УДК521.21/23

Д.О. Марченко, В.Ю. Максимчук

ІЗОСТАЗІЯ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Розглянено питання ізостатичної компенсації земної кори. За даними цифрової моделі рельєфу ETOPO1 та гравіметрії побудована модель глибин Мохо та поле ізостатичних аномалій у регіоні Українських Карпат, обмеженому координатами: φ=47,30÷50.30^0 N, λ=22÷27^0 E. Описано методику обчислень ізостатичних аномалій. Виявлено зв'язок ізостатичних аномалій з основними тектонічними одиницями регіону Українських Карпат.

Ключові слова: ізостатичні аномалії; глибина Мохо; топографо-ізостатичний потенціал; сила тяжіння; Українські Карпати.

Вступ

Поняття про ізостатичний стан земної кори було сформовано у своєму первинному вигляді більш ніж три століття тому, а ідеї про можливі коливання Землі у зв'язку з процесами знесення та відкладення осадів висловив ще у XV ст. Леонардо да Вінчі. Ідею вертикального врівноваження крупних мас у полі сили тяжіння вперше сформулював сербський математик, фізик, астроном та геодезист Рудер Йозиф Босковіч. Він зробив припущення, що "нестача речовини в середині гір є компенсацією для вище розміщених мас" [Boscovich, 1750]. Ціле століття ця здогадка не привертала уваги наукового світу і лише при вивченні гірських споруд у Індії до неї повернулись англійські науковці Джордж Біддель Ейрі [Airy, 1855] та Джон Генрі Пратт [Pratt, 1855].

Термін "ізостазія" в його сучасному розумінні ввів Даттон у 1889 році [Dutton, 1889]. Він писав: "У місцях накопичення більш легкої речовини спостерігається тенденція до створення опуклості, у місцях накопичення речовини з більшою густиною, навпаки, відбувається сплющування або пониження поверхні. Встановлення фігури рівноваги Земної кулі під дією гравітаційних сил, що прагнуть змінити початкову форму планети, склад якої може бути однорідним або неоднорідним, я пропоную назвати *ізостазією*. Зважаючи на те, що Земля не гомогенна, тобто деякі її частини поверхні легші ніж інші, ізостатична фігура вже не буде кулею або сфероїдом обертання, а буде деякою деформованою фігурою, випуклою у місцях менш щільних та вдавленою у більш щільних місцях". Останнє припущення Даттона було доведено з появою глобальних моделей гравітаційного поля Землі. За допомогою супутникових місій CHAMP, GRACE, GOCE побудовані 3D-моделі гравітаційного поля Землі, які повністю доводять неправильну форму нашої планети. На підставі геологічних даних Даттон висловив міркування про величини навантажень, які мають бути скомпенсовані, зокрема, зазначено навантаження, яке не може утримуватись міцністю кори: гірський хребет протяжністю ~150 км і висотою 1 км. Саме С.Є. Даттон вперше запропонував класифікацію сил: гравітаційна та коріолісова сила з одного боку та сила неясного походження, що зумовлює неоднорідності густини, з іншого.

Ізостатичний підхід значною мірою відобразився у геотектонічних дослідженнях І.Д. Лукашевича, який зробив спробував пояснити генезис основних структур земної кори. Науковець Баррелл [Barrel, 1914] вперше показав, що ізостатичні аномалії можуть спостерігатись не тільки за відсутності компенсації, але й за дотримання закону Архімеда, за рахунок різного розподілу густини у земній кори. Також він вперше звернув увагу на зональні аномалії та розглянув питання про горизонтальне переміщення мас на глибині. Саме тоді шар, у якому повинно проходити таке переміщення, отримав назву *астеносфери*, а верхній, міцніший – *літосфери*. Важливою особливістю такого підходу є зв'язок динаміки Земних надр з процесами ізостазії.

Об'єкт досліджень

Регіон Українських Карпат, обмежений координатами: φ=47,30÷50,30^0 N, λ=22÷27^0.

Мета досліджень

Побудова моделі поверхні компенсації топографічних мас. Обчислення ізостатичних аномалій та виявлення їх можливих кореляцій з тектонічними одиницями регіону.

Топографо-ізостатичний потенціал

У будь-якій довільній точці P на поверхні Землі, потенціал топографічних мас V_T, що розташовані між поверхнею геоїда $R_1 = R_1(\vartheta, \lambda)$ та фізичною поверхнею Землі $R_2 = R_2(\vartheta, \lambda)$ відповідно до [Heiskanen, Moritz, 1967] може бути записаним у такому вигляді:

$$V_T(P) = G \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \int_{R_1}^{R_2} \rho_c \frac{r^2 \sin\vartheta}{l} dr d\vartheta d\lambda , \quad (1)$$

де ρ_c – густина земної кори; G – гравітаційна стала, l – відстань між точкою P та елементом мас $dm = \rho_c r^2 \sin\vartheta dr d\vartheta d\lambda$:

$$l = \sqrt{r_P^2 + r^2 - 2 r_P r \cos\psi} , \quad (2)$$

r_P – геоцентрична відстань точки P, ψ – геоцентрична кутова відстань між точкою P та елементом мас dm:

$$\cos\psi = \cos\vartheta \cos\vartheta_P + \sin\vartheta \sin\vartheta_P \cos(\lambda - \lambda_P) , \quad (3)$$

© *Д.О. Марченко, В.Ю. Максимчук, 2013*

ϑ_P, λ_P – сферичні координати точки *P*; ϑ, λ – сферичні координати елемента мас dm.

Потенціал компенсуючих мас V_I, розташованих між поверхнями $R_1 = R_1(\vartheta, \lambda)$ та $R_3 = R_3(\vartheta, \lambda)$, зі змінною густиною $\Delta\rho$ набуває вигляду

$$V_I(P) = G\int_0^{2\pi}\int_0^{\pi}\int_{R_1}^{R_3}\Delta\rho\frac{r^2\sin\vartheta}{l}drd\vartheta d\lambda. \quad (4)$$

Тому повний топографо-ізостатичний потенціал V_{TI} є прямою сумою двох інтегралів (1) та (4):

$$V_{TI}(P) = V_T(P) + V_I(P). \quad (5)$$

Відповідно до [Moritz, 1980], будь-який лінійний геодезичний функціонал потенціалу (5) набуває вигляду

$$L^P(V_{TI}) = L^P(V_T) + L^P(V_I), \quad (6)$$

звідки ми отримуємо вертикальне притягання (у сферичній апроксимації) топографічних та компенсаційних мас у такій формі:

$$A_{TI} = -\frac{\partial}{\partial r_P}V_{TI} = -\frac{\partial}{\partial r_P}V_T - \frac{\partial}{\partial r_P}V_I = A_T + A_I, \quad (7)$$

що є ефектом потенціалу (5) у чисті аномалії сили ваги

$$\delta g_{TI}(P) = A_{TI}(P). \quad (8)$$

Для аномалій у вільному повітрі отримаємо

$$\Delta g_{TI}(P) = -\frac{\partial V_{TI}(P)}{\partial r_P} - \frac{2V_{TI}(P)}{r_P} = \delta g_{TI}(P) - \frac{2V_{TI}(P)}{r_P}, \quad (9)$$

та використовуючи формулу Бруса, ми приходимо до топографо-ізостатичного ефекту у висоти геоїда:

$$\delta N_{TI}(P) = \frac{V_{TI}(P)}{\gamma_P}, \quad (10)$$

де γ_P – нормальна сила тяжіння в точці *P*.

У разі, коли сума топографічних і компенсаційних мас дорівнює нулю, ми приходимо до такої умови

$$\int_0^{2\pi}\int_0^{\pi}\left(\int_{R_1}^{R_2}\rho_c r^2 dr + \int_{R_1}^{R_3}\Delta\rho r^2 dr\right)\sin\vartheta d\vartheta d\lambda = 0, \quad (11)$$

яку необхідно брати до уваги під час обчислення топографо-ізостатичних поправок.

Ізостатичні гіпотези

Для вивчення ізостатичного стану регіону може бути використано декілька методів. Першим і класичним методом є обчислення ізостатичних аномалій сили тяжіння. Певне знання про ізостатичний стан окремих ділянок земної поверхні можна отримати на основі даних про аномалії сили тяжіння, отримані в редукціях Фей та Буге. Ще один із способів вивчення ізостазії полягає в обчисленні тиску на глибині поверхні компенсації за даними інтерпретації глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ). Кожен з цих методів має свої переваги та недоліки. Однак зараз явну перевагу віддають методу обчислення ізостатичних аномалій сили тяжіння. Насамперед гравіметричними спостереженнями покрита майже вся територія планети, тоді як спостереження ГСЗ виконані по нерівномірно розташованій мережі профілів. Ізостатичні аномалії наглядно відображають ізостатичний характер регіонів, тоді як аномалії Буге сильно спотворені іншими впливами і для оцінки ізостатичної рівноваги потребують проведення додаткового оброблення, що призводить до отримання сурогатів ізостатичних аномалій. Фей аномалії також можуть надати грубі оцінки ізостазії для великих регіонів.

Отже, для обчислення ізостатичних аномалій необхідність введення ізостатичної моделі регіону. Далі ми розглянемо декілька основних ізостатичних моделей.

Ізостатична модель Ейрі-Хейсканена

За гіпотезою Ейрі (EX) [Airy, 1855; Vening Meinesz, 1941] земна кора плаває у мантії, подібно до айсбергів у океанах. Густину земної кори на основі такої гіпотези приймають постійною. Як правило, для досліджуваного регіону приймають середню густину земної кори. Головний акцент гіпотези Ейрі полягає в локальній компенсації та існуванні коренів під гірськими масивами та великих антикоренів під океанами (рис. 1).

Для обчислення ізостатичних аномалій за моделлю EX необхідно зробити декілька припущень:

- фігура Землі є сферою із середнім радіусом
$$r_1 = R = const; \quad (12)$$
- усі топографічні маси мають постійну густину
$$\rho_c = const; \quad (13)$$
- компенсаційні маси мають постійну густину
$$\Delta\rho = const, \quad (14)$$

яка дорівнює контрасту густини на границі корамантія (границя Мохо [Mohorovičić, 1910]); (нормальна) земна кора (без топографічних та компенсаційних мас) має (нормальну) товщину *D*

$$D > 0 \quad (15)$$

та розташована між геоцентричними радіусами

$$const = t_1 = R - D < R = r_1 = const. \quad (16)$$

Ці припущення використовуються при визначенні границі Мохо та інтегруванні по геоцентричній відстані.

Відома умова нульової маси (11) може бути записана для випадку локальної компенсації як

$$\rho_c\int_R^{r_2} r^2 dr + \Delta\rho\int_{R-D}^{t_2} r^2 dr = 0. \quad (17)$$

Враховуючи, що (6) є рівнянням третього степеня відносно t_2, отримуємо

$$t_2 = \sqrt[3]{(R-D)^3 - \frac{\rho_c}{\Delta\rho}\left(r_2^3 - R^3\right)}. \quad (18)$$

Цей методологічно точний вираз дає нам значення геоцентричної відстані до границі Мохо, отриманої в межах моделі EX у сферичній апроксимації.

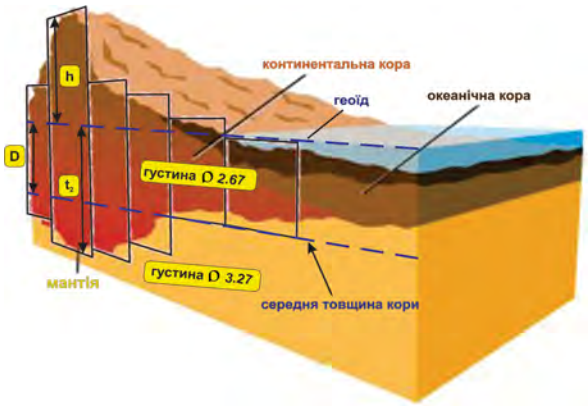

Рис. 1. Ізостатична модель Ейрі–Хейсканена (EX)

Ізостатична модель Пратта

За теорією Пратта нижня границя земної кори плоска і тому компенсація проходить завдяки змінам густини у різних блоках кори. Чим вище блок, тим менша його середня густина. Компенсація проходить у мантії на глибині D (рис. 2). Так, якщо ρ_1 та ρ_2 густина континентальних блоків, ρ_n – густина океанічного блока, h – висота блока над рівнем моря, T – глибина моря, то за Пратом маємо такі рівності:

$$\rho_1(D+h)=C, \qquad (19)$$

$$\rho_n(D-T)+1.03T=C,\ C=const, \qquad (20)$$

звідки

$$\frac{\rho_1(D-h)}{\rho_n(D-T)+1.03T}=1. \qquad (21)$$

При $h=0$ знайдемо сталу $\rho_0 D=C$; ρ_0 = 2.67 г/см^3, звідки C=2.67D. З урахуванням виразу (19) та отриманого значення C знайдемо D:

$$D=\frac{h\rho_1}{2.67\rho_1}. \qquad (22)$$

Якщо компенсація відбувається на нульовому рівні (D=0), то це відповідає нульовій густині стовпця, який підноситься над рівнем моря, тобто зовнішні маси гір і материків дорівнюють нулю. На мові гравіметричної редукції це відповідає поправці за вільне повітря. Так, редукція Фей відповідає ізостатичній компенсації на рівні моря, у такому разі маси, розташовані під точкою спостережень, опускаються на рівень моря і конденсуються у нескінченно тонкий шар.

Рис. 2. Ізостатична модель Пратта

В іншому випадку, коли компенсація відбувається на нескінченності (D=¥) за відсутності надлишкових мас ($2.67-\rho_1=0$), то надземні маси притягаються площиною. Це відповідає редукції Буге, де весь надлишок мас віднесений за рахунок притягання шару з густиною 2.67 г/см^3, що лежить вище рівня моря, що адекватно опусканню надлишкових мас під рівень моря та поширення їх на нескінченно велику глибину. Так, редукції Фей та Буге, фактично є граничними ізостатичними редукціями. Вони показують, що рівень компенсації D лежить десь між нулем та нескінченністю. Американський геофізик Хейфорд показав, що ймовірна глибина ізостатичної компенсації неоднорідних блоків земної кори сягає 122 км. У сучасних роботах вона оцінюється від 96 до 102 км.

Ізостатична модель Венінг-Мейніса

Венінг-Мейніс (ВМ) модифікував теорію Ейрі–Хейсканена, ввівши регіональну ізостатичну компенсацію на основі плоского наближення Землі. Сейсмологія показує, що товщина земної кори більша (30–90 км) під континентами та гірськими масивами і менша (5–15 км) під океанами. Такі варіації границі Мохо і загальне узгодження між товщиною кори, визначеною сейсмічними та гравіметричними методами, підтримують моделі ВМ та EX. В теорії EX не існує ніякої кореляції між сусідніми стовпцями земної кори, тоді як ми знаємо, що насправді вона повинна бути за рахунок пружності Землі. Так, відміною між EX та ВМ моделями полягає в заміні локальної компенсації регіональним механізмом компенсації топографічних мас. У моделі регіональної компенсації, компенсуючі маси гір починаються по обидва боки масиву і для впровадження такої моделі Венінг-Мейніс [Vening-Meinesz, 1931, 1940] припустив що земна кора є однорідною еластичною плитою, що плаває у в'язкій мантії (рис. 3).

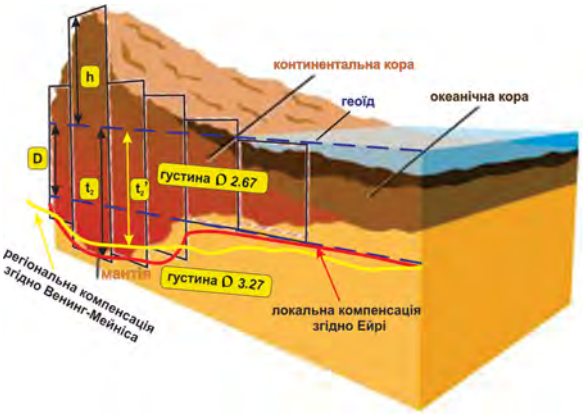

Рис. 3. Ізостатична модель Венінг-Мейніса

Сьогодні модифіковані версії гіпотези ВМ дуже широко використовують для побудови глобальних моделей товщини земної кори. Але треба зазначити, що відсутність інформації про середню товщину земної кори на 80 % земної кулі робить

такі моделі непридатними для детального вивчення локальних територій. Як правило, такі моделі мають малу роздільну здатність (близько 2°). Детальніше з цими методами і моделями можна ознайомитися в роботах [Rummel та ін., 1988; Moo-ney та ін., 1998; Sjöberg, 2009; Bagherbandi, 2012; Bagherbandi, Sjöberg, 2012].

Побудова ізостатичних аномалій

Для обчислення ізостатичних аномалій у регіоні Українських Карпат ми використали ізостатичну модель Ейрі–Хейсканена, яка більше підходить для локальної компенсації. Як видно з рівняння (18), для обчислення границі компенсації (Мохо) необхідно ввести три основних параметри: середню густину земної кори, стрибок густини на границі кора-мантія та середню товщину кори. Проаналізувавши геологічні джерела, було прийнято такі величини: густина кори ρ = 2.3 г/см^3, стрибок густини на границі кора-мантія – $\Delta\rho$ = 0.97 г/см^3. Як відомо, товщина земної кори у різних частинах регіону є суттєво різною, тому для точніших обчислень було вирішено поділити регіон на три частини. Для Закарпатського прогину взято середню товщину земної кори D = 30 км, для Карпат та Прикарпаття – D = 50 км і для північно-східної частини регіону – D = 40 км.

Як цифрову модель рельєфу було використано модель ETOPO1 [Amante, Eakins, 2009] з роздільною здатністю 1′×1′. До цієї моделі входить як наземний рельєф, так і батиметрія, що вигідно відрізняє її від інших моделей, таких як GTOPO30, SRTM та інші. Створена вона з різноманітних джерел, для топографії суші використовувались дані моделі GLOBE та SRTM, для батиметрії основної частини морської поверхні – оброблені дані радарного альтиметричного знімання в комбінації з даними гравітаційних аномалій для отримання глибин. На рис. 4 подано фрагмент моделі ETOPO1 для території регіону, що вивчається. Висоти топографії регіону варіюють від 78 до 1800 метрів.

Отже, використовуючи рівняння (18) та описані вище параметри, побудовано модель поверхні компенсації (границя Мохо (рис. 5)). Як видно з рисунка, Закарпаття характеризується доволі малими глибинами Мохо – 27–30 км, далі на північ і схід до Карпат чітко виділяється Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, з різким стрибком глибини Мохо до 55 км. Для Складчастих Карпат типові глибини – від 50 до 60 км. Для решти території характерна спокійніша поведінка Мохо, глибина границі компенсації становить від 40 до 45 км.

Як було зазначено вище, існує два шляхи визначення нижньої границі земної кори – геодезичний та сейсмічний. Тому для перевірки отримані модельні значення глибин Мохо було зіставлено з даними геотраверсу II [Пожгай К., 1980]. На рис. 6 подано фрагмент геотраверсу II (Адріатичне море – Карпати – Балтійський щит) вузлові точки якого у досліджуваному регіоні знаходяться на лінії Берегове – Долина – Вишнівець – Шепетівка. Як видно з розрізу, за сейсмічними даними у регіоні Карпат присутні дві границі Мохо (**М** – чорна пунктирна лінія), між ними знаходиться коромантійний матеріал (**К-М**). Глибина верхньої границі сягає близько 42 км, нижньої – 60 км.

Цей феномен можна пояснити як результат деформацій Західноєвропейської та Східноєвропейської платформ під час їх активних тектонічних рухів. Постає питання, яку з границь приймати за еталонну зону компенсації, тоді як зрозуміло, що нижня границя впливатиме на будь-яке фізичне поле, тому для еталону було прийнято нижню границю Мохо. Червоною пунктирною лінією позначено границю Мохо відповідно до теорії Ейрі–Хейсканена.

Зіставляючи два результати, можна зробити висновок, що модельовані значення глибин Мохо узгоджуються з будовою кори регіону і можуть бути використані у подальших розрахунках ізостатичних аномалій. Загалом різниці сягають до 5 км у регіоні Карпат та 1–2 км – у регіоні Закарпаття і західного схилу Українського щита. У роботах [Артемьев, 1975; Евсеева та ін., 1989] також були побудовані карти ізостатичних аномалій відповідно до теорії Ейрі–Хейсканена. Але на відміну від запропонованого підходу, автори розглядали регіон як одне ціле з середньою товщиною земної кори D = 30 км. Максимальна глибина Мохо для цих розв'язків становить 42 км у регіоні Карпат і різко зменшується до 30 км у регіоні західного схилу Українського щита, що в принципі також узгоджується з будовою кори регіону, але для варіанта верхнього Мохо (рис. 6).

Наступним етапом було обчислення ізостатичної редукції та безпосередньо ізостатичних аномалій сили тяжіння. Розглянемо докладніше порядок їх обчислення [Мориц, 1994].

Сила тяжіння g_P вимірюється в точці поверхні P. Притягання A_T топографічних мас можемо обчислити з виразу (7):

$$A_T = -\frac{\partial V_T}{\partial h_P} = G\iiint \frac{h_P - h}{l^3}\rho dv, \qquad (23)$$

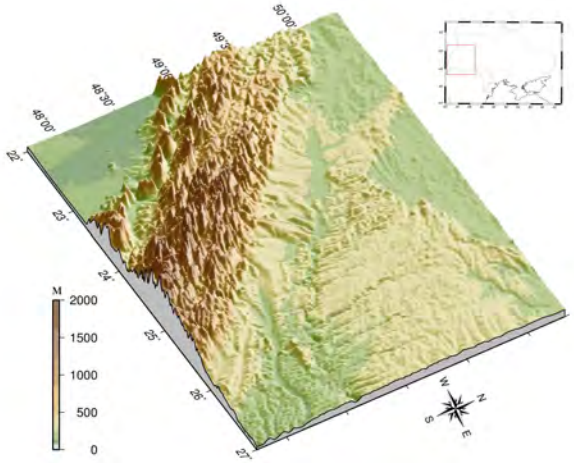

Рис. 4. Цифрова модель рельєфу ETOPO1 для території Українських Карпат (висота у метрах)

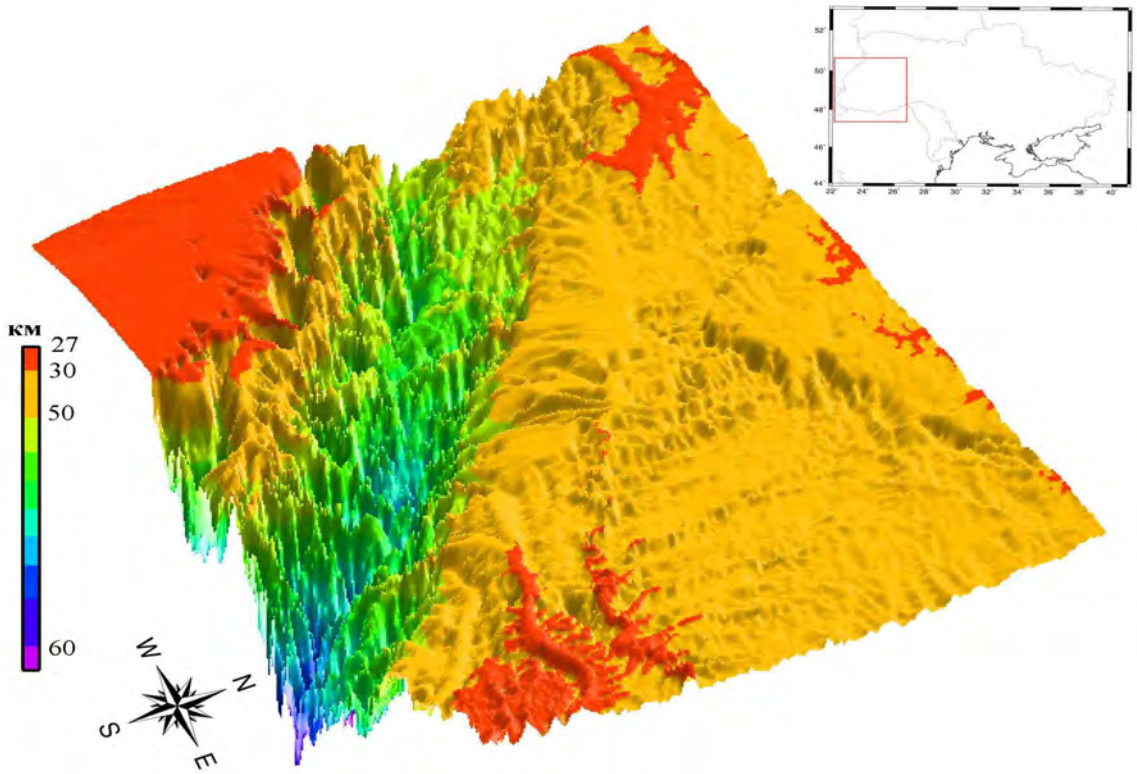

Рис. 5. Модель границі компенсації (Мохо) відповідно до моделі Ейрі–Хейсканена (км)

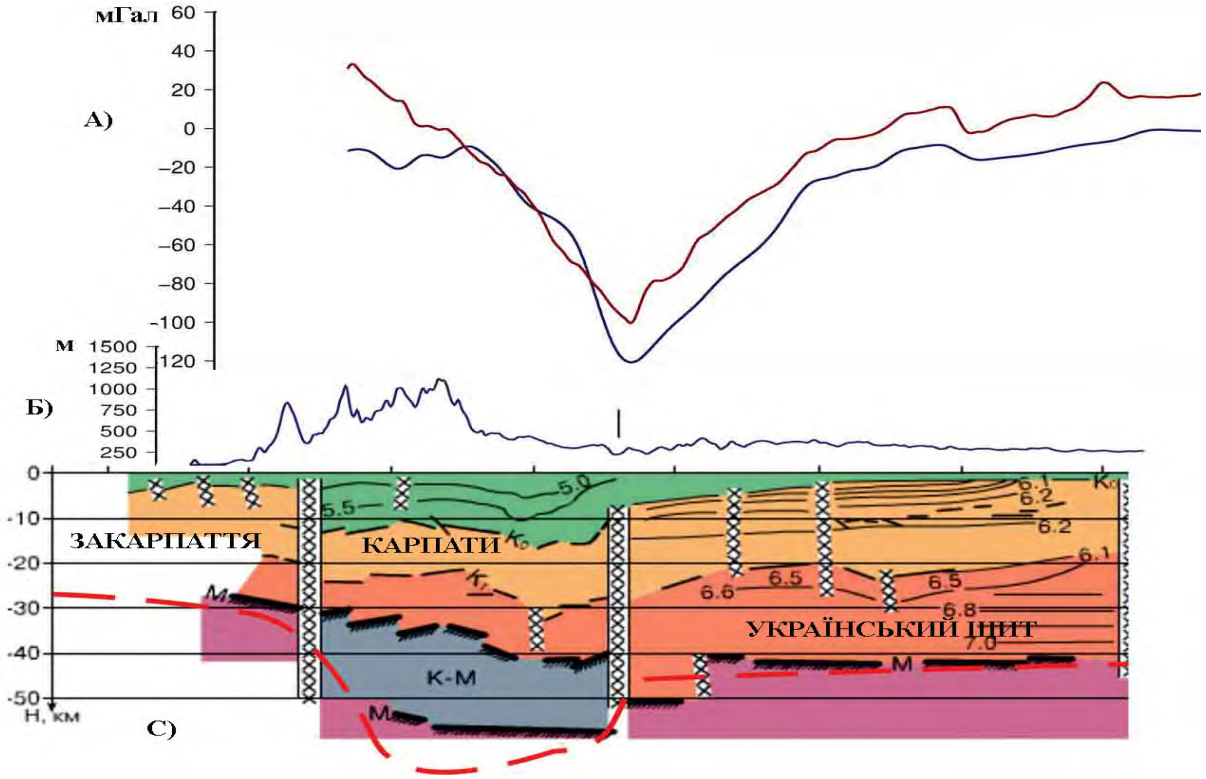

Рис. 6. Значення аномалій Буге (коричнева лінія) та ізостатичних аномалій по геотраверсу II (а), топографія за моделлю ETOPO1 по геотраверсу II (б) та Фрагмент геотраверсу II по лінії Берегове – Долина – Вишневець – Шепетівка (с) (**М** – границя Мохо, **К-М** – коро-мантійний шар) та осереднені модельовані значення границі Мохо відповідно до моделі Ейрі–Хейсканена (червона пунктирна лінія)

Результатом інтегрування є ефект топографічних мас, який необхідно видалити з виміряного значення сили тяжіння ($g_P - A_T$).

Однак величина $g_P - A_T$ все ще належить до точки *P*, тому наступним кроком необхідно ввести редукцію до рівня моря у вільному повітрі:

$$F = -\frac{\partial \gamma}{\partial h} h_P \approx 0.3086 h_P . \qquad (24)$$

Додавши редукцію у вільному повітрі до $g_P - A_T$, отримуємо силу тяжіння Буге:

$$g_B = g_P - A_T + F . \qquad (25)$$

Видаливши нормальну силу тяжіння γ з (25), переходимо до аномалій Буге:

$$\Delta g_B = g_B - \gamma = g_P - A_T + F - \gamma . \qquad (26)$$

Так, ми позбавились ефекту притягання топографічних мас та провели редукцію з висоти точки до рівня моря. На рис. 7 наведено поле аномалій Буге [Марченко та ін., 2010], яке в подальшому використовувалось для обчислення ізостатичних аномалій.

Останнім кроком є обчислення ефекту ізостатичної компенсації A_I , який через (7) можемо записати так:

$$A_I = -\frac{\partial V_I}{\partial h_P} = G \iiint \frac{h_P + z}{l^3} \Delta\rho dv . \qquad (27)$$

Інтеграли (23) та (27) оцінюються за допомогою чисельного інтегрування стандартними методами [Heiskanen, Moritz, 1967; Forsberg, 1984].

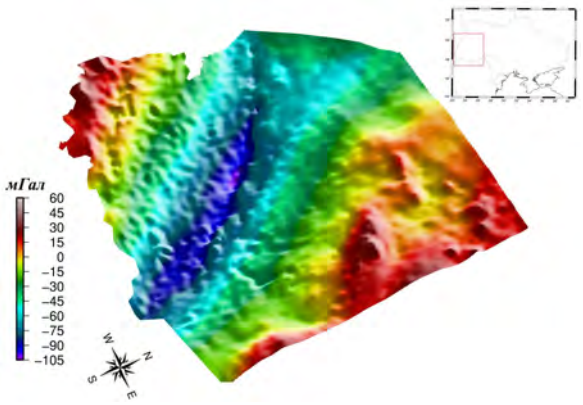

Рис. 7. Поле аномалій Буге для регіону Українських Карпат (мГал)

Обговорення результатів

Для більшої частини регіону характерні малі ізостатичні редукції – від -20 до -30 мГал. І лише у зоні Карпат та Передкарпатського прогину їх величини поступово збільшуються до -80 мГал. Поле ізостатичних редукцій доволі гладке і не несе у собі детальної фізичної інформації, тому, додавши ефект (27) в аномалії Буге (26), отримуємо ізостатичні аномалії (рис. 8):

$$\Delta g_I = \Delta g_B + A_I = g_P - A_T + A_I + F - \gamma . \qquad (28)$$

На наведеній на рис. 8 карті виділяється інтенсивна від'ємна аномалія (від -100 до -130 мГал), яка територіально відповідає Східному схилу Карпат та Передкарпатському прогину. Також це добре видно з рис. 6, а, де мінімум ізостатичних аномалій та аномалій Буге припадає на Передкарпатський розлом. Цій території також відповідає найбільша потужність осадових відкладів (близько 20 км) та найбільша глибина Мохо (до 65 км), що достатньо надійно пояснює такі великі від'ємні значення аномалій.

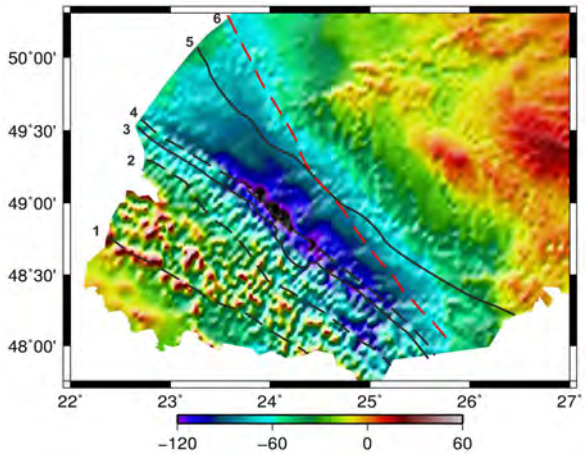

Рис. 8. Ізостатичні аномалії сили тяжіння за моделлю Ейрі–Хейсканена (мГал) та тектонічні структури у зоні Карпат (1 – Закарпатський розлом, 2 – границя зони Кросно Флішових Карпат, 3 – південно-західна границя Передкарпатського прогину, 4 – Передкарпатський розлом, 5 – північно-східна границя Передкарпатського прогину, 6 – границя Східноєвропейської платформи)

Закарпатський прогин, як і східна частина регіону, характеризується додатними аномаліями (до 60 мГал). Складчасті Карпати вирізняються як додатними, так і від'ємними аномаліями, в середньому полі варіює від -30 до 30 мГал. Близькі до нуля аномалії свідчать про практично скомпенсований рельєф сучасних Карпат. Західний схил Східноєвропейської платформи характеризується від'ємними значеннями поля ізостатичних аномалій, близько -50÷60 мГал у зоні, що прилягає до Передкарпатського прогину з поступовим збільшенням у східному напрямку – до 20÷30 мГал на Українському щиті. Як бачимо, в загальних рисах просторова структура ізостатичних аномалій узгоджується з простяганням основних тектонічних елементів у регіоні.

Для підвищення детальності досліджень, у сенсі виявлення взаємозв'язків аномалій поля ізостазії з глибинною будовою регіону, з поля ізостазії було видалено внесок глобального гравітаційного поля у вигляді моделі EGM2008 [Pavlis та ін., 2008] і отримані залишкові ізостатичні аномалії або так звані мантійні аномалії (рис. 9).

У загальних рисах структура поля залишкових аномалій відповідає просторовій структурі ізостатичних аномалій. Водночас з'являються деякі локальні особливості, наприклад, чіткіше виділяється Чоп-Мукачівська та Солотвинська западини. Як видно з рис. 9, від'ємна інтенсивна аномалія у зоні Передкарпатського прогину, яка присутня в полі ізостатичних аномалій та аномалій Буге, помітно зменшилась. Зона Карпат та Передкарпатського прогину за морфологією ізостатичних аномалій об'єдналась у єдиний блок. Північно-східна границя Передкарпатського прогину проходить по лінії близьких до нуля значень ізостатичного поля.

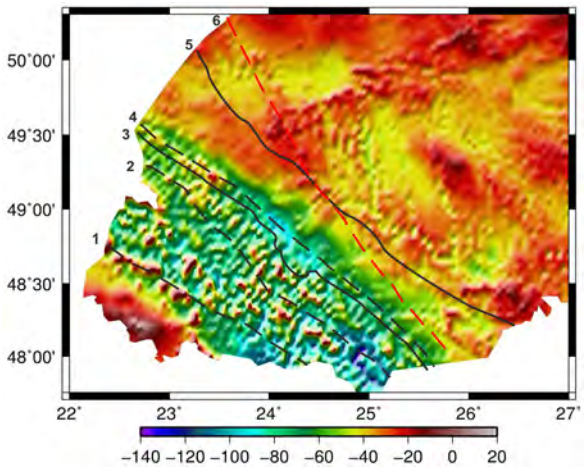

Рис. 9. Залишкові ізостатичні аномалії (мГал) та тектонічні структури (умовні позначення, як на рис. 8)

Висновки

У результаті виконаних досліджень отримано такі основні результати:

1. За даними цифрової моделі рельєфу ETOPO1 побудовано модель границі ізостатичної компенсації Українських Карпат, яка добре узгоджується з даними сейсмічних досліджень. Застосована теорія локальної компенсації Ейрі–Хейсканена цілком підходить для вивчення ізостатичного стану регіону.

2. Обчислені ізостатичні редукції в комбінації з даними гравіметрії дали змогу отримати поле ізостатичних та мантійних аномалій.

3. Проведений аналіз результатів досліджень показав кореляційний зв'язок ізостатичних аномалій з тектонікою регіону.

4. Постає питання про подальше вивчення ізостатичного поля у регіоні Карпат із застосуванням докладнішої геофізичної та геологічної інформації.

Литература

Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. – М.: Наука, 1975. – 216 с.

Евсеева Э.М., Кузнецова В.Г., Никифорова Н.Н., Фильштинский Л.Е. Изостазия Восточных Карпат // Геофиз. журн. – 1989. – Т. 11, № 2. – С. 46–52.

Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М. Геодинамика Карпат – К.: Наук. думка, 1985. – 136 с.

Марченко Д., Максимчук В., Шимків Л., Побудова матриці аномалій Буге для території Карпатського регіону. – Львів: Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. – 2010. – № 2. – С. 57–61.

Мориц Г. Фигура Земли. Теоретическая геодезия и внутреннее строение Земли. / Пер. с англ. под ред. и с предисл. Яцкова Я.С. – К.: Наук. думка, 1994. – 240 с.

Пожгай К., Литвиненко И.В., Платоненко Л.Н. Геотравес II. Адриатическое море – Карпаты – Балтийський щит // Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. – К.: Наук. думка, 1980. – С. 11–14.

Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. – К.: Наук. думка, 1972. – 175 с.

Airy G. B. On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. – Trans. Roy. Soc. (London), ser. B, vol. 145, 1855.

Amante, C. and B. W. Eakins. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis // NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, March 2009. – 19 p.

Bagherbandi M. Impact of compensating mass on the topographic mass: A study using Isostatic and Non-Isostatic earth crustal models // Acta Geod. Geoph. Hung. – 2012. – Vol. 47(1). – P. 1–23,

Bagherbandi M. and Sjöberg L.E. Non-Isostatic Effects on Crustal Thickness: A Study Using CRUST 2.0 in Fennoscandia // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2012. – P. 200-201.

Barrel G. The strength of the Earth's crust // J. Geol. – 1914. – № 22.

Boscovich R.J. De litteraria expeditions per pontificiam diticnem, 1750.

Dutton C. E. On Some of the Greater Problems of Physical Geology. // Bull. Phil. Soc. Wash. – 1889. – 11. – P. 51–64.

Forsberg R. A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling. // Rep. 355, Dept. Geodet. Sci., Ohio State Univ., 1984.

Heiskanen, W.A., Moritz, H. Physical Geodesy. – W.H. Freeman, San Francisco, 1967.

Mohorovičić A. Das Beben vom 8. V. 1909. Jahrbueh des Meteorologischen Observatorium 9, Teil 4. – Zagreb. – 1910.

Mooney W.D., Laske G, Masters T.G. CRUST 5.1: a global crustal model at 5×5 deg. // J Geophys. Res. – 1998. – 103. – P. 727–747.

Moritz, H. Advanced Physical Geodesy. – H. Wichmann, Karlsruhe, 1980.

Pavlis N, Holmes SA, Kenyon SC, and Factor JK. An Earth Gravitational model to degree 2160: EGM08.

Presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13–18, 2008.

Pratt J. H. On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the plumb-line in India // Trans. Roy. Soc. (London). – 1855. – Ser. B, Vol. 145.

Rummel R, Rapp R.H., Sünkel H, Tscherning C.C. Comparisons of global topographicisostatic models to the Earth's observed gravity field // Report No. 388. Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus,1988.

Sjöberg L.E. Solving Vening Meinesz-Moritz inverse problem in isostasy // Geophys J. Int. – 2009. – 179(3). – P. 1527–1533.

Vening-Meinesz F.A. Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pesanteur // Bull. Géod. – 1931. – 29. – P. 33–51.

Vening-Meinesz F.A. Fundamental tables for regional isostatic reduction of gravity values // Kon. Ned. Akad. Wet., Verh. (Erste Sectie). – 1940. – D1. XVII, № 3. – P. 1–44.

Vening-Meinesz F.A. Tables for regional and local isostatic reduction (Airy system) for gravity values // Publ. Netherlands Geodet. Commision, 1941.

ИЗОСТАЗИЯ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Д.О. Марченко, В.Ю. Максимчук

Рассмотрены вопросы изостатической компенсации земной коры. По данным цифровой модели рельефа ETOPO1 и гравиметрии построена модель глубин Мохо и поле изостатических аномалий в регионе Украинских Карпат, ограниченнov координатами: φ=47.30÷50,30^0 N, λ=22÷27^0 E. Описана методика вычисления изостатических аномалий. Выявлена связь изостатических аномалий с основными тектоническими единицами региона.

Ключевые слова: изостатические аномалии; глубина Мохо; топографо-изостатический потенциал; сила тяжести; Украинские Карпаты.

ISOSTASY OF UKRAINIAN CARPATHIAN

D.O. Marchenko, V.Yu. Maksymchuk

Isostatic compensation of the Earth crust is discussed. Using the ETOPO1 digital elevation model and gravity data a Moho model and isostatic anomalies field was constructed for the area of Ukrainian Carpathians, bounded by: φ=47.30÷50,300 N, λ=22÷270 E. Technique for isostatic anomalies calculation is described. Relation between the isostatic anomalies and main tectonics units of region is defined.

Key words: isostatic anomalies; Moho depth; topographic-isostatic potential; gravity; Ukrainian Carpathians.

Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, м. Львів

Надійшла 7.06.2013