

УДК 523.4+523.3

А. Л. Церклевич, О. С. Заяць, П. М. Зазуляк, М. М. Фис

Національний університет «Львівська політехніка»

Вивчення неоднорідностей внутрішньої будови Марса та Місяця за даними їхніх гравітаційних полів

Розглядається інтерпретація планетарних аномалій гравітаційного поля Марса і Місяця у їхньому взаємозв'язку з внутрішньою неоднорідною будовою. Модель гравітаційного поля Марса і Місяця до 20-го порядку і степеня, а також параметри тришарової моделі (кора, мантія, ядро) і планетарні параметри приймалися за вихідну інформацію. Побудовано моделі тривимірного розподілу густини для Марса і Місяця. Подано інтерпретацію карт горизонтальних неоднорідностей густини відповідно на глибинах 50, 100, 1700 км для Марса і 60, 100, 1400 км для Місяця.

ИЗУЧЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ МАРСА И ЛУНЫ ПО ДАННЫМ ОБ ИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЯХ, Церклевич А. Л., Заяц О. С., Зазуляк П. М., Фис М. М. — Рассматривается интерпретация планетарных аномалий гравитационного поля Марса и Луны в их взаимосвязи с внутренним неоднородным строением. Модель гравитационного поля Марса и Луны до 20-го порядка и степени, а также параметры трехслойной модели (кора, мантия, ядро) и планетарные параметры использовались в качестве исходной информации. Построены модели трехмерного распределения плотности для Марса и Луны. Дана интерпретация карт горизонтальных неоднородностей плотности соответственно на глубинах 50, 100, 1700 км для Марса и 60, 100, 1400 км для Луны.

PLANETARY HETEROGENEITY OF INTERNAL STRUCTURE OF MARS AND MOON ON THE BASIS OF STUDY OF THEIR GRAVITATIONAL FIELDS, by Tserklevych A. L., Zayats O. S., Zazulyak P. M., Fys M. M. — We consider the interpretation of planetary anomalies of the gravitational fields of Mars and Moon in relation to their internal heterogeneous structure. As the source information we used the models of the gravitation

fields of Mars and Moon up to the 20-th order and degree as well as parameters of three-layer model (crust, mantle, core) and planetary parameters. The models for three-dimensional density distribution for Mars and Moon are constructed. The interpretation of the maps for horizontal heterogeneities of density at depths of 50, 100, and 1700 km for Mars and 60, 100, and 1400 km for Moon is presented.

ВСТУП

Адекватне уявлення про внутрішню будову планет і динамічні процеси, що в них протікають, складаються на основі інтерпретації накопиченого фактичного матеріалу з поєднанням знань про їхню еволюцію в рамках порівняльної планетології. В останній час отримано якісно нові дані про гравітаційні поля Марса і Місяця та їхню топографію. Спільна інтерпретація цих даних дуже важлива для вивчення їхньої неоднорідної будови.

Проблеми, пов'язані з інтерпретацією гравітаційних полів планет, досить складні та неоднозначні, і тільки шляхом зіставлення цих полів з іншими даними планетарного характеру можна встановити геофізичний смисл розподілу мас, відповідальних за планетарні аномалії гравітаційного поля. Ключовою проблемою при інтерпретації планетарних аномалій гравітаційних полів є розділення збурювальних впливів кори і мантії. Є ряд причин вважати верхню оболонку головним збурювальним фактором, що впливає на гравітаційне поле планети, а саме [8]:

- 1) аномальні маси, які найближче розміщені до поверхні планети, найбільше впливають на її зовнішнє гравітаційне поле;
- 2) неоднорідні маси у верхній оболонці планети корелюють з її рельєфом і тектонічною будовою;
- 3) неоднорідні маси, розміщені в зовнішній сферичній оболонці планети, також здійснюватимуть додатковий вплив на планетарні аномалії гравітаційного поля, якщо ця оболонка підтримується протягом тривалого геологічного часу в напруженому стані.

Оцінка наявності неоднорідних мас, розміщених у глибинній частині мантії, і їхньої гравітаційної складової в аномальному гравітаційному полі планети неоднозначна через швидке ослаблення з відстанню впливу збурювальних мас на аномалії сили ваги та можливий гравітаційний вплив від компенсаційних мас (вони можуть залягати на будь-якій глибині). Однак часто висловлюється припущення, що менші за порядком гармоніки в розкладі гравітаційного поля за кульовими функціями зумовлені головним чином неоднорідностями глибинної частини мантії планети, тоді як більші за порядком гармоніки відображають будову верхньої частини мантії [16]. Хоча це припущення до певної міри має під собою підґрунтя, але воно також потребує переконливішої аргументації. Як приклад розглянемо модель пла-

нети, в якій випадковим чином розміщені аномалії густини, лінійне простилання яких менше, ніж довжина хвилі L гармонік порядку $n \approx 2R/L$, у розкладі зовнішнього гравітаційного поля в ряд за кульовими функціями. Отже, для такої моделі неоднорідні маси в нижній оболонці планети можуть вносити істотний внесок тільки в гармоніки нижчого порядку, тоді як подібні неоднорідності у верхній оболонці вносять свій внесок у всі члени ряду. В рамках цієї простої статистичної моделі вдається встановити лише приблизні значення латеральних аномалій густини, які імовірно можуть перебувати в глибинних частинах мантії. Тому актуальним питанням залишається розробка теорії інтерпретації гравітаційного поля планет, які могли б підтвердити чи заперечити наявність латеральної неоднорідної структури в нижніх оболонках. Вочевидь, основу інтерпретації повинна складати модель тривимірного розподілу густини планети, неодмінною умовою побудови якої є її відповідність визначеним параметрам гравітаційного поля і адекватність сучасним планетологічним і космогонічним уявленням.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ

Основою всіх методів розв'язування оберненої задачі гравіметрії є ідея апроксимації. В рамках апроксимаційного підходу розглянемо метод, запропонований Г. А. Мещеряковим [2], згідно з яким розподіл густини (x, y, z) надр планети зводиться до визначення степеневих моментів густини

$$I_{pqs} = \int_V (x, y, z) x^p y^q z^s dV, \quad (1)$$

$$0 \leq p + q + s \leq n,$$

повна сукупність яких дозволяє отримати однозначний (наприклад, в класі многочленів) розподіл мас планети. Величини I_{pqs} , кількість яких при кожному n дорівнює $(n+1)(n+2)/2$, лінійно зв'язані з $2n+1$ стоксовими сталими гравітаційного поля планети співвідношеннями

$$\frac{C_{nk}}{S_{nk}} = \frac{1}{Ma^n} r^n P_n^k(\cos \theta) \frac{\cos k \lambda}{\sin k \lambda},$$

або

$$\frac{C_{nk}}{S_{nk}} = \sum_{p+q+s=0}^{pqs} I_{pqs}.$$

Формули (2) дозволяють отримати квадратичне наближення моментів n -го порядку.

Тривимірну модель розподілу густини (x, y, z) надр планети можна подати у вигляді [3]

$$(x, y, z) = \sum_{p+q+s=0} b_{pqs} W_{pqs}(x, y, z). \quad (3)$$

Тут $\rho_0(\cdot)$ — радіальний профіль густини, b_{pqs} — коефіцієнти, W_{pqs} — система ортогональних поліномів в еліпсоїді, для яких справедлива формула Родріга

$$W_{pqs}(x, y, z) = \frac{1}{2^N p!q!s!} \frac{N!}{x^p y^q z^s} \frac{x^2}{a^2} \frac{y^2}{b^2} \frac{z^2}{c^2} - 1^N, \quad (4)$$

де a, b, c — півосі еліпсоїда.

Приведені формули дозволяють розрахувати сферично несиметричні моделі розподілу густини надр, якщо задати фундаментальні параметри планети та коефіцієнти розкладу гравітаційного поля за кульовими функціями.

Розрахунок тривимірного розподілу густини $\rho(x, y, z)$ надр планети можна виконати за наступною схемою обчислень [1, 4]. Спочатку на основі вихідної інформації будується модель другого порядку:

$$\rho_2(x, y, z) = \rho_0(\cdot) + \sum_{p, q, s=0}^2 b_{pqs} W_{pqs}(x, y, z). \quad (5)$$

Коефіцієнти b_{pqs} до другого порядку виразимо через гармонічні коефіцієнти C_{20}, C_{22} і динамічне стиснення f_d :

$$b_{000} = \rho_c \left(1 - \frac{3}{c} \frac{1}{\rho_0(\cdot)} d\right), \quad (6)$$

$$b_{100} = b_{010} = b_{001} = b_{101} = b_{011} = 0, \quad (7)$$

$$b_{200} = \frac{7}{2} \rho_c \left(5 \frac{C_{20}}{2f_d} - 2C_{22} - 3 \frac{5}{c} \frac{1}{\rho_0(\cdot)} d - \frac{3}{c} \frac{1}{\rho_0(\cdot)} d^2\right), \quad (8)$$

$$b_{020} = \frac{7}{2} \rho_c \left(5 \frac{C_{20}}{2f_d} - 2C_{22} - 3 \frac{5}{c} \frac{1}{\rho_0(\cdot)} d - \frac{3}{c} \frac{1}{\rho_0(\cdot)} d^2\right), \quad (9)$$

$$b_{002} = \frac{7}{2} \rho_c \left(5 + \frac{1}{2f_d} C_{20} - 3 \frac{5}{c} \frac{1}{\rho_0(\cdot)} d - \frac{3}{c} \frac{1}{\rho_0(\cdot)} d^2\right), \quad (10)$$

де ρ_c — середня густина планети.

Для узгодження тривимірного розподілу густини з гармонічними коефіцієнтами третього порядку скористаємось методом найменших квадратів для їхнього спільного зрівноваження із степеневими моментами густини I_{pqs}

$$\begin{pmatrix} C_{3k} \\ S_{3k} \end{pmatrix}_{p, q, s=3}^{pqs} = (I_{pqs} \quad I_{pqs}), \quad (11)$$

де I_{pqs} — поправки в степеневі моменти густини I_{pqs} , які визначаються за моделлю розподілу густини другого порядку із співвідношення

$$I_{pqs} = \int_0^a \int_0^a \int_0^a (x, y, z) x^p y^q z^s dV. \quad (12)$$

Отримавши поправки I_{pqs} , значення коефіцієнтів b_{pqs} обчислимо за формулою

$$b_{pqs} = \frac{I_{pqs} (2n-3)!!}{3n!} \frac{a_e^p}{a} \frac{a_e^q}{b} \frac{a_e^s}{c}. \quad (13)$$

За аналогічною послідовністю виконують розрахунки для моделей тривимірного розподілу густини вищих порядків.

ВИХІДНА ІНФОРМАЦІЯ

Розглянемо описаний метод на прикладі визначення тривимірного розподілу густини (x, y, z) для моделей надр Марса та Місяця, які структурно складаються з кори, мантії і ядра. У таблиці приведені вихідні параметри для моделювання тривимірного розподілу густини надр Марса та Місяця. Для побудови моделей тривимірного розподілу густини також будемо використовувати коефіцієнти C_{nk}, S_{nk} розкладу гравітаційного поля Марса [15] та Місяця [12] до 20-го порядку і степеня (обмеження кількості коефіцієнтів обумовлене глобальним характером моделювання тривимірного розподілу густини надр Марса і Місяця та алгоритмом розв'язку задачі).

Зауважимо, що основні результати вивчення гравітаційного поля Марса були опубліковані за період з 1972 по 2006 рр. Огляд робіт з побудови моделей ареопотенціалу за даними радіотраекторних спостережень КА «Марінер-9» та «Вікінг-1» і «Вікінг-2» приведений в роботах [4, 10]. Найкращі результати у визначенні гравітаційного поля Марса вдалось отримати лише завдяки місії КА «Mars Global Surveyor» (MGS). В результаті опрацювання даних MGS, «Марінер-9» та «Вікінг-1», «Вікінг-2» були побудовані моделі ареопотенціалу MGS75D, GMM-2BC80, MGS85H2, JGM95J01, які відповідно вклю-

Вихідні параметри для моделювання тривимірного розподілу густини надр Марса та Місяця

Параметри планет	Марс	Місяць
Планетоцентрична гравітаційна стала f , $\text{км}^3/\text{с}^2$	42828.44	4902.79
Стиснення	1:191.9	0
Полярний момент інерції C/MR^2	0.365	0.3932
Середня густина ρ , $\text{г}/\text{см}^3$	3.95	3.34
Середній радіус планети R , км	3389.92	1737.58
Радіус ядра R_j , км	1662	340
Товщина мантії H , км	1678	1338
Товщина h (км) та середня густина ρ_c ($\text{г}/\text{см}^3$) кори	50 / 3.0	60 / 2.92

чають гармонічні коефіцієнти до 75, 80, 85 і 95 порядку і степеня [13, 15, 20]. У моделі GMM-2BC80 найнадійніше визначено коефіцієнти до 60 порядку і степеня, тому автори моделі пропонують використовувати їх для геофізичної інтерпретації аномального гравітаційного поля Марса.

На рис. 1, а показані порядкові дисперсії $\sigma_n^2 = \frac{1}{2n-1} \frac{1}{m_0} \left(\overline{C_{nm}^2} - \overline{S_{nm}^2} \right)$

коефіцієнтів та їхніх помилок моделі поля GMM2BC80.

Вивчення гравітаційного поля Місяця базувалось на результатах спостережень за траєкторіями ШСМ «Луна», «Лунар Орбітер», «Аполлон», «Клементіна», «Лунар Проспектор». Починаючи з середини 1960-х рр., було запропоновано більше двох десятків різних моделей, які узгоджувались для малих порядків гармонічних коефіцієнтів і відрізнялись значеннями коефіцієнтів високих порядків [6]. Основним недоліком всіх гравітаційних моделей є брак прямих даних спостережень із зворотного, невидимого боку Місяця. Таким чином, ранні моделі гравітаційного поля не зовсім надійно описували невидимий із Землі бік Місяця. Однак завдяки запропонованій методиці, в основу якої покладено аналіз прискорень гравітаційних збурень у периферії орбіт ШСМ, акумульованих в кінці затемнення Місяцем, вплив браку даних зі зворотного боку в останніх моделях певним чином був зменшений [11, 19]. Огляд методів представлення і результати моделювання гравітаційного поля Місяця приведено в роботі [6]. Останні досягнення у вивченні гравітаційного поля Місяця опираються на моделі селенопотенціалу:

Lunar Prospector Models (LP75n, LP100n, LP165p) [11, 12] ;

Goddard Lunar Gravity Model 1 та 2 (GLGM 1, 2) [14].

Модель LP165p включає гармонічні коефіцієнти до 165 порядку і степеня [12]. Однак автори моделі вважають, що надійно можна визначити аномалії сили ваги Місяця за моделлю LP165p до 110-го порядку та степеня (для видимого боку) та до 60-го порядку та степеня (для невидимого боку).

На рис. 1, б показано зміну порядкових дисперсій σ_n^2 коефіцієнтів та їхніх помилок для моделі LP165p гравітаційного поля Місяця в залежності від порядку гармонік .

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ЇХНЯ ІНТЕРПРЕТАЦІЯ

З опублікуванням перших моделей гравітаційного поля і топографії Марса встановлено наявність кореляційного зв'язку між аномаліями сили ваги і топографічними висотами [4]. Виявлена закономірність приводить до думки, що найбільш очевидний вклад у гравітаційне поле планети вносить її топографія, а латеральні неоднорідності густини надр планети мають другорядне значення. Однак така інтерпретація гравітаційного поля приводить до припущення, що для Марса

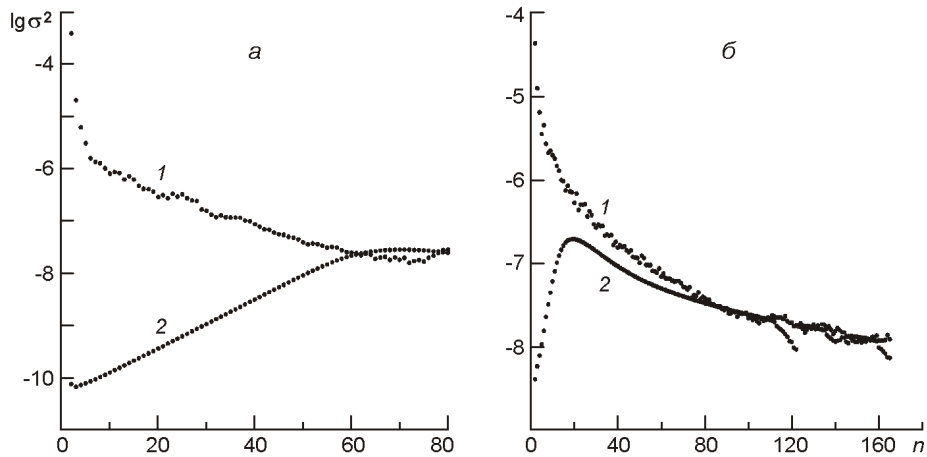


Рис. 1. Порядкові дисперсії коефіцієнтів (1) і їхніх помилок (2) моделей гравітаційного поля: а — для Марса (GMM2BC80), б — для Місяця (jgl165p1) в залежності від порядку гармонік n

характерна менш повна регіональна ізостатична компенсація, ніж для Землі. Більше того, в окремих великих регіонах передбачаються значні відхилення марсіанської кори від стану ізостатичної рівноваги. А таке припущення вимагає збереження протягом геологічно довгих періодів часу великих надгідростатичних напружень у корі планети, що можливо тільки за рахунок існування потужної і міцної літосфери або збільшення в'язкості верхньої мантії [4]. Р. Філіпсом і М. Тьєрманом [17] було показано, що для таких ізостатично невривноважених регіонів, зокрема для вулcano-купольного підняття Tharsis Montes, напружений стан літосфери оцінюється в 100 бар і підтримується протягом 10^8 — 10^9 років. Щоб забезпечити відповідний час релаксації для цих елементів марсіанської кори, необхідна в'язкість 10^{26} — 10^{27} пуаз, а це, на думку Дж. Аркані-Хамеда [9], навряд чи реально. У роботах [16—18] приводяться інші можливі пояснення відхилень від ізостатичного стану: пропонується або інтенсивна магматична діяльність, що могла мати місце в «геологічній» історії планети, або існування на Марсі легкої кори. Проте і такі припущення також зустрічають заперечення: по-перше, навряд чи на Марсі відбувалися такі інтенсивні лавові виверження магми, які могли б розповсюдитися на величезну територію, що характеризуються значними висотами ареоїда; по-друге, дані геохімічного аналізу марсіанського ґрунту [4] показали збільшений порівняно із земним ґрунтом вміст заліза і сірки, що може свідчити про помірну хімічну диференціацію Марса і, як наслідок, про наявність важких порід в корі планети.

Тому заслуговує на увагу робоча гіпотеза про великомасштабні глибинні латеральні неоднорідності надр Марса, які простежуються до ядра і динамічно зв'язані з геологічними структурами планети на її поверхні. Зауважимо також, що для Землі сейсмографія фіксує надзвичайно важливий для тектоніки і геодинаміки феномен: дослідження тихоокеанської неоднорідності аж до ядра планети [5]. Отже, мож-

на припустити, що в ході акреції планет гомогенізації не відбулося. Тому правомірно говорити про первинну тектонічну і геодинамічну неоднорідність Марса, яка відобразилась на сучасному вигляді планети.

Якісно підтвердити це припущення може тривимірна модель розподілу густини Марса. На рис. 2—4 показані карти розподілу горизонтальних неоднорідностей густини надр Марса для різних глибин.

У першу чергу звертає на себе увагу найбільша додатна аномалія розподілу густини в надрах планети, приурочена до вулканічних структур Olympus Mons (18 N; 133 W) і Tharsis Montes (12 N—16 S; 101—125 W). Характерним є те, що ця аномальна неоднорідність мас простежується до значних глибин, які межують з ядром планети. Можна припустити, що на неотектонічному етапі еволюції планети легкий матеріал мантії, що утворився на межі ядро—мантія унаслідок диференціації густини, почав спливати вгору у верхню мантію.

У результаті в мантії виникла хімічна конвекція, рушійною силою якої є значна різниця щільності матеріалу, що обумовлена різним складом речовини. Хімічна конвекція у процесі еволюції планети підсилилась тепловою конвекцією. За рахунок цього здійснилось перетікання гарячими тепломасопотоками від межі ядро — мантія до літосфери невеликих плюмів, які принесли з собою флюїд, що забезпечив сильне розм'якшення мантійної літосфери. Залежно від об'єму флюїду у плюмі відбувалася часткова або повна ерозія мантійної літосфери, що зумовило великі варіації величини підняття на відстанях у декілька тисяч кілометрів, деформуючи на значну висоту поверхню планети. Такі варіації добре видно на топографічній карті Марса, де величина новітнього підняття сягає 8—10 км. Для майже одночасного підняття на значній території матеріал плюмів, який піднявся в окремих місцях з глибин, повинен був розтікатися на тисячі кілометрів уздовж подошви літосфери. Ландшафт цієї території визначила вулканічна діяльність з найбільшими в Сонячній системі щитовидними вулканами, які досягають висот 20—27 км. Потоки рідкої лави розтікалися по поверхні, застигали, по них текли новітні потоки. Ці окам'янілі «річки» зосереджені навколо щитовидних вулканів.

Великомасштабні додатні аномалії розподілу густини, які охоплюють структури Isidis Planitia (5—25 S; 260—280 W), Syrtis Major Planitia (0—20 S; 280—300 W) та Utopia Planitia (35—55 S; 210—280 W) у східній частині півкулі чітко визначаються на невеликих глибинах 50—100 км в літосфері.

Від'ємні аномалії густини на невеликих глибинах зосереджені на заході в Amazonis Planitia (5—35 N; 150—170 W) та зі східної сторони відносно Tharsis Montes (12 N—16 S; 101—125 W), охоплюючи Valles Marineris (0—17 N; 32—95 W), Lunae Planum (0—20 N; 58—75 W) та Hellas Planitia (30—55 N; 275—310 W). Таким чином, більшість додатних і від'ємних аномалій густини в літосфері корелюють з тектонічними структурами топографічної поверхні Марса.

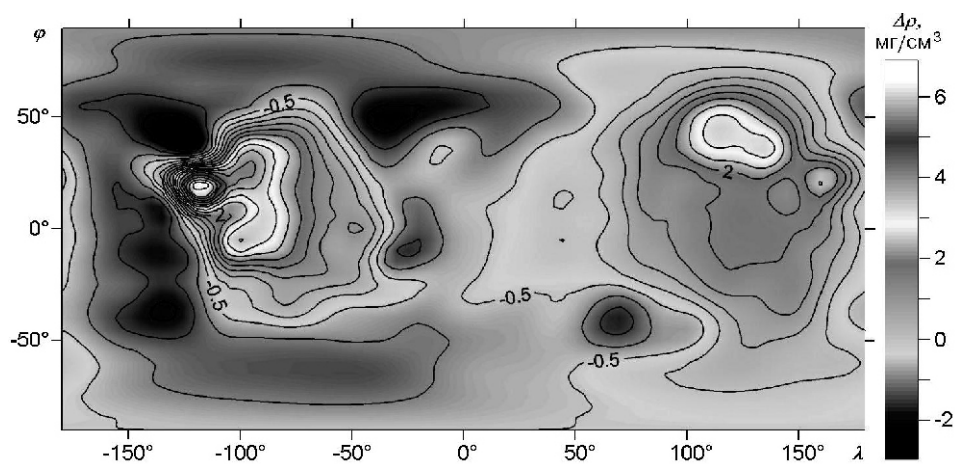


Рис. 2. Розподіл горизонтальних неоднорідностей густини в надрах Марса на глибині 50 км. Суцільні ізоденси проведено через $\Delta\rho = 0.5 \text{ мг/см}^3$

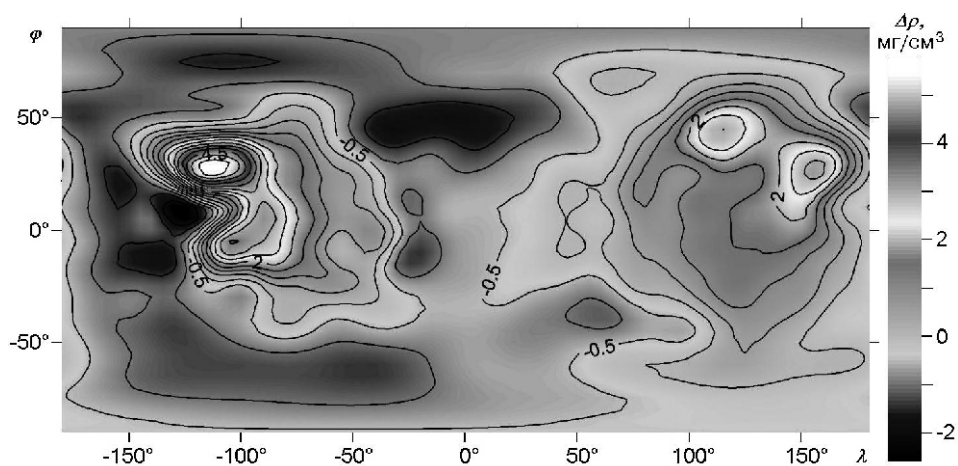


Рис. 3. Те ж для глибини 100 км

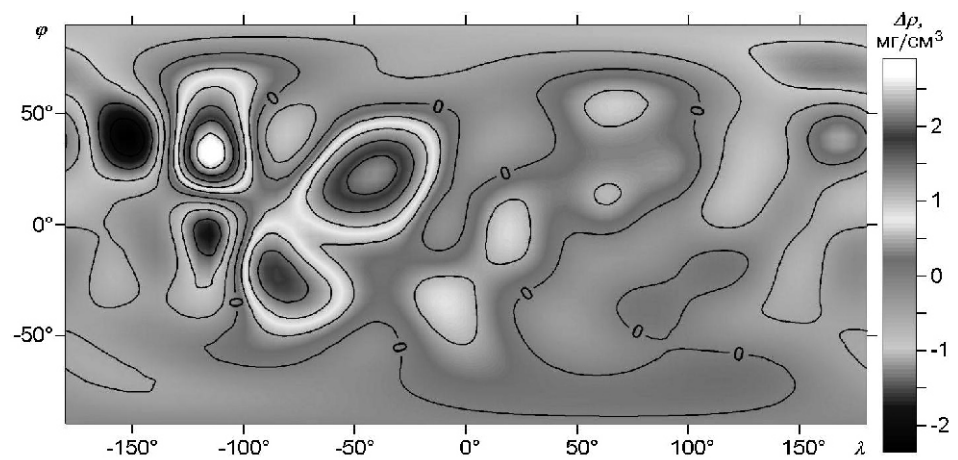


Рис. 4. Те ж для глибини 1700 км

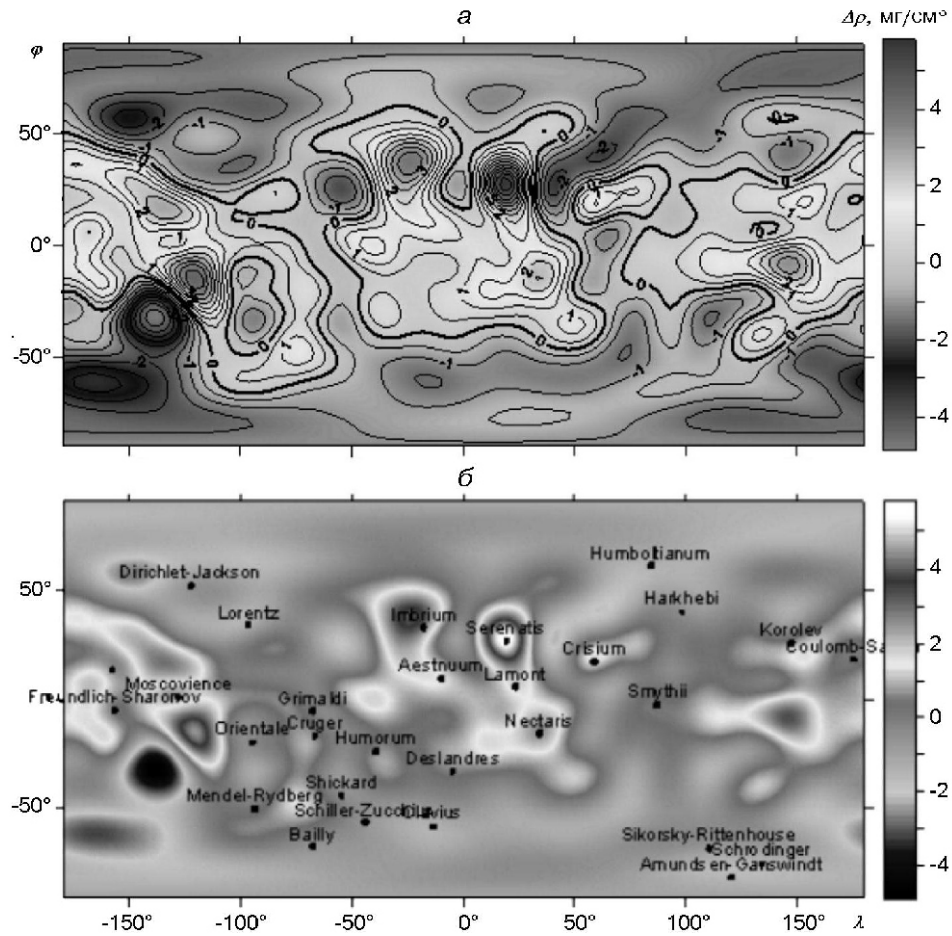


Рис. 5. *a* — розподіл горизонтальних неоднорідностей густини в надрах Місяця на глибині 60 км. Суцільні ізоденси проведено через $\Delta\rho = 0.5 \text{ мг/см}^3$; *б* — мозаїчна картина горизонтальних неоднорідностей густини з назвами морфологічних структур (масконів)

На значній глибині картина розподілу додатних та від’ємних аномалій густини відрізняється від розподілу густини на невеликих глибинах, за виключенням Olympus Mons та Tharsis Montes, що підтверджує їхнє глибинне утворення.

Для Місяця аномальне гравітаційне поле можна інтерпретувати збурювальним впливом латеральних неоднорідностей густини мантії або великомасштабними варіаціями товщини кори. На рис. 5—7 показані карти розподілу горизонтальних неоднорідностей густини надр Місяця для глибин 60, 100, 1400 км, які вказують на те, що поверхневі аномалії густини для Місяця важливіші, ніж для Марса, а глибинні неоднорідності впливають лише на гармоніки другого порядку і характеризують надгдростатичну еліптичність фігури. Підтверджує цю аргументацію також характер зміни енергетичного спектру (порядкових дисперсій) Місяця, який спадає повільніше, ніж аналогічні спек-

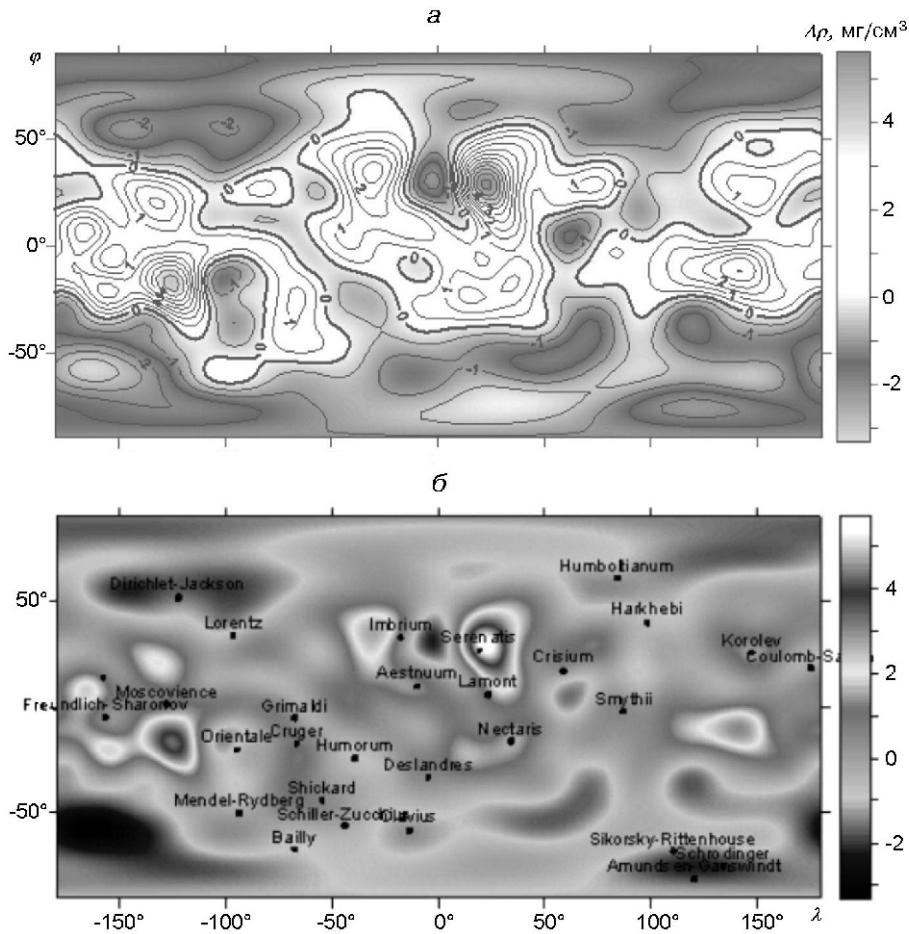


Рис. 6. *a* — розподіл горизонтальних неоднорідностей густини в надрах Місяця на глибині 100 км. Суцільні ізоденси проведено через $\rho = 0.5 \text{ мг/см}^3$; *б* — мозаїчна картина горизонтальних неоднорідностей густини з назвами морфологічних структур (масконів)

три для Марса і Землі [7, 19]. Це означає, що неоднорідності густини в глибоких горизонтах Місяця ймовірно не виявляються, а якщо вони і є, то повинні бути незначними, інакше енергетичний спектр селенопотенціалу спадав би швидше, ніж фактично обчислений за гармонічними коефіцієнтами. Ще однією цікавою великомасштабною особливістю гравітаційного поля Місяця є пік амплітуди гравітаційного спектру другого порядку, обумовлений аномально великими значеннями гармонік C_{20} , C_{22} , на які, ймовірно, вплинули неоднорідності мас, розміщені в екваторіальній області на значній глибині. Якщо побудовані моделі тривимірного розподілу густини Місяця адекватно відображають реальну картину його внутрішньої будови, то можна також стверджувати про геодинамічну еліптичну неоднорідність, яка виникла на ранніх етапах еволюції. Еволюційні процеси, внаслідок яких виникла така неоднорідність, залишаються невідомими.

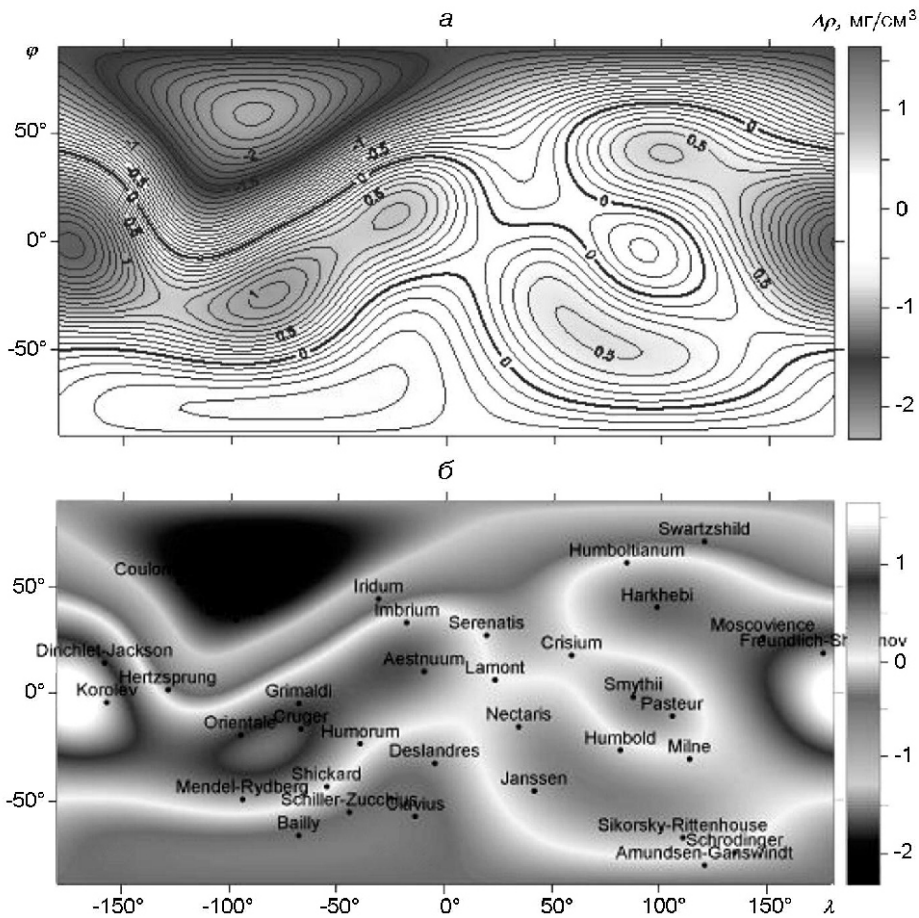


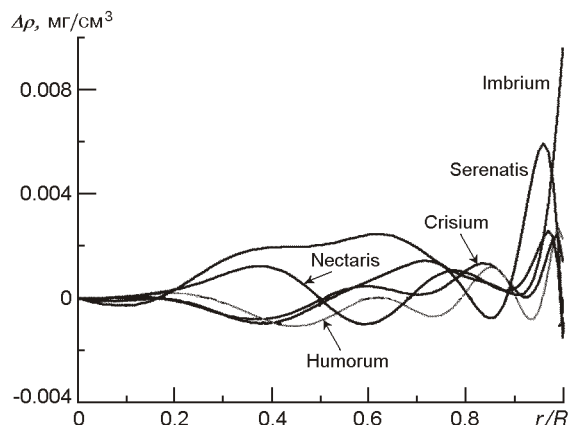
Рис. 7. *a* — розподіл горизонтальних неоднорідностей густини в надрах Місяця на глибині 1400 км. Суцільні ізоденси проведено через $\Delta\rho = 0.1$ мг/см³; *б* — мозаїчна картина горизонтальних неоднорідностей густини з назвами морфологічних структур (масконів)

Для Місяця найбільші аномалії густини зосереджені в приповерхневих горизонтах, корелюють з масконами і, ймовірно, підтримуються за рахунок напруженого стану літосфери. Домінантні додатні аномалії густини на глибинах 60 і 100 км (рис. 5, 6) корелюють з місячними басейнами (масконами).

На рис. 8 показані радіальні профілі аномалій густини для основних масконів видимого боку Місяця, які наглядно вказують на приповерхнєве розміщення надлишкових мас.

Ключовим питанням, яке пов'язане з інтерпретацією масконів, є розділення збурювальних складових у гравітаційних аномаліях від топографії, басейнового заповнення і впливу мантії під цим басейном. В багатьох теоретичних роботах [6, 16, 19] висловлюється думка, що у формуванні масконів головну роль відіграють два фактори: мантійні неоднорідності, які переважно інтерпретуються як підняття границі кора — мантія, і підтримка поверхневих базальтових потоків на місяч-

Рис. 8. Радіальні профілі аномалій густини для основних масконів видимого боку Місяця



них морях за рахунок напруженого стану літосфери. Більшість дослідників [6, 16, 18] вважають, що для Місяця маскони ізостатично не врівноважені, і їхня інтерпретація передбачає або значну твердість зовнішньої оболонки Місяця, яка здатна досить довго витримувати напружений стан, або значну в'язкість матеріалу, а це призводить до того, що часу, який минув з моменту утворення масконів, недостатньо для їхнього ізостатичного врівноваження.

ВИСНОВКИ

Із аналізу гравітаційного поля і побудованих на основі його параметрів тривимірних моделей розподілу густини Марса та Місяця можна зробити такі висновки.

1. Параметри зовнішнього гравітаційного поля планети містять об'ємну інформацію про її внутрішню будову: кожна гармоніка потенціалу відображає інтегровану умову, яку задовольняє розподіл густини надр планети.

2. Побудовані тривимірні моделі розподілу густини надр Марса та Місяця задовольняють умови, що накладаються на них стоксовими коефіцієнтами до 20-го порядку і степеня, і підтверджують уявлення про первинні неоднорідності їхньої внутрішньої будови.

3. Побудовані моделі тривимірного розподілу густини надр Марса та Місяця засновано на припущенні, що джерела аномальних мас, які впливають на стоксові коефіцієнти, розподілені по всій глибині від поверхні планети до її центра. Останнє припущення виходить з самої методики побудови тривимірних моделей густини і призводить до суттєво згладжених значень аномалій густини у верхніх оболонках планети.

4. Дослідження розподілу неоднорідностей густини у мантиї Марса дають підстави вважати, що саме глибинні неоднорідності створюють в основному таке «грубе» гравітаційне поле планети. Глибинний розподіл аномальних мас надр планети відображає негідростатичний стан планети, що, імовірно, виник в ранню історію планети.

5. На Місяці гравітаційне поле формується головним чином за рахунок збурювального впливу літосфери. Найбільші аномалії густини зосереджені в приповерхневих горизонтах і корелюють з масконами. Розподіл горизонтальних неоднорідностей густини в надрах Місяця на глибині 1400 км може свідчити про геодинамічну еліптичну неоднорідність.

6. Залишаються невідомими глибини, на яких розміщені неоднорідні маси, оскільки глибина залягання аномальних мас може суттєво вплинути на оцінку їхньої величини. Так, для Землі [4] вважається, що глибини центрів мас значних аномалій сили ваги лежать у межах 800—1000 км. Для Місяця нижня межа центрів мас планетарних аномалій розміщена на глибині приблизно 500 км, а для Марса — на глибині 750—1000 км. Отже, якщо прийняти за нижню межу сферичних оболонок приведені глибини центрів мас, то можна очікувати дещо більші варіації горизонтальних неоднорідностей густини у верхніх оболонках Марса та Місяця.

1. Заяць О. С. Про використання даних космічних апаратів при вивченні гравітаційного поля і внутрішньої будови Місяця // Новітні досягнення геодезії, геоінформатики та землевпорядкування. Європейський досвід. — Чернігів, 2005.—Вип. 3.—С. 195—199.
2. Мецєряков Г. А. О корректности одной обратной задачи теории геопотенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли.—1969.—№ 8.—С. 54—59.
3. Мецєряков Г. А., Фис М. М. О биортогональных системах внутри эллипсоида // Теоретические и практические проблемы вычислительной математики. — М.: Наука, 1981.—120 с.
4. Мецєряков Г. А., Церклевич А. Л. Гравитационное поле, фигура и внутреннее строение Марса. — Киев: Наук. думка, 1987.—240 с.
5. Пуцаровский Ю. М. Сейсмография, тектоника и глубинная геодинамика // Вестн. отделения наук о Земле РАН. Электронный научно-инфор. журнал.—1997.—№ 2.
6. Сагитов М. У. Лунная гравиметрия. — М.: Наука, 1979.—432 с.
7. Церклевич А. Л., Евсеева Э. М. О взаимосвязи аномального гравитационного поля и топографии планеты (Земля, Марс, Луна) // Геодезия, картография и аэрофотосъемка.—1981.—33.—С. 85—94.
8. Церклевич А. Л., Заяць О. С. Інтерпретація планетарних аномалій гравітаційного поля Марса // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва: Зб. наук. праць Західного геодезичного товариства УТГК. — Львів: НУ «Львівська політехніка», 2008.—С. 97—108.
9. Arkani-Hamed J. Geophysical implication of the martian gravity field // Icarus.—1975.—26, N 2.—P. 313—320.
10. Balmino G., Moynot B., Vales N. Gravity field model of Mars in spherical harmonics up to degree and order eighteen // J. Geophys. Res.—1982.—87, N 1.—P. 9735—9746.
11. Konopliv A. S., Binder A. B., Hood L. L., et al. Improved gravity field of the Moon from Lunar Prospector // Science.—1998.—281.—P. 1476—1480.
12. Konopliv A. S., Asmar S. W., Yuan D. N. Recent gravity models as a result of the Lunar Prospector mission // Icarus.—2001.—150.—P. 1—18.
13. Konopliv A. S., Yoder C. F., Standish E. M., et al. A global solution for the Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars

- ephemeris // *Icarus*.—2006.—**182**.—P. 23—50.
14. *Lemoine F. G., Smith D. E., Zuber M. T., et al.* A 70th degree lunar gravity model (GLGM-2) from Clementine and other tracking data // *J. Geophys. Res.—Planets*.—1997.—**102**, N E7.—P. 16339—16359.
 15. *Lemoine F. G., Smith D. E., Rowlands D. D., et al.* An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2B) from Mars Global Surveyor // *J. Geophys. Res.*—2001.—**106**, N E10.—P. 23359—23376.
 16. *Phillips R. J., Lambeck K.* Gravity welds of the terrestrial planets: Long-wavelength anomalies and tectonics // *Rev. Geophys.*—1980.—**18**, N 1.—P. 27—76.
 17. *Phillips R. J., Saunders R. S.* The isostatic state of martian topography. // *J. Geophys. Res.*—1975.—**80**, N 20.—P. 2893—2898.
 18. *Watts A. B.* Isostasy and flexure of the lithosphere. — Cambridge: Univ. Press, 2001.—458 p.
 19. *Wieczorek M. A.* The gravity and topography of the terrestrial planets // *Treatise on Geophysics*.—2007.—**10**, N 5.—P. 165—206.
 20. *Yuan D.-N., Sjogren W. L., Konopliv A. S., et al.* Gravity field of Mars: 75th degree and order model // *J. Geophys. Res.*—2001.—**106**, N E10.—P. 23377—23401.

Надійшла до редакції 09.02.09