

## ГЕОФІЗИКА

УДК 550:380

## ТЕКТОНОМАГНІТНІ ДОСЛІДЖЕННЯ В ЗАХІДНІЙ АНТАРКТИЦІ

В. Максимчук<sup>1</sup>, Ю. Городиський<sup>1</sup>, І. Чоботок<sup>1</sup>, В. Бахмутов<sup>2</sup>, В. Кузнєцова<sup>1</sup>Карпатське відділення Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України, вул.Наукова, 3-Б, м.Львів, тел./факс +38(0322)648563, e-mail: [depart10@cb-igph.lviv.ua](mailto:depart10@cb-igph.lviv.ua)<sup>2</sup>Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України, пр.Палладіна, 32, м.Київ

**Вступ.** Досвід тектономагнітних досліджень в різних регіонах світу свідчить, що цей метод геофізики успішно можна використовувати для виявлення та картування зон тектонічно активних розломів, вивчення сейсмотектонічних процесів та провісників землетрусів, тектонічного районування та інших геолого-геофізичних задач геодинамічного спрямування.

Антарктида, в порівнянні з іншими материками, характеризується незначною сейсмічною активністю. Однак, молодий (мезокайнозойський) вулканізм, характерний для Антарктичного півострова, сучасна вулканічна діяльність (діючий вулкан Еребус, вогнище вулканізму о.Десепшн, г.Мельбурн), свідчить про активні сучасні тектонічні процеси в земній корі регіону.

Важливою обставиною є також те, що архіпелаг Аргентинські острови, на якому розміщена станція Академік Вернадський розташований в зоні субдукції Східно-Тихоокеанської і Антарктичної плит і, ймовірно, зазнає інтенсивних тектонічних напружень. В районі станції проходять регіональні глибинні розломи, які відіграли важливу роль в геологічному розвитку регіону.

Антарктична станція Академік Вернадський, в районі розташування якої виконувалися тектономагнітні дослідження, знаходиться поблизу західного узбережжя Антарктичного півострова. У зв'язку із значною віддаленістю та специфічними кліматичними умовами сучасна геодинамічна активність цього регіону вивчена ще недостатньо.

Тому постановка тут тектономагнітних досліджень, які дозволять отримати дані про сучасні геодинамічні процеси, представляє певний інтерес.

Тектономагнітний метод базується на вивченні локальних часових змін геомагнітного поля, зумовлених різними фізико-хімічними процесами в земній корі. Сучасні сейсмотектонічні процеси, які найбільш інтенсивно протікають в зонах активних розломів, приводять до змін фізико-механічних,

електричних, магнітних та інших властивостей гірських порід, порушення гідрорежиму і спричиняють відчутні зміни магнітного поля, які можуть бути виявлені на основі повторних магнітних спостережень.

Тектономагнітні дослідження в районі станції Академік Вернадський були розпочаті в 1998 році по профілю Бархани-Расмуссен під час 3-ї антарктичної експедиції. Другий і третій цикли спостережень, які були виконані в 2001 і 2002 роках, дозволили отримати дані про динаміку аномального магнітного поля в цьому районі.

**1. Короткий опис тектонічної будови**

Антарктичний півострів з прилеглими до нього островами представляє собою частину Західноантарктичної складчастої системи, яка простягається вздовж Тихоокеанського узбережжя Західної Антарктиди. Ороген Антарктичного півострова розташований в південній частині зони зчленування двох значних крупних геоструктур – Тихоокеанського і Гондванського сегмента Землі. Він являє собою результат тривалої взаємодії тектонічних процесів, які властиві кожному із цих сегментів планети і в сукупності обумовлюють їх головні особливості. До Гондванського сегмента відноситься западина моря Уделла і її західна і південно-західна шельфові окраїни. До Тихоокеанського сегмента (на сучасному етапі еволюції області зчленування з Гондванським сегментом) належить океанська акваторія в її глибоководній та шельфовій частині, а також Антарктичний півострів з прилеглими островами і землями. За геоморфологічними, батиметричними і геофізичними даними поблизу району робіт виділяються важливі з позицій сучасної геодинаміки структурні елементи – рифтогенні грабени, глибинні розломи і лініаменти (рис.1).

Рифтогенні грабени розташовані на північ (рифтова зона Брансфілд) і на південь (рифтова зона протоки Георга VI) від району робіт, приурочені до мезозойських міжгірних депресій, заповнені крейдовими відкладами і повністю позбавлені мезозойського інтрузив-



ного магнетизму. Хоча в зоні архіпелагу Аргентинські острови рифтова зона не виділяється, проте можна помітити, що він розташований на продовженні рифтової зони Брансфілт (на південь) і рифтової зони протоки Георга VI (на північ). Привертає увагу також та обставина, що східний борт цих рифтових зон – глибинний розлом, що простягається вздовж Антарктичного півострова, проходить з південного заходу на північний схід район досліджень. Причому, рифтова зона протоки Георга VI вважається молодшою (можливо пізньокайнозойська), оскільки вона має високі, майже не оброблені ерозією бокові уступи і практично не супроводжувалася базитовим вулканізмом. Процес рифтоутворення в цій зоні ще не проник в глибинні рівні кори і розтягу поки що піддається лише її приповерхневі горизонти [1].

Яскравим свідченням геодинамічної активності регіону є його магматична діяльність. Більша частина товщі гірських порід Антарктичного півострова представлена виверженими породами мезозойського (юра-крейда) вулканогенного комплексу і мезоранньокайнозойського інтрузивного комплексу. Причому, найбільш цікава для нас західна частина Антарктичного півострова - західна частина землі Грейама складена породами середньомезозойського-кайнозойського магматичного комплексу, який пов'язується з субдукцією прототихоокеанської плити (плити Фенікс) під Антарктичний півострів [2].

## 2. Методика робіт

Класична методика тектономагнітних досліджень полягає у проведенні на закріпленій мережі пунктів і профілів через певні часові інтервали спостережень модуля повного вектора геомагнітного поля  $F$ . З метою уникнення впливу варіацій зовнішнього магнітного поля роботи виконуються за схемою синхронних диференціальних вимірів поля  $F$  на базовому  $F_b$  і рядовому пунктах  $F_n$ . Різницеве поле  $\Delta F = F_n - F_b$  у зв'язку з невеликими відстанями між базовим і рядовим пунктами вважається позбавленим від впливу зовнішніх джерел магнітного поля. Шуканим параметром при тектономагнітних дослідженнях є параметр  $\Delta\Delta F$ , який характеризує зміни  $\Delta F$  за період між циклами спостережень

$$\Delta\Delta F = \Delta F_2 - \Delta F_1, \quad (1)$$

де  $\Delta F_1$  і  $\Delta F_2$  - значення  $\Delta F$  у першому й другому (наступному) циклах вимірювання. Інтервали між циклами спостережень визначаються завданнями робіт та технічними умовами їх проведення. Зважаючи на специфіку кліматичних умов Антарктики, повторні виміри виконувались щонайменше 1 раз в рік і спрямовувались на виявлення довготривалих

(більше 1-го року) часових змін аномального магнітного поля.

Тектономагнітні пункти, враховуючи специфіку регіону, закладалися в основному на островах архіпелагу Аргентинські острови (рис. 2). Тут умовно можна виділити 2 тектономагнітні профілі: субширотний профіль I (Бархани - Расмуссен) [3], загальною довжиною 11 км, на якому закладено 7 пунктів спостережень, та субмеридіональний профіль II (о.Барселот- о.Бус) на якому вже закладено 5 пунктів і проведено 1-й цикл спостережень в 2002р. Профіль I Бархани-Расмуссен перетинає навхрест простягання основні породоутворювальні комплекси і тектонічні структури прибережної шельфової зони і виходить на Антарктичний півострів. В якості базового пункту використовувалась магнітна обсерваторія "Аргентинські острови", розташована на перетині профілів I-I і II-II. Для реєстрації поля  $F$  в магнітоваріаційному павільйоні була встановлена протонна магнітоваріаційна станція МВ-01 (чутливість 0.1 нТл). Виміри на рядових пунктах виконувались протонним магнітометром ММП-203 (чутливість 1 нТл). Відсутність індустриальних завод, висока стабільність апаратури дозволили виконати зйомку з середньоквадратичною похибкою 0,7 нТл

## 3. Результати тектономагнітних досліджень та їх інтерпретація

Виконані в 1998р., 2001р. та 2002р. три цикли тектономагнітних спостережень дозволили дослідити особливості аномального магнітного поля  $\Delta F$  та його довготривалі часові зміни  $\Delta\Delta F$  вздовж профіля I Бархани-Расмуссен. Отримані дані наведені на рис.3.

На жаль, невелика щільність пунктів спостережень не дозволяє в повній мірі відтворити всю повноту морфології аномального магнітного поля. Проте, навіть при такій ситуації тут виділяється локальна аномалія  $\Delta F$  близько 600 нТл на о.Трос Маленьких Поросят (п.3), а також в східній частині профіля, на м.Расмуссен (п.7), де поле  $\Delta F$  досягає майже 1000 нТл (рис.3,а).

Детальні обстеження при закладці тектономагнітних пунктів показали, що поле  $\Delta F$  на окремих ділянках є сильно диференційоване, з градієнтами до 20-40 нТл/м, що, очевидно, пов'язане з наявністю в розрізі високонамагнічених вулканогенних порід. У межах східної частини архіпелагу Аргентинські острови, породи вулканічної групи представлені андезитами, порфіровими андезитами, кристалічними дацитовими туфами, дацитовою брекчією. В західній частині архіпелагу (о.Бархани) в основному поширені породи мезоранньокайнозойського комплексу, представлені



переважно габро і гранодіаритами. Зона контакту вулканогенних порід з породами мезозойсько-ранньокайнозойського інтрузивного комплексу проходить в районі о.Шелтер - о.Трое Маленьких Поросят - о.Індикатор - о.Гротто і далі північніше о.Уругвай. Власне, до цієї зони контакту, ширина якої досягає близько 1000 м, приурочена локальна аномалія  $\Delta F$  близько 600 нТл, виявлена на о.Трое Маленьких Поросят.

Величина магнітної сприйнятливості к гірських порід вздовж профіля коливається в межах 0,01-0,04 СІ, а залишкової намагніченості - 0,1-0,4 СІ, хоча навіть в межах одного острова вони відрізняються іноді на 1-2 порядки.

Часові зміни аномального магнітного поля - тектономагнітні аномалії  $\Delta\Delta F$ , виявлені за результатами трьох циклів спостережень, досягають від одиниць нТл, до майже 15 нТл (за період з 1998р. по 2002р.) (рис.3,в). В розподілі поля  $\Delta\Delta F$  вздовж профіля спостерігається певна закономірність, яка проявляється як за період 1998-2001рр., так і на сумарній кривій  $\Delta\Delta F(1998-2002рр.)$ . Східна частина профіля (п.4, 5, 6) в загальному характеризується незначними додатними значеннями  $\Delta\Delta F$  близько 2 нТл. На західній ділянці профіля (п.1, 2, 3) поле  $\Delta\Delta F$  від'ємне, різко аномальне, від -3,5 нТл (п.2) до -14,6 нТл (п.3). Привертає увагу те, що спостерігається відчутна подібність кривих  $\Delta\Delta F$  за 1998-2001рр. і сумарної кривої  $\Delta\Delta F$ , з тією лише різницею, що аномалія  $\Delta\Delta F$  збільшилась за амплітудою майже вдвічі. Так, на п.3, поле  $\Delta\Delta F$  змінилось від -6,8 нТл (1998-2001рр.) до -14 нТл (1998-2002рр.). Зміни поля в цьому напрямку відбулись і на п.1 і п.2.

Зіставлення поля  $\Delta\Delta F$  із схемою поширення інтрузивно-вулканогенних утворень свідчить про їх певний зв'язок. Так, аномалія в статичному ( $\Delta F$ ) і динамічному ( $\Delta\Delta F$ ) полі (п.3, о.Трое Маленьких Поросят) відображає зону контакту верхньорурських метаморфізованих вулканогенних порід з ранньокайнозойським інтрузивним комплексом, яка має тут ширину близько 1000 м.

Важливою особливістю поля  $\Delta\Delta F$  є його досить виразна кореляція з аномальним магнітним полем. Отримані в експерименті значення поля  $\Delta F_a$  і його часових змін  $\Delta\Delta F$  мають дуже подібну морфологію, особливо для західної ділянки профіля (пункти 1-5) (рис. 3в). Це дозволяє висловити гіпотезу, що виявлені зміни поля пов'язані із зміною магнітних параметрів і можуть викликатися як активними фізичними явищами (п'єзомагнітний ефект), так і пасивними (підмагнічування віковою варіацією). Можливість помітного внеску підмагнічення в часові зміни  $\Delta\Delta F$  є наслідком великих значень вікового ходу геомагнітного

поля в даному регіоні ( $\Delta Z_{\text{вк}} \approx 70$  нТл/рік,  $\Delta X_{\text{вк}} \approx -50$  нТл/рік,  $\Delta Y_{\text{вк}} \approx -25$  нТл/рік) [4], а також високої магнітної сприйнятливості порід ( $\kappa \sim 25 \cdot 10^{-3}$  од. СІ).

Для оцінки внеску п'єзомагнітного ефекту в зміни намагніченості підбиралась така модель магнітної неоднорідності і змін намагніченості цієї неоднорідності, яка б могла добре описати спостережені криві  $\Delta F_a$  і  $\Delta\Delta F$  [5]. Модель джерела аномалії  $\Delta F_a$  підбираємо у вигляді набору вертикально намагнічених прямокутних паралелепіпедів безмежного простягання в субмеридіональному напрямі (рис. 3в, табл. 1).

Позначимо через  $Z_a$ ,  $H_a$  (для нашого випадку  $H_a=Y_a$ ,  $X_a=0$ ) компоненти магнітного поля моделі. В кожній точці профілю  $L$  вони знаходяться як суми відповідних компонент поля усіх паралелепіпедів у даній точці:

$$Z_a(L) = \sum_{j=1}^N Z_j(L), \quad H_a(L) = \sum_{j=1}^N H_j(L), \quad (2)$$

де  $N$  – кількість паралелепіпедів в складі моделі.

Компоненти поля кожного паралелепіпеду знаходимо як різниці відповідних компонент поля пари пластів великої потужності, нижній з яких зміщений вздовж бокової грані відносно верхнього і має протилежну намагніченість. Компоненти  $Z$  і  $H$  пластів великої потужності знаходяться з відомих виразів [6]

$$Z = 2J \left[ \left( \arctg \frac{L+b}{h} - \arctg \frac{L-b}{h} \right) \cos \vartheta - \frac{1}{2} \sin \vartheta \ln \frac{h^2 + (L+b)^2}{h^2 + (L-b)^2} \right] \sin \alpha, \quad (3)$$

$$H = -2J \left[ \left( \arctg \frac{L+b}{h} - \arctg \frac{L-b}{h} \right) \sin \vartheta + \frac{1}{2} \cos \vartheta \ln \frac{h^2 + (L+b)^2}{h^2 + (L-b)^2} \right] \sin \alpha, \quad (4)$$

де  $h$ ,  $b$  – відповідно глибина та півширина верхньої кромки пласта;  $\alpha$  - кут нахилу пласта до площини горизонту;  $\vartheta$  - кут між напрямом вектора намагніченості і нахилом пласта до площини горизонту.

Поле  $\Delta T_a$  в кожній точці профілю знаходимо з виразу

$$\Delta F_a = \sqrt{(X_a + X_0)^2 + (Y_a + Y_0)^2 + (Z_a + Z_0)^2} - \sqrt{(X_b + X_0)^2 + (Y_b + Y_0)^2 + (Z_b + Z_0)^2}, \quad (5)$$

де  $X_b$ ,  $Y_b$ ,  $Z_b$  – значення відповідних теоретичних компонент в точці, що відповідає розташуванню базового пункту профіля;  $X_0$ ,  $Y_0$ ,  $Z_0$  – значення відповідних компонент нормального поля в районі досліджень.



Поле  $\Delta T$  знаходимо як різницю значень  $\Delta T_a$  при зміні намагніченості  $J$  на деяку величину  $\Delta J$ .

Поля  $\Delta T_a$  та  $\Delta T$  показані на рис. 3 штриховими лініями, а параметри моделі наведені в таблиці 1.

Таблиця 1.

Параметри моделі магнітної неоднорідності

N	$h_1$ (км)	$h_2$ (км)	W (км)	$L_c$ (км)	J (А/м)	$\Delta J$ (А/м)
1	0,2	0,8	2,5	0,1	-0,55	0,0040
2	0,2	0,8	1,0	1,8	-0,78	0,0068
3	0,2	0,8	0,8	2,7	-0,55	0,0030
4	0,2	0,8	2,5	4,35	-0,55	0,0015
5	0,2	0,8	2,4	6,7	-0,55	0,0003
6	0,8	2,0	13,0	1,5	-0,55	0,0010

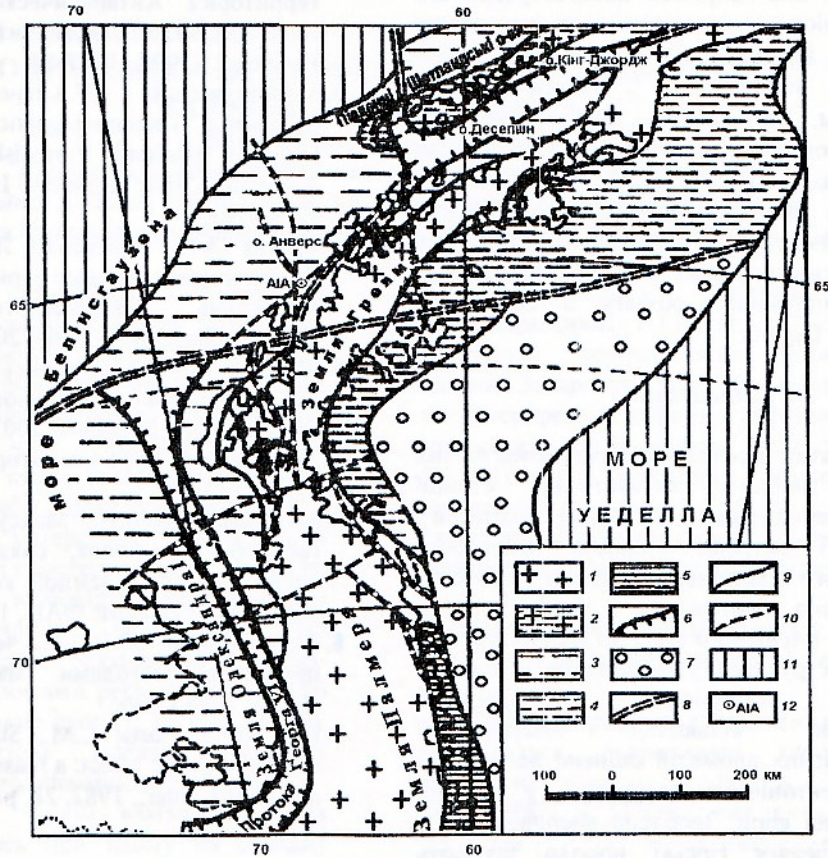


Рисунок 1. Фрагмент тектонічної схеми Антарктичного півострова та прилеглих акваторій [1]

Тихоокеанські структури: 1 - центральний антиклінорій Землі Греяма і Землі Палмера на місці геоантиклінальної зони в пізньо-палеозойській геосинклінальній системі; 2 - антиклінорій Південних Шетландських островів в межах західного синклінорія; 3 - західний синклінорій Землі Олександра I і тихоокеанського шельфу Землі Греяма, що виник на місці евгеосинклінальної зони в пізньопалеозойській геосинклінальній системі; 4 - східний синклінорій атлантичного шельфу Землі Греяма, що виник на місці міогеосинклінальної зони в пізньопалеозойській геосинклінальній системі; 5 - зона пізньомезозойської складчастості, що причленувалась до центрального антиклінорію Землі Палмера в результаті інверсії юрського геосинклінального прогину; 6 - рифтові гребені в бортах центрального антиклінорію; Гондванські структури: 7 - західна окраїна однієї із древніх плит Антарктичної платформи (можливо, частково захоплена в передовий прогин мезозой).

Інші позначення: 8 - найкрупніші диз'юнктивні лінеamenti на тих ділянках, де вони не є обмеженнями рифтових гребенів; 9 - границі головних структурних елементів; 10 - крупні розломи; 11 - океанські западини; 12 - магнітна обсерваторія "Аргентинські острови" (AIA).



У цій таблиці прийняті такі позначення:  $h_1$ ,  $h_2$  – глибина верхньої та нижньої кромки блоку,  $W$  – ширина блоку,  $L_c$  – положення центра блоку відносно осі, показаної на рисунку.

Якщо вважати, що  $k \sim 25 \cdot 10^{-3}$  од. СІ, то внесок в зміни намагніченості внаслідок підмагнічення може становити до  $5 \cdot 10^{-3}$  А/м. Отже, зміни в блоці №2 принаймі на  $2 \cdot 10^{-3}$  А/м можуть бути викликані п'єзомагнітним ефектом. При одновісному стиску та індуктивному характері намагніченості залежність  $\Delta J$  від зміни напружень має вигляд [7, 8]

$$\Delta J = J \Delta P (2\beta \sin \gamma - \beta \cos \gamma), \quad (6)$$

де  $\gamma$  – кут між напрямом намагнічувального поля і віссю головного надлишкового напруження. Приймаючи  $\gamma = \pi/2$ , що для нашої моделі відповідає горизонтальним напруженням,  $\beta = 5 \cdot 10^{-5}$  Бар<sup>-1</sup> (значення п'єзомагнітного коефіцієнта [9]), отримаємо для зміни напружень  $\Delta P \sim -25$  Бар.

Отже з отриманого результату можна зробити висновок, що в районі спостережень протягом чотирьох років (1998-2002) мали місце локальні напруження розтягу з середньою швидкістю 6 Бар/рік.

#### Висновки

У результаті проведених тектономагнітних досліджень поблизу антарктичної станції Академік Вернадський, в районі архіпелагу Аргентинські острови (західне побережжя Антарктичного півострова) за період 1998-2002 рр. виявлено інтенсивні часові зміни аномального магнітного поля до -3.5 нТл/рік. Їх просторова структура узгоджується з елементами тектонічної будови. На основі кількісної інтерпретації тектономагнітних аномалій оцінено величину і напрям тектонічних напружень у верхній частині земної кори. Зроблено висновок, що в районі архіпелагу гірські породи зазнають розтягуючих горизонтальних напружень

(декілька бар/рік) субширотного напрямку. Для отримання більш повної інформації про динаміку аномального магнітного поля в цьому цікавому регіоні необхідно розширити мережу пунктів спостережень.

Робота виконана за підтримки Українського Антарктичного центру та Intas-grant №01-42.

#### Література

1. Г.Э.Грикуров. Геология Антарктического полуострова.- М.:Наука, 1970.- 120с.
2. Бахмутов В.Г. Геологический обзор архипелага Аргентинские Острова и прилегающей территории Антарктического полуострова. / Бюлетень Українського Антарктичного Центру.- Випуск 2.- 1998.- С.77-84.
3. V.Maksymchuk, V.Kuznetsova, I.Chobotok, I.Dotsenko. Tectonomagnetic investigations in the region of Academic Vernadsky Station.- Ukrainian Antarctic Center Bulletin. Issue 4. Kyiv, 2002.- P.197-201.
4. Третьяк А.Н., Яременко Л.Н., Бахмутов В.Г. Геомагнитные вековые вариации в Антарктике./ Бюлетень Українського Антарктичного Центру.- Випуск 4.- Київ, 2002.- С.83-89.
5. Максимчук В.Ю., Городиський Ю.М. Кузнєцова В.Г. Динаміка аномального магнітного поля Землі.- Львів: Євросвіт, 2001.- 308с.
6. Логачев А.А. Курс магниторазведки.- М.: Недра, 1968.- 312 с.
7. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля, связанные с упругими напряжениями в земной коре сейсмоактивных районов. - Ташкент: ФАН, 1975.- 128 с.
8. Сковородкин Ю.П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии.- М.: Наука, 1985.- 196с.
9. Hao Jin-qi, Hastie L.M., Stacey F.D. Theory of seismomagnetic effect: a reassessment //Phys. Earth and Planet. Inter., 1982, 28, p.129-140.

### TECTONOMAGNETIC INVESTIGATIONS IN THE WESTERN ANTARCTIC

V. Maksymchuk, Yu. Gorodisky, I. Chobotok, V. Bahmutov, V. Kuznetsova

The results of tectonomagnetic investigations in the region of Antarctic station Academic Vernadsky location are presented. For the period from 1998 up to 2002 at the tectonomagnetic profile Barchany-Rasmussen 3 cycles of repeat magnetic observations were carried out, that enabled to investigate the dynamics of a magnetic field in the region of archipelago Argentine islands. Anomalous monotonous  $\Delta F$  field variations above -3.5 nT in the zone of tectonic lineament of submeridian strike were detected. On the basis of mathematical modeling it has been concluded, that the nature of tectonomagnetic anomalies is conditioned by the magnetization of rocks under secular variation influence as well as by the piezomagnetic effect under the influence of tensile sublatitude tectonic stresses.



**ТЕКТОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКЕ**  
**В. Максимчук, Ю. Городиский, І. Чоботок, В. Бахмутов, В. Кузнецова**

Представлены результаты тектономагнитных исследований в районе расположения антарктической станции Академик Вернадский. За период с 1998 по 2002 г. на тектономагнитном профиле Барханы-Расмуссен выполнено 3 цикла повторных магнитных наблюдений, что позволило исследовать динамику магнитного поля в районе архипелага Аргентинские острова. Выявлены аномальные монотонные изменения поля  $F$  около  $-3,5$  нТл в зоне регионального тектонического линеймента субмеридионального простирания. На основе математического моделирования сделан вывод, что природа тектономагнитных аномалий обусловлена подмагничиванием пород вековой вариацией, а также пьезомагнитным эффектом под действием растягивающих субширотных тектонических напряжений.

УДК 550.3+551.1+551.3

**ГЕОДИНАМІКА ЛІТОСФЕРИ ЗАХОДУ ЗАКАРПАТТЯ**  
**ЗА КОМПЛЕКСОМ ДАНИХ**

**А.В.Назаревич<sup>1</sup>, Л.Е.Назаревич<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Карпатське відділення Інституту геофізики НАН України,*

*Україна, м. Львів, вул. Наукова, 3-б, E-mail: nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua*

<sup>2</sup>*Карпатська дослідно-методична геофізична партія ІГФ НАН України, м. Львів*

**Постановка проблеми.** Українське Закарпаття є регіоном зі складною глибинною будовою та сучасною геодинамікою літосфери [1-10], активним сейсмотектонічним процесом [2-5] і досить високою місцевою сейсмічністю [3-5]. До цього часу багатьма авторами запропоновані різні схеми геодинаміки регіону [2-10], які краще або гірше узгоджуються з наявним фактичним матеріалом і пояснюють ті або інші особливості спостережуваних процесів. Але схеми, яка б відповідала всім наявним даним, несуперечливо пояснювала всі спостережувані процеси і беззаперечно визналася б усіма дослідниками регіону на сьогодні не створено. Причиною цього є, на наш погляд, наявність в регіоні відразу декількох різномасштабних геодинамічних процесів [11-13], які складним чином взаємодіють між собою, накладаючись при цьому на складну глибинну будову літосфери регіону [1-10, 14], зумовлену довготривалим (від докембрію) палеотектонічним процесом з кількома циклами крупномасштабної палеотектонічної активізації [14]. На сучасному етапі, виходячи з нашої інтерпретації наявних геолого-геофізичних даних, в регіоні діють два основні процеси: загальний стиск літосфери Карпато-Балкано-Динарського мегарегіону, зумовлений глобальним плитово-тектонічним процесом – насуванням Африканської (з півдня) і Аравійської (з південного сходу) плит на затиснуті між ними і південними краями Східно-Європейської і Західно-Європейської платформ Карпато – Балкано – Динарської структури (Ю.Крупський, 2002 [10]), і регіональний процес розповзання в сторони

астеноліта з-під Панонської депресії (О.М.Харитонов, Р.І.Кутас та ін. [7-9]). Що стосується геомеханічного режиму західної частини Закарпаття, то тут (за даними комплексної інтерпретації деформографічних і геодезичних даних (А.В.Назаревич, Л.Є.Назаревич, 2002 [15,16]) на сучасному етапі найбільш вираженим є другий процес. Цей процес своєрідно відображається у деформографічних, геодезичних і сейсмологічних даних.

***Деформографічні дослідження в Закарпатті.***  
***Аналіз останніх досліджень.***

Деформографічні дослідження в Закарпатті проводяться львівськими геофізиками за активною участю професора Л.А.Латиніної (ОІФЗ РАН, м. Москва) вже протягом більш як 15 років [17, 18]. Вони зосереджені в районах міст Берегове і Королево (рис. 1), що зумовлено важливістю даних районів як ключових у тектонічній структурі літосфери Закарпаття, оскільки м. Берегове знаходиться в зоні ланцюжка горбогір'їв, що прилягають до зони одного з сейсмічно найактивніших у регіоні Припанонського глибинного розлому [3, 6], причому на перетині цього розлому з тектонічно активним в неогені [4, 6] та сейсмічно активним зараз (6-бальні землетруси 1937 і 1965 р.р. [4]) Берегівським меридіональним розломом (район Берегівського горбогір'я), а м. Королево – в зоні також досить сейсмоактивного Оашського меридіонального розлому, а також наявністю тут придатних для таких досліджень підземних виробок (штолень).

Перші деформографи були встановлені в