

СУЧАСНІ ВЕРТИКАЛЬНІ РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ІХ ЗВ'ЯЗОК З ГЕОФІЗИЧНИМИ ПОЛЯМИ

А. Церклевич, Ю. Дейнека

(Державний університет "Львівська політехніка")

Для дослідження тектонічної активності земної кори великий інтерес представляють дані про характер просторових співвідношень між динамікою земної кори і геофізичними полями. Серед фізичних полів Землі найбільше вивчене гравітаційне поле та рельєф земної поверхні, інші фізичні поля досліджені менше, особливо в площадному покритті. В той же час лише сила ваги до певної міри впливає на всі типи

тектонічних процесів, оскільки саме під дією поля сили ваги відбуваються деформації поверхні Землі у відповідності зі зменшенням потенційної енергії. У зворотному напрямі відбуваються деформації кори та мантиї під впливом фізико-хімічних процесів в надрах Землі. Складна взаємодія гравітаційних сил і фізико-хімічних процесів всередині Землі саме і приводить до перерозподілу мас та деформацій земної кори. Взагалі можна

стверджувати, що зміщення земної поверхні є результатом прояву складної взаємодії різних екзогенних і ендегенних процесів, що відбуваються як в земній корі, так і під нею. За масштабами прояву на земній поверхні ці процеси можуть носити як локальний, так і регіональний характер, накладаючись один на одного. Час їх дії також відрізняється в широких межах: від миттєвостей (прояви сейсмічної активності) до мільйонів років (глибинні процеси). Отже, маючи на увазі відому залежність швидкостей вертикальних зміщень земної поверхні від часу усереднення, можна встановити закономірність, яка полягає в тому, що швидкості, породжені глибинними (підкоровими) процесами, малі і, можливо, не перевищують 1,5 мм/рік [1].

Іншим прикладом планетарного характеру є річні зміни різниці великої та малої півосей земного еліпсоїда, які досягають значення $0,14 \pm 0,03$ мм/рік [4]. Ці зміни викликані зафіксованими віковими змінами коефіцієнта I_2 гравітаційного поля Землі внаслідок імовірної відновлювальної деформації поверхні Землі після закінчення останнього льодовикового періоду. Значні швидкості сучасних вертикальних рухів земної поверхні, які досягають 1 см/рік і більше, є результатом процесів, що відбуваються в земній корі. Так, для інтенсивно-рухомих областей (альпійська геосинклінальна область, зона післяплатформної активізації тектонічних рухів, рифи) швидкості сучасних вертикальних регіональних рухів складають 5-10 мм/рік [1]. Швидкості формування локальних структур набагато більші (в деяких випадках на порядок) швидкостей регіональних рухів. Амплітуди післяльодовикових підняття на один-два порядки більші від зміщень кори, які типові для платформених областей [2]. Особливо необхідно звернути увагу на питання про сучасні рухи малорухомих областей, які в четвертинний період зазнали обледеніння. Так, післяльодовикові підняття Канади і Феноскандії становили близько 300 м за період $\sim 10^4$ років. Для порівняння: Руська рівнина за останні 20 - 25 млн. років піднялась приблизно на 400 м [2]. За період $\sim 10^4$ років зміщення великих областей не виходять за межі декількох десятків метрів. Це пояснюється тим, що сучасні рухи на платформах, хоча й відбуваються з відносно високою швидкістю, до 1 см/рік, але мають осцилюючий характер і часто змінюють свій знак [3]. Підтвердженням існування короткоперіодичних коливань земної

поверхні є результати повторних нівелювань, виконаних в Японії вздовж лінії Такасакі - Сімосува з 1888 по 1932 роки [1]. Ще більш переконлива картина прослідковується при розгляданні серій карт сучасних рухів, складених для одного і того ж району за різні періоди спостереження: рисунки ізоліній на цих картах, як правило, дуже відрізняються [3].

Таким чином, просторовий розподіл швидкостей сучасних вертикальних рухів тісно пов'язаний з будовою земної кори, змінами з глибиною реологічних характеристик, а також з тектонічним положенням того чи іншого регіону. Величини швидкостей зміщень земної поверхні, які визначаються геодезичними методами на інтервалах в декілька років і перших десятків років, для різних ділянок земної поверхні також суттєво відрізняються. Необхідно пам'ятати також про те, що в результатах повторних нівелювань можуть бути задіяні як стаціонарні рухи земної кори, так і нестаціонарні в часі і просторі зміщення земної поверхні, які обумовлені процесами, що протікають у верхньому тектонічно нестабільному шарі земної кори і не піддаються однозначному розподілу. Крім того, будь-яке переміщення земної поверхні веде до перерозподілу внутрішніх мас і, як наслідок, до змін сили ваги. Наприклад, некомпенсоване навантаження, викликане зміною положення земної поверхні на 10 мм, приводить до зміни сили ваги приблизно на 3 мГал. Також добре відомо, що земна кора в багатьох місцях знаходиться в стані, близькому до ізостатичної рівноваги, а в деяких районах відбувається активне ізостатичне вирівнювання і, як наслідок, деформація земної кори. Відхилення земної кори від ізостатичної рівноваги можуть бути охарактеризовані за допомогою ізостатичних аномалій сили ваги. І хоча динамічна інтерпретація ізостатичних аномалій однозначно не вирішує проблеми сучасних рухів земної кори, однак, в багатьох тектонічно активних регіонах спостерігається очевидний їх кореляційний зв'язок. Так, у регіонах післяльодовикових підняття Феноскандії та Канади, де швидкість підняття становить ~ 1 см/рік, для їх центральних частин характерні від'ємні ізостатичні аномалії 30 - 40 мГал [2]. Таким чином, там, де відбувається ізостатичне вирівнювання, існує чітка обернена кореляційна залежність між ізостатичними аномаліями та швидкостями рухів земної кори. Очевидно, де такий зв'язок не прослідковується, можна з певною достовірністю говорити про переваги інших, відмінних від

ізостазії, динамічних процесів. Наприклад, в тих регіонах, де спостерігається додатна кореляція між вищезгаданими полями, можна було б її інтерпретувати як спливання аномально легких і нагрітих мантійних мас до межі Мохо, що викликає таким чином підняття кори та додатну ізостатичну аномалію. З часом у таких континентальних регіонах відбувається ерозія верхніх частин кори, тобто швидкості руху земної поверхні стають від'ємними, а після охолодження мантії, коли вона набуває нормальної густини, відбувається ізостатичне опускання кори. Слід зазначити, що в таких регіонах можливі інтенсивні горизонтальні переміщення земної кори як наслідок горизонтального розтікання аномально легкої мантії, яка нагромаджується під корою [2]. Отже, приймаючи до уваги, що ізостазія впливає на сучасні рухи земної кори, розглянемо більш детально їх кореляційний зв'язок. Зупинимось спочатку на способах побудови моделей ізостазії. Відомо, що в процесі вивчення ізостатичної компенсації окремих регіонів найбільш точні характеристики їх ізостатичного стану одержані при використанні сейсмічних даних ГСЗ. Разом з тим, результати досліджень ізостатичної рівноваги земної кори за даними ГСЗ погоджуються з гравіметричними [5], тому найчастіше вивчення ізостазії виконується на основі обчислення та інтерпретації ізостатичних аномалій сили ваги, які безпосередньо вказують на наявність мас, що не вкладаються у вибрану модель ізостазії. В практиці обчислень ізостатичних аномалій приймаються дві основні гіпотези Ері і Пратта та їх модифікації. Недоліком цих моделей є локальний характер компенсації, тобто будь-яке мале поверхневе навантаження має викликати вертикальні рухи для встановлення ізостатичної компенсації. Однак відомо, що ізостатична рівновага настає лише в регіональному масштабі. Спроби створення узагальнених і технологічних моделей, які враховували б регіональний характер компенсації, призвели до побудови моделей ізостазії, заснованих на статистичному підході [6,7]. В основу зазначеного підходу покладено припущення [7], що аномалія сили ваги Δg в точці r_0 зв'язана з висотою рельєфу h в точці r співвідношенням

$$\Delta g(r_0) = \int_S f(|r_0 - r|) \cdot h(r) ds + \tilde{g}, \quad (1)$$

де r -біжуча координата на поверхні землі; f - невідома вагова функція віддалі між точками, \tilde{g} - вклад в Δg неізостатичної природи (шумова компонента).

Отримана в [7] згідно способу найменших квадратів оцінка вагової функції в спектральній формі, яку ще називають передавальною функцією або адмітансом, приймає вигляд:

$$\tilde{F}(k) = \frac{\langle \Delta G(k) \cdot H^*(k) \rangle}{\langle H(k) \cdot H^*(k) \rangle}, \quad (2)$$

де $\Delta G, H$ - двомірні перетворення Фур'є; зірочка означає комплексне спряження, а кутові дужки - усереднення по всій поверхні.

Отже, визначивши $\tilde{F}(k)$ за результатами обчислювального експерименту, можна зробити певні висновки щодо механізму ізостатичної компенсації структур даного регіону, оскільки $\tilde{F}(k)$ статистично залежить від розподілу аномальної густини, яка забезпечує компенсацію поверхневого навантаження.

Детально такий підхід до вивчення ізостазії на основі обчислення ізостатичних аномалій, представлених подвійними рядами Фур'є, описано в [7,8].

На рис. 1 представлені результати обчислення ізостатичних аномалій для регіону Східної Європи [9]. Останні обчислювались з використанням ряду Фур'є за системою сферичних функцій

$$\Delta g_l(\varphi, \lambda) = \sum_{n=0}^m \sum_{m=0}^n (\bar{a}_{nm}^{\Delta g_l} \cdot \cos m\lambda + \bar{b}_{nm}^{\Delta g_l} \cdot \sin m\lambda) \cdot \bar{P}_{nm}(\sin \varphi), \quad (3)$$

де

$$\left. \begin{matrix} \bar{a}_{nm}^{\Delta g_l} \\ \bar{b}_{nm}^{\Delta g_l} \end{matrix} \right\} = \left\{ \begin{matrix} \bar{a}_{nm}^{\Delta g} - \lambda_n \cdot \bar{a}_{nm}^h \\ \bar{b}_{nm}^{\Delta g} - \lambda_n \cdot \bar{b}_{nm}^h \end{matrix} \right\}, \quad (4)$$

$$\lambda_n = \frac{\sum_{m=0}^n (\bar{a}_{nm}^{\Delta g} \cdot \bar{a}_{nm}^h + \bar{b}_{nm}^{\Delta g} \cdot \bar{b}_{nm}^h)}{\sum_{m=0}^n [(\bar{a}_{nm}^h)^2 + (\bar{b}_{nm}^h)^2]}, \quad (5)$$

$$\left. \begin{matrix} \bar{a}_{nm}^{\Delta g} \\ \bar{b}_{nm}^{\Delta g} \end{matrix} \right\} \left[\begin{matrix} \bar{a}_{nm}^h \\ \bar{b}_{nm}^h \end{matrix} \right] = \frac{1}{4\pi} \iint_S \left[\begin{matrix} \Delta g(\varphi, \lambda) \\ h(\varphi, \lambda) \end{matrix} \right] \cdot P_{nm}(\sin \varphi) \left\{ \begin{matrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{matrix} \right\} \quad (6)$$

Зауважимо, що $\bar{a}_{nm}^{\Delta g}, \bar{b}_{nm}^{\Delta g}, \bar{a}_{nm}^h, \bar{b}_{nm}^h, \bar{a}_{nm}^{\Delta g_i}, \bar{b}_{nm}^{\Delta g_i}$ - коефіцієнти розкладу аномалій сили ваги, висот рельєфу та ізостатичних аномалій, λ_n - передавальна функція (в граничних випадках, коли $\lambda_n = 1$ і $\lambda_n = 0$, ізостатичні аномалії Δg_i трансформуються в аномалії Буге Δg_B і в аномалії сили ваги Δg); $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ - приєднані поліноми Лежандра.

Вихідні поля аномалій сили ваги та висот рельєфу для регіону Східної Європи, обмеженого географічними широтами φ 48° і 60° та довготами λ 33° і 45°, були апроксимовані рядами Фур'є за сферичними функціями до порядку $N=12$.

Аналогічний підхід для обчислення ізостатичних аномалій можна реалізувати, використовуючи наступні формули

$$(\Delta g_i)_i = \Delta g_i - kh_i, \quad k = \frac{\sum_{i=1}^n \Delta g_i h_i}{\sum_{i=1}^n (h_i^2)}$$

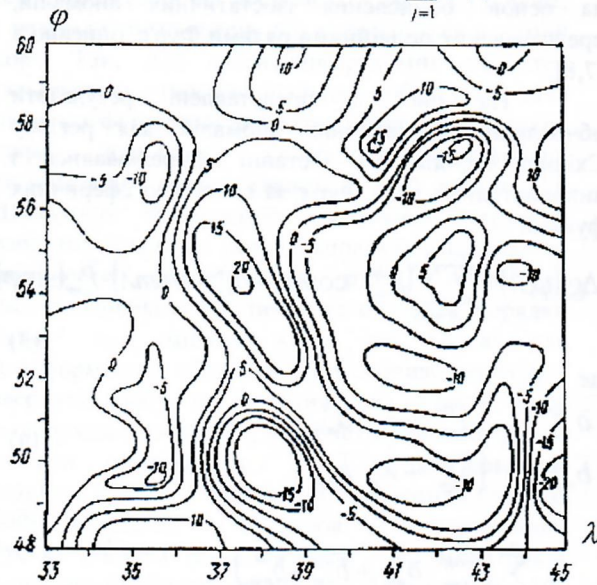


Рис. 1. Ізостатичні аномалії сили ваги Δg_i , обчислені за формулою (3). Ізолії проведені через 5 мГал.

(7)

де n - кількість трапецій з відомими усередненими значеннями аномалій сили ваги

Δg_i і висотами рельєфу h_i , які потрапляють в окіл ковзання.

Таким чином, маючи значення аномалій сили ваги та висот рельєфу, попередньо усереднені в межах трапецій $1^\circ \times 1^\circ$ і менше, та встановивши окіл ковзання еквівалентним площі регіональної компенсації, можна обчислити ізостатичні аномалії.

На прикладі Карпато-Динарського регіону, який обмежений географічними координатами $\varphi = 45^\circ - 50^\circ$ і $\lambda = 13^\circ - 24^\circ$, за формулами (7) методом "ковзного середнього" обчислені ізостатичні аномалії сили ваги. Як вихідна інформація використані аномалії у вільному повітрі Δg_i і висоти h_i , усереднені в межах трапеції $1^\circ \times 1^\circ$.

На рис. 2 і 3 відповідно зображені поля аномалій сили ваги. Для обчислення ізостатичних аномалій окіл ковзання приймався таким, що дорівнює дев'яти трапеціям загальною площею $3^\circ \times 3^\circ$.

Слід зауважити, що реалізуючи два описані підходи до обчислення ізостатичних аномалій, в принципі одержуємо їх різні значення, оскільки в основу обчислень крім залежності аномалій сили ваги від висоти покладені різні методи усереднення вихідних даних Δg_i і h_i , а саме: в першому випадку порядок N розкладу в ряди Фур'є за системою сферичних функцій, в другому - окіл ковзання.

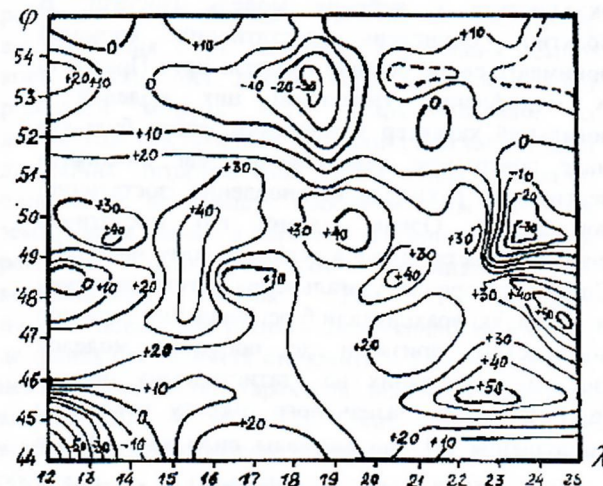


Рис. 2. Аномалії сили ваги Δg . Ізолії проведені через 10 мГал.

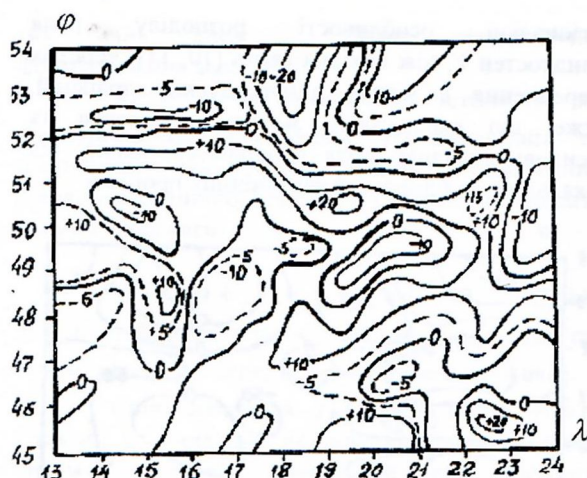


Рис.3. Ізостатичні аномалії сили ваги Δg_i , обчислені за формулою (7). Ізолінії проведені через 10 мГал.

Тим не менше, розглянуті методи обчислення ізостатичних аномалій дозволяють відфільтрувати вплив рельєфу на аномалії сили ваги, залишивши в ізостатичних аномаліях прояви горизонтальних неоднорідностей густини, зосереджених в літосфері. Два методи обчислення ізостатичних аномалій по суті доповнюють один одного, реалізуючи інтегральну і дискретну постановку задачі, засновану на припущенні, що ізостатичні варіації густини представляються деякою лінійною та ізотропною функцією висоти рельєфу.

Розглянемо тепер кореляційну залежність між полями швидкостей V_i та аномаліями у вільному повітрі Δg_i , а також між V_i та ізостатичними аномаліями $(\Delta g_i)_i$. Для визначення кореляційної залежності між зазначеними характеристиками досліджуваних полів використаємо ковзні коефіцієнти кореляції (к. к. к.):

$$r(\Delta g V) = \frac{\mu(\Delta g V)}{\sigma_{\Delta g} \cdot \sigma_V}; \quad r(\Delta g_i, V) = \frac{\mu(\Delta g_i, V)}{\sigma_{\Delta g_i} \cdot \sigma_V}, \quad (8)$$

$$\mu(\Delta g V) = \sum_{i=1}^n (\Delta g_i V_i) / n;$$

$$\mu(\Delta g_i, V) = \sum_{i=1}^n (\Delta g_i)_i (V_i) / n; \quad (9)$$

$$\sigma_{\Delta g} = \sum_{j=1}^n \Delta g_j^2 / n; \quad \sigma_{\Delta g_i} = \sum_{j=1}^n (\Delta g_i)_j^2 / n;$$

$$\sigma_V = \sum_{j=1}^n V_j^2 / n, \quad (10)$$

де Δg_i , V_i , $(\Delta g_i)_i$ - відповідні значення ознак досліджуваних полів в одноградусних трапеціях. Вони входять у так званий окіл ковзання, який охоплює дев'ять окремих трапецій. Радіус околу ковзання вибирали з урахуванням того, що він повинен бути доволі великим, щоб одержана оцінка к. к. к. або дисперсії була обґрунтованою, і доволі малим, щоб давати локальну оцінку.

На рис. 4 показані ізолінії сучасних вертикальних рухів земної кори, які проведені на основі даних швидкостей V_j , усереднених в тих самих межах.

Усереднення виконано за матеріалами карт сучасних вертикальних рухів земної кори [10, 11] з використанням методу середньоквадратичної колокації [12].

На основі розрахованих таким чином к.к.к. побудовані карти ізокорелят-ізоліній однакових значень r (в %), які дають уявлення про кореляційну залежність між полями сучасних вертикальних рухів земної кори V та аномаліями у вільному повітрі Δg (рис.5), а також між V та ізостатичними аномаліями сили ваги Δg_i (рис.6).

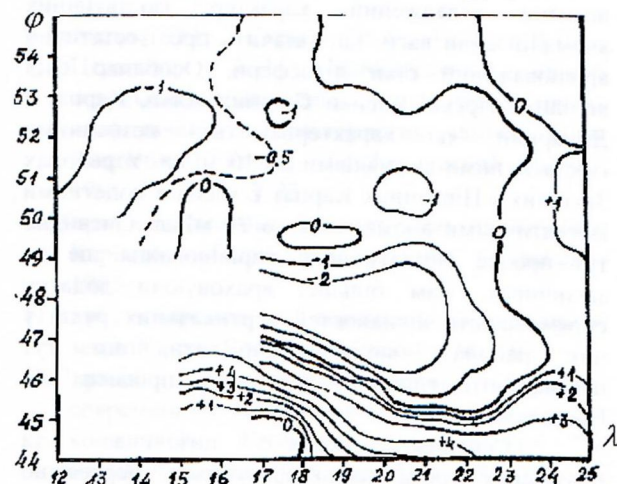


Рис.4. Швидкості вертикальних рухів земної кори V . Ізолінії проведені через 1 мм/рік.

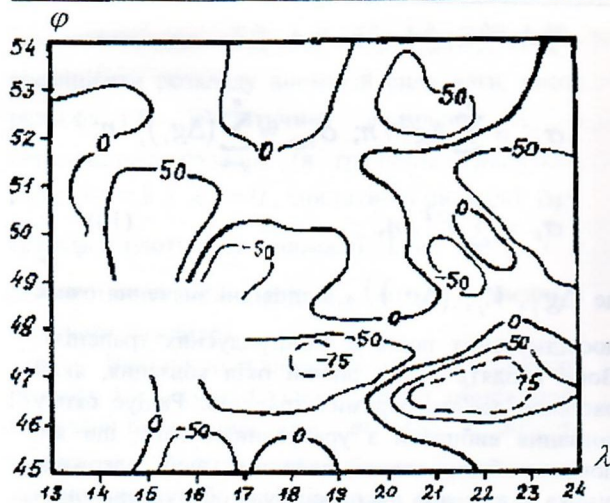


Рис.5. Ковзні коефіцієнти кореляції між полями Δg і V . Ізолії проведені через 50%.

Наведені на картах-схемах (рис 2-6) дані охоплюють велику територію Карпато-Динарського регіону, який є найбільш вивченим з погляду розподілу поля аномалій сили ваги, СВРЗК та глибинної будови. Порівняння досліджуваних полів відкриває певні можливості у вивченні особливостей сучасних геодинамічних процесів.

Порівнюючи карти-схеми аномалій у вільному повітрі (рис.2) та ізостатичних аномалій (рис.3), можна зазначити їх помітну відмінність щодо розподілу за площею та інтенсивністю. Насамперед, у межах досліджуваної території помітно згладжений характер ізостатичних аномалій сили ваги, що свідчить про ізостатично зрівноважений стан літосфери. Особливо слід виділити гірські масиви Східних Альп, Карпат і Динариди, які характеризуються незначними ізостатичними аномаліями до 10 мГал. У районах Західних і Південних Карпат є місця з додатними ізостатичними аномаліями до 20 мГал. Очевидно тут процес ізостатичного вирівнювання ще не закінчився. Тим більше, враховуючи додатну спрямованість швидкостей вертикальних рухів у цих районах, можна допустити, що тут переважають глибинні тектонічні процеси над ізостатичними.

Середньодунайська низовина та Балтійська гряда характеризуються переважно від'ємними ізостатичними аномаліями.

Розглядаючи карту-схему сучасних вертикальних рухів земної кори (рис.4), необхідно зауважити, що вона відображає більшою мірою

регіональні особливості розподілу поля швидкостей V , ніж вихідна карта [10, 11], через їх усереднення в межах одноградусних трапецій. Отже, що карту-схему можна розглядати як трендову складову поля швидкостей, вільну від локальних особливостей тектонічних процесів.

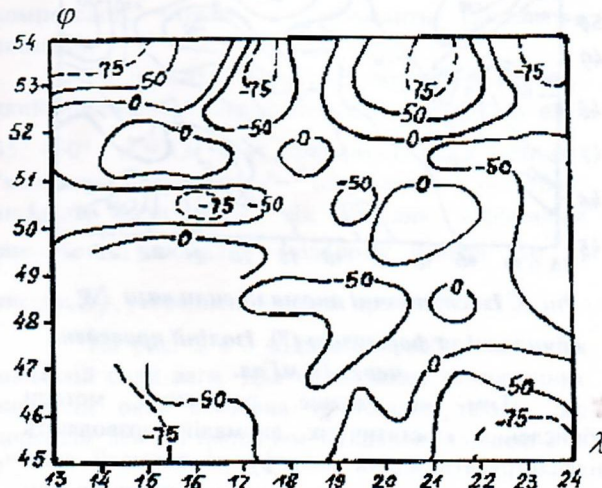


Рис.6. Ковзні коефіцієнти кореляції між полями Δg , і V . Ізолії проведені через 50%.

У межах досліджуваної території помітна монотонна зміна від слабкого опускання (1-2 мм/рік) на більшій частині території до максимального підняття (4 мм/рік) в районах гірських систем. Більш докладно поведінка швидкостей вертикальних рухів земної кори в цьому регіоні описана в [10, 11].

Наведені на рис.5 і 6 характеристики дають уявлення про кореляційну залежність між полем швидкостей V та аномаліями у вільному повітрі Δg , а також між V та ізостатичними аномаліями Δg . Більш інтенсивний характер ковзних коефіцієнтів кореляції простежується на рис.6, що свідчить на користь тісної кореляційної залежності між швидкостями вертикальних рухів та ізостатичними аномаліями, а це підтверджує висловлене вище припущення про часткову ізостатичну природу сучасних рухів земної кори. Важливо було б простежити виявлену закономірність і на рівні неотектонічних рухів, що підтвердило б помітний вплив гравітаційних сил на тектонічні процеси.

Розглянемо, накінець, до яких напружень і швидкостей деформації призводять одержані

ізостатичні аномалії. Дано математичне формулювання задачі [2].

Якщо задана аномальна густина ρ як функція точок середовища, то деформації та напруження знаходяться шляхом розв'язування рівняння механічної рівноваги з об'ємними силами, якими є сила ваги

$$-\Delta p + \mu \Delta V + \rho g = 0, \quad (11)$$

де μ - коефіцієнт в'язкості, V - вектор швидкості переміщення, g - середнє прискорення сили ваги.

Співвідношення (11) має назву Нав'є-Стокса у випадку нехтування інерціальними силами і описує повільний рух в'язкості нестисненої рідини.

Розрахунок напружено-деформованого стану в самій літосфері вимагає розв'язку рівняння Нав'є-Стокса для сферичної оболонки. Однак оскільки реологічна будова не достатньо добре визначена і досліджуваний регіон має незначні розміри, то вигідно обмежитись постановкою регіональної задачі і знехтувати сферичністю Землі. В цьому випадку будемо шукати розв'язок в матеріальному напівпросторі, який містить густинні тіла, що розглядаються. Повний розв'язок задачі визначається тільки дією внутрішніх сил, викликаних густинними неоднорідностями в літосфері [13]. В такій постановці задачі швидкості деформації можна обчислити за формулою

$$\varepsilon_z \cong \frac{g}{4\pi f \mu} \cdot \Delta g_i, \quad (12)$$

висоти врівноваженого рельєфу -

$$H \cong \frac{\Delta g_i}{2\pi f \rho_k}, \quad (13)$$

нормальні напруження -

$$\sigma_z \cong \frac{g}{2\pi f} \cdot \Delta g_i, \quad (14)$$

де f - гравітаційна постійна, ρ_k - густина кори.

Таким чином, формули (12)-(14) дозволяють перерахувати одержані раніше ізостатичні аномалії у швидкості деформації ($1 \cdot 10^5$ мГал відповідає 0,16мм/рік), нормальні

напруження ($1 \cdot 10^5$ мГал відповідає 2,5-10⁵ Па) і висоти врівноваженого рельєфу. Зазначимо, що відхилення реального рельєфу від врівноваженого буде свідчити про дію інших джерел деформації, викликаних іншими причинами, або про те, що рівновага ще не наступила.

Література

1. Белоусов В.В., Рейснер Г.И. Тектонические процессы на материках // Тектоносфера Земли. М., 1978. С. 34-66.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М., 1979.
3. Певнев А.К. О состоянии карт современных вертикальных движений земной коры // Геодезия и картография. 1993. № 6. С. 19-25.
4. Машимов М.М. Теоретическая геодезия. М., 1991.
5. Козленко В.Г., Старостенко В.И., Субботин С.И. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным // Тектоносфера Земли. М., 1978. С. 220-266.
6. Церклевич А.Л., Дейнека Ю.П. О некоторых подходах к построению моделей изостазии // Геодезия, картография і аерофотознімання. 1993. вип. 55. С. 106-113.
7. Артемьев М.Е., Кабан М.К. Изостазия и кросс - спектральный метод ее изучения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. №11. С. 85-98.
8. Коган М.Г., Магницкая Е.И., Чернова Н.И. Кросс - спектральный метод исследования изостазии океанических и континентальных структур // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. №11. С. 71-84.
9. Дейнека Ю.П., Скрыль В.А., Сомов В.И., Церклевич А.Л. Сравнительный анализ современных движений и некоторых других геофизических характеристик земной коры Восточной Европы // Геофизический журнал. 1991. Т. 13. С. 17-23.
10. Карта современных вертикальных движений в Карпато - Балканском регионе // Будапешт, 1985.
11. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М., 1973.
12. Скрыль В.А. Прогнозирование скоростей современных вертикальных движений земной коры // Геодезия, картография и аерофотосъемка. 1981. вып. 33. С. 68 - 75.
13. Маслов А.А. Расчет деформаций поверхности Земли по гравитационным данным // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 30-35

A. Tscherklevich, J. Dejneka

**MODERN VERTICAL MOTIONS OF THE EARTH'S CRUST AND ITS CONNECTIONS WITH
GEOPHYSICAL FIELDS**

Summary

There is analyzed a connection of isostatic anomalies and anomalies of gravity with modern vertical motions of the Earth's crust. The obtained data on the example of the Carpathian – Dynarsky region is used for interpretation of the peculiarities of modern geodynamical processes.

А. Церклевич, Ю. Дейнека

**СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ИХ СВЯЗЬ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ**

Резюме

Рассматривается связь изостатических аномалий и аномалий силы тяжести с современными вертикальными движениями земной коры. На примере Карпато-Динарского региона дается интерпретация полученных результатов в их связи с современными геодинамическими процессами.