

УДК 550.312:551.24

А.Л.Церклевич, Ю.П.Дейнека

**ПРО КОРЕЛЯЦІЙНИЙ ЗВ'ЯЗОК СУЧАСНИХ ВЕРТИКАЛЬНИХ
РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ З ГРАВІТАЦІЙНИМ ПОЛЕМ
КАРПАТО-ДИНАРСЬКОГО РЕГІОНУ**

Серед фізичних полів Землі найбільш вивчені гравітаційне поле та рельєф земної поверхні, інші фізичні поля досліджені менше, особливо в просторовому простяганні. Як відомо, сила ваги деякою мірою впливає на всі типи тектонічних процесів і має певне значення в остаточному утворенні багатьох деформаційних структур. У той же час під дією поля сили ваги деформації поверхні Землі відбуваються у напрямі зменшення потенційної енергії. Фізико-хімічні процеси в надрах Землі переважно викликають деформації кори та мантиї у зворотному напрямі. Складна взаємо-

дія гравітаційних сил і фізико-хімічних процесів всередині Землі якраз і призводить до перерозподілу мас та деформацій земної кори. Деформаційні властивості можна оцінити, виходячи з різних міркувань. Насамперед, 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 простежується очевидний їх кореляційний зв'язок. Так, у регіонах післяльодовикових підняття Феноскандії та Канади, де швидкість підняття тепер становить ~ 1 см/рік, для їх центральних частин характерні від'ємні ізостатичні аномалії 30-40 мгал [1]. 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 проявляється, можна з певною достовірністю говорити про переваги інших, відмінних від ізоляції, динамічних процесів. Наприклад, у тих регіонах, де спостерігається додатна кореляція між вищевгаданими 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 спостерігаються інтенсивні горизонтальні переміщення земної кори як наслідок можливого горизонтального розтікання аномально легкої мантії, яка нагромаджується під корою [1].

Зупинимось коротко на способах побудови моделей ізостазії. Як відомо, ізостатичну компенсацію розподілу поверхневих мас можна реалізувати декількома способами, або їх складною комбінацією. Це схеми Ері, Пратта і так званої "термічної ізостазії", яка найбільш придатна для опису компенсації в океанічній літосфері [8]. Недоліком перших двох схем є локальний характер компенсації, тобто будь-яке мале поверхнєве навантаження має викликати вертикальні рухи для встановлення ізостатичної ком-

пенсації. Однак відомо, що ізоостатична рівновага настає лише в регіональному масштабі. Спроби створення узагальнених і технологічних моделей, які враховували б регіональний характер компенсації, привели до побудови моделей ізоостації, заснованих на статистичному підході [9]. Докладно такий підхід до вивчення ізоостації описано в [10]. Зазначимо лише, що в [5,10] використовували для обчислення ізоостатичних аномалій подвійні ряди Фур'є, а в [9] - ряди Фур'є за системою сферичних функцій. Вихідні поля аномалій сили ваги та висот рельєфу даної поверхні розкладали за системою цих рядів. Ізоостатичні аномалії визначали відніманням від аномалій сили ваги коваріаційної складової між аномаліями сили ваги та висотами рельєфу. В основу таких розрахунків покладено обчислення передавальної функції, яка в змістовному відношенні відбиває гіпотезу про те, що ізоостатичні варіації густини описуються деякою лінійною й ізоотропною функцією висот рельєфу.

Аналогічний підхід можна реалізувати в іншій постановці, а саме, будемо визначати ізоостатичні аномалії як

$$\Delta g_j - \Delta g - k \cdot h_j, \quad k = \frac{\sum_{j=1}^n \Delta g_j h_j}{\sum_{j=1}^n (h_j^2)}, \quad (1)$$

де n - кількість трапецій з відомими усередненими значеннями аномалій сили ваги Δg_j і висотами рельєфу h_j , які потрапляють в окіл ковазання.

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

На прикладі Карпато-Динарського регіону, який обмежений графічними координатами $\varphi - 45^\circ - 50^\circ$ і $\lambda - 13^\circ - 24^\circ$, за наведеною вище методикою обчислені ізоостатичні аномалії сили ваги. Як вихідна інформація використані аномалії у вільному повітрі Δg_j і висоти h_j , усереднені в межах трапецій $1 \times 1^\circ$.

На рис.1 і 2 зображені поля аномалій у вільному повітрі та ізоостатичних аномалій сили ваги відповідно. Ізоостатичні аномалії обчислювали за формулами (1), причому окіл ковазання приймали таким, що дорівнює дев'яти трапеціям загальною площею $3 \times 3^\circ$.

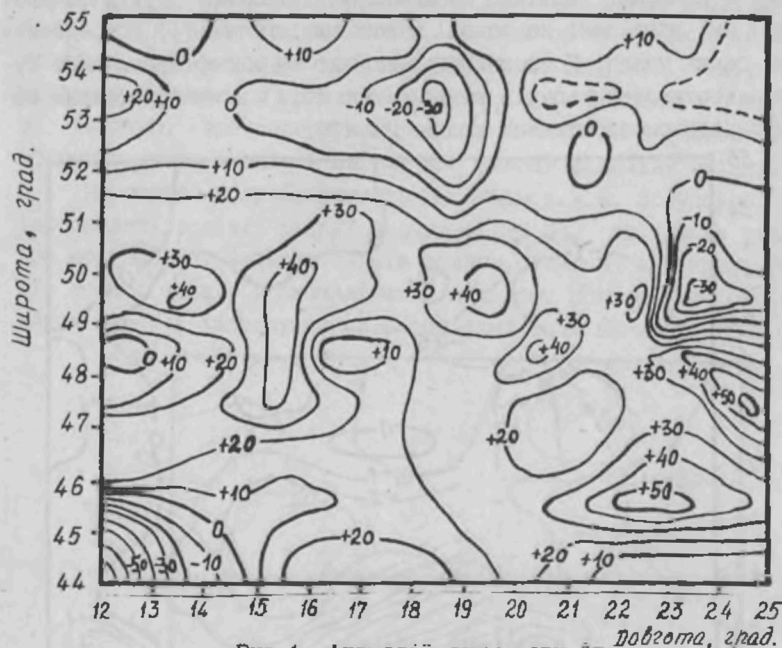


Рис.1. Аномалії сили ваги Δg
(ізолінії проведені через $10 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$).

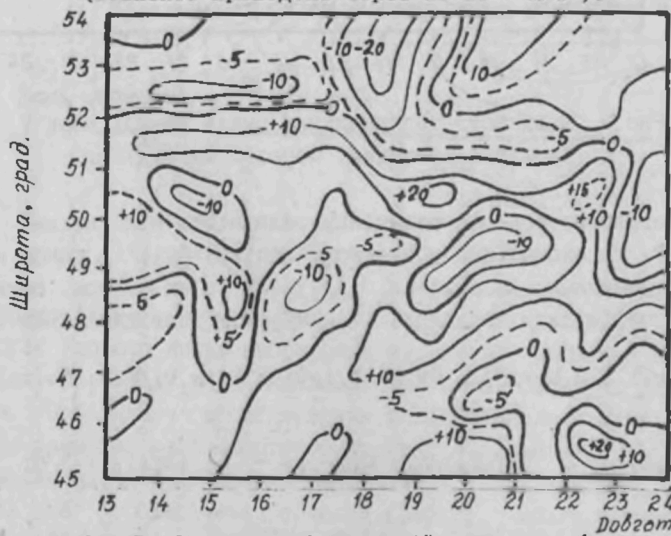


Рис.2. Ізоостатичні аномалії сили ваги Δg_i
(ізолінії проведені через $10 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$).

На рис.3 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 [3,4] з використанням методу середньоквадратичної колокації [7].

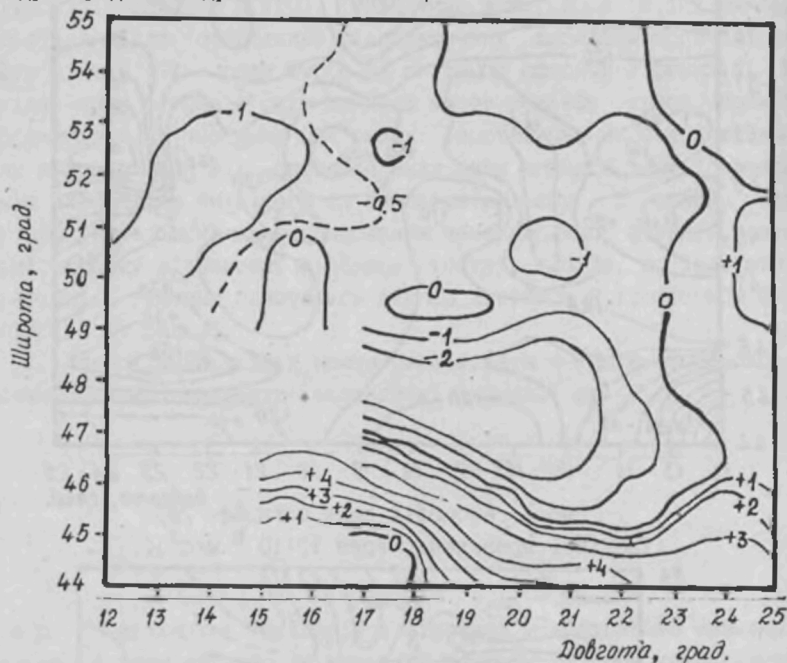


Рис.3. Швидкості вертикальних рухів земної кори V (ізолінії проведені через 1 мм/рік).

Розглянемо тепер кореляційну залежність між полями швидкостей V_j та аномаліями у вільному повітрі Δg_j , а також між V_j та ізоостатичними аномаліями $(\Delta g_1)_j$. З цією метою обчислимо ковані коефіцієнти кореляції (к.к.к.) між досліджуваними полями:

$$\Gamma(\Delta g V) = \mu(\Delta g V) / \sigma_{\Delta g} \cdot \sigma_V; \quad \Gamma(\Delta g_1 V) = \mu(\Delta g_1 V) / \sigma_{\Delta g_1} \cdot \sigma_V. \quad (2)$$

$$\mu(\Delta g V) = \sum_{j=1}^n (\Delta g_j V_j) / n; \quad \mu(\Delta g_1 V) = \sum_{j=1}^n (\Delta g_1)_j (V_j) / n; \quad (3)$$

$$\sigma_{\Delta g} = \sqrt{\sum_{j=1}^n \Delta g_j^2 / n}; \quad \sigma_{\Delta g_1} = \sqrt{\sum_{j=1}^n (\Delta g_1)_j^2 / n}; \quad \sigma_V = \sqrt{\sum_{j=1}^n V_j^2 / n}, \quad (4)$$

де Δg_j , V_j , $(\Delta g_1)_j$ - відповідні значення однак досліджуваних полів в одноградусних трапеціях. Вони входять у так званий окіл коваання, який охоплює дев'ять одиничних трапецій. Радіус околу коваання вибирали з урахуванням того, що він повинен бути доволі великим, щоб одержувана оцінка к.к.к. або дисперсії була обґрунтованою, і доволі малим, щоб давати локальну оцінку.

На основі розрахованих таким чином к.к.к. побудовані карти ізокорелят-ізоліній рівних значень r (в %), які дають уявлення про кореляційну залежність між полями сучасних вертикальних рухів земної кори V і аномаліями у вільному повітрі Δg (рис.4), а також між V і ізоостатичними аномаліями сили ваги Δg_1 (рис.5).

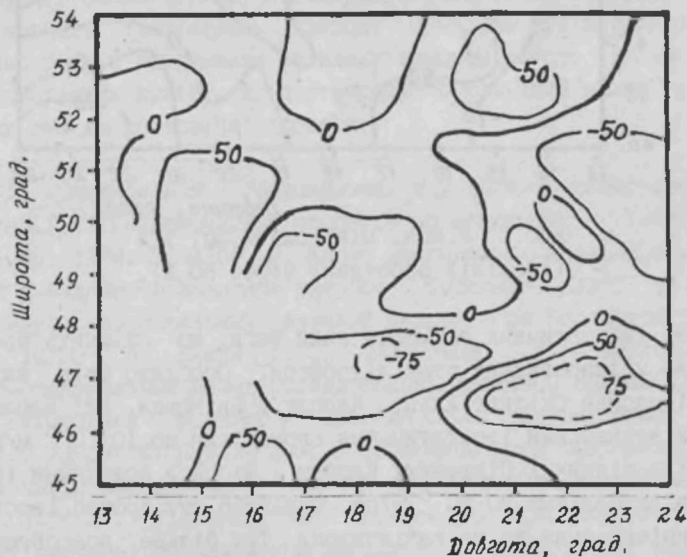


Рис.4. К.к.к. між полями Δg і V
(ізолінії проведені через 50 %).

Наведені на картах-схемах (рис.1-5) дані охоплюють велику територію Карпато-Динарського регіону, який є найбільш вивченим з погляду розподілу поля аномалій сили ваги, СЕРЗК та глибинної будови. Порівняння досліджуваних полів відкриває певні можливості у вивченні особливостей сучасних геодинамічних процесів.

Зіставляючи карти-схеми аномалій у вільному повітрі (рис.1) та ізоостатичних аномалій (рис.2), можна зазначити їх помітну відмінність щодо розподілу за площею та інтенсивністю. Насамперед, у межах досліджуваної території помітно згладжений