

ІЗОСТАЗІЯ ТА ІЗОСТАТИЧНІ МОДЕЛІ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ГРАВІТАЦІЙНОГО ПОЛЯ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЇ ГРУПИ (СУЧАСНИЙ СТАН ПРОБЛЕМИ)

Дається аналіз моделей ізостазії і розглядається інтерпретація ізостатичного стану Землі, Венери, Марса і Місяця. Подані карти товщини кори та інтерпретація можливих оцінок глибини компенсації тектонічних структур планет земної групи.

Ключові слова: ізостазія; модель ізостазії; глибина компенсації; аномалії сили ваги; адмітанс.

Вступ

Ізоостазія – це важлива геотектонічна концепція, яка допомагає зрозуміти еволюцію основних елементів рельєфу поверхні планети. Основи загальної теорії ізостазії були закладені Праттом та Ері в 1855р. Близькість земної поверхні (як континентальної, так і океанічної) до ізостатичної рівноваги впливає з відомого факту близькості її форми до гідростатично рівноважного стану, тобто до такої, яку мала би планета, перебуваючи в рідкому стані. Хоча Земля не перебуває в такому стані, але ізостатичні сили та ізостатична рівновага цілком реальні. Отже логічно припустити, що в певній мірі ізостазія характерна для інших планет та визначає форму поверхонь Венери, Марса і Місяця. Тому останнім часом у зв'язку зі значним прогресом у вивченні гравітаційного поля та топографії Землі і планет земної групи, а також з накопиченням нових фактичних даних про їх внутрішню будову, проблеми ізостазії знову привернули увагу.

Нижче наведено оглядовий аналіз сучасного стану досліджень ізостазії планет та узагальнення їх результатів.

Аналіз ізостатичних моделей

Спочатку термін “ізоостазія” був введений для визначення механічної рівноваги розподілу мас в зовнішній оболонці Землі. Тому під ізостазією (або станом ізостатичної компенсації) зазвичай розуміли урівноваження ваги поверхневих навантажень за допомогою аномалій густини під ними, розподілених таким чином, що на деякій однаковій глибині тиск стає постійним і нижче цієї глибини планета знаходиться в стані гідростатичної рівноваги.

Розвиток досліджень в області ізостазії і перенесення цих досліджень на планети земної групи призвів до перегляду і уточнення багатьох уявлень. Так термін “ізоостазія” набув ширшого значення: це і механічна рівновага літосфери [Коган, 1987; Джефрис, 1960], і динамічна рівновага [Лунев, 1986; Phillips, Lambeck, 1980], і тенденція до компенсації неоднорідностей мас глибоких горизонтів мантиї [Тараканов, Черев-

ко, 1979] тощо. Проте в такому різноманітті підходів відображається певна неоднозначність в розумінні ізостазії. Мабуть, тут йдеться тільки про моделі вивчення ізостатичного стану і про моделі процесів порушення і відновлення ізостазії, які самі по собі є неоднозначними. Тому пошук нових альтернативних рішень і моделей ізостатичної рівноваги, які сприяли б оптимальному аналізу спостережуваних геофізичних даних і виконанню ефективної перевірки наявних моделей з метою вибору найбільш адекватної, є актуальним завданням у вивченні будови Землі та планет.

Виходячи із загальної схеми гідростатичної рівноваги, поняттю “ізоостазія” варто надати ширшого тлумачення, а саме: як прагнення мас, що утворюють планету, до стану мінімуму потенціальної енергії та підтримки мінімального стану напружень, а також до встановлення умови [Церклевич, Дейнека, 1994]

$$\int_{t(\theta, \lambda)}^{R(\theta, \lambda)} \rho(r, \theta, \lambda) r^2 dr - \int_0^{R(\theta, \lambda)} \rho_n(r) r^2 dr \cong 0, \quad (1)$$

де r, θ, λ – сферичні координати, $t(\theta, \lambda)$ – висота денної поверхні, $\rho(r, \theta, \lambda)$ – тривимірний розподіл густини, $\rho_n(r)$ – сферично-симетричний розподіл густини.

Вираз (1) описує ізостатичну модель розподілу густини планети. Відхилення від неї реальних мас – це малі величини, які і підлягають вивченню.

Відомі методи побудови ізостатичних моделей для Землі ґрунтуються на розв'язку прямої задачі гравіметрії в тривимірному варіанті. При цьому застосовуються два методи [Мещеряков, Церклевич, 1987; Артемьев, 1975; Артюшков, 1979]. Перший оснований на обчисленнях аномалій тиску на передбачуваній глибині ізостатичної компенсації або на якій-небудь структурній границі, наприклад, границі Мохоровичича. Для обчислень використовуються результати ГСЗ з подальшим перерахунком швидкостей сейсмічних хвиль у розподіл густини наявних мас відповідно до відомої емпіричної

залежністю між цими величинами. Другий підхід, більш поширений, оснований на обчисленнях ізостатичних аномалій сили ваги. Для якісної оцінки повноти здійснення ізостазії зазвичай вводять умову рівноваги в теоретичне значення сили ваги. В цьому випадку ізостатичні аномалії сили ваги безпосередньо будуть вказувати на наявність мас, що не вкладаються в схему ізостазії, модель якої приймається для розрахунків. Умову рівноваги можна задати за допомогою деякої гіпотези про спосіб здійснення ізостазії. В практиці обчислення ізостатичних аномалій приймаються дві основні гіпотези – Ері і Пратта та їх модифікації.

У класичній моделі Ері кора являє собою однорідний за густиною, але змінний за товщиною поверхневий шар, що покриває м'який субстрат, в якому протягом тривалого геологічного періоду не підтримуються надгідростатичні напруження [Мещеряков, Церклевич, 1987; Артюшков, 1979]. Границя поділу цих двох шарів розміщена таким чином, що відображає топографію і відповідає ізостатичній умові: під підняттям кора опускається в мантію так, що під горами утворюються “корені” – ділянки товстої кори, а океани залягають над тонкою корою, щоб компенсувати менші геостатичні навантаження. Зазвичай цю поверхню поділу ототожнюють з границею Мохо, але зараз є численні дані про значні латеральні структурні зміни нижче цієї границі, отже глибина компенсації може не збігатися з названою границею (зараз глибина компенсації приймається на рівні покрівлі астеносфери – 200–400 км, в той час, як границя Мохо знаходиться на глибинах 13–75 км). Припущення про постійну густину порід земної кори також на даний час спростовується геофізичними даними, тому, аналогічні глибини компенсації і гравітаційні аномалії отримують і в тому разі, коли густина кори зростає з глибиною, або якщо кора є шаруватою та не стиснутою і зміщення породи в ній відбувається тільки у вертикальному напрямі.

В моделі Пратта [Мещеряков, Церклевич, 1987; Артемьев, 1975] топографічна поверхня підстиляється шаром однакової товщини (відносно рівня моря), але змінної густини, так що тиск на рівні нижньої основи цього шару залишається постійним. Тоді високо підняті області підстиляються породами з меншою густиною, а низинні області – породами з більшою густиною. Часто за таку компенсаційну глибину приймають підшву літосфери, оскільки латеральні варіації густини не можуть статично зберігатися нижче за цю глибину. У цій моделі припускають, що гори є наслідком вертикального розширення, хоча в більшості процесів творення гірських масивів саме сили стиску відіграють найважливішу роль. Крім того, зали-

шається незрозумілим, чому саме основа літосфери приймається за поверхню компенсації, оскільки реологічні закономірності свідчать про те, що нижня частина літосфери буде не в змозі зберігати значні горизонтальні напруження протягом геологічного часу.

Отже, ці класичні уявлення про ізостазію відображають ідеалізовані моделі, оскільки в них вертикальні колонки, заповнені масами, урівноважуються незалежно від навколишніх колонок з масами. Подібна ситуація можлива лише за відсутності напружень зсуву (або сколюючих напружень). Але ж фактично ізостатичний стан не є станом строгої механічної рівноваги. Крім того, обидві описані моделі ізостазії визначають локальні моделі компенсації. Їх недолік полягає в тому, що вони не дають правильного пояснення динамічного стану кори під дією поверхневих навантажень, оскільки очевидно, що будь-яке мале поверхнєве навантаження повинне викликати вертикальні рухи для встановлення компенсації і, як наслідок, ізостатичної рівноваги. Ці моделі не охоплюють неоднорідні маси в тілі кори і не враховують можливі інші способи компенсації в різних районах Землі. В результаті отримувані ізостатичні аномалії переважно відображають не порушення ізостазії, а неоднорідності густини порід у верхній частині геологічного розрізу, які зумовлені відмінностями товщини і густини в першу чергу осадових відкладень [Кабан, 2001]. Тому жодна з моделей ізостазії не відповідає реальності, а реальна модель, що характеризує який-небудь регіон Землі, буде значно складніша і охоплюватиме обидва аспекти: гірські системи, під якими розташовуються “корені”, і латеральні зміни густини. Крім того, жодна з модифікацій цих моделей (наприклад, моделі Пратта-Хейфорда або Ері-Хейсканена) не поліпшують результати інтерпретації гравітаційного поля, коли мова йде про фізичні аспекти проблеми. Однак у більшості дискусій на тему ізостазії напруженим станом в корі чи літосфері нехтують (винятком є сучасні дослідження Е. Артюшкова [Артюшков, 1979]). Проте ще Г. Джефріс [Джефріс, 1960] стан ізостатичної рівноваги пояснював певним розподілом густини мас, що мінімізує різницю максимальних напружень в якому-небудь місці плаваючого шару, нижче якого досягається стан гідростатичної рівноваги. Отже, області недокомпенсації або перекомпенсації, які були виявлені на Землі, можна було б інтерпретувати як наслідок того, що земна кора може зберігати деякі надгідростатичні напруження протягом тривалого часу і що поверхневі деформації можуть підтримуватись горизонтальними силами в корі і верхній мантії.

У зв'язку з цим виникла необхідність побудови таких моделей, які враховували б регіо-

нальну компенсацію поверхневого навантаження. В даному випадку однією з найпростіших механічних моделей є уявлення про літосферу як про тонку пружну пластину, яка “плаває” на рідкому субстраті. Вперше таку модель регіональної компенсації запропонував Венінг-Мейнес у 1931 р. [Джефрис, 1960]. Ідею регіональної компенсації підтримали інші дослідники (див. [Phillips, Lambeck, 1980] і наведену там бібліографію), які замість тонкої пластини розглядали пружний шар скінченої товщини.

Втім, у великомасштабному наближенні при вирішенні питання про ізостатичну рівновагу, принципів відмінностей в моделях тонкої пластини і пружного шару немає.

Виходячи з огляду літератури з проблем ізостації, а також беручи до уваги дослідження, виконані Г. Джефрісом, автори [Phillips, Lambeck, 1980; Церклевич, Дейнека, 1994] приходять до висновку, що ізостація є природним станом еволюції механічної системи як реакція на прикладене поле напружень. Вона близька до мінімального стану напруження, яке може бути досягнуте внаслідок дії гравітаційних сил на певну конфігурацію топографічних висот і приповерхневих мас, оскільки будь-яка механічна система завжди прагне відреагувати так, щоб мінімізувати існуюче напруження. Аналогічний висновок випливає з того, що ендегенний тепловий процес в надрах планети (при достатньо високих температурах) не підтримуватиме сколювальні напруження, а за відсутності всіх інших сил, окрім виштовхувальних, просторовий розподіл внутрішніх мас буде наближатись до ізостатичного стану. Отже, можна стверджувати, що ізостація відображає певний результат дії термомеханічного механізму в процесі еволюції планети.

На підтвердження останнього припущення розглянемо показовий приклад ізостатичної компенсації океанічної літосфери Землі. Для опису механізму компенсації в океанічній літосфері найкраще підходить модель термічної ізостації [Phillips, Lambeck, 1980]. Як відомо, океанічна літосфера утворюється на серединно-океанічному хребті з гарячих мантійних порід. Внаслідок перенесення тепла до поверхні відбувається охолодження і потовщення літосфери. Охолоджуючись, породи літосфери стискаються, стають щільнішими і в результаті цього її поверхня опускається. Цей тип компенсації стиснутих порід літосфери з аномальною густиною, яка виникла внаслідок опускання поверхні літосфери, цілком природно називати термічною ізостацією.

Останнім часом при проведенні регіональних та планетарних досліджень для інтерпретації гравітаційного поля Землі здійснено спроби (як виявилось пізніше, цілком виправдані)

створення в деякому значенні узагальнених і технологічних моделей ізостації, які основані на статистичному підході в опрацюванні даних вимірювань аномалій сили ваги та висот топографічної поверхні [Dorman, Lewis, 1970; Артемьев, Кабан, 1987; Коган и др., 1987; Дейнека и др., 1991; Церклевич, Дейнека, 1998]. У роботі [Dorman, Lewis, 1970] започатковано новий напрям у вивченні ізостації, так звану “експериментальну ізостацію”, або метод крос-спектрального аналізу даних (метод передавальних функцій – ПФ). Передбачається, що аномалія сили ваги в редукції Буге Δg_B в точці r_0 пов’язана з висотою рельєфу h в точці r співвідношенням

$$\Delta g_B(r_0) = \int_s f(|r_0 - r|)h(r)ds + g, \quad (2)$$

де r – поточна координата на площині s ; f – невідома вагова функція, яка залежить від відстані між точками; g – складова в Δg_B неізостатичної природи (шумова компонента).

Застосувавши перетворення Фур’є, вираз (2) можна подати у спектральній формі:

$$\Delta G_B(k) = F(k)H(k) + \tilde{G}(k), \quad (3)$$

де $\Delta G_B, H, \tilde{G}$ – двомірні перетворення Фур’є від аномалії сили ваги в редукції Буге, топографії і шуму; k – хвильове число.

Функція $F(k)$, яка названа передавальною, або адмітансом, залежить від розподілу аномальної густини мас, що забезпечують компенсацію одиничного елемента поверхневого навантаження, тобто відображає “ізостатичну реакцію” на поверхневе навантаження і, отже, залежить від моделі ізостатичної компенсації.

Зазначимо, що метод адмітансу виник у статистичній теорії зв’язку і автоматичного регулювання. Оптимальна оцінка функції $F(k)$ за способом найменших квадратів має вигляд

$$\tilde{F}(k) = \frac{\langle \Delta G_B(k)H^*(k) \rangle}{\langle H(k)H^*(k) \rangle}. \quad (4)$$

У формулі зірочка означає комплексне сполучення, кутові дужки – усереднення по всій досліджуваній поверхні.

Отже, визначивши $\tilde{F}(k)$ з обчислювального експерименту на підставі даних вимірів аномалій сили ваги в редукції Буге Δg_B та висот поверхні h , можна зробити певні висновки про механізм ізостатичної компенсації структур досліджуваного регіону. Так, автори [Dorman, Lewis, 1970] встановили, що для континентальної частини Америки оптимальною є лінійна мо-

дель залежності аномалій сили ваги в редукції Буге від висоти. Доречно тут відзначити, що значно раніше С. Євсеевим [Євсеев, 1957] були виконані дослідження залежності аномалій сили ваги від висоти на території Карпат. Саме лінійна модель залежності аномалій сили ваги в редукції Буге від висоти виявилась найбільш обґрунтованим результатом проведених досліджень для даного регіону.

Обернене перетворення функції “ізостатичної реакції” $\tilde{F}(k)$ для визначення аномальних мас підстилаючого шару не є однозначним, тому автори [Dorman, Lewis, 1970] зауважили, що компенсація є локальною, тобто аномальна густина розподілена безпосередньо під поверхневим точковим навантаженням. Більш того, вибрана модель допускає інверсію (коливальні варіації) густини в залежності від глибини за схемою, в якій області підвищеного рельєфу спочатку підстилаються від’ємною аномалією густини, а потім додатною аномалією на більшій глибині. Ці аномалії відслідковуються вниз до значної глибини (приблизно 400–500 км), а коливальні зміни густини відповідають аналогічному режиму, встановленому Б. Романовичем [Romanowicz, 1979] в результаті інверсії часових аномалій пробігу сейсмічних хвиль. Зауважимо, що тривимірні моделі розподілу густини надр планети, запропоновані в [Церклевич, Заяць, 2008], також допускають коливальну зміну аномалій густини мас (інверсію густини) з глибиною.

Отже, результати досліджень, виконані Л. Дорманом і Б. Льюїсом [Dorman, Lewis, 1970] та іншими авторами [Артемьев, Кабан, 1987; Коган и др., 1987; Дейнека и др., 1991; Церклевич, Дейнека, 1998], є цілком обґрунтованими в тому сенсі, що вони дозволяють розглядати ізостацію на базі фізично можливих моделей. На жаль, невизначеність функції “ізостатичної реакції” залишається істотним недоліком, який впливає на подальше удосконалення моделей ізостації на основі використання крос-спектрального аналізу даних. Це зумовлено переважно наявністю шумової компоненти g у виразі (2), яка, ймовірно, включає аномальні варіації густини в корі і мантії, що не корелюють з топографією. Однак така модель є найпростішою та технологічною моделлю ізостації і може бути корисною для оцінки впливу топографії і кори в планетарне гравітаційне поле планети.

Отже, проблеми ізостації та інтерпретація гравітаційних аномалій планет є доволі складними та неоднозначними. Ця обставина свідчить про необхідність проведення аналізу гравітаційного поля і топографії планет з єдиних планетологічних позицій, що дає можливість встановити в планетарному масштабі не тільки їх відмінності та загальні закономірності, але і

глибше зрозуміти характер і спрямованість тих динамічних процесів, які сформували сучасну тектонічну структуру Землі, Марса, Венери і Місяця.

Земля

Стан ізостації на Землі, без сумніву, є найбільш вивченим серед всіх планет земного типу. Загальновідомо, що для Землі ізостатична рівновага добре здійснюється лише в регіональному масштабі. Локальні нерівності топографічної поверхні горизонтального розміру 10^2 км зазвичай ізостатично не компенсуються [Артюшков, 1979]. Умова виконання ізостатичної рівноваги в загальному випадку вимагає рівності нулю значень ізостатичних аномалій. Хоча для Землі ізостатичні аномалії сили ваги на континентальних платформах і на більших частинах площі океанів невеликі (10–20 мГал) [Phillips, Lambeck, 1980; Мещеряков, Церклевич, 1987], відмінність їх від нуля ставить питання про природу існування таких аномалій. Враховуючи їх планетарний характер, можна допустити, що вони пов’язані або з аномальними масами, розташованими достатньо глибоко в мантії планети, або з інтегральним ефектом аномальних неоднорідностей в корі і верхній мантії. На даний час більшість авторитетних геофізиків [Тараканов, Черевко, 1979; Phillips, Lambeck, 1980; Артюшков, 1979, Козленко и др., 1978] вважають, що негідростатичні низькочастотні гармоніки гравітаційного поля Землі не є результатом спільного ефекту топографії та її ізостатичної компенсації і отже, вони пов’язані з неоднорідностями мас мантійних горизонтів планети.

На великих лінійних масштабах структура кори океанів і континентів добре узгоджується з моделлю ізостації Ері. Виявляється, що ця модель також досить добре описує структуру кори в компенсаційних регіонах, де кора товстіша, і в регіонах розтягів, де вона тонша.

Незважаючи на те, що модель Ері добре пояснює великомасштабні зміни в товщині кори, вона неадекватно описує товщу кори під тектонічними структурами з малими лінійними масштабами. Наприклад, структура кори навколо вулканічних навантажень не може бути пояснена моделлю ізостації Ері. Ця особливість поверхні вимагає товстої літосфери, в якій компенсація відбувається на великій території.

На рис. 1 показана планетарна карта товщини кори Землі, яка побудована за моделлю Ері [Watts, 2001]. Вона надає інформацію, з якої можна, наприклад, оцінити гравітаційний ефект від згину літосферної плити на гравітаційне поле. Однак, лише невелика частина аномалій гравітаційного поля на окраїнах тектонічних плит може бути пояснена впливом згину плити. Більша частина аномалій сили ваги вимагає

іншого пояснення. Зокрема, ймовірною причиною аномалій сили ваги можуть бути аномальні маси, що асоціюються з конвекцією в мантії. Внаслідок конвективної циркуляції відбувається охолодження і наростання океанічної літосфери на серединно-океанічному хребті та її підсування (субдукція) під глибоководні жолоби острівних дуг. Не підлягає сумніву, що гравітаційні аномалії можуть створюватись внаслідок дії цих підкорових процесів. Підвищення та пониження геоїда відслідковуються і в середині плит, і мо-

жливо, що ці підвищення пов'язані також з конвекцією в мантії. Великі підвищення геоїда, які корелюють з топографічним підвищенням в районі Гаваїв, топографічними "пухлинами" Маркізі і Капо Верде, можна інтерпретувати як результат підняття плюму з мантійних горизонтів. З іншого боку, великі пониження геоїда, які корелюють з топографічними пониженнями в районі Австралійсько-Антарктичної плити, вірогідно інтерпретувати як переміщення мас вниз [Phillips, Lambeck, 1980].

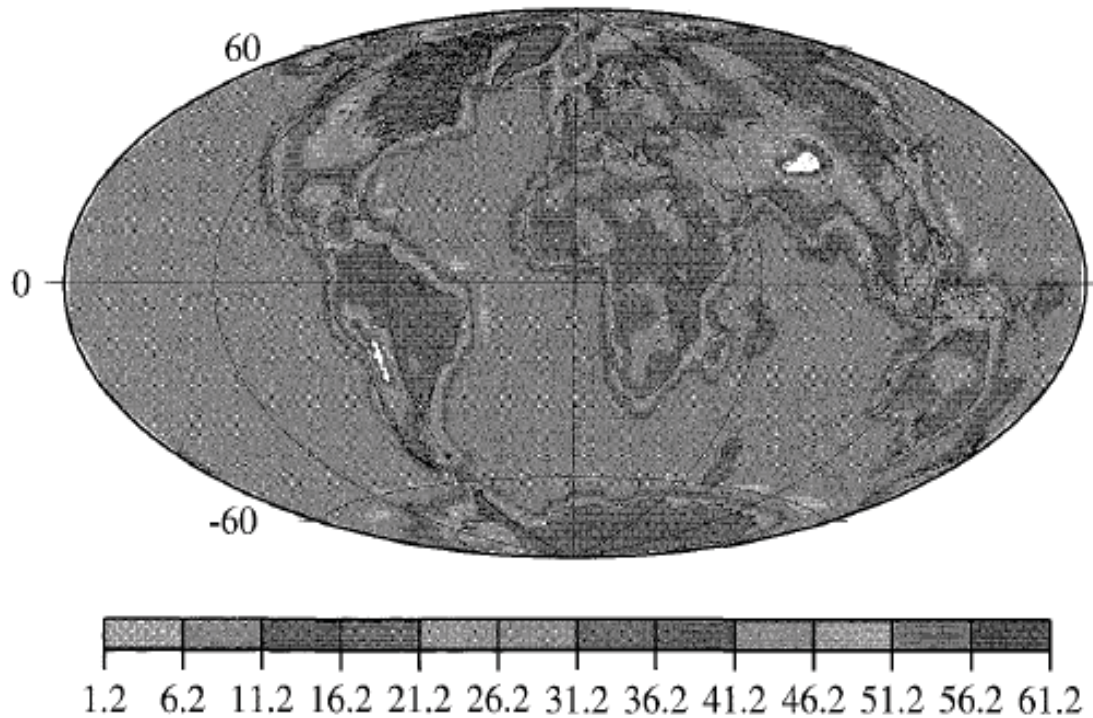


Рис. 1. Товщина кори Землі [Watts, 2001]

Ці міркування вказують на те, що можна досить легко відділити ефекти прогинання плити на гравітаційне поле та ізолювати глибинні процеси, що виникають під літосферою. Однак проблема є в тому, що хоч це і можна легко зробити в океанах, де існує порівняно тонка і переважно одноструктурна кора, для континентів виконати такі розрахунки набагато складніше. Тому важливим завданням на майбутнє є більш точне визначення структури та товщини кори на континентах. В цьому напрямі вже здійснені численні дослідження. Зокрема, для багатьох районів зараз є достатньо детальні дані про будову осадового чохла і його фізичні характеристики [Авчан, Озерская, 1985; Ермаков и др., 1989; Неволін, Ковилін, 1993], що дозволяє ввести в модель істотні поправки щодо густинних неоднорідностей верхньої частини геологічного розрізу. Для багатьох територій отримана інформація, яка дозволяє переглянути уявлення про глибини до границі Моховичича ([Белюсов, Павленкова, 1978] та ін.),

що також істотно уточнює моделі ізостатичної компенсації.

Отже, використання сучасних моделей може привести до зміни уявлень про ізостацію різних регіонів Землі [Кабан, 1988; Artemjev, Kaban, 1986]. Так, наприклад, у роботі [Artemyev, Golland, 1983] було вперше показано, що для гірської системи Тянь-Шаня використання моделі ізостатичної компенсації, яка наближена до реальної будови кори, дозволяє істотно редукувати ізостатичні аномалії в порівнянні з розрахованими відповідно до ідеалізованої схеми Ері.

Венера

Венера – це планета земного типу, яка більше всього нагадує Землю. Вона має приблизно такі самі діаметр, масу і середню густину. Однак поверхня Венери дуже відрізняється від земної. Атмосфера з домінуванням CO₂ має приблизно в сто разів більшу густину, ніж земна, а температура на поверхні на декілька сотень градусів вища. Венера не має власного магніт-

ного поля, хоча, можливо, планета мала його 1,5 млрд. років тому. Його відсутність вказує на цілком рідке ядро і відсутність проявів будь-якого затвердіння. Найбільшою загадкою є те, як ця планета втрачає своє внутрішнє тепло.

З перших космічних місій дослідження топографії Венери виявилось, що її поверхня переважно рівнинна в порівнянні з іншими планетами земного типу [Wieczorek, 2007]. Гірські масиви (регіони з висотою більшою ніж 2 км) покривають тільки 5% поверхні і сконцентровані в двох основних регіонах: Ishtar Terra і Aphrodite Terra. Високогірне плато Ishtar Terra характеризується висотою 3,5-4,5 км, воно оточене кільцем високих гір, що піднімаються на 1-3 км над плато. Одна з цих гір, гора Freuja Montes, на північній стороні має западину шириною 100-150 км, яка досягає глибини до 1 км нижче навколишніх рівнин. Через схожість западини і передгірного басейну, що прилягає до гірського поясу на Землі, Дж. Хед і Л. Крамплер [Head, Crumpler, 1990] назвали її “крайова западина”. Вони вважали крайову западину пов’язаною з прогинанням літосфери через підсування Північної Полярної Рівнини під землі Ishtar. Решта поверхні Венери складається в основному з низин з вкрапленнями регіонів у формі купола.

У 1990 році поверхня Венери була досліджена під час місії космічного апарата (КА) Magellan. В результаті цієї місії були отримані топографічні дані з роздільною здатністю в 20 разів вищою, ніж у попередніх місіях КА Venera і Pioneer. До літа 1992 року КА Magellan закартографував 98% поверхні Венери. Одними з найбільш цікавих топографічних особливостей, що були досліджені КА Magellan, були кругові об’єкти, які включали в себе концентричні хребти і внутрішні “рівнини”, топографічно опущені або припідняті, до яких прилягають глибокі западини.

Існування високоприпіднятих областей і високої температури на поверхні Венери стало незрозумілим парадоксом для науковців, які досліджують цю планету. Так, Дж. Віртман [Weertman, 1979] вважав, що топографічно високі області могли б існувати навіть при високій температурі поверхні, якщо порода, з якої складається зовнішній шар Венери, має “суху” реологію. Якщо це має місце для мінералів Венери, то точка зору Дж. Віртмана полягає в тому, що зовнішні шари планети могли б бути жорсткими, незважаючи на високу температуру її поверхні.

Дані з місії КА Pioneer Venus Orbiter та Magellan показали, що гравітаційні аномалії на Венері не такі великі, як на Місяці чи Марсі [Sjogren et al., 1980]. Більше того, схоже, що аномалії сили ваги краще корелюють з топографією, ніж на Землі. Вочевидь, для Венери

характерним є жорстке зчеплення між літосферою і мантією, що ймовірно вказує на відсутність зони з низькою в’язкістю.

В. Сьогрен та ін. [Sjogren et al., 1980] виявили, що гравітаційний ефект некомпенсованої топографії був набагато більшим, ніж вимірні гравітаційні аномалії. Таким чином, вони зробили висновок, що для Венери характерна принаймні часткова ізостазія з можливістю повної компенсації. Високогірні плато Венери переважно мають низькоамплітудні гравітаційні аномалії та згладжений рельєф і є ймовірно ізостатично компенсованими (винятком є Ishtar Terra). Припускаючи, що топографічні підняття скомпенсовані на одній поверхні, С. Смеркар і Р. Філіпс [Smrekar, Phillips, 1991] за допомогою моделювання гравітаційних даних у напрямку лінії візування КА Pioneer Venus отримали глибину компенсації в межах 50–90 км. Використовуючи дані КА Magellan з більшою роздільною здатністю, Р. Грімм [Grimm, 1994] розрахував для регіонів Alpha, Tellus, Ovda і Thetis глибину поверхні компенсації в межах 20–50 км. Розроблений А. Кусінскас і Д. Таркотом [Kucinskas, Turcotte, 1994] на основі аналізу висот рівневої і топографічної поверхонь метод показує, що товщина кори відповідно для регіонів Ovda і Thetis становить 50 ± 7 і 65 ± 13 км. Однак дослідження крос-спектральної передавальної функції, виконані Р. Філіпсом [Phillips, 1994] для регіону Atla Regio, приводять до дещо меншої товщини кори – 30 ± 13 км.

На відміну від більшості високогірних плато, для вулканічних підвищень глибини компенсації не узгоджуються з товщиною кори, а вимагають певної динамічної підтримки мантії [Vezolainen et al., 2004]. Р. Філіпсом з колегами [Phillips et al., 1981] на основі крос-спектрального аналізу даних були розраховані адмітанс для трьох тектонічних особливостей в екваторіальному регіоні Венери (західна Aphrodite Terra і дві особливості на північному заході) і порівняно їх з оцінками товщини кори за ізостатичними моделями. Вони показали, що “ізостатична реакція” узгоджувалась або з локальною моделлю ізостазії з глибиною компенсації, близькою до 100 км, або з регіональною моделлю з товщиною кори в діапазоні 104–224 км. Однак, автори [Phillips et al., 1981] відкинули обидві моделі: локальну модель через сумнів у тому, що різниця густин завдяки в’язкісному потоку може простягатися на такі великі глибини на Венері, а регіональну модель тому, що вони вважали малоімовірним існування товстої кори, враховуючи високу температуру її поверхні. Отже, вони надали перевагу моделі, в якій топографія Венери була підтримана динамічно, а не статично.

Додаткове обмеження на товщину кори Венери можна отримати, якщо врахувати її

мінералогічну структуру. А саме, якщо кора за складом є базальтовою, то цей матеріал під високим тиском повинен зазнати фазового переходу до більш щільної мінеральної групи еклогітів. Цей матеріал потенційно може відшаруватися від кори через свою високу густину і глибина фазового переходу може обмежити максимально досягну товщину кори. Так глибина фазового переходу для еклогітів оцінюється в 70–120 км для лінійного градієнту

температури в 5 і 15 К/км відповідно [Ghent et al., 2004]. Представлена на рис. 2 планетарна карта товщини кори Венери показує, що кора товщиною близько 70 км існує тільки на високогірному плато Ishtar Terra і в регіонах Ovda і Thetis, а це вказує на те, що відшарування кори могло статися в цих регіонах. Карта товщини кори побудована за моделлю Ері в припущенні, що середня товщина кори становить 35 км [Wieczorek, 2007].

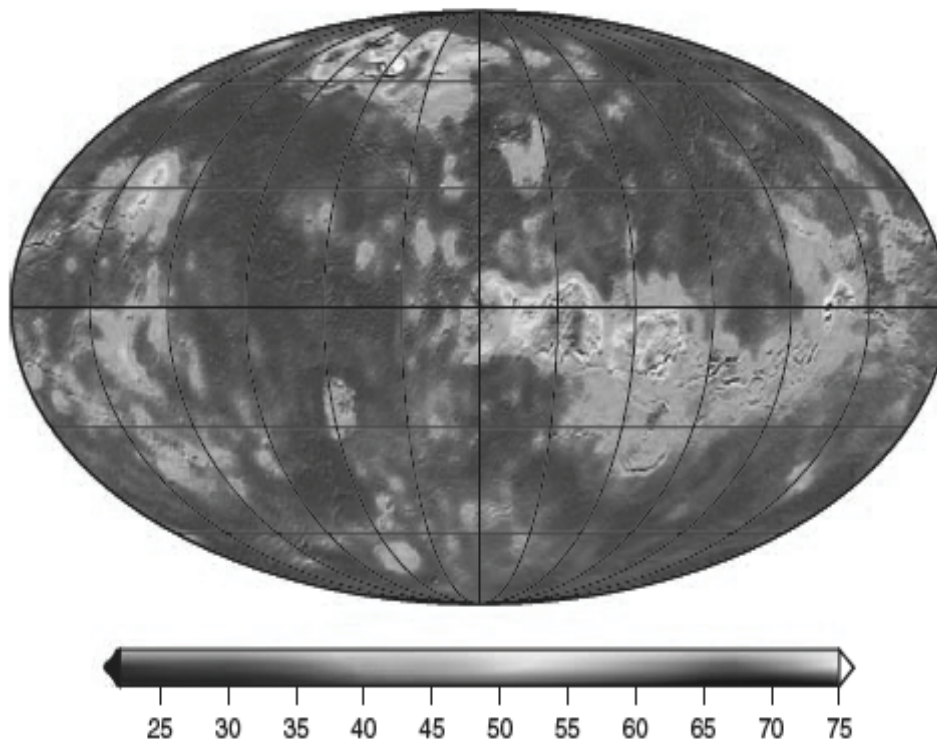


Рис. 2. Товщина кори Венери [Wieczorek, 2007]

Враховуючи високу температуру поверхні планети, можна припустити, що особливості топографічної поверхні на Венері зазнали дії сильної в'язкісної релаксації. Р. Грім і С. Солломон [Grimm, Solomon, 1988], наприклад, порівняли форми кратерів на Венері з оцінками моделей, в яких початкова топографія великих кратерів на Венері схожа з молодими кратерами на Місяці. В їхній моделі кора і верхня мантія поведуть себе як лінійна в'язка рідина з в'язкістю, яка залежить від початкової різниці напружень, а також від температури і реології кори і мантії Венери. Вони встановили, що в моделі існує "компроміс" між товщиною кори і середнім градієнтом температури. Це через те, що в'язкість зменшується з ростом температури, таким чином релаксація відбувається швидше при більшій температурі. Також кора буде менш в'язкою, ніж мантія при тій самій температурі, а тому релаксація буде більш швидкою при більш товстій корі. Отже значна релаксація (>50%) може виникнути, якщо або градієнт температур високий, а товщина кори мала, або градієнт

температур малий, а товщина кори велика. Порівнюючи прогнозовану топографію кратера з наявним рельєфом його поверхні, вони змогли встановити межі для цих параметрів. Наприклад, було розраховано, що для великих кратерів (діаметром більшим ніж 100 км), де рельєф кратера може досягати значних висот, при градієнті температури з глибиною 20 °C/км товщина кори досягає 10 км, а при градієнті 10 °C/км товщина кори становить 20 км. Оскільки аргументи втрати тепла вказують на те, що середній градієнт температур на Венері ймовірно не менший, ніж 10 °C/км, то з їхніх результатів випливає, що товщина кори, яка потрібна для утримання рельєфу кратерів, становить 10–20 км. Отже ці оцінки товщини кори Венери є значно меншими, ніж глибини компенсації, визначені раніше Р. Філіпсом [Phillips et al., 1981] і К. Бовіном [Bowin, 1983]. Вони стверджують, що причиною цього є динамічні ефекти, зумовлені конвекцією, яка може значно впливати на довгохвильові амплітуди гравітаційного поля і топографію Венери.

Однак виникає питання, чи можуть короткохвильові топографічні особливості, які переважно інтерпретуються прогинанням літосфери, бути також пояснені дією конвекції? Л. Моресі та Б. Парсонс [Moresi, Parsons, 1995], наприклад, вважали, що можуть. Згідно з їхніми моделями конвекція, яка основана на реологічному законі, що включає можливість латеральної варіації в'язкості, продукує некомпенсовану топографію на коротких хвилях. Однак Д. МакКензі [McKenzie, 1994] вказав на складності в інтерпретації короткохвильової топографії за рахунок впливу конвекції на Венері. Основною причиною було те, що динамічним впливом конвекції навряд чи можна обґрунтовано пояснити великі значення співвідношення аномалій сили ваги до висот топографії на малих лінійних довжинах хвиль, які можуть досягати 100 мГал/км. На Землі, в припіднятих областях, це співвідношення складає лише біля 25 мГал/км і, зазвичай, вважається, що вони скомпенсовані на глибині 60–100 км. На Венері відношення аномалій сили ваги до висот топографії на довгих хвилях досягає 50 мГал/км, що визначає більшу глибину ніж 180 км. Коефіцієнт співвідношення в 100 мГал/км вимагав би такої великої глибини, що вклад конвекції на такій глибині в мантії Венери в короткохвильову топографію поверхні був би малоімовірним.

Якщо короткохвильова топографія викликана прогинанням літосфери, а не конвекцією, то поставлене раніше питання залишається відкритим: чому товщина кори на Венері є такою великою при високій температурі поверхні? Одним з можливих пояснень є припущення Дж. Віртмана [Weertman, 1979]: Венера набагато більш суха планета, ніж Земля. Відомо, що для найбільш поширених мінералів на Землі, таких як кварц, повзучість для сухих зразків проявляється на більших глибинах, а для вологих – на менших. С. Максвелл та ін. [Maxwell et al., 1998] дослідили реологію міфічної мінералогічної породи – “діабази”, яка, можливо, складає кору Венери. Вони показали, наприклад, що міцність сухої “діабази” є набагато більшою ніж значення, виміряні раніше у вологих умовах (в умовах, у яких її отримали). Результатом такого моделювання буде більш міцна кора. Наприклад, волога “діабазова” кора товщиною 10 км буде мати зону малої міцності в нижній корі, тоді як суха “діабазова” кора не буде цього мати. Тому суха “діабазова” кора не утворює контрасту міцності між корою і мантією. В цих умовах вся кора Венери буде жорсткою, незважаючи на її високу температуру.

З цих міркувань випливає, що дискусія щодо реології і стану ізостазії на Венері все ще залишається актуальною. З одного боку, існує значима кореляція між гравітаційним полем і топографією (більша ніж на Землі), яка ймовірно

відображає інтенсивну конвекцію в мантії і вказує на часткову ізостатичну компенсацію. З іншого, дослідження щодо прогинання літосфери дають підстави вважати, що Венера має помірно жорстку літосферу, яка може підтримувати теперішній топографічний рельєф планети. Проблема полягає в тому, щоб пояснити, яким чином Венера може мати жорстку літосферу при високій температурі поверхні. Ймовірним припущенням є те, що Венера є більш сухою планетою, ніж Земля через її більше наближення до Сонця. Тому, незважаючи на те, що планета в минулому декілька разів змінювала свою поверхню через магматичні події, Венера зараз є тектонічно спокійною планетою, на якій, ймовірно, відсутня тектоніка плит. Однак на Венері існують ознаки розломів, рифових долин і плато. Дуже характерним для Венери є кільцеві структурні топографічні утворення у вигляді “корон”. Ці квазікруглі топографічні об'єкти сягають 100–600 км в діаметрі і складаються з концентричних хребтів і внутрішніх топографічно низьких або високих поверхонь. Отже, на Венері її поверхня зазнала слабкої ерозії і зберегла всі зміни, що відбулися впродовж сотень мільйонів років під дією тектонічних сил. Наближаючись за масштабами тектонічної активності до Землі, Венера може служити планетарною моделлю при вивченні геологічної історії нашої планети [Базилевский, Хед, 1995].

Марс

Марс – це маленька планета з легкою, багатою на CO₂ атмосферою і масою всього 11% маси Землі. Так само як на Місяці, на Марсі є багато кратерів. Але на відміну від цих двох планет, Марс показує на своїй поверхні ознаки ерозії, седиментації та перенесення мас, вказуючи на те, що в минулому планета мала більш густу атмосферу і воду [Мороз, 1978]. Можливість існування води і, як наслідок, можливість життя на Марсі породили великий громадський інтерес до дослідження планети. Мабуть, тому до Марса було організовано більше “пролітних” та “орбітальних” космічних місій, ніж до інших планет земного типу.

Поверхня Марса не має чітких ознак активної тектоніки плит (такої, як на Землі), але намагніченість кори вказує на те, що тектоніка плит могла існувати в період ранньої історії Марса. В марсіанській тепловій історії відзначають дуже активну ранню фазу з аккреаційним нагріванням, формуванням ядра, сильною конвекцією мантії та потужним виділенням тепла і потоками магми на поверхні та другу фазу, що тривала 3,5 млрд. років тому і характеризувалась повільним остиганням. Найбільш ймовірно, що ядро є цілком рідким і не конвекційним, а мантіїні плуми, мабуть, відіграли

важливу роль в обміні тепла і формуванні тектонічної поверхні планети [Мещеряков, Церклевич, 1987; Жарков, 2003].

Марс має широкий спектр топографічних особливостей і складний рельєф. В результаті проведення за допомогою космічних апаратів повного картографування поверхні Марса з'ясувалося, що вона дуже різноманітна і характеризується дихотомією [Мещеряков, Церклевич, 1987; Жарков, Мороз, 2000]. Це найбільш вражаюча особливість поверхні планети, яка відобразилась в чіткому її розподілі на південну гірську місцевість, на якій є багато кратерів, і вулканічні рівнини, які покривають набагато молодшу північну півкулю, схожу на вулканічні рівнини на Венері.

Поверхня планети майже повсюдно покрита безліччю ударних кратерів, подібних до місячних. На ній домінують топографічно високі регіони Tharsis і Elysium. На цих плато знаходиться певна кількість вулканів і протяжні структури у формі рифових долин. Вулкани Tharsis Montes є незвичайними за деякими ознакам. По-перше, вони є одними з найбільших структурних елементів рельєфу в сонячній системі [Blasius, Cutts, 1981]. Наприклад, гора

Olympus Mons досягає висоти в 25 км над довколишнім регіоном, і її основа має до 600 км в діаметрі. По-друге, більшість вулканів є щитовими вулканами, що складаються з тисяч окремих потоків лави. Їхні вершини характеризуються кратерами у вигляді кальдер, більшість з яких показує ознаки неодноразових вертикальних обвалів і тектонічних модифікацій їхніх крутих країв.

Великий розмір гори Olympus Mons породив багато питань відносно стану ізостазії на Марсі. Наприклад, С. Тарбер і М. Токзоц [Thurber, Toksöz, 1978] стверджували, що гора Olympus Mons регіонально скомпенсована, посилячись на відсутність ознак деформації і нормальних розривів в районі схилів вулкану. Порівнюючи топографію схилу вулкану з оцінками простих моделей, вони стверджували, що товщина кори Марса, мабуть, перевищує 150 км. Гора Olympus Mons асоціюється з найбільшими додатними аномаліями на Марсі. В таблиці наведено дані з [Yuan et al., 2001] щодо додатних аномалій гравітаційного поля, які територіально співпадають з тектонічними структурами планети.

Таблиця

Характеристики додатних аномалій сили ваги над тектонічними структурами Марса

Тектонічна структура	Широта	Довгота	MGS75D
		<i>Північна півкуля</i>	<i>мГал</i>
Utopia Planitia	49°N	94°E	268
Alba Patera	41°N	112°W	438
Uranios Patera	27°N	92°W	197
Elysium Mons	25°N	146°E	778
Olympus Mons	18°N	134°W	2868
Isidis Planitia	12°N	85°E	417
Ascraeus Mons	11°N	104°W	1684
Nili Patera	10°N	67°E	119
Pavonis Mons	1°N	113°W	1094
		<i>Південна півкуля</i>	
Arsia Mons	9°S	120°W	1590
Apollinaris Patera	9°S	174°E	235
Tyrrhena Patera	23°S	106°E	222
Hadriaca Patera	33°S	95°E	163
Hellas Planitia	40°S	71°E	57
Argyre Planitia	50°S	44°W	160
Amphitrites Patera	58°S	61°E	257
South Rim of Valles Marineris	10°S to 18°S	30°W to 100°W	402

В.Сьєгрєн [Sjogren, 1979] вперше використав гравітаційну аномалію над горою Olympus Mons, щоб оцінити аномальну масу, пов'язану з вулканом, і за його розрахунками маса гори Olympus Mons становить біля $8,7 \times 10^{18}$ кг. Ця

величина наближається до маси, що розрахована на основі топографічних висот гори Olympus Mons, припускаючи її однорідну густину $3,0 \text{ г/см}^3$. Близькість значень маси, отриманих за гравітаційною аномалією і топографічними ви-

сотама, вказує на те, що гора Olympus Mons є істотно некомпенсованою.

Р. Комер з колегами [Comer et al., 1985] показали, що напруження в регіоні гори Olympus Mons має максимальне значення в 50–200 МПа на відстані 800–400 км відповідно від центру навантаження. Виникає однак питання: чи може літосфера Марса витримувати напруження такої величини? В'язкісно-еластична релаксація, глобальне напруження стиску і динамічна підтримка були розглянуті як можливі альтернативні пояснення всупереч прогинанню літосфери, але жоден з цих факторів не набув переконливого значення. Тому вони зробили висновок, що літосфера Марса достатньо потужна і може утримувати великі вулканічні навантаження за рахунок прогинання літосфери.

Перші дані про варіації товщини кори Марса були отримані на основі аномалій Буге, визначених з використанням моделей гравітаційного поля і топографії. Припускаючи постійну різницю густини між корою та мантією і радіально незмінні густину ядра та мантії, Дж. Бальміно та інші [Balmino, et al., 1982] інтерпретували отримані аномалії Буге гравітаційним впливом зміни товщини кори. Вони встановили, що середня товщина кори сягає 50 км, а її варіації знаходяться в межах 3–92 км. Однак надійні значення товщини кори планети можна отримати лише на основі даних сейсмології. Оскільки на Марсі був проведений тільки один сейсмічний експеримент, який дозволив зафіксувати одне марсотрясіння, то однозначних оцінок товщини кори планети на основі цих даних отримати неможливо. Все ж таки, опрацьовані сейсмограми показали, що товщина кори, а, можливо, межа розділу в корі в районі посадки спускного блоку "Вікінг-2" складає 15 км [Anderson et al., 1977]. Отже, якщо вважати, що товщина кори в місці роботи сейсмометра рівна вказаній величині, то отримаємо одну реперну точку для узгодження товщини кори, яку визначають за даними про гравітаційне поле та топографію. Оптимізація товщини кори в єдиній реперній точці привела авторів [Церклевич, Евсеєва, 1980] до вибору параметрів ізостації за моделлю Ері, а саме: $T_0 = 30 \text{ км}$ – нормальна товщина кори, $\delta_k = 3,0 \text{ г/см}^3$ – густина кори, $\delta_m = 3,5 \text{ г/см}^3$ – густина верхньої мантії. За їхніми розрахунками мінімальна товщина кори складала 10 км, максимальна – 90 км, а середня – 40 км.

Е. Крістенсен і Дж. Бальміно [Christensen, Balmino, 1978] використали свою модель гравітаційного поля планети і модель топографії [Bills, Ferrari, 1978] для побудови карти розподілу товщини марсіанської кори. За вихідні параметри вони приймали густину кори $\delta_k = 2,9 \text{ г/см}^3$ і її середню товщину $T_{cp} = 38 \text{ км}$ (це значення вибиралось з метою мінімізації

товщини кори в Hellas Planitia). Різниця густини на межі кора-мантія встановлювалась на основі моделі внутрішньої будови Марса з середнім радіусом $R = 3394 \text{ км}$, загальним моментом інерції $C/MR^2 = 0,377$, середньою густиною мантії $\delta_m = 3,71 \text{ г/см}^3$, густиною в центрі ядра $\delta_j = 8,30 \text{ г/см}^3$ і його радіусом $R_j = 1280 \text{ км}$. Автори встановили, що на похибки обрахунку товщини кори крім похибок у визначенні гармонічних коефіцієнтів розкладу гравітаційного поля і топографії істотно впливає невизначеність моменту інерції, меншою мірою впливають похибки у визначенні середньої товщини кори, радіуса ядра і середньої густини кори.

Проведені на КА Pathfinder і Mars Global Surveyor лазерні альтиметричні вимірювання дали можливість визначити топографію планети з вертикальною точністю біля 5 м і горизонтальним покриттям біля $0,25^\circ$ [Smith et al., 1999]. Після отримання гравітаційних і топографічних даних з високою роздільною здатністю від місій КА Mars Global Survey та Mars Odyssey було опубліковано чимало робіт, що описували структуру кори і літосферу Марса. Ці дослідження визначили граничні значення для товщини і густини кори Марса, а також припустили існування динамічної підтримки топографії та неоднорідностей мас в літосфері. Огляд літературних джерел щодо досліджень гравітації, топографії та кори Марса можна знайти в [Zuber, 2001; Wicczorek, Zuber, 2004; Nimmo, Tanaka, 2005; Wicczorek, 2007].

З аналізу співвідношення висот геоїда і топографії для древнього південного високогір'я також була оцінена середня товщина кори Марса. Після зняття довгохвильового навантаження, пов'язаного з областю Tharsis, і припускаючи ізостатичну рівновагу за моделлю Ері, було отримано для середньої товщини кори значення $57 \pm 24 \text{ км}$ [Wicczorek, Zuber, 2004]. Цей діапазон значень узгоджується з оцінкою, що базується на в'язкісній релаксації топографії і геохімічному аналізі густини кори [Nimmo, Tanaka, 2005; Zuber et al., 2000]. Отримані дані вимагають, щоб товщина кори не перевищувала 100 км і не була меншою ніж 32 км [Nimmo, Stevenson, 2001]. Припускаючи середню товщину кори в 45 км, Г. Нейман та ін. [Neumann et al., 2004] побудували глобальну модель варіації товщини кори (див. рис. 3). Якщо прийняти, що густина кори незмінна, то її товща на південних високогір'ях може бути більшою приблизно на 30 км в порівнянні з північною низиною. Однак, якщо густина кори на північних низинах більша, ніж на південних високогір'ях, що впливає з результатів досліджень В. Беллекука та ін. [Belleguic et al., 2005], то фактична різниця в товщині кори може бути істотно меншою.

Область Tharsis має відносно товсту кору, що вказує на тривале вулканічне утворення, тоді як кора під основними імпактними басейнами є тоншою, а в деяких місцях майже відсутня.

Інші оцінки товщини кори для літосфери Марса були отримані в дослідженнях імпактних кратерів. Деякі з найбільших кратерів на рівнинах Isidis Planitia, Hellas Planitia і Arcadia Planitia, оточені концентричними дуговими гірськими поясами, нагадують імпактні басейни Місяця. Особливий інтерес представляє Isidis Planitia, оскільки ця тектонічна структура оточена концентричним грабеном. Р. Комер та ін. [Comer et al., 1985] вважали, за аналогією з місячними борознами, що грабен сформований внаслідок дії додаткового навантаження від заповнення імпактного басейну вулканічним матеріалом. Порівнюючи відстань до грабену з оцінками максимуму напруження на основі різних значень товщини кори, вони її оцінили в

20–30 км.

Підсумовуючи різні модельні оцінки товщі кори, слід відмітити, що через відсутність сейсмічних вимірювань товщина марсіанської кори не може бути визначеною так як на Землі чи Місяці, і тому оцінки при визначенні товщі кори є неоднозначними.

Фундаментальним відкритим питанням залишається інтерпретація формування північних низин. М. Зібер та ін. [Zuber et al., 2000], посилаючись на результати визначення гравітаційного поля та топографії, вважали гіпотезу зіткнень малоімовірною. Натомість вони допускали, що вулканічне або осадове заповнення більш ймовірне. Крім того, вони прийшли до висновку, що негативні гравітаційні лінійні аномалії разом з геометричними характеристиками та властивостями потоків цих структур вказують на поверхневі підлітосферні або на глибинні мантіїні потоки.

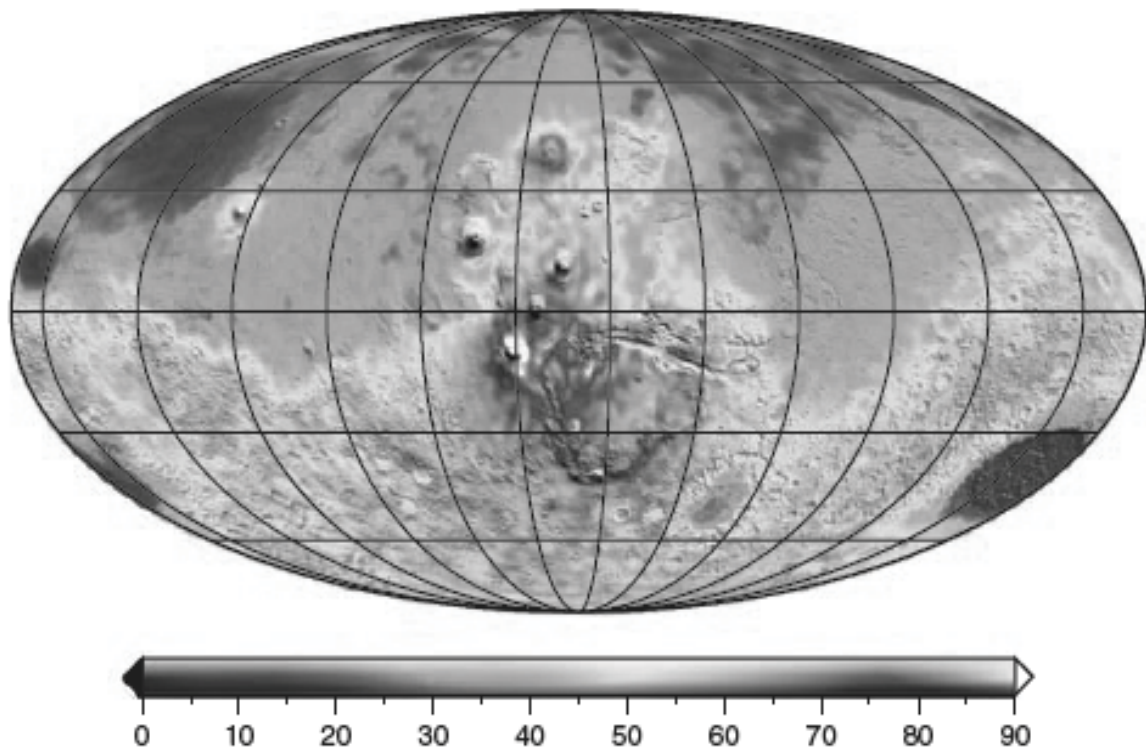


Рис. 3. Товщина кори Марса [Neumann et al., 2004]

Відзначимо також, що на відміну від Землі, існує значима кореляція між гравітацією і топографією Марса для нижніх порядків сферичних гармонік. Тоді як діючі геодинамічні процеси, що відносяться до конвекції мантії, субдукції і післяльодовикового сповзання, в основному, визначають нижні гармоніки земного геоїду. Топографічні характеристики планети, що відносяться до вулканічної активності в минулому, такі як Tharsis complex, Olympus Mons, істотно впливають на нижні гармоніки гравітаційного

поля Марса. Заслуговує уваги гіпотеза про існування великомасштабних глибинних латеральних неоднорідностей надр Марса, які простежуються ймовірно до ядра і динамічно зв'язані з геологічними структурами планети на її поверхні [Церклевич, Заяць, 2008]. Так, великомасштабні додатні аномалії розподілу густини, які охоплюють структури Isidis Planitia, Syrtis Major Planitia та Utopia Planitia в східній частині півкулі, чітко визначаються на невеликих (50–100 км) глибинах в літосфері. Від'ємні аномалії

густини на невеликих глибинах зосереджені на заході в Amazonis Planitia та зі східної сторони відносно Tharsis Montes, охоплюючи Valles Marineris, Lunae Planum та Hellas Planitia. Таким чином, більшість додатніх і від'ємних аномалій густини в літосфері корелюють з тектонічними структурами топографічної поверхні Марса. На значній глибині картина розподілу додатніх та від'ємних аномалій густини відрізняється від розподілу густини на невеликих глибинах, за винятком Olympus Mons та Tharsis Montes, що підверджує їх глибинне утворення. Зауважимо також, що для Землі сейсмологія фіксує надзвичайно важливий для тектоніки і геодинаміки феномен: дослідження тихоокеанської неоднорідності аж до ядра планети [Пушаровский, 1997]. Отже можна припустити, що в ході акреції планет гомогенізації не відбулося. Тому правомірно говорити про первинну тектонічну і геодинамічну неоднорідність Марса, яка відобразилась у сучасному вигляді планети.

Місяць

Місяць знаходиться найближче до Землі і про нього як про космічне тіло ми знаємо найбільше. Однак питання утворення і ранньої історії Місяця продовжують дискутуватись. Є підстави вважати, що Місяць має легку, багату на шпат кору, яка покриває більш щільну і багату на кремній мантію. Перші сейсмічні експерименти на Місяці виконувались у 1969 р. КА "Аполлон-11". Пізніше сейсмічні станції встановлювались експедиціями "Аполлон-12", і "Аполлон-14-17". В результаті цих експериментів була побудована сейсмічна модель Місяця. Виявилось, що наш супутник має потужну кору товщиною 60 км на видимому боці і ще більшу на невидимому. Затухання поперечних сейсмічних хвиль, які генеруються природним або штучним шляхом, вказує на те, що Місяць як і Земля має частково розплавлене ядро [Жарков, 2003]. Однак на відміну від Землі, на Місяці нема атмосфери і на поверхні нема ознак ерозії, відкладення осадів (седиментації) і переносу мас [Шевченко, 1980].

Традиційно виділяють дві типові візуальні особливості поверхні Місяця: світліші материкові підняття місцевості і значно темніші моря. Найбільш вражаючими елементами рельєфу на денному боці Місяця, які можна легко бачити в телескоп, є кругові басейни. Ці топографічні западини з плоским дном мають діаметри в діапазоні 100–300 км (деякі досягають 800 км). У відбитому сонячному світлі ці басейни виглядають як темні тіні. Раніше вважалося, що тіні – це западини, заповнені водою, і тому перші астрономи називали їх морями [Шевченко, 1980]. Моря зараз розглядаються як потоки базальтової лави, які заповнили великі імпакті (утворені внаслідок зіткнення) кратери. Най-

більш відомими є Море Вологості (Mare Humorum) круглої форми, приблизно 300 км в перетині, що характеризується гладкою поверхнею, на якій є маленькі більш молоді імпакті кратери. Інші визначні моря на денному боці Місяця – Ясності (Serenitatis), Дощів (Imbrium), Криз (Crisium), Нектару (Nectaris) та Східне (Orientale). Серед них Море Дощів має найбільш "сучасний" вигляд і через це вважається найбільш молодим [Сагітов, 1979]. Ж.К. Гільберт [Gilbert, 1893] ще в 1893 році вперше висловив гіпотезу, що Море Дощів це величезний імпактіний кратер, який був сформований при зіткненні великого метеорита з Місяцем. Наступні дослідження показали, що цей кратер був заповнений принаймні трьома потоками лави. Ця лави скоріш за все вивергнулася поблизу найбільш віддаленого краю кратера і текла всередину в напрямку до центру.

Інша характерна особливість поверхні Місяця виявляється в різниці висот топографічної поверхні між видимим і невидимим боком. Обернений бік має значно менше морів. Топографічні висоти Місяця лежать в межах від –8 до +8 км відносно середнього рівня [Шевченко, 1980; Сагітов, 1979].

Місячна поверхня демонструє типові риси базальтового потоку, такі як круті фронти потоку та добре розвинуті канали лави, які обмежені дамбами і хвилястими западинами.

Моря оточені топографічним підвищенням заввишки від кількох метрів до кількох кілометрів над поверхнею басейнів. Ці елементи рельєфу є більш нерівні, ніж моря, і складаються в основному з виверженої магми, великих блоків та уламків країв кратерів. Цей матеріал є сильно брекчієвидним. Зразки, отримані з південно-західного краю Моря Дощів під час місії КА Аполон-15, вказують на вік 3,9 млрд. років. Так як вік Місяця вважається 4,7 млрд, то це вказує на зіткнення, яке відбулося відносно рано в історії Місяця і сформувало кратер Моря Дощів [Conel, Holstrom, 1968].

П. Мюллер і В. Сьогрен [Muller, Sjogren, 1968], використовуючи дані з КА Lunar Orbiter, були одними з перших, які описали гравітаційне поле Місяця. Результати їхніх досліджень показали, що Моря Дощів, Ясності, Криз, Вологості і Нектару асоціюються з гравітаційними аномаліями до +300 мГал. Вони назвали ці аномалії масконами. На їхнє переконання, маскони були зумовлені щільним планетезимальним матеріалом, що склався з заліза і нікелю і впав на поверхню Місяця під час сильного бомбардування в ранній період історії.

Відкриття масконів ініціювало дебати навколо стану ізостації на Місяці. На початку дискусії увага акцентувалась на тому, чи були маскони ізостатично скомпенсовані. Пізніше підтримувались дві протилежні точки зору: одна, що

вони були некомпенсовані [Conel, Holstrom, 1968; Gilvarry, 1969], інша, що скомпенсовані [O'Keefe, 1968; Hulme, 1972; Watts, 2001].

Якщо маскони ізостатично некомпенсовані, то вони підтримуються за рахунок міцної місячної літосфери. Дж. Гільваррі [Gilvarry, 1969], наприклад, вважав, що навантаження матеріалу, який заповнив басейн, було занадто малим, щоб продавити кору і мантію під басейном. Таким чином, басейн виглядає некомпенсованим. Дж. Конел і Г. Холстром [Conel, Holstrom, 1968] допускали, що маскони виникли в результаті занурення важкого матеріалу в поверхню Місяця під час зіткнення з метеоритом. Згідно з обома моделями поверхня Місяця не просідає під навантаженням і Місяць є відносно жорсткою і холодною планетою.

Згідно з альтернативною точкою зору маскони є скомпенсовані на певній глибині. Дж. О'Кіф [O'Keefe, 1968], наприклад, прийшов до висновку, що якщо аномалії сили ваги у вільному повітрі над масконами скоригувати за вплив топографії, то отримуємо аномалії Буге, які узгоджуються з моделями ізостазії Ері або Пратта. Механізм компенсації не може бути визначений точно, але Дж. О'Кіф зазначив, що моделі локальної ізостазії не зможуть пояснити всі аномалії сили ваги в редукції Буге. Наприклад, можуть виникнути певні відхилення в інтерпретації ізостатичного стану для тих морських структур, в яких заповнення морського басейну відбулось після їх формування.

Отже, ключовим питанням, яке пов'язане з інтерпретацією масконів, є розділення різних складових в гравітаційних аномаліях: від топографії, басейнового заповнення і впливу мантії під цим басейном. В багатьох теоретичних роботах (див. [Сагітов, 1979; Phillips, Lambeck, 1980; Wiczorek, 2007] і наведену там бібліографію) 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 місячних морях за рахунок напруженого стану літосфери. Більшість дослідників [Hulme, 1972; Phillips, Lambeck, 1980; Сагітов, 1979] вважають, що для Місяця маскони ізостатично не зрівноважені і їх інтерпретація передбачає або значну твердість зовнішньої оболонки Місяця, яка здатна досить довго витримувати напружений стан, або значну в'язкість матеріалу, а це приводить до того, що часу, який пройшов з моменту утворення масконів, недостатньо для їх ізостатичного врівноваження. Всупереч таким висновкам Дж. О'Кіф і Г. Холм (див. [Watts, 2001]) вперше дослідили, що елементи рельєфу місячної кори можуть бути ізостатично скомпенсовані. Існування ізостазії дає важливі аргументи для розуміння формування Місяця. Це

означає, що за внутрішньою структурною будовою Місяць був не холодним і твердим тілом, а більш рідким і, можливо більш гарячим, ніж це раніше вважалося.

А. Кунце [Kunze, 1976] зауважив, що площа під додатними гравітаційними аномаліями над масконами приблизно дорівнює площі під від'ємними аномаліями сили ваги, що їх оточують. З цього випливає, що надлишок маси, пов'язаний з додатними аномаліями, подібний до дефіциту маси, який пов'язаний з від'ємними аномаліями. Тому він стверджував, що структура гравітаційних аномалій масконів є результатом суперпозиції додатної аномалії сили ваги, пов'язаної з додатковим навантаженням в області моря, і від'ємної аномалії, викликаной прогином легкої кори під дією навантаження в більш щільну мантію. Однак він не дійшов до висновку про механізм дії регіональної моделі ізостазії, оскільки така модель означає існування різниці тисків, яку місячна кора не може витримувати довгий час.

Отже, А. Кунце надавав перевагу локальній моделі ізостазії.

Першим, хто використав ідею регіональної ізостазії для місячних морів, був А. Кукез [Kukkes, 1977]. Він показав, що структура підвищень і понижень рівневої поверхні над морями може бути пояснена моделлю, в якій базальтова лава, що заповнила імпактний басейн, працює як навантаження, яке прогинає літосферу своєю вагою. Він оцінив величину навантаження за даними додатних гравітаційних аномалій і використав його для розрахунку прогинання літосфери в області басейну. А. Кукез встановив, що модель еластичної плити товщиною 50–100 км найкращим чином узгоджується з гравітаційною аномалією, яка визначена над масконом. Він також розраховував напруження від прогинання еластичної плити, яке наближалось до 100 МПа, і оскільки такі напруження можуть підтримуватись літосферою Землі впродовж довгого часу (десятки мільйонів років), то логічно допустити, що це напруження може підтримуватись і на Місяці.

В дослідженнях регіональної ізостазії місячних морів важливим є врахування в'язкісної релаксації. Роль в'язкісної релаксації на Місяці була досліджена в багатьох роботах [Phillips, Lambeck, 1980; Watts, 2001; Baldwin, 1971; Schaber et al., 1977; Williams, Zuber, 1998]. Р. Болдуїн [Baldwin, 1971], наприклад, стверджував, що якщо зовнішня оболонка Місяця матиме в'язкість таку ж, як у земній мантії, то місячний кратер діаметром 200 км буде скомпенсований приблизно за 1 мільйон років. Великі кратери будуть релаксувати швидше, ніж малі. Він зробив висновок щодо багатьох найбільших місячних кратерів, які вважаються сформованими в ранній історії Місяця, вказавши, що їх зовнішня

оболонка має бути більш жорсткою, ніж земна, інакше кратери на Місяці вже б давно зникли. Г. Шабер та ін. [Schaber, et al., 1977], погоджуючись з Р. Болдуїном, наполягали на тому, що невдовзі після формування Місяця його поверхня впродовж короткого відрізка часу зазнала бомбардування метеоритами, але деякі кратери виглядають “молодими” з глибоким дном басейну і високими краями, тоді як інші “деградували” і мають мілке дно та низькі краї. Вони відзначили, що скоріше більші кратери, ніж менші, показують ознаки більшої морфологічної деградації. Отже, Г. Шабер та ін. знайшли беззаперечне підтвердження тому, що великі місячні кратери зазнали змін внаслідок ізостатичних процесів, які були дуже інтенсивними, принаймні під час ранньої еволюції Місяця.

Експедиції КА Clementine і Lunar Prospector істотно поліпшили наші знання про місячну гравітацію і топографію. На жаль, роздільна здатність гравітаційного поля сильно відрізняється для темної і світлої півсфер, а топографія, визначена альтиметром з КА Clementine, є найгіршою в порівнянні з Землею, Венерою та Марсом.

К. Вільямс і М. Зібер [Williams, Zuber, 1998] переглянули проблему визначення в'язкісної релаксації і товщини кори, використовуючи топографічні дані з набагато більшою роздільною здатністю, ніж це було можливо для попередніх досліджень. Вони використали нові дані, щоб виміряти глибину і діаметр 29 великих кратерів, включаючи Море Спокою, і встановили систематичний зв'язок між глибиною та діаметром місячних кратерів. А саме, подвійні логарифмічні графіки показують лінійний зв'язок із зміною нахилу в районі діаметрів 100–200 км. Через те, що зміна нахилу, схоже, є характерною рисою всіх кратерів, то вони стверджували, що в'язкісна релаксація була мало ймовірною. Зокрема, вони розглядали зв'язок між глибиною кратера і його діаметром для того, щоб використати це для оцінки товщини базальту в місячних басейнах, і встановили, що ця товщина змінюється від 0,6 км для Східного Моря до 5,2 км для Моря Дощів. С. Соломон і Р. Комер [Solomon et al., 1982] також кількісно дослідили в'язкісно-еластичну релаксацію, враховуючи топографію місячних басейнів і країв, що їх оточують. Вони прийшли до висновку, що вплив в'язкісної релаксації на модифікування місячних імпактних басейнів є невизначеною. Оскільки є підстави вважати, що певний механізм в'язкісної релаксації може бути необхідним для пояснення морфологічних відмінностей між великими місячними басейнами, молоді басейни виглядають менше деградованими, ніж давні. Однак є багато малих місячних кратерів, для яких не виявляються ознаки жодної в'язкісної деградації.

В роботі [Wieczorek, Phillips, 1977] товщина місячної кори була оцінена на основі аналізу співвідношення висот селеноїда і топографії на високогір'ях світлої сторони. Припускаючи, що ці регіони скомпенсовані за моделлю Ері, автори представили результати, які вказують на середню товщину кори 49 ± 16 км. Структура кори була також локально оцінена сейсмічними методами, в основному, під станціями КА Apollo 12 і 14 на поверхні Місяця, але ці дослідження не дуже узгоджуються між собою. Спочатку М. Токзоом та ін. [Toksoz et al., 1974] було повідомлено про товщину кори, яка становить біля 60 км, але новіші дослідження вказують на менші значення – 45 ± 5 км [Khan et al., 2000], 38 ± 8 км [Khan, Mosegaard, 2002] і $30 \pm 2,5$ км [Lognonne, 2005]. Знаючи середню товщину кори, а також густину кори і мантії [Wieczorek, Phillips, 1998; Wieczorek et al., 2006; Wieczorek, 2007], була побудована глобальна модель товщини кори Місяця (див. рис. 4). Найбільш примітною особливістю цієї моделі є різке потоншення кори під великими басейнами. Це є природним наслідком наявності великої кількості матеріалу, який був відкинутий під час процесу зіткнення з космічними тілами. Результати цих досліджень також показують, що глибина занурення кори під найбільшими басейнами досягає декількох десятків кілометрів.

Виглядає досить ймовірно, що деякі басейни, такі як море Криз, досягають мантії, враховуючи їх майже нульову товщину кори. Однак, незважаючи на великий розмір гігантського басейну South Pole-Aitken на темній стороні, його глибина є відносно малою, і товща матеріалу кори сягає ~ 20 км. Якщо припущення про постійну густину кори правильне, то відстань між центром мас і геометричним центром в $\sim 1,9$ км вказує на те, що кора на темній стороні більш товста, ніж на світлій, приблизно на 15 км. Однак відомо, що в складі кори мають місце глобальні варіації густини [Jolliff et al., 2000], і тому різниця в товщині кори між півсферами може бути меншою.

Для Місяця аномальне гравітаційне поле можна інтерпретувати збурювальним впливом латеральних неоднорідностей густини мантії або великомасштабними варіаціями товщини кори. Так у роботі [Церклевич та ін., 2010] були побудовані карти розподілу горизонтальних неоднорідностей густини надр Місяця для глибин 60, 100 і 1400 км, які вказують на те, що аномалії густини є більш поверхневими порівняно з Марсом, а глибинні неоднорідності, мабуть, відображають вплив лише на гармоніки 2-го порядку і характеризують надгідростатичну еліптичність фігури. Підтвердженням цієї аргументації може розглядатись також характер зміни енергетичного спектру гравітаційного потенціалу (порядкових дисперсій) Місяця, який

спадає більш повільно, ніж аналогічні спектри для Марса і Землі [Wieczorek, 2007]. 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 2-го порядку, що зумовлений 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 його геодинамічну еліптичну неоднорідність, яка виникла на ранніх етапах еволюції. Залишається загадкою, внаслідок яких саме еволюційних процесів така

неоднорідність виникла на Місяці.

Висновки

1. Проблеми дослідження ізостазії та інтерпретація гравітаційних аномалій планет є доволі складними та неоднозначними, однак вивчення цієї проблеми в рамках порівняльної планетології відкриває більше надій та перспектив побудови теорії утворення і еволюції Землі. Тільки шляхом зіставлення цих полів з іншими даними планетарного характеру можна встановити геофізичний смисл розподілу мас, які відповідальні за планетарні аномалії гравітаційного поля. Ключовою проблемою при інтерпретації планетарних аномалій гравітаційних полів є розділення збурювальних впливів кори і мантії планети.

2. Побудова сучасних моделей, які відходять від традиційної схеми Ері, може привести до зміни уявлень про ізостазію різних регіонів Землі та ізостатичну врівноваженість структур кори.

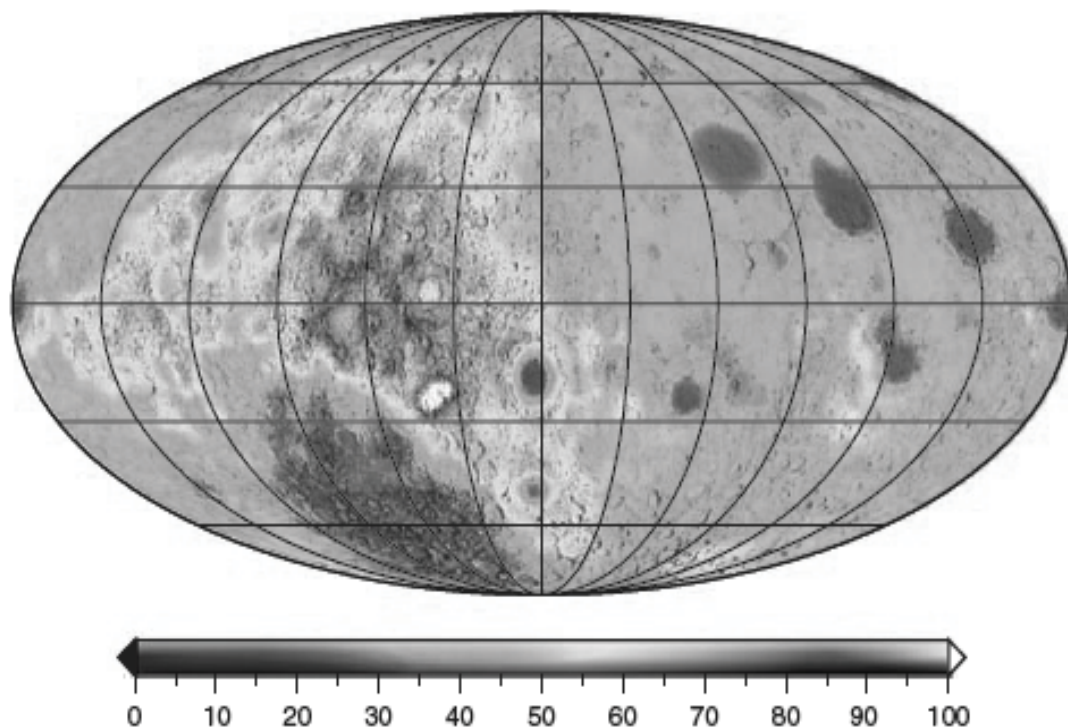


Рис. 4. Товщина кори Місяця [Wieczorek, 2007]

3. Аномалії сили ваги на Венері не такі великі, як на Місяці чи Марсі, і схоже, що вони краще корелюють з топографією, ніж на Землі. Дискусія щодо реології і стану ізостазії на Венері залишається актуальною. З одного боку для Венери цілком ймовірна інтенсивна конвекція в мантії, що може вказувати на часткову ізостатичну компенсацію. З іншого, дослідження щодо прогинання літосфери дають підстави

вважати, що Венера має досить жорстку літосферу, яка може підтримувати теперішній топографічний рельєф планети.

4. Модельні оцінки товщі кори Марса є неоднозначними через відсутність достовірних сейсмічних вимірювань товщини марсіанської кори, яка не може бути визначеною так, як на Землі чи Місяці. Фундаментальним відкритим питанням залишається інтерпретація формування північних низин. Топографічні характе-

ристики планети, що відносяться до вулканічної активності в минулому, такі як Tharsis complex, Olympus Mons, істотно впливають на нижні гармоніки гравітаційного поля Марса. Більшість додатних і від'ємних аномалій густини в літосфері корелює з тектонічними структурами топографічної поверхні Марса, а це дає підстави вважати, що саме глибинні неоднорідності створюють в основному таке "грубе" гравітаційне поле планети. Глибинний розподіл аномальних мас надр відображає негідростатичний стан планети, що ймовірно виник в її ранній історії. Тому можна припустити, що в ході акреції планет гомогенізації не відбулося і тому має місце первинна тектонічна і геодинамічна неоднорідність Марса, яка відобразилась на сучасному вигляді планети.

5. На Місяці гравітаційне поле формується головним чином за рахунок збурювального впливу літосфери. Ключовим питанням, яке пов'язане з інтерпретацією масконів, є розділення збурювальних складових в гравітаційних аномаліях від топографії, басейнового заповнення і впливу мантиї під цим басейном. Найбільші аномалії густини, які істотно впливають на гравітаційне поле, зосереджені в приповерхневих горизонтах і корелюють з масконами. Розподіл горизонтальних неоднорідностей густини в надрах Місяця на значних глибинах може свідчити про геодинамічну еліптичну неоднорідність.

Література

- Авчан Г.М. Петрофизические характеристики осадочного чехла нефтегазоносных провинций СССР / Г.М. Авчан, М.Л. Озерская – М.: Недра, 1985. – 192 с.
- Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР / М.Е. Артемьев – М.: Наука, 1975. – 215 с.
- Артемьев М.Е. Изостазия и кросс-спектральный метод ее изучения / М.Е.Артемьев, М.К. Кабан // Изв. АН СССР. Физика Земли. –1987. – №11. – С. 85–98.
- Артюшков Е.В. Геодинамика / Е.В. Артюшков – М.: Наука, 1979. – 327 с.
- Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР / [В.Б. Ермаков, Г.В. Краснопевцева, В.Н. Семов, Ю.К. Щукин]. – М.: ВНИИГеофизика, 1989. – 84 с.
- Базилевский А.Т. Геологическая история Венеры за последние 300-500 млн. лет по данным фотогеологического анализа радарных изображений, полученных КА "Магеллан" / А.Т. Базилевский, Дж.У. Хед // Астрон. Вестник. – 1995. – 29, №3. – С. 195–218.
- Белоусов В.В. Строение земной коры Европы по сейсмическим данным / В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова // Литосфера центральной и восточной Европы. – К.: Наук. думка, 1978. – С. 50–65.
- Геологическое и геофизическое моделирование нефтегазоносных провинций / [редакторы: Н.В. Неволин, К.В. Ковилин]. – М.: Недра, 1993. – 204 с.
- Дейнека Ю.П. Сравнительный анализ современных движений и некоторых других геофизических характеристик земной коры Восточной Европы / Ю.П. Дейнека, В.А. Скрыль, А.Л. Церклевич и др. // Геофиз. журнал. – 1991. – Т.13. – С. 17–23.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение / Гарольд Джеффрис. – М.: Изд-во иностр. лит, 1960. – 484 с.
- Евсеев С.В. О некоторых закономерностях гравитационного поля Земли и их значении для геодезии и геофизики / С.В. Евсеев. – К.: Изд-во АН УССР, 1957. – 84 с.
- Жарков В.Н. Почему Марс? / В.Н. Жарков, В.И. Мороз. // Природа. – 2000. – №6. – С. 57–67.
- Жарков В.Н. Геофизические исследования планет и спутников. Первое чтение им. О.Ю. Шмидта, 30 сент. 2002 г. / В.Н.Жарков. – М.: ОИФЗ РАН, 2003.–102 с.
- Кабан М.К. Изучение изостазии литосферы / Кабан М.К. – М.: Наука, 1988. – 125 с.
- Кабан М.К. Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии. 1. Мантийные и изостатические аномалии силы тяжести [Электронный ресурс] / М.К. Кабан // Российский журнал наук о Земле. – 2001. – Т.3, №2. :<http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01062/rje01062.htm>.
- Коган М.Г. Кросс-спектральный метод исследования изостазии океанических и континентальных структур / М.Г. Коган, Е.И. Магницкая, Н.И. Чернова // Изв. АН СССР. Физика Земли. –1 987. – №11. – С. 71–84.
- Козленко В.Г. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным / В.Г. Козленко, В.И. Старостенко, С.И. Субботин. // Тектоносфера Земли. – М.: Наука, 1978. – С. 220–266.
- Лунев Б.В. Изостазия как динамическое равновесие вязкой жидкости / Б.В. Лунев. // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 290, № 1. – С. 72–76.
- Мещеряков Г.А. Гравитационное поле, фигура и внутреннее строение Марса / Г.А. Мещеряков, А.Л. Церклевич. – К.: Наук. думка, 1987. – 240 с.
- Мороз В.И. Физика планеты Марс / Мороз В.И. – М.: Наука, 1978. – 352 с.
- Пушаровский Ю.М. Сейсмография, тектоника и глубинная геодинамика [Электронный ресурс] / Ю.М. Пушаровский. // Вестник отделения наук о Земле РАН. Электронный научно-информационный журнал. – 1997. – № 2. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgg_gms/2-97/main.html.

- Сагитов М.У. Лунная гравиметрия / М.У. Сагитов. – М.: Наука. –1979. – 432 с.
- Тараканов Ю.А. Интерпретация крупномасштабных гравитационных аномалий Земли / Ю.А. Тараканов, Т.Н. Черевко. // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – № 4. – С. 25–42.
- Церклевич А.Л. Гравитационное поле и фигура Марса / А.Л. Церклевич, Э.М. Евсеева // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1980. – №7. – С. 3–15.
- Церклевич А.Л. О некоторых методах построения модели изостазии / А.Л. Церклевич, Ю.П. Дейнека. // Изучение Земли как планеты методами геофизики, геодезии и астрономии – К.: Наук. думка, 1994. – С. 178–183.
- Церклевич А.Л. Сучасні вертикальні рухи земної кори та їх зв'язок з геофізичними полями / А.Л. Церклевич, Ю.П. Дейнека // Геодинаміка. – 1998. – №1. – С. 145–152.
- Церклевич А.Л. Інтерпретація планетарних аномалій гравітаційного поля Марса / А.Л. Церклевич, О.С. Заяць // “Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва”. – Львів: НУ “Львівська політехніка”. – 2008. – С.97–108.
- Церклевич А.Л. Планетарні неоднорідності внутрішньої будови Марса та Місяця за даними їх гравітаційних полів / А.Л. Церклевич, О.С. Заяць, П.М. Зазуляк та ін. // Кинематика и физика небесных тел. – 2010 (в друці).
- Шевченко В.В. Современная селенография / В.В.Шевченко. – М.: Наука. –1980. – 288 с.
- Anderson D.L. Seismology on Mars / D.L. Anderson, W.F. Miller, G.V. Lathan et al. // J. Geophys. Res. – 1977. – 82, № 28. – P.4524–4544.
- Artemyev M.E. Isostatic compensation of Tien Shan; choice of compensation model / M.E. Artemyev, V.E. Golland. // Physics of the Solid Earth. – 1983. – 19, №1. – P. 30–37.
- Artemjev M.E. The free mantle surface – new possibilities to reveal subcrustal inhomogeneities from the structure of the Earth crust / M.E. Artemjev, M.K. Kaban. // J. of Geodynamics. – 1986. – 5. – P. 25–44.
- Baldwin R.B. The question of isostasy on the Moon / R.B. Baldwin. // Phys. Earth Planet. Inter. – 1971. – 4. – P. 167–179.
- Balmino G. Gravity field model of Mars in spherical harmonics up to degree and order eighteen / G. Balmino, B. Moynot, N. Vales. // J. Geophys. Res. – 1982. – 87, №1. – P. 9735–9746.
- Belleguic V. Constraints on the Martian lithosphere from gravity and topography data / M. Belleguic, P. Wicczorek, J. Lognonn] // J. Geophys. Res. – 2005. – 110, E 11. – P. 148–227.
- Bills B.G. Mars Topography Harmonics and Geophysical Implications / B.G. Bills, A. J. Ferrari. // J. Geophys. Res. – 1978. – 83, № B7. – P. 3497–3508.
- Blasius K.R. Cutts Topography of Martian central volcanoes / Karl R. Blasius, James A. Cutts // Icarus. – 1981. – 45, № 1. – P. 87–112.
- Bowin C. Gravity, topography, and crustal evolution of Venus / C. Bowin. // Icarus. – 1983. – 56, № 2. – P. 345–357.
- Christensen E.L. Development and analysis of a twelfth degree and order gravity model for Mars / E.L. Christensen, G. Balmino. // J. Geophys. Res. – 1978. – 84, № B14. – P. 7943–7953.
- Comer R.P. Mars: Thickness of the lithosphere from the tectonic response of volcanic loads / R.P. Comer, S.C. Solomon, J.W. Head. // Rev. Geophys. – 1985. – 23. – P. 61–92.
- Conel J.E. Lunar Mascons: A Near-Surface Interpretation / J.E. Conel, G.B. Holstrom. // Science. – 1968. – 162, № 3860. – P. 1403–1405.
- Dorman L.M. Experimental isostasy. 1. Theory of the determination of the earth's isostatic response to a concentrated load / L.M. Dorman, B.T.R. Lewis. // J. Geophys. Res. – 1970. – 75. – P. 3357–3365.
- Ghent E.D. Thermodynamic models for eclogite mantle lithosphere / E.D. Ghent, G.M. Dipple, J.K. Russell. // J. Geophys. Res. – 2004. – 218. – P. 451–462.
- Gilbert G.K. The face of the Moon / G.K. Gilbert. // Bulletin Philosophical Society of Washington 1893. – 12. – P. 241–292.
- Gilvarry J.J. Geometric and Physical Scaling of River Dimensions on the Earth and Moon / J.J. Gilvarry. // Nature. – 1969. – 221. – P. 533–537.
- Grimm R.E. The deep structure of Venusian plateau highlands. Planets / R.E. Grimm. // Rev. Geophys. – 1994. – 18. – P. 27–76.
- Grimm, R.E. Viscous Relaxation of Impact Crater Relief on Venus: Constraints on Crustal Thickness and Thermal Gradient / R.E. Grimm, S.C. Solomon. // J. Geophys. Res. – 1988. – 93, № B10. – P. 11911–11929.
- Head J. W. L. S. Crumpler. Venus geology and tectonics: hotspot and crustal spreading models and questions for the Magellan mission / J.W. Head, L.S. Crumpler. // Nature. –1990. – 346. – P. 525–533.
- Hulme G. Mascons and isostasy / G. Hulme. // Nature. – 1972. – 238. – P. 448–450.
- Jolliff B.L. Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins / B.L. Jolliff, J.J. Gillis, L.A. Haskin et al. // J. Geophys. Res. – 2000. – 105, E2. – P. 4197–4216.
- Khan A. A new seismic velocity for the moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data / A. Khan, K. Moseggard,

- K.L. Rasmussen. // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – 27. – P. 1591–1594.
- Khan A. An Enquiry into the Lunar Interior: A Non-Linear Inversion of the Apollo Lunar Seismic Data / A. Khan, K. Mosegaard. // *J. Geophys. Res.* – 2002. – 107, E6. – P. 310–318.
- Kucinskas A.B. Isostatic compensation of equatorial highlands on Venus / A.B. Kucinskas, D.L. Turcotte. // *Icarus.* – 1994. – 112. – P. 104–116.
- Kuckes A.F. Strength and rigidity of the elastic lunar lithosphere and implications for present day mantle convection in the moon / A.F. Kuckes. // *Phys. Earth Planet Inter.* – 1977. – 14. – P. 1–12.
- Kunze A.W. Evidence for isostasy in the lunar mascon maria / A.W. Kunze. // *The Moon.* – 1976. – 15. – P. 415–419.
- Lognonne P. Planetary seismology / P. Lognonne. // *Annual Review in Earth Planet. Sci.* – 2005. – 33. – P. 1910–1934.
- Mackwell S. J. High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus / S.J. Mackwell, M.E. Zimmerman, D.L. Kohlstedt. // *J. Geophys. Res.* – 1998. – 103, № B1. – P. 975–984.
- McKenzie D. The relationship between topography and gravity on Earth and Venus / D. McKenzie // *Icarus.* – 1994. – 112, № 1. – P. 55–88.
- Moresi L. Interpreting gravity, geoid, and topography for convection with temperature dependent viscosity: Application to surface features on Venus / L. Moresi, B. Parsons. // *J. Geophys. Res.* – 1995. – 100, № E10. – P. 21155–21171.
- Muller P. Mascons: lunar mass concentrations / P. Muller, W. Sjogren. // *Science.* – 1968. – 161, № 3842. – P. 680–684.
- Neumann G.A. Crustal structure of Mars from gravity and topography / G.A. Neumann M.T., M.A. Zuber, P.J. Wieczorek et al. // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 109, 18. – P. 0148–0227.
- Nimmo F. Estimates of Martian crustal thickness from viscous relaxation of topography / F. Nimmo, D. Stevenson. // *J. Geophys. Res.* – 2001. – 106. – P. 5085–5098.
- Nimmo F. Early Crustal Evolution of Mars / F. Nimmo, K. Tanaka. // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 2005. – 33. – P. 133–161.
- O'Keefe J.A. Isostasy on the Moon / J.A. O'Keefe // *Science.* – 1968. – 162. – P. 1405–1406.
- Phillips R.J. Gravity fields of the terrestrial planets: Long-wavelength anomalies and tectonics / R.J. Phillips, K. Lambeck. // *Rev. Geophys.* – 1980. – 18, №1. – P. 27–76.
- Phillips R.J. Tectonics and Evolution of Venus / R.J. Phillips, W.M. Kaula, G.E. McGill et al. // *Science.* – 1981. – 212, № 4497. – P. 879–887.
- Phillips, R.J. Estimating lithospheric properties at Atla Regio, Venus / R.J. Phillips. // *Icarus.* – 1994. – 112. – P. 147–170.
- Romanowicz B.A. Seismic structure of the upper mantle beneath the United States by three dimensional inversion of body wave arrival times / B.A. Romanowicz. // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* – 1979. – № 57. – P. 479–506.
- Schaber G.G. Moon-Mercury: Large impact structures, isostasy and average crustal viscosity / G.G. Schaber, J.M. Boyce, N.J. Trask. // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1977. – 15. – P. 189–201.
- Sjogren W.L. Mars Gravity: High-Resolution Results from Viking Orbiter 2 / W.L. Sjogren. // *Science.* – 1979. – 203, № 4384. – P. 1006–1010.
- Sjogren, W.L. Gravity Anomalies on Venus / W.L. Sjogren, R.J. Phillips, P.W. Birkeland et al. // *J. Geophys. Res.* – 1980. – 85, № A13. – P. 8295–8302.
- Smith D.E. The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution / D.E. Smith, M.T. Zuber, S.C. Solomon et al. // *Science.* – 1999. – 284. – P. 1495–1503.
- Smrekar S.E. Venusian highlands: Geoid to topography ratios and their implications / S.E. Smrekar, R.J. Phillips. // *Earth. Planet. Sci. Lett.* – 1991. – 107 – P. 582–597.
- Solomon S.C. The evolution of impact basins: viscous relaxation of topographic relief / S.C. Solomon, R.P. Comer, J.W. Head // *J. Geophys. Res.* – 1982. – 87. – P. 3975–3992.
- Thurber C.H. Martian lithospheric thickness from elastic flexure theory / C.H. Thurber, M.N. Toksoz // *Geophys. Res. Lett.* – 1978. – 5, № 11. – P. 977–980.
- Toksoz M.N. Structure of the Moon / M.N. Toksoz, A.M. Dainty, S.C. Solomon et al. // *Rev. Geoph. Space Physics.* – 1974. – 12. – P. 539–567.
- Vezolainen, A.V. Uplift of Beta Regio: Three-dimensional models / A.V. Vezolainen, V.S. Solomatov, A.T. Basilevsky et al. // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 109, E08. – P. 1029–1034.
- Watts A.B. Isostasy and Flexure of the Lithosphere / A.B. Watts. – Cambridge University Press. – 2001. – 458 p.
- Weertman J. Height of mountains on Venus and the creep properties of rock / J. Weertman. // *Phys. of Earth and Planetary Interiors.* – 1979. – 19. – P. 197–207.
- Wieczorek M. A. The structure and compensation of the lunar highland crust / M.A. Wieczorek, R.J. Phillips. // *J. Geophys. Res.* – 1997. – 102. – P. 10933–10943.
- Wieczorek M.A., Phillips R.J. Potential anomalies on a sphere: Applications to the thickness of the lunar crust / M.A. Wieczorek, R.J. Phillips. // *J. Geophys. Res.* – 1998. – 103, E1. – P.

- 1715–1724.
- Wieczorek M.A. Thickness of the Martian crust: Improved constraints from geoid-to-topography ratios / M.A. Wieczorek, M.T. Zuber. // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 109. – P. 1009–1029.
- Wieczorek M.A. The Constitution and Structure of the Lunar Interior / Mark A. Wieczorek, Bradley L. Jolliff, Amir Khan. // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* – 2006. – 60. – P. 221–364.
- Wieczorek M.A. The gravity and topography of the terrestrial planets / M.A. Wieczorek. // *Treatise on Geophysics.* – 2007. – 10, №5. – P. 165–206.
- Williams K.K. Measurement and analysis of lunar basin depths from Clementine Altimetry / K.K. Williams, M.T. Zuber. // *Icarus.* – 1998. – 131. – P. 107–122.
- Yuan D.-N. Gravity field of Mars: 75th Degree and Order Model / D.-N. Yuan, W.L. Sjogren, A.S. Konopliv et al. // *J. Geophys. Res.* – 2001. – 106, № E10. – P. 23377–23401.
- Zuber M.T. Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity / M.T. Zuber, S.C. Solomon, R.J. Phillips et al. // *Science.* – 2000. – 287. – P. 1788–1793.
- Zuber M. T. The crust and mantle of Mars / Maria T. Zuber // *Nature.* – 2001. – 412. – P. 220–227.

ИЗОСТАЗИЯ И ИЗОСТАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ (СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ)

А.Л. Церклевич

Дается анализ моделей изостазии и рассматривается интерпретация изостатического состояния Земли, Венеры, Марса и Луны. Приведены карты толщины коры и интерпретация возможных оценок глубины компенсации тектонических структур планет земной группы.

Ключевые слова: изостазия; модель изостазии; глубина компенсации; аномалии силы тяжести; адмитанс.

ISOSTASY AND ISOSTATIC MODELS OF THE GRAVITY INTERPRETATION IN TERRESTRIAL PLANETS (CURRENT STATE OF THE PROBLEM)

A.L. Tserklevych

Isostasy analysis and interpretation of the isostatic state on Earth, Venus, Mars and Moon is provided. Crustal thickness maps and interpretation of possible estimates of compensation depth on tectonic planets are given.

Key words : isostasy; model of the isostasy; compensation depth; gravity anomalies; admittance.