоса с нарастающей интенсивностью в спектрах отражения Каллисто (см. рис. 3, кривые 1 и 2) подобны деталям в спектрах отражения астероидов. Для сравнения здесь приведены спектральные характеристики астероида С-типа 51 Немауза ($p_v = 06093$) (рис. 7), имеющего углисто-хондритовый состав, и гидратированного астероида 92 Ундина ($p_v = 06251$) (рис. 8) [Бусарев, 2011б] с высокотемпературной базовой минералогией. Поверхность Ундины может быть покрыта пятнами гидросиликатов, доставленных, вероятно, как и в случае Весты, при падениях тел углисто-хондритового состава [Бусарев, 2010, 2011б; De Sanctis et al., 2012]. Основные таксономические классификации характеризуют 51 Немаузу как астероид низкотемпературного типа с углисто-хондритовым составом. Она имеет спектральный тип “CU” по классификации Д. Толена [Tholen, 1989], тип “Ch” (резкое падение отражательной способности в УФ-диапазоне и широкой, но неглубокой полосой поглощения у 0,7 мкм)

согласно С. Бас [Bus, Binzel, 2002], и тип “Cgh” (положительный наклон континуума в длинноволновой области начинается с 1,1 мкм) согласно Бас-ДеМео [DeMeo et al., 2009]. Спектральные характеристики 92 Ундины соответствуют высокотемпературной минералогии, но, в то же время — и наличию на поверхности гидросиликатов. Она имеет тип “X” согласно Толену [Tholen, 1989], “Xc” — согласно Бас (красноватый спектр, практически лишённый полос поглощения, форма которого слегка искривлена в средней и длинноволновой части) [Bus, Binzel, 2002], и “Xk” — по классификации Бас-ДеМео (где уточняется, что у астероида возможна слабая полоса поглощения между 0,85 и 1 мкм) [DeMeo et al., 2009].

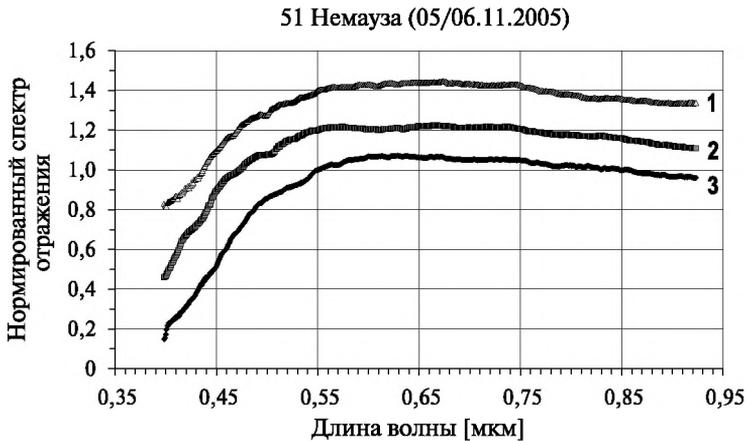


Рис. 7. Сглаженные, нормированные (на $\lambda = 0,5503$ мкм) и смещённые вдоль вертикальной оси спектры отражения астероида 51 Немаузы (1–3) углисто-хондритового состава, полученные 5-6 ноября 2005 г. при световом фазовом угле $14,5^\circ$ и близких значениях фазы вращения [Бусарев, 2011б]

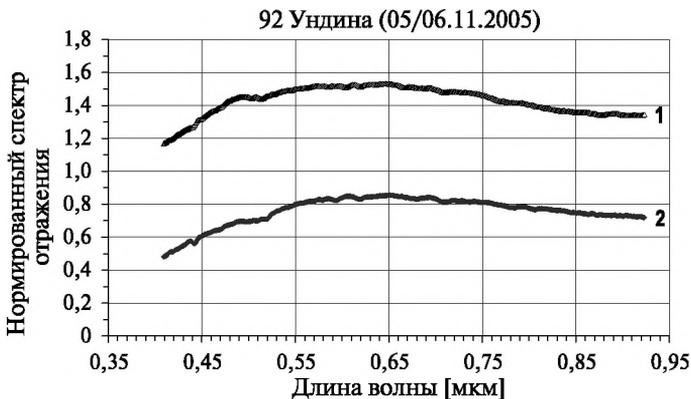


Рис. 8. Сглаженные, нормированные (на $\lambda = 0,5503$ мкм) и смещённые вдоль вертикальной оси спектры отражения астероида X-типа 92 Ундины (1–2), полученные 5–6 ноября 2005 г. при световом фазовом угле $5,2^\circ$ и близких значениях фазы вращения [Бусарев, 2011б]

На рис. 2, 3 и 8 видно, что общая форма спектра отражения Ундины напоминает форму спектров отражения Ганимеда и Каллисто, а узкая полоса поглощения λ 0,44 мкм (Fe^{3+}) в спектре Ундины (см. рис. 8) практически идентична той, что имеется в спектре Ганимеда (см. рис. 2, кривая 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение полученных спектров отражения Европы, Ганимеда и Каллисто в диапазоне 0,40...0,92 мкм показывает, что на них имеются многочисленные слабые полосы поглощения адсорбированного молекулярного кислорода. По-видимому, это связано с радиационной имплантацией ионов O^+ в поверхностное вещество спутников, в котором преобладает или значительна ледяная компонента, что способствует образованию и накоплению молекулярного кислорода. Идентификация этих полос поглощения в спектрах отражения Европы, Ганимеда и Каллисто стала возможной, во-первых, благодаря высокой прозрачности водяного льда и насыщающих его молекул кислорода (и, следовательно, — значительного роста относительной интенсивности прошедшей сквозь вещество диффузной компоненты в отражённом световом потоке), и, во-вторых, по причине высокой интенсивности полос поглощения самого молекулярного кислорода, находящегося в состоянии, близком к конденсированному. Кроме того, на полученных спектрах отражения галилеевых ледяных спутников (особенно Ганимеда и Каллисто) имеются полосы поглощения, которые можно интерпретировать как признаки наличия в составе вещества спутников комбинации двух- и трёхвалентного железа. Как показывают исследования земных образцов гидросиликатов и углистых хондритов, разновалентные формы железа характерны для гидратированного силикатного вещества, подвергшегося длительному воздействию водной среды. На Европе железосодержащие соединения (если они являются водорастворимыми) потенциально могли быть перенесены водными потоками на поверхность с океанского дна. На Ганимеде и Каллисто гидросиликаты (типа монтмориллонита, серпентинов и др.), возможно, входят в состав поверхностного вещества благодаря предполагаемой неполной дифференциации этих тел. Однако представляется более вероятным, что включающие Fe^{2+} и Fe^{3+} силикаты были доставлены на поверхности всех ледяных галилеевых спутников Юпитера при падениях метеороидных или астероидных тел. Наиболее значительными последствиями этого процесса могут быть на Ганимеде и Каллисто по причине высокого возраста их поверхностного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- [Бусарев, 1999] Бусарев В. В. Спектрофотометрия безатмосферных тел Солнечной системы // *Астрономич. вестн.* 1999. Т. 33. № 2. С. 140–150.
- [Бусарев, 2002] Бусарев В. В. Гидратированные силикаты на астероидах М-, S- и E-типов как возможные следы столкновений с телами из зоны роста Юпитера // *Астрономич. вестн.* 2002. Т. 36. С. 39–47.

- [Бусарев, 2010] *Бусарев В. В.* Спектральные исследования астероидов 21 Лютеция и 4 Веста как объектов космических миссий // *Астрономич. вестн.* 2010. Т. 44. № 6. С. 539–551.
- [Бусарев, 2011a] *Бусарев В. В.* О неоднородности вещества астероидов 10 Гигии, 135 Герты и 196 Филомелы по спектрам отражения // *Астрономич. вестн.* 2011. Т. 45. № 1. С. 45–54.
- [Бусарев, 2011б] *Бусарев В. В.* Спектрофотометрия астероидов и её приложения: Попробуем заглянуть в далёкое прошлое. Саарбрюккен: Изд. дом LAP LAMBERT Academic Publishing, GmbH and Co. KG, 2011. 250 с.
- [Бусарев и др., 2007a] *Бусарев В. В., Прокофьева-Михайловская В. В., Бочков В. В.* Спектральный и спектрально-частотный методы исследования безатмосферных тел Солнечной системы // *Успехи физ. наук.* 2007. Т. 177. С. 663–675.
- [Бусарев и др., 2007б] *Бусарев В. В., Шевченко В. В., Сурдин В. Г.* Физические условия вблизи Луны и планет Солнечной системы // *Модель космоса / Под ред. М. И. Панасюка, Л. С. Новикова.* М.: КДУ, 2007. Т. 1. С. 794–861.
- [Енохович, 1962] *Енохович А. С.* Физика, техника, производство: Краткий справочнику М.: Гос. учебно-пед. издат. Мин. просвещ. РСФСР, 1962. С. 148–150.
- [Кусков, Кронрод, 2005] *Кусков О. Л., Кронрод В. А.* Модели внутренней структуры Каллисто // *Астрономич. вестн.* 2005. Т. 39. С. 321–341.
- [Кусков и др., 2009] *Кусков О. Л., Дорофеева В. А., Кронрод В. А., Макалкин А. Б.* Системы Юпитера и Сатурна. Формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников / Под ред. М. Я. Марова М.: Изд-во. ЛКИ, 2009. 576 с.
- [Меллош, 1994] *Меллош Г.* Образование ударных кратеров. М.: Мир, 1994. 336 с.
- [Мороз, 1965] *Мороз В. И.* Опыт инфракрасной спектрофотометрии спутников: Луна и галилеевы спутники Юпитера // *Астрономич. журн.* 1965. Т. 42. С. 1287–1295.
- [Платонов, 1976] *Платонов А. Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 264 с.
- [Сафронов, 1969] *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 245 с.
- [Стид, Этвуд, 2007] *Стид Дж. В., Этвуд Дж. Л.* Супрамолекулярная химия. Т. 1. М.: Академкнига, 2007. 479 с.
- [Anders, Grevesse, 1989] *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements — Meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197–214.
- [Bus, Binzel, 2002] *Bus S. J., Binzel R. P.* Phase II of the Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey. A Feature-Based Taxonomy // *Icarus.* 2002. V. 158. P. 146–177.
- [Busarev, Taran, 2002] *Busarev V. V., Taran M. N.* On the spectral similarity of carbonaceous chondrites and some hydrated and oxidized asteroids // *Proc. Asteroids, Comets, Meteors 2002.* Berlin. ESA-SP-500. 2002. P. 933–936.
- [Busarev et al., 2004] *Busarev V. V., Taran M. N., Fel'dman V. I., Rusakov V. S.* Possible spectral signs of serpentines and chlorites in reflectance spectra of celestial solid bodies: abstr. // 40th Vernadsky Inst. — Brown Univ. Microsimp. on Comparative Planetology. Moscow. 2004. Abstr. N. 15.
- [Busarev et al., 2008] *Busarev V. V., Volovetskij M. V., Taran M. N.* et al. Results of reflectance spectral, Mössbauer, X-ray and electron microprobe investigations of terrestrial serpentine samples: abstr. // 48th Vernadsky Inst. — Brown Univ. Microsimp. on Comparative Planetology. Moscow. 2008. Abstr. N. 6.
- [Burns, 1993] *Burns R. G.* Mineralogical applications of crystal field theory. N. Y.: Cambridge Univ. Press, 1993. 224 p.

- [Calvin, Clark, 1989] *Calvin W. M., Clark R. N.* Mineralogy of the Non-Ice Material on Callisto: Clues from Reflectance Modeling // *Meteoritics*. 1989. V. 24. P. 257.
- [Carlson et al., 1999] *Carlson R. W., Anderson M. S., Johnson R. E.* Hydrogen peroxide on the surface of Europa // *Science*. 1999. V. 283. P. 2062–2064.
- [Carlson et al., 2005] *Carlson R. W., Anderson M. S., Mehlman R., Johnson R. E.* Distribution of hydrate on Europa: Further evidence for sulfuric acid hydrate // *Icarus*. 2005. V. 177. P. 461–471.
- [Carr et al., 1998] *Carr M. H., Belton M. J. S., Chapman C. R.* et al. Evidence for a subsurface ocean on Europa // *Nature*. 1998. V. 39. P. 363–365.
- [Consolmagno, Lewis, 1976] *Consolmagno G. J., Lewis J. S.* Structural and thermal models of icy Galilean satellites // *Jupiter* / Ed. T. Gehrels. Tucson: Univ. of Arizona Press, 1976. P. 1035–1051.
- [Cooper et al., 2003] *Cooper P. D., Johnson R. E., Quickenden T. I.* A review of possible optical absorption features of oxygen molecules in the icy surfaces of outer solar system bodies // *Planet. Space Sci.* 2003. V. 51. P. 183–192.
- [Dalton et al., 2010] *Dalton J. B., Cruikshank D. P., Stephan K.* et al. Chemical Composition of Icy Satellite Surfaces // *Space Sci. Rev.* 2010. V. 153. P. 113–154.
- [De Sanctis et al., 2012] *De Sanctis M. C., Combe J.-Ph., Ammannito E.* et al. Detection of widespread hydrated materials on Vesta by the VIR imaging spectrometer on board the *Dawn* mission // *Astrophys. J. Lett.* 2012. V. 758. L36. (5 p).
- [Dartois et al., 2010] *Dartois E., Deboffle D., Bouziti M.* Methane clathrate hydrate infrared spectrum II. Near-infrared overtones, combination modes and cages assignments // *Astron. and Astrophys.* 2010. V. 514. A49.
- [Delitsky, Lane, 1998] *Delitsky M. L., Lane A. L.* Ice chemistry on the Galilean satellites // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103. P. 31391–31404.
- [DeMeo et al., 2009] *DeMeo F. E., Binzel R. P., Slivan S. M., Bus S. J.* An extension of the Bus asteroid taxonomy into the near-infrared // *Icarus*. 2009. V. 202. P. 160–180.
- [Dodd, 1981] *Dodd R. T.* *Meteorites — A petrologic-chemical synthesis.* Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981, 368 p.
- [Fink, Larson, 1975] *Fink U., Larson H. P.* Temperature dependence of the water-ice spectrum between 1 and 4 microns: Application to Europa, Ganymede and Saturn's rings // *Icarus*. 1975. V. 24. P. 411–420.
- [Gaffey, Bell, 1989] *Gaffey M. J., Bell J. F., Cruikshank D. P.* Reflectance spectroscopy and asteroid surface mineralogy // *Asteroids II* / Eds. Binzel R. P., Gehrels T., Matthews M. S. Tucson: Univ. Arizona Press, 1989. P. 98–127.
- [Greenberg, 2010] *Greenberg R.* The icy Jovian satellites after the Galileo mission // *Rep. on Progress in Phys.* 2010. V. 73. P. 036801 (20 p.).
- [Grundy et al., 2002] *Grundy W. M., Schmitt B., Quirico E.* The temperature-dependent spectrum of methane ice I between 0.7 and 5 μm and opportunities for near-infrared remote thermometry // *Icarus*. 2002. V. 155. P. 486–496.
- [Hasegawa et al., 2003] *Hasegawa S., Murakawa K., Ishiguro M.* et al. Evidence of hydrated and/or hydroxylated minerals on the surface of asteroid 4 Vesta // *Geoph. Res. Lett.* 2003. V. 30. N. 21. P. 2123–2126. doi: 10.1029/2003GL018627.
- [Johnson, McCord, 1970] *Johnson T. V., McCord T. B.* Galilean satellites: the spectral reflectivity 0.30...1.10 microns // *Icarus*. 1970. V. 13. P. 37–42.
- [Johnson, McCord, 1971] *Johnson T. V., McCord T. B.* Spectral geometric albedo of the Galilean satellites, 0.3 to 2.5 microns // *Astroph. J.* 1971. V. 169. P. 589–594.

- [Khurana et al., 1998] *Khurana K. K., Kivelson M. G., Stevenson D. J.* et al. Induced magnetic field as evidence for subsurface oceans in Europa and Callisto // *Nature*. 1998. V. 395. P. 777–780.
- [Kurucz, 2005] *Kurucz R. L.* New atlases for solar flux, irradiance, central intensity, and limb intensity // *Memorie Della Societa Astronomica Italiana Suppl.* 2005. V. 8. P. 189–191.
- [Kuskov, Kronrod, 2001] *Kuskov O. L., Kronrod V. A.* Core sizes and internal structure of the Earth's and Jupiter's satellites // *Icarus*. 2001. V. 151. P. 204–227.
- [Kuskov, Kronrod, 2005] *Kuskov O. L., Kronrod V. A.* Internal structure of Europa and Callisto // *Icarus*. 2005. V. 177. P. 550–569.
- [Landau et al., 1962] *Landau A., Allin E. J., Welsh H. L.* The absorption spectrum of solid oxygen in the wavelength region from 12 000 Å to 3300 Å // *Spectrochim. Acta*. 1962. V. 18. P. 1–19.
- [Lane et al., 1981] *Lane A. L., Nelson R. M., Matson R. M.* Evidence for sulphur implantation in Europa's UV absorption band // *Nature*. 1981. V. 292. P. 38–39.
- [Lewis, 1971] *Lewis J. S.* Satellites of the outer planets: Their physical and chemical nature // *Icarus*. 1971. V. 15. P. 174–185.
- [Lebofsky, Fegley, 1976] *Lebofsky L. A., Fegley M. B. Jr.* Laboratory reflection spectra for the determination of chemical composition of icy bodies // *Icarus*. 1976. V. 28. P. 379–387.
- [Lissauer, 2005] *Lissauer J. J.* Formation of the outer planets // *Space Sci. Rev.* 2005. V. 116. P. 11–24.
- [Lunine, 2006] *Lunine J. I.* Origin of water ice in the solar system // *Meteorites and the early solar system II* / Eds. D. S. Lauretta, H. Y. Jr. McSween. Tucson: Univ. of Arizona Press, 2006. P. 863–878.
- [Marion et al., 2003] *Marion G. M., Fritsen C. H., Eicken H., Payne M. C.* The search for life on Europa: Limiting environmental factors, potential habitats, and earth analogues // *Astrobiology*. 2003. V. 3. P. 785–811.
- [McCord, Carlson, 1997a] *McCord T. B., Carlson R. W., Smythe W. D.* et al. Organics and other molecules in the surfaces of Callisto and Ganymede // *Science*. 1997. V. 278. P. 271–275.
- [McCord, Carlson, 1997b] *McCord T. B., Fanale F. P., Granahan J. C.* et al. Non-Water-Ice Constituents in the Surface Material of the Icy Galilean Satellites from the Galileo NIMS Investigation // *Bull. Am. Astron. Soc.* 1997. V. 29. P. 984.
- [McCord et al., 1998] *McCord T. B., Hansen G. B., Clark R. N.* et al. Non-water-ice constituents in the surface material of the icy Galilean satellites from the Galileo near-infrared mapping spectrometer investigation // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103. P. 8603–8626.
- [McCord et al., 2010] *McCord T. B., Hansen G. B., Combe J.-P., Hayne P.* Hydrated minerals on Europa's surface: An improved look from the Galileo NIMS investigation // *Icarus*. 2010. V. 209. P. 639–650.
- [Mitrofanov et al., 2010] *Mitrofanov I. G., Sanin A. B., Boynton W. V.* et al. Hydrogen Mapping of the Lunar South Pole Using the LRO Neutron Detector Experiment LEND // *Science*. 2010. V. 330. P. 483–486.
- [Moore et al., 2004] *Moore J. M., Chapman C. R., Bierhaus E. B.* et al. Callisto // *Jupiter. The planet, satellites and magnetosphere* / Eds. F. Bagenal, T. E. Dowling, W. B. McKinnon. Cambridge planetary science. V. 1. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2004. P. 397–426.

- [Moore et al., 2007] *Moore M. H., Hudson R. L., Carlson R. W.* The radiolysis of SO₂ and H₂S in water ice: Implications for the icy Jovian satellites // *Icarus*. 2007. V. 189. P. 409–423.
- [Newnham, Ballard, 1998] *Newnham D. A., Ballard J.* Visible absorption cross sections and integrated absorption intensities of molecular oxygen (O₂ and O₄) // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 28801–28816.
- [Noll et al., 1995] *Noll K. S., Weaver H. A., Gonnella A. M.* The albedo spectrum of Europa from 2200 angstrom to 3300 angstrom // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 19057–19059.
- [Noll et al., 1996] *Noll K. S., Johnson R. E., Lane A. L.* et al. Detection of ozone on Ganymede // *Science*. 1996. V. 273. P. 341–343.
- [Orlando et al., 2005] *Orlando T. M., McCord T. B., Grievess G. A.* The chemical nature of Europa surface material and the relation to a subsurface ocean // *Icarus*. 2005. V. 177. P. 528–533.
- [Passey, Shoemaker, 1982] *Passey Q. R., Shoemaker E. M.* Craters and basins on Ganymede and Callisto — Morphological indicators of crustal evolution // *Satellites of Jupiter*, Tucson: Univ. Arizona Press, 1982. P. 379–434.
- [Peale, Lee, 2002] *Peale S. J., Lee M. H.* Laplace relation among the Galilean satellites // *Science*. 2002. V. 298. P. 593–597.
- [Pieters et al., 2009] *Pieters C. M., Goswami J. N., Clark R. N.* et al. Character and spatial distribution of OH/H₂O on the surface of the Moon seen by M³ on Chandrayaan-1 // *Science*. 2009. V. 326. P. 568–572.
- [Pilcher et al., 1972] *Pilcher C. B., Ridgway S. T., McCord T. B.* Galilean satellites: Identification of water frost // *Science*. 1972. V. 178. P. 1087–1089.
- [Prieto-Ballesteros et al., 2005] *Prieto-Ballesteros O., Kargel J. S., Selsis F.* et al. Searching for clathrate hydrates in the Europa satellite: abstr. // 36th Lunar Planet. Sci. Conf. Houston. 2005. Abstr. N. 1353.
- [Prieto-Ballesteros et al., 2011] *Prieto-Ballesteros O., Vorobyova E., Parro V.* et al. Strategies for detection of putative life on Europa // *Advances in Space Res.* 2011. V. 48. P. 678–688.
- [Ramaprasad et al., 1978] *Ramaprasad K. R., Caldwell J., McClure D. S.* The vibrational overtone spectrum of liquid methane in the visible and near infrared: Applications to Planetary Studies // *Icarus*. 1978. V. 35. P. 400–409.
- [Rathbun et al., 2012] *Rathbun J. A., Spencer J. R., Howett C. J. A.* Galileo PPR observations of Europa: Correlations of thermophysical properties with surface features: abstr. // 43th Lunar Planet. Sci. Conf. Houston. 2012. Abstr. N. 2610.
- [Reynolds et al., 1983] *Reynolds R. T., Squyres S. W., Colburn D. S., McKay C. P.* On the habitability of Europa // *Icarus*. 1983. V. 56. P. 246–254.
- [Richardson, Shum, 1968] *Richardson P. D., Shum Y.-M.* Surface Temperatures of the Galilean Satellites of Jupiter // *Nature*. 1968. V. 220. P. 897–898.
- [Rivkin et al., 1995] *Rivkin A. S., Howell E. S., Britt D. T.* et al. 3- μ m spectrophotometric survey of M- and E-class asteroids // *Icarus*. 1995. V. 117. P. 90–100.
- [Schubert et al., 1981] *Schubert G., Stevenson D. J., Ellsworth K.* Internal structures of the Galilean satellites // *Icarus*. 1981. V. 47. P. 46–59.
- [Smythe et al., 1998] *Smythe W. D., Carlson R. W., Ocampo A.* et al. Absorption bands in the spectrum of Europa detected by the Galileo NIMS instrument: abstr. // 24th Lunar Planet. Sci. Conf. 1998. Abstr. N. 1532.

- [Spencer et al., 1995] *Spencer J. R., Calvin W. M., Person M. J.* CCD Spectra of the Galilean Satellites: Molecular Oxygen on Ganymede // *J. Geoph. Res.* 1995. V. 100. P. 19 049–19 056.
- [Spencer et al., 1999] *Spencer J. R., Tamppari L. K., Martin T. Z., Travis L. D.* Temperatures on Europa from Galileo photopolarimeter-radiometer: Nighttime thermal anomalies // *Science*. 1999. V. 284. P. 1514–1516.
- [Spencer, Calvin, 2002] *Spencer J. R., Calvin W. M.* Condensed O₂ on Europa and Callisto // *Astron. J.* 2002. V. 24. P. 3400–3403.
- [Stevenson, 2003] *Stevenson D. J.* Planetary magnetic fields // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 208. P. 1–11.
- [Stewart et al., 2006] *Stewart L., Cloutis E., Bishop J.* et al. Classification of iron bearing phyllosilicates based on ferric and ferrous iron absorption bands in the 400...1300 nm region: abstr. // 37th Lunar Planet. Sci. Conf. 2006. Abstr. No. 2185.
- [Tholen, 1989] *Tholen D. J.* Asteroid taxonomic classifications // *Asteroids II* / Eds. Binzel R. P., Gehrels T., Matthews M. S. Tucson: Univ. of Arizona Press, 1989. P. 1139–1150.
- [Wagner et al., 1987] *Wagner J. K., Hapke B. W., Wells E. N.* Atlas of reflectance spectra of terrestrial, lunar, and meteoritic powders and frosts from 92 to 1800 nm // *Icarus*. 1987. V. 69. P. 14–28.
- [Zahnle et al., 2003] *Zahnle K., Schenk P., Levison H., Dones L.* Cratering rates in the outer Solar System // *Icarus*. 2003. V. 163. P. 263–289.
- [Zelenyi et al., 2010] *Zelenyi L., Korablev O., Vorobyova E.* et al. Europa lander mission: A challenge to find traces of alien life // *Proc. 269th Intern. Astron. Union. IAU Symp.* 2010. V. 269. P. 115–129. doi: 10.1017/S174321310007337.
- [Zhang, Paige, 2009] *Zhang J. A., Paige D. A.* Cold-trapped organic compounds at the poles of the Moon and Mercury: Implications for origins // *Geoph. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L16203.

SPECTRAL FEATURES OF EUROPA, GANYMEDE, AND CALLISTO AS INDICATORS OF THE ENVIRONMENT PROCESSES

V. V. Busarev

Sternberg Astronomical Institute of Lomonosov Moscow State University (SAI MSU)

The results of ground-based 0.39...0.92 μm range spectrophotometry of the icy Galilean satellites of Jupiter, Europa, Ganymede, and Callisto, performed on the 1.25-m telescope with a CCD-spectrometer of the Sternberg Astronomical Institute are presented. The calculated reflectance spectra of the satellites mainly agree with the analogous data of the earlier ground-based observations and investigations in the Voyager and Galileo (NASA) space missions. Taking into account laboratory data, it is performed identification of new weak absorption bands (with the relative intensity of ~3...5 %) in the reflectance spectra of these bodies. Features discovered are mainly correspond to absorption bands of molecular oxygen adsorbed into water ice, which is apparently caused by the radiative implantation of O⁺ ions into the surface material of the satellites in the magnetosphere of Jupiter. At the same time, spectral features of iron of different valence states (Fe²⁺ and Fe³⁺) typical of hydrated silicates were detected on Ganymede and Callisto, while probable indications of methane of

presumably endogenous origin adsorbed into water ice were found on Europa. The reflectance spectra of the icy Galilean satellites were compared to the reflectance spectra of the asteroids 51 Nemausa (C-class) and 92 Undina (X-class).

Keywords: icy Galilean satellites of Jupiter, reflectance spectra in the visible range, adsorbed molecular oxygen and methane, silicates and hydrated silicates.

Busarev Vladimir Vasilievich — leading scientist, doctor of physical and mathematical sciences, busarev@sai.msu.ru

ГАЗОВЫЕ ОБОЛОЧКИ У ЭКЗОПЛАНЕТ ТИПА ГОРЯЧИЙ ЮПИТЕР

Д. В. Бисикало, П. В. Кайгородов

Институт астрономии Российской академии наук (ИНАСАН)

Горячие юпитеры, т.е. экзопланеты, имеющие массу, сравнимую с массой Юпитера, и большую полуось орбиты, не превышающую 0,1 а.е., являются уникальным классом объектов, поскольку на формирование их газовых оболочек сильное влияние оказывает притяжение родительской звезды. Атмосферы планет такого типа, как правило, заполняют свою полость Роша, что приводит к мощному истечению вещества от планеты к звезде. Энергетика этого процесса столь велика, что именно он является определяющим в формировании газовых оболочек. Из представленных аналитических оценок и результатов трёхмерных расчётов следует, что газовые оболочки горячих юпитеров могут быть существенно несферическими, оставаясь при этом стационарными и долгоживущими. Представленные результаты являются принципиально важными для интерпретации наблюдательных данных, так как асимметрия оболочки требует привлечения новых подходов к оценке свойств атмосфер горячих юпитеров.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-12-01048).

Ключевые слова: экзопланеты, горячие юпитеры, атмосферы, газодинамика.

ВВЕДЕНИЕ

Горячие юпитеры, т.е. экзопланеты, имеющие массу, сравнимую с массой Юпитера, и большую полуось орбиты, не превышающую 0,1 а.е., обладают рядом уникальных свойств, вызванных близостью звезды. В частности, небольшое расстояние до звезды может приводить к известному в физике тесных двойных систем эффекту перетекания части вещества атмосферы планеты на звезду. Возможность истечения вещества из атмосферы горячих юпитеров через окрестности внутренней точки Лагранжа впервые отмечалась в работах [Lai et al., 2010; Li et al., 2010; Vidal-Madjar et al., 2003]. Кроме того, сверхзвуковое обтекание планеты звёздным ветром должно приводить к формированию отошедшей ударной волны в плазме звёздного ветра, за которой следует контактный разрыв — граница, отделяющая вещество ветра от газа атмосферы [Баранов, Краснобаев, 1977]. Образующаяся структура течения существенно меняет характер взаимодействия газовой оболочки (атмосферы) с плазмой звёздного ветра.

Наблюдения горячих юпитеров с использованием телескопа Хаббла (космический телескоп «Хаббл» (КТХ; *англ.* Hubble Space Telescope, HST) — автоматическая обсерватория на орбите вокруг Земли, названная в честь Эдвина Хаббла) подтверждают наличие сложных физических процессов

Бисикало Дмитрий Валерьевич — заместитель директора, доктор физико-математических наук, член-корреспондент Российской академии наук, профессор, bisikalo@inasan.ru
Кайгородов Павел Вячеславович — старший научный сотрудник, руководитель группы, кандидат физико-математических наук, pasha@inasan.ru

в газовых оболочках этих планет. Так, например, наблюдения [Ben-Jaffel, 2007; Vidal-Madjar et al., 2003, 2008] показали, что глубина транзита в линии Ly- α экзопланеты HD 209458 b достигает 9...15 %. Между тем в оптическом диапазоне проход планеты по диску звезды вызывает уменьшение её блеска всего на 1,8 %. Это означает, что планета окружена обширной газовой оболочкой. Позднее это явление было подтверждено наблюдениями транзитов HD 209458 b в линиях углерода, кислорода и кремния [Ben-Jaffel, Sona Hosseini, 2010; Linsky et al., 2010; Vidal-Madjar et al., 2004], где глубина транзита достигала 8...9 %. Существование протяжённых газовых оболочек вокруг горячих юпитеров было также подтверждено наблюдениями планет HD 189733 b [Lecavelier Des Etangs et al., 2010] и WASP-12 b [Fossati et al., 2010a, b]. Более того, наблюдения этих планет позволили обнаружить ещё одно интересное явление — несовпадение моментов начала или конца транзита в различных диапазонах спектра. Впервые раннее затмение было обнаружено в 2009 г. Л. Фоссати [Fossati et al., 2010a] по результатам наблюдений транзита планеты WASP-12 b в УФ (ультрафиолетовом) диапазоне на телескопе Хаббла.

Система, включающая звезду и горячий юпитер, может рассматриваться как двойная система с экстремально малым отношением масс. Действительно, если исходить лишь из общих предположений, то математический аппарат, используемый при исследовании двойных звёзд, может быть перенесён и на описание системы звезда-горячий юпитер. Используя имеющийся у авторов многолетний опыт моделирования газодинамических процессов в обменивающихся веществом тесных двойных звёздах (см, напр., [Бисикало и др., 2013а; Voyarchuk et al., 2002]), мы исследовали характерные особенности газовых оболочек горячих юпитеров. Для интерпретации имеющихся и планируемых наблюдений горячих юпитеров необходимо понимание того, какие из физических явлений наиболее значимы и к каким последствиям они могут привести. В этой статье вниманию читателя будут представлены описание основных физических процессов, определяющих свойства газовых оболочек горячих юпитеров. В основу статьи положены оригинальные результаты, полученные авторами при исследовании атмосфер горячих юпитеров в последние годы [Бисикало и др., 2013б; Черенков и др., 2014; Bisikalo et al., 2013^o, b; Ionov et al., 2012].

1. КЛАССИФИКАЦИЯ ГАЗОВЫХ ОБОЛОЧЕК ГОРЯЧИХ ЮПИТЕРОВ

Рассмотрим возможные конфигурации газовых оболочек вокруг горячих юпитеров. Положение, форму контактного разрыва и положение точки лобового столкновения (ТЛС) можно рассчитать аналитически, воспользовавшись законом сохранения импульса [Баранов, Краснобаев, 1977; Ландау, Лифшиц, 1988]. Если ТЛС лежит внутри полости Роша планеты, то потери вещества отсутствуют, поскольку атмосфера в этом случае не достигает точек Лагранжа L_1 и L_2 , через окрестности которых возможно истечение вещества. В этом случае атмосфера является полностью замкнутой. Если ТЛС лежит за пределами полости Роша, то возникнет истечение вещества из

окрестностей точек Лагранжа L_1 и L_2^* . На рис. 1 сплошная линия разделяет области параметров полностью замкнутой (ниже линии) и истекающей (выше линии) атмосфер, рассчитанные для экзопланеты HD 209458 b при параметрах звёздного ветра, соответствующего солнечному [Withbroe, 1988].

Проведённый нами анализ [Бисикало и др., 2013б; Bisikalo et al., 2013a] показал, что истечение вещества из точек L_1 и L_2 при определённом наборе параметров может быть остановлено динамическим давлением плазмы звёздного ветра. Рассмотрим критерий остановки наиболее мощной струи из внутренней точки Лагранжа. Нас интересует критерий остановки (а не отклонения) струи, так что будем рассматривать только те точки на её траектории, где может существовать точка лобового столкновения, т. е. векторы скорости струи и ветра будут коллинеарны.

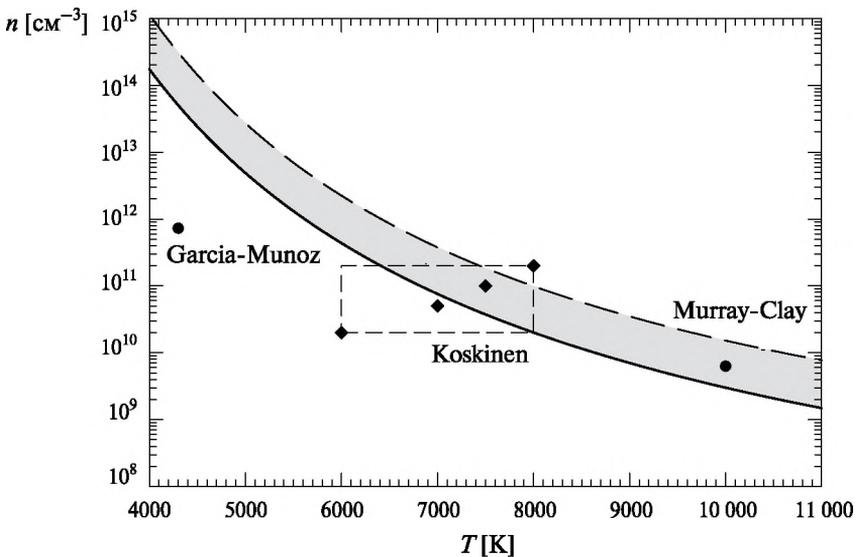


Рис. 1. Параметры атмосферы HD 209458 b (температура и концентрация вещества на фотометрическом радиусе планеты), при которых газовая оболочка планеты может принадлежать к одному из трёх выявленных типов. Ниже сплошной линии расположена область параметров, для которых атмосфера будет замкнутой. В затемнённом участке возможно существование квазизамкнутой атмосферы, в которой поток из точек Лагранжа останавливается динамическим давлением газа звёздного ветра. Выше штриховой линии лежит область незамкнутых (открытых) атмосфер. Точками показаны значения параметров, определённые для этой планеты в работах [García-Muñoz, 2007; Murray-Clay et al., 2009]. Прямоугольная область соответствует диапазону значений, полученному в работе [Koskinen et al., 2010] для верхней атмосферы. Ромбиками показаны параметры, при которых было проведено трёхмерное численное моделирование газодинамики атмосферы. Рисунок заимствован из работы [Бисикало и др., 2013б]

* Точки L_1 и L_2 достигаются атмосферой планеты (открываются) практически синхронно. Поэтому в дальнейшем мы будем говорить только о критерии открытия/закрытия точки L_1 , подразумевая, что истечение начинается/прекращается через обе точки.

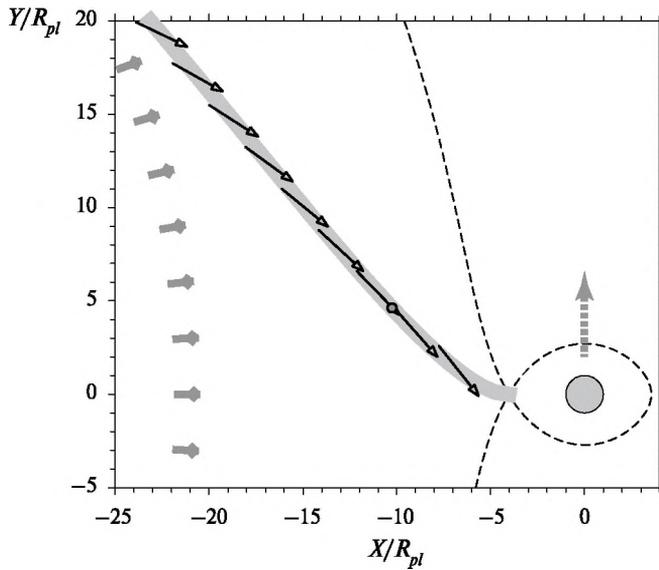


Рис. 2. Баллистическая траектория движения струи из точки L_1 (жирная серая линия). Штриховой линией показана изолиния потенциала Роша, проходящая через L_1 . Центр планеты находится в точке с координатами $(0, 0)$. Стрелки, пересекающие траекторию струи, показывают направление потока звёздного ветра в системе координат, вращающейся вместе с системой звезда-планета. Сплошными серыми стрелками показано радиальное направление движение ветра от звезды (звезда расположена слева), штриховая серая стрелка показывает направление орбитального движения планеты. Кружок на баллистической траектории соответствует точке, в которой направление движения струи коллинеарно скорости звёздного ветра. Рисунок заимствован из работы [Бисикало и др., 2013б]

На рис. 2 схематически показана баллистическая траектория движения струи из точки L_1 . Стрелками, пересекающими траекторию струи, обозначены направления движения газа звёздного ветра в соответствующих точках струи в системе координат, вращающейся вместе с системой звезда-планета. На рисунке видно, что в некоторой точке на баллистической траектории (на рис. 2 эта точка обозначена кружком, будем называть её точкой коллинеарности) направление движения струи коллинеарно скорости звёздного ветра, что позволяет решить уравнение равенства динамического давления. Легко показать, что такая точка будет существовать при любых параметрах звёздного ветра. Действительно, в самом начале, покидая точку L_1 , струя движется прямо по направлению к звезде, её радиальная скорость равна скорости звука, а тангенциальная компонента скорости равна нулю. По мере распространения струи сила Кориолиса отклоняет её по направлению движения планеты. На минимальном расстоянии от звезды, в периастре орбиты струи, её радиальная скорость станет равной нулю при ненулевой тангенциальной. Соответственно, на участке между точкой L_1 и периастром направление скорости меняется от чисто радиального до чисто тангенциального. С другой стороны, во вращающейся системе координат

скорость ветра будет складываться из двух компонентов — радиальной v_r (для простоты, будем считать её константой) и тангенциальной v_t , зависящей от расстояния, по следующему закону:

$$v_t = \Omega r,$$

где r — расстояние от центра масс системы, который практически совпадает с центром масс звезды. При бесконечно большой радиальной скорости ветра тангенциальной компонентой можно пренебречь, и, соответственно, точка коллинеарности будет находиться прямо в L_1 , где струя также движется радиально. При нулевой радиальной скорости ветра точка коллинеарности будет находиться в периастре струи, где она имеет только тангенциальную компоненту скорости. Соответственно, для любой скорости звёздного ветра v_r можно найти точку коллинеарности на траектории струи от L_1 до периастра.

На рис. 3 показаны значения радиальной скорости ветра v_r , необходимые для остановки струи из точки L_1 на определённом расстоянии в проекции на лимб звезды. Оценки получены для планеты WASP-12 b. Как видно на рис. 3, точка коллинеарности для планеты WASP-12 b должна находиться на расстоянии ~ 5 радиусов планеты в случае, если параметры звёздного ветра соответствуют солнечному. Для экзопланеты HD 209458 b данная точка находится на расстоянии $\sim 4,6R_{pl}$ перед планетой в проекции на лимб звезды.

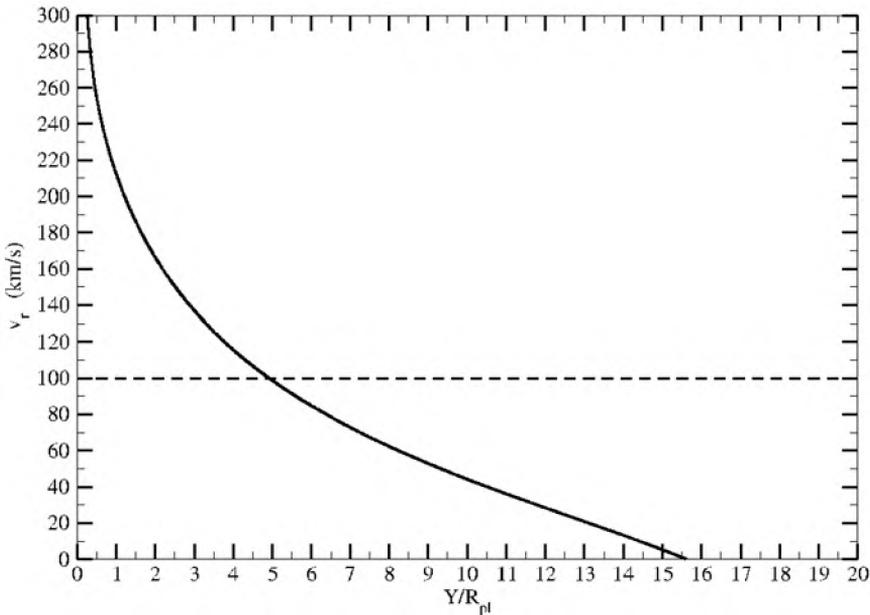


Рис. 3. Радиальная скорость звёздного ветра, необходимая для остановки струи на определённом расстоянии в проекции на лимб звезды. Штриховой линией обозначена радиальная скорость солнечного ветра на расстоянии, соответствующем орбите WASP-12 b

Без учёта газодинамических процессов точка коллинеарности определяет место, где должна располагаться точка лобового столкновения отошедшей ударной волны. В случае если в точке коллинеарности выполняется условие равенства давлений струи и ветра, струя остановится и течение будет стационарным. Если сумма газового и динамического давлений ветра в этой точке будет меньше суммы аналогичных величин для струи, движение струи продолжится и её остановки уже не произойдёт. Это действительно так, поскольку на участке от L_1 до периастра не может быть второй точки коллинеарности, а после прохождения периастра вещество станет частью оболочки (и/или аккреционного диска) звезды, и большая его часть уже не вернётся на планету. В случае если динамическое давление ветра окажется в точке коллинеарности больше, чем давление струи, струя будет отклоняться, и точка лобового столкновения переместится туда, где условие равенства динамического давления выполняется.

Определим значения параметров, при которых струя вещества от планеты не может быть остановлена динамическим давлением ветра, т.е. атмосфера окажется полностью открытой и может быть потеряна за короткое время. Для этого нужно вычислить критическую величину плотности атмосферы $\rho_0^*(T_{am})$, отделяющую решения с квазизамкнутой атмосферой ($\rho_0 < \rho_0^*$), где истечение есть, но оно останавливается звёздным ветром, от решений с незамкнутой (открытой) атмосферой, где $\rho_0 > \rho_0^*$. Результаты проведённых оценок для экзопланеты HD 209458 b [Бисикало и др., 2013б] представлены на рис. 1. Критическое значение плотности, разделяющее квазизамкнутые и открытые атмосферы, показано на рис. 1 штриховой линией. При параметрах, лежащих выше штриховой линии, атмосфера будет полностью открытой с огромным темпом потери вещества. При параметрах, расположенных в затенённой области между двумя кривыми, следует ожидать решения с квазизамкнутой, несферической атмосферой.

Резюмируя приведённые рассуждения [Бисикало и др., 2013б], можно утверждать, что в зависимости от положения точки лобового столкновения все газовые оболочки вокруг горячих юпитеров можно разделить на два класса. Если ТЛС лежит внутри полости Роша планеты, то оболочки имеют почти сферическую форму классической атмосферы, слегка искажённую воздействием звезды и взаимодействием с плазмой звёздного ветра. Если ТЛС находится за пределами полости Роша, то начинается истечение через окрестности точек Лагранжа L_1 и L_2 , и оболочка становится существенно несимметричной. Последний класс объектов также можно разделить на два типа. Если динамического давления плазмы звёздного ветра достаточно для того, чтобы остановить истечение из внутренней точки Лагранжа L_1 , то, как впервые было показано в работе [Bisikalo et al., 2013a], в системе формируется замкнутая квазистационарная оболочка сложной формы. Если ветер не может остановить струю из L_1 , то в системе формируется незамкнутая несферическая оболочка. Для проверки возможности существования трёх найденных типов атмосфер в горячих юпитерах рассмотрим результаты трёхмерного численного моделирования типичных экзопланет этого типа.

2. ФОРМЫ ГАЗОВЫХ ОБОЛОЧЕК ГОРЯЧИХ ЮПИТЕРОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЁХМЕРНОГО ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Рассмотрим результаты трёхмерного численного моделирования газодинамики оболочки планеты HD 209458 b [Бисикало и др., 2013б]. При принятых параметрах звёздного ветра (равных параметрам солнечного ветра на заданном расстоянии от звезды) течение собственно звёздного ветра является дозвуковым с числом Маха $M = 0,99$. Однако при учёте сверхзвукового орбитального движения планеты ($M = 1,4$) суммарная скорость планеты относительно звёздного ветра оказывается заметно сверхзвуковой с числом Маха $M = 1,75$. Параметры атмосферы планеты ρ_0 и T_{atm} задавались согласно последним (на момент написания статьи) оценкам, полученным для этой планеты [Koskinen et al., 2013]. Принятые параметры показаны ромбами на рис. 1, а также приведены в таблице. Важно отметить, что в рамках принятого диапазона параметров возможно существование всех обсуждённых в предыдущем разделе типов газовых оболочек: модели 1 и 2 соответствуют замкнутой атмосфере, модель 3 — квазизамкнутой и модель 4 — открытой атмосфере. Результаты численного моделирования для четырёх принятых наборов параметров представлены на рис. 4–7.

Параметры атмосферы, использованные при моделировании планеты HD 209458 b: температура и концентрация вещества на фотометрическом радиусе

Номер модели	T_{atm} [K]	$n_0, \times 10^{10} \text{ см}^{-3}$
1	6000	2
2	7000	5
3	7500	10
4	8000	20

Из анализа показанных на рис. 4–7 результатов видно, что рассчитанные газодинамические картины течения очень сильно отличаются друг от друга. Как и следовало ожидать из аналитического рассмотрения, приведённого в предыдущем разделе, в модели 1 (см. рис. 4) получена замкнутая, полностью лежащая в границах полости Роша атмосфера практически сферической формы. Для данной модели полностью замкнутой газовой оболочки суммарный темп потери массы составляет $\dot{M} < 1 \cdot 10^9$ г/с.

В модели 2 (см. рис. 5) форма атмосферы начинает отличаться от сферической. Формируются два выступа, направленных в сторону точек L_1 и L_2 , что приводит к заметному изменению формы ударной волны и контактного разрыва. В системе наблюдается небольшой отток вещества атмосферы через окрестность точки L_2 , т. е. оболочка является частично открытой. Для данной модели оценка темпа потери массы составляет $\dot{M} < 1 \cdot 10^9$ г/с.

На рис. 6 изображены основные элементы течения для модели 3. Видно, что характер течения вещества в системе качественно изменился. Сформировалась мощная струя из окрестности точки L_1 в направлении на

звезду, и отмечено не столь интенсивное, но заметное истечение из окрестности точки L_2 в направлении от звезды. В полученном решении струя вещества из точки Лагранжа L_1 останавливается динамическим давлением звёздного ветра на расстоянии нескольких R_{pl} от точки L_1 . Для данной модели квазизамкнутой газовой оболочки оценка темпа потери масс составляет $\dot{M} < 3 \cdot 10^9$ г/с.

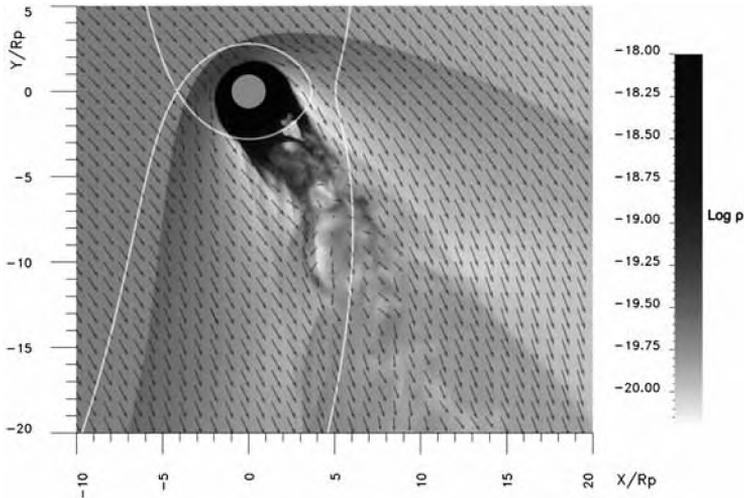


Рис. 4. Картина течения в окрестности планеты HD 209458b для модели 1. Планета обозначена белым кружком с центром масс в точке с координатами $(0, 0)$, звезда находится слева. Показано распределение плотности и вектора скорости в экваториальной плоскости системы. Все размеры указаны в единицах R_{pl} . Белыми линиями показаны эквипотенциалы Роша, проходящие через точки L_1 и L_2

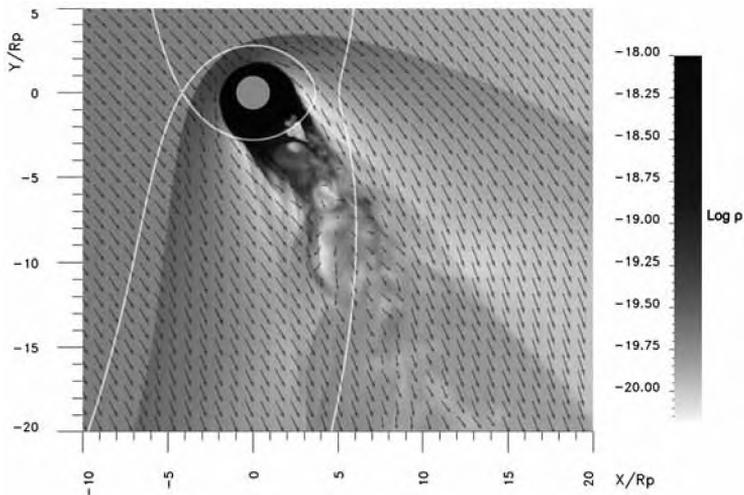


Рис. 5. Картина течения вещества в окрестности планеты HD 209458 b для модели 2. Обозначения те же, что и на рис. 4

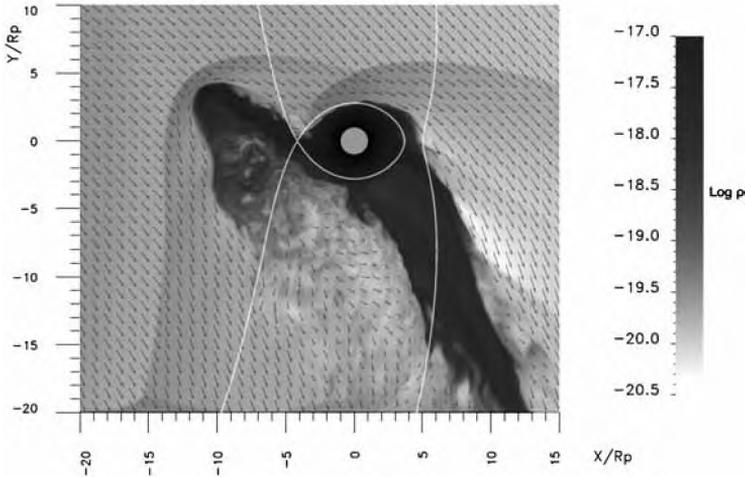


Рис. 6. Картина течения в окрестности планеты HD 209458 b для модели 3. Обозначения те же, что и на рис. 4

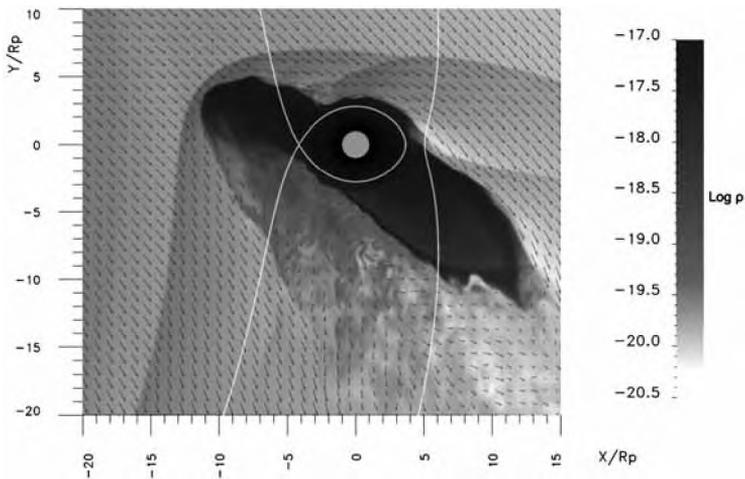


Рис. 7. Картина течения в окрестности планеты HD 209458 b для модели 4. Обозначения те же, что и на рис. 4

В решении для модели 4 (см. рис. 7) струя из точки L_1 не останавливается и продолжает уходить по направлению к звезде, обуславливая высокий темп потери массы. Важно отметить, что это неустойчивая система, и на рис. 7 изображено мгновенное состояние системы на конкретный момент времени, соответствующий примерно такому же удалению струи из L_1 от планеты, как и в модели 3. Несимметричная форма оболочки планеты (наличие собственно атмосферы, а также потоков-выступов в направлении L_1 и L_2) приводит к формированию явно выраженной двугорбой структуры — волны или, скорее, комплекса двух ударных волн, одна из которых формируется вокруг атмосферы, а другая — вокруг струи из точки L_1 . Точка

лобового столкновения находится на острие (ядре) струи из точки L_1 . В данной модели основная потеря вещества атмосферы происходит из окрестности внутренней точки Лагранжа: поток массы из L_1 составляет $\dot{M}_{L_1} = 17 \cdot 10^9$ г/с, поток массы из L_2 равен $\dot{M}_{L_2} = 14 \cdot 10^9$ г/с. Суммарный темп потери массы атмосферы для данного случая составляет $\dot{M}_{L_1} = 3 \cdot 10^9$ г/с.

Исходя из схожести свойств горячих юпитеров следует ожидать, что полученное решение с несимметричной, квазизамкнутой, долгоживущей оболочкой является абсолютно обычным для экзопланет этого типа. Чтобы проверить это утверждение, рассмотрим структуру течения вблизи горячего юпитера WASP-12 b [Bisikalo et al., 2013a]. Как и в случае планеты HD 209458 b, есть все основания полагать, что атмосфера WASP-12 b заполняет свою полость Роша. Действительно, расстояние от центра планеты WASP-12 b до точки L_1 составляет всего $1,85R_{pl}$. При довольно высокой температуре верхней атмосферы (вплоть до $T_{atm} = 10^4$ К согласно [Lai et al., 2010]) степень переполнения полости Роша будет очень большой — $\Delta R/R \approx 0,13$. Как и в системе HD 209458, течение собственно звёздного ветра в этой системе является дозвуковым с числом Маха $M = 0,85$. Однако быстрое движение планеты по орбите ($M = 1,97$) приводит к тому, что суммарная скорость планеты относительно звёздного ветра оказывается сверхзвуковой с достаточно большим числом Маха $M = 2,14$. По результатам проведённых расчётов [Bisikalo et al., 2013a] было показано, что переполнение полости Роша планеты приводит к заметному истечению атмосферы в направлении точек L_1 и L_2 . В результате вблизи планеты формируется несимметричная оболочка. Сверхзвуковое движение планеты и её оболочки в плазме звёздного ветра приводит к формированию отошедшей ударной волны сложной формы. Динамическое давление газа звёздного ветра прекращает активную потерю вещества атмосферы планеты через окрестности точек L_1 и L_2 , что позволяет рассматривать полученную структуру течения стационарной и долгоживущей. Это убедительно свидетельствует о том, что конфигурация с несимметричной квазизамкнутой оболочкой является обычной для горячих юпитеров.

3. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Как следует из представленного анализа, основой классификации оболочек горячих юпитеров является степень заполнения полости Роша атмосферой планеты. В случае переполнения полости Роша в системе возникают мощные газодинамические движения — истечение вещества из окрестностей точек Лагранжа L_1 и L_2 . Энергетика этих потоков достаточно велика, и, кроме того, поток из L_1 постоянно ускоряется при движении в гравитационном поле звезды. Это определяет доминирующее влияние газодинамических процессов на структуру течения в системе.

Степень заполнения полости Роша зависит от температуры и плотности верхней атмосферы. Орбиты горячих юпитеров близки к родительской звезде и, следовательно, их верхние атмосферы подвержены воздействию интенсивных потоков плазмы и излучения от звезды. В результате у таких

планет образуются плотные и протяжённые термосферы и ионосферы. В верхней атмосфере происходит преимущественное поглощение звёздного излучения в мягком рентгеновском и жёстком ультрафиолетовом диапазонах, что заметно повышает её температуру [García-Muñoz, 2007; Koskinen et al., 2013; Yelle, 2004]. Кроме того, состав верхней атмосферы с высотой меняется как $\text{H}_2 \rightarrow \text{H} \rightarrow \text{H}^+$, что является дополнительным фактором формирования протяжённой оболочки. Действительно, в этом случае из-за разрушения молекул в атмосфере исчезают эффективные механизмы радиационного охлаждения, и, кроме того, переход к атомарному составу сопровождается ростом характерной шкалы высоты. Таким образом, при оценённых характерных значениях температуры верхней атмосферы в несколько тысяч кельвинов и при характерных параметрах системы звезда-горячий юпитер, вероятность заполнения планетой своей полости Роша крайне велика.

Результаты аналитического рассмотрения и трёхмерного численного моделирования указывают на возможность существования трёх типов газовых оболочек горячих юпитеров: сферических замкнутых, несимметричных квазизамкнутых и несимметричных открытых. Однако планеты с открытыми оболочками не могут существовать достаточно долго. Вероятно, подобные экзопланеты будут либо полностью исчерпывать вещество атмосферы за время порядка нескольких лет, либо переходить в разряд планет с несимметричными квазизамкнутыми атмосферами. В этом случае, структура течения и форма оболочки будут определяться наличием истечения вещества из атмосфер горячих юпитеров.

Важно отметить, что уже первые попытки использования модели несимметричных оболочек для интерпретации наблюдений позволили объяснить многие аномальные явления, наблюдавшиеся для горячих юпитеров WASP-12 b и HD 209458 b. Так, в работе [Bisikalo et al., 2013a] показано, что формирование несферической оболочки и отошедшей ударной волны является причиной появления раннего начала транзита в полосах УФ-диапазона и аномально большой глубины транзита в спектральных линиях у планеты WASP-12 b. В работе [Ionov et al., 2012] появление двугорбых линий поглощения C II и Si III в спектре планеты HD 209458 b [Linsky et al., 2010] объясняется наличием потоков вещества, движущихся за отошедшей ударной волной в противоположные стороны от точки лобового столкновения. Завершая статью, подчеркнём, что наличие у горячих юпитеров несимметричной оболочки, окружённой отошедшей ударной волной сложной формы, существенно меняет наши представления о распределении вещества вокруг экзопланет этого типа. Как следствие, это требует изменения принятых подходов при интерпретации наблюдений горячих юпитеров, но, вместе с тем, открывает и новые перспективы в их исследовании.

ЛИТЕРАТУРА

[Баранов, Краснобаев, 1977] *Баранов В. Б., Краснобаев К. В.* Гидродинамическая теория космической плазмы. М.: Наука, 1977.

- [Бисикало и др., 2013а] *Бисикало Д. В., Жилкин А. Г., Боярчук А. А.* Газодинамика тесных двойных звёзд. М.: Физматлит, 2013.
- [Бисикало и др., 2013б] *Бисикало Д. В., Кайгородов П. В., Ионов Д. Э., Шематович В. И.* Типы газовых оболочек экзопланет, относящихся к классу «горячих юпитеров» // *Астрономич. журн.* 2013. Т. 90. С. 779–790.
- [Ландау, Лифшиц, 1988] *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.* Теоретическая физика. Т. 6. Гидродинамика. М.: Наука, 1988.
- [Черенков и др., 2014] *Черенков А. А., Бисикало Д. В., Кайгородов П. В.* Темпы потери массы экзопланетами типа «горячий юпитер» с газовыми оболочками различных видов // *Астрономич. журн.* 2014. Т. 91. С. 775.
- [Ben-Jaffel, 2007] *Ben-Jaffel L.* Exoplanet HD209458b: Inflated hydrogen atmosphere but no sign of evaporation // *Astrophysical J. Lett.* 2007. V. 671. P. L61–L64.
- [Ben-Jaffel, Sona Hosseini, 2010] *Ben-Jaffel L., Sona Hosseini S.* On the existence of energetic atoms in the upper atmosphere of exoplanet HD209458b // *Astrophysical J.* 2010. V. 709. P. 1284–1296.
- [Bisikalo et al., 2013a] *Bisikalo D., Kaygorodov P., Ionov D.* et al. Simulation of the interaction between WASP-12b and its host star // *Astrophysical J.* 2013. V. 764. P. 19.
- [Bisikalo et al., 2013b] *Bisikalo D. V., Kaygorodov P. V., Ionov D. E.* Numerical Modeling of Space Plasma Flows (ASTRONUM2012) / Ed. N. V. Pogorelov, E. Audit, G. P. Zank. 2013. V. 474. P. 41.
- [Boyarchuk et al., 2002] *Boyarchuk A. A., Bisikalo D. V., Kuznetsov O. A., Chechetkin V. M.* Mass transfer in close binary stars. L.: Taylor and Francis, 2002.
- [Fossati et al., 2010a] *Fossati L., Haswell C. A., Froning C. S.* et al. Metals in the exosphere of the highly irradiated planet WASP-12b // *Astrophysical J. Letters.* 2010. V. 714. P. L222–L227.
- [Fossati et al., 2010b] *Fossati L., Bagnulo S., Elmasli A.* et al. A Detailed Spectropolarimetric Analysis of the Planet-hosting Star WASP-12 // *Astrophysical J.* 2010. V. 720. P. 872–886.
- [García-Muñoz, 2007] *García-Muñoz A.* Physical and chemical aeronomy of HD 209458b // *Planet. Space Sci.* 2007. V. 55. P. 1426–1455.
- [Ionov et al., 2012] *Ionov D. E., Bisikalo D. V., Kaygorodov P. V., Shematovich V. I.* Gas Dynamic Simulation of the Star-Planet Interaction using a Binary Star Model // *From Interacting Binaries to Exoplanets: Essential Modeling Tools: Proc. Intern. Astronomical Union (IAU)* / Ed. M. T. Richards, I. Hubeny. 2012. V. 282. P. 545–546.
- [Koskinen et al., 2010] *Koskinen T. T., Yelle R. V., Lavvas P., Lewis N. K.* Characterizing the Thermosphere of HD209458b with UV Transit Observations // *Astrophys. J.* 2010. V. 723. P. 116–129.
- [Koskinen et al., 2013] *Koskinen T. T., Harris M. J., Yelle R. V., Lavvas P.* The escape of heavy atoms from the ionosphere of HD209458b. I. A photochemical–dynamical model of the thermosphere. *Icarus* // *Icarus.* 2013. V. 226. P. 1678–1694. doi: 10.1016/j.icarus.2012.09.027.
- [Lai et al., 2010] *Lai D., Helling C., Van den Heuvel E. P. J.* Mass transfer, transiting stream, and magnetopause in close-in exoplanetary systems with applications to WASP-12 // *Astrophysical J.* 2010. V. 721. N. 2. P. 923–928.
- [Lecavelier Des Etangs et al., 2010] *Lecavelier Des Etangs A., Ehrenreich D., Vidal-Madjar A.* et al. Evaporation of the planet HD 189733b observed in H I Lyman- α // *Astronomy and Astrophysics.* 2010. V. 514. P. A72.
- [Li et al., 2010] *Li S.-L., Miller N., Lin D. N. C., Fortney J. J.* WASP-12b as a prolate, inflated and disrupting planet from tidal dissipation // *Nature.* 2010. V. 463. P. 1054–1056.

- [Linsky et al., 2010] *Linsky J. L., Yang H., France K.* et al. Observations of mass loss from the transiting exoplanet HD 209458b // *Astrophysical J.* 2010. V. 717. P. 1291–1299.
- [Murray-Clay et al., 2009] *Murray-Clay R. A., Chiang E. I., Murray N.* Atmospheric escape from hot jupiters // *Astrophys. J.* 2009. V. 693. P. 23–42.
- [Vidal-Madjar et al., 2003] *Vidal-Madjar A., Lecavelier des Etangs A., Désert J.-M.* et al. An extended upper atmosphere around the extrasolar planet HD209458b // *Nature.* 2003. V. 422. P. 143–146.
- [Vidal-Madjar et al., 2004] *Vidal-Madjar A., Lecavelier des Etangs A., Désert J.-M.* et al. Detection of oxygen and carbon in the hydrodynamically escaping atmosphere of the extrasolar planet HD 209458b // *Astrophysical J. (ApJ).* 2004. V. 604. P. L69.
- [Vidal-Madjar et al., 2008] *Vidal-Madjar A., Lecavelier des Etangs A., Désert J.-M.* et al. Exoplanet HD 209458b (Osiris): Evaporation strengthened // *Astrophysical J. Letters.* 2008. V. 676. P. L57.
- [Withbroe, 1988] *Withbroe G. L.* The temperature structure, mass, and energy flow in the corona and inner solar wind // *Astrophys. J.* 1988. V. 325. P. 442–467.
- [Yelle, 2004] *Yelle R. V.* Aeronomy of extra-solar giant planets at small orbital distances // *Icarus.* 2004. V. 170. P. 167–179.

GASEOUS ENVELOPES OF HOT JUPITERS

D. V. Bisikalo, P. V. Kaygorodov

Institute of Astronomy of Russian Academy of Sciences (INASAN)

Hot Jupiter, i.e., exoplanet with masses comparable to the mass of the Jupiter, and semi-major axis of the orbit less than 0.1 a. u., are a unique class of objects, since the formation of their gas envelopes strongly influenced by the parent star gravity. The atmospheres of planets of this type usually fills its Roche lobes, leading to powerful outflow of matter from the planet to the star. The energetics of this process is so high that it is determinative in the gas envelope formation. From the presented analytical estimates and the results of three-dimensional calculations, follows that the gaseous envelope of hot Jupiter can be substantially non-spherical, while remaining stationary and long-lived. The presented results are important for the interpretation of the observational data, because the asymmetry of the envelope requires the involvement of new approaches to the estimation of the properties of the atmospheres of hot Jupiter.

Keywords: exoplanets, hot Jupiters, atmospheres, gas dynamic.

Bisikalo Dmitry Valerievich — deputy director, doctor of physical and mathematical sciences, corresponding member of the Russian Academy of Sciences, professor, bisikalo@inasan.ru
Kaygorodov Pavel Vyacheslavovich — senior scientist, teamleiter, PhD, pasha@inasan.ru

ОРБИТАЛЬНЫЕ РЕЗОНАНСЫ В СОЛНЕЧНОЙ И ЭКЗОПЛАНЕТНЫХ СИСТЕМАХ

И. И. Шевченко

Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория
Российской академии наук (ГАО РАН)

Рассмотрены современные проблемы резонансной орбитальной динамики тел Солнечной и экзопланетных систем. Анализируемые экзосистемы включают мультипланетные системы (системы с двумя или большим числом планет) и планетные системы двойных звёзд. Описаны теоретические методы и критерии для выявления устойчивости или неустойчивости различных планетных конфигураций.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проекты № 14-02-00319, 14-02-00464) и в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Фундаментальные проблемы исследования и освоения Солнечной системы».

Ключевые слова: планеты, экзопланеты, орбитальная динамика, резонансы, критерии устойчивости.

ВВЕДЕНИЕ

Резонансы, взаимодействие резонансов и обусловленное им хаотическое поведение составляют одну из ведущих тем исследований в современной небесной механике. Если ранее эти исследования проводились в небесной механике применительно к объектам Солнечной системы и, в меньшей степени, к динамике Галактики, то теперь они стали широко применяться к динамике экзопланетных систем. Современное состояние исследований резонансной и хаотической динамики небесных тел характеризуется в целом их весьма высоким уровнем и быстрым и непрерывным развитием, обусловленным поступлением всё больших массивов наблюдательных данных, развитием теории, вычислительной техники и программных средств.

Резонансы играют существенную роль в динамике планетных систем на разных этапах их эволюции, во многом определяя наблюдаемую современную архитектуру планетных систем. Орбитальные резонансы обычно разделяют на резонансы средних движений и вековые резонансы. Первые представляют собой соизмеримости между средними частотами орбитального обращения планет (либо планеты и звезды в кратных звёздных системах), вторые — соизмеримости между скоростями прецессий орбит. Всё большее внимание исследователей привлекает также эффект Лидова-Козаи, который можно рассматривать как проявление резонанса 1:1 между скоростями прецессий долгот перицентра и узла возмущаемого тела [Morbidelli, 2002], возможного при достаточно высоких относительных наклонах его орбиты.

Помимо обычных (двухтельных) резонансов средних движений существенную роль в небесномеханических системах, как впервые было

Шевченко Иван Иванович — заведующий отделом, доктор физико-математических наук, iis@gao.spb.ru

установлено в работах [Murray et al., 1998; Nesvorný, Morbidelli, 1998, 1999], могут играть трёхдольные резонансы средних движений. В этом случае резонансная фаза является комбинацией угловых элементов трёх планет. Следует отметить недавнее инициирование исследований трёхдольных резонансов в динамике экзопланетных систем [Quillen, 2011]; ранее трёхдольные резонансы исследовались только в динамике астероидов (первые работы: [Murray et al., 1998; Nesvorný, Morbidelli, 1998, 1999]) и в динамике больших планет Солнечной системы [Hayes et al., 2010; Murray, Holman, 1999].

Резонансы и динамический хаос играют существенную роль в динамике планет Солнечной системы. Широко известны приблизительные орбитальные соизмеримости в Солнечной системе: Юпитер-Сатурн (отношение средних движений равно приблизительно 5:2), Сатурн-Уран (приблизительно 3:1), Уран-Нептун (приблизительно 2:1), резонанс Нептун-Плутон (3:2). Было найдено [Murray, Holman, 1999], что источником динамического хаоса в движении планет может быть мультиплет субрезонансов, связанный с выявленным ими трёхдольным резонансом Юпитер-Сатурн-Уран.

Весьма актуальными сегодня являются исследования резонансной динамики и долговременной устойчивости наблюдаемых и модельных экзопланетных систем. Количество открытых экзосистем насчитывает уже более тысячи. Бурными темпами растёт и объём данных об их структуре и динамике (см. обзор [Маров, Шевченко, 2014]). Исследования долговременной устойчивости гипотетических планетных систем в кратных звёздных системах, инициированные ещё в 80-е гг. прошлого века [Benest, 1988, 1989], сейчас вышли на новый уровень благодаря развитию компьютерной техники и наплыву наблюдательных данных. В настоящее время известно о существовании планет более чем в 70-кратных звёздных системах (тогда как всего известно более тысячи экзопланетных систем). Большинство планет, обнаруженных в двойных звёздных системах, находится на орбитах *S*-типа (вокруг одного компонента двойной; эти орбиты также называют внутренними), а остальные находятся на орбитах *P*-типа (вокруг обоих компонентов; такие орбиты также называют внешними или циркумбинарными). Сценарии формирования планет и наблюдаемая планетная динамика (часто «на пределе устойчивости») в двойных звёздных системах часто бросают вызов теоретикам, особенно в отношении циркумбинарных планет [Meschiari, 2012; Paardekooper et al., 2012].

В целом число открытых подтверждённых экзопланет приближается к двум тысячам (по данным на июль 2014 г.). Из открываемых экзопланет примерно треть входит в мультипланетные системы, т. е. в системы с двумя или большим числом планет [Rein, 2012]. Наличие орбитальных резонансов в мультипланетных системах широко распространено и подтверждено вычислениями поведения резонансных аргументов.

Согласно современным космогоническим представлениям, захват в резонансы обычно является результатом миграции, протекающей для разных планет системы с разной скоростью [Ketchum et al., 2011; Szuszkiewicz, Papaloizou, 2010]. Один из резонансов, наиболее распространённых в планетных системах, — резонанс 2:1, который, как показывает численное моделирование процесса миграции, является естественным итогом динамической

эволюции планет в протопланетном диске. Миграция приводит к итоговым как резонансным, так и нерезонансным конфигурациям, в которых линии апсид планетных орбит выравнены, что наблюдается в ряде планетных систем и, таким образом, служит подтверждением того, что миграция действительно имела место. Известными примерами систем с планетами, находящимися в резонансе 2:1, служат Gliese 876 и HD 82943, в резонансе 3:1 — система 55 Cnc. Современные динамические классификации планетных систем в качестве первого (основного) класса выделяют именно системы с резонансами средних движений [Ferraz-Mello et al., 2005].

Помимо резонансов средних движений существенную роль в динамической эволюции экзосистем могут играть вековые резонансы [Barnes, 2008] и эффект Лидова-Козаи [Haghighipour et al., 2010]. Эффект Лидова-Козаи может быть особенно существенен в динамике планетных систем двойных звёзд, — например, системы γ Cep [Saleh, Rasio, 2009].

МАЯТНИК, РЕЗОНАНСЫ И ДИНАМИЧЕСКИЙ ХАОС

Резонанс представляет собой центральное понятие нелинейной динамики. Б. В. Чириков (1982) определяет его так: «Под резонансом понимается такая ситуация, когда некоторые частоты невозмущённой системы близки между собой или к частотам внешнего возмущения». Как убедиться в наличии резонанса в движении тех или иных небесных тел? Ведь наблюдаемая соизмеримость между частотами никогда не бывает совершенно точной — хотя бы из-за ошибок наблюдений. Чтобы решить этот вопрос, небесные механики вводят *резонансную фазу* (часто также называемую *резонансным* или *критическим углом* или же *резонансным* или *критическим аргументом*) — линейную комбинацию (алгебраическую сумму) угловых переменных системы с целочисленными коэффициентами, выбор которых определяет резонансное соотношение между частотами. Если этот угол изменяется в ограниченных пределах, т. е. либрирует, подобно колебаниям маятника, — система находится в резонансе, если же он неограниченно увеличивается или уменьшается, т. е. вращается, — резонанса нет. Траектория, пограничная между либрацией и вращением, носит название *сепаратрисы*. Таким образом, динамика жёсткого маятника даёт модель резонанса. В определённом смысле эта модель резонанса универсальна [Чириков, 1982; Chirikov, 1979]. В небесной механике мы имеем дело, как правило, с *нелинейными резонансами*, когда частота фазовых колебаний на резонансе зависит от амплитуды (энергии) колебаний, как в примере маятника. В случае линейного резонанса частота от амплитуды не зависит.

Б. В. Чириков (1959) впервые описал динамический хаос как порождение *взаимодействия резонансов* и в качестве критерия возникновения хаоса предложил критерий «перекрытия резонансов». По словам Б. В. Чирикова (1982), «...физик, прежде всего, старается выяснить, какие резонансы играют роль в той или иной системе и как они взаимодействуют друг с другом». Движение в окрестности возмущённых сепаратрис резонансов является

хаотическим. При относительно малых возмущениях системы для описания хаотической компоненты удобно применять понятие *хаотического слоя* (см. обзор [Шевченко, 2010]). Хаотический слой представляет собой область — окрестность сепаратрис — в фазовом пространстве, внутри которой динамическая система движется хаотическим образом. Теория хаотического слоя имеет приложения в самых разных областях механики и физики. Ключевую роль в этой теории играют *сепаратрисные отображения*. Моделью нелинейного резонанса при выводе уравнений сепаратрисного отображения в классической форме [Chirikov, 1979] служит возмущённый маятник — динамическая система, описывающая маятник с периодически возмущениями. Важнейшим параметром сепаратрисного отображения является так называемый параметр адиабатичности, равный отношению частоты возмущения к частоте малых фазовых колебаний на резонансе. Сепаратрисное отображение применимо для описания движения при любых значениях этого параметра [Шевченко, 2000]. В случае асимметричного возмущения оно является более сложным алгоритмом (содержит условные переходы [Shevchenko, 1999]).

Если близкие траектории в ограниченном фазовом пространстве расходятся экспоненциально, — иначе говоря, расстояние между двумя исходно близкими точками этих траекторий растёт со временем экспоненциально, — то движение хаотично. Скорость расхождения близких траекторий (в фазовом пространстве и в логарифмическом масштабе расстояний) характеризуется максимальным показателем Ляпунова. Отличие максимального показателя Ляпунова от нуля говорит о том, что движение хаотично. Величина, обратная максимальному показателю Ляпунова, $T_L = L^{-1}$, — так называемое *ляпуновское время*, представляет собой характерное время предсказуемой динамики. О важности этой величины для небесной механики говорит то обстоятельство, что ни одна точная теория движения любой небесномеханической системы не может быть построена на временах много больше её ляпуновского времени. Искусство вычисления показателей Ляпунова на электронно-вычислительных машинах имеет более чем тридцатилетнюю историю и за это время стало обширным разделом прикладной математики. Современные численные методы позволяют вычислять их эффективно и точно. С другой стороны, методы аналитического оценивания показателей Ляпунова появились только в последние несколько лет.

Метод оценивания максимального показателя Ляпунова [Шевченко, 2002], основанный на теории сепаратрисных отображений, позволил получить аналитические оценки ляпуновских показателей, весьма близко согласующиеся с численно-экспериментальными, в ряде задач динамики тел Солнечной системы. В работе [Shevchenko, 2014a] проблема оценки максимального показателя Ляпунова движения в мультиплете взаимодействующих нелинейных резонансов рассмотрена для случая, когда резонансы в мультиплете сопоставимы по ширине. Соответствующие теоретические подходы развиты для мультиплетов, состоящих из двух, трёх и бесконечно большого числа резонансов (т.е. для дублета, триплета и «инфинитета»). Анализ базируется на теории сепаратрисных и стандартного отображений. Для описания движения в резонансном мультиплете введено «мультиплетное

сепаратрисное отображение». Представлены явные аналитические формулы для оценивания ляпуновского времени движения в резонансных мультиплетах следующих пяти главных типов: быстрохаотический резонансный триплет, быстрохаотический резонансный дуплет, медленнохаотический резонансный триплет, медленнохаотический резонансный дуплет и, для обоих случаев быстрого и медленного хаоса, инфинитет равноотстоящих друг от друга резонансов одинаковой ширины. Точность представленных аналитических формул в областях их задания продемонстрирована путём сравнения с результатами прямого численного интегрирования исходных гамильтоновых систем. В численных экспериментах показано, что при любом заданном значении параметра адиабатичности (контролирующего степень взаимодействия/перекрывания резонансов в мультиплете) значение максимального показателя Ляпунова в мультиплете равноотстоящих друг от друга резонансов одинаковой ширины минимально в случае дублета и максимально в случае инфинитета. Это согласуется с развитой теорией. В работе [Shevchenko, 2014a] дан пример приложения развитой теории к задаче о динамике астероидов в резонансах средних движений высокого порядка с Юпитером.

КРИТЕРИИ УСТОЙЧИВОСТИ

Зачастую погрешности в определении орбитальных параметров экзопланет из наблюдений бывают больше интервалов их значений, на которых обеспечена долговременная устойчивость системы. Поэтому анализ устойчивости позволяет налагать более строгие ограничения на орбитальные параметры. К настоящему времени разработаны как аналитические, так и численно-экспериментальные *критерии устойчивости* планетных систем. Из первых наиболее востребованы критерии Хилла [Brasser, 2002; Donnison, 2006; Gladman, 1993; Veras, Armitage, 2004] и Уиздома [Murray, Dermott, 1999; Wisdom, 1980].

Критерий Хилла устанавливает границу области устойчивых орбит тела пренебрежимой массы вокруг гравитирующего тела («второго тела» — «спутника», «планеты», одной из компонент двойной звезды), обращающегося вокруг тела большей (по сравнению со вторым телом) массы («первого тела» — планеты, звезды, главного компонента двойной, соответственно). Согласно этому критерию, радиус зоны устойчивости прямо пропорционален радиусу «сферы Хилла».

Критерий Уиздома адаптирует критерий перекрывания резонансов Чирикова [Чириков, 1959; Chirikov, 1979] к конкретной небесномеханической задаче: он даёт размеры области, «расчищаемой» планетой в окрестности своей орбиты благодаря перекрыванию соседних орбитальных резонансов (соседних в том смысле, что им соответствуют близкие друг к другу целочисленные отношения периодов). Движение частиц (тел пренебрежимой массы), попавших в область перекрывания, хаотизируется, и область расчищается. Этот критерий, в частности, служит одним из немногих строгих математических обоснований для определения понятия «планета».

Численно-экспериментальные критерии основываются на вычислениях MEGNO (Mean Exponential Growth factor of Nearby Orbits — среднее значение экспоненциального роста-расхождения траекторий) [Cincotta et al., 2003; Goździewski, 2003; Goździewski et al., 2013], показателей Ляпунова [Попова, Шевченко, 2012; Popova, Shevchenko, 2013], фундаментальных частот движения [Correia et al., 2009; Laskar, Correia, 2009], а также на анализе условий ухода/столкновений [Holman, Wiegert, 1999; Kholshevnikov, Kuznetsov, 2011; Pilat-Lohinger et al., 2003].

СПУТНИКОВЫЕ СИСТЕМЫ

Если орбитальные частоты (средние движения) планет в планетной системе или спутников в спутниковой системе примерно соизмеримы, т. е. их отношение приблизительно равно отношению целых чисел, то система либо близка к орбитальному резонансу, либо находится в нём. (Близость системы к резонансу означает, что орбитальные периоды лишь приблизительно удовлетворяют данному целочисленному соотношению, и при этом соответствующая резонансная фаза вращается, а не колеблется.) В Солнечной системе многие спутники планет входят в резонансные или близкие к резонансным системы. Например, в системе Юпитера Ио и Европа, так же как Европа и Ганимед, находятся в *резонансе средних движений* 2:1. В системе Сатурна Мимас и Тетия, так же как Энцелад и Диона, пребывают в резонансе 2:1, Диона и Рея — вблизи резонанса 5:3, Титан и Гиперион — в резонансе 4:3. В системе Урана все соизмеримости приблизительно: Миранда и Умбриэль движутся вблизи резонанса 3:1, Ариэль и Умбриэль — 5:3, Умбриэль и Титания — 2:1, Титания и Оберон — 3:2.

Захваты спутниковых систем в орбитальные резонансы — закономерные этапы приливной эволюции этих небесномеханических систем. У. Титтемор и Дж. Уиздом [Tittmora, Wisdom, 1989, 1990] показали, что захват в орбитальный резонанс может существенным образом повлиять на дальнейшую орбитальную динамику спутников и даже на их внутреннее строение. При захвате в орбитальный резонанс или при выходе из него система пересекает границы хаотического слоя в окрестности сепаратрис резонанса. Внутри слоя система движется хаотическим образом. Причиной хаоса, однако, является, как правило, не взаимодействие отдельных резонансов средних движений, а взаимодействие *субрезонансов в мультиплетах*, соответствующих одному такому резонансу. Форма и ориентация орбит испытывают медленные вариации, включающие монотонную (*вековую*) прецессию орбит. Расщепление орбитальных резонансов на субрезонансы вызвано этой прецессией.

Второй и пятый спутники Урана, Миранда (внутренний из двух) и Умбриэль (внешний), в настоящее время не находятся между собой в точном орбитальном резонансе, но довольно близки к резонансу 3:1. Согласно выводам У. Титтемора и Дж. Уиздома [Tittmora, Wisdom, 1989, 1990], весьма вероятно, что эти спутники находились некоторое время в резонансе 3:1 в прошлом в ходе приливной эволюции их орбит. Численно-экспериментальные

и аналитические (полученные с помощью теории сепаратрисных отображений) оценки ляпуновского времени сделаны А. В. Мельниковым и И. И. Шевченко (2005); ляпуновское время хаотической системы на разных этапах эволюции оказалось в пределах от 50 до 100 лет.

Хаотические режимы в динамике спутниковых систем имели место не только в прошлые эпохи истории Солнечной системы. В конце 90-х гг. С. Шампенуа и А. Виенн [Champenois, Vienne, 1999a, b] рассмотрели динамику находящихся в орбитальном резонансе 2:1 первого и третьего спутников Сатурна Мимаса и Тефии. Эта динамика, по-видимому, хаотична благодаря большой амплитуде либраций на резонансе. Шампенуа и Виенн привели усреднённое уравнение задачи к уравнению нелинейного маятника с периодическими возмущениями. Используя это аналитическое представление, можно получить аналитические оценки ляпуновского времени. Такие оценки получены Мельниковым и Шевченко (2005), причём не только аналитически, но и численно, посредством прямого интегрирования уравнений движения. Эти оценки составляют 300...600 лет в разных моделях. Таким образом, хаос в этой системе не проявляется на временных масштабах, доступных для наблюдений.

Поведение системы Прометей-Пандора (16-й и 17-й спутники Сатурна — спутники-пастухи кольца F) гораздо более хаотично. Численно-экспериментальным путём [Goldreich, Rappaport, 2003] оценено ляпуновское время орбитального движения в окрестности резонанса 121:118 средних движений в этой системе — оно составляет ~3,3 года. Уравнение движения приведено к маятниковому с периодическими возмущениями [Farmer, Goldreich, 2006]. С помощью этого представления и метода, основанного на теории сепаратрисных отображений, можно получить аналитическую оценку T_L [Shevchenko, 2008], которая практически совпадает с численно-экспериментальными оценками.

ОРБИТАЛЬНАЯ ДИНАМИКА АСТЕРОИДОВ

Важная роль резонансов в динамике астероидов стала ясна со времени открытия в 1867 г. Д. Кирквудом люков («малонаселённых» областей) в поясе астероидов. Наиболее выраженные минимумы в распределении астероидов по большим полуосям орбит соответствуют резонансам средних движений 2:1, 3:1, 4:1, 5:2 и 7:3 с Юпитером. Роль хаоса в «очистке» люков от астероидов была выяснена в начале 80-х гг. прошлого века [Wisdom, 1983], — по крайней мере, для люка 3:1 (этот люк и люк 2:1 являются самыми выраженными): хаотические орбиты характеризуются скачками эксцентриситета, которые приводят к пересечению орбиты астероида с орбитой Марса, и астероид рано или поздно выбрасывается из области люка вследствие тесного сближения с Марсом.

Согласно численно-экспериментальным данным об орбитах астероидов, размещённым на сайте AstDyS (<http://hamilton.dm.unipi.it/cgi-bin/astdys/>), среди значений ляпуновского времени орбитального движения типичных астероидов главного пояса не встречаются значения менее 400 лет.

Обычно неизвестно, принадлежность к какому резонансному мультиплету является причиной хаотического поведения астероида, так как отождествить трёхдольные резонансы довольно трудно. Аналитическое оценивание показателей Ляпунова представляет собой перспективный инструмент для отождествления резонансов: путём сравнения аналитического и численно-экспериментального значения можно делать выводы о правдоподобии отождествления резонанса.

Современный атлас двухтельных резонансов средних движений в поясе астероидов составлен Т. Галлардо [Gallardo, 2006]. Однако помимо обычных двухтельных резонансов средних движений астероида и планеты существенную роль в динамике астероидов играют *трёхдольные резонансы* средних движений [Nesvorný, Morbidelli, 1998, 1999; Murray et al., 1998]. В этом случае резонансная фаза является комбинацией угловых координат астероида и двух планет (например, астероида, Юпитера и Сатурна). Как для обычных, так и для трёхдольных резонансов уравнение движения в типичных случаях приближённо приводится к маятниковому с периодическими возмущениями, поэтому можно аналитически оценить ляпуновские времена движения [Shevchenko, 2007].

Отождествление астероидов в трёхдольных резонансах впервые выполнено в работе [Nesvorný, Morbidelli, 1998], где отождествлено 836 астероидов в трёхдольных резонансах Юпитер-Сатурн-астероид, при этом отождествление было выполнено визуально исходя из характера поведения резонансных аргументов во времени. В работе [Smirnov, Shevchenko, 2013] разработан комплекс программ для массового отождествления астероидов как в двухтельных, так и в трёхдольных резонансах произвольного порядка, путём автоматического анализа поведения резонансных аргументов. Проведено массовое отождествление астероидов в двухтельных и трёхдольных резонансах с планетами Солнечной системы. При расчёте орбит астероидов учитывались все существенные возмущения. Проведены расчёты траекторий и их анализ для 250 000 астероидов из базы AstDyS на интервале времени 100 тыс. лет. Отождествлены астероиды в двухтельных резонансах Юпитер-астероид до 9-го порядка и в трёхдольных резонансах Юпитер-Сатурн-астероид до 6-го порядка включительно. Сделан вывод, что наблюдаемая доля астероидов в трёхдольных резонансах до 6-го порядка включительно в случае «чистых» резонансов (т.е. в случае, когда резонансная либрация имеет место на всём интервале времени интегрирования) составляет $\sim 0,9\%$ базы AstDyS, а их реальная доля (полученная экстраполяцией для высших порядков) равна $\sim 1,1\%$. Составлен каталог резонансных астероидов.

ПЛАНЕТЫ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

В динамике планет Солнечной системы известно несколько случаев приблизительной соизмеримости орбитальных периодов: Сатурн-Юпитер (отношение орбитальных частот $\sim 5:2$), Уран-Сатурн ($\sim 3:1$), Уран-Нептун ($\sim 2:1$); есть точный резонанс Нептун-Плутон (3:2). В конце 1980-х гг.

в численных экспериментах [Laskar, 1989; Sussman, Wisdom, 1988, 1992] были получены первые оценки ляпуновского времени Солнечной системы. Оказалось, что оно отнюдь не бесконечно, т.е. движение Солнечной системы не является регулярным. К тому же это время относительно невелико: на три порядка меньше возраста Солнечной системы. Согласно расчётам Г. Зюссмана и Дж. Уиздома [Sussman, Wisdom, 1992], ляпуновское время внешней Солнечной системы (от Юпитера до Плутона) составляет ~ 10 млн лет, а для системы из всех планет, как с Плутоном, так и без него, $T_L \approx 5$ млн лет. На первый взгляд, можно было бы подумать, что основной вклад в хаос должны вносить планеты относительно малых масс — планеты земной группы и ещё недавно причислявшийся к планетам Плутон. Однако, если в расчётах ограничиться только четырьмя планетами-гигантами, то, как установлено в работе [Sussman, Wisdom, 1992] и позже подтверждено в работе [Murray, Holman, 1999], хаос остаётся, и, более того, ляпуновское время практически не изменяется: $T_L \approx 5 \dots 7$ млн лет.

Было найдено [Murray, Holman, 1999], что источником хаоса может быть мультиплет субрезонансов, связанный с выявленным авторами указанной работы трёхдольным резонансом Юпитер-Сатурн-Уран. Этот вывод, однако, носит предварительный характер, поскольку полного согласия аналитической модели с численно-экспериментальной пока нет. Если она верна, степень хаотичности Солнечной системы носит в известном смысле произвольный характер: если бы большая полуось орбиты Урана отличалась от настоящего значения всего на величину порядка нескольких диаметров Урана, хаотичность бы резко уменьшилась, а то и вовсе практически исчезла. Переменяемость начальных условий, дающих регулярные и хаотические решения, может проявляться даже и на значительно меньших пространственных шкалах [Hayes et al., 2010]. В дальнейших исследованиях, когда будет уточнено отождествление ведущего трёхдольного резонанса, для аналитической оценки T_L можно использовать методы, основанные на теории сепаратрисных отображений.

ОРБИТАЛЬНЫЕ РЕЗОНАНСЫ В ЭКЗОПЛАНЕТНЫХ СИСТЕМАХ

Подобно физическим свойствам, динамические свойства у большинства известных экзопланетных систем существенно иные, чем у Солнечной системы: экзопланеты обычно имеют относительно сильно вытянутые орбиты, а планеты-гиганты зачастую обращаются на орбитах, очень близких к родительской звезде. Важнейшие явления, определяющие динамическую архитектуру этих систем, — *резонансы и миграция*. Выделяют резонансы средних движений и вековые резонансы. Первые представляют собой соизмеримости между средними частотами орбитального обращения планет (либо планеты и звезды в кратных звёздных системах), вторые — соизмеримости между скоростями прецессий орбит. Согласно современным космогоническим представлениям, захваты планетной системы в орбитальные резонансы — закономерные этапы эволюции, обусловленные миграцией планет

в газопылевом диске (см., например, [Wang et al., 2012]), протекающей для разных планет системы с различной скоростью.

В современной динамической классификации планетных систем в качестве первого (основного) класса выделяют системы с резонансами средних движений [Ferraz-Mello et al., 2005]. Примерами систем с планетами, находящимися в резонансе 2:1, служат Gliese 876 и HD 82943, в резонансе 3:1 — система 55 Cnc. Наличие резонансов средних движений и их взаимодействие обуславливает возможность хаотического поведения в орбитальной динамике планет, как, например, в случае планетной системы Кеплер-36 [Deck et al., 2012].

Более половины всех наблюдаемых звёзд главной последовательности входят в кратные (включая двойные) звёздные системы [Duquennoy, Mayor, 1991; Mathieu et al., 2000]. До недавнего времени (до начала функционирования космического аппарата (КА) «Кеплер») было известно ~50 планет в двойных звёздных системах, причём все планеты в них являются внутренними (обращаются вокруг одной из звёзд). Методом анализа вариаций лучевых скоростей родительских звёзд открыто несколько циркумбинарных систем (HW Vir, NN Ser, UZ For, DP Leo, FS Aur, SZ Her), в которых двойные звёзды, однако, не являются звёздами главной последовательности. С КА «Кеплер» методом анализа транзитов было открыто несколько циркумбинарных планетных систем у звёзд главной последовательности: Кеплер-16, -34, -35, -38, -47 [Doyle et al., 2011; Orosz et al., 2012a, b; Welsh et al., 2012], причём система Кеплер-47 является мультипланетной (включает две планеты). В работе [Порова, Shevchenko, 2013] путём анализа поведения резонансных аргументов выявлен возможный резонансный характер системы Кеплер-16 с периодами обращения планеты и двойной в отношении 11:2 (резонанс высокого порядка).

В мультипланетные системы (системы с двумя и более планетами) входит примерно треть из числа открываемых экзопланет [Rein, 2012]. Наличие орбитальных резонансов в таких системах широко распространено и подтверждено вычислениями поведения резонансных аргументов. Для многих систем наблюдательные данные об орбитальных элементах планет всё ещё страдают неопределённостью; однако присутствие резонансов низкого порядка (таких как 2:1, 3:2) статистически значимо [Fabrycky et al., 2012; Wright et al., 2011], особенно в парах планет со сравнимыми массами [Ferraz-Mello et al., 2005].

Замечательными примерами экзопланетных систем с резонансами служат системы Gliese 876, 55 Cnc, ν And, Kepler-223. В системе Gliese 876 орбитальные периоды относятся как 4:2:1 [Martí et al., 2013] — так же, как у внутренних галилеевых спутников Юпитера. Вокруг главного компонента подробно изученной двойной системы 55 Cnc — жёлтого карлика (спектрального класса G8) — обращается, по меньшей мере, пять планет с массами от 0,034 до 3,84 M_J ; их орбитальные периоды составляют от 2,8 до 5200 сут. Планеты b и c находятся в резонансе 3:1. Система в целом устойчива; она может содержать и другие планеты, так как далека от состояния «плотной упаковки». Жёлтый карлик двойной ν And (спектрального класса F8) имеет три планеты-гиганта с массами от 0,69 до 3,93 M_J .

и орбитальными периодами от 4,6 до 1290 сут, образующих устойчивую систему [Michtchenko, Malhotra, 2004]. Планеты c и d близки к резонансу 11:2. Обращает на себя внимание схожесть резонансной конфигурации с резонансом в обсуждаемой ниже циркумбинарной планетной системе Кеплер-16. Kepler-223 — жёлтый карлик (спектрального класса G5V), у которого открыты четыре транзитные планеты-сверхземли с радиусами: 1,8; 2,1; 2,8; $2,4R_E$. Орбитальные периоды составляют 7,4; 9,8; 14,8 и 19,7 сут; таким образом, планеты близки к резонансу средних движений 8:6:4:3. Эта планетная система — наиболее выдающийся из известных сейчас примеров *плотно упакованной резонансной системы*. Как отмечено в работе [Lissauer et al., 2011], «данная резонансная цепь, — возможно, недостающая до сих пор связующая деталь, которая объясняет, как планеты, подверженные миграции в газовом или планетезимальном диске, могут избежать тесных сближений друг с другом, будучи в итоге приведёнными к очень тесно упакованной, но всё же устойчивой конфигурации».

В работах [Попова, Шевченко, 2012; Popova, Shevchenko, 2013] проведено исследование устойчивости и хаотической динамики планет в кратных звёздных системах. В работе [Попова, Шевченко, 2012] исследована устойчивость движения гипотетической планеты в двойной системе α Cen A-B. Рассмотрены плоская ограниченная задача трёх тел A-B-планета и плоская полная задача трёх тел A-B-планета (масса планеты положена равной массе Юпитера). Интегрирование орбит планеты проведено на интервалах времени 100 тыс. и 1 млн лет на сетке начальных данных «перигелическое расстояние — эксцентриситет». Для решения вопроса об устойчивости орбиты планеты использовались два критерия устойчивости: критерий ухода-столкновений и максимальный показатель Ляпунова. Орбита считается устойчивой по первому критерию, если за время интегрирования планета не испытывает тесных сближений со звёздами двойной и не покидает систему. Для всех начальных условий вычислены полные ляпуновские спектры, при этом использовались алгоритмы и программы [Kourgianov, Shevchenko, 2005; Shevchenko, Kourgianov, 2002]. Для разделения орбит на регулярные и хаотические по максимальному показателю Ляпунова использовался статистический метод [Мельников, Шевченко, 1998; Шевченко, Мельников, 2003]. На плоскости начальных условий «перигелическое расстояние — эксцентриситет» построены диаграммы устойчивости по обоим критериям для внутренних и внешних начальных орбит планеты. Сделаны следующие выводы [Попова, Шевченко, 2012]: 1) внешняя граница области хаоса на диаграммах устойчивости соответствует большой полуоси орбиты планеты ~ 80 а.е. (если начальная орбита планеты круговая), а внутренняя граница сильно зависит от выбора начальных условий движения; область хаоса для внешних орбит планет существенно расширяется при увеличении эксцентриситета орбиты планеты; 2) наиболее вероятные (соответствующие максимумам распределений) значения ляпуновского времени хаотического движения планеты в зонах неустойчивости составляют ~ 500 лет для внешних орбит и ~ 60 лет для внутренних; 3) критерий по показателю Ляпунова, в приложении к построению диаграмм устойчивости, даёт более чёткую картину границ хаос-порядок в сравнении с критерием ухода-столкновений

(при одном и том же времени счета); 4) границы хаос-порядок на диаграммах устойчивости демонстрируют фрактальную структуру, обусловленную наличием орбитальных резонансов.

Недавно открытая планета Кеплер-16b находится на циркумбинарной орбите вокруг системы из двух звёзд главной последовательности [Doyle et al., 2011]. В работе [Popova, Shevchenko, 2013] путём вычисления ляпуновских спектров движения планеты построены диаграммы устойчивости на плоскости начальных условий «перицентрическое расстояние — эксцентриситет». Они показывают, что Кеплер-16b находится в опасной близости к области хаоса — между «зубьями» неустойчивости в пространстве орбитальных параметров (рис. 1, 2). Однако планета Кеплер-16b «выживает» (не уходит из системы и не падает на родительские звёзды), потому что её орбита близка к полуцелому орбитальному резонансу 11:2 с центральной двойной. В Солнечной системе данный феномен аналогичен выживанию Плутона и плутино, находящихся в полуцелом орбитальном резонансе 3:2 с Нептуном. (О резонансной структуре пояса Койпера см. статью [Gladman et al., 2012].) Порядок «занятого» полуцелого резонанса увеличивается с увеличением массового параметра центральной двойной, поскольку его увеличение сдвигает границу устойчивости вовне; в случае Солнечной системы соответствующей «двойной» являются Солнце и Нептун. Соседние к занятой планетой Кеплер-16b резонансные ячейки свободны, так как они «очищены» Кеплер-16b благодаря перекрытию резонансов первого порядка с этой планетой. Сделан вывод, что планета Кеплер-16b, возможно, сформировалась *in situ*, так как при миграции внутрь системы планета должна пересекать области орбитальной неустойчивости. Динамическое поведение циркумбинарных планет в системах Кеплер-34 и -35 качественно подобно их поведению в системе Кеплер-16. В итоге установлено, что недавно открытые циркумбинарные планеты располагаются на границах хаотических областей в пространстве орбитальных параметров внутри резонансных ячеек фрактальных граничных зон.

Каким образом границу хаос-порядок на диаграммах, подобных представленным на рис. 1 и 2, можно описать теоретически? В работе [Shevchenko, 2014b] аналитически оценена радиальная протяжённость зоны хаотических орбит для частицы малой массы вокруг системы двух гравитационно связанных тел (двойной звезды, двойной чёрной дыры, двойного астероида) в функции эксцентриситета орбиты частицы. С помощью теории сепаратрисных отображений показано, что центральная непрерывная зона хаоса проявляется (выше некоторого порога по массовому параметру центральной двойной) благодаря перекрытию орбитальных резонансов, соответствующих целочисленным отношениям $p:1$ между периодами обращения частицы и центральной двойной. В этой зоне имеет место неограниченная хаотическая орбитальная диффузия частицы, вплоть до выброса её из системы. Оценено значение массового параметра, выше которого такая хаотическая зона присутствует универсально при всех начальных эксцентриситетах частицы. (Массовый параметр $\mu = m_2/(m_1 + m_2)$, где m_1 и m_2 — массы компонентов центральной двойной, $m_1 \geq m_2$.) Показано, что наблюдаемое разнообразие орбитальных конфигураций бипланетных и циркумбинарных

экзосистем согласуется с существованием порогового значения μ . Это осуществлено путём построения эмпирической зависимости «массовый параметр центральной двойной μ — отношение орбитальных периодов T_{out}/T_{in} частицы и центральной двойной». Данные (на 30 июня 2014 г.) для экзосистем взяты из энциклопедии внесолнечных планет (Extrasolar Planets Encyclopaedia, сайт, основанный Жаном Шнайдером в Мёдонской обсерватории (Париж, Франция) в феврале 1995 года) [Schneider, 1995].

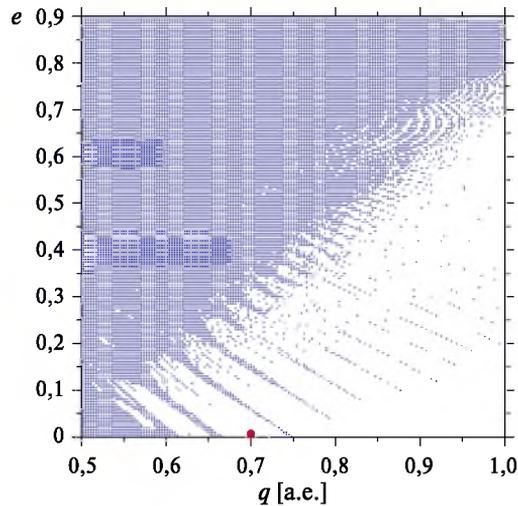


Рис. 1. Диаграмма устойчивости, построенная по критерию показателя Ляпунова. Регулярные области — светлые, хаотические — тёмные; q — перигрическое расстояние; e — эксцентриситет. Положение планеты Кеплер-16b отмечено точкой [Porova, Shevchenko, 2013]

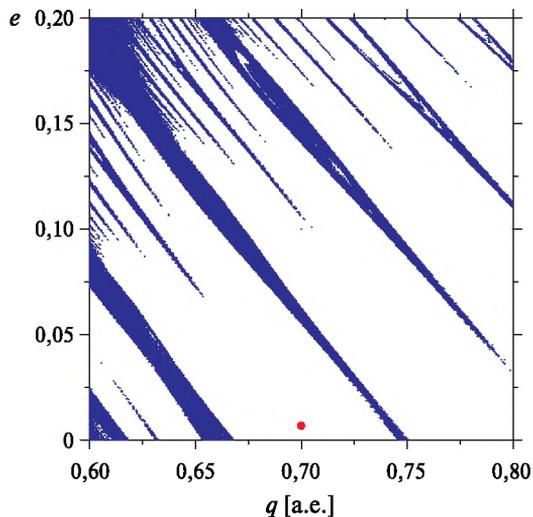


Рис. 2. Диаграмма устойчивости рис. 1 в увеличенном масштабе изображения и в более высоком разрешении [Porova, Shevchenko, 2013]

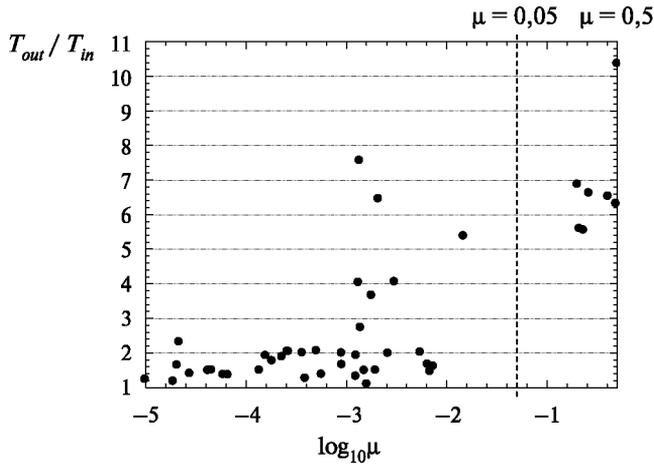


Рис. 3. Зависимость «массовый параметр — отношение орбитальных периодов» для бипланетных и циркумбинарных экзосистем (показаны точками). Вертикальная пунктирная линия соответствует теоретическому порогу $\mu \approx 0,05$, при котором проявляется центральная хаотическая зона [Shevchenko, 2014b]

Для применимости используемого теоретического критерия требуется, чтобы планета на наиболее удалённой орбите имела наименьшую массу в системе. Только такие системы были включены в выборку. Итоговый график показан на рис. 3; положение экзосистем отмечено точками. Бипланетные системы все оказываются слева от вертикальной прерывистой линии (указывающей теоретический порог $\mu \approx 0,05$ для появления центральной хаотической зоны), тогда как циркумбинарные системы находятся справа от неё. На рис. 3 очевидно полное отсутствие экзосистем с $T_{out}/T_{in} < 5$ при $\mu > 0,05$, что согласуется с теорией: при $\mu > 0,05$ формируется центральная хаотическая зона, где орбиты частицы с любыми начальными эксцентриситетами подвержены неограниченной хаотической диффузии, вплоть до выброса частицы из системы. Отметим также, что, согласно рис. 3, при $\mu < 0,01$ много экзосистем группируется вблизи резонанса 2:1, тогда как при $\mu > 0,1$ экзосистемы группируются не при каких-либо целочисленных резонансах, но, скорее, при полуцелочисленных. Этот факт согласуется с выводами [Porova, Shevchenko, 2013]: наблюдаемые циркумбинарные планеты «выживают» (хотя и расположены вблизи границы хаоса в пространстве орбитальных элементов) потому, что они находятся в безопасности в регулярных областях внутри резонансных ячеек, образуемых неустойчивыми целочисленными резонансами высокого порядка.

Насколько распространены орбитальные резонансы в динамике экзопланет? В работе [Porova, Shevchenko, 2014] на основе данных [Schneider, 1995] исследована статистика проявлений резонансов в мультипланетных системах (системах с двумя или более планетами) одиночных звёзд и в системах с одной или более планетами у двойных звёзд. Суммарное число планетных систем в исследуемой выборке составило 143. В случае двойных звёзд «главной» звездой считалась главная (наиболее массивная)

компонента либо та, около которой обращается планета. Вычислялись отношения орбитальных периодов для всех пар объектов в каждой системе. Дифференциальные распределения отношений периодов построены для двух альтернативных случаев: а) более массивное («возмущающее») тело находится на орбите, более близкой к главной звезде, чем менее массивное; б) наоборот, менее массивное («возмущаемое») тело находится на орбите, более близкой к главной звезде, чем более массивное (т. е. орбитальный период менее массивной планеты меньше периода более массивной). В любом случае внутреннее тело нумеруется как второе (период обращения T_2), а внешнее — как первое (период обращения T_1).

На рис. 4 представлена полученная гистограмма отношений T_1/T_2 для случая «а» — внутреннего возмущающего тела. На гистограмме присутствуют максимумы в областях резонансов первого порядка 3:2 и 2:1, а также резонансов 5:2, 3:1 и 4:1. На рис. 5 представлена гистограмма для случая «б» — внешнего возмущающего тела. На гистограмме присутствуют максимумы в областях тех же значений T_1/T_2 , за исключением 5:2. Гистограммы на рис. 4 и 5 аппроксимированы аналитическим выражением в виде суммы нормальных распределений отношений периодов в окрестностях резонансов, а также функции, описывающей монотонное убывание в хвосте распределения. Значения коэффициентов суммы и параметров нормальных распределений определены методом Левенберга-Маркуардта. Полученные аппроксимации изображены на рис. 4 и 5 сплошными кривыми.

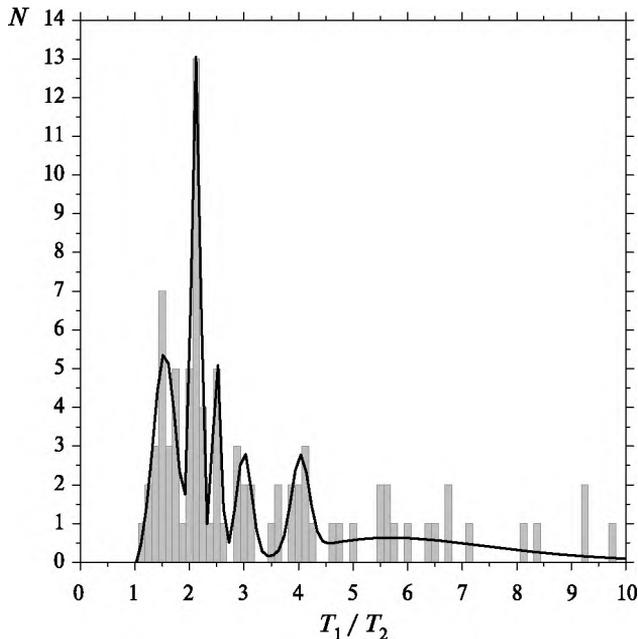


Рис. 4. Гистограмма отношений орбитальных периодов для случая внутреннего возмущающего тела. Сплошной кривой показана модельная аппроксимация [Ророва, Shevchenko, 2014]

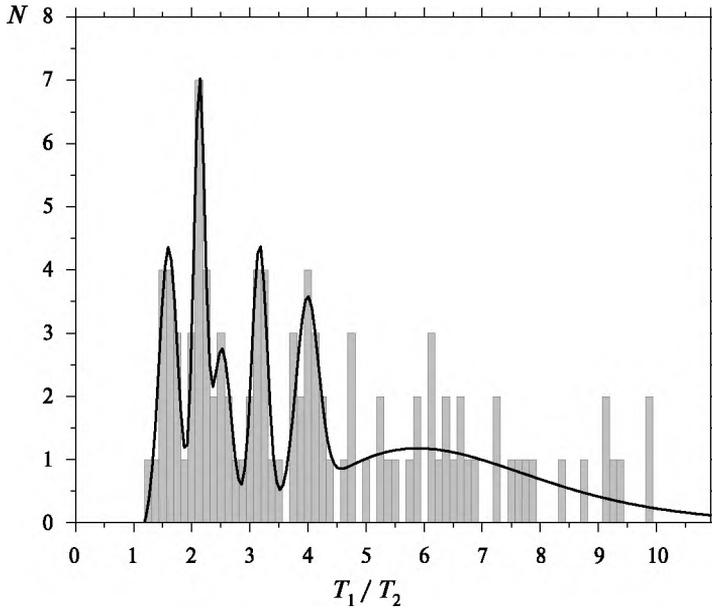


Рис. 5. Гистограмма отношений орбитальных периодов для случая внешнего возмущающего тела. Сплошной кривой показана модельная аппроксимация [Порова, Shevchenko, 2014]

В обоих случаях построенные гистограммы имеют выраженные максимумы, соответствующие резонансам 3:2, 2:1, 3:1 и 4:1. В первом случае также выделяется пик, соответствующий резонансу 5:2. Во втором случае этот пик практически не выражен. В обоих случаях доминирующие пики 3:2 и 2:1 несколько смещены вправо относительно своих номинальных резонансных положений. Возможные причины отклонений T_1/T_2 относительно номинальных значений обсуждались в работах [Batygin, Morbidelli, 2013; Lithwick, Wu, 2012; Petrovich et al., 2013]. В работе [Petrovich et al., 2013] показано, что отклонения могут возникать в процессе динамической эволюции системы, если планеты со временем увеличивают массу. С другой стороны, в работах [Batygin, Morbidelli, 2013; Lithwick, Wu, 2012] продемонстрировано, что смещения могут быть обусловлены эффектом приливной эволюции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены современные проблемы резонансной орбитальной динамики тел Солнечной и экзопланетных систем. Анализируемые системы включают мультипланетные системы (системы с двумя или большим числом планет) и планетные системы двойных звёзд. Описаны теоретические методы и критерии для выявления устойчивости или неустойчивости различных планетных конфигураций.

Следующие темы, связанные с орбитальными резонансами в динамике планетных систем, представляют особый интерес для дальнейшего изучения: развитие теоретических критериев устойчивости планетных систем; отождествление систем в двухтельных и трёхдолных резонансах и теоретическое объяснение резонансной статистики экзопланет; резонансная архитектура плотноупакованных экзосистем; «быстрый» динамический хаос в планетных системах; резонансная и почти резонансная архитектура циркумбинарных систем (анalogии с транснептуновыми объектами); циркумбинарная планетная динамика на «пределе устойчивости».

ЛИТЕРАТУРА

- [Маров, Шевченко, 2014] *Маров М. Я., Шевченко И. И.* Экзопланеты // Природа. 2014. № 6. С. 3–15.
- [Мельников, Шевченко, 1998] *Мельников А. В., Шевченко И. И.* Об устойчивости вращательного движения несферических естественных спутников относительно наклона оси вращения // *Астрономич. вестн.* 1998. Т. 32. С. 548–559. (Sol. Sys. Res. (engl. transl.) V. 32. P. 480–490.)
- [Мельников, Шевченко, 2005] *Мельников А. В., Шевченко И. И.* О хаотической динамике спутниковых систем // *Астрономич. вестн.* 2005. Т. 39. С. 364–374. [Sol. Sys. Res. (engl. transl.) V. 39. P. 322–332.]
- [Попова, Шевченко, 2012] *Попова Е. А., Шевченко И. И.* Планетная динамика в системе Alpha Centauri: диаграммы устойчивости // *Письма в Астрономич. журн.* 2012. Т. 38. С. 652–659. (Astron. Lett. (engl. transl.) V. 38. P. 581–588.)
- [Чириков, 1959] *Чириков Б. В.* Резонансные процессы в магнитных ловушках // *Атомная энергия.* 1959. Т. 6. С. 630–638. (J. Nucl. Energy Pt. C: Plasma Phys. (engl. transl.) 1960. V. 1. P. 253–261.)
- [Чириков, 1982] *Чириков Б. В.* Нелинейные резонансы и динамическая стохастичность // *Природа.* 1982. № 7. С. 15–25.
- [Шевченко, 2000] *Шевченко И. И.* О геометрии хаотического слоя // *Журн. теор. и эксперим. физики (ЖЭТФ).* 2000. Т. 118. С. 707–719. (J. Exp. Theor. Phys. (engl. transl.) V. 118. P. 615–625.)
- [Шевченко, 2002] *Шевченко И. И.* О максимальных показателях Ляпунова хаотического вращения естественных спутников планет // *Космич. исслед.* 2002. Т. 40. С. 317–326. (Cosmic Res. (engl. transl.) V. 40. P. 296–304.)
- [Шевченко, 2010] *Шевченко И. И.* Непредсказуемые орбиты // *Природа.* 2010. № 4. С. 12–21.
- [Шевченко, Мельников, 2003] *Шевченко И. И., Мельников А. В.* Показатели Ляпунова в задаче Хенона-Хейлеса // *Письма в ЖЭТФ.* 2003. Т. 77. Вып. 12. С. 772–777. (JETP Letters (engl. transl.) V. 77. P. 642–646.)
- [Barnes, 2008] *Barnes R.* Dynamics of multiple planet systems // *Exoplanets: Detection, Formation, Properties, Habitability* / Ed. Mason J. W. Berlin: Springer, 2008. P. 177–208.
- [Batygin, Morbidelli, 2013] *Batygin K., Morbidelli A.* Dissipative divergence of resonant orbits // *Astron. J.* 2013. V. 145. N. 1. 10 p.
- [Benest, 1988] *Benest D.* Planetary orbits in the elliptic restricted problem. I. The α Centauri system // *Astron. and Astrophys.* 1988. V. 206. P. 143–146.

- [Benest, 1989] *Benest D.* Planetary orbits in the elliptic restricted problem. II. The Sirius system // *Astron. Astrophys.* 1989. V. 223. P. 361–364.
- [Brasser, 2002] *Brasser R.* Hill stability of a triple system with an inner binary of large mass ratio // *Month. Not. Roy. Astron. Soc.* 2002. V. 332. P. 723.
- [Champanois, Vienne, 1999a] *Champanois S., Vienne A.* The Role of Secondary Resonances in the Evolution of the Mimas–Tethys System // *Icarus.* 1999. V. 140. P. 106–121.
- [Champanois, Vienne, 1999b] *Champanois S., Vienne A.* Chaos and Secondary Resonances in the Mimas–Tethys System // *Celest. Mech. Dyn. Astron.* 1999. V. 74. P. 111–149.
- [Chirikov, 1979] *Chirikov B. V.* A Universal Instability of Many-Dimensional Oscillator Systems // *Phys. Rep.* 1979. V. 52. N. 5. P. 263–379.
- [Cincotta et al., 2003] *Cincotta P. M., Giordano C. M., Simó C.* Phase space structure of multi-dimensional systems by means of the mean exponential growth factor of nearby orbits // *Physica D.* 2003. V. 182. P. 151.
- [Correia et al., 2009] *Correia A. C. M., Udry S., Mayor M.* et al. The HARPS search for southern extra-solar planets. XVI. HD45364, a pair of planets in a 3:2 mean motion resonance // *Astron. Astrophys.* 2009. V. 496. P. 521.
- [Deck et al., 2012] *Deck K. M., Holman M. J., Agol E.* et al. Rapid dynamical chaos in an exoplanetary system // *Astrophys. J.* 2012. V. 755. P. L21.
- [Donnison, 2006] *Donnison J. R.* The Hill stability of a binary or planetary system during encounters with a third inclined body // *Month. Not. Roy. Astron. Soc.* 2006. V. 369. P. 1267.
- [Doyle et al., 2011] *Doyle L. R., Carter J. A., Fabrycky D. C.* et al. Kepler-16: A Transiting Circumbinary Planet // *Science.* 2011. V. 333. P. 1602.
- [Duquennoy, Mayor, 1991] *Duquennoy A., Mayor M.* Multiplicity among solar-type stars in the solar neighbourhood. II. Distribution of the orbital elements in an unbiased sample // *Astron. Astrophys.* 1991. V. 248. P. 485.
- [Fabrycky et al., 2012] *Fabrycky D. C., Lissauer J. J., Ragozzine D.* et al. Architecture of Kepler’s multi-transiting systems: II. New investigations with twice as many candidates. 2012. URL: <http://arxiv.org/abs/1202.6328>.
- [Farmer, Goldreich, 2006] *Farmer A. J., Goldreich P.* Understanding the behavior of Prometheus and Pandora // *Icarus.* 2006. V. 180. P. 403–411.
- [Ferraz-Mello et al., 2005] *Ferraz-Mello S., Michtchenko T., Beaugé C., Callegari N. Jr.* Extrasolar planetary systems // *Chaos and Stability in Planetary Systems* / Eds. Dvorak R., Freistetter F., Kurths J. *Lect. Notes Phys.* 683. Heidelberg: Springer, 2005. P. 219–271.
- [Gallardo, 2006] *Gallardo T.* Atlas of the mean motion resonances in the Solar System // *Icarus.* 2006. V. 184. P. 29–38.
- [Gladman, 1993] *Gladman B.* Dynamics of systems of two close planets // *Icarus.* 1993. V. 106. P. 247.
- [Gladman et al., 2012] *Gladman B., Lawler S. M., Petit J.-M.* et al. The resonant trans-Nep- tunian populations // *Astron. J.* 2012. V. 144. P. 23.
- [Goldreich, Rappaport, 2003] *Goldreich P., Rappaport N.* Chaotic motions of Prometheus and Pandora // *Icarus.* 2003. V. 162. P. 391–399.
- [Goździewski, 2003] *Goździewski K.* Stability of the HD 12661 planetary system // *Astron. Astrophys.* 2003. V. 398. P. 1151.
- [Goździewski et al., 2013] *Goździewski K., Słonina M., Migaszewski C., Rozenkiewicz A.* Testing a hypothesis of the ν Octantis planetary system // *Month. Not. Roy. Astron. Soc.* 2013. V. 430. P. 533.

- [Haghighipour et al., 2010] *Haghighipour N., Dvorak R., Pilat-Lohinger E.* Planetary dynamics and habitable planet formation in binary star systems // *Planets in Binary Star Systems* / Ed. Haghighipour N. Dordrecht: Springer, 2010. P. 285.
- [Hayes et al., 2010] *Hayes W. B., Malykh A. V., Danforth C. M.* The interplay of chaos between the terrestrial and giant planets // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2010. V. 407. P. 1859–1865.
- [Holman, Wiegert, 1999] *Holman M. J., Wiegert P. A.* Long-term stability of planets in binary systems // *Astron. J.* 1999. V. 117. P. 621.
- [Ketchum et al., 2011] *Ketchum J. A., Adams F. C., Bloch A. M.* Effects of turbulence, eccentricity damping, and migration rate on the capture of planets into mean motion resonance. // *Astrophys. J.* 2011. V. 726. N. 53. 18 p.
- [Kholshchevnikov, Kuznetsov, 2011] *Kholshchevnikov K. V., Kuznetsov E. D.* Stability of planetary systems with respect to masses // *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy.* 2011. V. 109. P. 201.
- [Kouprianov, Shevchenko, 2005] *Kouprianov V. V., Shevchenko I. I.* Rotational dynamics of planetary satellites: A survey of regular and chaotic behavior // *Icarus.* 2005. V. 176. P. 224–234.
- [Laskar, 1989] *Laskar J.* A numerical experiment on the chaotic behaviour of the solar system // *Nature.* 1989. V. 338. P. 237.
- [Laskar, Correia, 2009] *Laskar J., Correia A. C. M.* HD 60532, a planetary system in a 3:1 mean motion resonance // *Astron. Astrophys.* 2009. V. 496. P. L5.
- [Lissauer et al., 2011] *Lissauer J. J., Ragozzine D., Fabrycky D. C., Steffen J. H., Ford E. B., Jenkins J. M., Shporer A., Holman M. J., Rowe J. F., Quintana E. V., Batalha N. M., Borucki W. J., Bryson S. T., Caldwell D. A., Carter J. A., Ciardi D., Dunham E. W., Fortney J. J., Gautier T. N. III, Howell S. B., Koch D. G., Latham D. W., Marcy G. W., Morehead R. C., Sasselov D.* Architecture and dynamics of Kepler's candidate multiple transiting planet systems // *Astrophys. J. Suppl.* 2011. V. 197. P. 8.
- [Lithwick, Wu, 2012] *Lithwick Y., Wu Y.* Resonant repulsion of Kepler planet pairs // *Astrophys. J. Letters.* 2012. V. 756. P. L11.
- [Martí et al., 2013] *Martí J. G., Giuppone C. A., Beaugé C.* Dynamical analysis of the Gliese-876 Laplace resonance // *Month. Not. Roy. Astron. Soc.* 2013. V. 433. P. 928.
- [Mathieu et al., 2000] *Mathieu R. D., Ghez A. M., Jensen E. L., Simon M.* Young binary stars and associated disks // *Protostars and Planets IV* / Eds. Mannings V., Boss A. P., Russell S. S. Tucson: Univ. Arizona Press, 2000. P. 703.
- [Meschiari, 2012] *Meschiari S.* Circumbinary planet formation in the Kepler-16 system. I. N-body simulations // *Astrophys. J.* 2012. V. 752. P. 71.
- [Michtchenko, Malhotra, 2004] *Michtchenko T. A., Malhotra R.* Secular dynamics of the three-body problem: application to the ν Andromedae planetary system // *Icarus.* 2004. V. 168. P. 237–248.
- [Morbidelli, 2002] *Morbidelli A.* *Modern Celestial Mechanics.* L.: Taylor and Francis, 2002. 368 p.
- [Murray, Dermott, 1999] *Murray C. D., Dermott S. F.* *Solar System Dynamics.* Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1999. 592 p. (= *Мюррей К., Дермотт С.* Динамика Солнечной системы. М.: Физматлит, 2009, 2010. 588 с.)
- [Murray, Holman, 1999] *Murray N., Holman M.* The origin of chaos in the outer solar system // *Science.* 1999. V. 283. P. 1877–1881.
- [Murray et al., 1998] *Murray N., Holman M., Potter M.* On the origin of chaos in the asteroid belt // *Astron. J.* 1998. V. 116. P. 2583–2589.

- [Nesvorný, Morbidelli, 1998] *Nesvorný D., Morbidelli A.* Three-body mean motion resonances and the chaotic structure of the asteroid belt // *Astron. J.* 1998. V. 116. P. 3029–3037.
- [Nesvorný, Morbidelli, 1999] *Nesvorný D., Morbidelli A.* An analytic model of three-body mean motion resonances // *Celest. Mech. Dyn. Astron.* 1999. V. 71. P. 243–271.
- [Orosz et al., 2012a] *Orosz J. A., Welsh W. F., Carter J. A.* et al. Kepler-47: A Transiting Circumbinary Multi-Planet System // *Science*. 2012. V. 337. P. 1511.
- [Orosz et al., 2012b] *Orosz J. A., Welsh W. F., Carter J. A.* et al. The neptune-sized circumbinary planet Kepler-38b // *Astrophys. J.* 2012. V. 758. P. 87 (14 p).
- [Paardekooper et al., 2012] *Paardekooper S.-J., Leinhardt Z. M., Thébault T., Baruteau C.* How not to build Tatooine: The difficulty of in situ formation of circumbinary planets Kepler 16b, Kepler 34b, and Kepler 35b // *Astrophys. J. Letters*. 2012. V. 754. P. L16.
- [Petrovich et al., 2013] *Petrovich C., Malhotra R., Tremaine S.* Planets near mean-motion resonances // *Astrophys. J.* 2013. V. 770. P. 24 (16 p).
- [Pilat-Lohinger et al., 2003] *Pilat-Lohinger E., Funk B., Dvorak R.* Stability limits in double stars — a study of inclined planetary orbits // *Astron. Astrophys.* 2003. V. 400. P. 1085.
- [Popova, Shevchenko, 2013] *Popova E. A., Shevchenko I. I.* Kepler-16b: safe in a resonance cell // *Astrophys. J.* 2013. V. 769. P. 152–158.
- [Popova, Shevchenko, 2014] *Popova E. A., Shevchenko I. I.* Orbital resonances in exoplanetary systems // *J. Phys. A Conf. Series*. 16th Russian Youth Conf. Physics and Astronomy (PhysicA.SPb/2013). 2014. 6 p. doi:10.1088/1742-6596/572/1/012006.
- [Quillen, 2011] *Quillen A. C.* Three-body resonance overlap in closely spaced multiple-planet systems // *Month. Not. Roy. Astron. Soc.* 2011. V. 418. P. 1043.
- [Rein, 2012] *Rein H.* Period ratios in multiplanetary systems discovered by Kepler are consistent with planet migration // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2012. V. 422. P. 3611–3616.
- [Saleh, Rasio, 2009] *Saleh L. A., Rasio F. A.* The stability and dynamics of planets in tight binary systems // *Astrophys. J.* 2009. V. 694. P. 1566–1576.
- [Schneider, 1995] *Schneider J.* Extrasolar Planets Encyclopaedia (update: Dec. 19, 2014 (1855 planets)). URL: <http://exoplanet.eu/>.
- [Shevchenko, 1999] *Shevchenko I. I.* The separatrix algorithmic map: Application to the spin-orbit motion // *Celest. Mech. Dyn. Astron.* 1999. V. 73. P. 259–268.
- [Shevchenko, 2007] *Shevchenko I. I.* On the Lyapunov exponents of the asteroidal motion subject to resonances and encounters // *Near Earth Objects, our Celestial Neighbors: Opportunity and Risk: Proc. IAU Symp.* V. 236 / Ed. Milani A., Valsecchi G. B., Vokrouhlicky D. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2007. P. 15–29.
- [Shevchenko, 2008] *Shevchenko I. I.* Adiabatic chaos in the Prometheus–Pandora system // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2008. V. 384. N. 3. P. 1211–1220.
- [Shevchenko, 2014a] *Shevchenko I. I.* Lyapunov exponents in resonance multiplets // *Phys. Lett. A*. 2014. V. 378. P. 34–42.
- [Shevchenko, 2014b] *Shevchenko I. I.* Chaotic zones around gravitating binaries. 2014. URL: <http://arxiv.org/abs/1405.3788>.
- [Shevchenko, Kouprianov, 2002] *Shevchenko I. I., Kouprianov V. V.* On the chaotic rotation of planetary satellites: the Lyapunov spectra and the maximum Lyapunov exponents // *Astron. Astrophys.* 2002. V. 394. P. 663–674.
- [Smirnov, Shevchenko, 2013] *Smirnov E. A., Shevchenko I. I.* Massive identification of asteroids in three-body resonances // *Icarus*. 2013. V. 222. P. 220–228.
- [Sussman, Wisdom, 1988] *Sussman G. J., Wisdom J.* Numerical evidence that the motion of Pluto is chaotic // *Science*. 1988. V. 241. P. 433.

- [Sussman, Wisdom, 1992] *Sussman G. J., Wisdom J.* Chaotic evolution of the solar system // *Science*. 1992. V. 257. P. 56.
- [Szuszkiewicz, Papaloizou, 2010] *Szuszkiewicz E., Papaloizou J. C. B.* Dynamical architectures of planetary systems induced by orbital migration // *EAS Publ. Ser.* 42. 2010. P. 303.
- [Tittemore, Wisdom, 1989] *Tittemore W., Wisdom J.* Tidal Evolution of the Uranian Satellites. II. An Explanation for the Anomalously High Orbital Inclination of Miranda // *Icarus*. 1989. V. 78. P. 63–89.
- [Tittemore, Wisdom, 1990] *Tittemore W., Wisdom J.* Tidal Evolution of the Uranian Satellites. III. Evolution Through the Miranda–Umbriel 3:1, Miranda–Ariel 5:3, and Ariel–Umbriel 2:1 Mean-Motion Commensurabilities // *Icarus*. 1990. V. 85. P. 394–443.
- [Veras, Armitage, 2004] *Veras D., Armitage P. J.* The dynamics of two massive planets on inclined orbits // *Icarus*. 2004. V. 172. P. 349.
- [Wang et al.,] *Wang S., Ji J., Zhou J.-L.* Predicting the configuration of a planetary system: KOI-152 observed by Kepler // *Astrophys. J.* 2012. V. 753. P. 170.
- [Welsh et al., 2012] *Welsh W. F., Orosz J. A., Carter J. A.* et al. Transiting circumbinary planets Kepler-34 b and Kepler-35 b // *Nature*. 2012. V. 481. P. 475–479.
- [Wisdom, 1980] *Wisdom J.* The resonance overlap criterion and the onset of stochastic behavior in the restricted three-body problem // *Astron. J.* 1980. V. 85. P. 1122–1133.
- [Wisdom, 1983] *Wisdom J.* Chaotic Behavior and the Origin of the 3:1 Kirkwood Gap // *Icarus*. 1983. V. 56. N. 1. P. 51–74.
- [Wright et al., 2011] *Wright J. T., Veras D., Ford E. B.* et al. The California planet survey. III. A possible 2:1 resonance in the exoplanetary triple system HD 37124 // *Astrophys. J.* 2011. V. 730. P. 93.

ORBITAL RESONANCES IN THE SOLAR AND EXOPLANETARY SYSTEMS

I. I. Shevchenko

Central Astronomical Observatory of the Russian Academy of Sciences at Pulkovo
(Pulkovo Observatory)

Modern problems on the resonant orbital dynamics of bodies of the Solar and exoplanetary systems are considered. The analyzed exosystems include multiplanetary systems (those with two or more than two planets) and planetary systems of binary stars. Theoretical methods and criteria for revealing the stability or instability of various planetary configurations are described.

Keywords: planets, exoplanets, orbital dynamics, resonances, stability criteria.

Shevchenko Ivan Ivanovich — head of department, doctor of physical and mathematical sciences, iis@gao.spb.ru