

Г. А. МЕЩЕРЯКОВ, Ю. П. ДЕЙНЕКА, А. Л. ЦЕРКЛЕВИЧ

О ВОЗМОЖНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ МАРСА

Проблема истолкования структуры гравитационных полей — одна из сложных задач физики планет. На каких глубинах залегают аномальные источники, какова их форма и размеры и, наконец, какова природа глубинных неоднородностей — вот те главные вопросы, которые составляют проблему интерпретации аномального гравитационного поля планет.

К настоящему времени выполнено уже много работ по геофизической интерпретации гравитационных аномалий для Земли и Луны. Совсем недавно постановка таких исследований стала возможна и для Марса. Получение достаточно детальных сведений о гравитационном поле и топографии Марса позволило некоторым исследователям [2, 8—9, 13] рассмотреть в первом приближении этот вопрос. В работах [5, 8—9, 13] было проведено сопоставление аномального гравитационного поля и топографии планеты, показавшее наличие тесной связи между ними. Это обстоятельство позволило Б. Биллсу и А. Феррари [9] сделать вывод, что гармоники низких порядков в разложении ареопотенциала обусловлены главным образом изменениями высот поверхности, а горизонтальные вариации плотности имеют второстепенное значение. Такое предположение дает основание считать [2, 8—9, 13—14, 15], что на Марсе наблюдается менее полная региональная изостатическая компенсация, чем на Земле. Кроме того, в отдельных больших по площади регионах такая интерпретация гравитационного поля предполагает существование значительных отклонений марсианской коры от состояния изостатического равновесия. А это требует сохранения на протяжении геологически длительных периодов времени больших негидростатических напряжений в коре планеты, что возможно только за счет упрочнения литосферы или большого увеличения вязкости верхней мантии. Так, Р. Филлипс и М. Тьерман [7] показали, что для таких неуравновешенных

регионов и, в частности, для вулканосводового поднятия Тарсис возможны длинноволновые напряжения свыше 100 бар, поддерживаемые литосферой в течение 10^8 — 10^9 лет. Чтобы обеспечить соответствующее время релаксации для этих элементов марсианской коры, необходимы вязкости порядка 10^{27} пз, что, по мнению некоторых исследователей [7, 8], вряд ли реально.

В работах [8, 14] в качестве иных возможных объяснений отклонений от изостазии предложены: интенсивная магматическая деятельность, возникавшая, по-видимому, в геологической истории планеты, или же существование на Марсе легкой коры.

Далее рассмотрено предположение о возможном существовании горизонтальных глубинных неоднородностей марсианских недр, коррелированных с топографией планеты, и определено по глубине расположение центров тяжести таких аномальнообразующих масс.

Согласно У. Сьегрену и др. [16], самая крупная аномалия ареоида приурочена к области Тарсис с координатами эпицентра $\varphi = 12^\circ N$, $\lambda = 110^\circ W$ и характеризуется изолинией +1,3 км. Две другие аномалии имеют эпицентры также вблизи экватора планеты и представляют собой гравитационные депрессии: первая из них охватывает регион с долинами Криса, Сумуд и Тиу ($\varphi = 0^\circ N$; $\lambda = 30^\circ W$; $h = -0,6$ км), вторая — равнину Амазония ($\varphi = 20^\circ N$; $\lambda = 180^\circ W$; $h = -0,7$ км).

Расчет глубин центров масс источников указанных ондуляций ареоида, выполненный в работе [2], показал, что глубины точечных источников всех трех аномалий ареоида расположены вблизи 1000 км.

Применительно к Земле оценки флуктуаций плотности в ее недрах, по-видимому, впервые были даны в работах [4, 11]. Один из методов оценки горизонтальных неоднородностей плотности земного вещества, примененный некоторыми исследователями [4, 12], основан на представлении аномального гравитационного поля Земли плотностью эквивалентного простого слоя, распределенного на поверхности планеты. Полученные при этом результаты позволили заключить, что источники крупномасштабных аномалий гравитационного поля лежат на значительных глубинах — в мантии Земли. Учитывая простоту таких исследований, имеет смысл попытаться применить указанную методику к Марсу.

Для вычисления плотностей эквивалентного слоя воспользуемся формулой [4]

$$\Phi = \frac{\Delta g}{2\pi f} + \frac{3}{4\pi f} \frac{T}{R},$$

где Δg — аномалии силы тяжести, вычисленные по модели ареопотенциала [16] относительно трехосного эллипсоида: $a = 3394,0$ км, $b = 3392,7$ км, $c = 3375,6$ км, $\lambda_a = 104^\circ 16' W$ [6]; T — возмущающий потенциал; R — средний радиус планеты.

Результаты вычислений ϕ представлены на рис. 1. На рис. 2 показаны вычисленные по сферическим коэффициентам разложения физической поверхности Марса [10] высоты этой поверхности относительно трехосного эллипсоида [6]. Сопоставление изолиний плотности (рис. 1) с топографией планеты (рис. 2) показывает довольно тесную их коррелированность. Интересно, однако, попытаться представить полученные значения поверхностной плотности материальным слоем некоторой толщины H .

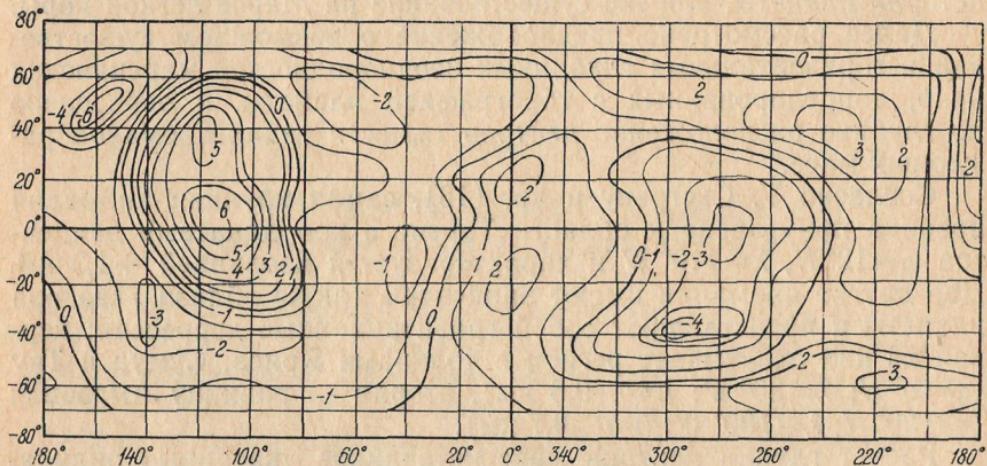


Рис. 1. Распределение значений плотности эквивалентного простого слоя. Изолинии плотности проведены через $1 \cdot 10^{-2}$ г/см².

Предположим, что нерегулярности гравитационного поля Марса создаются флуктуациями плотности в коре мощностью $H=40$ км. Тогда на основании рис. 1 следует допустить существование обширных регионов, разнящихся по плотности коры на $0,2 \dots 0,3$ г/см³. Такое предположение вполне приемлемо с позиций гипотезы об интенсивной вулканической деятельности в геологическом прошлом планеты и формирующем влиянии этих процессов на аномальное гравитационное поле Марса [8]. Отказ же от этой гипотезы приводит к тому, что полученные оценки плотностных неоднородностей в коре являются маловероятными (в строении земной коры таких больших неоднородностей плотности на обширных регионах не обнаружено [3]).

Относя теперь плотностные неоднородности к слою мощностью 100 км, получаем разность плотностей в пределах $0,1 \dots 0,15$ г/см³. Примерно такая же оценка горизонтальных неоднородностей плотности в слое толщиной 90 км была получена Дж. Аркани-Хамедом [8] на основе иных соображений. Однако эти оценки горизонтальных неоднородностей представляются все еще завышенными, так как они свидетельствуют об изостатической неуравновешенности больших регионов планеты.

Поэтому, очевидно, наиболее правдоподобным будет предположение, что источники нарушений гравитационного поля Марса

простираются на более значительные глубины. Так, на глубине 400 км имеем разность плотностей в $0,02 \dots 0,03 \text{ г}/\text{см}^3$, а на глубине 1000 км — $0,015 \text{ г}/\text{см}^3$. Такие значения плотностных неоднородностей уже сопоставимы с неоднородностями плотности в земных недрах на тех же глубинах с соответствующей корректировкой их за центральное поле силы тяжести. Так, К. Кох [12] получил для Земли на глубине 400 км разность плотности приблизительно $0,0096 \text{ г}/\text{см}^3$. Если данное значение умножить на 2,7 (во столько раз среднее значение силы тяже-

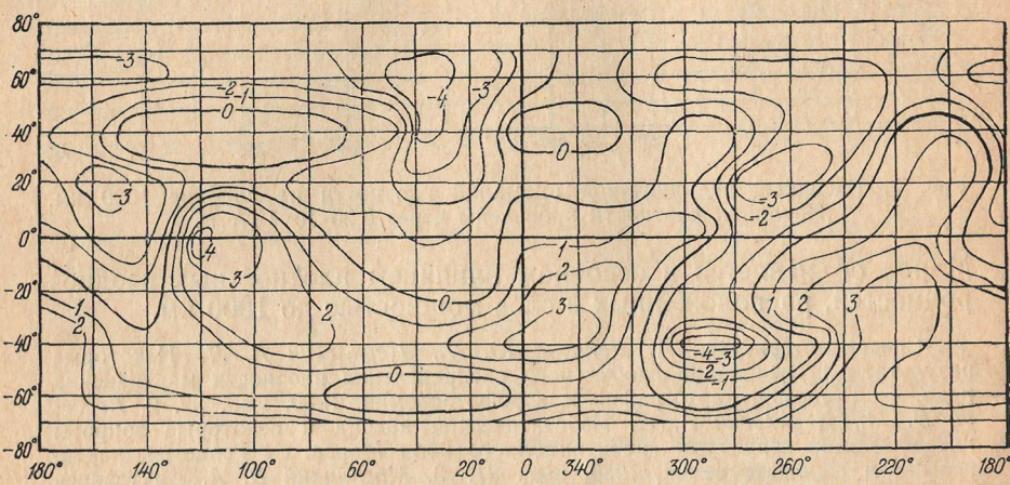


Рис. 2. Высоты марсианской поверхности относительно трехосного эллипсоида: $a=3398,3 \text{ км}$, $b=3394,3 \text{ км}$, $c=3377,9 \text{ км}$, $\lambda_a=118^\circ,3 \text{ W}$. Изолинии проведены через 1 км.

сти на Марсе меньше земного), то получим разность плотности приблизительно $\sim 0,03 \text{ г}/\text{см}^3$, которая соответствует оценке плотностных неоднородностей, приведенных выше.

Следовательно, и для Марса возможны отклонения от гидростатического равновесия на больших глубинах — в мантии, но флуктуации плотности марсианских недр по сравнению с земными вследствие меньшего значения центрального поля силы тяжести могут быть большими.

Полученные выше оценки плотностных неоднородностей марсианских недр качественно совпадают с результатами, найденными путем сравнения соответствующих трехмерных и одномерных распределений плотности, приведенных в работе [1]. Значения аномалий плотности при этом вычисляем теперь как разность $\delta_4(\rho, \theta, \lambda) - \delta_2(\rho)$ в узлах картографической сетки $20^\circ \times 20^\circ$ на глубине 1000 км (рис. 3). Как видно из рис. 3, вариации аномалий плотности (от $-0,0013 \text{ г}/\text{см}^3$ до $+0,0005 \text{ г}/\text{см}^3$) находятся в тех же пределах, которые были получены при предположении «простого» слоя толщиной 1000 км.

Таким образом, имеющиеся результаты дают возможность предположить, что «грубое» наблюдаемое гравитационное поле

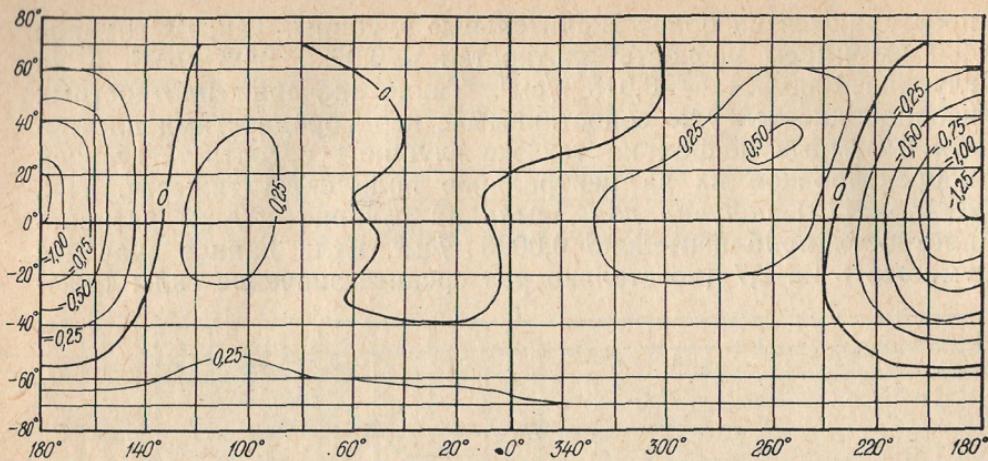


Рис. 3. Распределение значений аномалий плотности на глубине 1000 км.
Изолинии плотности проведены через $0,25 \cdot 10^{-3}$ г/см³.

Марса объясняется в основном влиянием плотностных неоднородностей, расположенных в слое мощностью до 1000 км.

Список литературы:

1. Дайнека Ю. П., Церклевич А. Л. Некоторые результаты исследования глобального распределения плотности марсианских недр. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1980, вып. 32.
2. Евсеева Э. М., Церклевич А. Л. Изостатический ареоид и некоторые вопросы интерпретации структуры гравитационного поля Марса. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1980, вып. 31.
3. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. — М.: Недра, 1965.
4. Магницкий В. А. К вопросу об интерпретации основных неправильностей гравитационного поля Земли. — Тр. ИФЗ АН СССР, 1960, № 11 (178).
5. Мещеряков Г. А., Церклевич А. Л. О глобальных и региональных особенностях гравитационной фигуры Марса. — АЖ, 1978, 55, № 4.
6. Церклевич А. Л. Определение размеров и ориентировки обобщенной фигуры Марса. — Письма в АЖ, 1977, 3, № 12.
7. Anderson D. et al. Seismology on Mars. — J. Geophys. Res., 1977, 82, N 28.
8. Arkani-Hamed J. Geophysical implications of the Martian gravity field. — Icarus, 1975, 26.
9. Bills B. G., Ferrari A. J. Mars topography harmonics and geophysical implications. — J. Geophys. Res., 1978, B 83, N 7.
10. Christensen E. J. Martian topography derived from occultation, radar, spectral and optical measurements. — J. Geophys. Res., 1975, 80, N 20.
11. Kaula W. M. Elastic models of the mantle corresponding to variations in the external gravity field. — J. Geophys. Res., 1963, 68, N 17.
12. Koch K. Surface density values for the Earth from satellite and gravity observations. — Geophys. J. R. astr. Soc., 1970, N 21.
13. Phillips R. J., Saunders R. S. The isostatic state of martian topography. — J. Geophys. Res., 1975, 80, N 20.
14. Phillips R. J., Saunders R. S., Conel J. E. Mars: Crustal structure inferred from Bouguer gravity anomalies. — J. Geophys. Res., 1973, 78, N 23.
15. Reasenberg R. D. The moment of inertia and isostasy of Mars. — J. Geophys. Res., 1977, 82, N2.
16. Sjogren W. L. et al. Mars gravity field based on a schort—are technique. — J. Geophys. Res., 1975, 80, N 20.

Работа поступила в редакцию 2 апреля 1979 года. Рекомендована кафедрой теории математической обработки геодезических измерений Львовского политехнического института.