

АСТРОНОМИЯ, АСТРОФИЗИКА И КОСМОЛОГИЯ

Аномалии плотности, напряжений и гравитационного поля внутри МарсаН. А. Чуйкова^а, Л. П. Насонова^б, Т. Г. Максимова*Государственный астрономический институт имени П. К. Штернберга (ГАИШ МГУ).**Россия, 119991, Москва, Университетский просп., д. 13.**E-mail: ^аchujkova@sai.msu.ru, ^бnason@sai.msu.ru*

Статья поступила 05.08.2011, подписана в печать 11.11.2011

Решена задача определения возможных глубин компенсации для гармоник рельефа различной степени и порядка. Показано, что вся компенсация рельефа осуществляется в диапазоне глубин 0–1400 км. На полученных глубинах определены латеральные распределения компенсирующих масс и построены карты. Рассчитаны возможные неизостатические вертикальные напряжения в коре и мантии Марса, достигающие по сжатию 64 МПа, по растяжению 20 МПа. Показано, что аномалии рельефа вулканического плато Фарсида и симметричного образования в Восточном полушарии могли возникнуть и динамически поддерживаться за счет наличия двух плюмов обогащенного флюидами вещества мантии, берущих свое начало в ядре Марса. Возможной причиной возникновения и поддержки плюмов могут явиться аномалии внутреннего гравитационного поля, достигающие в ядре в области возникновения плюмов +800 мГал, над переходным слоем нижняя мантия–ядро –1200 мГал и достигающие –1400 мГал в коре.

Ключевые слова: Марс, гравитационное поле, изостатическая компенсация, внутреннее строение, кора, мантия, ядро, плюмы, конвекция, напряжения.

УДК: 523.42:551. PACS: 96.30.Ge, 96.12.–a, 96.12.jg.

Введение

Поскольку на Марсе не проводилось сейсмических исследований, то предварительные данные о его внутреннем строении могут быть получены на основе имеющихся наблюдательных данных о гравитационном поле и рельефе, а также на основе некоторых теоретических выводов, проверенных нами при исследовании плотностного строения Земли. Разработанная нами ранее методика определения в квадратичном приближении вклада в гравитационное поле планеты от распределенных на эллипсоидальных поверхностях аномальных масс [1–3] была применена к исследованию строения оболочек Земли и Марса [4, 5]. В настоящей работе делаются уточненные оценки возможного распределения глубин компенсации масс рельефа, а также аномалий плотности, напряжений и аномального гравитационного поля в коре, мантии и ядре Марса. В аналогичных исследованиях других авторов рассматривалась компенсация масс рельефа только на одном уровне — на уровне поверхности Мохоровичича *M* [6–9]. Наши результаты, полученные для Земли, показывают, что в недрах планеты может существовать несколько уровней компенсации, согласующихся с результатами, полученными из анализа собственных колебаний Земли и сейсмологических данных [4]. При этом глубины компенсации для различных гармоник рельефа оказываются в сильной зависимости от степени и порядка гармоник. Поэтому нашей первой задачей явилось определение возможных глубин компенсации гармоник различных степеней и порядков для разложения высот рельефа Марса относительно гидростатического эллипсоида.

В работе [5] данная задача была решена нами для коры и мантии Марса без учета возможных напряжений в литосфере. Однако наши дальнейшие исследо-

вания, а также исследования других авторов [8–11] показали, что литосферный слой Марса способен выдерживать значительные негидростатические нагрузки. Пренебрежение возникающими при этом изостатически невыравненными напряжениями может привести к необоснованно большим глубинам изостатической компенсации для малых (по протяженности) неоднородностей рельефа, характеризующихся гармониками высокой степени. Поскольку каждая неоднородность рельефа характеризуется определенным набором гармоник, то максимальная концентрация компенсации этого набора в определенном диапазоне глубин может свидетельствовать о наиболее вероятных глубинах компенсации рассматриваемой неоднородности рельефа. Определенные таким образом глубины компенсации позволят решить поставленную задачу — определить распределение компенсирующих масс по глубине и возможные аномалии внутреннего гравитационного поля.

Поскольку Марс принадлежит к планетам земной группы, характеризуемым некоторой общностью их формирования и вещественного состава [8], а результаты, полученные для Земли на основе разработанной нами методики, хорошо согласуются с сейсмологическими данными и с результатами анализа собственных колебаний [4], то применение аналогичной методики для Марса позволяет рассчитывать на достоверность полученных результатов. Хотя, конечно, это только модельное представление, на которое можно будет ориентироваться при будущих исследованиях на поверхности Марса.

1. Глубины компенсации масс рельефа

Решение поставленной задачи должно удовлетворять системе двух уравнений, одно из которых отражает

соответствие наблюдениям вклада в гравитационное поле от масс рельефа и компенсирующих масс, а другое — равенство давлений гидростатическому ниже глубины компенсации. Полученное решение для глубины компенсации d_{nm} для произвольной гармоник рельефа a_{nm} определилось в итоге соотношением

$$d_{nm} = R_0 - R_M (a_{nm}^{M1} / a_{nm}^{M2})^{1/n}, \quad (1)$$

где $R_0 = 3389.5$ км — средний радиус Марса, a_{nm}^{M1} , a_{nm}^{M2} — коэффициенты разложения по сферическим функциям высот поверхностей компенсации $M1$ (полученных на основе гравитационного поля после вычета вклада масс рельефа в квадратичном приближении) и $M2$ (полученных на основе гипотезы изостатической компенсации масс рельефа) относительно соответствующего гидростатического эллипсоида при фиксированном значении радиуса компенсации R_M (для b_{nm} — аналогичная формула с заменой a_{nm} на b_{nm}).

Как мы видим, решение (1) возможно, т.е. $R_0 \geq d_{nm} \geq 0$, если $0 \leq a_{nm}^{M1} / a_{nm}^{M2} \leq (R_0 / R_M)^n$. Исследование решения (1) как для Земли, так и для Марса показало, что компенсация масс рельефа на одном уровне возможна только для некоторого набора гармоник. Для остальных гармоник, для которых решение не соответствует полученному условию для d_{nm} , были выбраны два варианта компенсации, которые в наименьшей степени приводят к отклонениям внутреннего строения Марса от равновесного: 1) компенсация осуществляется на двух уровнях. В качестве первого уровня бралась верхняя кора. Возможные глубины второго уровня определялись из анализа результатов, полученных для гармоник, для которых существует решение (1). Окончательный выбор делался с учетом весовой функции, обратно пропорциональной отклонениям внутреннего строения Марса от гидростатического равновесия; 2) некомпенсированные гармоники рельефа приводят к напряжениям в литосфере Марса при условии, что напряжения не превосходят предела прочности литосферы.

В качестве исходных данных для гравитационного поля Марса нами было использовано гармоническое разложение степени $n \leq 18$ [12], а для рельефа — [13] после учета гидростатических значений [14]. На рис. 1,а представлено распределение средних глубин компенсации гармоник рельефа в зависимости от степени n гармоник. Средняя глубина при компенсации в верхней коре ($d \leq 25$ км) считалась отдельно. Из анализа исключались те гармоники, амплитуды которых меньше средней амплитуды для рассматриваемой степени, а отклонение глубины компенсации от среднего значения превосходят 3σ . По-видимому, эти гармоники вносят вклад в напряжения в литосфере Марса. Из рисунка видно, что гармоники рельефа низкой степени $n = 2$ (a_{20} , a_{22} , b_{22}), $n = 3$ (a_{33}) и $n = 4$ (b_{44}) скомпенсированы на глубинах $d = 1000-1350$ км. Большой разброс глубин компенсации для гармоник степени $n = 3, 4$ обусловлен гармониками b_{32} , a_{40} ($d = 320$ км), b_{33} ($d = 450$ км), a_{32} , b_{42} ($d = 760$ км), a_{33} ($d = 1250$ км), b_{44} ($d = 1050$ км). Для гармоник степени $n = 5-18$ компенсация осуществляется в основном на глубинах 34–240 км с ма-

лым разбросом относительно средних значений, за исключением a_{55} ($d = 400$ км) и a_{53} ($d = 270$ км).

Что же касается гармоник, не удовлетворяющих условию (1), то анализ амплитуд гармоник простого слоя, соответствующего рельефу и верхней коре, показывает, что только для двух гармоник (a_{30} , b_{31}) возможна изостатическая компенсация масс согласно первому варианту, а остальные гармоники приводят к напряжениям в литосфере Марса. Из рис. 1,б видно, что относительный вклад напряжений максимален для гармоник степени $n \geq 11$, для которых нагрузочное давление рельефа и аномальных масс коры компенсируется в основном за счет напряжений (согласно [15], вклад этих гармоник максимален для горы Олимп). Для этих же гармоник максимален и коэффициент корреляции между нагрузочным давлением и напряжениями ($k = 0.72-0.99$), что свидетельствует о том, что Олимп создает в основном напряжения сжатия (рис. 2,б). Что же касается гармоник низкой степени ($n \leq 7$), то для них коэффициент корреляции минимален ($k < 0.05$ для $n = 1-3$ и $k < 0.3$ для $n = 4-7$), что свидетельствует о том, что крупные неоднородности рельефа протяженностью больше, чем 25° (Фарсида, Эллада, Аргир) в основном изостатически скомпенсированы или частично перекомпенсированы (корреляция напряжений с рельефом отрицательна для гармоник степени $n = 1-4, 6, 7$).

На рис. 1,в,г представлены гистограммы распределения глубин компенсации гармоник рельефа после исключения гармоник, ответственных за напряжения. Гистограммы и средние глубины считались с учетом весов, соответствующих вкладу рассматриваемых гармоник в гравитационное поле. Анализ гистограмм приводит к следующим выводам: вся компенсация рельефа осуществляется в диапазоне глубин $d = 0-1400$ км, причем свыше 17% компенсации происходит в верхней коре ($d = 0-25$ км, $\bar{d} = 5.0 \pm 3.6$ км). Далее можно выделить несколько основных слоев компенсации: переходный слой кора-мантия ($d = 30-210$ км, $\bar{d} = 100 \pm 43$ км); пограничный слой литосферы ($d = 230-330$ км, $\bar{d} = 280 \pm 41$ км); переходный слой верхняя — средняя мантия ($d = 390-460$ км, $\bar{d} = 450 \pm 11$ км); аномальный слой в средней мантии ($d = 750-770$ км, $\bar{d} = 760 \pm 5$ км); переходный слой мантия - ядро ($d = 1000-1350$ км, $\bar{d} = 1180 \pm 138$ км). Проверка данной методики для Земли показала, что наиболее вероятные глубины компенсации хорошо согласуются с глубинами, выделенными на основе сейсмических данных и на основе спектрального анализа нормальных мод собственных колебаний Земли. Применение этой же методики для Марса позволяет рассчитывать на достоверность полученных результатов.

2. Напряжения и аномалии плотности в коре и мантии Марса

На рис. 2,а отображен сглаженный рельеф Марса, представленный в виде разложения высот относительно гидростатического эллипсоида для $n \leq 18$. Здесь отражены основные особенности рельефа Марса размерностью больше 10° . На рис. 2,б представлена карта распределения возможных напряжений в литосфере

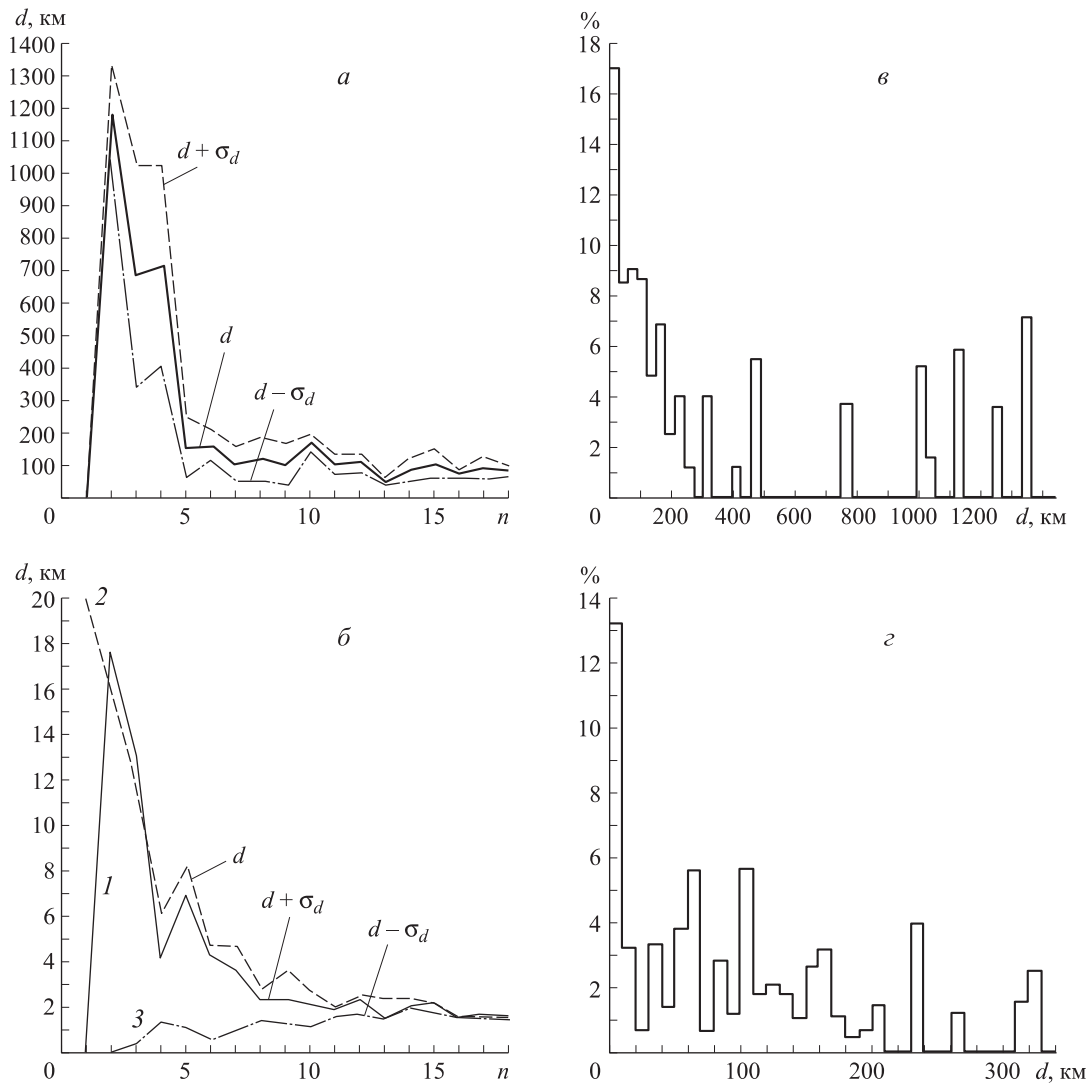


Рис. 1. а — Распределение глубин компенсации масс рельефа в зависимости от степени разложения n ; б — распределение нагрузочных давлений однородного рельефа (2), рельефа и аномальных масс верхней коры (1), напряжений (3) в зависимости от степени разложения n ; в, г — гистограммы распределения глубин компенсации гармоник рельефа с шагом 30 км (1в) для всего диапазона глубин 0–1400 км; с шагом 10 км (1г) для диапазона глубин 0–340 км

Марса. Видно, что основные вертикальные напряжения сжатия (положительные значения) соответствуют вулканическим кратерам (Олимп, Арсия, Павлина, Элизий), Патере Альба, Равнинам Исиды и Утопии и восточной части Великой Северной равнины. Они окружены вертикальными напряжениями растяжения (отрицательные значения). Напряжения растяжения соответствуют также долине Маринера, каньону Эхо, а также западной части Великой Северной равнины. Все напряжения не превосходят предела прочности основных пород на сжатие (266 МПа) и на растяжение (22 МПа) [11]. Поскольку пределы прочности интрузивных пород кислого состава (гранитов) вдвое меньше, то обширные системы разломов, окружающих Фарсиду и склоны долины Маринера, по-видимому, свидетельствуют о более кислом составе пород в районах разломов. Они соответствуют также отрицательным аномалиям плотности коры (рис. 2, в). Что же касается равнин Аргир и Эллада, а также Северного и Южного плато, то они, по-видимому, в основном

скомпенсированы и не создают больших напряжений.

На рис. 2, в, г и 3, а–г представлены карты распределения плотности компенсирующих масс, пересчитанных к плотности простого слоя при средних глубинах 0, 100, 280, 450, 760, 1180 км, соответствующих набору гармоник для слоев с указанными средними глубинами. Сравнение полученных распределений плотности позволяет сделать следующие выводы:

1) дихотомия рельефа Марса, обусловленная гармониками первой степени, в основном скомпенсирована за счет лавового заполнения коры равнин Северного полушария (рис. 2, в). Структуры ударного происхождения (Эллада, Исиды, Утопия, Аргир), возможно аналогичные лунным масконам повышенной плотности, имеют корни, простирающиеся вплоть до глубин 280 ± 41 км и окруженные кольцевыми структурами пониженной плотности (рис. 2, в, г, 3, а);

2) четкой корреляции возможных глубин M , полученных на основе рис. 2, г путем учета скачка плотности на M , со структурами рельефа нет (за некоторым

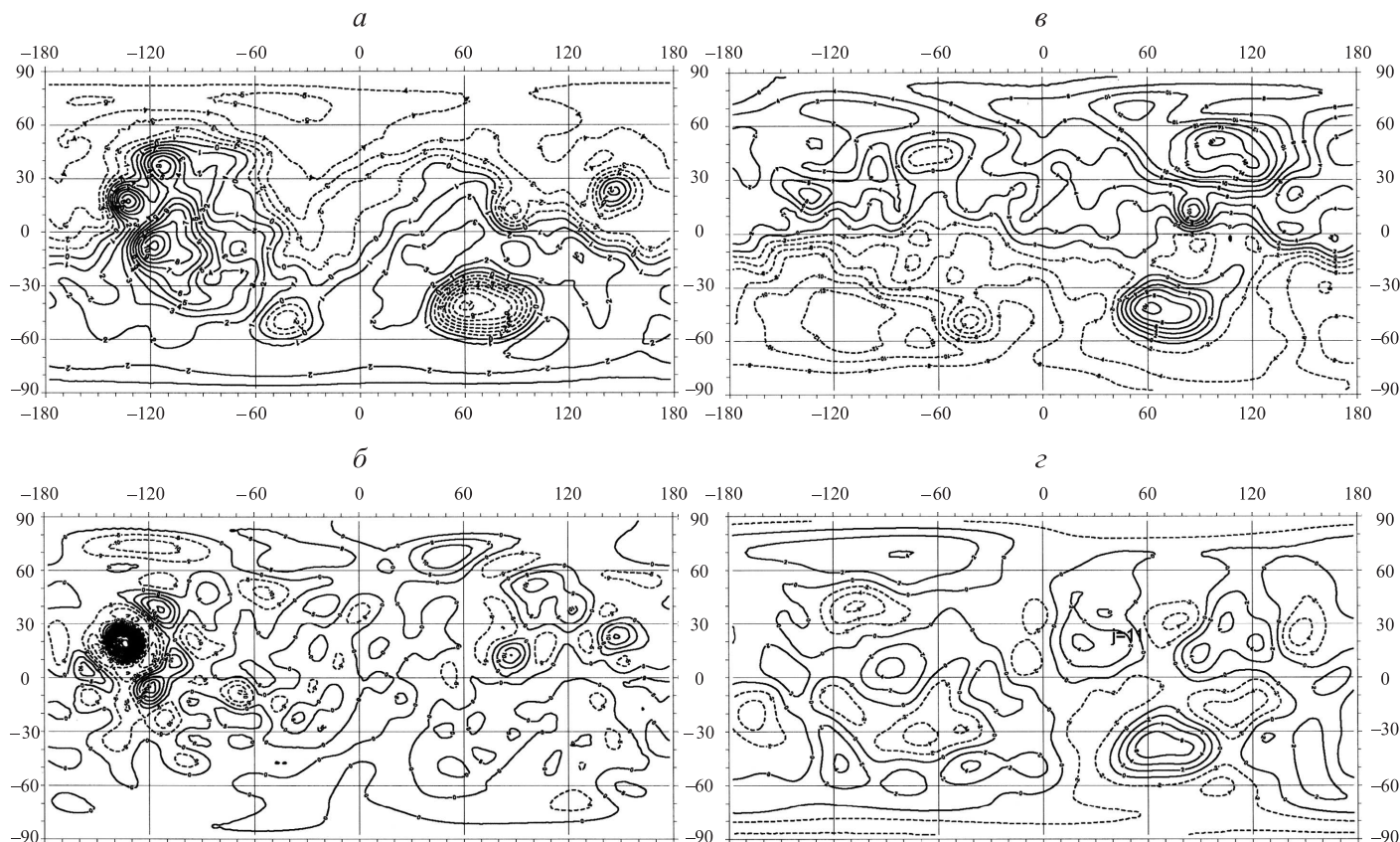


Рис. 2. Аномальные структуры коры Марса для разложения до 18-й степени: *a* — высоты рельефа относительно гидростатического эллипсоида, сечение изолиний 1 км; *b* — аномалии вертикальных напряжений в коре, сечение изолиний 5 МПа; *v* — аномальные массы верхней коры (на глубине 0–25 км), сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м²; *z* — аномальные массы переходного слоя кора–мантия (на глубине 30–210 км), сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м²

исключением для Эллады и ее окружения, а также Утопии, Элизии, Аргира, Арсии и Альбы из-за частичной компенсации на *М*). Под Великой Северной равниной, Утопией и Землей Аравия граница *М* могла быть поднята под воздействием восходящих потоков из мантии (рис. 3, *a*). Области отрицательных аномалий, в том числе приполярные, возможно, характеризуют запасы флюидов, в том числе воды, которые не успели достигнуть поверхности Марса через отвердевшую кору;

3) аномалии рельефа вулканического плато Фарсида и симметричного образования в Восточном полушарии, обусловленные в основном гармониками второй степени, возможно, возникли и динамически поддерживаются за счет наличия двух плюмов обогащенного флюидами вещества мантии. Они берут свое начало в нижней мантии (рис. 3, *z*) и распадаются на несколько ветвей в верхней мантии (рис. 3, *a*, 2, *z*);

4) из рис. 3, *b* видно, что восходящий поток легкого вещества мантии, более сильный под Фарсидой, оттесняет вокруг нисходящие более тяжелые массы, а в симметричной экваториальной области более сильный нисходящий поток оттесняет вокруг легкие восходящие массы. Интересно отметить также наклонные структуры на рис. 3, *v*. Они могут возникнуть под воздействием латерального градиента гравитационного потенциала (рис. 5, *v*) и силы Кориолиса. Более тяжелые компоненты вещества мантии, опускающиеся с глубины 450 км, смещаются к максимуму потенциала

на юг и затем под действием силы Кориолиса на запад, а также на север и затем на восток. Более легкие компоненты, поднимающиеся с глубины 1180 км, смещаются к минимуму потенциала на север и затем на восток.

3. Источники плюмов и силы, поддерживающие их существование

Полученные нами аномальные плотностные структуры коры и мантии Марса хотя и соответствуют условию равенства давления гидростатическому ниже глубины 1350 км, однако вызывают значительные отклонения внутреннего гравитационного поля от соответствия условиям гидростатического равновесия внутри ядра, что может вызывать там конвективные движения. Однако отсутствие у Марса собственного магнитного поля может свидетельствовать как о гидростатическом равновесии ядра, так и о возможном наличии конвективных движений, симметричных относительно полярной оси (что не удовлетворяет условию работы гидромагнитного динамо). Для проверки этих условий нами были рассмотрены две трехслойные модели, не вносящие искажений во внешнее гравитационное поле Марса и удовлетворяющие условию гидростатического равновесия ниже нижнего слоя. Первая модель соответствует условию гидростатического равновесия внутри всего ядра. Для этого нижний слой модели должен соответствовать границе внешнего ядра. Если принять

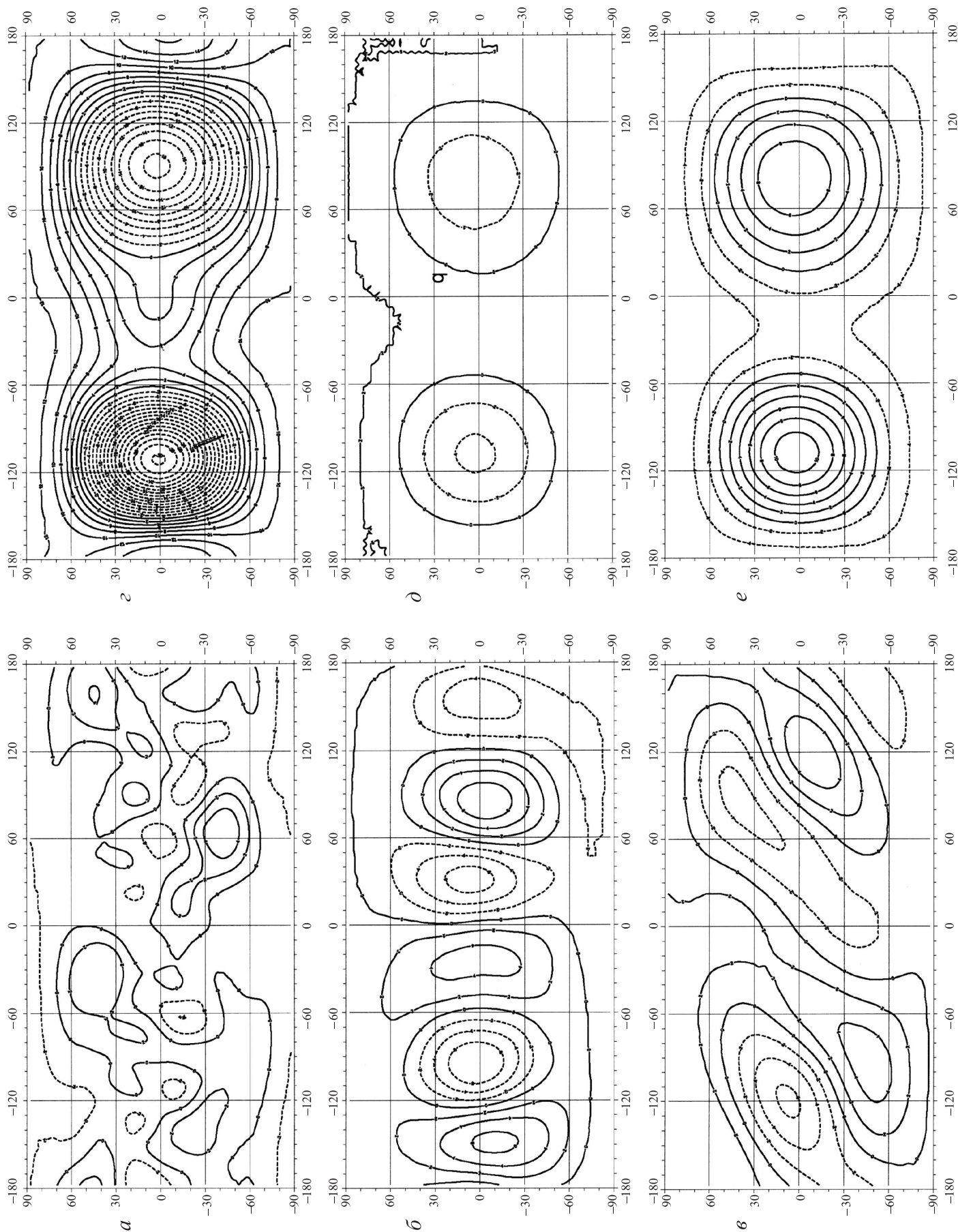


Рис. 3. Аномальные массы мантии и ядра Марса для разложения до 18-й степени, сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м²: а — на глубине 230–330 км; б — на глубине 390–460 км; в — на глубине 750–770 км; г — на глубине 1000–1350 км; д — на границе внешнего ядра; е — на границе внутреннего ядра

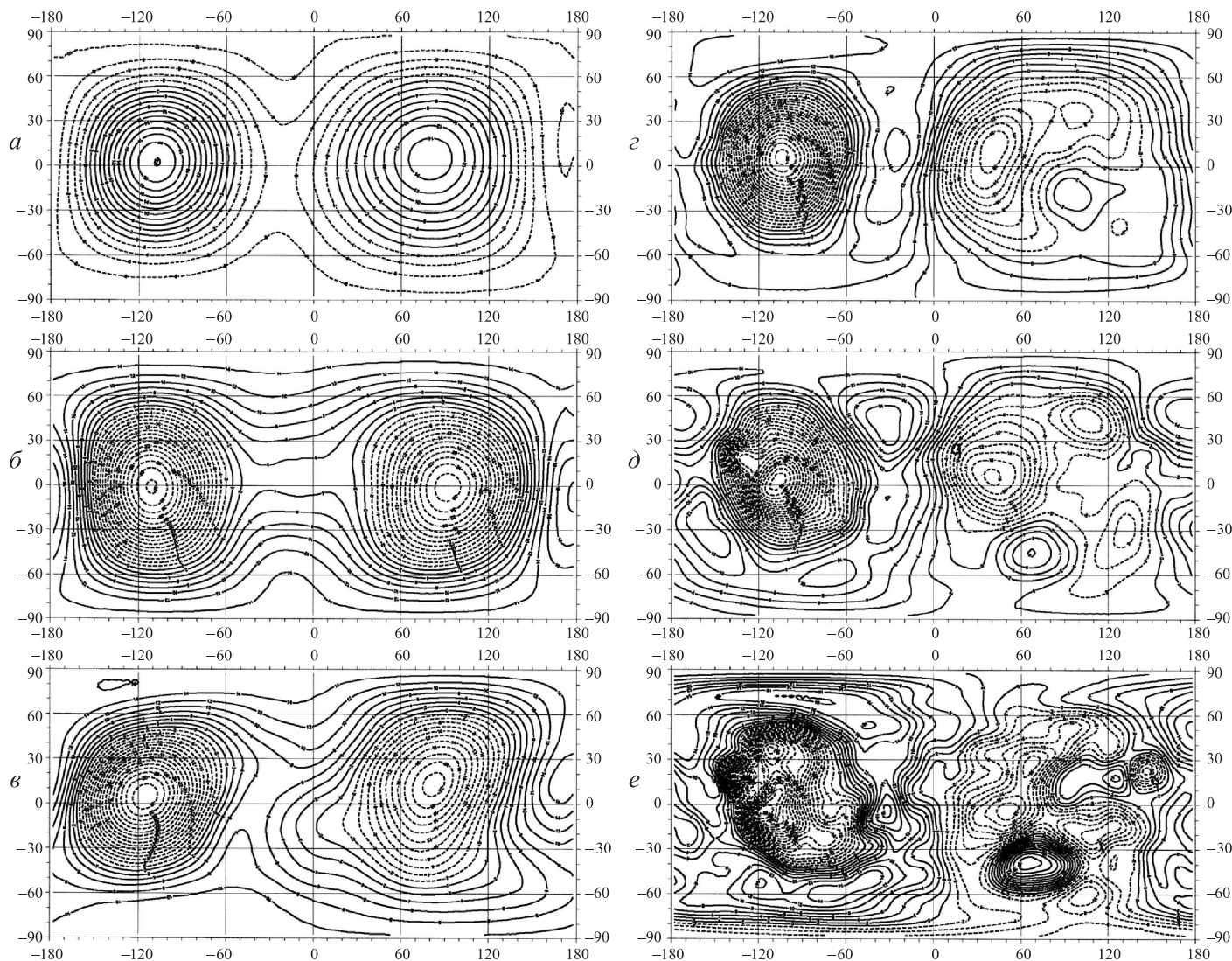


Рис. 4. Относительные аномалии силы притяжения в ядре, мантии и коре Марса, сечение изолиний $2 \cdot 10^{-4} g_0$: а — над границей внутреннего ядра (при $R = 1100$ км); б — над переходным слоем мантия-ядро (при $R = 2400$ км); в — над слоем на глубине 760 км (при $R = 2700$ км); г — над переходным слоем верхняя — средняя мантия (при $R = 3000$ км); д — над пограничным слоем литосферы (при $R = 3170$ км); е — над переходным слоем кора-мантия (при $R = 3360$ км)

скачок плотности на границе ядра $3 \cdot 10^3$ кг/м³, то аномалии плотности могут соответствовать вариациям (-6, 13) км для принятой границы ядра ($R = 1700$ км), из них (-6, 3) км могут соответствовать превышению сжатия ядра на 0.0027 над гидростатическим (0.0053). По-видимому, мало вероятно, что такое превышение сжатия ядра над гидростатическим сжатием может соответствовать современному жидкому состоянию ядра. Поэтому нами была рассмотрена вторая модель, нижний слой которой соответствует принятой нами границе внутреннего твердого ядра ($R = 1000 \pm 100$ км), а два верхних слоя соответствуют границе внешнего ядра ($R = 1700 \pm 300$ км) и переходному слою нижняя мантия-ядро ($d = 1000 \div 1350$ км). Полученные для этой модели ядра распределения аномальных масс представлены на рис. 3, д, е.

Построенные нами на основе полученных распределений аномальных масс карты относительных аномалий внутренней силы притяжения (относительно $g_0 = 3.73$ м/с²) (рис. 4) выделяют регионы с боль-

шей скоростью дифференциации легких и тяжелых компонент вещества Марса в областях положительных аномалий. Так, из рис. 4, а видно, что источниками восходящих плюмов легкого вещества являются экваториальные области ядра, где максимальная скорость соответствует областям ядра под Фарсидой и диаметрально противоположной области. Картина аномалий, представленная на рис. 4, а, сохраняется, начиная от границ внутреннего ядра и вплоть до переходного слоя мантия-ядро. Выше этого слоя картина аномалий меняется (рис. 4, б). В области плюмов скорость дифференциации принимает минимальное значение, что способствует задержке легкого вещества в области плюмов вплоть до границы литосферы (рис. 4, г). В литосфере (рис. 4, д, е) скорость дифференциации меняется в соответствии с распадением плюмов на отдельные ветви. Как мы видим из рис. 4, д, е наименьшая скорость дифференциации соответствует наиболее возвышенным и изостатически нескомпенсированным структурам рельефа (горы Олимп, Арсия, Павлина, Элизий), а об-

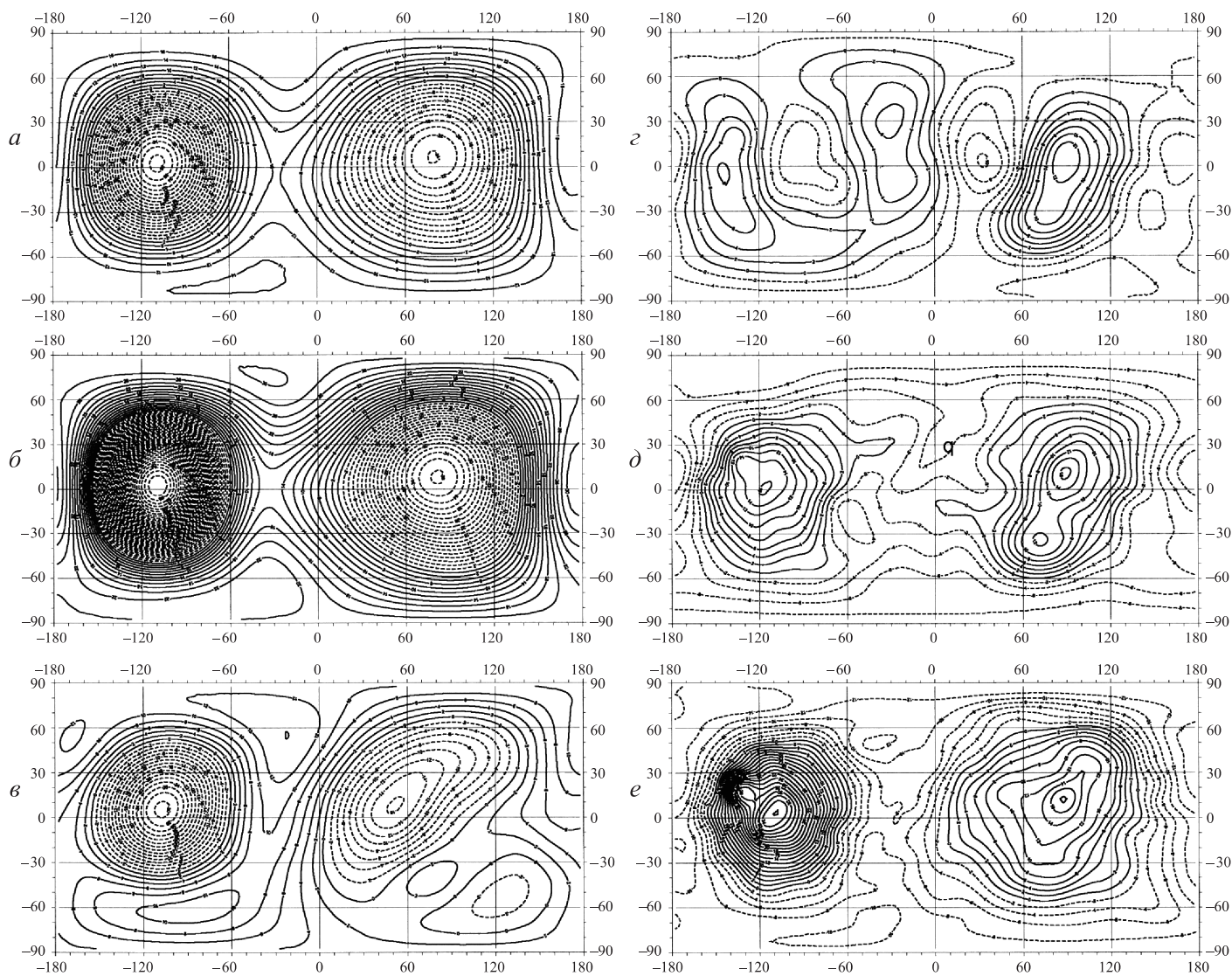


Рис. 5. Относительные аномалии потенциала силы притяжения в ядре, мантии и коре Марса, сечение изолиний $2 \cdot 10^{-5} V_0$: а — на границе внешнего ядра; б — на глубине 1180 км; в — на глубине 760 км; г — на глубине 450 км; д — на глубине 280 км; е — на глубине 100 км

ласти положительных аномалий — скомпенсированным в литосфере и верхней мантии понижениям рельефа (равнины Эллада, Великая Северная равнина, Ацидолийская равнина).

4. Конвективные движения в мантии и ядре Марса

Конвективные движения возможны, если есть силы, вызывающие латеральные движения вещества. В газовых и жидких оболочках планет (и Солнца) в качестве таких сил выступают силы Кориолиса, возникающие при радиальных движениях в сферических оболочках. В твердых оболочках в качестве таких сил могут выступать латеральные градиенты гравитационного потенциала. Вследствие этого возникают не только энергетически выгодные движения вниз для тяжелых компонент слаба, но и латеральные перемещения в сторону максимума потенциала, а для легких компонент плюма — движения в сторону минимума потенциала.

На рис. 5 изображены карты латеральных распределений аномалий внутреннего потенциала на различных

глубинах относительно $V_0 = g_0 R_0$, вызванных аномальными массами, представленных на рис. 2, 3. Карты представлены, начиная с границ внешнего ядра, поскольку внутри ядра аналогичная картина распределения, а величины аномалий быстро убывают до нулевых значений на границе внутреннего ядра. Из рис. 5, а–в видно, что максимальные латеральные градиенты потенциала достигаются в переходном слое мантия–ядро и практически не меняют характера распределения вплоть до переходного слоя верхняя — средняя мантия. Интересно отметить, что картина распределения потенциала на глубинах 450, 760 и 1180 км коррелирует с распределением аномальных масс на этих же глубинах (рис. 3, б–г). Это свидетельствует о том, что распределение аномальных масс на этих глубинах устойчиво к гравитационному воздействию аномальных масс на других уровнях и определяется потенциалом этих же масс. Совсем другая картина на глубинах 280, 100 и 30 км, где распределение потенциала обусловлено массами рельефа и верхней коры. Таким образом,

аномальные структуры на этих глубинах (рис. 2, *г*, 3, *а*) нестабильны и зависят от процессов, изменяющих строение рельефа и верхней коры.

Что же касается конвективных движений, обусловленных вариациями потенциала, то из рис. 2–5 видно, что они могут охватывать всю мантию от границы ядра до границы литосферы (где латеральные движения противоположны движениям вблизи границ ядра). Возникающие при этом потоки электропроводящего вещества в меридиональных плоскостях хотя и могут создавать тороидальные магнитные поля противоположной направленности в Северном и Южном полушариях, но поскольку эти поля практически симметричны, общее поле сводится к нулю. Аналогично более слабые потоки в плоскостях, параллельных экваториальной плоскости, также практически симметричны относительно оси вращения и, согласно теореме Каулинга, не могут создавать глобальное магнитное полоидальное поле.

Заключение

Кора и мантия Марса характеризуются неоднородным распределением плотности и напряжений вплоть до глубины 1450 км. Аномалии рельефа вулканического плато Фарсида и симметричного образования в Восточном полушарии, возможно, возникли и динамически поддерживаются за счет наличия двух плюмов, берущих начало на границе ядра, обогащенного флюидами вещества мантии. Возможной причиной возникновения и поддержки существования плюмов могут являться аномалии внутренних сил притяжения. Вулканические кратеры повышенной плотности и крупные депрессии рельефа поддерживаются в основном за счет упругих свойств литосферы и создают напряжения, не превышающие предела прочности литосферы.

Anomalies of density, stresses and gravity inside Mars

N. A. Chuikova^a, L. P. Nasonova^b, T. G. Maksimova

*P. K. Sternberg State Institute of Astronomy, M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia.
E-mail: ^achujkova@sai.msu.ru, ^bnason@sai.msu.ru.*

The problem of determination of possible depths of compensation for relief's harmonics of different degree and order have been solved. It is shown, that the whole compensation of a relief is carried out in a range of depths of 0–1400 km. The lateral distribution of compensation masses is determined of this depths, and maps are constructed. The possible nonisostatical vertical stresses in crust and mantle of Mars are evaluated. They reach 64 MPa (for compression) and 20 MPa (for tension). It is shown that relief anomalies of volcanic plateau Tharsis and symmetric formation in east hemisphere could arise and be supported dynamically by two plumes of mantle substance, enriched by fluids. The plumes have their origin at the core. The raising and support of plumes can be caused by internal gravity anomalies. They can reach +800 mGal at the core, –1200 mGal above the core–mantle boundary layer and –1400 mGal at the crust.

Key words: Mars, gravity, isostatic compensation, internal structure, crust, mantle, core, plumes, convection, stresses.

PACS: 96.30.Ge, 96.12.–a, 96.12.jg.

Received 5 August 2011.

English version: *Moscow University Physics Bulletin* 2(2012).

Сведения об авторах

1. Чуйкова Надежда Алексеевна — докт. физ.-мат. наук, вед. науч. сотрудник; тел.: (495) 939–50-24, e-mail: chujkova@sai.msu.ru.
2. Насонова Людмила Павловна — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник; тел.: (495) 939–16-50, e-mail: nason@sai.msu.ru.
3. Максимова Татьяна Геннадьевна — науч. сотрудник; тел.: (495) 939–50-24, e-mail: chujkova@sai.msu.ru.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00256).

Список литературы

1. Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2006. № 4. С. 48.
2. Насонова Л.П., Чуйкова Н.А. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2007. № 6. С. 61 (Moscow University Phys. Bull. 2007. **62**, N 4. P. 248).
3. Chujkova N.A., Nasonova L.P., Maximova T.G. // Astron. Astrophys. Trans. 2007. **26**, N 4–5. P. 391.
4. Чуйкова Н.А., Максимова Т.Г. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2010. № 2 С. 67 (Moscow University Phys. Bull. 2010. **65**, N 2. P. 137).
5. Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2011. № 1. С. 63 (Moscow University Phys. Bull. 2011. **66**, N 1. P. 64).
6. Yuan D.N., Sjogren W.L., Konopliv A.S. et al. // J. Geophys. Res. 2001. **106**. P. 23377.
7. Neumann G.A., Zuber M.T., Wieczorek M.A. et al. // J. Geophys. Res. 2004. **109**. doi: 10.1029/2004JE002262. E08002.
8. Жарков В.Н., Кошляков Е.М., Марченков К.И. // Астрон. вестн. 1991. **25**, № 5. С. 515.
9. Turcotte D.L., Sheherbakov R., Malamud B.D. et al. // J. Geophys. Res. 2002. **107**. P. 1.
10. Кошляков Е.М. // Астрон. вестн. 1993. **27**, № 3. С. 23.
11. Рыжий Б.П., Начапкин Н.И. // Сб. трудов Четвертых геофизических чтений им. В.В. Федынского (28 февраля — 2 марта 2002 г.). М., 2003. С. 203.
12. Konopliv A.S., Yoder C.F., Standish E.M. et al. // Icarus. 2006. **182**. P. 23.
13. Zuber M.T., Solomon S.T., Phillips R.J. et al. // Science. 2000. **287**. P. 1788.
14. Жарков В.Н., Гудкова Т.В. // Астрон. вестн. 1993. **27**, № 2. С. 3.
15. Кошляков Е.М., Жарков В.Н. // Астрон. вестн. 1993. **27**, № 2. С. 12.