

УДК 550.34.01; 523.4

НЕГИДРОСТАТИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В НЕДРАХ МАРСА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ МОДЕЛЕЙ НЕОДНОРОДНОЙ УПРУГОСТИ

© 2019 г. А. В. Батов^{1,2*}, Т. В. Гудкова^{1**}, В. Н. Жарков^{1***}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

²Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, г. Москва

*E-mail: batov@ipu.ru

**E-mail: gudkova@ifz.ru

***E-mail: zharkov@ifz.ru

Поступила в редакцию 05.03.2018 г.

Принята в печать 03.12.2018 г.

Проведен анализ негидростатических напряжений в недрах Марса для двух типов моделей неоднородной упругости: модели с литосферой и модели с литосферой и возможными областями подплавления в ней. Численное моделирование системы уравнений упругого равновесия гравитирующей планеты проведено с шагом $1 \times 1^\circ$ по широте и долготе до глубины 1000 км. Граничными условиями задачи служат данные топографии и гравитационного поля планеты, определяемые по отношению к референсной поверхности, за которую принимается равновесный референсный сфероид. В качестве критерия выбора возможных эпицентров марсотрясений приняты большие значения максимальных касательных напряжений на фоне существенных растягивающих напряжений. Независимо от типа модели неоднородной упругости, зоны высоких сдвиговых и растягивающих напряжений в коре и мантии выявлены под ударными бассейнами Эллада и Аргир, равнинами Ацидалийское море, Аркадия и долиной Маринера.

Ключевые слова: гравитационное поле, топография, нагрузочные числа, негидростатические напряжения, Марс.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-333720194166-180>

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время ведется завершающая фаза подготовки сейсмического эксперимента на Марсе, запуск космического аппарата миссии NASA “InSight” (Interior exploration using Seismic investigations, geodesy and heat transport – Исследование внутреннего строения с использованием сейсмических исследований, данных геодезии и измерения теплового потока) осуществлен в мае 2018 г., установка трехкомпонентного широкополосного сейсмометра VBB [Lognonné et al., 2012; Mimoun et al., 2012] ожидается в декабре 2018 г. для работы в течение одного года [Banerdt et al., 2013; Panning et al., 2017]. Для проведения сейсмических исследований в проекте международной кооперации Российского Космического Агентства и Европейского Космического Агентства также разрабатывается сейсмометр [Manukin et al., 2016]. Спецификой проведения сейсмического эксперимента на Марсе является установка только одной

станции, для этого разрабатываются методы получения максимально возможной информации о внутреннем строении планеты по данным одного прибора [Гудкова и др., 2014; Panning et al., 2015; Khan et al., 2016; Böse et al., 2017]. В связи с этим, для интерпретации зарегистрированных событий исследование напряженного состояния недр планеты и локализация возможных очагов марсотрясений имеет большое значение.

На Земле большинство зон повышенных напряжений связано с активными глобальными тектоническими процессами. На Марсе не видно следов плит-тектоники, тектонические особенности марсианской поверхности носят региональный характер. Поэтому можно ожидать внутриплитовые сейсмические события.

При изучении природных напряжений на Земле используется комплексный подход, включающий как анализ геологических и сейсмических данных, так и результаты лабораторного изучения закономерностей хрупкого

разрушения [Ребецкий, 2007]. Обычно для расчета напряжений в недрах Земли применяется динамический метод, при этом полагают, что источниками негидростатических напряжений являются вязкие конвективные течения, и подкоровые напряжения определяются по данным топографии и гравитационного поля из решения системы уравнений вязкой жидкости Навье–Стокса [Runcorn, 1964]. Подробный обзор по развитию этого метода можно найти в работе [Eshagh, Tenzer, 2014]. Модели среды также непрерывно усложняются, включая эффекты горизонтальных неоднородностей и нелинейной реологии [Биргер, 2016].

Тепловая конвекция под литосферой Марса носит, скорее всего, второстепенный характер, и напряженное состояние недр Марса связано, главным образом, с упругими деформациями приповерхностных горизонтов планеты, что позволяет использовать при анализе не динамический метод, применяемый для Земли, а статический. Статический метод, при котором расчеты проводятся с помощью техники функций Грина (или метод нагрузочных чисел), был развит в работах [Марченков и др., 1984; Жарков и др., 1986; Жарков, Марченков, 1987; Марченков, Жарков, 1989] при исследовании напряженного состояния недр Венеры.

В работе [Марченков, 1987] были проведены также оценки крупномасштабных статических сдвиговых напряжений в мантии Земли, поддерживающихся жесткими зонами коры и мантии на протяжении геологических интервалов времени, для упругих моделей и моделей с жидким и ослабленным слоями. Несмотря на то, что на Земле аномалии могут быть обусловлены течениями в мантии, тем не менее, статический метод позволил получить правильные по порядку величины оценки напряжений. Было показано, что сдвиговые напряжения в литосфере Земли могут достигать сотен МПа.

Оценки напряженного состояния недр Марса были выполнены в работах [Жарков и др., 1991; Кошляков, Жарков, 1993] для разложения данных гравитационного поля и топографии по сферическим функциям до 18-й, а затем до 50-й степени и порядка. Аномалии напряжений внутри Марса рассматривались также в работах [Чуйкова и др., 2012; 2014] при использовании гармоник до 18 степени. Подкоровые напряжения для модели гравитационного поля MRO110 B2 [Konopliv et al., 2011] были рассчитаны в работе [Tenzer et al., 2015] на базе модели кусочно-постоянной плотности в коре и мантии.

В настоящее время разложение данных гравитационного поля по полиномам Лежандра доведено до 120-й степени и порядка [Konopliv et al., 2016; Genova et al., 2016]. Данные о топографии Марса более детальны, пространственное разрешение составляет около 1 км по широте и 2 км по долготе в области экватора. Разложение топографии до 1152 степени и порядка Смитом и коллегами представлено в виде коэффициентов разложения по полиномам Лежандра высот рельефа относительно центра масс [Smith et al., 2001].

В работе [Гудкова и др., 2017] проведен детальный анализ напряжений в недрах Марса для упругой модели и моделей с литосферой варьируемой толщины (от 150 до 500 км). В настоящей работе выполнен анализ негидростатических напряжений в недрах Марса для двух типов моделей неоднородной упругости: модели с литосферой и модели с литосферой и возможными областями подплавления в ней. Численное моделирование напряжений растяжения–сжатия и максимальных сдвиговых напряжений для тестовой модели внутреннего строения Марса проведено с шагом $1 \times 1^\circ$ по широте и долготе до глубины 1000 км.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ОЦЕНКИ НЕГИДРОСТАТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В НЕДРАХ МАРСА

Планета рассматривается как упругий сферически-симметричный объект, находящийся под воздействием возмущающей нагрузки в состоянии равновесия. При этом делается допущение, что деформации и напряжения подчиняются закону Гука и вызываются давлением рельефа на поверхность планеты и аномалиями плотности, распределенными некоторым образом в коре и мантии.

Система уравнений, определяющих задачу, включает:

1) уравнение равновесия деформированного (упругого тела) при наличии объемных сил F :

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + \rho F_i = 0, \quad (1)$$

где: σ_{ik} – тензор напряжений; x_k – координаты; ρ – плотность, объемной силой является гравитационное воздействие $F = \nabla \psi$;

2) уравнение Пуассона, связывающее аномальный гравитационный потенциал с распределением плотности

$$\nabla^2 \psi = -4\pi G \rho, \quad (2)$$

где G гравитационная постоянная;

3) реологическое уравнение, дающее соотношение между напряжением и смещениями (закон Гука для идеально упругой и изотропной среды):

$$\sigma_{ik} = K\varepsilon_{ij}\delta_{ik} + 2\mu\left(\varepsilon_{ik} - \frac{1}{3}\delta_{ik}\varepsilon_{jj}\right) = \lambda\varepsilon_{ij}\delta_{ik} + 2\mu\varepsilon_{ik}, \quad (3)$$

где: K – модуль сжатия; μ – модуль сдвига; $\lambda = K - 2/3\mu$ – постоянная Лямэ; δ_{ik} – символ Кронекера; симметричный тензор

$$\varepsilon_{ik} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial U_i}{\partial x_k} + \frac{\partial U_k}{\partial x_i}\right) - \text{тензор деформаций; } U_k -$$

компоненты вектора смещения.

Соотношение (3) справедливо, когда начальные напряжения нулевые. В нашей задаче первоначально планета находилась в состоянии гидростатического равновесия, и, следовательно, ее первоначальное напряженное состояние определялось гидростатическими напряжениями. Поэтому обычные соотношения между напряжениями и деформациями следует видоизменить. Положим, что начальные напряжения определялись гидростатическим давлением P_0 , которое

$$\text{уравновешено силой тяготения } \frac{\partial P_0}{\partial r} = -g_0\rho_0 \text{ (индекс}$$

нуль указывает, что берутся равновесные, невозмущенные величины, g_0 – ускорение силы тяжести). Полагаем, что в возмущенном состоянии полное напряжение складывается из начального, гидростатического напряжения, и добавочного, определяющегося соотношением (3). Предполагается также, что начальное напряжение в точке равно тому начальному напряжению, которое было в точке, из которой рассматриваемая частица переместилась.

Решение удобно искать в сферической системе координат. Недиагональные компоненты (3) остаются без изменений, в диагональные компоненты добавляется член $-P_0(r) + u\frac{\partial P_0}{\partial r}$, где u – радиальная компонента вектора смещений. Учитывается также уравнение неразрывности материальной среды, в котором плотность представляется как равновесное значение плюс возмущение. Полный гравитационный потенциал также представляется как ψ_0 и возмущение гравитационного потенциала, обусловленное как возмущением плотности, так и деформацией планетных недр.

Система уравнений для упругой задачи была получена в сферических координатах для расчета собственных колебаний Земли [Альтерман и др., 1959]. В данной работе эта система уравнений используется для исследования отклика Марса, находящегося под действием как поверхностных, так и внутренних аномалий-нагрузок. Метод решения упругой задачи при расположении нагрузки на глубине (техника нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности), который применяется в настоящей работе, развит в работах [Марченков и др., 1984; Жарков и др., 1986; Жарков, Марченков, 1987; Марченков, Жарков, 1989] (см. Приложение).

Решение системы (1)–(3) ищется как для распределения плотностных аномалий-нагрузок, так и для напряженного состояния, при определенных граничных условиях, определяющихся внешним гравитационным полем и топографией. При нагрузке на поверхности граничные условия включают отсутствие касательных напряжений на поверхности, условие на нормальное усилие из-за нагрузки, граничное условие для потенциала. При нагрузке на глубине имеем разрыв только аномального усилия (в сферической системе координат – радиальный множитель в нормальном напряжении σ_{rr}) и разрыв радиальной производной потенциала. Остальные функции остаются непрерывными. Подробно граничные условия для каждого случая выписаны в Приложении.

В работе рассматриваются только негидростатические напряжения, возникающие вследствие отклонения планеты от состояния гидростатического равновесия. Марс – сильно неравновесная планета: внешние слои Марса существенно отклоняются от состояния гидростатического равновесия, значительно сильнее, чем это имеет место в Земле [Жарков, Гудкова, 2016]. За референсную поверхность выбирается равновесный сфероид [Zharkov et al., 2009; Жарков, Гудкова, 2016].

В работе [Жарков, Гудкова, 2016] сделано предположение, что модель Марса, удовлетворяющая массе, моменту инерции, числу Лява k_2 планеты и хондритовому отношению $\text{Fe/Si} = 1.71$ может служить достаточно хорошим приближением распределения плотности для построения равновесной фигуры. В такой постановке не надо делать другие предположения, и фигура модели планеты оказывается связанной с распределением плотности в ней. Эффективно гидростатически равновесная модель хорошо служит как отсчетная модель также для

оценки напряженного состояния недр, так как в ней все другие напряжения, кроме давления, равны нулю. Нагрузка в таком случае представляет собой вес рельефа, относительно эквипотенциальной поверхности, т. е. создает отклонение от состояния гидростатического равновесия. Амплитуды нагрузок подбираются так, чтобы удовлетворить данным топографии и гравитационного поля планеты, которые представлены в виде разложения в ряд по сферическим функциям.

Поскольку невозможно получить единственное распределение плотностных аномалий по данным о гравитационном поле планеты, то для определенности задачи в данной работе сделано предположение, что в Марсе существуют два уровня сосредоточения аномалий – поверхность планеты, $r = R$, и граница кора – мантия, $r = R_1 = R - l$, где l – толщина коры (двухуровневая модель компенсации).

Коэффициенты разложения по сферическим функциям аномальных волн плотности на поверхности R и на границе кора–мантия R_1 , соответственно, $R_{inm}^1(\theta, \varphi)$ и $R_{inm}^2(\theta, \varphi)$, будут тогда связаны с коэффициентами разложения аномального гравитационного поля C_{ginm} и топографии C_{tinnm} следующим соотношением [Жарков и др., 1991]:

$$C_{ginm} = \frac{R_{inm}^1(\theta, \varphi)}{R\rho_0} \frac{3(1+k_n(R))}{(2n+1)} + \frac{R_{inm}^2(\theta, \varphi)}{R\rho_0} \frac{3(1+k_n(R_1))}{(2n+1)} \left(\frac{R_1}{R}\right)^{n+2}, \quad (4a)$$

$$C_{tinnm} = \frac{R_{inm}^1(\theta, \varphi)}{R\rho_c} + \frac{R_{inm}^1(\theta, \varphi)}{R\rho_0} \frac{3h_n(R)}{(2n+1)} + \frac{R_{inm}^2(\theta, \varphi)}{R\rho_0} \frac{3h_n(R_1)}{(2n+1)} \left(\frac{R_1}{R}\right)^{n+2}, \quad (4б)$$

В формуле (4б) первый член представляет вклад от нагрузки на поверхности, а два других определяют деформацию под действием нагрузки на поверхности и на границе кора–мантия, соответственно. Таким образом, коэффициенты $R_{inm}^1(\theta, \varphi)$ и $R_{inm}^2(\theta, \varphi)$ подбираются так, чтобы получить наблюдаемое значение гравитационного поля C_{ginm} и топографии C_{tinnm} . Ниже мы будем рассматривать лишь неравновесные компоненты топографии и гравитационного поля Марса, вычитая из измеренных (наблюдаемых) величин C_{ginm} и C_{tinnm} , их модельные значения для гидростатически равновесной планеты.

Для модельного распределения плотности и упругих параметров (модуля сжатия K и модуля сдвига μ) в недрах Марса рассчитываются нагрузочные числа $k_n(r)$, $h_n(r)$, и из (4) определяются коэффициенты $R_{inm}^1(\theta, \varphi)$ и $R_{inm}^2(\theta, \varphi)$, которые служат граничными условиями при решении системы уравнений упругого равновесия гравитирующей планеты (1)–(3) для каждой гармоники n и m , до заданной степени и порядка. В данной работе используются коэффициенты разложения топографии и гравитационного поля до 90 степени и порядка.

Решение системы уравнений упругого равновесия гравитирующей планеты (1)–(3) определяет поле смещений для каждого значения степени гармоники n и заданной глубины, затем гармонические ряды суммируются.

В каждой точке (r, θ, φ) симметричный полный тензор напряжений σ_{ik} путем преобразования координат приводится далее к диагональному виду. При решении уравнения $|\sigma_{ik} - \sigma_k \cdot \delta_{ik}| = 0$, $i = 1, 2, 3$ определяются соответствующие главные напряжения $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Эти дополнительные негидростатические напряжения σ_1, σ_2 , и σ_3 ($\sigma_3 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$) в каждой точке (r, θ, φ) раскладываются на напряжения всестороннего сжатия $\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$, изменяющие первоначальное гидростатическое давление, и сдвиговые касательные напряжения. Максимальные касательные напряжения представляют собой наибольшую из полуразностей главных напряжений $\tau = \max|\sigma_i - \sigma_k|/2$, ($i, k = 1, 2, 3$; $i \neq k$), которые, в принципе, и приводят к течению и разрушению вещества. Далее в тексте под напряжениями сдвига понимаются максимальные касательные напряжения τ , под напряжениями сжатия–растяжения–напряжения всестороннего сжатия σ (отрицательные значения соответствуют сжимающим напряжениям, положительные – растягивающим). Алгоритм расчета изложен в Приложении.

МОДЕЛИ НЕОДНОРОДНОЙ УПРУГОСТИ

Решение полной системы уравнений (1)–(3) является безупречным с математической точки зрения, но модель планеты содержит неопределенности, так как в настоящее время нет возможности точно установить толщину литосферы и реологические свойства недр Марса.

В настоящее время нет возможности точно установить реологические свойства даже недр Земли. Для этого используются модельные представления, основанные на важных физических

эффектах, что позволяет избегать ненужных усложнений, но дают оценку порядка величин напряжений и деформаций. Толщина марсианской литосферы, скорее всего, превышает толщину континентальной литосферы Земли [Жарков, Гудкова, 2016]. Модели термохимической эволюции Марса [Grott et al., 2013] не исключают наличия зон подплавления. Предполагается, что источники магмы скорее всего расположены на глубинах 100–200 км и степень частичного плавления пород составляет около 5–20%. Причинами, которые могут приводить к плавлению, может быть наличие теплозапирающего слоя, приводящего к резкому увеличению температуры; наличие незначительного количества воды может вызывать частичное плавление эклогита и подъем мантийных плюмов, температура которых выше температуры мантии.

Поэтому, чтобы не вносить ненужных усложнений, оценки напряженного состояния недр Марса проводятся для двух вариантов моделей неоднородной упругости (рис. 1), которые позволяют оценить порядок величины напряжений в планете. В первом случае предполагается наличие упругой литосферы толщиной 300 км, частью которой являлась кора. При этом рассматривается возможность существования под литосферой ослабленного слоя, который частично потерял свои жесткостные свойства. Ослабление моделируется пониженным в десять раз значением модуля сдвига μ в слое под литосферой, который считается простирающимся до первого фазового перехода (оливин–шпинель, глубина около 1100 км). Вторая модель представляет собой вариант первой модели с возможными зонами подплавления в литосфере на глубинах 100–150 км и 100–200 км.

Расчеты негидростатических напряжений растяжения–сжатия и максимальных сдвиговых напряжений проводятся для тестовой модели внутреннего строения Марса M_{50} [Жарков и др., 2017], которая удовлетворяет всем имеющимся на сегодняшний день геофизическим и геохимическим данным. Средняя толщина коры модели составляет 50 км, средняя плотность коры равна 2900 кг м^{-3} . Величина скачка плотности на границе кора–мантия составляет 360 кг м^{-3} .

АНАЛИЗ НЕГИДРОСТАТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В НЕДРАХ МАРСА

Тектонические структуры на Марсе расположены: в основном, в районе плато Фарсида, крупнейшего поднятия вулканического происхождения, с гигантскими щитовыми вулканами

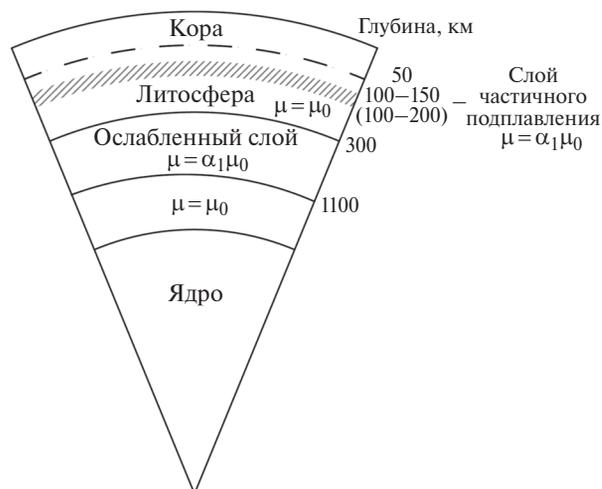


Рис. 1. Модели неоднородной упругости: 1) модель с литосферой 300 км, расположенной на ослабленном слое, который частично потерял свои упругие свойства, простирающимся до первого фазового перехода (оливин–вадслеит) $\alpha_1 = 0.1$; 2) модель с литосферой 300 км и возможными областями подплавления на глубинах 100–150 или 100–200 км, $\alpha_1 = 0.1$.

Олимп, Аскрийский, Арсия и Павлиний. В восточной части поднятие Фарсида пересекается крупнейшим каньоном – долиной Маринера. Другое поднятие, но значительно меньшее, чем Фарсида, это Элизий. На поверхности выделяются такие крупные низменности ударного происхождения как Эллада, Аргир, Исида, Утопия.

Как и следовало ожидать, на поверхности планеты и в коре значительные напряжения проявляются в районе Фарсиды. Локальные максимумы совпадают с расположением вулканов Олимп, Аскрийский, Арсия, Павлиний. Под вулканом Олимп касательные напряжения в коре достигают 20–30 МПа, при этом значения сжатия могут достигать огромных значений 50–130 МПа. Аналогичная картина напряжений имеет место под другими вулканами, но чуть меньшей интенсивности по величине.

Уровень напряжений в литосфере зависит от выбора модели неоднородной упругости. Напряжения сжатия – растяжения (рис. 2) и сдвига (рис. 3) для модели с литосферой существенно выше, чем для однородной по упругим свойствам модели. Напряжения в моделях с зонами подплавления в литосфере не очень сильно отличаются от базовой модели (модели с литосферой), хотя напряжения и частично перераспределяются из ослабленной зоны в над- и под-ослабленные области, при этом также происходит увеличение значений напряжений в коре.

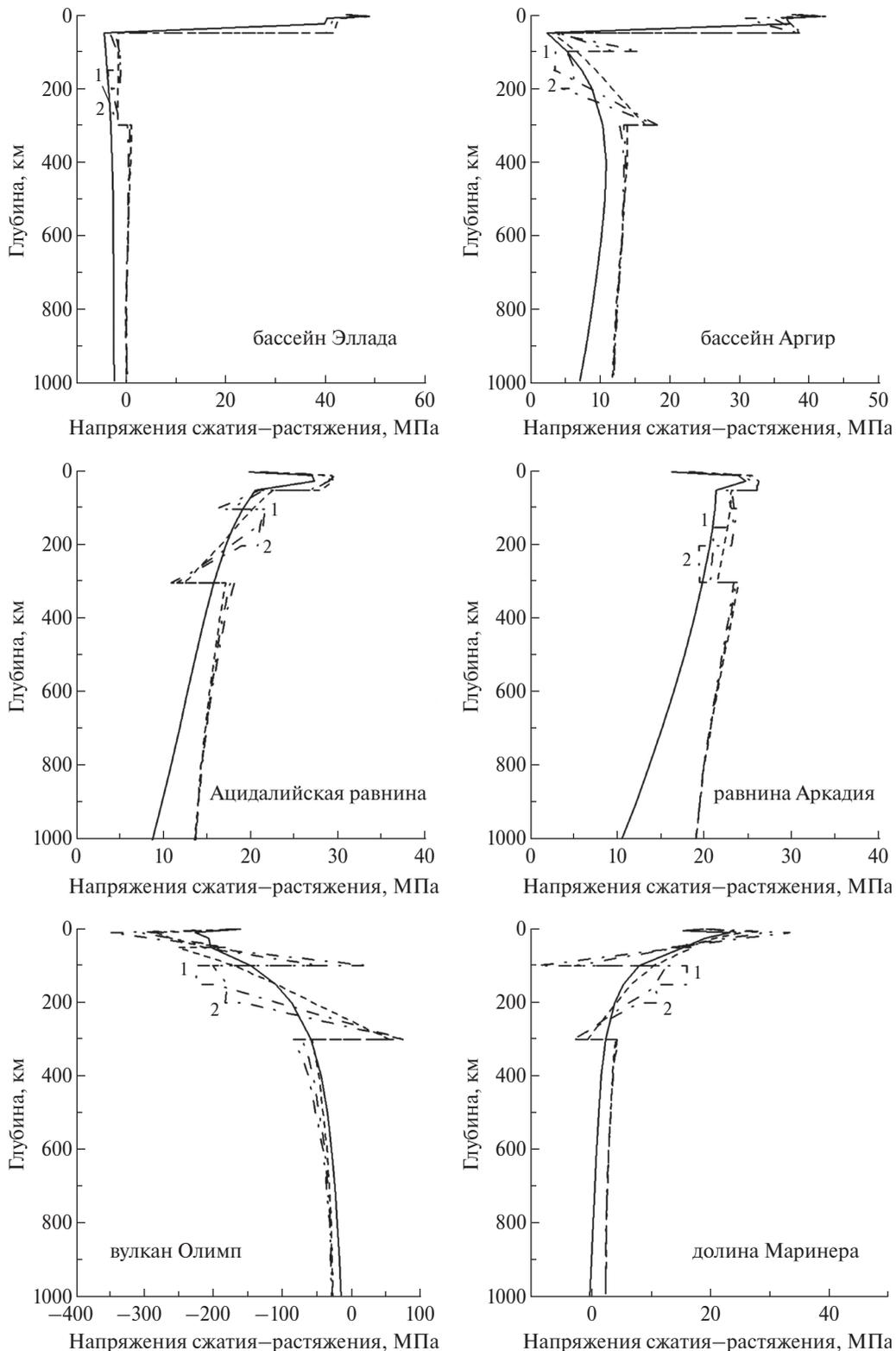


Рис. 2. Распределение напряжений сжатия–растяжения σ (напряжения сжатия – отрицательные значения, напряжения растяжения – положительные значения) по глубине под локальными структурами: вулкан Олимп ($18^{\circ} 4' \text{ с. ш.}, 133^{\circ} 5' \text{ з. д.}$), бассейн Эллада ($42^{\circ} 4' \text{ ю. ш.}, 70^{\circ} 5' \text{ в. д.}$), бассейн Аргир ($50^{\circ} \text{ ю. ш.}, 43^{\circ} \text{ з. д.}$), Ацидалийская равнина ($50^{\circ} \text{ с. ш.}, 339^{\circ} \text{ в. д.}$), равнина Аркадия ($47^{\circ} 2' \text{ с. ш.}, 176^{\circ} \text{ з. д.}$), долина Маринера ($13^{\circ} 9' \text{ ю. ш.}, 59^{\circ} 2' \text{ з. д.}$) для различных моделей неоднородной упругости Марса (сплошная линия: упругая модель; пунктирная линия: модель с литосферой 300 км; штрих-пунктирные линии: 1 – модель с литосферой 300 км и зонами частичного подплавления на глубинах 100–150 км; 2 – 100–200 км).

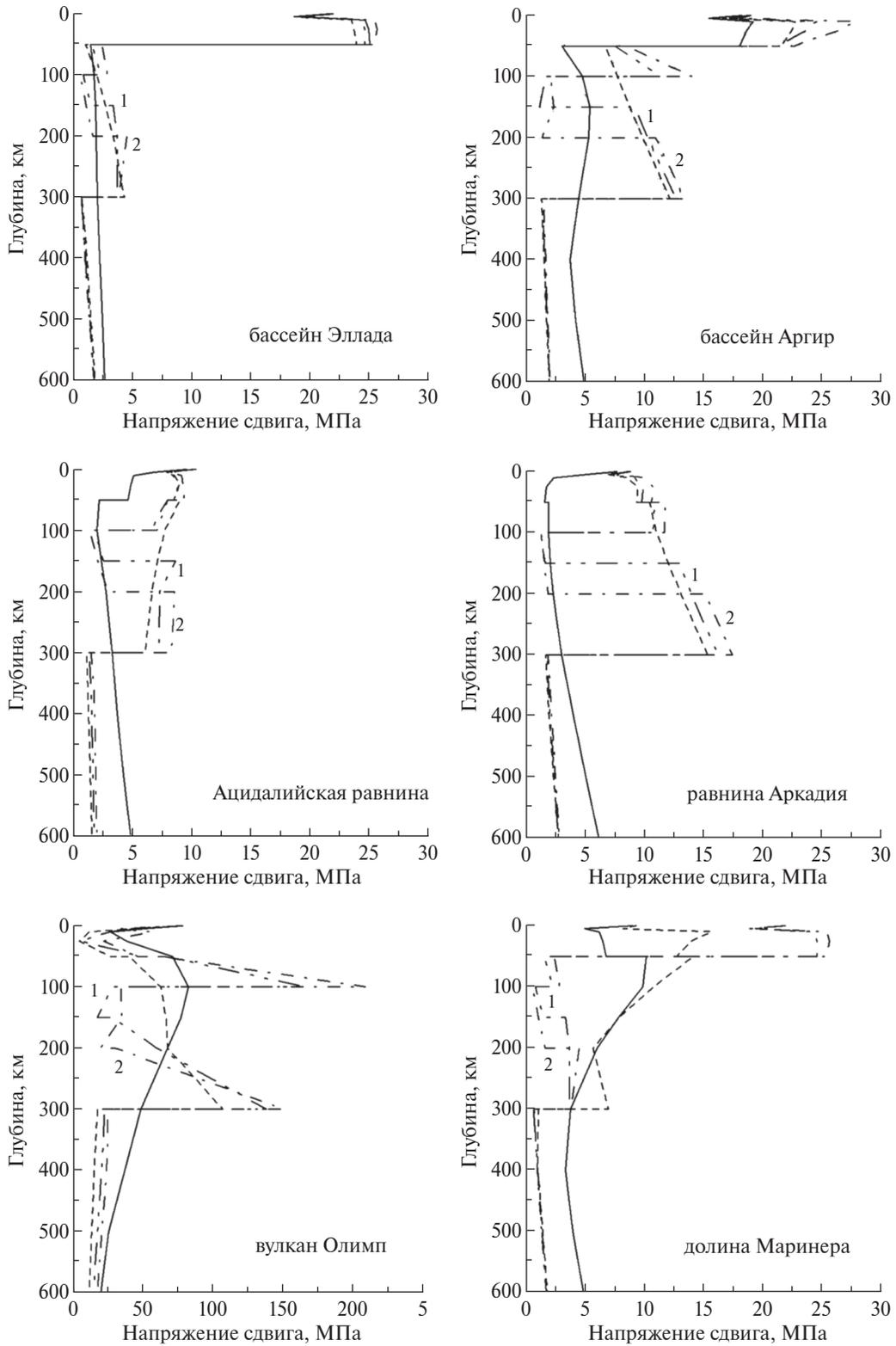


Рис. 3. Распределение максимальных касательных напряжений τ (напряжений сдвига) по глубине под локальными структурами. См. подпись к рис. 2.

В целом уровень негидростатических напряжений на Марсе достаточно высок. Выявлено, что наибольшие напряжения растяжения 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). Под этими областями большие напряжения растяжения (около 20–30 МПа) в литосфере проявляются одновременно с большими касательными напряжениями. Можно предположить, что именно значительные касательные напряжения в зонах растяжения, возможно, представляют наиболее вероятные области очага марсотрясений. Рис. 3 показывает детальное распределение напряжений сдвига под этими локальными структурами.

Напряжения растяжения под областью Эллада и Аргир достигают значения около 40–50 МПа, уровень напряжения сдвига оценивается как 20–25 МПа. Высокие напряжения под скомпенсированной структурой Эллада имеют место в коре, резко спадая после уровня компенсации для любой из рассмотренных моделей неоднородной упругости.

Напряжения сдвига в области равнины Аркадия в литосфере составляют 10–15 МПа, напряжения растяжения достигают 45 МПа на глубине 10–25 км. Картина распределения напряжений растяжения под Ацидалийской равниной почти полностью совпадает с распределением напряжений под долиной Аркадия. Напряжения сдвига несколько меньше, около 10 МПа, но напряжения растяжения имеют такие же значения.

Отчетливые аномалии напряжений прослеживаются в районе огромнейшего каньона Долина Маринера: напряжения сдвига достигают 25 МПа в коре на фоне существенных напряжений растяжения. Распределение напряжений под долиной Маринера представляет более сложную картину, если рассмотреть двухмерный профиль напряжений в срезе по долготе [Батов и др., 2018]. Одной из черт является изменение интенсивности напряжений под долиной Маринера (вдоль по долготе). Минимальные значения напряжений сдвига в центре, и максимальные значения на краях на глубинах от 10–25 км до 500 км. Такая картина может быть проявлением локального тектонизма, вызванного нагрузкой от Фарсиды. Геоморфологические характеристики долины Маринера и картина напряжений указывают на тектонические процессы в этой протяженной зоне Марса.

Интересно отметить зону повышенных негидростатических напряжений во внешней 5-ти километровой зоне в области равнины Утопия. Равнина Утопия характеризуется обширной аномалией в 150–330 мГал [Жарков, Гудкова, 2016], которая в совокупности с понижением рельефа на 1–2 км позволяет рассматривать этот ударный бассейн как гигантский марсианский маскон.

Не существует однозначного критерия для выбора зон максимальной вероятности разрушения породы, особенно когда речь идет о литосфере планеты, которая простирается на тысячи километров. Как признано в настоящее время, поведение массива пород, в целом, определяется, прежде всего, нарушениями целостности породы. Поэтому, отмечая районы максимальных негидростатических напряжений, нас интересует также смена ориентации главных напряжений (рис. 4). Зоны максимальных значений напряжений сдвига и напряжений растяжения, и смены ориентации напряжений и образования возможных разломов в литосфере наблюдаются в области Эллады, совпадая с областью положительных гравитационных аномалий. Для бассейна Аргир – это соответствует южному контуру вокруг кратера. Для Ацидалийского моря более вероятная зона для образования разломов – западная граница области. Зона Маринера, с этой точки зрения, целиком представляет интерес для дальнейшего исследования.

Несомненный интерес представляет область зоны посадки миссии InSight для проведения сейсмического эксперимента. На рис. 5 показаны распределения напряжений сдвига и напряжений сжатия–растяжения, а также величина и ориентация девиаторных напряжений на глубине 5 км в этой области для модели с литосферой и возможной зоной подплавления на глубине 100–150 км. Эта область расположена к юго-востоку от поднятия Элизий, второго крупного поднятия на Марсе после зоны Фарсида. На поверхности в этой области можно наблюдать многочисленные мелкие разломы. К сожалению, разрешение данных гравитационного поля не позволяет нам построить карту напряжений для визуализации этих трещин. На рис. 5 видно, что напряжения сдвига на глубине 5 км составляют 8–10 МПа, а напряжения растяжения достигают 20 МПа. Тем самым можно надеяться, что если в этом районе имеется некоторая сейсмическая активность, это будет зарегистрировано сейсмической станцией.

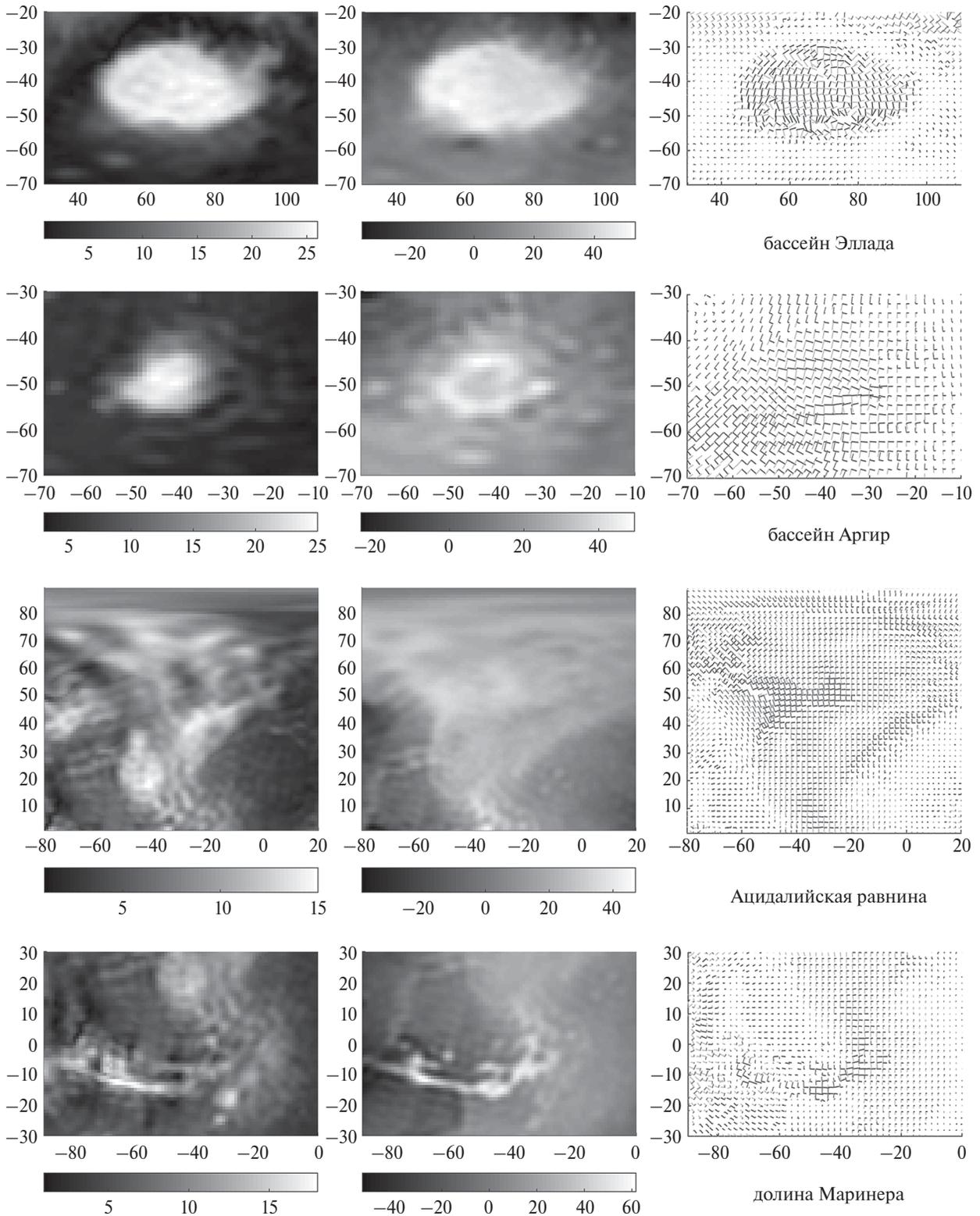


Рис. 4. Напряжения сдвига, напряжения растяжения–сжатия и проекции осей тензора напряжений, приведенного к диагональному виду $\sigma_3 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$, в проекции на плоскость, параллельную поверхности планеты: σ_1 , σ_2 , σ_3 , направление σ_3 близко к вертикали (слева направо). Данные приведены для модели с литосферой и возможной зоной подплавления на глубине 100–150 км, для ряда структур: бассейн Эллада, бассейн Аргир, Ацидалийской равнина, и долина Маринера на глубине 10 км. Значения напряжений в МПа. Растяжениям сжатия соответствуют отрицательные значения, растяжениям – положительные значения. Длины проекций осей главных напряжений пропорциональны величинам напряжений.

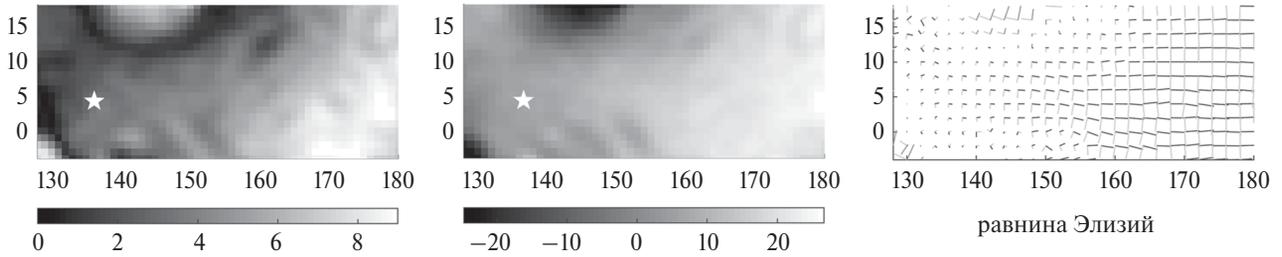


Рис. 5. Напряжения сдвига, напряжения растяжения–сжатия и проекции осей тензора напряжений для района места посадки миссии InSight в области равнины Элизий на глубине 5 км. См. подпись к рис. 4. Звездочкой обозначено место посадки аппарата InSight.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрены некоторые идеализированные модели реологического строения Марса, которые, тем не менее, позволяют оценить порядок величины напряжений в области различных структур. В целом, уровень негидростатических напряжений на Марсе достаточно высок. Рассмотренные структуры представляют интерес для интерпретации предстоящих сейсмических данных, так как большие негидростатические касательные напряжения на фоне напряжений растяжения могут приводить к повышенной сейсмической активности этих районов. По оценкам в работах [Никишин, 1987; Grott et al., 2013] активные тектонические процессы на планете завершились около 1 млрд лет назад, однако вероятность сейсмических событий и в настоящее время может оставаться довольно высокой.

В данной работе проанализированы зоны максимальных негидростатических напряжений в недрах Марса для модели с возможными зонами подплавлений в литосфере с целью локализации наиболее вероятных зон марсотрясений в недрах планеты. Особое внимание уделено области посадки миссии InSight. Такие исследования представляют интерес в связи с планируемыми сейсмическими экспериментами на Марсе в 2018 и 2020 гг.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Ш.А. Мухамедиеву за полезные критические замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена за счет бюджетного финансирования и при частичной финансовой поддержке Программы Президиума РАН 28, а также гранта РФФИ № 18-32-00875.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Алгоритм расчета напряжений

Аномальное поле объемной плотности $\delta\rho(r, \theta, \varphi)$ раскладывается в ряд по сферическим функциям:

$$\delta\rho(r, \theta, \varphi) = \sum_{inm} R_{inm}(r) Y_{inm}(\theta, \varphi) = \sum_{i=1}^2 \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n R_{inm}(r) Y_{inm}(\theta, \varphi). \quad (П1а)$$

Для удобства решения задачи оно представляется в виде бесконечно тонких слоев, расположенных на различных глубинах:

$$\delta\rho(r, \theta, \varphi) = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^2 \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n a_{inm}^j Y_{inm}(\theta, \varphi), \quad (П1б)$$

где: амплитуды $a_{inm}^j = R_{inm}(r_j) dr$ имеют размерность $[ML^{-2}]$; j – нумерует глубину расположения аномального весомого слоя; N – число слоев.

$$Y_{inm}(\theta, \varphi) = P_{nm}(\cos\theta) \begin{cases} \cos(m\varphi), i = 1 \\ \sin(m\varphi), i = 2' \end{cases}$$

$P_{nm}(x)$ нормализованные функции Лежандра:

$$P_{nm}(x) = \left(\frac{2(n-m)!(2n+1)}{(n+m)!} \right)^{1/2} P_n^m(x), m \neq 0;$$

$$P_{nm}(x) = \left(\frac{(n-m)!(2n+1)}{(n+m)!} \right)^{1/2} P_n^m(x), m = 0,$$

$$P_{nm}(x) = (1-x^2)^{m/2} \frac{d}{dx^m} (P_n(x)). \quad (П2)$$

Гравитационное поле на поверхности планеты от такого сферического слоя будет:

$$\Delta V = 4\pi GR \sum_{inm} \left(\frac{r}{R} \right)^{n+2} \frac{R_{inm}(r)}{(2n+1)} Y_{inm}(\theta, \varphi). \quad (П3)$$

Поскольку аномальный слой действует на планету как нагрузка, ее недра испытывают деформации, приводящие к дополнительному возмущению потенциала. Чтобы получить выражение для полного аномального потенциала, учитывающего глобальную деформацию планеты, в (П3) вводится множитель $K_n(r) = (1 + k_n(r))$:

$$\Delta V = 4\pi GR \sum_{inn} \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \frac{R_{inn}(r)(1+k_n(r))}{(2n+1)} Y_{inn}(\theta, \varphi), \quad (\text{П4})$$

где: $k_n(r)$ – нагрузочные числа порядка n для заглупленной на глубине r аномалии; $K_n(r)$ – функция Грина – были введены в работах [Марченков и др., 1984; Жарков и др., 1986].

Аналогично вводятся числа h_n – нагрузочные числа, описывающие деформацию планеты $D(\varphi, \lambda)$ под действием нагрузки $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$:

$$D(\theta, \varphi) = \frac{4\pi GR}{g} \sum_{inn} \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \frac{R_{inn}(r)h_n(r)}{(2n+1)} Y_{inn}(\theta, \varphi). \quad (\text{П5})$$

Представим компоненты вектора смещения $\mathbf{u} = (u, v, w)$ в сферической системе координат:

$$u = \sum_{inn} U_n(r) Y_{inn}(\theta, \varphi), \quad v = \sum_{inn} V_n(r) \frac{\partial Y_{inn}(\theta, \varphi)}{\partial \theta}, \\ w = \sum_{inn} \frac{V_n(r)}{\sin \theta} \frac{\partial Y_{inn}(\theta, \varphi)}{\partial \varphi}. \quad (\text{П6})$$

В сферической системе координат вводятся переменные y_i ($i = 1, \dots, 6$):

$$y_1 = U, \quad y_2 = \lambda X + 2\mu \dot{U}, \quad y_3 = V, \\ y_4 = \mu \left(\dot{V} - \frac{V}{r} + \frac{U}{r} \right), \quad y_5 = P, \quad y_6 = \dot{P} - 4\pi G \rho_0 U, \quad (\text{П7})$$

где: $y_1, y_2, y_3, y_4, y_5, y_6$ – радиальные множители, соответственно, в нормальном смещении, нормальном напряжении (σ_{rr}), тангенциальном смещении, касательных напряжениях ($\sigma_{r\theta}, \sigma_{r\varphi}$), возмущении гравитационного потенциала, градиенте возмущения потенциала минус вклад за счет радиального смещения.

Задача (1)–(3) сводится к решению системы шести обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка (см. [Марченков и др., 1984]).

$$\dot{y}_1 = -\frac{2\lambda y_1}{(\lambda + 2\mu)r} + \frac{y_2}{\lambda + 2\mu} + \frac{\lambda n(n+1)y_3}{(\lambda + 2\mu)r},$$

$$\dot{y}_2 = \left[-4\rho_0 g_0 r + \frac{4\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + 2\mu)} \right] \frac{y_1}{r_2} - \frac{4\mu y_2}{(\lambda + 2\mu)r} + \\ + \left[n(n+1)\rho_0 g_0 r - \frac{2\mu(3\lambda + 2\mu)n(n+1)}{\lambda + 2\mu} \right] \times \\ \times \frac{y_3}{r^2} + \frac{n(n+1)y_4}{r} - \rho_0 y_6, \\ \dot{y}_3 = -\frac{y_1}{r} + \frac{y_3}{r} + \frac{y_4}{\mu} \quad (\text{П8})$$

$$\dot{y}_4 = \left[\rho_0 g_0 r - \frac{2\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + 2\mu)} \right] \frac{y_1}{r} - \frac{\lambda y_2}{(\lambda + 2\mu)r} + \\ + \left\{ -\rho_0 \sigma^2 r^2 + \frac{2\mu}{\lambda + 2\mu} [\lambda(2n^2 + 2n - 1) + 2\mu(n^2 + n - 1)] \right\} \times \\ \times \frac{y_3}{r^2} - \frac{3y_4}{r} - \frac{\rho_0 y_5}{r}, \\ \dot{y}_5 = 4\pi G \rho_0 y_1 + y_6, \\ \dot{y}_6 = -\frac{4\pi G \rho_0 n(n+1)y_3}{r} + \frac{n(n+1)}{r^2} y_5 - \frac{2y_6}{r},$$

где $\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$.

Используя метод Рунге–Кутты решение находится для каждой гармоники n до заданной степени. Как было отмечено выше, в данной работе используются разложения топографии и гравитационного поля до 90-й степени и порядка.

При расчетах обычных (поверхностных) нагрузочных коэффициентов аномальные плотности располагаются на поверхности планеты $a_{nm}(r) = a_{nm}(r=R)$. Выпишем граничные условия задачи для этого случая.

На поверхности сферы, $r = R$:

а) отсутствие касательных напряжений:

$$y_4(R) = \mu \left(\dot{V} - \frac{V}{r} + \frac{U}{r} \right) = 0;$$

б) условие на нормальное усилие из-за нагрузки:

$$y_2(R) = \lambda X + 2\mu \dot{U} = -g_0(R) a_{nm}(R);$$

в) граничное условие для потенциала:

$$y_6(R) + \frac{(n+1)}{R} y_5(R) = 4\pi G a_{nm}.$$

Уравнения (П3) интегрируются от границы внешнего жидкого ядра, $r = r_c$, которое учитывается соответствующими условиями на этой границе. Эти условия имеют вид:

а) отсутствие касательных напряжений:

$$y_4(r_c) = 0;$$

б) условие на нормальное усилие из-за нагрузки:

$$y_2(r_c) = \rho_{0i}(r_c) \cdot (y_1(r_c)g_0(r_c) - y_5(r_c));$$

в) граничное условие для потенциала:

$$y_5(r_c) \cdot \left(\gamma(r_c) + \frac{(n)}{r_c} \gamma - y_6(r_c) \right) = 4\pi G \rho_i y_1(r_c).$$

Функция Молоденского γ определяется строением ядра. В случае однородного ядра $\gamma = 0$.

При заглублинии аномальной плотности, $a_{imn}^j(r < R)$, граничные условия видоизменяются.

На поверхности, $r = R$:

$$y_4(R) = 0, \quad y_2(R) = 0, \quad y_6(R) + \frac{(n+1)}{R} y_5(R) = 0.$$

На границе ядро–оболочка условия те же, что и в случае поверхностных нагрузок, если аномальные плотности не находятся на этой границе.

При переходе через аномальный слой, на глубинах r_j , функции y_2 и y_6 испытывают скачки:

а) разрыв аномального усилия:

$$y_2(r_j - 0) - y_2(r_j + 0) = -g_0(r_j) a_{nm}(r_j);$$

б) разрыв нормальной производной потенциала:

$$y_6(r_j - 0) - y_6(r_j + 0) = 4\pi G a_{nm}(r_j).$$

Остальные функции y_i остаются непрерывными. Таким образом, упругая задача полностью определена.

Нагрузочные коэффициенты (нагрузочные числа Лява) определяются формулами:

$$\bar{h}_n^j = \frac{y_1(R)}{R}, \quad \bar{k}_n^j = \frac{y_5(R)}{R\bar{g}} - 1,$$

где R, \bar{g} – средние значения радиуса планеты и гравитационного ускорения на поверхности.

Используются также нагрузочные коэффициенты:

$$h_n^j = \bar{h}_n^j \left(\frac{r_j}{R} \right)^{n+2}, \quad k_n^j = (1 + \bar{k}_n^j) \left(\frac{r_j}{R} \right)^{n+2} - 1.$$

Решение системы уравнений (9) позволяет нам для каждого значения степени гармоники n и глубины j найти поле смещений и затем поле тензора негидростатических напряжений.

Компоненты тензора деформаций в сферических координатах имеют вид:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{rr} &= \frac{\partial u}{\partial r}, \quad \varepsilon_{\theta\theta} = \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial \theta} + \frac{u}{r}, \\ \varepsilon_{r\varphi} &= \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial w}{\partial \varphi} + \frac{v}{r} \operatorname{ctg} \theta + \frac{u}{r}, \\ \varepsilon_{r\theta} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial r} - \frac{v}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial \theta} \right), \end{aligned} \quad (\text{П9})$$

$$\varepsilon_{r\varphi} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + \frac{\partial w}{\partial r} - \frac{w}{r} \right),$$

$$\varepsilon_{\theta\varphi} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial w}{\partial \theta} - \frac{w}{r} \operatorname{ctg} \theta + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial v}{\partial \varphi} \right).$$

Компоненты тензора напряжений определяются через компоненты тензора деформаций:

$$\begin{aligned} \sigma_{rr} &= \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{rr}, \quad \sigma_{\theta\theta} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{\theta\theta}, \\ \sigma_{\varphi\varphi} &= \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{\varphi\varphi}, \end{aligned} \quad (\text{П10})$$

$$\sigma_{r\theta} = 2\mu \varepsilon_{r\theta}, \quad \sigma_{r\varphi} = 2\mu \varepsilon_{r\varphi}, \quad \sigma_{\theta\varphi} = 2\mu \varepsilon_{\theta\varphi},$$

где Δ – дилатация:

$$\Delta = \sum_{i=1}^2 \sum_n \sum_m X_n(r) Y_{imn}(\theta, \varphi),$$

$$X_n(r) = \dot{U}_n(r) + \frac{2}{r} U_n(r) - \frac{n(n+1)}{r} V_n(r), \quad (\text{П11})$$

где: точка означает дифференцирование по r ; θ – полярный угол; φ – долгота; $\lambda = K - 2/3\mu$ – параметр Ламе.

Подставляя (П6) и (П9) в (П10) и суммируя гармонические ряды, получаем компоненты тензора напряжений σ_{ik} до заданной степени n . Произвольное дополнительное негидростатическое напряженное состояние в рассматриваемой точке характеризуется растяжением или сжатием окрестности точки в трех взаимно перпендикулярных направлениях. В каждой точке (r, θ, φ) симметричный полный тензор напряжений σ_{ik} путем преобразования координат приводится далее к диагональному виду, что позволяет получить соответствующие нормальные напряжения $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Главные напряжения $\sigma_3 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$ определяются как корни кубического уравнения $|\sigma_{ik} - \sigma_k \cdot \delta_{ik}| = 0, i = 1, 2, 3$.

Блок схема расчетов показана на рис. П1.



Рис. П1. Блок-схема расчета напряжений в недрах Марса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Оценки напряженного состояния недр Марса под локальными топографическими структурами // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 3. С. 5–22.

Биргер Б.И. Динамика литосферы Земли. М.: ЛЕНАНД. 2016. 256 с.

Гудкова Т.В., Р. Lognonné, Жарков В.Н., Раевский С.Н. О научных задачах сейсмического эксперимента MISS (Mars Interior Structure by Seismology) // Астрон. Вестн. 2014. Т. 48. № 1. С. 13–23.

Гудкова Т.В., Батов А.В., Жарков В.Н. Модельные оценки негидростатических напряжений в коре и мантии Марса: 1. Двухуровневая модель // Астрон. Вестн. 2017. Т. 51. № 6. С. 490–511.

Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М. О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры // Астрон. вестн. 1986. Т. 20. № 3. С. 202–211.

Жарков В.Н., Марченков К.И. О корреляции касательных напряжений в литосфере Венеры с поверхностными структурами // Астрон. вестн. 1987. Т. 21. № 2. С. 170–175.

Жарков В.Н., Кошляков Е.М., Марченков К.И. Состав, строение и гравитационное поле Марса // Астрон. вестн. 1991. Т. 25. № 5. С. 515–547.

Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О модельной структуре гравитационного поля Марса // Астрон. вестн. 2016. Т. 50. № 4. С. 252–267.

Жарков В.Н., Гудкова Т.В., Батов А.В. Об оценке диссипативного фактора недр Марса // Астрон. вестн. 2017. Т. 51. № 6. С. 512–523.

Кошляков Е.М., Жарков В.Н. О гравитационном поле Марса // Астрон. вестн. 1993. Т. 27. № 2. С. 12–21.

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.

Марченков К.И. Расчет нагрузочных коэффициентов и их применение для интерпретации неравновесного поля Венеры и Земли. Дисс... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН. 1987. 154 с.

Марченков К.И., Жарков В.Н. О рельефе границы кора – мантия и напряжениях растяжения – сжатия в коре Венеры // Письма в астрон. журн. 1989. Т. 15. № 2. С. 182–190.

Никишин А.М. Геологическое строение и эволюция Марса. 1987. М.: МГУ. 158 с.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ Академкнига. 2007. 406 с.

Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. Аномалии плотности, напряжений и гравитационного поля внут-

- ри Марса // ВМУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2012. Т. 2. С. 70–77.
- Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. Аномалии плотности, напряжений и гравитационного поля внутри Земли и Марса и возможные геодинамические следствия: сравнительный анализ // Физика Земли. 2014. № 3. С. 127–143.
- 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., Wicczorek M.A., Garcia R., Hurst K. InSight: a discovery mission to explore the interior of Mars // Lunar and Planetary Science Conference. 2013. V. 44. P. 1915.
- Böse M., Clinton J.F., Ceylan S., Euchner F., van Driel M., Khan A., Giardini D., Lognonné P., Banerdt W.B. A probabilistic framework for single-station location of seismicity on Earth and Mars // Phys. Earth and Planet. Int. 2017. V. 262. P. 48–65.
- Eshagh M., Tenzer R. Sub-crustal stress determined using gravity and crust structure models // Comput. Geosci. 2014. V. 19. P. 115–125. Doi: 10.1007/s10596-014-9460-9
- 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.
- Grott M., Baratoux D., Hauber E., Sautter V., Mustard J., Gasnault O., Ruff S.W., Karato S.-I., Debaille V., Knapmeyer M., Sohl F., Van Hoolst T., Breuer D., Morschhauser A., Toplis M.J. Long-Term Evolution of the Martian Crust-Mantle System // Space Sci. Rev. 2013. V. 174. P. 49–111.
- Khan A., van Driel M., Böse M., Giardini D., Ceylan S., Yan J., Clinton J., Euchner F., Lognonne P., Murdoch N., Mimoun D., Panning M., Knapmeyer M., Banerdt W.B. Single-station and single-event marsquake location and inversion for structure using synthetic Martian waveforms // Phys. Earth Planet. Int. 2016. V. 258. P. 28–42.
- 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.
- Lognonné P., Banerdt W.B., Giardini D., Christensen U., Mimoun D., de Raucourt D., Spiga A., Garcia R., Mocquet A., Panning M., Beucler E., Boschi L., Goetz W., Pike T., Johnson C., Weber R., Wicczorek M., Larmat K., Kobayashi N., Tromp J. InSight and Single-Station Broadband Seismology: From Signal and Noise to Interior Structure Determination // Lunar and Planetary Science Conference. 2012. Lunar and Planetary Inst. Technical Report. V. 43. P. 1983.
- Manukin A.B., Kalinnikov I.I., Kalyuzhny A.V., Andreev O.N. High-sensitivity three-axis seismic accelerometer for measurements at the spacecraft and the planets of the solar system. 2016 abstract 7 ms3, IKI RAN.
- Mimoun D., Lognonné P., Banerdt W.B., Hurst K., Deraucourt S., Gagnepain-Beyneix J., Pike T., Calcutt S., Bierwirth M., Roll R., Zweifel P., Mance D., Robert O., Nébut T., Tillier S., Laudet P., Kerjean L., Perez R., Giardini D., Christensen U., Garcia R. The InSight SEIS Experiment. Lunar and Planetary Science Conference. 2012. Lunar and Planetary Inst. Technical Report. V. 43. P. 1493.
- Panning M., Beucler E., Drilleau M., Mocquet A., Lognonne Ph., Banerdt W.B. 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. DOI 10.1016/j.icarus.2014.10.035
- 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., Wicczorek M., Knapmeyer M., Wookey J. Planned products of the Mars structure service for the InSight mission to Mars // Space Science Rev. 2017. V. 211. P. 611–650. DOI 10.1007/s11214-016-0317-5
- Runcorn S.K. Satellite gravity measurements and laminar viscous flow model of the Earth mantle // J. Geophys. Res. 1964. V. 69 (20). P. 4389–4394.
- Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V. et al. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experimental summary after the first year of global mapping of Mars // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (E10). P. 23689–23722.
- Tenzer R., Eshagh M., Jin S. Martian sub-crustal stress from gravity and topographic models // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 425. P. 84–92.
- 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. Inter. 2009. V. 172. P. 324–334.

Nonhydrostatic Stress State in the Martian Interior for Different Rheological Models

A. V. Batov^{a,b,*}, T. V. Gudkova^{a,**}, and V. N. Zharkov^{a,**}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*V.A. Trapeznikov Institute of Control Sciences, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

**e-mail: batov@ipu.ru*

***e-mail: gudkova@ifz.ru*

****e-mail: zharkov@ifz.ru*

Received March 5, 2018

We perform the analysis of nonhydrostatic stress field in the Martian interior for two types of heterogeneous elastic models: the ones with a lithosphere and the ones with a lithosphere and probable melting zones within it. Numerical modeling of the system of elastic equilibrium equations for a gravitating planet is carried out on a 1x1 arc degree spherical grid down to a depth of 1000 km. The boundary conditions are specified by the topography and gravity field data determined relative to a hydrostatic equilibrium spheroid taken as a reference surface. High maximum shear stresses in the zones of high tensile stresses are assumed as the criterion for selecting the probable marsquake sources. Irrespective of the type of a rheological model, the zones of the high shear and tensile stresses in the crust and mantle of Mars arc revealed beneath Hellas Planitia, Argyre Planitia, Mare Acidalia, Arcadia Planitia plain, and Valles Marineris.

Keywords: gravity field, topography, load numbers, nonhydrostatic stresses, Mars