

УДК 523.4

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЛАНЕТОЛОГИЯ В ИФЗ РАН

© 2019 г. В. Н. Жарков<sup>1\*</sup>, Т. В. Гудкова<sup>1\*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: zharkov@ifz.ru

\*\*E-mail: gudkova@ifz.ru

Поступила в редакцию 31.05.2018 г.

Принята в печать 15.08.2018 г.

Статья представляет обзор работ, выполненных в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН. Изложение дано по объектам исследования: Луна, планеты земной группы Венера и Марс, спутники Марса Фобос и Деймос, планеты-гиганты и их спутники.

*Ключевые слова:* сравнительная планетология, планеты, спутники, теория фигуры, уравнения состояния

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019161-77>

### ВВЕДЕНИЕ

Начало космической эры, положенное успешным запуском первого советского искусственного спутника Земли 4 октября 1957 г. привело к становлению новой науки – на пересечении астрономии и геофизики возникла планетная геофизика. Образование и ранний этап развития Земли нельзя установить без сравнительной планетологии. Проблемы изучения внутреннего строения Земли, планет и спутников, их эволюции тесно взаимосвязаны. С одной стороны, исследование процессов, происходящих (и происходивших) на Земле невозможно рассматривать без привлечения данных о других планетах и спутниках; с другой стороны, при изучении других планет наши исследования опираются на знания, полученные для Земли. Считается, что все планеты земной группы имеют, так же как и Земля, слоистое строение: кора, мантия и ядро. Наши знания о внутреннем строении других планет можно сравнить с представлением о внутреннем строении Земли до регистрации сейсмических волн и собственных колебаний.

В ИФЗ первые работы по сравнительной планетологии выполнялись в группе, руководимой Б.Ю. Левиным, которая, в основном, разрабатывала идеи основателя нашего Института академика Отто Юльевича Шмидта (Е.А. Любимова и С.В. Маева занимались построением моделей тепловой эволюции Земли, Луны

и планет земной группы; С.В. Козловская строила модели планет земной группы, В.С. Сафронов и Е.Л. Рускол в основном занимались разработкой космогонических идей О.Ю. Шмидта) и в группе В.Н. Жаркова, которая занималась планетной геофизикой и сравнительной планетологией (в нее входили соавторы монографии по физике Луны В.Л. Паньков, А.А. Калачников, А.И. Оснач [Жарков и др., 1969], а затем ряд студентов и аспирантов). Общее представление о тематике и уровне работ, выполненных в 1960-е годы, можно составить по монографиям [Любимова, 1968; Жарков и др., 1969]. С позиций сравнительной планетологии был предсказан обширный слой пониженных скоростей в недрах Луны [Берикашвили и др., 1965], который впоследствии подтвердился при сейсмических зондированиях Луны, выполненных экспедициями «Аполлон» в 1969–1977 гг. Наиболее обстоятельным трудом по сравнительной планетологии в 1960-е годы в Институте физики Земли следует считать монографию «Введение в физику Луны» [Жарков и др., 1969]. Эта книга не потеряла своего значения и в настоящее время, она может использоваться как учебник в исследовательской работе.

Обширные обзоры работ по физике Луны, Марса, планет-гигантов и их спутников, выполненных в ИФЗ до 2003 г. опубликованы к 110-летию со дня рождения О.Ю. Шмидта, основателя ИФЗ РАН [Жарков, 2003 а], и в связи с 75-летием ИФЗ РАН [Жарков, 2003 б].

Дальнейший обзор работ будет проведен по объектам исследования.

## ЛУНА И ПЛАНЕТЫ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

### 1.1. Луна

Луна – наиболее исследованный объект после Земли. Исследования по программе «Аполлон» выявили факт быстрого образования мощной коры на Луне, что привело к становлению новой идеи, согласно которой планеты земной группы в заключительной фазе своего формирования проходили через стадию «океана магмы» (частично расплавленного мощного наружного слоя, заканчивающего рост планеты, который перемешивался падающими планетезималиями – телами астероидных размеров). Теория стадии «океана магмы» разработана нашим бывшим дипломником и аспирантом В.С. Соломатовым в содружестве с известным американским планетологом Дэвидом Стивенсоном [Solomatov, Stevenson, 1993а; б; в].

В статье [Жарков, 2000] подведен итог работам по истории лунной орбиты. По данным о гравитационном поле Луны, установлена реперная точка на эволюционной кривой лунной орбиты  $c \sim 21.6 R$  при  $t \sim 4 \cdot 10^9$  лет тому назад, где:  $c$  – расстояние между центрами Земли и Луны,  $R$  – радиус Земли. Проведенный анализ показал, что в эпоху  $4 \cdot 10^9$  лет тому назад на Земле существовал глобальный океан. Примерно в это же время начался систематический рост континентального сегмента Земли, до начала роста которого, отодвигание Луны от Земли определялось приливным трением в земных приливах. Нарастание площади континентальной коры и мелководья после  $\sim 4 \cdot 10^9$  лет тому назад привело к преобладанию трения в океанических приливах, которое и определяло эволюцию лунной орбиты во все последующие эпохи.

В Солнечной системе Луна является единственным космическим телом, кроме Земли, для которого были получены сейсмические данные в 1969–1977 гг. Полученные в те годы данные анализируются до сих пор с применением новейших методов обработки [Vinnik et al., 2001; Gudkova et al., 2011; 2015]. Особое место в физике Луны занимает проблема изучения ядра и прилегающей к нему области (радиусом около 500 км) на границе между твердой мантией и жидким или частично расплавленным ядром [Раевский и др., 2015а]. Одной из центральных задач является построение сферически-симметричной модели внутреннего строения Луны,

которая, как и в случае Земли, могла бы служить нулевым приближением – отсчетной моделью. Из-за сильной неоднородности наружных слоев Луны и ограниченного числа сейсмометров, которые могут быть установлены на ее поверхности, использование объемных волн для построения модели внутреннего строения нулевого приближения недостаточно. Для этой цели могут быть привлечены также данные о спектре собственных колебаний и поверхностных волнах. Собственные колебания представляют особый интерес для исследования внутреннего строения Луны и Марса, так как при обработке данных не требуется знания местонахождения источника и времени событий и, следовательно, достаточно иметь запись на одной станции. Вопросы о структуре собственных колебаний Луны, возбуждении крутильных колебаний литосферными лунотрясениями и возможности их регистрации сейсмометрами рассматривались в работах [Гудкова, Жарков, 2001; Gudkova, Zharkov, 2002; Гудкова, Раевский, 2013].

### 1.2. Фобос и Деймос – спутники Марса

В исследованиях космического пространства намечилась следующая тенденция: после рекогносцировочных исследований планет проводить изучение их спутников, что позволяет получить данные о начальных стадиях формирования планет вследствие малой изменчивости спутников за время существования Солнечной системы. Спутники Марса – Фобос и Деймос – по существу представляют собой два небольших астероида, каким-то неизвестным путем попавших на орбиты Марса.

Отечественный проект полета КА к Фобосу, который, к сожалению, оказался неудачным, инициировал публикации [Жарков и др., 1984; Жарков, Козенко, 1985; 1987], в которых были построены двухслойные модели внутреннего строения спутников, исследованы их сейсмические особенности, рассмотрен вопрос о гравитационном поле и разработаны тепловые модели обоих тел. Модели Фобоса и Деймоса были классифицированы как: 1) единый монолит, 2) груда крупных фрагментов, 3) груда очень мелких фрагментов с внутренними трещинами, 4) груда мелких фрагментов с трещинами и центральным твердым ядром. Тип модели может быть выявлен при сейсмических зондированиях. В НАСА работа [Жарков, Козенко, 1985] была издана на английском языке.

### 1.3. Венера

По своим механическим параметрам (массе, радиусу, средней плотности и модели внутреннего строения) Венера является планетой-двойником Земли. Однако по многим параметрам Венера существенно отличается от Земли. Давление на дне атмосферы Венеры равно 90 бар, у нее нет собственного магнитного поля, она не имеет естественных спутников, она прошла совершенно другую историю приливной эволюции. В отличие от Земли, Венера является сухой планетой, и, возможно, наиболее существенное отличие — молодость горных пород на ее поверхности, возраст которых не превосходит 300–500 млн лет. На Венере отсутствуют следы глобальной тектоники плит.

Оригинальные исследования по Венере, выполненные в Институте физики Земли, суммированы в двух больших обзорах на русском [Барсуков, Волков, 1989] и английском [Barsukov et al., 1992] языках, в которых собрана соответствующая библиография. Остановимся на двух проблемах.

В начале 1980-х годов стало ясно, что интерпретация аномального гравитационного поля зависит от реологической модели планетных недр. Для упругих моделей, которые могут содержать жидкие и ослабленные слои (слои с уменьшенными модулями сдвига), В.Н. Жарковым, В.М. Любимовым и К.И. Марченковым был разработан метод функций Грина для совместной интерпретации топографии и гравитационного поля и применен к Венере [Марченков и др., 1984; Жарков и др., 1986; Жарков, Марченков, 1987]. Были определены длинноволновый рельеф границы кора — мантия и толщина коры. Рассчитаны касательные напряжения в литосфере Венеры и выявлена корреляция этих напряжений с поверхностными структурами. В то же время независимо от нас в работах [Richard, Nager, 1984; Ricard et al., 1984] применили аналогичный метод для интерпретации длинноволновых вариаций земного геоида для вязкой реологической модели земных недр.

Модели тепловой эволюции Венеры построены в приближении параметризованной конвекции [Solomatov, Zharkov, 1990]. Для этой цели была существенно обобщена известная работа [Stevenson et al., 1983]. Важной особенностью нашей модели является то, что она допускает получение асимптотического решения рассматриваемой задачи в аналитическом виде и таким образом позволяет выявить в наглядном виде все особенности остывания Венеры или Земли.

Тепловую эволюцию Венеры можно разделить на три периода: подстройку верхней мантии к тепловому режиму нижней мантии (длительностью  $\sim 0.5$  млрд лет), переход всей мантии к асимптотическому режиму ( $\sim 3\text{--}4$  млрд лет) и асимптотический режим.

Современный тепловой режим Венеры близок к асимптотическому. Тепловой поток равен  $-50$  эрг/см<sup>2</sup>с и состоит из тепла, генерируемого радиоактивными элементами в коре ( $-11$  эрг/см<sup>2</sup>с), тепла, генерируемого радиоактивными элементами в нижней мантии ( $\sim 24$  эрг/см<sup>2</sup>с), и теплового потока, выделяющегося при охлаждении планеты ( $-15$  эрг/см<sup>2</sup>с). Последняя часть теплового потока практически не зависит от неопределенностей в модельных параметрах. Для Земли эти три компоненты теплового потока составляют  $\sim 10$ ,  $30$  и  $30$  эрг/см<sup>2</sup>с, соответственно. Тепловой поток из ядра существенен для Земли и дает вклад в тепловой поток на поверхности, равный  $-10$  эрг/см<sup>2</sup>с. Связь между временем тепловой инерции планеты и компонентами теплового потока показывает, что время тепловой инерции Земли не менее чем  $5.7$  млрд лет, в то время как для Венеры оно  $3\text{--}4$  млрд лет.

Такой сложный вопрос, как тепловая эволюция Венеры и распределение в ней температуры, продолжает изучаться и в настоящее время [Steinberger et al., 2010; Armann, Nacklay, 2012]. Современная температура верхних слоев венерианской мантии  $1700$  К, температура на границе ядро — мантия  $3500\text{--}4000$  К и близка к таковой для Земли. Эти значения приведены в работе [Dumoulin et al., 2017].

Предложено объяснение аномально большому значению отношения квадрупольного гравитационного момента  $J_2$  к малому параметру  $q$  (безразмерный квадрат угловой скорости вращения планеты), что позволило получить оценки значений постоянной прецессии и главных значений моментов инерции землеподобной модели Венеры [Жарков, Гудкова, 2019].

### 1.4. Марс

Исследования по физике недр Марса в ИФЗ АН СССР до 1983 г. суммированы в книгах [Жарков, 1983; 2003 б]. Наиболее интересной идеей была корреляция пробного распределения температуры в планете с распределением вязкости. Это привело к понижению на несколько сотен градусов распределения температуры в мантии и ядре, ранее полученного в постановке задачи о тепловой истории планеты.

К концу 1980-х — началу 1990-х годов нарастало понимание того, что решение фундаментальных задач сравнительной планетологии надо искать в исследованиях Марса [Жарков, Мороз, 2000]. Важную роль сыграло получение оценки среднего момента инерции Марса [Reasenberg, 1977; Kaula, 1979], которая подтвердилась позже при прямых измерениях [Folkner et al., 1997].

Построение моделей внутреннего строения Марса, рассматриваемое в работах [Жарков и др., 1991; Кусков, Панферов, 1993; Longhi et al., 1992; Mocquet et al., 1996; Жарков, 1996; Sohl, Spohn, 1997; Yoder, Standish, 1997], было выполнено до определения с большой точностью полярного момента инерции Марса [Folkner et al., 1997]. Оценка момента инерции наложила сильное ограничение на допустимые модели внутреннего строения Марса, и инициировало новые публикации по рассматриваемой теме.

В настоящее время построение моделей внутреннего строения Марса основывается на данных геохимического анализа, результатов изучения поведения материалов при высоких давлениях и температурах, информации о гравитационном поле планеты: моменте инерции и данных по приливам (числе Лява  $k_2$ ). Число  $k_2$ , также, как и значение среднего момента инерции, накладывает новое сильное ограничение на модель планеты.

Фундаментальная проблема, решаемая на базе моделей внутреннего строения Марса, это проверка хондритовой гипотезы, согласно которой вещество Марса и других планет земной группы состоит из хондритового материала (массовое отношение  $Fe/Si = 1.7$ ). При построении модели внутреннего строения мы исходим из космохимической WD-модели [Wänke, Dreibus, 1994], которая, можно считать, выдержала испытание временем [Taylor, 2013]. Хондритовая WD-модель [Wänke, Dreibus, 1994] дает для весового отношения  $Fe/Si$  значение 1.71. Железистое число  $Fe\#$  ( $Fe\#$  — атомное отношение  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$  умноженное на 100) равно 25 для силикатного резервуара планеты.

Подход, применяемый при построении моделей внутреннего строения Марса [Zharkov, Gudkova, 2000; Gudkova, Zharkov, 2004; Жарков, Гудкова, 2005; Zharkov et al., 2009; Жарков и др., 2017], заключается в следующем. Модель подразделяется на четыре подмодели: 1) модель внешнего пористого слоя, 2) модель консолидированной коры, 3) модель мантии и 4) модель ядра. 1) Реальная модель пористого слоя довольно сложна из-за присутствия летучих и за

счет региональных особенностей [Clifford, 1993; Babeiko, Zharkov, 2000]. Первые 10–11 км рассматриваются как усредненный переход от реголита к консолидированным породам. 2) Минералогический состав корового базальта изменяется с глубиной вследствие фазового перехода габбро — эклогит. Минералогические и сейсмические модели марсианской коры были построены методом численного термодинамического моделирования [Babeiko, Zharkov, 2000]. Валовый химический состав консолидированной коры был принят равным среднему составу базальтовых SNC-метеоритов (Shergotty, Zagami, BETA 79001, литологии А и В). Эти модели имеют сложное строение и зависят как от состава, так и от градиента температуры в коре, который варьировался от 2 до 21 К/км. 3) Как отправная точка при моделировании мантии Марса используются экспериментальные данные, полученные в работе [Bertka, Fei, 1997; 1998], в которой исследовано поведение образцов с составом, соответствующим геохимической модели WD [Wänke, Dreibus, 1994], вдоль ареотермы до давлений, соответствующих значениям на границе мантия — ядро, при этом определялся минералогический состав образцов при различных давлениях и соответствующие пропорции минералогических ансамблей. Важной задачей физики недр Марса является определение содержания железа в его мантии, то есть значение параметра  $Fe\#$ . Содержание железа в силикатной мантии служит варьируемым параметром. 4) В соответствии с работой [Жарков, 1996] учитывалось, что ядро Марса может содержать заметное количество водорода. Эта идея приводит к важному выводу: водород сильно понижает температуру плавления, и, следовательно, это ставит под вопрос наличие внутреннего твердого ядра у Марса. Из этого следует, что механизм генерации магнитного поля в раннюю эпоху на Марсе должен был быть связан не с ростом внутреннего ядра, а с охлаждением ядра с поверхности.

Последние модели внутреннего строения Марса [Zharkov, Gudkova, 2000; Жарков, Гудкова, 2005; Gudkova, Zharkov, 2004; Verhoeven et al., 2005; Khan, Connolly, 2008; Zharkov et al., 2009; Rivoldini et al., 2011; Dehant et al., 2012; Zharkov, Gudkova, 2014; Жарков и др., 2017] качественно похожи и отличаются, в основном, методикой построения модели. Современные модели Марса имеют большое жидкое ядро (~1700–1850 км). Вопрос о внутреннем ядре находится за пределом имеющихся данных. Весьма вероятно, что в силикатной мантии на границе с ядром отсутствует перовскитовый слой. Марсианское

ядро, состоящее из смеси Fe–FeS, должно содержать заметную долю легких элементов. Пробная модель имеет такие параметры: толщина коры 50 км; содержание железа в мантии  $Fe\# = 0.20$ ; мол.% водорода в ядре = 70, радиус ядра равен 1820 км; давление на границе мантии и ядра 19 ГПа; вес.% Fe в планете 27.8; весовое отношение  $Fe/Si = 1.8$ ; перовскитовый слой отсутствует.

Представляет интерес зона фазовых переходов оливин  $\alpha \rightarrow$  вадслеит  $\beta$  (или оливин  $\alpha \rightarrow$  рингвудит  $\gamma$ ) (рис. 1). Если нет каких-либо химических изменений, то для Марса эта зона в 3 раза шире, чем для Земли. Для  $Fe\# = 20$  ширина этой зоны около 54 км, она начинается на глубине около 1140 км. Плотность и скорости  $P$ - и  $S$ -волн увеличиваются, соответственно, на 0.23 г/см<sup>3</sup>, 0.6 и 0.4 км/с. Зона перехода  $\beta \rightarrow \gamma$  слабо выражена для Земли. На Марсе этот переход может происходить на глубине около 1430 км, его ширина около 40 км. Плотность и скорости  $P$ - и  $S$ -волн увеличиваются соответственно на 0.08 г/см<sup>3</sup>, 0.27 и 0.16 км/с.

В настоящее время изучение влияния следов воды на физические свойства мантийных минералов Земли ведется широким фронтом (см. обсуждение проблемы в работе [Жарков,

2012]). Можно ожидать, что содержание следов H<sub>2</sub>O в мантии Марса больше, чем в мантии Земли. В мантии Земли  $Fe\# \sim 10$ , а в мантии Марса это число  $\sim 20$ . Чем больше величина параметра  $Fe\#$ , тем больше соответствующая гидроемкость материала. Гидратация оказывает влияние на сейсмические скорости и приводит к ощутимым изменениям теоретического годографа, разница времен пробега составляет несколько секунд, что может быть выявлено при регистрации сейсмических волн [Раевский и др., 2015б]. Из-за эффекта гидратации, в мантии Марса зона фазового перехода  $\alpha \rightarrow \beta$  может быть на несколько десятков километров шире [Zharkov, Gudkova, 2014]. Определение сейсмическими методами ширины зоны перехода  $\alpha \rightarrow \beta$ , возможно, позволит получить прямое указание о наличии воды в мантии Марса. Важно определить глубину фазового перехода  $\alpha \rightarrow \beta$  в мантии Марса, поскольку это зафиксирует распределение температуры.

Во всех работах, в которых строились модели внутреннего строения Марса, речь шла об упругих моделях. В них не учитывался эффект неупругости, который приводит к частотной зависимости упругих модулей, в первую очередь, модуля сдвига  $\mu$ . С этим эффектом в земной

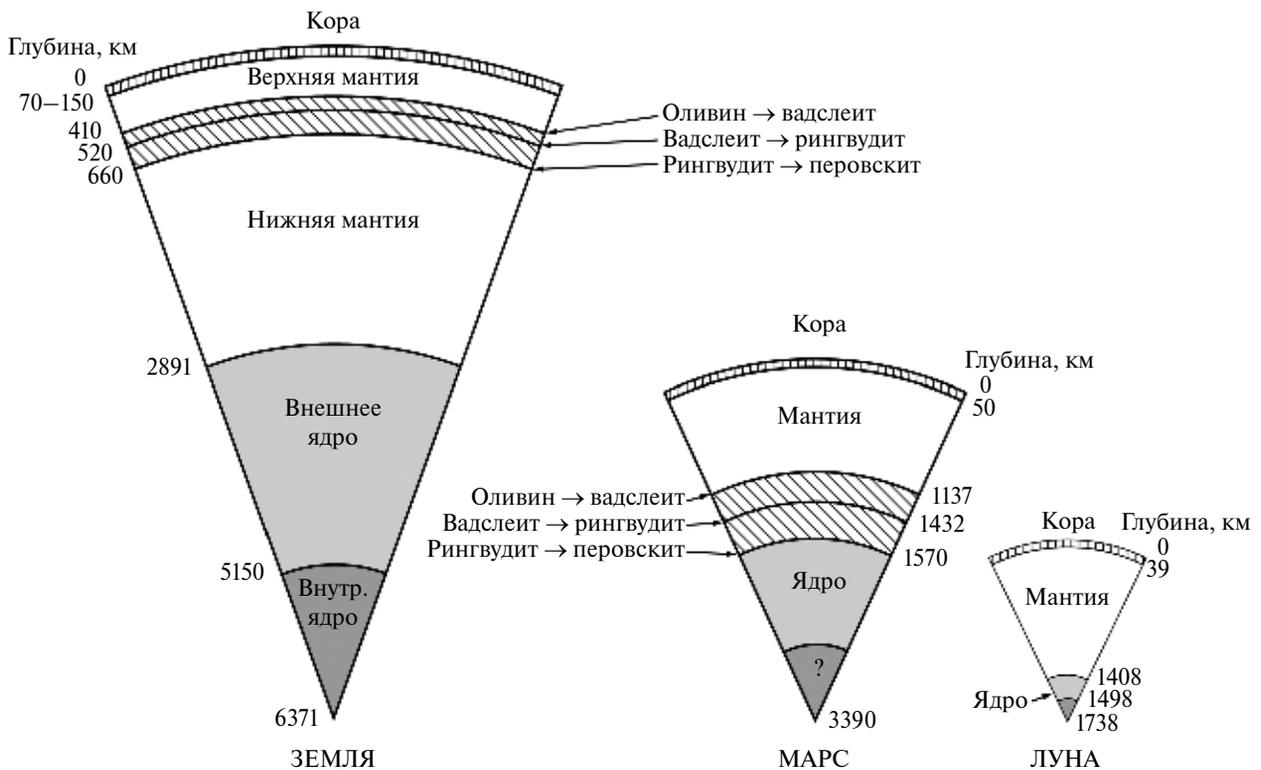


Рис. 1. Схематическое строение и глубина фазовых переходов в Земле, Марсе и Луне. В Луне фазовый переход оливин-вадслеит не достигается.

сейсмологии столкнулись в середине 70-х годов прошлого века. Модели внутреннего строения Марса являются упругими, а значение числа Лява  $k_2$  содержит как упругую, так и неупругую составляющие. Вопрос о разделении  $k_2$  на упругую и неупругую составляющие подробно рассмотрен в работе [Жарков, Гудкова, 2005].

В настоящее время число Лява  $k_2$  является единственным значением, полученным из наблюдений, позволяющим наложить ограничение на физическое состояние ядра Марса. Предположение о том, что у Марса жидкое ядро, было сделано ранее в работах [Lognonné, Mosser, 1993; Жарков, Гудкова, 1993; Zharkov, Gudkova, 1997] на основе сравнения значений диссипативных факторов мантии Марса для моделей с жидким и твердым ядром. Вопрос о возможности наличия у Марса твердого внутреннего ядра находится за пределами наблюдательных возможностей. Разработанная теория вынужденной нутации Марса [Grotten et al., 1996] может быть использована для определения физических параметров ядра планеты. В ближайшие годы будет определен чандлеровский период [Konopliv et al., 2006; 2011], диапазон значений которого из наблюдений впервые был получен в работе [Konopliv et al., 2006]. Определение чандлеровского периода из наблюдений позволило бы продвинуться в понимании внутреннего строения Марса [Жарков, Гудкова, 2005]. Влияние неупругости недр на приливы в Марсе и чандлеровское колебание планеты рассматривалось в наших работах [Жарков, Гудкова, 1993; Zharkov, Gudkova, 1997; Жарков, Молоденский, 1994; Zharkov, Molodensky, 1996; Zharkov et al., 1996]. В публикации [Zharkov, Gudkova, 2009] приведен следующий оценочный интервал значений чандлеровского периода  $T_W \sim (203-205)$  суток. Наиболее вероятное значение диссипативного фактора  $Q_W \sim 230$ , хотя интервал, в который может попасть значение  $Q_W$ , значительно шире  $\sim (165-320)$ .

В работе [Molodensky et al., 2009] численно рассчитаны амплитуды свободной и вынужденной нутаций для реальной модели Марса с жидким ядром и слаботрехосной границей ядро – мантия. Результат трехосности ядра находится в пределах возможностей данных наблюдений. Такие наблюдения в будущем уточнят значения ряда параметров недр Марса. Метод измерения амплитуд нутаций Марса более чувствителен, чем методы, основанные на измерениях чисел Лява и чандлеровского периода, и является независимым методом оценки момента инерции жидкого ядра Марса.

В отсутствие сейсмических данных для Марса существует единственное условие, которое накладывает ограничение на распределение диссипативного фактора недр Марса  $Q_\mu(l)$ : это данные о приливном запаздывании его спутника Фобоса [Жарков, Гудкова, 1993; Zharkov, Gudkova, 1997]. Учитывая данные лабораторных экспериментов и опыт изучения этой задачи для Земли, а также исходя из того, что земная геотерма на плоскости  $P-T$  близка и похожа на ареотермы Марса, предпринята попытка промоделировать распределение диссипативного фактора  $Q_\mu(l)$  в недрах Марса. Было исследовано, как эта функция преобразуется при переходе от сейсмической полосы периодов (1 с – 1 ч) к фобосовскому периоду (5.55 ч) [Жарков и др., 2017].

Прогресс в развитии моделей гравитационного поля и топографии Марса [Konopliv et al., 2016; Genova et al., 2016] инициировал работы по изучению модельной структуры гравитационного поля [Жарков, Гудкова, 2016], анализа негидростатических напряжений в недрах планеты и получения детального распределения напряжений растяжения – сжатия и максимальных касательных напряжений в недрах Марса [Жарков и др., 1991; Кошляков, Жарков, 1993; Гудкова и др., 2017]. Высказано предположение о том, что средняя толщина упругой литосферы Марса должна превосходить мощность континентальной литосферы Земли ( $\sim 250$  км) [Жарков, Гудкова, 2016]. Наибольшие напряжения растяжения в литосфере, проявляющиеся одновременно с большими касательными напряжениями, приходятся на области под такими структурами как гигантские низменности ударного происхождения: бассейн Эллада и бассейн Аргир; Ацидалийская равнина, равнина Аркадия и долина Маринера (рис. 2) [Гудкова и др., 2017; Батов и др., 2018]. Можно предположить, что именно значительные касательные напряжения в зонах растяжения представляют наиболее вероятные области очага марсотрясений.

В настоящее время проводится сейсмический эксперимент SEIS на Марсе в миссии НАСА “InSight” (Interior exploration using Seismic investigations, geodesy and heat transport – Исследование внутреннего строения, используя сейсмические исследования, данные геодезии и измерения теплового потока) [Banerdt et al., 2013; Panning et al., 2017]. Установка одного широкополосного сейсмометра [Lognonné et al., 2012], который может зарегистрировать короткопериодные объемные волны, длиннопериодные поверхностные волны, в том числе собственные колебания, осуществлена в конце декабря 2018 г. Сейсмические

исследования должны конкретизировать данные, полученные другими геофизическими методами [Гудкова и др., 2013].

## ПЛАНЕТЫ-ГИГАНТЫ И ИХ СПУТНИКИ

В планетах группы Юпитера сосредоточена почти вся планетная масса и подавляющая часть момента количества движения Солнечной системы. Поэтому изучение планет-гигантов является ключевым вопросом в проблеме происхождения и эволюции Земли и планет Солнечной системы. Из-за огромных масс планет-гигантов их недра должны быть сильно разогреты за счет гравитационной энергии, выделившейся при их образовании. Юпитер и Сатурн являются водородными планетами, а Уран и Нептун покрыты протяженными водородными оболочками. Вывод о том, что эти планеты должны быть жидкими адиабатическими телами [Жарков, Трубицын, 1969а; б], следует из того, что адиабатический градиент температуры заметно меньше градиента температуры плавления водорода в условиях планетных недр, а температура на поверхностях всех планет-гигантов во много раз выше температуры плавления водорода при давлении  $\sim 1$  бар. Обе работы начинались словами: «Жидкие вращающиеся планеты Юпитер и Сатурн, вероятно, находятся в состоянии, близком к гидростатическому равновесию».

У.Б. Хаббард в США пришел к пониманию газоидного состояния Юпитера со стороны астрофизики. Он исходил из данных широкополосных инфракрасных наблюдений, из которых следовало, что тепловой поток из недр Юпитера примерно в два раза превосходит поток тепла от Солнца, падающий на эту планету [Hubbard, 1968]. История вопроса и соответствующие ссылки приведены в обзорах [Zharkov, Trubitsyn, 1976; Жарков, 1991]

и в книгах [Жарков и др., 1971; Жарков, Трубицын, 1980; Жарков, 1983; Zharkov, 1986].

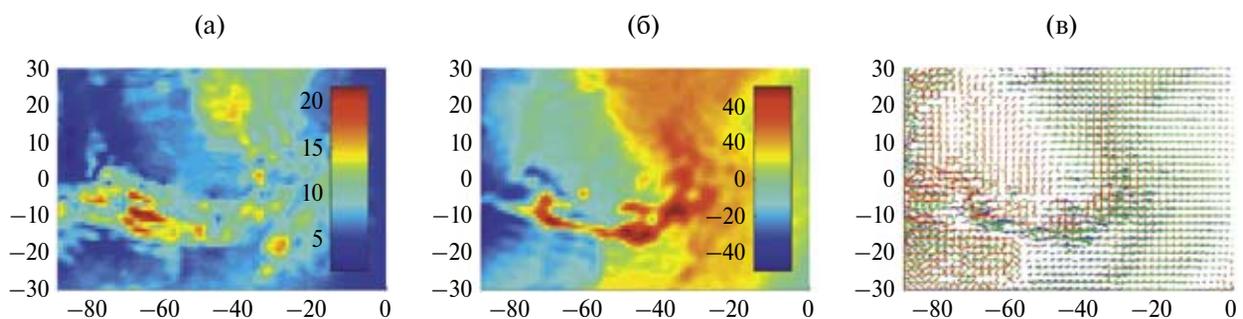
4 декабря 1973 г. космический аппарат «Пионер-10» впервые пролетел мимо Юпитера и передал на Землю результаты измерений физических полей Юпитера и его фотографии. Ровно через год (2 декабря 1974 г.) аппарат «Пионер-11» прошел на еще более близком расстоянии от планеты, выполнил детальные измерения и, развернутый мощным гравитационным полем Юпитера, направился в сторону Сатурна. В ознаменование этих выдающихся событий Издательство Аризонского университета в г. Тусоне решило издать фундаментальную монографию, в которой были бы подытожены знания о Юпитере. В.Н. Жарков и В.П. Трубицын получили приглашение представить обзор работ в этот фундаментальный труд.

В 1973 г. У.Б. Хаббард приехал к нам в лабораторию ИФЗ на стажировку, где провел 8 месяцев. Аргументы, согласно которым планеты-гиганты являются газоидными адиабатическими телами, суммированы в совместной публикации [Hubbard et al., 1974]. Примерно к выходу монографии «Юпитер» в 1976 г. теория газоидных, адиабатических планет-гигантов была в основных чертах разработана.

Разработка теории планет-гигантов потребовала: 1) развития теории фигуры, 2) построения уравнений состояния космохимических элементов и их соединений до давлений в 100 Мбар и температур в несколько десятков тысяч градусов, 3) развития методов построения моделей планет-гигантов.

### 2.1. Теория фигуры

Теория фигуры является основным теоретическим аппаратом, используемым при исследовании больших адиабатических газоидных



**Рис. 2.** Максимальные сдвиговые напряжения (МПа) (а); напряжения растяжения–сжатия (МПа) (б) и проекции осей главных напряжений на горизонтальную плоскость (в):  $\sigma_1$  (голубой),  $\sigma_2$  (зеленый),  $\sigma_3$  (красный), длина вектора пропорциональна величине напряжений. Данные приведены на глубине 10 км для района Долина Маринера для модели Марса с литосферой 300 км.

планет. Теория фигуры жидкой вращающейся планеты, в первом приближении, была построена А. Клеро в 1743 г. [Клеро, 1947], а во втором – английским теоретиком Дж. Дарвиным [Darwin, 1899] и усовершенствована голландским астрономом В. де Ситтером [De Sitter, 1924]. В ИФЗ АН СССР была развита теория фигуры в высших приближениях. В 1969 г. вышли две публикации [Жарков, Трубицын, 1969 а; б], в которых были получены уравнения фигуры третьего приближения.

В связи с тем, что в разложении потенциала Лежандра-Лапласа имеются расходящиеся члены, в работе [Жарков, Трубицын, 1971] был рассмотрен случай однородной модели, для которого существует точное решение, а равновесная фигура представляет собой эллипсоид Маклорена. Было показано, что решение уравнений третьего приближения с точностью до членов третьего порядка совпадает с точным решением. В работе [Трубицын, 1972] показано, что расходящиеся члены в разложении потенциала Лежандра-Лапласа до третьего порядка взаимно компенсируются, и доказано, что сходящиеся разложение Ляпунова во всех порядках совпадают с разложением Лежандра-Лапласа, используемом при выводе уравнений фигуры различных приближений. Последняя работа получила свое завершение в статье [Трубицын и др., 1976].

При построении теории равновесной фигуры уравнения стандартного сфероида (фигура планеты) ищется в виде разложения по четным полиномам Лежандра  $P_{2n}(\cos \theta)$ , где  $\theta$  – полярное расстояние. Коэффициенты при полиномах Лежандра  $s_{2n}(s)$  являются функциями среднего радиуса  $s$  (радиус сферы эквивалентного объема), а их значения на поверхности планеты, при  $s = s_1$ , называются параметрами фигуры. Малым параметром теории фигуры является безразмерный квадрат угловой скорости вращения планеты  $m = \omega^2 s_1^3 / GM = 3\omega^2 / 4\pi G\rho_0 = 3\pi / G\rho_0 \tau^2$ , где  $\omega$ ,  $\tau$ ,  $s_1$ ,  $M$ ,  $\rho_0$  и  $G$  – угловая скорость и период вращения, средний радиус, масса, средняя плотность планеты и гравитационная постоянная соответственно. Величина  $m$  имеет простой физический смысл: она равна отношению центростремительного и гравитационного ускорений на экваторе планеты. Внешний гравитационный потенциал планеты также записывается в виде разложения по четным полиномам Лежандра, коэффициенты при которых  $J_{2n}$  являются гравитационными моментами.

Важной особенностью равновесных космических тел является дуализм между параметрами

фигуры  $s_{2n}$  и гравитационными моментами  $J_{2n}$ . Дуализм заключается в том, что если из наблюдений определены гравитационные моменты:  $J_2, J_4, J_6, \dots$ , то с помощью алгебраических соотношений получают параметры фигуры:  $s_2, s_4, s_6, \dots$ , и, наоборот, если с помощью радарного альтиметра определить  $s_2, s_4, s_6, \dots$ , то алгебраические соотношения позволяют получить  $J_2, J_4, J_6, \dots$ . Таким образом, любой набор данных может быть использован при построении модели планеты как интегральное условие на искомое распределение плотности  $\rho(s)$ . В работе [Zharkov et al., 1972] была введена функция отклика  $\Lambda_j(n) = J_{2n}/m^n$ , которая является гладкой функцией  $n$ . Это позволило уже в 1972 г. по наблюдаемым и расчетным значениям  $J_2, J_4$ , и  $J_6$  получить путем экстраполяции хорошие оценки высших моментов  $J_8$  и  $J_{10}$  для Юпитера и Сатурна. Функция  $\Lambda_s(n)$  часто используется для оценки высших гравитационных моментов.

Интегро-дифференциальные уравнения теории фигуры довольно громоздки и сложны. Был предложен новый метод численного решения уравнений теории фигуры с точностью до членов третьего порядка по  $m$  для произвольного распределения плотности в планете [Жарков и др., 1973]; развит метод, в постановке обратной задачи, по определению плотности и уравнения состояния вещества в наружных слоях Юпитера и Сатурна по данным об их внешних гравитационных полях [Zharkov, Trubitsyn, 1974]; получена система уравнений теории фигуры и алгебраические соотношения между параметрами фигуры и гравитационными моментами до десятой гармоники [Жарков, Трубицын, 1975]; развит метод вывода на ЭВМ интегро-дифференциальных уравнений теории фигуры до произвольного порядка [Трубицын и др., 1976]; даны явные интегро-дифференциальные уравнения, обобщающие уравнения равновесной фигуры при наличии внутренних баротропных течений в планетах, проявляющихся в виде дифференциального вращения [Васильев и др., 1978]; развита теория гидростатических приливов вращающихся планет, обобщающая теорию равновесной фигуры путем включения возмущений от внешних сил [Трубицын, 1977]. Выполненный цикл работ превратил теорию фигуры в основной теоретический аппарат, который используется для изучения внутреннего строения планет-гигантов как в нашей стране, так и за рубежом.

## 2.2. Уравнения состояния

Чтобы построить модель планеты, необходимо знать закон, по которому сжимается смесь веществ, из которых состоят ее недра. Предположение об адиабатическом изменении температуры в недрах планет-гигантов позволяет определить уравнение адиабаты в виде  $T_{\text{ад}} = T(\rho)$  и связать распределение температуры в недрах планеты с распределением плотности. Подставляя  $T_{\text{ад}} = T(\rho)$  в полное уравнение состояния  $p = p(\rho, T)$ , получаем уравнение адиабаты  $p_{\text{ад}} = p(\rho)$  в переменных  $(p, \rho)$ , которое и используется при расчетах моделей планет. В ИФЗ АН СССР методом графической интерполяции были построены уравнения всех космохимических элементов и соединений, представляющих интерес для планетофизики [Жарков и др., 1975]. В 1978 г. эта работа была издана в НАСА на английском языке.

В книге (Zharkov, Kalinin, 1971) был изложен полуэмпирический метод определения уравнения состояния в мегабарной области. При давлениях до  $\sim 0.5\text{--}1$  Мбар закон, по которому сжимается то или иное твердое вещество, может быть установлен с помощью экспериментальных данных (статических или динамических). При сверхвысоких давлениях (до 100 Мбар) этот закон может быть установлен теоретически. Поэтому, чтобы определить уравнение состояния конкретного космохимического вещества во всем интервале давлений, представляющим интерес для планетофизики, сглаженные экспериментальные данные при низких давлениях «сшивались» с рассчитанными значениями при высоких давлениях. Таким же образом была установлена зависимость параметра Грюнайзена от плотности  $\gamma(p)$ , которая определяет температурную часть уравнения состояния. Конкретно были установлены уравнения состояния  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{Ne}$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{Kr}$ ,  $\text{Xe}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{FeS}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  [Zharkov et al., 1978]. На базе этих уравнений состояния для этих же веществ в работе [Zharkov, 1998] была определена зависимость коэффициента теплового расширения от плотности до давлений в 150 Мбар.

## 2.3. Модели планет группы Юпитера

Метод построения моделей планет-гигантов был изложен в двух основополагающих публикациях [Жарков и др., 1974а; б]. В этих же работах были построены первые современные модели Юпитера и Сатурна, которые являются образами современных моделей. Аргументация

в пользу газожидкого состояния Урана и Нептуна дана в работе [Жарков, Трубицын, 1972], а первые современные модели этих планет приведены в работе [Жарков, 1974 в].

При построении моделей все космохимические соединения по их летучести разделяются на три группы. К первой группе относят водород ( $\text{H}_2$ ), гелий ( $\text{He}$ ) и неон ( $\text{Ne}$ ). Это так называемая газовая водородогелиевая компонента ( $G$ -компонента), которая в условиях образования планет-гигантов не входит в конденсат. Вторую группу образуют вещества средней летучести. Это так называемая ледяная компонента ( $L$ -компонента). Основные ее составляющие: метан ( $\text{CH}_4$ ), аммиак ( $\text{NH}_3$ ) и вода ( $\text{H}_2\text{O}$ ). Нелетучие вещества объединяют в третью группу. В нее входят окислы, железо и никель —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{FeS}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ni}$ , ... ( $TK$ -компонента). Ядра планет состоят из  $TKL$ -компоненты, а наружные оболочки из  $G$ -компоненты с примесью  $L$ - и  $TK$ -компонент. Первые современные модели Юпитера и Сатурна имели трехслойное строение: внешняя молекулярная водородогелиевая оболочка, металлическая водородогелиевая оболочка и  $TKL$ -ядро. Уран и Нептун имели двухслойное строение: внешняя молекулярная водородогелиевая оболочка с добавкой  $L$ -компоненты и громадное  $TKL$ -ядро.

В планетах-гигантах водород находится в сверхкритической области. В результате по мере погружения вглубь планеты газовая атмосфера уплотняется под давлением лежащих выше слоев и непрерывно переходит в жидкое, сравнительно плотное состояние, причем границы между газовой атмосферной и лежащей под ней планетой не существует. Поэтому, чисто условно, за поверхность модели планеты принимают уровень с давлением, равным 1 бар. Модель атмосферы позволяет определить температуру на этом уровне. К граничным условиям относится состав атмосферы. Модель планеты строится так, чтобы удовлетворять средней плотности и значениям первых четных гравитационных моментов  $J_2$ ,  $J_4$  и  $J_6$ .

По мере уточнения данных наблюдений и граничных условий происходила детализация моделей. Так, заметное уточнение гравитационного момента Юпитера  $J_4$  привело к разделению наружной молекулярной оболочки на два слоя. Обнаружение того, что атмосфера Юпитера и Сатурна обеднены гелием по сравнению с солнечным составом, привело к выводу о дифференциации гелия и двухслойности ядра, в котором внешнее ядро заметно обогащено гелием.

В результате современные модели Юпитера и Сатурна состоят из пяти слоев (рис. 3), а модели Урана и Нептуна (рис. 4) трехслойны – в них наружная водородная оболочка разделена на два слоя [Zharkov, Gudkova, 1991; 1992; Gudkova, Zharkov, 1999a]. Самым важным выводом, полученным при построении моделей планет-гигантов, является обнаружение того факта, что их составы заметно отличаются от солнечного. Так, при образовании Юпитера он «недобрал» примерно от 2 до 5 планетных масс водородогелиевой компоненты, а Сатурн при своем образовании «потерял» примерно 11–14 планетных масс газовой компоненты. Отсюда следует, что образование обеих планет начиналось с аккумуляции зародыша из *ТКЛ*-компоненты – будущего ядра планеты, на который аккрецировала газовая компонента.

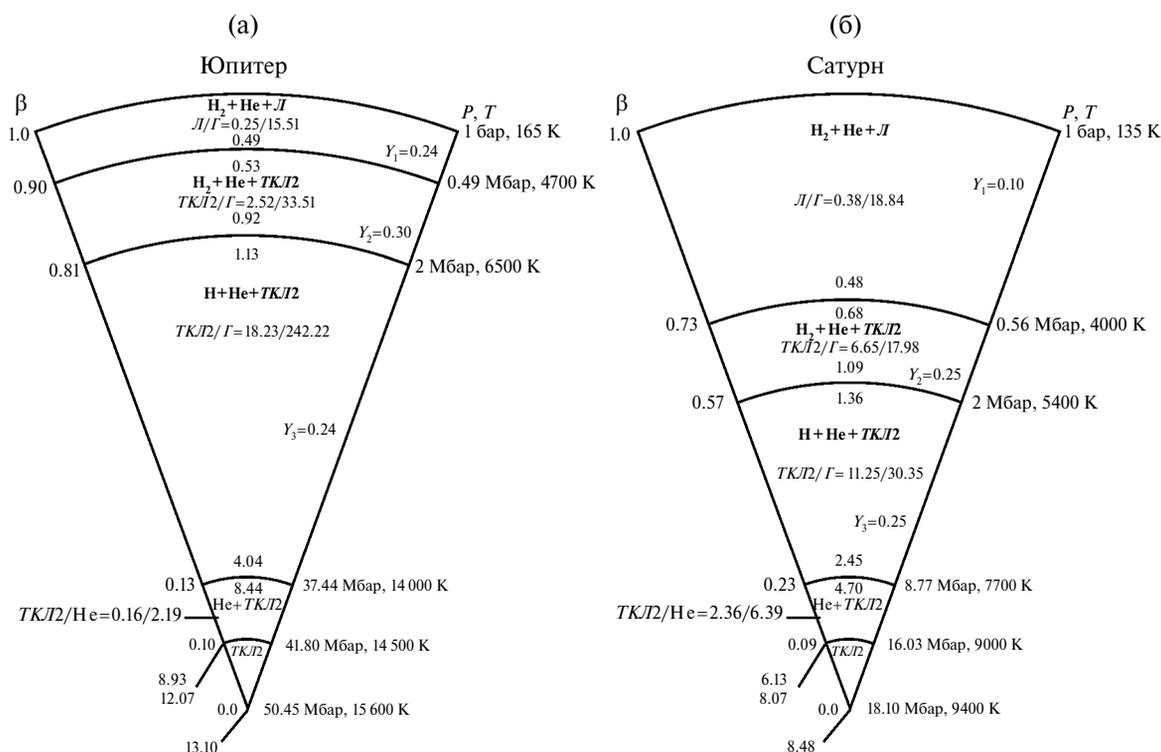
В работе [Gavrilov, Zharkov, 1977] были рассчитаны числа Лява планет-гигантов, значение этих расчетов заключается в том, что если опре-

делить из наблюдений эти параметры, то их можно использовать для улучшения моделей планет.

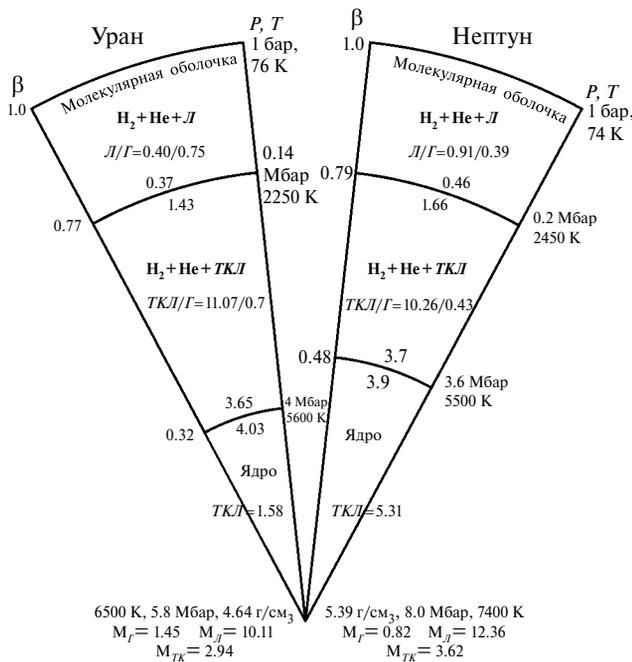
Исследования Юпитера не стоят на месте. в настоящее время происходит успешная реализация проекта НАСА JUNO, что, несомненно, приведет к дальнейшему развитию науки о планетах-гигантах [Joss et al., 2018; Guillot et al., 2018].

#### 2.4. Сейсмология Юпитера и Сатурна

Впервые сейсмология Юпитера была рассмотрена в статье [Vorontsov et al., 1976]. Мощная энергетика атмосферы Юпитера и других планет-гигантов вселяла надежду на то, что такие колебания со временем будут обнаружены. В настоящее время зарегистрированы собственные колебания Земли, возбуждаемые возмущениями в атмосфере [Kobayashi, Nishida, 1998]. Энергетика земной атмосферы не идет ни в какое сравнение с мощными энергетиками атмосфер планет-гигантов. Поэтому есть все



**Рис. 3.** Модели Юпитера (а) и Сатурна (б). За поверхность в модели Юпитера принимается уровень с давлением 1 бар и температурой 165 К. Для Сатурна –  $P = 1 \text{ бар}, T = 135 \text{ К}$ . Температура в глубь планеты нарастает по адиабатическому закону. Слева приведены значения относительно радиуса  $\beta = s/R$  на границах раздела, где  $s$  – текущий радиус.  $R_J = 69\,894 \text{ км}$  – средний радиус Юпитера,  $R_S = 60\,268 \text{ км}$  – средний радиус Сатурна. Справа приводятся значения давления и температуры, в центре – значения плотности по обе стороны границ раздела. Даны значения отношения  $L(TKL)/\Gamma$  и относительное содержание гелия ( $Y$ ) в оболочках. Содержание  $\Gamma$ -,  $L$ -, и  $TK$ -компонент выражены в массах Земли ( $M_\oplus$ ). Масса Юпитера  $M_J = 318 M_\oplus$ , масса Сатурна  $M_S = 95 M_\oplus$ . Пятислойная модель каждой из планет состоит из внешней и внутренней молекулярной оболочки, которые имеют разный состав, далее следует наиболее протяженная металлическая оболочка, граничащая с двухслойным ядром.



**Рис. 4.** Трехслойные модели Урана и Нептуна. Обозначения те же, что на рис. 3. Средний радиус Урана  $R_U = 25\,270$  км, Нептуна  $R_N = 24\,764$  км. Внизу приведены массы  $G$ -,  $L$ - и  $TK$ -компонент выраженные в массах Земли.

основания считать, что экспериментальное обнаружение собственных колебаний Юпитера — это только вопрос времени. Спектр таких колебаний содержит несравнимо большую информацию о недрах планеты, чем данные о ее внешнем гравитационном поле и ее фигуре. Поэтому регистрация собственных колебаний Юпитера поднимает науку о планете на новый уровень.

В работах [Воронцов, 1981; Воронцов, Жарков, 1981 а; б] была развита теория собственных колебаний планет-гигантов с учетом всех эффектов вращения, включая дифференциальное вращение. В работе [Воронцов и др., 1989] был изучен высокочастотный спектр собственных колебаний Юпитера. В итоговой работе [Gudkova, Zharkov, 1999 б] детально изучен спектр собственных колебаний Юпитера для набора моделей планеты, удовлетворяющих всем имеющимся данным наблюдений. Исследовано влияние размеров ядра на периоды собственных колебаний, а также зависимость периодов от давления перехода молекулярного водорода в металлическую фазу. Спектр состоит из гравитационных мод, обусловленных скачками в распределении плотности, и акустических мод. Рассчитаны кинетические энергии мод как функции амплитуд смещения на поверхности планеты. Рассмотрено также влияние всех эффектов вращения на

спектр. Теоретически прогнозируемые периоды колебаний для Сатурна получены в работе [Gudkova, Zharkov, 2006]. Отметим, что в США работа, посвященная сейсмологии Юпитера [Bercovici, Schubert, 1987], появилась через 11 лет после нашей первой публикации [Vorontsov et al., 1976].

Развитие работ по сейсмологии Юпитера инициировало начало в ИФЗ АН СССР исследований по гелиосейсмологии [Воронцов, Жарков, 1978]. Первый этап этих исследований суммирован в обзорах [Воронцов, Жарков, 1988; Vorontsov, Zharkov, 1989].

### 2.5. Модели спутников планет-гигантов

В книге [Zharkov, 1986; Жарков, 2013] суммированы сведения, которые используются при построении моделей спутников, а также приведены модели спутников Юпитера и Сатурна. При работе над этими проблемами удалось построить, в первом приближении, общую теорию фигуры и гравитационного поля спутников, синхронно вращающихся вокруг Юпитера и Сатурна (Ио, Европа, Ганимед, Каллисто, Титан) [Zharkov et al., 1985]. Эта теория была обобщена на случай несинхронно вращающихся спутников [Жарков, Леонтьев, 1989]. Теория, изложенная в работе [Zharkov et al., 1985], в настоящее время широко применяется при построении моделей галилеевых спутников Юпитера на основе данных, полученных КА «Галилео».

Все галилеевы спутники находятся в состоянии синхронного вращения, их орбиты близки к круговым и расположены в экваториальной плоскости Юпитера. Для них справедлива формула для первых гравитационных моментов  $J_2$  и  $C_{22}$ :  $J_2 = 10/3 C_{22}$ , из-за выполнения которой следует, что недра спутников близки к гидростатически равновесному состоянию.

Ио является ближайшим к Юпитеру крупным спутником. Из-за этого влияние приливного потенциала Юпитера на равновесную фигуру и гравитационное поле Ио заметно больше, чем на остальные спутники. Для того, чтобы теория фигуры Ио соответствовала полученным к настоящему времени данным наблюдений, ее необходимо было дополнить учетом эффектов второго порядка малости [Жарков, 2004]. Численный расчет эффектов первого и второго приближения для двух трехслойных моделей Ио выполнен в работе [Zharkov, Gudkova, 2010].

## 2.6. Роль Юпитера в формировании планет

Юпитер сыграл огромную роль в образовании планет. Выше отмечалось, что Юпитер и Сатурн при своем образовании недобрали до солнечного состава заметную долю газовой компоненты. Потеря газовой компоненты из протопланетного облака связана с энергетически активной стадией молодого Солнца, характерное время которой порядка  $10^7$  лет. в рамках нынешних космогонических концепций согласовать время образования Урана и Нептуна с временем пребывания Солнца в активной стадии (Т Tauri  $\sim 10^7$  лет) невозможно. Время образования ядра Сатурна, определяющее время образования самой планеты, определяется в пределах 3–4 млн лет [Dodson-Robinson et al., 2008; Kobayashi et al., 2012].

Чтобы обойти эту трудность, мы обратились к работам по численному моделированию поведения ансамблей планетезималей. В них было показано, что при помещении в такой ансамбль некоторого зародыша с массой, в несколько сотен раз большей массы Земли, новый объект сильно возмущает траектории планетезималей. в результате орбиты последних далеко отходят от исходной орбиты зародыша. Причем изменение орбит планетезималей происходит за космогонически короткое время.

В кратком сообщении [Жарков, Козенко, 1990], а затем в развернутом виде [Zharkov, 1993], исходя из результатов численного моделирования, был предложен следующий механизм образования Сатурна, Урана и Нептуна. После аккреции газа прото-Юпитер «расчистил» свою зону питания таким образом, что часть оставшихся тел выпала на планету. Орбиты же других тел стали проникать в области, удаленные от зоны роста Юпитера, например, в зону роста Сатурна. Некоторая из наибольших планетезималей, близкая по массе к критической массе зародыша Сатурна, была «вытолкнута» в его зону питания за космогонически короткое время  $10^4$ – $10^5$  лет, успев захватить газовую компоненту, которая аккрецировала на зародыш. В результате образовался прото-Сатурн. Два массивных гравитационных центра — Юпитер и Сатурн — достаточно быстро деформировали орбиты планетезималей, и они начали проникать вначале в зону питания Урана, а затем и Нептуна. Протопланеты с массами, которые

в несколько раз больше массы Земли, захватили газовые оболочки во время пребывания в зоне питания Юпитера и Сатурна, еще до диссипации газа и протопланетного диска.

Большие зародыши Урана и Нептуна выполняли двоякую роль. С одной стороны, в зоне питания Урана и Нептуна путем вычерпывания планетезималей за космогонически разумное время ( $10^8$  лет) могло закончиться формирование обеих планет. С другой стороны, эти зародыши успели захватить водородные оболочки с массой 1–1.5  $M_{\oplus}$ , когда они находились в зонах питания Юпитера и Сатурна, еще до диссипации газа. Таким образом объясняется происхождение газовых компонент Урана и Нептуна, несмотря на то, что интервал времени, необходимый для образования обеих планет, заметно превосходит продолжительность стадии Т Tauri.

При численном моделировании роли Юпитера в образовании Сатурна, Урана и Нептуна [Ипатов, 1991], оказалось, что если вначале орбиты зародышей Сатурна, Урана и Нептуна имели большие эксцентриситеты, то затем, по мере роста планет, эти эксцентриситеты уменьшались и постепенно эволюционировали к их современным значениям. Так, эксцентриситет зародыша Сатурна уменьшался за счет аккреции газа, а зародышей Урана и Нептуна — за счет гравитационного взаимодействия с планетезималами.

Юпитер среди планет образовался первым. Благодаря мощному гравитационному полю ранний Юпитер разбросал оставшиеся прототела из своей зоны питания. Эти прототела, а также резонансные взаимодействия разрушили зону питания планеты, которая могла сформироваться в поясе астероидов, и сильно уменьшили количество прототел в зоне питания молодого Марса, приостановив его рост. Именно поэтому масса Марса оказалась на порядок меньше. Влияние Юпитера и является причиной многокомпонентности формирования планет земной группы.

Данная работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН и при частичной финансовой поддержке Программы Президиума РАН 28. Авторы благодарят Батова А.В. за помощь в работе над статьей. Авторы также благодарят Макалкина А.Б. за полезные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабейко А.Ю., Соболев С.В., Жарков В.Н.* О минералогическом и скоростном разрезе марсианской коры // *Астрономические вестни.* 1993. Т. 27. № 2. С. 55–75.
- Барсуков В.Л., Волков В.П.* (Ред.). Планета Венера. М.: Наука. 1989.
- Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н.* Оценки напряженного состояния недр под локальными топографическими структурами Марса // *Геофизический журнал.* 2018. Т. 19. № 3. С. 5–22.
- Берикашвили В.Ш., Жарков В.Н., Яновская Т.В.* О скоростном разрезе Луны // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* 1965. № 7. С. 9–21.
- Васильев П.П., Ефимов А.Б., Трубицын В.П.* Влияние дифференциального вращения планет на их гравитационные поля // *Астрономический журнал.* 1978. Т. 55. С. 146–155.
- Воронцов С.В.* Собственные колебания планет-гигантов. Влияние дифференциального вращения // *Астрономический журнал.* 1981. Т. 58. С. 1275–1285.
- Воронцов С.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н.* Сейсмология Юпитера // *Письма в Астрономический журнал.* 1989. Т. 15. С. 46–653.
- Воронцов С.В., Жарков В.Н.* Гелиосейсмология. Итоги науки и техники. Сер. Астрономия / Р.А. Сюняев. 1988. Т. 38. С. 253–338.
- Воронцов С.В., Жарков В.Н.* О теоретическом спектре собственных колебаний Солнца // *Астрономический журнал.* 1978. Т. 55. С. 84–95.
- Воронцов С.В., Жарков В.Н.* Собственные колебания планет-гигантов. Влияние вращения и эллиптичности // *Астрономический журнал.* 1981а. Т. 58. С. 1101–1114.
- Воронцов С.В., Жарков В.Н.* Собственные колебания Солнца и планет-гигантов // *Успехи физ. наук.* 1981 б. Т. 134. С. 675–710.
- Гудкова Т.В., Lognonné P., Жарков В.Н., Раевский С.Н.* О научных задачах сейсмического эксперимента “MISS” (Mars Interior Structure by Seismology) // *Астрономический вестник.* 2013. Т. 48. Т. 1. С. 1–12.
- Гудкова Т.В., Батов А.В., Жарков В.Н.* Модельные оценки негидростатических напряжений в коре и мантии Марса: 1. Двухуровневая модель // *Астрономический вестник.* 2017. Т. 51. № 6. С. 490–511.
- Гудкова Т.В., Жарков В.Н.* О возбуждении собственных колебаний Луны // *Письма в астрономический журнал.* 2001. Т. 27. С. 1–14.
- Гудкова Т.В., Раевский С.Н.* Спектр собственных колебаний Луны // *Астрономический вестник.* 2013. Т. 47. № 1. С. 1–9.
- Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. 2013. М.: Наука и образование. 414 с.
- Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 1983. 416 с.
- Жарков В.Н.* Внутреннее строение Марса: ключ к пониманию строения планет земной группы // *Астрономические вестни.* 1996. Т. 30. № 6. С. 456–465.
- Жарков В.Н.* Внутреннее строение планет-гигантов // *Астрономические вестни.* 1991. Т. 25. С. 627–649.
- Жарков В.Н.* Геофизические исследования планет и спутников. Первые чтения им. О.Ю. Шмидта 30 сентября 2002 г. М.: ОИФЗ РАН. 2003б. 102 с.
- Жарков В.Н.* Об истории лунной орбиты // *Астрономические вестни.* 2000. Т. 34. № 1. С. 3–14.
- Жарков В.Н.* Сравнительная планетология в ИФЗ РАН: внутреннее строение планет. Ч. 1. Луна и планеты земной группы, Ч. 2. Планеты-гиганты и их спутники. С. 437–451. *Очерки геофизических исследований. к 75-летию Объединенного Института физики Земли им О.Ю. Шмидта / под ред. А.О. Глико.* М.: ИФЗ РАН. 2003а. 474 с.
- Жарков В.Н.* Теория равновесной фигуры и гравитационного поля галилеева спутника Ио. Второе приближение // *Письма в астрономический журнал.* 2004. Т. 30. С. 496–507.
- Жарков В.Н.* Физика земных недр. 2012. М.: Наука и образование. 384 с.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В.* О диссипативном факторе недр Марса // *Астрономические вестни.* 1993. Т. 27. № 4. С. 3–15.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В.* О модельной структуре гравитационного поля Марса // *Астрономический вестник.* 2016. Т. 4. С. 252–267.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В.* Построение модели внутреннего строения Марса // *Астрономический вестник.* 2005. Т. 39. № 5. С. 1–32.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В., Батов А.В.* Об оценке диссипативного фактора недр Марса // *Астрономический вестник.* 2017. Т. 51. № 6. С. 512–523.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В.* О параметрах землеподобной модели Венеры // *Астрономический вестник.* 2019. Т. 53. № 1. С. 3–6.
- Жарков В.Н., Козенко А.В.* О роли Юпитера в образовании планет-гигантов // *Письма в астрономический журнал.* 1990. Т. 16. С. 169–173.
- Жарков В.Н., Козенко А.В.* Спутники Марса // *Природа.* 1987. № 9. С. 4–11.
- Жарков В.Н., Козенко А.В.* Фобос и Деймос – спутники Марса. М.: Знание. Сер. Космонавтика, астрономия. 1985. № 1. 54 с.
- Жарков В.Н., Козенко А.В., Маева С.В.* Строение и происхождение спутников Марса // *Астрономические вестни.* 1984. Т. 17. № 2. С. 83–99.
- Жарков В.Н., Кошляков Е.М., Марченков К.И.* Состав, строение и гравитационное поле Марса // *Астрономические вестни.* 1991. Т. 25. № 5. С. 515–547.
- Жарков В.Н., Леонтьев В.В.* Равновесные фигуры и гравитационные моменты несинхронно вращающихся спутников // *Письма в астрономический журнал.* 1989. Т. 15. С. 277–282.

- Жарков В.Н., Макалкин А.Б., Трубицын В.П.* Интегрирование уравнений теории фигуры планет // *Астрономический журнал*. 1973. Т. 50. С. 150–162.
- Жарков В.Н., Макалкин А.Б., Трубицын В.П.* Модели Юпитера и Сатурна. I. Исходные данные // *Астрономический журнал*. 1974а. Т. 51. С. 829–840.
- Жарков В.Н., Макалкин А.Б., Трубицын В.П.* Модели Юпитера и Сатурна. II. Строение и состав // *Астрономический журнал*. 1974б. Т. 51. С. 1288–1297.
- Жарков В.Н., Марченков К.И.* О корреляции касательных напряжений в литосфере Венеры с поверхностными структурами // *Астрономический вестник*. 1987. Т. 21. № 2. С. 170–175.
- Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М.* О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры // *Астрономический вестник*. 1986. Т. 20. № 3. С. 202–211.
- Жарков В.Н., Молоденский С.М.* On determination of physical parameters of the Martian core by data of its rotation // *Астрономический вестник*. 1994. V. 28. P. 86–97.
- Жарков В.Н., Мороз В.И.* Почему Марс? // *Природа*. 2000. № 6.
- Жарков В.Н., Паньков В.Л., Калачников А.А., Оснач А.И.* Введение в физику Луны. М.: Наука. 1969. 312 с.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П.* Адиабатические температуры в Уране и Нептуне // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1972. № 7. С. 120–127.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П.* К теории фигуры жидких планет // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1971. № 5. С. 3–10.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П.* Система уравнений теории фигуры пятого приближения // *Астрономический журнал*. 1975. Т. 52. С. 599–614.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П.* Теория фигуры гидростатически равновесных вращающихся планет. Третье приближение // *Докл. АН СССР*. 1969а. Т. 186. С. 791–794.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П.* Теория фигуры гидростатически равновесных вращающихся планет. Третье приближение // *Астрономический журнал*. 1969б. Т. 46. С. 1252–1263.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П.* Физика планетных недр. М.: Наука. 1980. 448 с.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко Л.В.* Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М.: Наука. 1971. 384 с.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П., Царевский И.А.* Уравнения состояния водорода, водородных соединений, кристаллов инертных газов, окислов, железа и FeS // *Геодинамические исследования*. М.: Наука. 1975. № 3. С. 5–45.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П., Царевский И.А., Макалкин А.Б.* Уравнения состояния космохимических веществ и строение больших планет // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1974в. № 10. С. 3–14.
- Ипатов С.И.* Эволюция орбит растущих зародышей планет-гигантов, движущихся в начале по сильно-эксцентричным орбитам // *Письма в астрономический журнал*. 1991. Т. 17. С. 268–280.
- Клеро А.* Теория фигуры Земли, основанная на началах гидростатики. М.: изд-во АН СССР. 1947.
- Кошляков Е.М., Жарков В.Н.* О гравитационном поле Марса // *Астрономический вестник*. 1993. Т. 27. № 2. С. 12–22.
- Кусков О.Л., Панферов А.Б.* Термодинамические модели верхней мантии Марса // *Геохимия*. 1993. Т. 30. С. 132–142.
- Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука. 1968. 192 с.
- Марченков К.И., Любимов В.М., Жарков В.Н.* Расчет нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 15. № 2. С. 583–586.
- Раевский С.Н., Гудкова Т.В., Жарков В.Н.* Диагностические возможности объемных волн для исследования внутреннего строения Марса // *Физика Земли*. 2015б. Т. 1. С. 148–160.
- Раевский С.Н., Гудкова Т.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А.* О согласовании моделей внутреннего строения Луны с данными гравитационного поля // *Физика Земли*. 2015а. Т. 1. С. 139–147.
- Трубицын В.П.* Теория гидростатических приливов // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1977. № 12. С. 60–74.
- Трубицын В.П.* Уравнения фигуры планет в проблеме Клеро // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1972. № 4. С. 10–15.
- Трубицын В.П., Васильев П.П., Ефимов А.Б.* К решению проблемы Клеро-Лапласа-Ляпунова // *Астрономический журнал*. 1976. Т. 53. С. 626–633.
- Armann M., Tackley R.J.* Simulating the thermochemical magmatic and tectonic evolution of Venus mantle and lithosphere: two-dimensional models // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. E12003. doi: 10.1029/2012.je004231
- Babeyko A. Yu., Zharkov V.N.* Martian Crust: a modeling approach // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 117. P. 421–435.
- Banerdt W.B., Smrekar S., Lognonné P., Spohn T., Asmar S.W., Banfield D., Boschi L., Christensen U., Dehant V., Folkner W., Giardini D., Goetze W., Golombek M., Grott M., Hudson T., Johnson C., Kargl G., Kobayashi N., Maki J., Mimoun D., Mocquet A., Morgan P., Panning M., Pike W.T., Tromp J., van Zoest T., Weber R., Wieczorek M.A., Garcia R., Hurst K.* InSight: a discovery mission to explore the interior of Mars / *In Lunar and Planetary Science Conference*. 2013. V. 44. P. 1915
- Barsukov V.L., Basilevsky A.T., Volkov V.P., Zharkov V.N.* (Eds.). Venus geology, geochemistry, and geophysics research results from the USSR. 1992. Part 111. Geophysics / Ed. V.N. Zharkov. P. 208–319.
- Bercovici D., Schubert G.* Jovian seismology // *Icarus*. 1987. V. 69. P. 557–565.

- 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.
- 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.
- Clifford S.M.* A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars // *J. Geophys. Res.* 1993. V. E98. P. 10973–11016.
- Darwin G.H.* The theory of the figure of the earth carried to the second order of small quantities // *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 1899. V. 60. P. 82–124.
- De Sitter W.* On the flattening and the constitution of the Earth // *Bull. Astron. Inst. Netherlands.* 1924. V. 2. P. 97–108.
- Dehant V., Banerdt B., Lognonné Ph. et al.* Future Mars geophysical observations for understanding its internal structure, rotation and evolution // *Plan. Space Sci.* 2012. doi:10.1016/j.pss.2011.10.016
- Dodson-Robinson S.E., Bodenheimer P., Laughlin G., Willacy K.* Saturn forms by core accretion in 3.4 Myr // *Astrophys. J.* 2008. V. 688. L99–L102. doi:10.1088/0004–637X/756/1/70
- Dumoulin C., Tobie G., Verhoeven O., Rambaux N.* Tidal constraints on the interior of Venus // *J. Geophys. Res. Planets.* 2017. V. 122 (6). P. 1338–1352. doi:10.1002/2016JE005249
- Folkner W.M., Yoder C.F., Yuan D.M. et al.* Interior structure and Seasonal Mass Redistribution of Mars from Radio Tracking of Mars Pathfinder // *Science.* 1997. V. 278. P. 1749–1751.
- Gavrilov S. V., Zharkov V.N.* Love numbers of the giant planets // *Icarus.* 1977. V. 32. P. 443–449.
- Gehrels T.* (Ed.). *Jupiter.* Tucson: Univ. of Arizona Press. 1976. P. 133–175.
- Genova A., Goossens S., Lemoine F.G., Mazarico E., Neumann G.A., Smith D.E., Zuber M.T.* Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science // *Icarus.* 2016. V. 272. P. 228–245.
- Groten E., Molodensky S.M., Zharkov V.N.* On the theory of Mars forced nutation // *Astron. J.* 1996. V. 111. № 3. P. 1388–1399.
- Gudkova T., Lognonné Ph., Miljkovic K., Gagnepain-Beyneix J.* Impact cutoff frequency – momentum scaling law inverted from Apollo seismic data // *Earth Planet. Science Lett.* 2015. V. 427. P. 57–65.
- Gudkova T.V., Zharkov V.N.* Theoretical Free Oscillations Spectrum for Saturn Interior Models // *Advances in Space Research.* 2006. V. 38. № 4. P. 764–769.
- Gudkova T.V., Lognonné Ph., Gagnepain-Beyneix J.* Large impacts detected by the Apollo seismometers: impactor mass and source cutoff frequency estimations // *Icarus.* 2011. V. 211. P. 1049–1065.
- Gudkova T.V., Zharkov V.N.* Mars: interior structure and excitation of free oscillations // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 142. P. 1–22.
- Gudkova T.V., Zharkov V.N.* Models of Jupiter and Saturn after Galileo mission // *Planet. Space Sci.* 1999a. V. 47. P. 1201–1210.
- Gudkova T.V., Zharkov V.N.* The free oscillation of Jupiter // *Planet. Space Sci.* 1999b. V. 47. P. 1211–1224.
- Gudkova T.V., Zharkov V.N.* The exploration of the lunar interior using torsional oscillations // *Planet. Space Sci.* 2002. V. 50. P. 1037–1048.
- Guillot T., Miguet Y., Militzer B., Hubbard W.B., Kaspi V., Galanti E., Cao H., Helled R., Wahl S., Iess L., Folkner W.M., Stevenson D.I., Lunine J.I., Reese D.L., Biekman A., Parisi M., Durante D., Connerney J.E.P., Levin S.M., Bolton S.J.* A suppression of differential rotation in Jupiter's deep interior // *Nature.* 2018. V. 555. № 7695. P. 227–230.
- Hubbard W.B.* Thermal structure of Jupiter // *Astrophys. J.* 1968. V. 152. P. 745–754.
- Hubbard W.B., Trubitsyn V.P., Zharkov V.N.* Significance of gravitational moments for interior structure of Jupiter and Saturn // *Icarus.* 1974. V. 21. №2. P. 147–151.
- Iess L., Folkner W.M., Durante D., Parisi M., Kaspi V., Galanti E., Guillot T., Hubbard W.B., Stevenson D.I., Anderson J.D., Buccino D.R., Comez Casajus L., Milani A., Park R., Racioppa P., Serra D., Tortora P., Zannoni M., Cao H., Helled R., Lunine J.I., Miguet Y., Militzer B., Wahl S., Connerney J.E.P., Levin S.M., Bolton S.J.* Measurement of Jupiter's asymmetric gravity field // *Nature.* 2018. V. 555. N. 7695. P. 220–222.
- Kaula W.M.* The moment of inertia of Mars // *Geophys. Res. Lett.* 1979. V. 79. N. 3. P. 194–196.
- 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. E07003. doi: 10.1029/2007/JE002996
- Kobayashi H., Ormel C.W., Ida S.* Rapid formation of Saturn after Jupiter completion // *Astrophys. J.* 2012. 756:70 (7pp). doi:10.1088/0004–637X/756/1/70
- Kobayashi N., Nishida K.* Continuous excitation of planetary free oscillations by atmospheric disturbances // *Nature.* 1998. V. 395. P. 357–360.
- Konopliv A.S., Asmar S.W., Folkner W.M., 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. P. 401–428.
- Konopliv A.S., Park R.S., Folkner W.M.* An improved JPL Mars gravity field and orientation from Mars orbiter and lander tracking data // *Icarus.* 2016. V. 274. P. 253–260.
- Konopliv A.S., Yoder C.F., Standish E.M., Yuan D.-N., Sjorgen W.L.* 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.
- Lognonné P., Gudkova T., Banerdt W.B. et al.* Seismic reconnaissance of Mars with a VBB seismometer. Abstract, 3MS<sup>3</sup>-1-7, М.: ИКИ. 2012.

- Lognonne Ph., Mosser B.* Planetary seismology // *Surv. Geophys.* 1993. V. 14. P. 239–302.
- Longhi J., Knittle E., Holloway J.R., Wänke H.* The Bulk Composition, Mineralogy and Internal Structure of Mars // *Mars* / Eds. Kieffer H.H., Jakosky B.M., Snyder C.W., Matthews M.S. Univ. Arizona Press. 1992. P. 184–208.
- 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. № 11. P. 1251–1268.
- Molodensky S.M., Zharkov V.N., Gudkova T.V.* On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. The effects of liquid core and mantle elasticity // *Phys. Earth Planet. Int.* 2009. V. 172. P. 335–344.
- Panning M.P., Lognonne Ph., Banerdt W.B., Garsia R., Golombek M., Kedar S., Knapmeyer-Endrun B., Mocquet A., Teanby N.A., Tromp J., Weber R., Beucler E., Blanchette-Guertin J.-F., Drilleau M., Gudkova T., Hempel S., Khan A., Lekic V., Plesa A.-C., Rivoldini A., Schmerr N., Ruan Y., Verhoeven O., Gao C., Christensen U., Clinton J., Dehant V., Giardini D., Mimoun D., Pike W.T., Smrekar S., Wiczeńrek M., Knapmeyer M., Wookey J.* Planned products of the Mars structure service for the InSight mission to Mars // *Space Science Rev.* 2017. V. 217. P. 611–650. doi: 10.1007/s11214-016-0317-5
- Reasenber R.D.* The Moment of Inertia and Isostasy of Mars // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 369–375.
- Ricard Y., Fleitout L., Froidevaux C.* Geoid heights and lithospheric stresses for a dynamic Earth // *Annales Geophysical.* 1984. V. 2. P. 267–286.
- Richards M.A., Hager B.H.* Geoid Anomalies in a dynamic Earth // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 5987–6002.
- 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.
- Sohl F., Spohn T.* The Interior structure of Mars: Implications from SNC Meteorites // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № 17. P. 1613–1635.
- Solomatov V.S., Stevenson D.J.* Kinetics of crystal growth in a terrestrial magma ocean // *J. Geophys. Res.* 1993c. № E3. P. 5407–5418.
- Solomatov V.S., Stevenson D.J.* Nonfractional crystallization of terrestrial magma ocean // *J. Geophys. Res.* 1993b. № E3. P. 5391–5406.
- Solomatov V.S., Stevenson D.J.* Suspension in convective layers and style of differentiation of a terrestrial magma ocean // *J. Geophys. Res.* 1993a. № E3. P. 5375–5390.
- Solomatov V.S., Zharkov V.N.* The thermal regime of Venus // *Icarus.* 1990. V. 84. P. 280–295.
- Steinberger B., Werner S.C., Torsvik T.H.* Deep versus shallow origin of gravity anomalies, topography and volcanism on Earth, Venus and Mars // *Icarus.* 2010. V. 207. P. 564–577. doi: 10.1016/j.icarus.2009.12.025
- Stevenson D.L., Spohn T., Schubert G.* Magnetism and thermal evolution of terrestrial planets // *Icarus.* 1983. V. 54. P. 466–483.
- Taylor G.J.* The bulk composition of Mars // *Chemie der Erde.* 2013. V. 73. P. 401–420.
- Verhoeven O., Rivoldini A., Vacher P., Mocquet A., Choblet G., Menvielle M., Dehant V.T., Van Hoolst, 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. № EO4009. doi:10.1029/2004JE002271
- Vinnik L.P., Chenet H., Gagnepain-Beyneix J., Lognonné Ph.* First seismic receiver functions on the Moon // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 3031–3034.
- Vorontsov S. V., Zharkov V.N.* *HeliOSEISMOLOGY.* N.Y.: Harwood. 1989. V. 7. P. 1–103.
- Vorontsov S.V., Zharkov V.N., Lubimov V.M.* The free oscillations of Jupiter and Saturn // *Icarus.* 1976. V. 27. P. 109–118.
- Wänke H., Dreibus G.* Chemistry and Accretion History of Mars // *Phil. Trans. Royal. Soc. Lond.* 1994. V. 349. P. 285–293.
- Yoder C.F., Standish E.M.* Martian precession and rotation from Viking lander range data // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 4065–4080.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V.* Seismic model of Mars: Effects of hydration // *Planet. Space Sci.* 2014. V. 104. P. 270–278.
- Zharkov V.N.* Interior Structure of the Earth and Planets. Switzerland: Harwood. Chur. 1986. 436 p.
- Zharkov V.N.* On the dependence of the coefficient of thermal expansion on density // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1998. V. 109. P. 79–89.
- Zharkov V.N.* The role of Jupiter in the formation of planets. *Geophys. Monograph.* 74. Amer. Geophys. Union. IUGG. 1993. V. 14. P. 7–17.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V.* Models of giant planets with a variable ratio of ice to rock // *Ann. Geophys.* 1991. V. 9. P. 357–366.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V.* Modern models of giant planets // *High Pressure Research: Application to Earth and Planetary Sciences* / Eds. Y. Syono, M.H. Manghni 1992. P. 393–401.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V.* On the dissipative factor of the Martian interiors // *Planet Space Res.* 1997. V. 45. № 4. P. 401–407.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V.* The period and Q of the Chandler wobble of Mars // *Planet. Space Sci.* 2009. V. 57. P. 288–295. doi: 10.1016/pss.2008.11.010
- Zharkov V.N., Gudkova T.V.* Interior structure models, Fe/Si ratio and parameters of figure for Mars // *Phys. Earth Planet Inter.* 2000. V. 117. P. 407–420.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V.* Models, figures and gravitational moments of Jupiter's satellite Io: effects of second

- approximation // *Planet. and Space Sci.* 2010. V. 58. P. 1381–1390. doi: 10.1016/j.pss.2010.06.004
- Zharkov V.N., Gudkova T.V., Molodensky S.M. On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. The effects of deviation of Mars from its equilibrium state on the flattening of the core-mantle boundary // *PEPI*. 2009. V. 172. P. 324–334.
- Zharkov V.N., Kalinin V.A. Equations of state for solids at high pressures and temperatures. N. Y.: Consultants Bureau. 1971. 257 p.
- Zharkov V.N., Leontev V.V., Kozenko A.V. Models, figures, and gravitational moments of the Galilean Satellites of Jupiter and Icy Satellites of Saturn // *Icarus*. 1985. V. 61. P. 92–100.
- Zharkov V.N., Molodensky S.M. On the Chandler wobble of Mars // *Planet. Space Sci.* 1996. V. 44. № 11. P. 1457–1462.
- Zharkov V.N., Molodensky S.M., Brzezinski A. et al. The Earth and its rotation. Wichmann. Heidelberg. 1996. XIII+501pp.
- Zharkov V.N., Trubitsyn V.P., Tsarevsky I.A. Equation of state of Hydrogen, Hydrogen Compounds, Crystals of Inert Gases, Oxides, Iron and FeS. NASA. TM-35311. 1978.
- Zharkov V.N., Trubitsyn V.P. Determination of the Equation of State of the molecular Envelopes of Jupiter and Saturn from their Gravitational moments // *Icarus*. 1974. V. 21. P. 152–156.
- Zharkov V.N., Trubitsyn V.P. Structure, composition, and gravitational field of Jupiter // *Jupiter* / Eds. Gehrels T., Shapley M. Matthews. Tucson: Univ. of Arizona Press. 1976. P. 133–175.
- Zharkov V.N., Trubitsyn V.P., Makalkin A.B. The high gravitational moments of Jupiter and Saturn // *Astrophys. J.* 1972. V. 10. P. 159–161.

## Comparative Planetology in IPE RAS

V. N. Zharkov<sup>a,\*</sup> and T. V. Gudkova<sup>a,\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

\*E-mail: zharkov@ifz.ru

\*\*E-mail: gudkova@ifz.ru

Received May 31, 2018

The review of the studies on comparative planetology carried out in the Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences is presented. The obtained results are described in accordance with the study objects: the Moon, terrestrial planets, Venus and Mars, Phobos and Deimos-moons of Mars, giant planets and their moons.

*Keywords:* comparative planetology, planets, moons, theory of the figure, equations of state