

Міністерство освіти та науки України
Національний університет «Львівська політехніка»

На правах рукопису

Вовк Андрій Ігорович

УДК: 528.481+551.242.11

**ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ РУХІВ
ЗЕМНОЇ КОРИ ЄВРОПИ ЗА ДАНИМИ ГНСС-ВИМІРІВ**

Спеціальність 05.24.01 – геодезія, фотограмметрія та картографія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата технічних наук

Науковий керівник –
доктор технічних наук, професор
К.Р. Третяк

Ідентичність всіх примірників дисертації
ЗАСВІДЧУЮ:

Вчений секретар спеціалізованої
вченої ради /Б.Б. Паляниця/

Львів 2016

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ.....	3
ВСТУП.....	4
РОЗДІЛ 1 АНАЛІЗ ОСНОВНИХ МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ.....	12
1.1 Основні етапи вивчення тектоніки земної кори	13
1.2 Методи дослідження рухів земної кори	18
1.2.1 Геоморфологічні, геологічні та геофізичні методи дослідження горизонтальних рухів земної кори.....	21
1.2.2 Геодезичні методи дослідження горизонтальних рухів земної кори	22
1.3 Короткий огляд виконаних робіт, на території Європи, з дослідження горизонтальних рухів земної кори за допомогою геодезичних методів.....	28
1.4 Використання мереж перманентних ГНСС-станцій для створення кінематичних моделей горизонтальних рухів тектонічних плит	34
1.4.1 Забезпечення мереж перманентних ГНСС-станцій на території Європи	34
1.4.2 Основні моделі горизонтальних рухів земної кори за даними ГНСС- спостережень.....	38
Висновки до розділу 1	44
РОЗДІЛ 2 ДОСЛІДЖЕННЯ ДИНАМІКИ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ЄВРОПИ ЗА ДАНИМИ ГНСС-СПОСТЕРЕЖЕНЬ	45
2.1 Аналіз горизонтальних рухів земної кори центральної Європи, визначених за ГНСС-вимірами.....	45

2.2 Аналіз вхідних даних для дослідження горизонтальних рухів земної кори Європи.....	53
2.3 Дослідження горизонтальних рухів земної кори на території Європи.....	55
2.4 Дослідження сучасних просторових рухів земної кори в Карпато-Балканському регіоні за результатами опрацювання ГНСС-вимірів та геолого-геофізичних даних	71
2.5 Дослідження параметрів горизонтальної деформації земної кори Європи...	81
Висновки до розділу 2	94
РОЗДІЛ 3 ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ РОТАЦІЙНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ЄВРОПИ.	96
3.1 Обґрунтування диференціації тектонічних плит на основі їх ротаційних параметрів.....	97
3.2 Результати диференціації Європейської частини Євразійської тектонічної плити за ротаційними характеристиками.....	103
Висновки до розділу 3	126
ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ	127
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	129
ДОДАТКИ.....	149

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

АШГР	—	абсолютні швидкості горизонтальних рухів
ГРЗК	—	горизонтальні рухи земної кори
ГНСС	—	глобальні навігаційні супутникові системи
РШГР	—	регіональні швидкості горизонтальних рухів
УБЗК	—	умовний блок земної кори
EPN	—	європейська мережа перманентних станцій
DORIS	—	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
GPS	—	система глобального позиціонування
IGS	—	міжнародна GPS служба
InSAR	—	Interferometric Synthetic Aperture Radar
ITRF	—	геоцентрична інерційна система відліку
NGL	—	геодезична лабораторія Невади
SAR	—	лазерна локація штучних супутників Землі
SOPAC	—	Scripps Orbit and Permanent Array Center
VLBI	—	радіоінтерферометрія з наддовгою базою

ВСТУП

Земля є динамічною системою взаємопов'язаних планетарних процесів (рухи тектонічних плит, вулканізм, землетруси, атмосферні зміни, зміни в ядрі тощо). Такі процеси мають безпосередній вплив на зміни параметрів фігури Землі, їх досліджують із застосуванням різноманітних методів, а результати є вкрай важливими для вирішення задач геодезії та прогнозування геодинамічних процесів.

Оскільки глобальні геодезичні системи координат (ITRF, ITRS) відтворюються на підставі зміни координат перманентних ГНСС-станцій, які загалом викликані геодинамічними факторами, то вивчення кінематики цих станцій є одним із завдань сучасної геодезії.

Для прогнозування кінематики перманентних станцій використовуються відомі моделі руху тектонічних плит, в основі яких лежить диференціація земної кори на різну кількість блоків. Ці моделі побудовані за результатами геоморфологічних, геологічних, палеотектонічних та ГНСС-спостережень,

Відповідно питання диференціації земної кори на тектонічні блоки та постійне уточнення моделей руху тектонічних плит є актуальною проблемою не лише для геології та геофізики, але й для геодезії. Від цього залежить прогнозування та інтерполяція координат перманентних станцій, уточнення параметрів переходу між різними системами координат, відстеження стійкості систем координат.

Диференціацію земної кори на тектонічні блоки проводять використовуючи результати сейсмологічних, палеотектонічних, геоморфологічних спостережень та відомості про геологічну будову земної кори. Останнім часом для такої диференціації широко використовуються результати повторних супутникових спостережень (ГНСС, VLBI, InSar, SAR). Ці результати мають вагоме значення для моніторингу мереж перманентних станцій як на глобальному, так і на регіональному рівні (в межах країн).

Сучасні геодезичні методи дозволяють проводити моніторинг ГРЗК та деформацій земної кори з високою точністю і розрізнявальною здатністю.

Сукупно з класичними методами геодезії з'явилась можливість пошуку взаємозв'язків між параметрами деформації та рухами земної кори.

Вивчення горизонтальних рухів земної кори (ГРЗК) проходило повільніше порівняно із дослідженнями вертикальних рухів земної кори, які здебільшого опиралися на методи повторного нівелювання. Це відбувалося тому, що методи триангуляції не забезпечували необхідної точності визначення ГРЗК. З появою електронних методів вимірювання довжин ліній, зокрема з початком використання світловіддалемірів, активно розпочався процес дослідження ГРЗК на більших за масштабом територіях. Спостереження на мережах ГНСС-станцій розширили дослідження ГРЗК до глобального рівня.

Необхідно зазначити, що проблемою дослідження ГРЗК на території Європи займалися такі відомі вчені як: Altamimi Z., Caporali A., DeMets C., Joo I., Milev G., Pospíšil L., Schenk V., Schenková Z., Демус Р.Т., Никонов А.А., Уломов В.І., Мещеряков Ю.О., Заблоцький Ф.Д., Марченко О.М., Третьяк К.Р., Ізотов А.А., Кендзера О.В., Максимчук В.Ю., Кузнєцова В.Г., Певнєв А.К., Прилепін М.Т., Галаганов О.Н., Гусєва Т.В., Голубінка Ю.І., Серант О.В., Смірнова О.М., та інші.

Актуальність теми

З постійним згущенням мереж перманентних ГНСС-станцій накопичується щораз більше вимірювальної інформації яка зосереджується в часових рядах спостережень. Це дозволяє уточнювати стійкість геодезичних мереж перманентних ГНСС-станцій і систем координат (загальноземних та локальних), в залежності від геодинамічних чинників, а також з'являється можливість деталізації тектонічних структур за їх кінематичними параметрами.

В наш час існують різні моделі кінематики тектонічних плит, які відрізняються за кількістю плит, границями, векторами швидкості. Такі моделі постійно уточнюються на основі геологічних, геофізичних, геодезичних даних. Усі вони використовують поділ земної кори на тектонічні блоки за даними геолого-геофізичних даних відомих структур. Оскільки обсяг вимірювальної інформації з перманентних ГНСС-станцій постійно накопичується тому є

актуальним питання визначення кінематики і поділу тектонічних блоків на мікроплити з урахуванням даних супутникової геодезії. Зібрана інформація використовується для моделювання і прогнозу руху перманентних ГНСС-станцій, що дозволить підвищити достовірність прогнозування координат, підвищити точність інтерполяції координат на задані епохи, оцінювати стабільність глобальних та регіональних систем координат.

Результати досліджень горизонтальних рухів та деформацій земної кори можуть бути корисними для пошуку взаємозв'язків між деформацією та сейсмічністю, а також для прогнозу сейсмічної активності загалом.

Застосування ГНСС стало загальноприйнятою практикою визначення довготривалих (тривалістю від року і більше) рухів і деформацій земної кори як в глобальному та регіональному, так і в локальному масштабах.

Інформація про горизонтальні рухи земної кори (ГРЗК) використовуються при геодезичних роботах на великих інженерних спорудах, при будівництві портів, дамб, мостів, ГЕС, АЕС та ін.. Саме тому актуальність вибраного напрямку дослідження ГРЗК обґрунтована його економічною складовою.

У дисертаційній роботі досліджується проблема дослідження кінематики Європейської частини Євразійської літосферної плити з використанням методики опрацювання просторових ГНСС-мереж. Виконані в роботі дослідження суттєво доповнюють наявну інформацію про кінематику досліджуваної території та її регіональні особливості.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами

Виконана робота відповідає науковому напрямку кафедри вищої геодезії та астрономії «Моніторинг фізичної поверхні Землі та її атмосфери на основі аналізу результатів сучасних наземних і супутникових вимірювань»; науковій тематиці робіт галузевої науково-дослідної лабораторії «Геодезичного моніторингу та рефрактометрії» (ГНДЛ-18) та навчально-наукової лабораторії «Опрацювання супутникових вимірів» Інституту геодезії Національного університету «Львівська політехніка».

Дисертаційна робота виконана в межах науково-дослідних робіт пов'язаних з вивченням геодинаміки Європейського континенту. Результати дослідження використано у науково-дослідній роботі прикладних досліджень і розробок – ДБ GPS: «Дослідження за перманентними ГНСС-вимірами взаємозв'язків геодинамічних і сейсмічних процесів у Південно-Східній Європі» (№ держреєстрації 0112U001207).

Виконані дослідження відповідають науковому напрямку «Науки про Землю і навколишнє середовище» Державного фонду фундаментальних досліджень. За цим напрямком взято участь у проекті фундаментальних досліджень: «Деформації різномасштабних тектонічних структур Східної Європи за супутниковими спостереженнями та їх відображення у сейсмічності» (№ держреєстрації 0113U005266).

Мета і завдання досліджень

Основною метою дисертаційного дослідження є геодинамічне районування території Європи за результатами визначення щорічних горизонтальних рухів та деформацій земної кори за період 2000 – 2010 роки та диференціація земної кори Європи за даними ротаційних рухів для уточнення наявних моделей ГРЗК.

У рамках дисертаційної роботи поставлено такі основні завдання:

- на основі розробленого алгоритму обчислити величини щорічних швидкостей ГРЗК та деформацій земної кори Європи за даними ГНСС-спостережень у період 2000 – 2010 роки;
- на основі щорічних полів деформацій земної кори провести блокову диференціацію земної кори Європи за їх кінематичними характеристиками та встановити взаємозв'язок з тектоно-геологічною будовою даного регіону;
- розробити методику та алгоритм диференціації території Європи за сталими ротаційними характеристиками;
- експериментально дослідити диференціації поля векторів швидкості горизонтального руху території Європи з використанням ротаційних

параметрів та визначити блоки земної кори за сталими ротаційними характеристиками території Європи.

Об'єктом досліджень є поле горизонтальних деформацій земної кори на території Європи.

Предметом досліджень є районування земної поверхні Європи за сталими кінематичними характеристиками на основі опрацювання щорічних серій результатів ГНСС-спостережень.

Методи досліджень

В дослідженні використано методи, що ґрунтуються на опрацюванні геодезичних вимірів, моделюванні деформаційних процесів та визначенні параметрів деформацій, проведенні кореляційного аналізу математичних методів опрацювання геодезичних вимірів.

Наукова новизна одержаних результатів

- На основі опрацювання щорічних серій результатів ГНСС-спостережень на території Європи виділено шість умовних блоків земної кори зі своїми сталими кінематичними характеристиками; границі цих блоків збігаються з основними тектонічними структурами на території Європи.
- Визначено усереднені значення річних параметрів деформації земної кори на території Європи за період 2000 – 2010 роки (значення дилатації, загального зсуву земної кори та значення осей деформацій земної кори).
- Встановлено щорічні місця проявлення екстремальних значень деформаційних параметрів земної кори Європи, які пов'язані з основними тектонічними розломами та місцями підвищеної сейсмічної активності на території Європи.
- На основі результатів ГНСС-вимірів розроблено математичний алгоритм та методику, що дозволяє проводити диференціацію тектонічних блоків земної кори за ротаційними параметрами.
- За результатами диференціації встановлено границі двох блоків на території Європи, які обертаються навколо своїх полюсів Ейлера з різними

швидкостями один відносно одного та доведено можливість вищої точності визначення векторів зміщень перманентних станцій порівняно з уже наявними моделями.

Практичне значення одержаних результатів

На основі розроблених моделей диференціації території Європи за сталими кінематичними характеристиками отримані результати рекомендується враховувати при вирішенні таких завдань:

- побудові та уточненні моделей кінематики літосферних плит;
- уточненні параметрів переходу між різними системами координат;
- визначенні стійкості окремих пунктів та систем координат у цілому;
- прогнозуванні координат перманентних ГНСС-станцій.

Використання даних поділу території Європи на два блоки за ротаційними параметрами дозволяє підвищити точність визначення координат перманентних ГНСС-станцій порівняно з наявними моделями.

Результати проведеного дослідження слугуватимуть для подальшого поглиблення досліджень еволюції геодинаміки території Європи. Запропоновану методику можна використовувати для аналогічного дослідження інших тектонічних плит.

Основні положення, що виносяться на захист

- Блокова диференціація території Європи за даними ГНСС-спостережень.
- Методика та алгоритм проведення диференціації тектонічної плити за ротаційними параметрами.
- Апробація даної методики на прикладі Європейської плити та її поділ на два блоки, які обертаються навколо своїх полюсів Ейлера з різними кутовими швидкостями один відносно одного.

Особистий внесок здобувача

Основні положення та результати дисертаційної роботи, отримані автором, опубліковано у співавторстві у працях [185, 184, 186, 183, 110, 187, 109, 175] та одноосібно у [129, 128]. В опублікованих працях [185, 186, 183, 110, 128] автору

належить збір та аналіз результатів спостережень перманентних ГНСС-станцій території Європи, в працях [184, 129, 187, 109] – опрацювання результатів спостережень перманентних ГНСС-станцій, визначення швидкостей горизонтальних рухів земної поверхні, вивчення параметрів деформації земної кори. У роботі [109] – розроблено методику та алгоритм, на основі яких досліджено диференціацію території Європи за ротаційними параметрами.

Апробація результатів роботи

Основні теоретичні та експериментальні результати дисертаційної роботи доповідали та обговорювали на таких наукових зібраннях:

- XVII Міжнародний науково-технічний симпозіум “Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GNSS і GIS-технології”, 10 – 15 вересня 2012 р., Алушта (Крим), Україна.
- IV науково-технічна конференція студентів, аспірантів і молодих вчених «Наукова весна — 2013», 28 – 29 березня 2013 р., Дніпропетровськ, Україна
- XVIII Міжнародна науково-технічна конференція, присвячена професійному святу працівників геології, геодезії і картографії України «GEOFORUM’2013», 24 – 26 квітня 2013 р., Львів-Яворів, Україна.
- IV międzynarodowa konferencja naukowa “Innowacyjne technologie geodezyjne – zastosowanie w różnych dziedzinach gospodarki”, 22 – 24 maja 2013 r., Polanczyk, Polska.
- XVIII Міжнародний науково-технічний симпозіум “Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GNSS і GIS-технології”, 10 – 15 вересня 2013 р., Алушта (Крим), Україна.
- V міжнародна наукова конференція «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», 1 – 4 жовтня 2013 р., Львів, Україна.
- XXIII international symposium on “Modern technologies, education and professional practice in geodesy and related fields”, November 07 - 08, 2013, Sofia, Bulgaria.
- XIX Міжнародна науково-технічна конференція, присвячена професійному святу працівників геології, геодезії і картографії України «GEOFORUM’2014» 23 – 25 квітня 2014 р., Львів-Яворів, Україна.

- XX Міжнародна науково-технічна конференція, присвячена професійному святу працівників геології, геодезії і картографії України «GEOFORUM'2015» 22 – 24 квітня 2015 р., Львів-Яворів, Україна.

Публікації

За результатами дисертації опубліковано 10 наукових праць [185, 184, 129, 186, 183, 110, 187, 128, 109, 175], у тому числі одна монографія [175]. Чотири статті у наукових фахових виданнях з переліку ВАК України [184, 186, 187, 128], одна з яких входить до наукометричної бази даних Index Copernicus [187]. Дві статті в закордонних періодичних виданнях [110, 109], одна з них входить до наукометричної бази даних Scopus [109]. Три у збірниках тез наукових конференцій [185, 129, 183].

Структура і обсяг дисертації

Дисертація складається зі вступу, трьох розділів, загальних висновків, списку використаних джерел (202 найменування) та одного додатку. Загальний обсяг дисертації становить 153 сторінки, ілюстрації складають: 64 рисунки, 27 таблиць, додаток А.

РОЗДІЛ 1 АНАЛІЗ ОСНОВНИХ МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ

Рухи земної кори, як прояв глобальної тектоніки, викликають велике зацікавлення фахівців геодезії, геології та ін. Дуже часто думки дослідників щодо характеру, особливостей рухів земної кори та методів для їх дослідження відрізняються.

Вивчення рухів земної кори з використанням геодезичних методів почалися в кінці XIX століття. За час вивчення цієї проблеми удосконалювалися прилади та методи дослідження, що дозволило надійніше і з вищою точністю визначати зміни в положенні пунктів на земній поверхні.

На території Європейського континенту такі дослідження проводилися різними країнами та для різних за площею територій. Проте геодезичні методи, за допомогою яких вивчалися рухи земної кори на перших етапах дослідження, не давали змоги проводити їх на великих площах (для однієї чи декількох тектонічних плит). З розвитком геодезичних методів вивчення рухів земної кори змінювався і масштаб досліджень. У наш час, використовуючи поєднання як традиційних, так і новітніх методів вивчення цієї проблеми, з'явилася можливість досліджувати рухи земної кори для окремих літосферних плит.

Результати таких геодезичних вимірів дають інформацію про рух тільки в окремих точках земної поверхні, а не для всієї земної кори. Однак, якщо на території певного регіону проявляється систематичність таких рухів, то їх можна інтерпретувати, як рухи земної кори.

За результатами такої інтерпретації створюють кінематичні моделі руху тектонічних блоків земної кори. Постійне уточнення створених моделей дозволяє вирішувати вагомі задачі геодезії, зокрема: прогнозування швидкостей ГРЗК, уточнення координат пунктів, уточнення систем координат тощо.

Результати досліджень рухів земної кори доповнюються існуючими про них знаннями з геології та геофізики, що дозволяє прогнозувати її зміну у часі.

1.1 Основні етапи вивчення тектоніки земної кори

Ще на початку ХХ ст вчені відзначали, що аналіз карти світу дозволяє зауважити, що узбережжя Африки та Південної Америки при зближенні здаються сумісними. Так виникла гіпотеза, що близько 200 млн. років тому усі материки були об'єднані в єдиний континент – Пангею [118, 119, 117] (рис. 1.1.1).

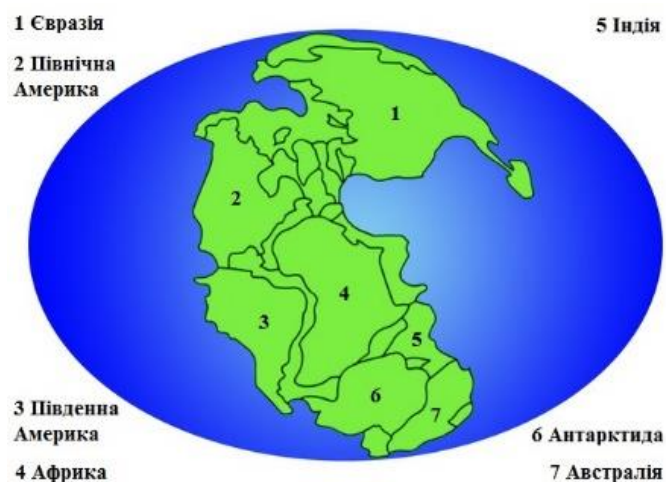


Рис. 1.1.1 Суперконтинент Пангея. Розташування сучасних континентів 200 мільйонів років тому

Отже, тектоніка плит розглядає рухи і взаємодії цілісних блоків земної кори (літосферних плит). Відповідно до теорії літосферних плит в основі глобальних тектонічних процесів лежить горизонтальне переміщення цілісних блоків літосфери [119, 157].

Вперше припущення про горизонтальний рух таких блоків висловлено Вегенером після виходу його книги «Виникнення материків та океанів» [119, 117], але підтримки ця гіпотеза в той час не отримала. Його гіпотеза давала пояснення таким чинникам як: сумісність контурів Південної Америки та Африки; схожість геологічної будови Південної Америки, Африки, Індостану, Австралії, але вона не змогла запропонувати переконливий механізм цього дрейфу.

Проте такий механізм розглядали на початку століття австрійський геолог Ампер, німецький геофізик Швіннер і ряд інших вчених, які назвали його підкоровими течіями [123, 150, 194]. Пізніше голландський геофізик Венінг-Мейнес зв'язав ці течії з конвекцією в мантії, а британець Холмс та американець

Гріггс в кінці 20-х початку 30-х років пояснили дрейф материків дією конвекції і тим самим фактично передбачили сучасний варіант тектоніки плит [134, 60, 201].

Проте в ті роки ще не було переконливих доказів цих поглядів, тому для більшості дослідників це здавалося парадоксальним і до 50-х років панівне становище зайняла гіпотеза глибинної диференціації [201].

На початку 60-х років з початком інтенсивного дослідження дна океанів зроблено ряд принципово важливих відкриттів [123, 60, 201]:

- встановлено існування астеносфери, шару по поверхні якого можливе відносне переміщення літосфери;
- підтверджено передбачення Вегенера про існування відмінності потужності та складу океанічної кори від континентальної;
- виявлено існування грандіозної системи серединно-океанічних хребтів і рифтів;
- в океані відкрито лінійні знакозмінні магнітні аномалії, паралельні і симетричні відносно осей серединних хребтів;
- відкрито також явище періодичних інверсій магнітного поля Землі.

Всі ці та деякі інші відкриття не вкладалися в одну тектонічну гіпотезу тому довелося згадати про гіпотезу Вегенера, яка до того часу нараховувала малу кількість прихильників.

Відродження ідей про переважаючу роль горизонтальних рухів відбулося в рамках «мобілістичного» напрямку, розвиток якого і спричинив розробку сучасної теорії тектоніки плит.

Наприкінці 60-х років зусиллями американських, англійських, канадських і французьких вчених розроблено основи нової мобілістичної теорії, спочатку більше відомої як нова глобальна тектоніка [157, 60].

Згідно з цією теорією вся літосфера була розбита на окремі плити (рис. 1.1.2). У зонах стику цих плит виникають потужні тектонічні напруження, що знаходять вихід у високій сейсмічній та активній вулканічній діяльності. Головне положення тектоніки плит говорить: сейсмічні пояси є зонами, де відбуваються

диференційовані рухи жорстких плит [153].

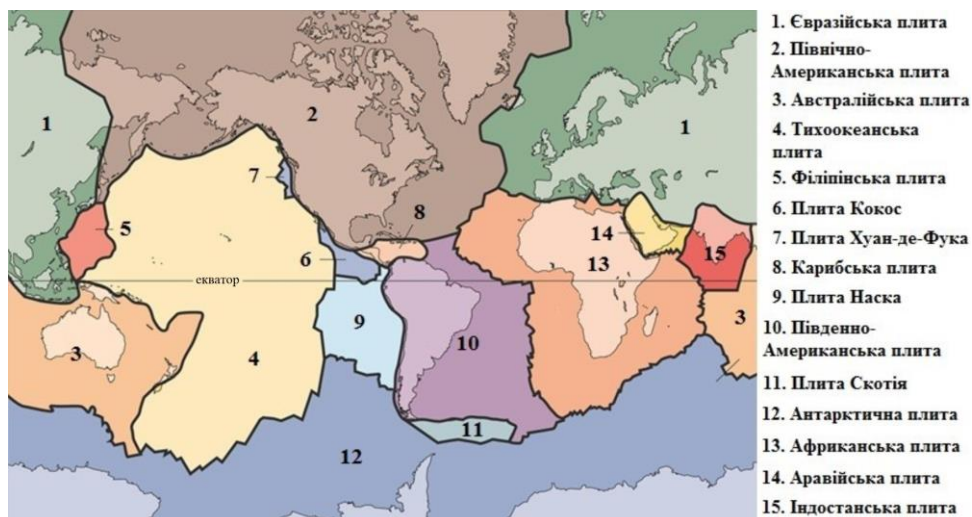


Рис. 1.1.2 Схема розташування основних літосферних плит [110]

Нова глобальна тектоніка виглядає дуже переконливо відносно дна океанів. З поглядів її прихильників дно океану є свого роду конвеєром, де в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів речовина у верхній мантії переробляється в базальтову кору, яка внаслідок розширення поступово переноситься в різні від рифтів сторони [133] (рис. 1.1.3).

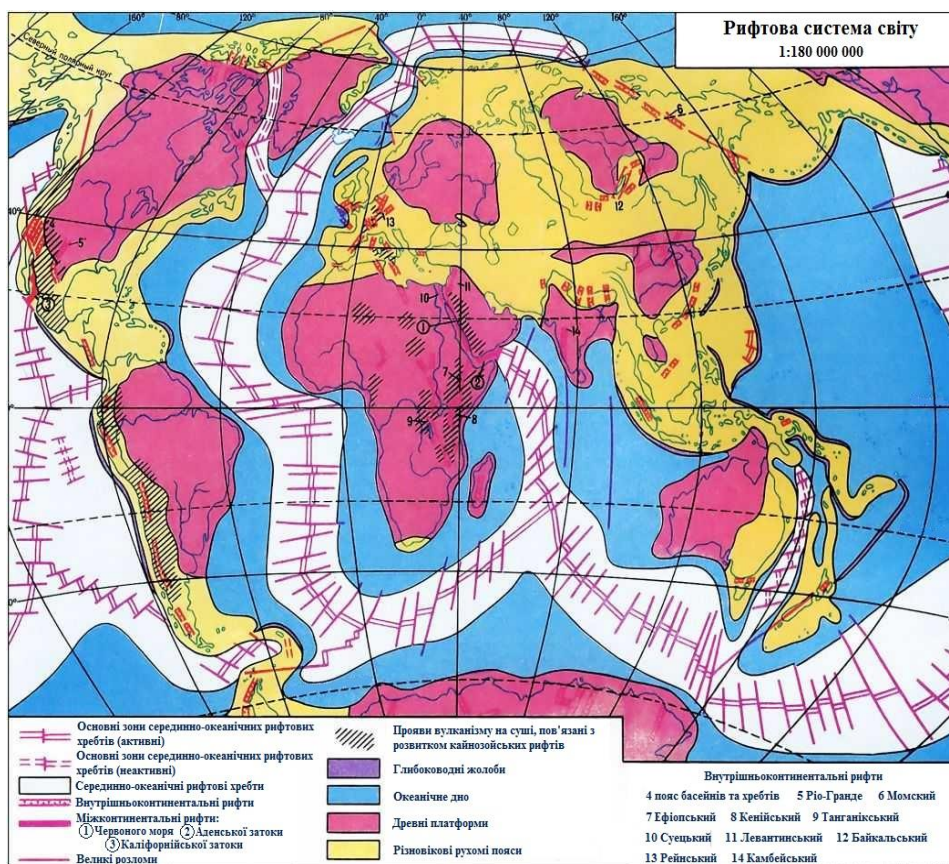


Рис. 1.1.3 Карта рифтової системи світу [164]

Для підтвердження такого припущення науковці приступили до розробки проекту будівництва унікального бурового судна, здатного проводити роботи в районах, де дно залягає на глибинах в декілька тисяч метрів від поверхні океану [135].

Окрім того вченими усього світу проводяться дослідження океанічного дна вздовж найбільших тектонічних розломів, на стику літосферних плит [44].

Для таких робіт було використано геоморфологічні, геофізичні та геологічні методи дослідження ГРЗК та деформацій земної кори. Ці дослідження дали змогу виділити в границях основних літосферних плит окремі тектонічні блоки, основні геодинамічні зони та геологічні розломи.

Отримані в ході таких досліджень палеотектонічні дані входять в основу побудови сучасних тектонічних карт та моделей руху тектонічних плит, а також показують неоднорідність земної кори в межах однієї території [127, 169, 160]. На рисунку 1.1.4 наведено приклад сучасної тектонічної карти території Європи.

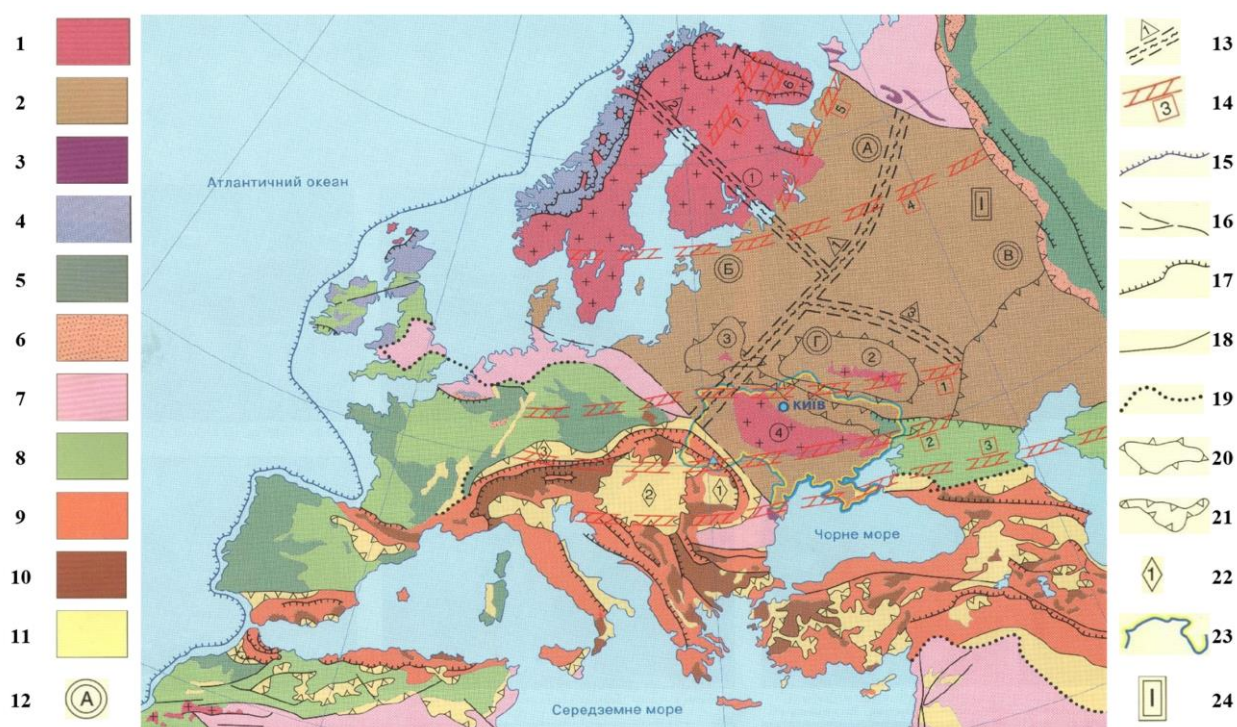


Рис. 1.1.4 Фрагмент тектонічної карти для території Європи

1 – Виступи докембрійського складчатого фундаменту; 2 – Плити древніх платформ; 3 – Області байкальської складчатості; 4 – Області калейдонської складчатості; 5 – Області герцинської складчатості; 6 – Герцинські крайові прогини; 7 – Плити платформ з байкальським фундаментом; 8 – Плити молодих платформ з палеозойським фундаментом; 9 – Альпійські западини; 10 – Дерев'яні ядра та масиви в межах альпійської складчатості;

11 – Альпійські міжгірські западини та передові прогини; 12 – Геоблоки Східно-Європейської платформи; 13 – Міжгеоблокові рухомі зони; 14 – Геодинамічна система трасрегіональних мезазон активізації; 15 – Континентальний уступ; 16 – Західна границя Східно-Європейської платформи; 17 – Найважливіші насуви та шар'яжи; 18 – Глибинні розломи; 19 – Уявні границі між структурними елементами; 20 – Підняття, масиви; 21 – Тектонічні западини; 22 – Основні області альпійської складчастості; 23 – Державний кордон України; 24 – Східно-Європейська платформа.

Як бачимо Європа відрізняється складною тектонічною будовою. Велика частина території розташована в межах Східно-Європейської платформи, що має складчастий фундамент докембрійського віку. На сході він глибоко занурений, а в східній частині Балтійського щита він виступає на поверхню. На заході (південь Скандинавії, Данія і Великобританія) широко розвинуті пізньопротерозойські породи. Протягом останніх 1200-1600 млн. років окремі частини платформи тривалий час занурювалися, покриваючись морями і лагунами [143, 130].

На північ від Східно-Європейської платформи, займаючи північний шельф материка, простягається докембрійська платформа Баренцового моря. Схожа на неї платформа утворює край шельфу на північ від Британських островів. Ісландія є неоднорідними вулканічними підняттями, що виникли у кайнозої над північною частиною Серединно-Атлантичного хребта. Гірські споруди півдня Європи (Андалузькі гори, Апенніни, Альпи, Карпати, гори Балканського півострова, Криму та ін.) належать до Альпійської геосинклінальної (складчастої) області. У межах цієї області виникли своєрідні западини, що характеризуються близьким до океанічного типом будови земної кори. Згідно з даними геофізичних досліджень у них значно тонший «гранітний» шар і земна кора в цілому має товщину близько 20 – 30 км [143, 130].

Накопичені результати геоморфологічних, геологічних та геофізичних досліджень свідчать про складну тектонічну будову земної кори планети, зокрема території Європи. Завдяки застосуванню нових досліджень та накопиченню нових результатів при вивченні геодинамічних процесів уточнюються границі тектонічних блоків та їх диференціація. Вивчення геодинамічних процесів є актуальним, так як вони пов'язані з розвитком природних та техногенних процесів, сейсмічною активністю та економічною діяльністю.

1.2 Методи дослідження рухів земної кори

Рухами земної кори називають механічні рухи, що викликані силами, які діють в земній корі, головним чином в мантиї Землі, що призводять до деформації порід, які її складають.

Результати досліджень рухів земної кори описано в багатьох працях по напрямку геодезія [141, 162, 163, 188], геологія [192, 158, 131, 148], геофізика [149, 161, 170, 193] та інших галузях наук про землю [123, 124, 126, 151, 155]. На основі цих досліджень запропоновано класифікацію рухів земної кори за різними параметрами (рис. 1.2.1).

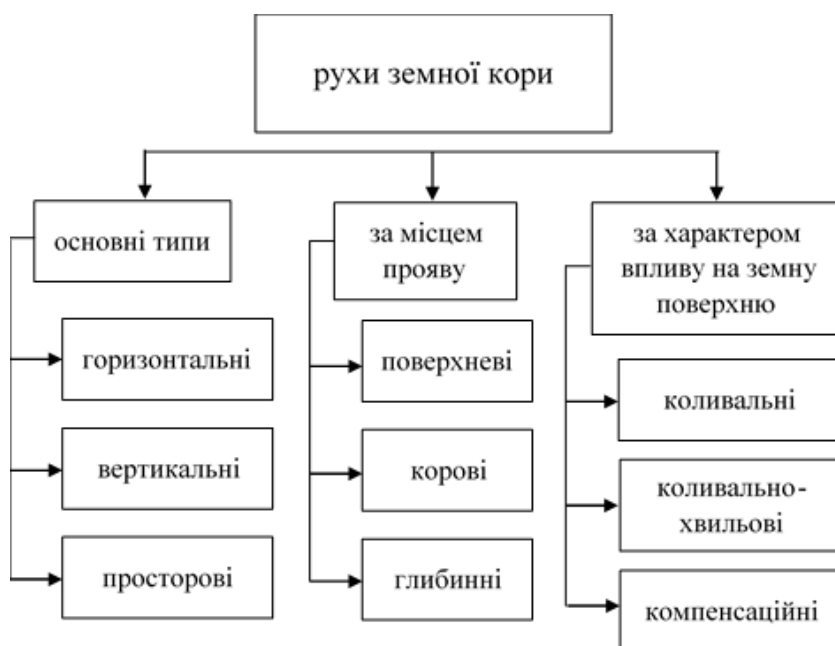


Рис. 1.2.1 Основні класифікації рухів земної кори

Такий поділ зумовлений історичним розвитком використовуваних для їх дослідження методів. Так першими досліджували вертикальні рухи земної кори за результатами високоточного нівелювання. При вертикальних рухах земної кори напруження передаються в радіальному напрямку. Горизонтальні рухи земної кори почали досліджувати з появою методу триангуляції, а згодом і трилатерації. При горизонтальних рухах земної кори відбуваються зміщення по дотичній до поверхні оболонок земної кори.

Також рухи земної кори поділяються за місцем прояву на поверхневі та глибинні.

Поверхневі рухи проявляються в осадовому шарі літосфери. Серед них можна виділити як вертикальні, так і горизонтальні рухи. Вони існують тільки в межах осадового шару літосфери. Різновидністю поверхневих рухів також можна вважати техногенні рухи, викликані діяльністю людини, наприклад: просідання поверхні при відкачці ґрунтових і пластових вод, просідання покрівлі гірничих виробок, занурення земної поверхні в районах великих міст тощо [179]. Глибинні рухи проявляються в межах астеносфери і літосфери, включаючи також її осадовий шар. Певний вплив на виникнення і проявлення глибинних рухів здійснюють зовнішні сили, що виникають за зміни кутової швидкості обертання Землі. В результаті прояву вертикальних глибинних рухів проходить диференціація континентів і океанів на структурні елементи різних порядків. Горизонтальні глибинні розломи можуть проявлятися на границях різних шарів літосфери і призводити до утворення насувів, зсувів, пластинчастих складчастих форм тощо [180].

Також залежно від впливу на земну поверхню виділяють коливальні, коливально-хвильові та компенсаційні рухи земної кори.

Коливальні рухи характеризуються повільним підняттям і опусканням великих територій земної кулі [168]. Такі коливальні рухи присутні на території Європи. Зокрема, класичним прикладом вікового підняття є територія Скандинавії, найбільша швидкість підняття спостерігається на північних берегах Ботнічної затоки і досягає майже 1 см/рік [178]. На території України підіймаються західні райони зі швидкістю 5 мм/рік [178, 177]. У той же час на багатьох ділянках Європи спостерігається опускання земної кори. Територія Голландії опускається зі швидкістю $2,5 \text{ мм/рік}$ [189]. Трохи повільніше опускається все західне узбережжя Європи. На коливальні рухи накладаються коливально-хвильові, які проявляються частіше і характеризуються тим, що по материках ніби проходять хвилі: в одних місцях земна поверхня підіймається, в інших – опускається. Таким прикладом служить Неаполітанська затока. Рухи земної кори відбуваються також в результаті збільшення або зменшення тиску на земну поверхню льодовиками, великими водними басейнами (навіть водосховищами), масами гірських порід

(великого нагромадження чи вибирання їх в певних місцях. Такі рухи земної кори називають компенсаційними. В Європі компенсаційні рухи проявляються на території Фенноскандії [189, 165].

Є багато методів вивчення динаміки таких рухів. Їх поділяють на кілька видів (рис. 1.2.2). Такі методи дають можливість найточніше визначити ГРЗК та деформації земної кори як в історичному плані так і прогнозувати їх прояв у майбутньому.

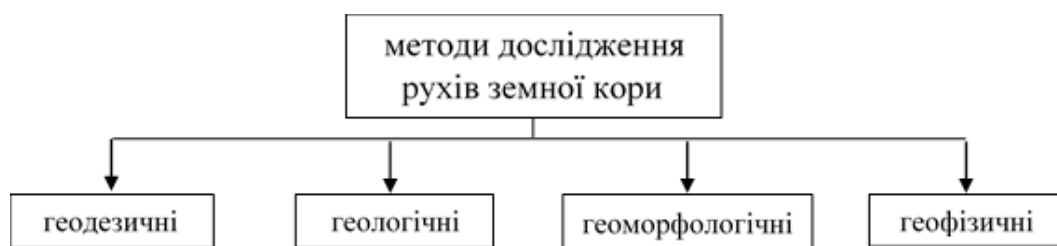


Рис. 1.2.2 Основні методи вивчення рухів земної кори

Кожен з наведених на рисунку 1.2.2 методів має як свої переваги, так і недоліки. Ці методи можуть бути періодичними (спостереження, які проводяться систематично, але у певні епохи) та моніторинговими (виміри безперервні в часі).

Група геоморфологічних, геологічних та геофізичних методів є непрямими та дають головним чином якісну характеристику горизонтальних рухів і лише їх відносну кількісну оцінку. Застосовуючи ці методи, встановлено рухи і деформації земної кори за значні проміжки часу (мільйони років), які відбувалися в історичному та геологічному минулому нашої планети.

Геодезичні методи дослідження ГРЗК та деформацій земної кори на даний час є домінуючими, оскільки це прямі методи, які дозволяють з високою точністю фіксувати миттєві або короточасні рухи земної кори. Залежно від вибраних методів досліджують вертикальні, горизонтальні та просторові рухи земної поверхні. Дуже часто ці рухи бувають взаємопов'язані або один тип рухів породжує інший.

1.2.1 Геоморфологічні, геологічні та геофізичні методи дослідження горизонтальних рухів земної кори

Динаміку земної кори та геодинамічні процеси, що в ній розвиваються, вивчають на спеціальних геодинамічних полігонах, які, як правило, розташовують у районах високої сейсмічної або тектонічної активності. Дослідження проводять комплексно (в поєднанні різних методів). Найвідомішими методами вивчення рухів земної кори є геоморфологічні, геологічні та геофізичні методи.

Предметом дослідження цих методів є не тільки певні структури земної кори, але й вся планета у цілому, тому що без знання глибинних процесів і явищ неможливо пояснити закономірності будови і розвитку тектонічних структур будь-якого рангу. Таким чином, дослідження змін у земній корі надає унікальну методику для моніторингу, розуміння і прогнозування зміни Землі в цілому.

Геоморфологічні методи (морфометричні, геохімічні, глибоководне буріння та ін.) визначають вікові рухи земної поверхні, але не враховують їх рух за менші проміжки часу [158]. При геоморфологічних спостереженнях досліджуються деформації великих форм рельєфу (протяжністю 10 – 100 км), що відбулися за значні проміжки часу (1 тис. – 1 млн. р.). Як досліджувані форми рельєфу тут часто використовують морські та річкові тераси. Середні швидкості рухів земної кори в цьому методі визначаються з точністю порядку 1 мм/рік [158].

Особливістю геологічних методів (структурний аналіз, порівняльна тектоніка, метод абсолютних мас та ін.) є те, що на основі аналізу окремих тектонічних структур (складок, розривів, вулканічних структур та ін.), порівнянні особливостей будови і розвитку однотипних геологічних структур, порівнянні потужностей і фаціального складу осадових і вулканічних порід, порівнянні різних генетичних типів відкладів (характерних для певних етапів розвитку земної кори) та вивченні органічних залишків можна визначати основні етапи розвитку тектоніки Землі і наводити кореляцію тектонічних процесів у просторі та часі [158].

Геофізичні методи (деформографічні, нахиломірні, сейсмотектонічні, магнітні, гравіметричні та ін.) необхідні насамперед для вивчення глибинних

об'єктів, які недоступні для безпосереднього спостереження, використовуючи, наприклад, дані гравітаційного і магнітного полів Землі [158]. В комплексі геофізичних методів, які застосовуються для вивчення сучасної геодинаміки належне місце займає гравіметрія. Гравітаційний метод спостережень ґрунтується на визначенні змін прискорення сили земної ваги за певні періоди часу. За результатами гравіметричних спостережень виявляють закономірності розподілу гравіметричних аномалій на досліджуваних територіях та встановлюють зв'язок цих аномалій з геолого-тектонічною будовою цих територій і динамікою рухів земної поверхні [139].

Використання непрямих методів: геоморфологічних, геологічних та геофізичних, дає можливість вивчати рухи земної кори в історичному плані, а також робити реконструкції цих рухів на якийсь період минулого.

Для дослідження та прогнозу короткотермінових рухів земної кори, в процесі вивчення ГРЗК почали використовувати традиційні геодезичні методи та методи космічної геодезії.

1.2.2 Геодезичні методи дослідження горизонтальних рухів земної кори

На основі опрацювання результатів геодезичних вимірів визначають три групи фундаментальних геодинамічних параметрів (рис. 1.2.2.1) [104].

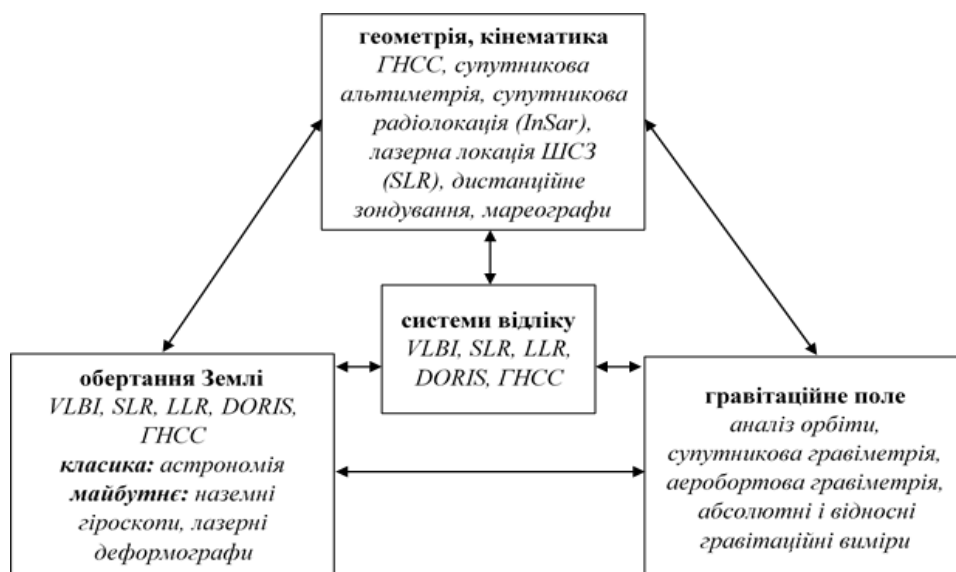


Рис. 1.2.2.1 Оптимальне поєднання методів космічної геодезії у визначення геодинамічних параметрів Землі

Фундаментальні геодинамічні параметри узагальнені у фігурі Землі, в її обертанні та гравітаційному полі. Всі параметри визначаються у глобальних земних і небесних системах відліку. Геодезичні дослідження мають вирішальне значення у визначенні та моніторингу: параметрів обертання Землі, уточненні координат супутникових станцій, встановленні земної системи відліку та вирішують багато інших задач.

Оскільки кожна з вимірювальних технологій має свої особливості, переваги у визначенні різних параметрів, тому необхідне оптимальне поєднання всіх засобів спостережень. Таким чином, геодезія надає унікальну методику для моніторингу, розуміння і прогнозування зміни Землі загалом.

Геодезичними методами, поданими на рисунку 1.2.2.2, проводять комплексний моніторинг ГРЗК у земній системі координат.



Рис. 1.2.2.2 Геодезичні методи вивчення горизонтальних рухів земної кори

Застосування тих чи інших геодезичних методів великою мірою залежить від того, яку кінцеву точність отриманих результатів бажано отримати та від того, який масштаб дослідження слід охопити: локальний, регіональний чи глобальний.

На перших етапах дослідження ГРЗК використовували традиційні наземні геодезичні методи (тріангуляцію та трилатерацію), але ці методи дозволяли вивчати ГРЗК лише на локальних, інколи на регіональних рівнях. Для дослідженні деформаційних процесів земної поверхні також можливе і застосування комбінованих мереж. Такі мережі дозволяють убезпечити себе від помилок вимірів, оскільки застосування кількох методів при визначенні деформацій дає

результати, за якими можна отримати середні показники значень деформації або ж обирати найоптимальніший метод для дослідження.

В останні 25 років сформувався ряд методів (методи космічної геодезії), що дозволяють проводити позиційні спостереження високого рівня точності (до 1 мм) та визначати поверхневий розподіл ГРЗК та деформацій земної кори на глобальному рівні.

Методи космічної геодезії можна диференціювати за точністю вимірів, порядком вимірюваних величин, довжинами баз вимірів, щільністю отриманих результатів та масштабом дослідження. Деякі основні властивості цих методів подано в таблиці 1.2.2.1.

Таблиця 1.2.2.1

Використання методів космічної геодезії для дослідження горизонтальних рухів земної кори на різних масштабах

Масштаб Методи	Локальний до 100 км²	Регіональний до 400 км²	Глобальний > 500 км²
ГНСС	<u>застосовується</u> прогнозована точність – 1 мм	<u>застосовується</u> прогнозована точність – 2 мм	<u>застосовується</u> прогнозована точність – 2-3 мм
VLBI	<u>не застосовується</u>	<u>застосовується</u>	<u>застосовується на</u> <u>базах > 1000 км</u>
InSAR	<u>не доцільно</u> <u>використовувати через</u> <u>високу вартість</u>	<u>застосовується</u> (точність – 1 мм)	<u>застосовується</u> (точність – 1-2 мм)
SLR	<u>не доцільно</u> <u>використовувати</u>	<u>застосовується</u>	<u>застосовується</u>
Система DORIS	<u>не доцільно</u> <u>використовувати</u>	<u>застосовується</u>	<u>застосовується</u>

Кожен з цих методів має свої особливості. Наприклад, широко поширений у наш час метод ГНСС дозволяє з високою точністю отримати значення зміщень у конкретній точці земної поверхні. Метод ГНСС застосовується на всіх рівнях дослідження (локальний, регіональний, глобальний), забезпечує високу точність результатів (1 – 2 мм) та має порівняно невисоку вартість. На території Європи налічується більше 270 ГНСС-станцій, що ведуть безперервні спостереження за ГРЗК [31].

Метод VLBI дозволяє отримувати величину зміщення у певній точці земної поверхні, але мало використовується на локальному рівні. Використання VLBI є ефективним при дослідженнях ГРЗК на регіональному та глобальному рівнях дослідження. Проте через малу кількість радіотелескопів VLBI потребує великих фінансових затрат. На території Європи є лише 15 постійно діючих радіотелескопів, які обслуговують Європейську VLBI мережу [101].

Метод InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) дозволяє отримувати значення зміщень та деформацій земної кори для окремих територій, але через свою високу вартість доцільний лише на глобальному рівні дослідження рухів земної кори [63].

Метод лазерної локації штучних супутників Землі (SLR) дає вагомий внесок у дослідження гравітаційного поля Землі, у реалізацію земної системи координат (ITRS) та ряду інших завдань геодезії та геофізики. Дані, отримані в результаті SLR-спостережень, дають найточніший результат при довготривалих спостереженнях. До основних переваг даного методу відносять простоту системи, а найбільшим недоліком є залежність проведення спостережень від погодних умов. Система SLR налічує 47 станцій, які ведуть спостереження за 32 спеціалізованими супутниками [58].

Система DORIS була однією з перших реалізованих, ще у 1999 році. Основною метою даної системи є забезпечення необхідних даних для геодезії та геофізики, зокрема для вивчення процесів геодинаміки. Система DORIS виконує забезпечення реалізації міжнародної земної системи відліку (ITRF), веде моніторинг деформацій земної поверхні, мареографічні спостереження за рівнем моря, визначає орбіти для ШСЗ. На сьогоднішній день мережа DORIS налічує 58 станції [57].

Для визначення ГРЗК також створюють спеціальні геодинамічні полігони. На таких полігонах створюється мережа польових станцій, які використовують для визначення нахилів земної поверхні. Реєстрацію нахилів виконують безперервно або періодично [140]. Ці методи є інтегровані з геодезичними методами і

дозволяють фіксувати рухи земної кори в періоди між повторними геодезичними вимірами.

При дослідженні ГРЗК можуть використовувати і деформографічні методи, які дозволяють визначати миттєві деформації на коротких базах. Для таких досліджень використовують деформометри. Перевагою деформографів є мала похибка визначення деформацій. Однак цей метод вимагає трудомісткого процесу закладення приладу у свердловину [145].

Динаміку та рухи земної поверхні також вивчають із допомогою дистанційних методів. До цих методів належать космічне, радіолокаційне, аерофото- та наземне фототеодолітне знімання, а також різні види геодезичних засічок. Перевагою деяких дистанційних методів є можливість визначати ГРЗК на недоступних територіях [137].

За результатами дешифрування аеро- та космознімків складають схеми: дешифрування території з виділенням основних структурних елементів та структур. Аналіз та опрацювання цих матеріалів та співставлення їх із матеріалами геофізичних та геологічних досліджень попередніх років дає можливість виділити ділянки рухів земної поверхні [137].

Геодезичні засічки та фотограмметричне знімання, лазерне сканування використовують локально, у гірських і важкодоступних районах.

Вивчення сучасної геодинаміки вимагає застосування широкого комплексу різних методів (геодезичних, геологічних, геоморфологічних, геофізичних та багато інших). Переваги та недоліки усіх поданих методів спостереження можна систематизували у групи і звести відповідно до їх характеристик (табл. 1.2.1).

Таблиця 1.2.1

Методи дослідження деформацій і рухів земної кори та їх характеристики

Методи характеристики	геодезичні	аеро – космо знімки та радіолокація	геологічні	геомарфологічні	геофізичні				
					деформографічні	нахиломірні	сейсмічні	магнітні	гравітаційні
Сучасні	+	+	–	–	+	+	+	+	+
Неотектонічні	–	–	+	+	+	–	–	–	–
Глобальні	+	+	+	+	–	–	–	–	–
Регіональні	+	+	+	+	–	+	+	–	+
Локальні	+	–	–	+	+	+	+	+	+
Горизонтальні	+	+	+	+	+	–	+	+	+
Вертикальні	+	+	+	+	–	+	+	+	+
Просторові	+	+	+	+	–	–	+	+	+
Прямі	+	–	–	–	+	–	–	–	–
Непрямі	–	+	+	+	–	+	+	+	+
Безпосередні	+	+	–	–	+	+	–	–	+
Дистанційні	+	+	–	+/-	–	–	+	–	–
Максимальна точність виміру швидкостей рухів і деформацій	1 мм/рік 10 ⁻⁸ мм/рік	не визначена	не визначена	1 мм/рік 10 ⁻⁸ мм/рік	10 ⁻⁸ мм/рік	0,2"	не визначена	не визначена	4 – 5 мм
Чутливість вимірюваних величин	0,2 мм/рік 10 ⁻⁹ мм/рік	1 см	1 см	1 м	10 ⁻⁹ мм/рік	0,05 - 0,01 мм	1 см	1 см	1 мм
Довжини баз	без обмежень	—	—	—	1 м	—	100 – 500 км	100 – 500 км	25 – 30 км
Періодичність вимірювань	безперервні, до 20 років	—	безперервні до року	—	безперервні	від 1 в год до 2-х на добу	безперервні, періодичні	безперервні до 1-го року	7 – 9 років

Глобальні дослідження проводять у межах континентів або цілої планети, регіональні – у межах певної тектонічної структури. Локальні дослідження проводять на обмежених ділянках з аномальним проявом геодинамічних процесів (зсувні, розривні процеси, зони інтенсивного антропогенного впливу тощо).

Прямі методи визначають безпосередньо швидкості зміщення земної поверхні. Непрямі спостереження визначають величини певного параметра, за змінами якого можна оцінювати зміни рухів земної поверхні.

Безпосередні передбачають проведення вимірів у заданій точці, для якої визначаються значення швидкостей рухів земної поверхні. До дистанційних відносять спостереження, які виконують безконтактно на певній віддалі від досліджуваної території.

В сенсі дослідження новітніх тектонічних рухів безумовну перевагу мають геологічні, геоморфологічні та геофізичні методи, які наглядно відображають результати переміщення і деформації тектонічних структур. На основі аналізу існуючих методів вивчення ГРЗК необхідно зауважити, що геодезичні методи є найбільш достовірними методами вивчення сучасних рухів земної кори (за параметрами точності, дискретності, просторово-часового розподілу вимірів). На регіональному рівні досліджень ГРЗК геодезичні методи ефективно доповнюються результатами нахиломірних, деформографічних та інших вимірів.

Підводячи підсумки, можна прослідкувати наступне: розвиток геодезичних методів дослідження ГРЗК відбувався в історичному плані та був викликаний необхідністю розширення масштабу дослідження. Наземні геодезичні методи дослідження ГРЗК, які використовувалися на локальному рівні дослідження, не завжди забезпечували високу точність результатів, на регіональному рівні точність отриманих результатів була ще гіршою. Впровадження у дослідження ГРЗК методів космічної геодезії (ГНСС, VLBI, InSAR, SRL) дозволило підвищити точність отриманих результатів, а головне дало можливість збільшити масштаб досліджень до окремих літосферних плит

1.3 Короткий огляд виконаних робіт, на території Європи, з дослідження горизонтальних рухів земної кори за допомогою геодезичних методів

Роботи з дослідження ГРЗК з використанням як традиційних наземних методів геодезії, так і методів космічної геодезії проводились в усіх країнах Європи. Усі дослідження ГРЗК, умовно, можна розділити на три етапи, кожен з

яких охоплював певний відрізок часу та відзначався збільшенням масштабу дослідження і появою нових методів.

Так на першому етапі вивчення стану ГРЗК Європейського континенту використовували традиційні геодезичні методи. У середині XIX ст. під егідою Відня була закладена мережа тріангуляції на території Паннонського басейну, за допомогою якої проведено дослідження Карпато-Балканського регіону в Угорщині [171, 173] на території Східних та Західних Карпат та в інших геодинамічних зонах [125, 191, 198]. Також виконано дослідження ГРЗК з використанням мереж трилатерації. Вимірювання проводилися на території Карпат [167], на мережах Богемського масиву [114, 116], мережах Чехії [115], Польщі та Кримського півострова [84].

Другий етап вивчення ГРЗК характеризується використанням світловіддалемірів та дослідженням на спеціальних геодинамічних полігонах. Такі полігони створювалися на території Швеції, Фінляндії, Болгарії, Угорщини, України, в басейнах Азовського, Середземного та Чорного морів [29, 54, 120], в місцях де траплялися чи трапляються землетруси [132, 45, 16] або в місцях де розташовані інженерні споруди: ГЕС, ГАЕС, АЕС та ін. [48, 2, 4, 30, 22]. Болгарія та Угорщина мають спільну програму з вивчення геодинамічної ситуації у Карпато-Балканському регіоні [33, 68]. Такі дослідження також ведуться на території Італії [93, 89], Румунії [166], Західних Карпат [147, 102, 53].

На початку 90-х років для дослідження ГРЗК почали використовувати систему глобального позиціонування (GPS), що дало змогу проводити довготривалі спостереження на станом ГРЗК на досліджуваних територіях. Тим самим розпочато третій етап вивчення ГРЗК з застосуванням різноманітних методів космічної геодезії.

В 1992 було започатковано програму CERGOP, яка об'єднала 11 країн Центральної Європи. До 1994 сформовано GPS мережа від межі Євразійсько-Африканської плити на півдні до Східноєвропейської докембрійської платформи, на півночі. Аналіз отриманих результатів показав, що точність визначення швидкості горизонтальних рухів складає 2 мм/рік у кожній серії вимірювань [48].

Вивчення проявів великомасштабної тектонічної активності стало можливим із застосуванням космічної техніки, яка використовується в геодезії і геофізиці для різних цілей, але тільки в останні 20 – 25 років з'явилися методи, що задовольняють за точністю вимоги геодинамічних досліджень.

Одним з таких методів є InSAR. Ця технологія дозволяє отримувати результати досліджень ГРЗК не лише для певних точок земної поверхні, а й для окремих територій. Так за матеріалами InSAR знімання на території Південної Італії, в період 1992 – 2001 рр. виявлено наземні деформації в діапазоні від +28 до -39 мм/рік . Розраховані значення швидкостей узгоджуються з результатами GPS вимірювання на даній території [51].

Найпоширенішою технологією для дослідження ГРЗК є ГНСС. Якісний моніторинг на усіх рівнях забезпечують постійно діючі перманентні ГНСС-станції, розташовані по усій планеті [75]. З розвитком технологій такі мережі постійно згущуються, дозволяючи цим самим проводити точніший моніторинг деформацій та зміщень земної поверхні і вловлювати його аномальні прояви. Активне впровадження ГНСС-технологій відбувається в усіх країнах та в усіх організаціях, які займаються вивченням цієї проблеми.

За результатами ГНСС-спостережень виконано моніторинг північно-західного регіону Європи [202], моніторинг деформацій земної поверхні Флегрейських полів [70], дослідження косейсмічних деформацій після землетрусів [8] на території Італії, дослідження стану сучасних деформацій земної поверхні в Центральному Середземномор'ї [12]. Роботи, виконані в цьому регіоні, дозволили встановити зміну положення станцій спостереження розташованих вздовж північного узбережжя Африки, на Сицилії, вздовж узбережжя Південної Італії з середніми швидкостями 7 мм/рік . Встановлено зміщення півострова Пелопоннес в південному та південно-західному напрямі з середньою швидкістю 15 мм/рік [54]. Дослідження, з використанням ГНСС, в регіоні Егейського моря показало зміщення території Західної Турції в напрямку захід-схід-захід зі швидкістю 25 мм/рік . В районі Егейського моря швидкості деформацій досягають 30 – 35 мм/рік [99]. В результаті ГНСС-моніторингу в районі межі Євразійської та

Африканської літосферних плит встановлено горизонтальні зміщення окремих станцій в межах від $0,96$ до $4,60$ мм/рік [30].

Також проводиться моніторинг на ГНСС-станціях і в західній частині межі Євразійської та Африканської літосферних плит, в районі Азорсько-Гібралтарського регіону [113, 3]. Роботи з моніторингу за деформаціями та зміщеннями земної поверхні проводяться у Середземноморському [47], Альпійському [46] поясах, на території Балканського півострова [38], Угорщини [43], Чехії, Польщі [36], України, на її геодинамічних полігонах (Карпатському, Кримському) і в багатьох інших країнах Європи та світу [196].

Для досліджень деформаційних процесів ГНСС-моніторинг впроваджують і в північних районах Європи. На території Великобританії його застосування в локальному та регіональному масштабах (розміщення ГНСС-станцій, їх оснащення, режим роботи, збір і обробка даних вимірювань, координація та узгодження з геофізичними і геологічними методами моніторингу) дозволяє інтерпретувати спостережувані явища рухів земної поверхні, як безпосередні прояви рухів земної кори. Служба моніторингу надійно забезпечує безпеку від стихійних лих [35].

В рамках проекту з вивчення Балтійського моря проводились повторні ГНСС-спостереження з метою вивчення післяльодовикового підняття Фенноскандії. Окрім цього, встановлено, що Балтійська плита рухається в північно-східному напрямі зі швидкістю 21 ± 1 мм/рік , також виявлено розлом з правостороннім зміщенням, на якому швидкість зміщення оцінюють на рівні $1,5 \pm 0,5$ мм/рік [78].

Окрім цього, активний моніторинг з використанням ГНСС вимірювань для визначення рухів земної кори проводився на південному-заході Ісландії, на стику Північноамериканської та Євразійської літосферних плит. За результатами цього дослідження отримані швидкості відносного руху плит на рівні $21 \pm 0,4$ мм/рік . В результаті аналізу цих рухів виявлені нерегулярні зміщення окремих груп пунктів, що пояснюються локальними проявами деформацій земної кори [67].

Отримані в ході досліджень результати підтверджують необхідність подальшого моніторингу у даному регіоні. [52]

Також завдяки моніторингу за деформаційними процесами на ГНСС-станціях встановлено, що щорічно в лютому-березні в північній півкулі відбувається стиснення земної поверхні, а в південній півкулі розширення. Виявлено, що станції поблизу північного полюса опускаються приблизно на 3,0 мм, а поблизу екватора на 1,5 мм. Протилежна деформаційна ситуація спостерігається в серпні-вересні [2].

З удосконаленням апаратури і методів ГНСС-вимірювань, дослідженням можливості приймачів та зменшенням впливу погодних умов, удосконаленням програм опрацювання даних став можливим і субсантиметровий моніторинг деформацій земної поверхні.

Загальні характеристики, методи та результати таких досліджень на території Європи зведено в таблиці 1.3.1.

Таблиця 1.3.1

Дослідження сучасних горизонтальних рухів земної кори у країнах Європи

Країна дослідження	Час проведення	Місце проведення	Метод проведення	Результат
1	2	3	4	5
Австрія, Угорщина	1860 – 1954 рр.	Карпати	тріангуляція	$3 \cdot 10^{-8}$ 1/рік
	1961 – 1982 рр.	Західні Карпати	тріангуляція	$0,5 \cdot 10^{-9}$ 1/рік
Україна	1968 – 1994 рр.	Закарпатський прогин	трилатерація	$-9 \div 1,2 \cdot 10^{-7}$ 1/рік
	1969 – 1970 рр.	Криворізький ГДП	тріангуляція	$0,4-1,4 \cdot 10^{-8}$ 1/рік
	1974 – 1977 рр.	Кримський ГДП	трилатерація	$0,2-1,8 \cdot 10^{-8}$ 1/рік
Карпато-Балканський регіон	1980-ті	Балканський п-ів, о. Кріт	тріангуляція	стиск та розтяг $1 \div 5 \cdot 10^{-7}$ 1/рік
	1986 – 1990 рр.	Панонський басейн	деформаційні екстензометричні спостереження	розширення $5 \div 30 \cdot 10^{-7}$ 1/рік
Білорусія	1978 – 1987 рр.	Прип'ятська западина	трилатерація	$\pm 0,3 \div 0,5 \cdot 10^{-9}$ 1/рік
Німеччина, Австрія, Польща, Чехія	1970-ті, 1982 р.	Богемський масив	трилатерація	$1,7 \cdot 10^{-8}$ 1/рік
Чехія	1980 р.	Західні Карпати	тригонометрична мережа	$1,4 \div 2 \cdot 10^{-9}$ 1/рік
Франція	1949 – 1952 рр.	покрив Дінь	тріангуляція	$7 \cdot 10^{-8}$ 1/рік
	1997 – 1999 рр.		GPS	
Греція	1990 – 1997 рр.	Корінфська затока	тріангуляція, GPS	$2 \cdot 10^{-8}$ 1/рік

1	2	3	4	5
Італія	1994 – 1999 рр.	Центральні Апеніни	GPS	$2 \cdot 10^{-9} \text{ 1/рік}$
Італія, Хорватія	1996 – 2000 рр.	Адріатична мікроплита	GPS	$4 \cdot 10^{-9} \text{ 1/рік}$
Хорватія	1994 – 1996 рр.	р-н Адріатичного моря	GPS	$3 \cdot 10^{-7} \text{ 1/рік}$
	2000 – 2001 рр.			$1,2 \cdot 10^{-8} \text{ 1/рік}$
Угорщина	1989 – 1995 рр.	Панонія	GPS	$2 \div 7 \cdot 10^{-8} \text{ 1/рік}$
	1997 – 2000 рр.	полігон Шошкут	GPS	$5 \cdot 10^{-7} \text{ 1/рік}$
Італія, Пд. Франція, Сх. Іспанія	1997 – 2002 рр.	Апеніни, Альпи, Динариди	GPS	$5 \cdot 10^{-9} \text{ 1/рік}$
Болгарія	1992 – 2004 рр.	мережа BULREF	GPS	$4 \cdot 10^{-8} \text{ 1/рік}$
Румунія	1985 – 2000 рр.	Добруджа	GPS, SLR, VLBI	$1\text{--}3 \cdot 10^{-7} \text{ 1/рік}$
Центральна Європа	1992 – 2003 рр.	проект CERGOP	GPS	$1 \div 20 \cdot 10^{-9} \text{ 1/рік}$
Ісландія	-	стик тектонічних плит	ГНСС	$21 \pm 0,4 \text{ мм/рік}$
Сх. Італія	-	-	ГНСС	$7 \pm 1\text{--}2 \text{ мм/рік}$
Зх. Турція	-	стик тектонічних плит	ГНСС	$25 \pm 1,5\text{--}2 \text{ мм/рік}$
		район Егейського моря	ГНСС	$30 - 35 \text{ мм/рік}$
Територія Феноскандії	-	Балтійська плита	ГНСС	$21 \pm 1 \text{ мм/рік}$

Враховуючи результати виконаних робіт, необхідно зазначити, що дослідження ГРЗК на території Європейського континенту розвивалися поетапно, що було зумовлено необхідністю збільшення масштабу дослідження та появою нових методів вивчення ГРЗК.

На першому етапі роботи з дослідження ГРЗК проводилися традиційними методами, локально, на незначних територіях, а точність отриманих результатів була низькою. З появою світловіддалемірів, вивчення ГРЗК почали виконувати для певних регіонів, особливо в геодинамічно активних зонах. В таких місцях створювалися спеціальні ГДП. Третій етап вивчення розпочався з використанням методів космічної геодезії (VLBI, InSAR, SLR, ГНСС). За останні два десятиліття ці методи практично витіснили традиційні наземні геодезичні технології.

Для території Європи величини абсолютних швидкостей горизонтальних рухів земної кори становлять $25 - 30 \text{ мм/рік}$. У зв'язку з цим для вивчення абсолютних швидкостей в загальноземній системі координат необхідна точність визначення координат пунктів $2 - 3 \text{ мм}$, що на сьогоднішній день досягається розв'язками мереж перманентних ГНСС-станцій. Тому сьогодні щоденний

моніторинг абсолютних горизонтальних рухів земної кори визначається з достатньою точністю.

Що ж стосується регіональних рухів, то величини їх швидкостей є порядку $2 - 3 \text{ мм/рік}$. Для достовірного їх визначання потрібні точності визначення координат порядку $0,2 - 0,3 \text{ мм}$, що нереально досягти сучасними технологіями. Але результати опрацювання тривалих часових серій, при лінійній збіжності їх результатів, можуть бути достатньо достовірною характеристикою прояву регіональних ГРЗК.

1.4 Використання мереж перманентних ГНСС-станцій для створення кінематичних моделей горизонтальних рухів тектонічних плит

Проведений огляд досліджень стану ГРЗК на території Європи показав, що вивчення ГРЗК і деформацій земної поверхні традиційними наземними методами геодезії переважно проводилось лише на окремих полігонах, тобто локально, інколи регіонально для територій кількох країн, що не давало загальної картини кінематики земної кори Європи.

Використання мереж перманентних ГНСС-станцій для спостереження за сучасними ГРЗК дає змогу виконувати дослідження на якісно вищому рівні. Метод ГНСС-технологій дозволяє вивчати ГРЗК в масштабах цілих континентів.

1.4.1 Забезпечення мереж перманентних ГНСС-станцій на території Європи

Глобальний моніторинг стану ГРЗК засобами ГНСС здійснює міжнародна служба IGS (International GNSS Service) на мережі перманентних ГНСС-станцій. Міжнародна ГНСС-служба IGS об'єднує близько 200 агентств по всьому світу. Постійно діючі перманентні станції мережі IGS забезпечують безперервними точними результатами спостережень для отримання ГРЗК та деформацій земної кори. До складу IGS входить міжнародна мережа, що включає близько 500 постійно діючих перманентних ГНСС-станцій [159] (рис. 1.4.1). Близько 80 станцій цієї мережі знаходиться на території Європи.

Організаційний комітет EUPOS (Європейської позиційної системи). Мережі EUPOS діють у Німеччині (SAPOS), Чехії (CZEPOS), Польщі (AGS-EUPOS), Угорщині (GNSSNET.HU), Сербії (AGROS), Словаччині (SKPOS), Словенії (SIGNAL), Румунії (RN-SGP), Україні (ZAKPOS) [92, 197, 200, 106].

На території Європи дослідження ГРЗК виконуються за результатами спостережень на ГНСС-станціях європейської мережі постійних станцій EPN (EUREF Permanent GPS Network) [31].

Мережа EPN забезпечує дослідників високоточними результатами ГНСС-спостережень на постійних станціях Європи. На даний час мережа EPN налічує понад 270 постійно-діючих постійних ГНСС-станцій [31] (рис. 1.4.2), на яких ведуться безперервні сесії спостережень. Розвиток цієї мережі проводиться за підтримки Королівської Бельгійської Обсерваторії [85].



Рис. 1.4.2 Схема мережі постійних станцій EPN на території Європи

Стратегія EPN для опрацювання ГНСС-спостережень ґрунтується на розподіленому принципі, тобто вся мережа станцій поділяється на окремі частини. Ці частини опрацьовують місцеві центри аналізу згідно з певними стандартами [85]. В Україні операційний центр знаходиться у Головній

астрономічній обсерваторії НАНУ у Києві. ГНСС-станції мережі EPN відповідають стандартам міжнародної служби вивчення геодинаміки з допомогою ГНСС-спостережень, IGS, а близько половини з них є складовими мережі станцій IGS. На території України розташовані 11 перманентних ГНСС-станцій, що входять до складу мереж EPN [138].

Для забезпечення якісного дослідження ГРЗК усі результати безперервного спостереження на мережах перманентних ГНСС-станціях зберігаються на спеціально створених серверах з вільним доступом до них. Зокрема одними з найбільших таких серверів, де зберігаються бази даних результатів спостережень на ГНСС-станціях, є бази даних SOPAC [90], бази даних Геодезичної лабораторії Невади (NGL) [106] та бази даних UNAVCO [111].

Наукове значення SOPAC полягає в тому, щоб підтримувати високу точність геодезичних і геофізичних вимірювань для вивчення землетрусів, тектонічних рухів плит, деформацій пластин (їх границь) і метеорологічних процесів. Дослідження SOPAC також включають роботи з впровадження в експлуатацію безперервного ГНСС-моніторингу. SOPAC є основним учасником в організації IGS, яка виступає як глобальний центр обробки та аналізу даних [90].

Геодезична лабораторія Невади проводить дослідження в галузі космічної геодезії для вивчення наукових проблем, що мають регіональне і глобальне значення. За допомогою ГНСС-спостережень проводить вивчення тектонічної активності та вивчення глобальних структур, а також проблем пов'язаних з тектонічними плитами [106].

Організацію UNAVCO створено в 1984 році у відповідь на поширення застосування GPS технологій в науках про Землю. З 2001 року UNAVCO виступає як незалежна корпорація, яка проводить активну діяльність у вивченні рухів земної кори та в суміжних з цього питання течій [111].

Як бачимо, на сьогодні з допомогою мережі перманентних ГНСС-станцій, яка охоплює практично всі материки, можна безперервно та надійно визначити сучасні ГРЗК.

Враховуючи, що перші перманентні ГНСС-мережі виникли на початку 90-х років, то період цих спостережень є відносно коротким для вивчення значних глобальних геодинамічних процесів. З постійним збільшенням цих мереж деякі ГНСС-станції мають зовсім незначні періоди спостереження, менше трьох років. Крім цього, існує просторова неоднорідність та щільність перманентних ГНСС-станцій на земній поверхні.

Проте обчислювальні центри, які обслуговують мережі перманентних станцій, вже накопичили значний обсяг інформації, на основі якого достовірно визначаються напрям та швидкості руху літосферних плит на регіональному та локальному рівнях дослідження. На основі цієї інформації створюються кінематичні моделі ГРЗК, що дають змогу встановити зв'язки між ГРЗК та горизонтальними деформаціями на досліджуваних територіях.

1.4.2 Основні моделі горизонтальних рухів земної кори за даними ГНСС-спостережень

Сучасні моделі абсолютних рухів тектонічних плит базуються на умові Тіссерана: сумарний обертальний момент дії зі сторони літосферних плит на мантию і зі сторони мантиї на літосферні плити повинен бути рівним нулю. Це метод нульового сумарного моменту (no-net-rotation). Описана умова лежить в основі майже всіх сучасних моделей кінематики літосферних плит.

Поява ГНСС-методів дозволила перевірити та уточнити моделі сучасної кінематики тектонічних плит, встановлених за новітніми смуговими магнітними аномаліями.

Для прогнозування швидкостей руху перманентних ГНСС-станцій використовують геофізичні моделі руху тектонічних плит, що базуються на узагальнених геологічних даних та даних космічної геодезії. На наш час найбільше використовують такі моделі руху плит, як: NUVEL [9], NUVEL 1A [28], HS2-NUVEL1A [28, 49], APKIM2000.0 [23, 25], HS3-NUVEL1A [50], ITRF2000 [6], REVEL [91], GSRM v1.2 [76], CGPS 2004 [82], APKIM2005 [26],

MORVEL 2010 [21], GEODVEL 2010 [100], характеристики яких подано у таблиці 1.4.2.1.

Таблиця 1.4.2.1

Кінематичні моделі ГРЗК плит та їх характеристики

Назва моделі			NUVEL 1	NUVEL 1A	HS2-NUVEL1A	ITRF2000	APKIM2000.0	HS3-NUVEL1A	REVEL	CGPS 2004	GSRM v1.2	APKIM2005	MORVEL 2010 / HHP-MORVEL 56	GEODVEL 2010
Характеристики та методи створення														
Рік			1991	1994	1990, 1994	2001, 2002	1998, 2001	2002	2002	2004	2003	2009	2010	2010
Автори:			Argus and Gordon	DeMets, Gordon, Argus, and Stein	Gripp and Gordon; DeMets, Gordon, Argus, and Stein	Altamimi, Sillard, and Boucher	Drewes and Angermann;	Gripp and Gordon	Sella, Dixon, and Mao	Prawiro-dirdjo and Bock	Kreemer, Holt, and Haines	Drewes	DeMets, Gordon and Argus	Argus, Gordon, Heflin, Ma, Eanes, Willis, Peltier, and Owe
Методи	Геологічні		+	+	+	+	—	+	+	+	+	—	+	+
	Геофізичні	Сейсмічні	+	+	+	—	—	+	—	+	+	+	+	—
		Магнітні	+	+	+	—	—	+	—	+	—	+	+	—
Методи	Космічної геодезії	GPS	—	—	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+
		VLBI	+	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+
		DORIS	—	—	—	+	—	—	—	—	+	—	+	+
		SLR	+	+	+	+	+	+	—	—	—	+	+	+
Кількість плит, для яких визначені кутові швидкості руху			14	15	14	14	52	15	19	17	25	17	25 / 56	11

Перші моделі кінематики тектонічних плит з використанням методів космічної геодезії були побудовані на початку 90-х років минулого століття. Це моделі NUVEL, NUVEL 1, NUVEL 1A, у яких за основу взято моделі розподілу літосферних плит за Ле Пішоном [79] з уточненими границями за допомогою супутникової альтиметрії. Надалі ці моделі вдосконалювалися новими неротаційними моделями NNR-NUVEL1, NNR-NUVEL1A та HS3-NUVEL1A.

У моделі NNR-NUVEL1, крім прецизійних вимірів, використовувались геологічні дані, які охоплюють період (4 – 7 млн. років), який є значно більший, ніж використаний у моделях NUVEL 1, NUVEL 1A. Але отримані швидкості руху подібні за величиною та напрямом. Вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделями NUVEL 1, NUVEL 1A, NNR-NUVEL1 становлять ≈ 25 мм/рік.

Для створення моделі HS3-NUVEL вперше розрахували кутові швидкості п'ятнадцяти плит відносно гарячих точок (hotspot) HS3. Гаряча точка – місце, де до поверхні піднімається гарячий мантийний потік, який проплавляє океанічну кору, що рухається над ним. Таких точок зараз на Землі встановлено безліч. Системи відліку неротаційних моделей суттєво відрізняються від системи відліку відносно гарячих точок. Тому отримані результати у межах однієї плити мають значно більші розбіжності, ніж у попередніх моделях [50]. Обчислені вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделлю NS3-NUVEL становлять ≈ 24 мм/рік.

Кінематичні і деформаційні моделі APKIM2000.0 та APKIM2005 (Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model) розроблено професорами Древесом і Ангерманом Німецького науково-дослідного Інституту Геодезії. Модель APKIM 2000 побудовано за результатами лише геодезичних вимірів із застосуванням оригінальної методики опрацювання вимірів. Визначені швидкості руху плит частково відрізняються від отриманих за результатами моделей, які додатково використовували дані геолого-геофізичних досліджень. Однак при розробці моделі APKIM2005 автори використовували вже і геофізичні дані. За моделями APKIM2000.0 та APKIM2005 вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту становлять $\approx 24 - 25$ мм/рік.

Модель ITRF2000 [6] лежить в основі одноіменної системи координат, яку запропоновано у 2002 році. Ця модель пов'язана з моделлю NNR-NUVEL1A. ITRF2000 реалізується за результатами визначення координат і швидкостей більш ніж 800 перманентних ГНСС-станцій. Вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделлю ITRF2000 становлять $\approx 25 - 26$ мм/рік.

Модель REVEL складено для 19 тектонічних плит, для якої використано дані ГНСС-вимірів за період 1993-2000 рр. Швидкості двох третіх тектонічних плит узгоджені з даними моделі NUVEL 1A. Швидкості тектонічних плит на території Північної Америки, Карибського басейну, Південної Америка і Тихоокеанського регіону мали значні відмінності за даними супутникових вимірів і геологічних моделей. У зв'язку з цим для побудови моделі використано дані донних магнітометричних вимірів [91]. Вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделлю REVEL становлять $\approx 25 - 26$ мм/рік.

Модель CGPS 2004 створено за результатами постійного моніторингу перманентних ГНСС-станцій, сейсмічних та мареографічних спостережень. Використані ГНСС-станції розташовані безпосередньо на мареографах. Інші розташовані досить близько до них на скельній основі. Швидкості руху станцій у моделі CGPS 2004 розраховані для 17 тектонічних плит [82]. Вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделлю CGPS становлять ≈ 26 мм/рік.

У 2003 р. було запропоновано тектонічну модель GSRM v1.2 [76]. Вона використовувала дані перманентних ГНСС-станцій та враховувала сейсмічну інформацію. Проаналізовано всі епіцентри землетрусів, які знаходилися у радіусі не більше 40 км від місцеположення діючих перманентних ГНСС-станцій за період з 1976 – 2003 роки. Розраховано вектори горизонтальних швидкостей для 25 тектонічних плит. У 2009 році було запропоновано модель GSRM v2, яка розроблена лише за геодезичними даними спостережень перманентних ГНСС-станцій і мареографів. [40]. Вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделлю GSRM v2 становлять $\approx 26 - 27$ мм/рік.

Моделі MORVEL 2010 і NHP-MORVEL 56 є продуктами спільних досліджень професорів Гордона Де Метца і д-р Дональда Аргуса лабораторії реактивного руху NASA. Модель кінематики плит MORVEL 2010 розроблена за результатами архівів морських геофізичних, сейсмологічних та геодезичних даних за період з 1990 по 2008 роки, які охоплюють спостереження десяти різних країн і налічують набагато більше даних, ніж NUVEL 1 і NUVEL 1A, які були

опубліковані в 1990 і 1994 роках. MORVEL 2010 є найповнішою, самоузгодженою геологічною моделлю руху плит з усіх коли-небудь опублікованих. Для її створення проаналізовано понад 2000 магнітних профілів Земної кори середньо-океанічних хребтів та великих морських басейнів. Швидкості горизонтальних рухів обчислені для 25 тектонічних плит, на які припадає 97,2 % земної поверхні. Для моделі NHP-MORVEL 56 розраховано швидкості горизонтальних рухів для 56 тектонічних плит (100 % земної поверхні). Вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделлю MORVEL 2010 становлять $\approx 23 - 24$ мм/рік.

Модель GEODVEL 2010 [100] розроблено з використанням чотирьох методів космічної геодезії. Це 24 роки VLBI-вимірів, 24 роки SLR-вимірів, 14 років GPS-вимірів і 12 років спостережень DORIS. GEODVEL 2010 істотно відрізняється від попередніх моделей. Ця різниця частково пояснюється відмінностями в способах, за допомогою яких визначається швидкість центру мас Землі [91]. Вектори швидкостей горизонтального руху для Європейського континенту за моделлю GEODVEL 2010 становлять $\approx 24 - 26$ мм/рік.

У загальному розроблені моделі кінематики плит підтвердили, що всередині плит суттєвих горизонтальних зміщень не відбувається, за виключенням великих рифових зон та країв рухомих поясів [195].

Найновіші моделі дозволяють виділяти детальнішу диференціацію земної поверхні на плити (APKIM2000.0, GSRM v1.2, MORVEL 2010). Створено модель, яка охопила 100 % території земної поверхні (NHP-MORVEL 56). За даними представлених моделей практично весь Європейський континент рухається у північно-східному напрямку з середньою швидкістю ≈ 25 мм/рік.

На завершення варто зазначити, що перші моделі кінематики земної кори опиралися на результати геолого-геофізичних досліджень. В процесі подальших досліджень було створено модель, що опиралися на результати виключно геодезичних даних. Проте значення векторів в таких моделях, не завжди відповідали векторам попередніх моделей кінематики земної кори. Оптимальним для побудови моделей, що відображають рухи тектонічних плит, є використання

як геолого-геофізичних, так і геодезичних даних. Застосування ГНСС-методів дало можливість швидкої побудови та постійного уточнення моделей рухів тектонічних плит.

На основі аналізу моделей тектонічних плит, побудованих за різними даними, виявлено розбіжності не лише у кінематичних характеристиках, але й у розмежуванні їх границь. Оскільки ГНСС-спостереження є найдосконаліші для вивчення кінематики тектонічних блоків, то їх доцільно використовувати для встановлення границь тектонічних структур за сталими кінематичними характеристиками.

У зв'язку з цим для реалізації підходу використання геодезичних даних для диференціації літосферних плит на окремі тектонічні структури зі сталими кінематичними характеристиками необхідно розробити методику та математичний апарат такого розмежування, які б використовували дані безперервних ГНСС-спостережень.

Висновки до розділу 1

1. Вивчення горизонтальних рухів земної кори є найефективнішим за комплексного використання геологічних, геофізичних, геоморфологічних, методів, які узагальнюють переміщення і деформації за мільйони років, у поєднанні з геодезичними методами, що дозволяє достовірно оцінити сучасний стан напружено-деформованого поля горизонтальних рухів та деформацій земної кори.
2. Для території Європи величини абсолютних швидкостей горизонтальних рухів є в межах $25 - 30 \text{ мм/рік}$, достовірність яких забезпечується щоденними розв'язками мереж перманентних ГНСС-станцій. Швидкості регіональних рухів є в межах $2 - 3 \text{ мм/рік}$, а їх достовірність визначається на основі опрацювання тривалих часових серій, за умови лінійної збіжності їх результатів.
3. На основі аналізу моделей руху тектонічних плит виявлено розбіжності не лише у кінематичних характеристиках, але і у розмежуванні їх границь. Оскільки ГНСС-спостереження є одні з найефективніших при дослідження кінематики тектонічних блоків, тому доцільно розробити методику і відповідний математичний алгоритм для диференціації тектонічних блоків за даними щорічних швидкостей ГНСС-станцій та теоретичними засадами ротації тектонічних плит.

РОЗДІЛ 2 ДОСЛІДЖЕННЯ ДИНАМІКИ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ЄВРОПИ ЗА ДАНИМИ ГНСС-СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Дослідження ГРЗК має вагоме прикладне значення в геодезії, зокрема для вирішення таких основних завдань як: дослідження стійкості пунктів геодезичної основи, прогнозування зміни координат пунктів та дослідження зв'язку між системами координат і їх параметрами переходу.

Оскільки невід'ємним параметром при переході між різними системами координат є значення вектора зміщення точки на земній поверхні, то за цим значенням можна з легкістю здійснювати перехід між системами координат. Окрім того, можна прогнозувати зміну положення точки у часі.

Важливим є проведення досліджень ГРЗК на території Європейського континенту. Через свою тектонічну будову Європа зазнає постійних геодинамічних процесів. Окрім того, такі процеси мають зв'язок із сейсмічною активністю даного регіону, а також несуть безпосередній вплив практично на усі інженерні споруди.

2.1 Аналіз горизонтальних рухів земної кори центральної Європи, визначених за ГНСС-вимірами

Найвагоміший внесок у дослідження тектоніки Центральної Європи мали праці [97, 98, 83], які опиралися на комплексний аналіз геодезичних, геофізичних, геологічних досліджень, проведених на територіях Альп, Карпат, Паннонського Басейну та інших геодинамічних зон.

На сьогодні територія Європи густо вкрита мережею постійно діючих ГНСС-станцій, за якими ведуть безперервний моніторинг геодинамічної ситуації регіону. Завдяки цьому вдалося зібрати велику кількість даних для проведення детального дослідження прояву ГРЗК на території Європи.

Дані для досліджень зберігаються на серверах спеціальних операційних центрів [90, 106, 31, 105].

Розглянемо детальніше виконані дослідження, за результатами спостережень на мережах перманентних ГНСС-станціях, горизонтальних рухів земної кори для території Європи.

Геодинамічна активність Європейського континенту пов'язана із взаємодією Євразійської, Африканської та Анатоліанської тектонічних плит з територіями Альп, Карпат, Дінарид та Паннонського басейну. Виконані на основі ГНСС-спостережень дослідження показують горизонтальні рухи даного ареалу в межах $3,2 \pm 0,5 - 6,7 \pm 1,0$ мм/рік [94].

Дослідження проводять як окремі країни [108, 87], так і за створеними великими програмами для вивчення геодинамічно-активних зон Європейського континенту [14, 15]. Роботи з дослідження ГРЗК Європейського континенту ведуться різними методами у поєднанні з даними ГНСС-спостережень. За результатами таких досліджень створюються моделі горизонтального руху досліджуваних територій [37, 24, 5].

З 1997 року виконуються локальні геодинамічні дослідження на ГНСС-мережах Польщі та Чехії. Отримані результати засвідчують необхідність збільшення кількості ГНСС-станцій на цих територіях [56, 39].

Дослідження [81], проведене для території Словаччини, на основі даних 55 перманентних ГНСС-станцій регіону на епоху ITRF 2005 показало, що орієнтація і значення вектора швидкості горизонтальних рухів на регіональному рівні є неоднорідною, а їх величина змінюється від 1 до 3 мм/рік, точність визначення до 1,1 мм/рік.

Дослідження території Богемського масиву [86] з використанням результатів спостережень на ГНСС-станціях мережі GEONAS в період 1997 – 2001 років виявило аналогічні горизонтальні рухи досліджуваного регіону (рис. 2.1.1).

Величина векторів коливається в межах 1 – 3 мм/рік, а стандартне відхилення визначення горизонтальних рухів менше 1 мм/рік. Геодинамічна модель Богемського масиву і його окремих структурних підрозділів відображає рухи, що пов'язані з геологічними структурами даного регіону.

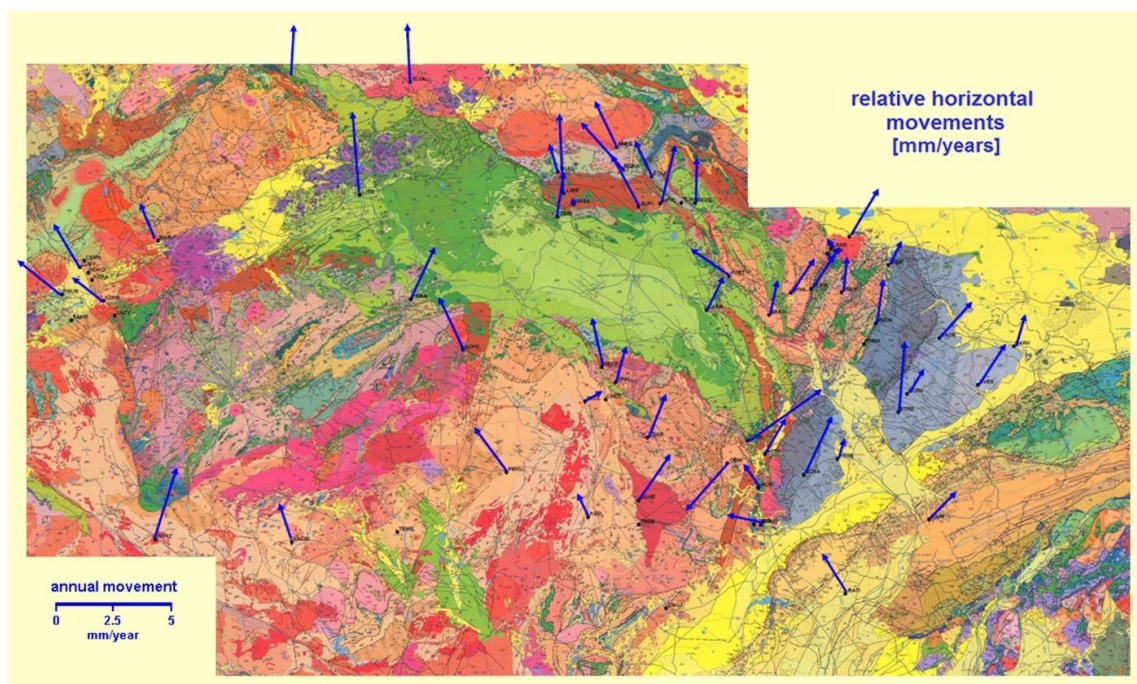


Рис. 2.1.1 Карта річних горизонтальних рухів Богемського масиву [86]

Дослідження Адріатичної плити [69] ґрунтується на опрацюванні результатів спостережень на 70 ГНСС-станціях Австрії та Італії, розташованих в районі Південних та Східних Альп (рис. 2.1.2).

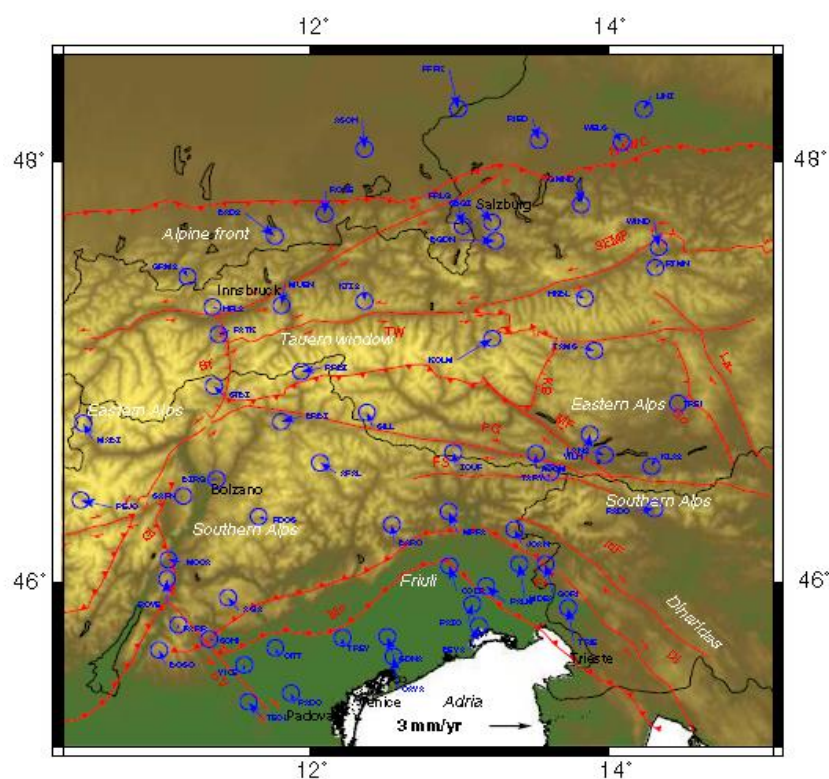


Рис. 2.1.2 Швидкості горизонтальних рухів Альпійського поясу [69]

Величина векторів абсолютних швидкостей горизонтальних рухів (АШГР), досягає 30 мм/рік , вектори регіональних швидкостей горизонтальних рухів (РШГР) отриманих з результатів багаторічних спостережень, приведені на епоху ITRF 2005 і їх значення досягає 3 мм/рік . Результати цього дослідження використано для побудови моделей глибинних рухів земної кори у даному регіоні.

Важливим є дослідження Карпато-Балканського регіону [74], в якому було використано дані спостережень на ГНСС-станціях даної території за період з 1996 по 2006 роки. Регіон розбито на мережу трикутників з вершинами у ГНСС-станціях (рис. 2.1.3а). Для цих станцій визначалися вектори швидкостей горизонтальних рухів (рис. 2.1.3б).

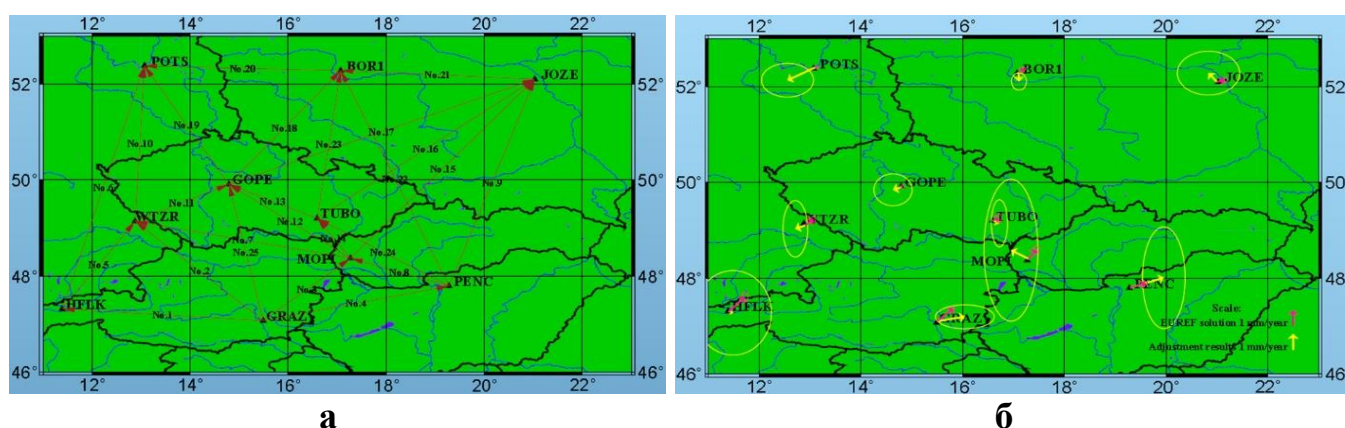


Рис. 2.1.3 Мережа дослідження та річні горизонтальні швидкості ГНСС станцій [74]

В результаті такого дослідження отримано значення векторів швидкостей горизонтальних рухів даного регіону, які узгоджувались з раніше отриманими значеннями для мереж EPN, а також продемонстровано доцільність поділу мережі ГНСС-станцій на мережі трикутників для таких досліджень.

У роботі [11] проведено аналіз ГНСС-станцій мережі EPN для їх відбору за певними умовами. Як основний критерій для подальших досліджень слугувала відповідна довжина часового ряду координат, на основі яких оцінювалася швидкість кожній станції по всій Європі. Для подальшого вивчення обрано станції, які почали роботу до 1 січня 2003 року. Ця умова гарантує, що дослідження не буде включати станції із занадто короткими часовими серіями

(менше 3-х років). Нарешті, з 175 ГНСС-станцій для подальшого аналізу кваліфіковано 140 станцій. Результати приведені до ITRF 2000.

Виділено 16 блоків, що відповідають основним тектонічним структурам. Аналіз станцій у межах виділених блоків показав чітку кореляцію між отриманими деформаціями та тектонічними процесами в границях виділених на території Європейської платформи блоків.



Рис. 2.1.4 Поділ Європи на 16 тектонічних блоків на тлі геологічної карти Європейського континенту [11]

Аналіз результатів [11] дає можливість зрозуміти необхідність поділу тектонічних плит на невеликі блоки та дослідження внутрішніх деформацій в границях цих блоків.

Виконане на основі результатів ГНСС-спостережень дослідження [27] деформацій на території центральної частини Західної Європи (рис. 2.1.5) проведено на основі даних ГНСС-спостережень тривалістю з 1996 до 2004 року.

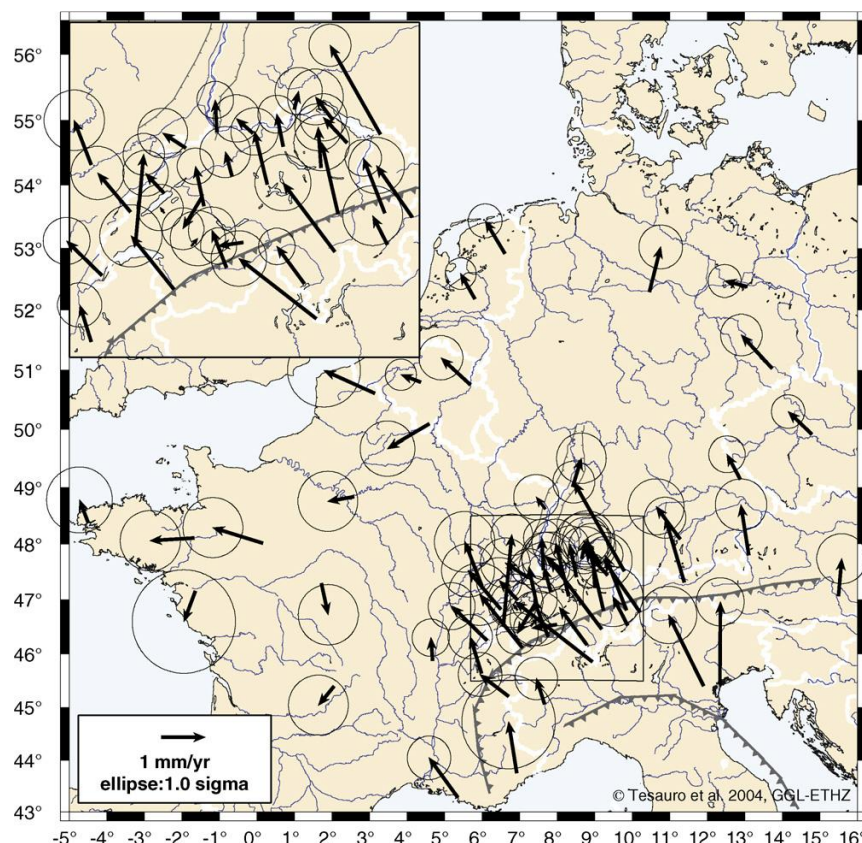


Рис. 2.1.5 Вектори горизонтальних швидкостей для території Європи за даними ГНСС-спостережень (1996 – 2004) [27]

Незважаючи на неоднорідність розміщення ГНСС-станцій, результатом дослідження стало встановлення прояву максимальної деформації вздовж Альпійського поясу, а напрямки швидкостей деформації узгоджуються з геодинамічною активністю основних тектонічних структур даного регіону.

Дослідження деформацій земної кори території Європи та західного середземномор'я, зокрема за даними мережі ГНСС-станцій Західних Альп [73], показало наявність на досліджуваній території певних зон зі своїми сталими кінематичними характеристиками (рис. 2.1.6). Використані у дослідженні дані ГНСС-спостережень реалізовано в системі ITRF 2000.

Результати дослідження засвідчують, що Адріатична мікроплита не є частиною Африканської платформи, а також підтверджують гіпотезу про рух Адріатичної мікроплити проти годинникової стрілки.

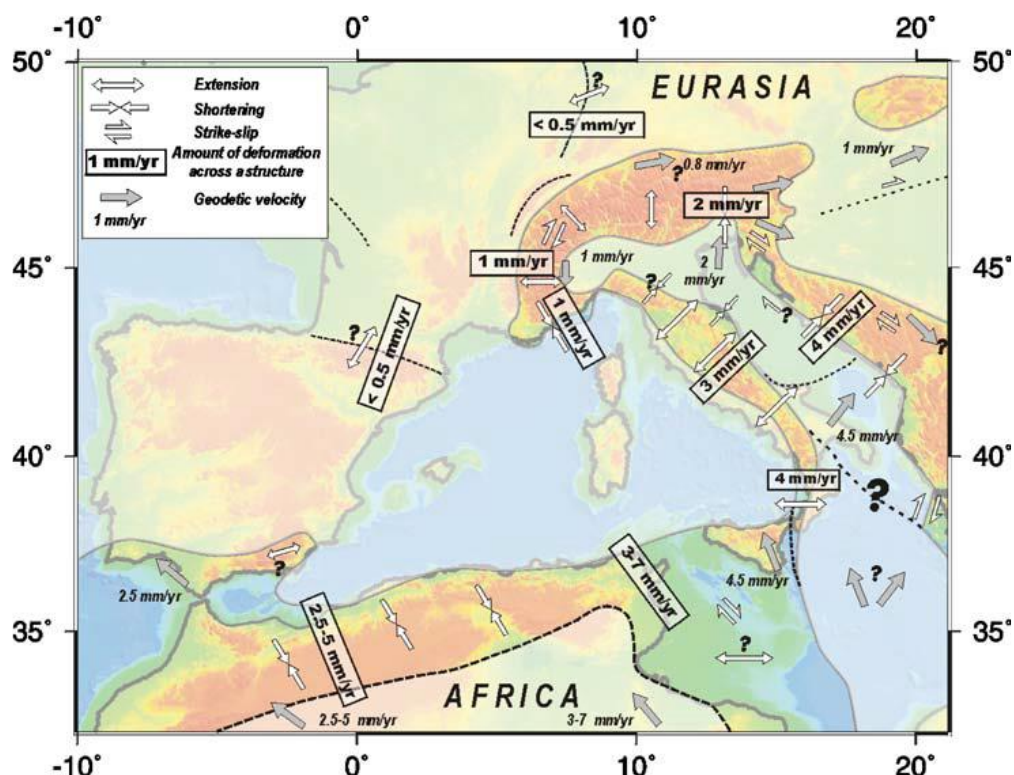


Рис. 2.1.6 Виділені зони та їх швидкості деформації на території Європи та західного середземномор'я [73]

Швидкості горизонтальних деформацій, у виділених зонах, досягають 4 мм/рік , що узгоджуються з моделями геодезичних та сейсмотектонічних даних у цьому регіоні. Отримані результати дозволяють проводити подальші дослідження даної території, зокрема дослідження руху Адріатичної мікроплити, яка не пов'язана з впливом на неї Африканської плити. Окрім того, є необхідність у встановленні чітких границь між мікроплитами на території Європи.

Дослідження геодинамічної активності Центральної Європи за даними кінематичних моделей, отриманих за результатами ГНСС-спостережень [80], вказують на значну геодинамічну активність території, зокрема Західних Карпат. Окрім того, авторами доведено доцільність застосування геофізичних та сейсмологічних даних у комплексі з результатами ГНСС-спостережень.

Дослідження авторів Bednarek, Caporali, Nocquet, Novotny, Schenk, Tesauo та ін. виконані для відомих тектонічних структур або ж геологічних зон, в межах яких за результатами опрацювання даних безперервних ГНСС-спостережень обчислено швидкості руху ГНСС-станцій. Результати досліджень реалізовано,

переважно у системі відліку ITRF 2000. Дані ГНСС-спостережень взято за різні періоди спостережень. Результати таких досліджень показують наявність АШГР земної кори до 30 мм/рік , та РШГР до 3 мм/рік , також за результатами досліджень встановлено екстремальні прояви ГРЗК та деформацій, що переважно зосереджені на території Альпійської дуги.

Проте встановлені за результатами цих досліджень границі виділених зон, є різними. Причина цього – використання неоднорідного просторово-часового розподілу даних ГНСС-спостережень, а також те, що результати опрацювання часових серій ГНСС-станцій реалізовані у різних системах координат. Проте ці результати демонструють можливість та доцільність застосування мереж ГНСС-станцій для дослідження ГРЗК та деформацій земної кори Європи на регіональному та локальному рівнях.

На даний час завдяки безперервній роботі перманентних ГНСС-станцій операційні центри накопили достатню кількість даних для проведення поглибленого дослідження стану ГРЗК та пов'язаних з ними деформацій на території Європи на основі щорічних даних, зведених до єдиної системи координат.

Тому доцільно було б провести дослідження просторово-часового розподілу ГРЗК та параметрів горизонтальної деформації на території Європи.

В даному розділі проведено спробу дослідити такий просторово-часовий розподіл на території Європи, а саме:

- на основі результатів спостережень перманентних ГНСС-станцій дослідити щорічні ГРЗК за період 2000 – 2010 роки, встановити їх відхилення від середніх значень;
- виділити блоки, які мають однотипні кінематичні характеристики та обчислити їх значення;
- провести аналіз границь виділених блоків з основними тектонічними структурами регіону.

2.2 Аналіз вхідних даних для дослідження горизонтальних рухів земної кори Європи

В рамках наших досліджень було використано базу даних ГНСС-вимірів SOPAC [90] та базу даних NGL [106], а саме результати спостережень ГНСС-станцій, території Європи, інтерпритовані в систему координат ITRF 2005. Спостереження на станціях проводяться безперервно протягом значних проміжків часу, що забезпечує високу точність отриманих результатів.

Для дослідження взято дані перманентних ГНСС-станцій, спостереження на яких проводилось більше трьох років (додаток А). З кожним роком кількість використаних у дослідженні станцій, на яких ведеться спостереження, зростає (рис. 2.2.1).

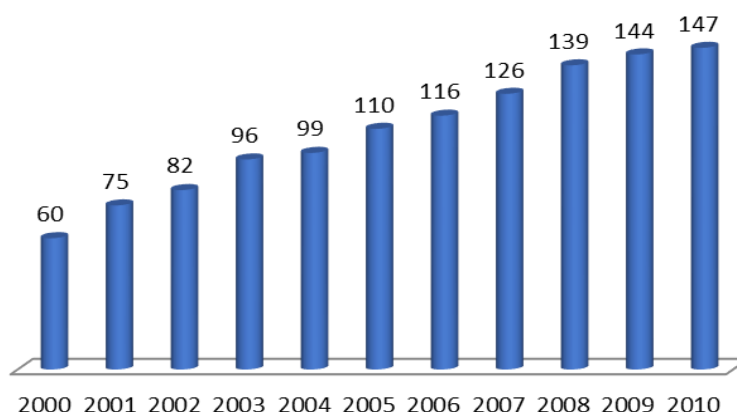


Рис. 2.2.1 Щорічна кількість перманентних ГНСС-станцій, використаних у дослідженні

Такий часовий розподіл перманентних ГНСС-станцій та їх розташування на території Європи дає змогу охопити більшу площу спостереження, збільшити точність отриманих значень ГРЗК та параметрів горизонтальної деформації, а також вловити найменший їх прояв. Але є певний нерівномірний розподіл станцій на території Європи. На геодинамічно-активних територіях Європи зосереджено більшу кількість ГНСС-станцій порівняно з її відносно спокійними територіями.

Розподіл усіх використаних у дослідженні перманентних ГНСС-станцій на території Європи продемонстровано на рисунку 2.2.2. З метою проведення подальших досліджень ГНСС-станції нанесено на карту Європи.

Опрацювання результатів спостережень перманентних ГНСС-станцій проводилось за допомогою розробленого математичного алгоритму. Принцип опрацювання часових серій представлено на рисунку 2.2.4.

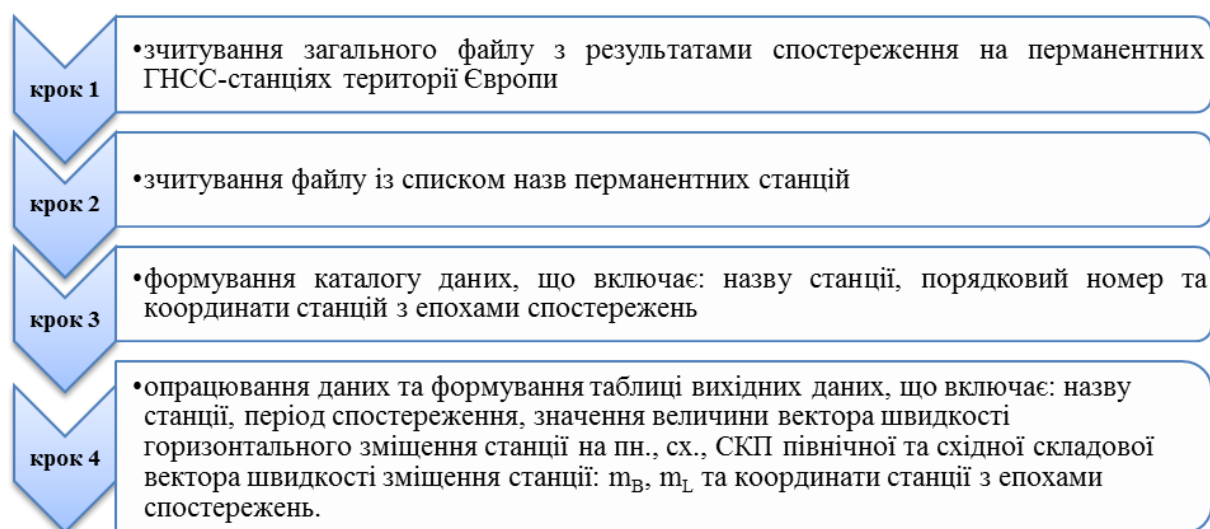


Рис. 2.2.4 Принцип опрацювання результатів спостережень перманентних ГНСС-станцій

Незважаючи на те, що кількість використаних у дослідженні ГНСС-станцій постійно зростала, від 60 до 147 ГНСС-станцій, просторово-часова неоднорідність використаних для дослідження даних пояснюється порівняно невеликим проміжком часу роботи мереж ГНСС-станцій. Вибраний інтервал дослідження ГРЗК (2000 – 2010) зумовлений оптимальною кількістю ГНСС-станцій, на території Європи, а також достатньою кількістю накопичених результатів спостереження. В процесі дослідження густота ГНСС-станцій збільшується, що дозволяє охопити всю територію Європи та підвищити точність визначення швидкостей горизонтального руху.

2.3 Дослідження горизонтальних рухів земної кори на території Європи

Величину швидкості горизонтального руху перманентної ГНСС-станції за заданий період часу по широті та довготі обчислюємо за наступними виразами:

$$V_{B_i} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{B_i - B_0}{t_i - t_0} \quad (2.3.1)$$

$$V_{L_i} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{L_i - L_0}{t_i - t_0}, \quad (2.3.2)$$

де V_{B_i} , V_{L_i} – швидкості горизонтального руху j -ої перманентної станції по широті та довготі; B , L – широта та довгота; t_i – момент часу; n – кількість перманентних станцій.

Середню квадратичну похибку вектора абсолютних швидкостей горизонтального руху V_B та V_L обчислюємо за виразами:

$$m_B = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(\frac{B_i - B_0}{t_i - t_0} - V_B \right)^2}{n-1}} \quad (2.3.3)$$

$$m_L = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(\frac{L_i - L_0}{t_i - t_0} - V_L \right)^2}{n-1}}, \quad (2.3.4)$$

де m_B , m_L – СКП швидкості горизонтального руху перманентної станції по широті та довготі; V_B , V_L – швидкості горизонтального руху перманентної станції по широті та довготі; B , L – широта та довгота; t_i – момент часу; n – кількість перманентних станцій.

Довжину вектора швидкості горизонтального руху ГНСС-станції S , визначаємо за виразом:

$$S = \sqrt{V_B^2 + V_L^2}, \quad (2.3.5)$$

де V_B , V_L – швидкості горизонтального руху перманентної станції по широті та довготі.

За наступним виразом визначаємо азимут вектора швидкості горизонтального руху ГНСС-станцій.

$$A = \arctg \frac{V_B}{V_L}, \quad (2.3.6)$$

де V_B , V_L – швидкості горизонтального руху перманентної станції по широті та довготі.

Максимальні та мінімальні значення параметрів векторів АШГР перманентних ГНСС-станцій та їх оцінка точності за період 2000 – 2010 років подано в таблиці 2.3.1.

Таблиця 2.3.1

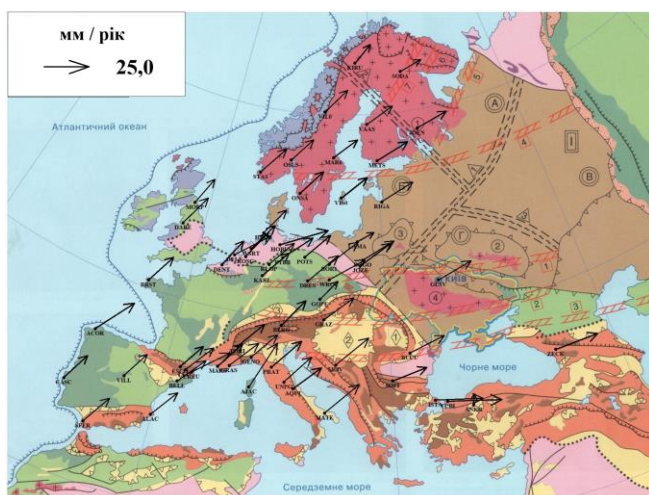
**Максимальні та мінімальні значення параметрів векторів АШГР
перманентних ГНСС-станцій та їх оцінка точності за період 2000 – 2010 року
на території Європи**

роки	мінімальні значення параметрів						максимальні значення параметрів					
	V_B	M_{VB}	V_L	M_{VL}	S	M_S	V_B	M_{VB}	V_L	M_{VL}	S	M_S
	мм/рік						мм/рік					
2000	1,2	1,5	0,6	0,5	10,0	0,9	29,4	4,8	35,9	1,5	35,9	1,5
2001	4,2	1,7	2,4	0,3	7,3	0,6	36,0	6,5	41,0	2,4	43,5	2,4
2002	1,1	1,7	0,5	0,2	13,1	0,8	29,8	12,7	29,7	3,7	36,2	12,7
2003	-2,5	1,2	5,2	0,4	7,9	0,6	25,1	1,5	28,4	1,6	30,0	1,7
2004	6,9	3,9	2,4	0,3	11,6	0,8	22,9	1,9	42,1	4,8	43,2	4,8
2005	-15,1	1,0	1,0	0,3	9,2	1,2	25,0	3,0	41,3	3,0	48,3	3,0
2006	-13,7	1,0	4,6	0,5	11,5	1,1	28,0	1,9	28,0	1,0	35,5	1,0
2007	-14,7	1,0	2,6	0,3	8,9	0,7	25,0	3,0	42,7	2,5	48,3	3,0
2008	-14,4	0,9	-0,5	0,4	11,6	0,9	25,4	2,7	44,8	2,9	50,6	2,9
2009	-16,3	1,1	7,5	0,5	8,9	0,6	24,1	4,3	34,0	2,2	37,4	2,2
2010	-19,9	1,6	-16,1	1,5	7,9	0,6	28,3	2,0	28,5	1,4	36,2	2,1

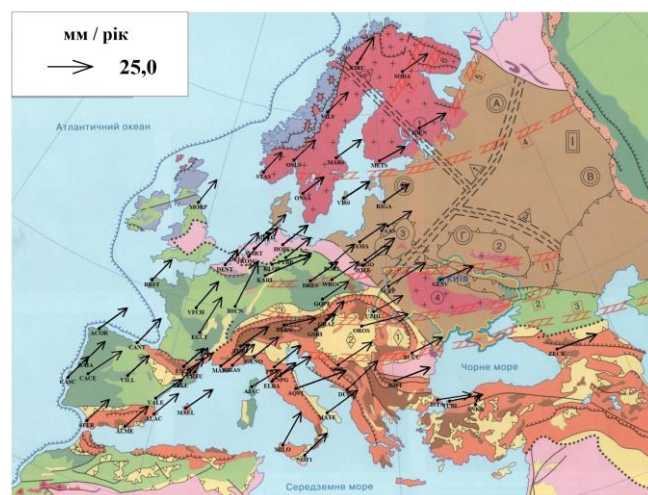
Як бачимо зміна мінімальних та максимальних величин векторів АШГР протягом всього періоду дослідження має практичну сталу тенденцію. В свою чергу зміна складових вектора АШГР (V_B та V_L), особливо їх мінімальні значення, мають неоднорідну зміну.

Для дослідження цих змін та динаміки досліджуваного регіону в часі за даними АШГР перманентних ГНСС-станцій за допомогою програмного забезпечення Surfer побудовано карти-схеми щорічних абсолютних векторів швидкостей горизонтального руху перманентних ГНСС-станцій за весь період спостереження з 2000 по 2010 роки.

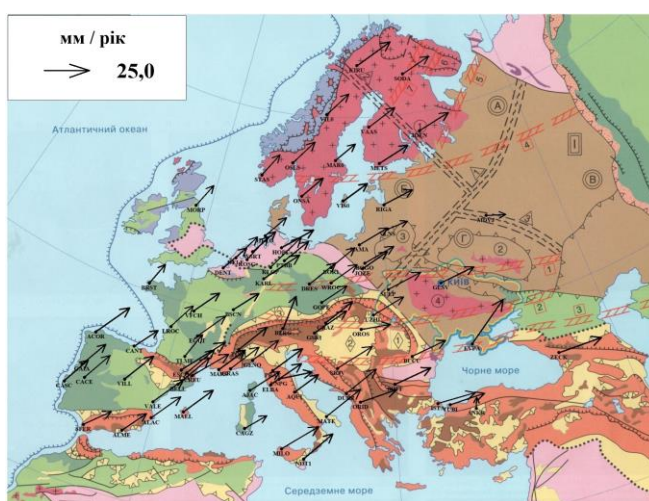
На рисунку 2.3.1 наведено карти-схеми розподілу щорічних векторів АШГР перманентних ГНСС-станцій території Європи.



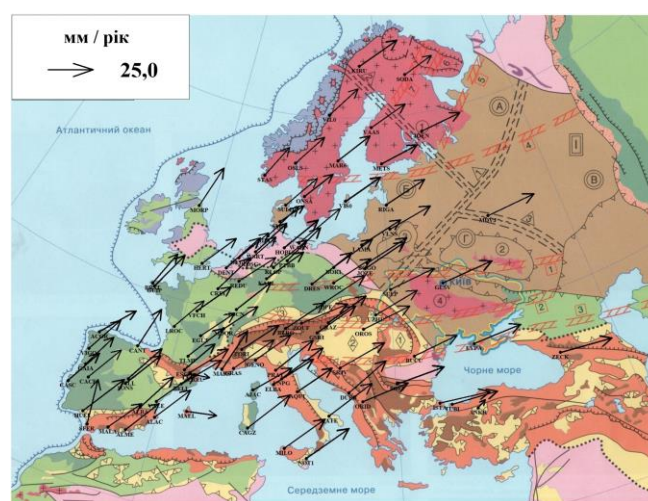
2000 p



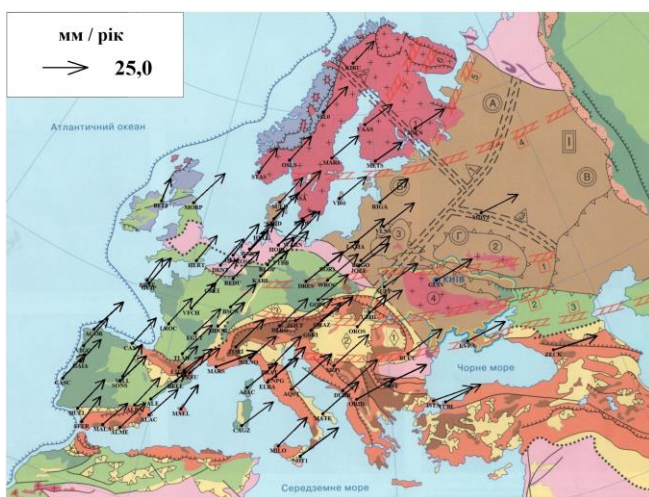
2001 p



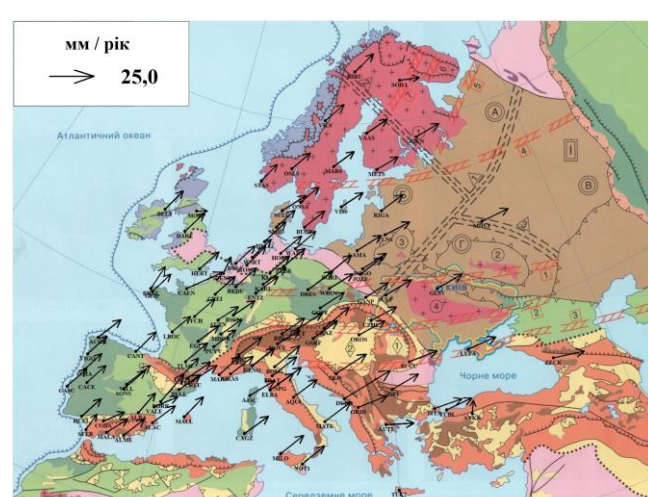
2002 p



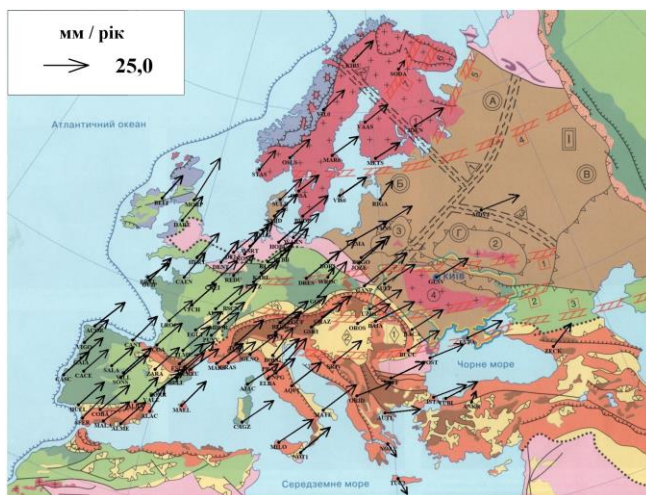
2003 p



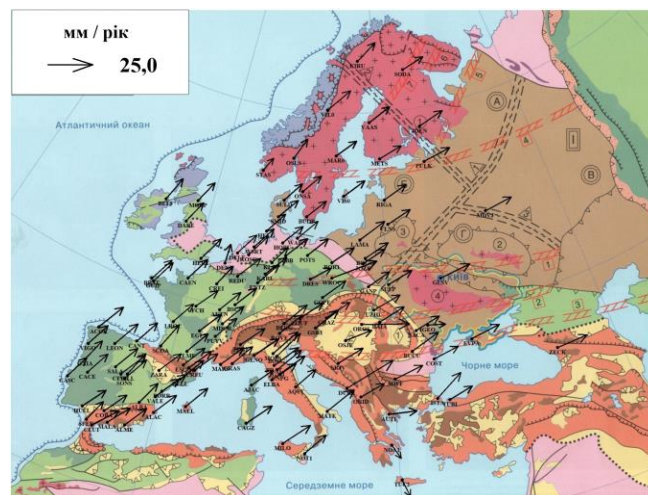
2004 p



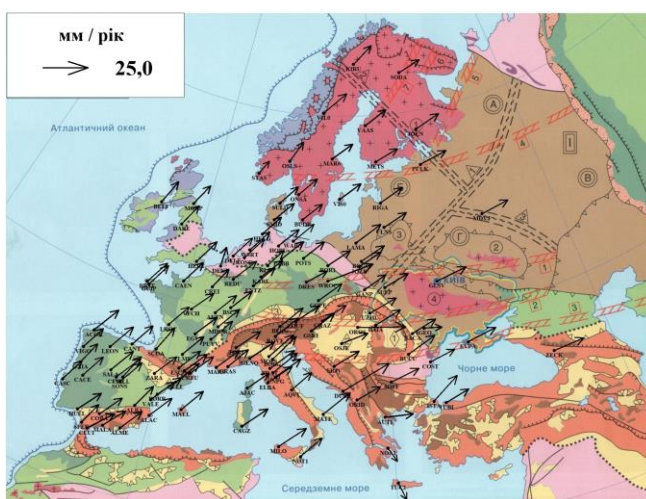
2005 p



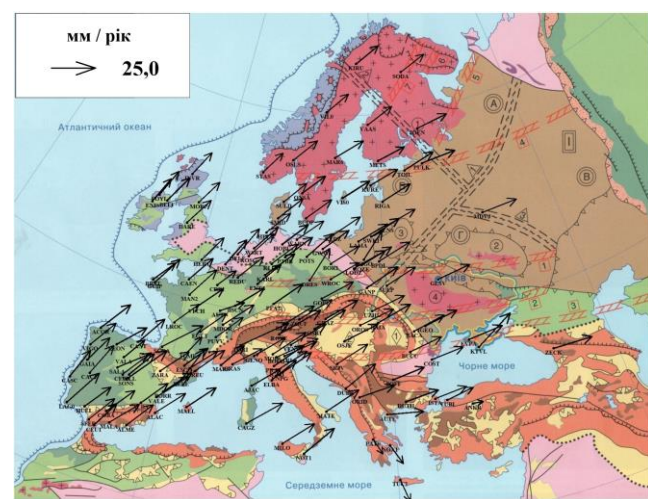
2006 р



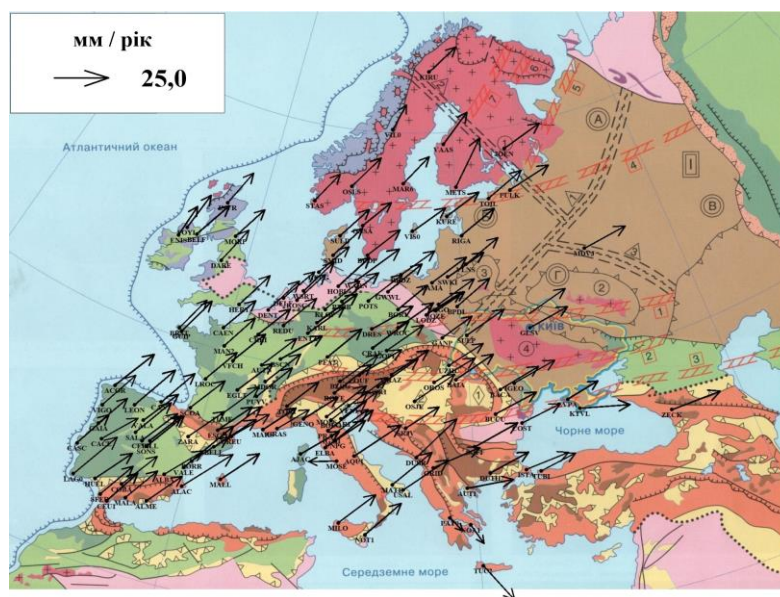
2007 р



2008 р



2009 р



2010 р

Рис. 2.3.1 Карти-схеми розподілу щорічних векторів АШГР перманентних ГНСС-станцій на території Європи за період з 2000 по 2010 рік

Як бачимо, представлені вектори АШГР затрудняють розгляд кінематичних процесів, оскільки їх величина і напрям мають малі розбіжності між собою. Для проведення подальших досліджень виключено систематичну складову з усіх векторів і таким чином здійснено перехід до векторів РШГР перманентних ГНСС-станцій.

Перехід від абсолютних значень векторів швидкостей горизонтального руху $V_{B_i}^{abc}$ та $V_{L_i}^{abc}$ до регіональних $V_{B_i}^{per}$ та $V_{L_i}^{per}$ здійснюємо, використавши такі вирази:

$$V_{B_i}^{per} = \frac{\sum_{j=1}^n V_{B_i}^{abc}}{n} - V_{B_i}^{abc} \quad (2.3.7)$$

$$V_{L_i}^{per} = \frac{\sum_{j=1}^n V_{L_i}^{abc}}{n} - V_{L_i}^{abc}, \quad (2.3.8)$$

де $V_{B_i}^{abc}$, $V_{L_i}^{abc}$ – абсолютна складова вектора швидкості руху i -ої перманентної станції по широті та довготі; $\sum_{j=1}^n V_{B_i}^{abc}$, $\sum_{j=1}^n V_{L_i}^{abc}$ – сума значень $V_{B_i}^{abc}$ та $V_{L_i}^{abc}$ на усіх перманентних станціях; n – кількість перманентних станцій.

В результаті обчислень отримано значення параметрів векторів швидкостей горизонтального руху S_{per} та їх складові $V_{B_i}^{per}$, $V_{L_i}^{per}$ для усіх ГНСС-станцій на кожен рік періоду спостереження.

Максимальні та мінімальні значення параметрів векторів РШГР перманентних ГНСС-станцій за період 2000 – 2010 роки подано в таблиці 2.3.2.

Таблиця 2.3.2

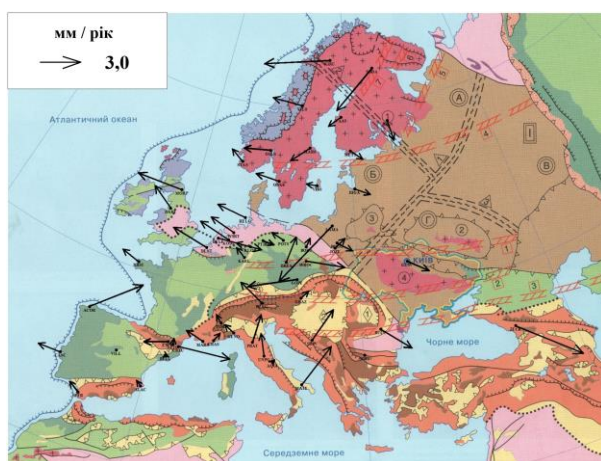
**Максимальні та мінімальні значення параметрів векторів РШГР
перманентних ГНСС-станцій та їх оцінка точності за період 2000 – 2010 року
на території Європи**

роки	мінімальні значення параметрів						максимальні значення параметрів					
	V_B	M_{VB}	V_L	M_{VL}	S	M_S	V_B	M_{VB}	V_L	M_{VL}	S	M_S
	мм/рік						мм/рік					
2000	-13,2	1,2	-19,1	0,5	0,5	1,5	15,0	4,8	16,2	1,5	20,9	1,5
2001	-11,1	1,7	-18,1	0,3	0,6	1,4	20,7	6,5	20,5	2,4	20,8	2,4
2002	0,1	1,7	-19,8	0,2	1	1,5	2,1	1,7	9,4	3,0	19,9	0,8
2003	-16,7	0,6	-14,8	0,4	0,2	0,9	10,9	1,0	8,4	1,7	19,1	1,5
2004	-9,9	2,2	-17,0	0,3	0,7	1,4	6,1	1,3	22,7	4,5	23,7	4,8
2005	-29,0	0,9	-18,5	0,3	0,4	1,3	11,1	2,9	21,8	0,7	31,7	1,0
2006	-28,7	0,8	-14,1	0,5	0,1	1,4	13,0	1,7	9,3	0,4	30,6	1,0
2007	-28,8	0,8	-16,9	0,3	0,2	1,4	10,9	2,9	23,2	2,5	31,1	1,0
2008	-28,9	0,8	-20,0	0,4	0,2	1,3	10,9	2,1	25,3	2,6	32,1	0,9
2009	-29,3	0,9	-12,5	0,5	0,2	1,3	11,1	3,2	14,0	2,0	31,9	1,1
2010	-34,3	1,2	-35,3	1,5	0,3	1,3	13,9	1,8	9,3	1,7	38,2	1,5

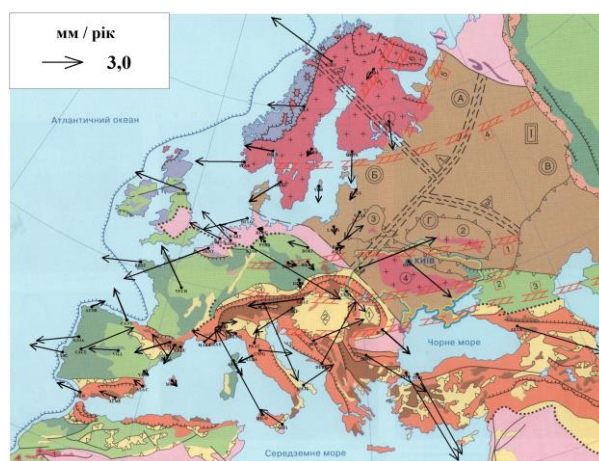
Аналізуючи отримані результати, бачимо подібну з АШГР зміну мінімальних та максимальних довжин векторів РШГР протягом всього періоду дослідження. Таку ж рівномірну зміну мають і складові вектора РШГР перманентних ГНСС-станцій V_B та V_L .

Для подальшого дослідження за цими даними побудовано карти-схеми розподілу щорічних векторів регіональних швидкостей горизонтального руху перманентних ГНСС-станцій на кожен рік періоду спостереження.

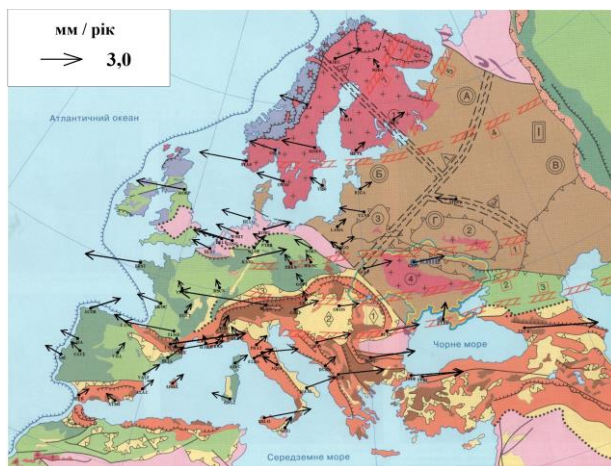
На рисунку 2.3.2 наведено карти-схеми розподілу векторів щорічних РШГР перманентних ГНСС-станцій Європи за період з 2000 по 2010 роки.



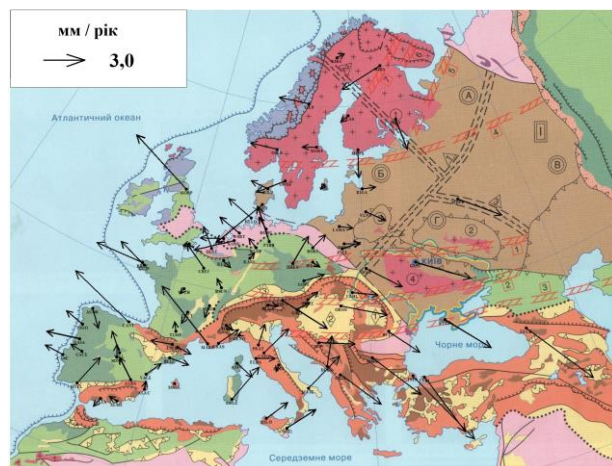
2000 р



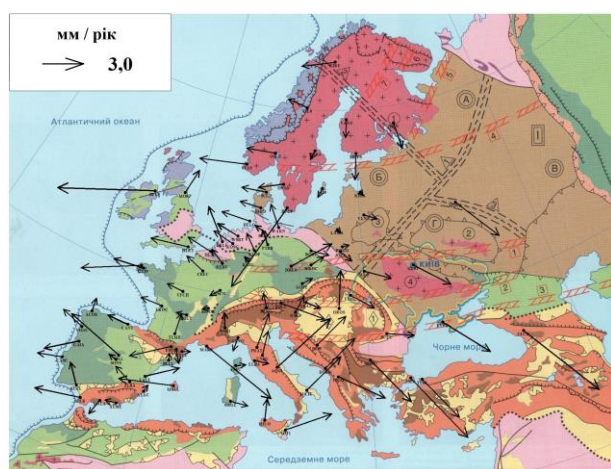
2001 р



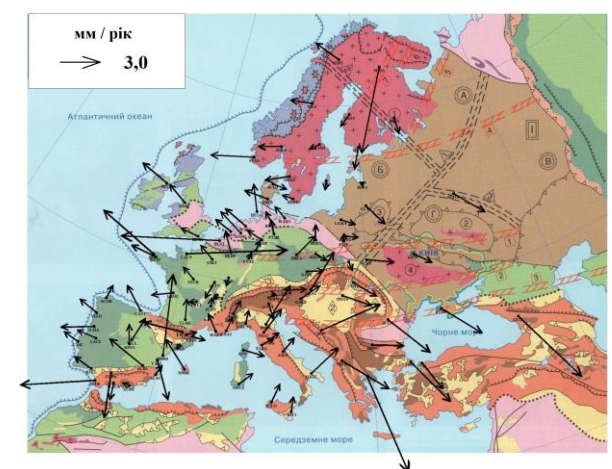
2002 р



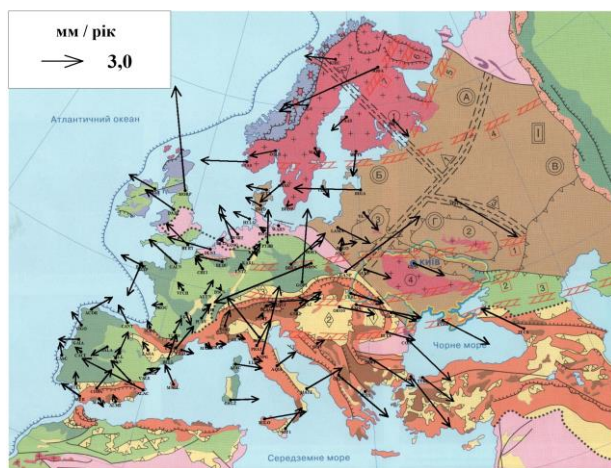
2003 р



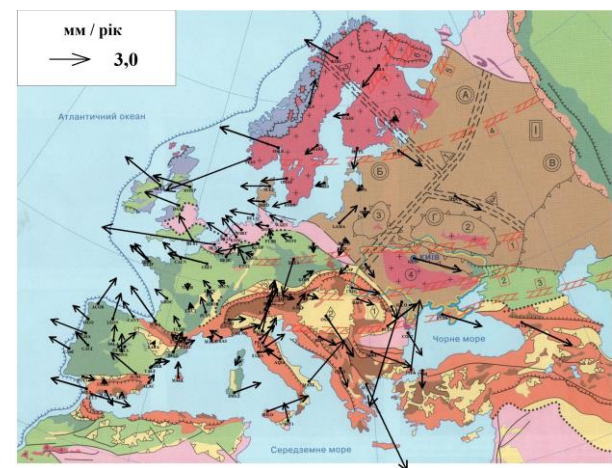
2004 р



2005 р



2006 р



2007 р

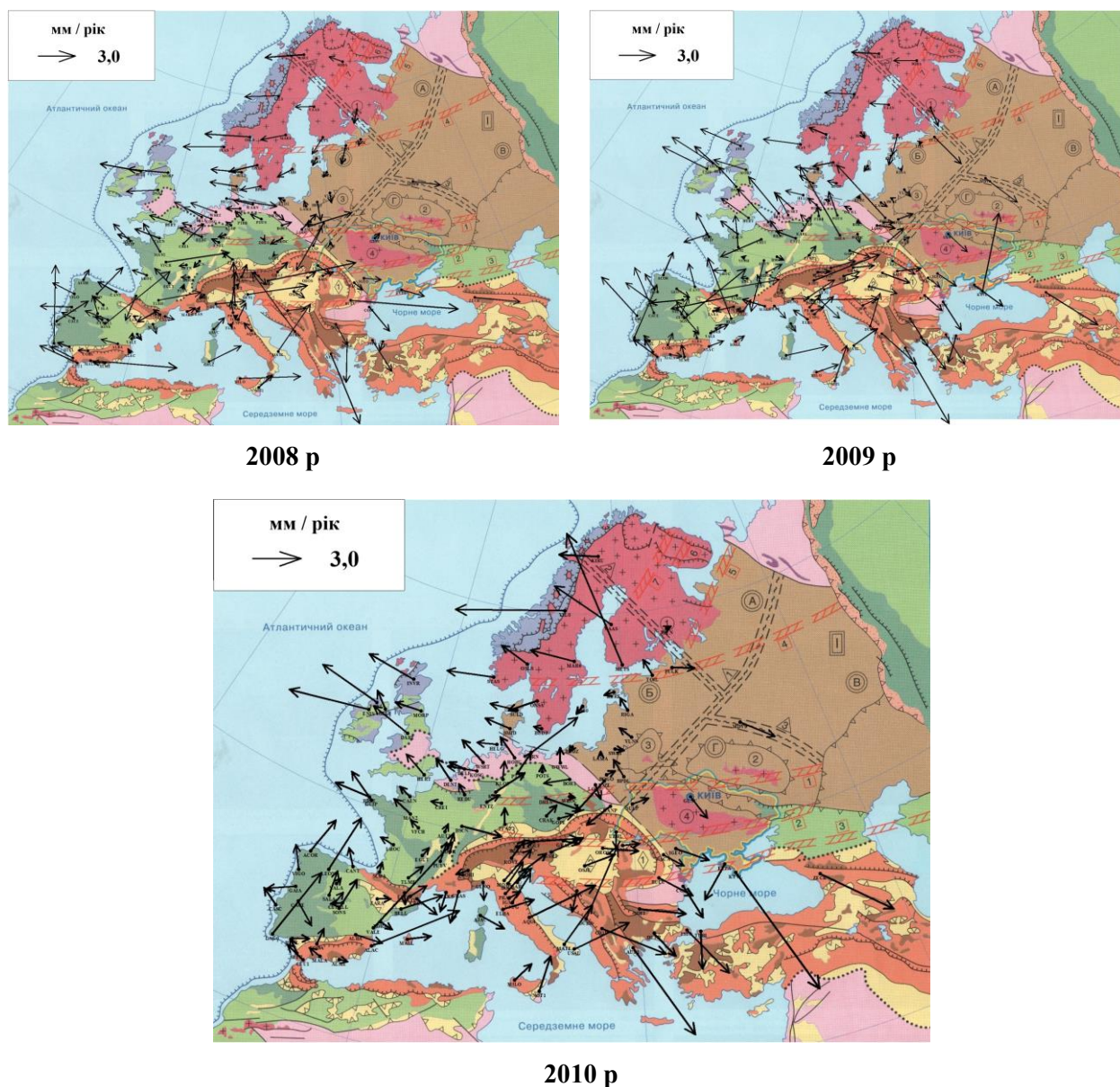


Рис. 2.3.2 Карти-схеми розподілу щорічних векторів РШГР перманентних ГНСС-станцій на території Європи за період з 2000 по 2010 рік

Аналізуючи представлені карти-схеми, можна спостерігати певну систематику у величині та напрямі векторів РШГР ГНСС-станцій на території Європи, яка проявляється з кожним роком дослідження на однакових територіях. До прикладу, вектори у північно-західній частині Європи спрямовані на північний-захід, вектори у південно-західній частині Європи мають північно-східний напрям, вектори північно- та південно-східної частин зорієнтовані на південний-схід, а вектори центральної частини Європи є різнонапрямлені, що пояснюється складною тектонічною будовою даного регіону.

З метою узагальнення отриманих результатів на території Європи візуально було виділено шість умовних блоків земної кори (УБЗК) (рис. 2.3.3). Такий поділ зроблено тому, що кінематичні характеристики у межах блоків в загальному співпадають.

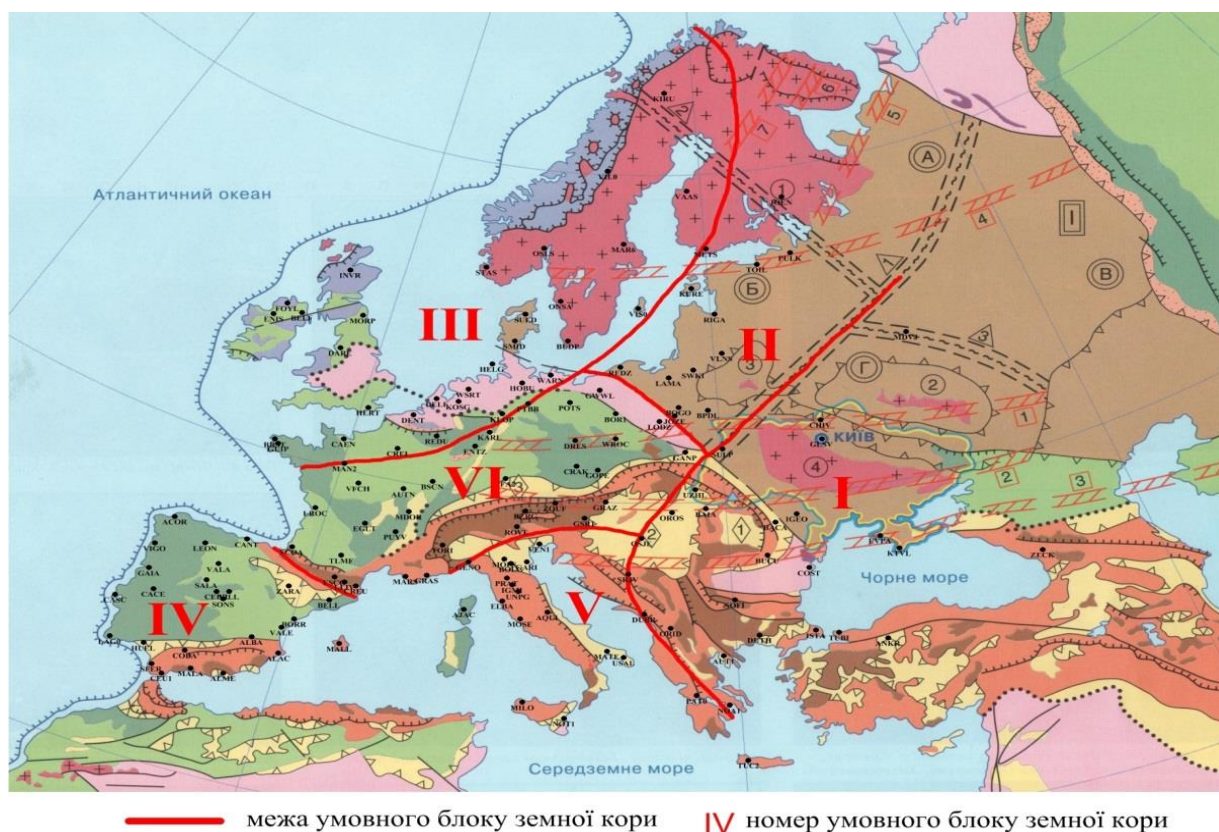


Рис. 2.3.3 Схема поділу території Європи на умовні блоки земної кори

Як бачимо з рисунка 2.3.3, виділені УБЗК охоплюють території окремих геологічних зон, а їх границі співпадають з основними тектонічними розломами.

Подібну диференціацію за результатами ГНСС-вимірювань отримали у дослідженні [11]. На рисунку 2.3.4 представлено порівняння результатів досліджень.

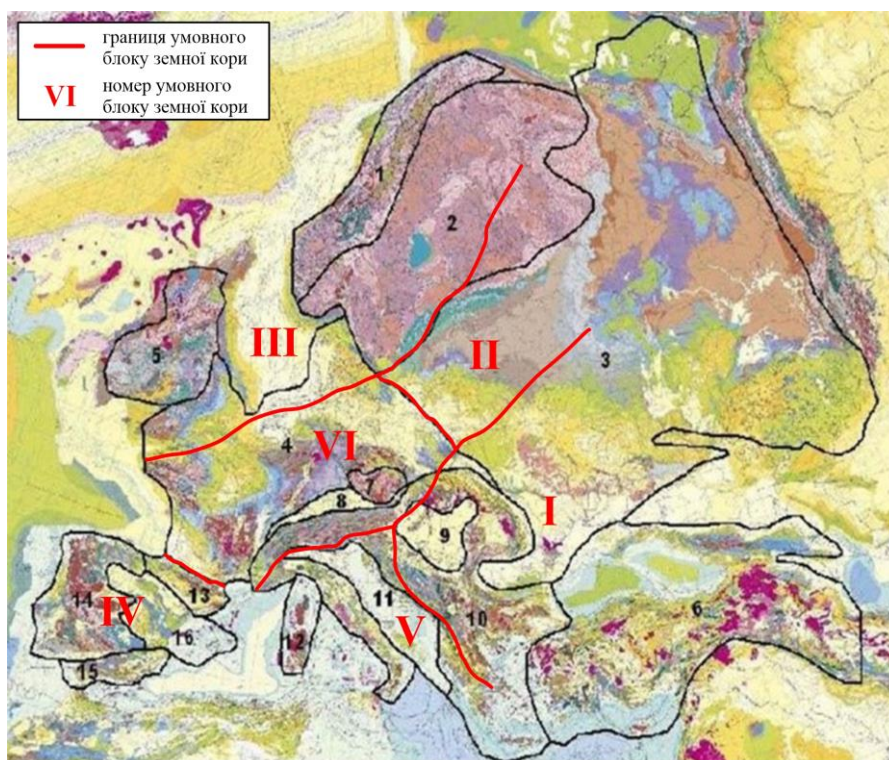


Рис. 2.3.4 Диференціація території Європи на УБЗК та деференціація за Bednarek'ом на основі результатів ГНСС-спостережень

Аналізуючи рисунок 2.3.4, бачимо, що границі деяких виділених блоків в обох дослідженнях співпадають. Це свідчить про наявність в їх межах однорідних кінематичних характеристик. Проте немає повного співпадіння границь виділених блоків, що зумовлено використанням даних різного просторово-часового розподілу.

Для того, щоб підтвердити кінематичні характеристики виділених УБЗК, проведемо такі дослідження. Обчислимо в межах кожного УБЗК середні значення зміщення вектора швидкості руху перманентних ГНСС-станцій по широті та довготі ($V_{\text{Всер}}$, $V_{\text{Лсер}}$) та середні значення довжини вектора швидкості $S_{\text{сер}}$ і азимута вектора швидкості горизонтального руху $A_{\text{сер}}$, а також за наступними виразами обчислимо величину середньоквадратичного відхилення ($\Delta V_{\text{В}}$, $\Delta V_{\text{Л}}$, ΔV_{S} , ΔA) в межах УБЗК цих станції від їх середніх значень (2.3.9 – 2.3.12).

$$\Delta V_{B_i} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(V_{B_{\text{сер}}} - V_{B_i} \right)^2}{n-1}} \quad (2.3.9)$$

$$\Delta V_{L_i} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(V_{L_{сер}} - V_{L_i} \right)^2}{n-1}} \quad (2.3.10)$$

$$\Delta V_{S_i} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(V_{S_{сер}} - V_{S_i} \right)^2}{n-1}} \quad (2.3.11)$$

$$\Delta V_{A_i} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(V_{A_{сер}} - V_{A_i} \right)^2}{n-1}}, \quad (2.3.12)$$

де ΔV_B , ΔV_L , ΔV_S , ΔA – середньоквадратичні відхилення; V_{Bi} , V_{Li} , V_{Si} , A_i – швидкості горизонтального руху перманентної станції по широті та довготі, вектор швидкості горизонтального руху, азимут вектора швидкості горизонтального руху відповідно; $V_{Bсер}$, $V_{Lсер}$, $V_{Sсер}$, $V_{Aсер}$ – середні значення швидкості горизонтального руху перманентних ГНСС-станцій по широті та довготі, середні значення довжини вектора швидкості та середні значення азимута вектора швидкості горизонтального руху відповідно; n – кількість перманентних станцій.

Результати обчислень узагальнених параметрів векторів РШГР перманентних ГНСС-станцій шести виділених УБЗК за період спостереження з 2002 по 2010 роки подано в таблицях 2.3.3 – 2.3.8.

Таблиця 2.3.3

**Результати обчислення основних параметрів щорічних векторів РШГР
перманентних ГНСС-станцій Європи для I УБЗК**

Рік	$V_{B(сер)}$, мм/рік	ΔV_B , мм/рік	$V_{L(сер)}$, мм/рік	ΔV_L , мм/рік	$S_{(сер)}$, мм/рік	ΔS , мм/рік	$A_{(сер)}$, °	ΔA , °
2002	0,8	0,3	4,4	1,3	4,5	1,2	79	5
2003	-3,9	2,2	5,9	1,3	7,1	2,1	122	13
2004	-4,0	2,3	5,5	1,9	6,8	2,7	124	10
2005	-3,4	2,1	5,0	1,8	5,6	2,6	125	10
2006	-2,8	1,9	5,0	1,6	5,7	2,0	117	13
2007	-2,1	1,3	3,8	1,8	4,3	1,8	120	18
2008	-1,7	1,6	3,0	1,6	3,5	1,5	120	25
2009	-3,4	2,2	3,7	1,5	5,0	2,4	131	13
2010	-4,0	3,6	4,3	2,4	5,8	4,1	129	16
сер.	-2,7	1,9	4,5	1,7	5,4	2,3	118	14

Перший УБЗК за період дослідження зазнає прямолінійного руху загалом по азимуту 118^0 з середньою лінійною швидкістю $5,4 \text{ мм/рік}$, річне середньоквадратичне відхилення по азимуту в середньому 14^0 , а величина річного середньоквадратичного відхилення від значення довжини вектор швидкості горизонтального руху S становить $2,3 \text{ мм/рік}$.

Таблиця 2.3.4

**Результати обчислення основних параметрів щорічних векторів РШГР
перманентних ГНСС-станцій Європи для II УБЗК**

Рік	$V_{B(\text{сер})}$, мм/рік	ΔV_B , мм/рік	$V_{L(\text{сер})}$, мм/рік	ΔV_L , мм/рік	$S_{(\text{сер})}$, мм/рік	ΔS , мм/рік	$A_{(\text{сер})}$, °	ΔA , °
2002	0,9	0,1	1,2	0,2	1,5	0,1	54	6
2003	0,0	0,7	1,8	0,6	1,8	0,6	86	19
2004	-1,6	1,3	0,7	0,7	1,8	1,1	149	28
2005	-1,4	1,2	1,1	1,3	1,8	1,0	143	45
2006	-1,4	1,2	1,2	1,5	1,8	1,5	151	47
2007	-1,0	0,7	-0,9	0,6	1,3	0,6	220	29
2008	-0,9	1,1	-0,6	0,6	1,1	0,9	228	50
2009	-0,5	1,1	-0,5	0,5	0,7	0,9	234	56
2010	0,2	1,2	-0,9	0,9	1,0	0,9	266	61
сер.	-0,6	0,9	0,4	0,8	1,4	0,9	170	38

Другий УБЗК за період дослідження зазнає поступового обертового руху по азимуту від 54^0 до 266^0 з середньою лінійною швидкістю $1,4 \text{ мм/рік}$, річне середньоквадратичне відхилення по азимуту становить в середньому 38^0 , а величина річного середньоквадратичного відхилення від значення довжини вектора швидкості горизонтального руху S становить $0,9 \text{ мм/рік}$.

Таблиця 2.3.5

**Результати обчислення основних параметрів щорічних векторів РШГР
перманентних ГНСС-станцій Європи для III УБЗК**

Рік	$V_{B(\text{сер})}$, мм/рік	ΔV_B , мм/рік	$V_{L(\text{сер})}$, мм/рік	ΔV_L , мм/рік	$S_{(\text{сер})}$, мм/рік	ΔS , мм/рік	$A_{(\text{сер})}$, °	ΔA , °
2002	1,0	0,1	-2,7	1,9	2,9	1,7	300	20
2003	1,8	1,3	-2,4	1,3	2,9	1,3	307	24
2004	1,2	1,1	-2,8	1,7	3,0	1,5	300	24
2005	1,6	1,0	-2,2	1,2	2,7	1,0	307	26
2006	1,1	1,5	-2,6	1,4	2,9	2,6	294	26
2007	1,3	1,2	-2,7	1,5	3,0	1,3	298	31
2008	0,6	1,1	-3,5	1,4	3,5	1,3	280	18
2009	1,8	1,5	-3,5	1,8	3,5	1,7	299	22
2010	1,7	1,2	-3,6	2,5	3,9	2,4	298	19
сер.	1,3	1,1	-2,9	1,6	3,2	1,6	298	23

Третій УБЗК за період дослідження зазнає прямолінійного руху загалом по азимуту 298° з середньою лінійною швидкістю $3,2 \text{ мм/рік}$, річне середньоквадратичне відхилення по азимуту становить в середньому 23° , а величина річного середньоквадратичного відхилення від значення довжини вектора швидкості горизонтального руху S становить $1,6 \text{ мм/рік}$.

Таблиця 2.3.6

**Результати обчислення основних параметрів щорічних векторів РШГР
перманентних ГНСС-станцій Європи для IV УБЗК**

Рік	$V_{B(сер)},$ мм/рік	$\Delta V_B,$ мм/рік	$V_{L(сер)},$ мм/рік	$\Delta V_L,$ мм/рік	$S_{(сер)},$ мм/рік	$\Delta S,$ мм/рік	$A_{(сер)}, ^{\circ}$	$\Delta A, ^{\circ}$
2002	1,1	0,2	1,5	0,4	1,8	0,4	53	9
2003	1,1	1,2	-1,8	1,1	2,2	1,0	297	35
2004	1,1	1,4	-1,8	2,1	2,2	1,8	287	33
2005	0,8	2,8	-2,2	1,2	2,3	1,9	284	49
2006	1,0	1,2	-1,2	1,0	1,5	0,9	301	56
2007	2,1	1,0	-2,8	1,2	3,5	1,3	309	15
2008	0,6	1,4	-2,1	1,3	2,2	1,4	288	31
2009	2,4	2,8	-2,0	1,4	3,1	2,6	317	30
2010	1,5	2,5	2,0	2,1	2,6	2,8	69	40
сер.	1,3	1,6	-1,2	1,3	2,4	1,6	245	33

Четвертий УБЗК за період дослідження зазнає прямолінійного руху в загальному по азимуту 245° з середньою лінійною швидкістю $2,4 \text{ мм/рік}$, річне середньоквадратичне відхилення по азимуту становить в середньому 33° , а величина річного середньоквадратичного відхилення від значення довжини вектора швидкості горизонтального руху S становить $1,6 \text{ мм/рік}$.

Таблиця 2.3.7

**Результати обчислення основних параметрів щорічних векторів РШГР
перманентних ГНСС-станцій Європи для V УБЗК**

Рік	$V_{B(сер)},$ мм/рік	$\Delta V_B,$ мм/рік	$V_{L(сер)},$ мм/рік	$\Delta V_L,$ мм/рік	$S_{(сер)},$ мм/рік	$\Delta S,$ мм/рік	$A_{(сер)}, ^{\circ}$	$\Delta A, ^{\circ}$
2002	1,1	0,1	1,3	0,7	1,7	0,5	46	17
2003	1,5	1,2	1,9	0,7	2,4	1,0	56	24
2004	3,0	1,4	2,3	1,9	3,8	1,7	36	27
2005	1,9	1,2	2,6	2,3	3,2	2,2	48	24
2006	1,4	1,3	2,8	1,3	3,1	1,3	65	22
2007	2,2	2,1	2,0	1,1	3,0	2,0	48	24
2008	1,5	1,2	2,4	2,4	2,9	2,2	53	25
2009	2,6	1,8	2,9	1,7	3,9	1,5	50	26
2010	1,5	1,1	2,2	1,0	2,7	1,0	56	21
сер.	1,9	1,3	2,3	1,5	3,0	1,5	51	24

П'ятий УБЗК за період дослідження зазнає прямолінійного руху по азимуту 51^0 з середньою лінійною швидкістю $3,0 \text{ мм/рік}$, річне середньоквадратичне відхилення по азимуту становить в середньому 24^0 , а величина річного середньоквадратичного відхилення від значення довжини вектора швидкості горизонтального руху S становить $1,5 \text{ мм/рік}$.

Таблиця 2.3.8

**Результати обчислення основних параметрів щорічних векторів РШГР
перманентних ГНСС-станцій Європи для VI УБЗК**

Рік	$V_{B(сер)},$ мм/рік	$\Delta V_B,$ мм/рік	$V_{L(сер)},$ мм/рік	$\Delta V_L,$ мм/рік	$S_{(сер)},$ мм/рік	$\Delta S,$ мм/рік	$A_{(сер)}, ^\circ$	$\Delta A, ^\circ$
2002	1,2	0,2	6,1	2,9	6,2	2,9	78	5
2003	2,8	1,1	3,2	0,5	4,3	0,9	50	9
2004	0,5	1,7	2,5	1,8	2,5	1,9	77	33
2005	1,5	1,8	1,6	1,0	2,2	1,6	55	39
2006	0,9	1,1	1,1	0,7	1,4	1,0	60	38
2007	0,4	1,6	-0,7	0,5	0,8	1,2	302	53
2008	0,4	0,8	-1,1	0,5	1,2	0,6	282	33
2009	1,0	1,8	-1,6	1,6	1,9	1,9	302	35
2010	1,5	1,0	1,4	1,4	2,1	5,0	43	26
сер.	1,1	1,2	1,4	1,2	2,5	1,9	139	30

Шостий УБЗК за період дослідження зазнає криволінійного руху з середньою лінійною швидкістю $2,5 \text{ мм/рік}$, річне середньоквадратичне відхилення по азимуту становить в середньому 30^0 , а величина річного середньоквадратичного відхилення від значення довжини вектора швидкості горизонтального руху S становить $1,9 \text{ мм/рік}$.

Отримані значення складових вектора швидкості руху перманентних ГНСС-станцій по широті та довготі ($V_{Bсер}, V_{Lсер}$), та середні значення довжини вектора швидкості $S_{сер}$ і азимута вектора швидкості горизонтального руху $A_{сер}$, а також величини їх середньоквадратичних відхилення ($\Delta V_B, \Delta V_L, \Delta V_S, \Delta A$) свідчать, що виділені нами на території Європи УБЗК з року в рік мають свої однорідні кінематичні характеристики. Узагальнений рух виділених на території Європи УБЗК, за період з 2002 по 2010 роки, подано на рисунку 2.3.5.

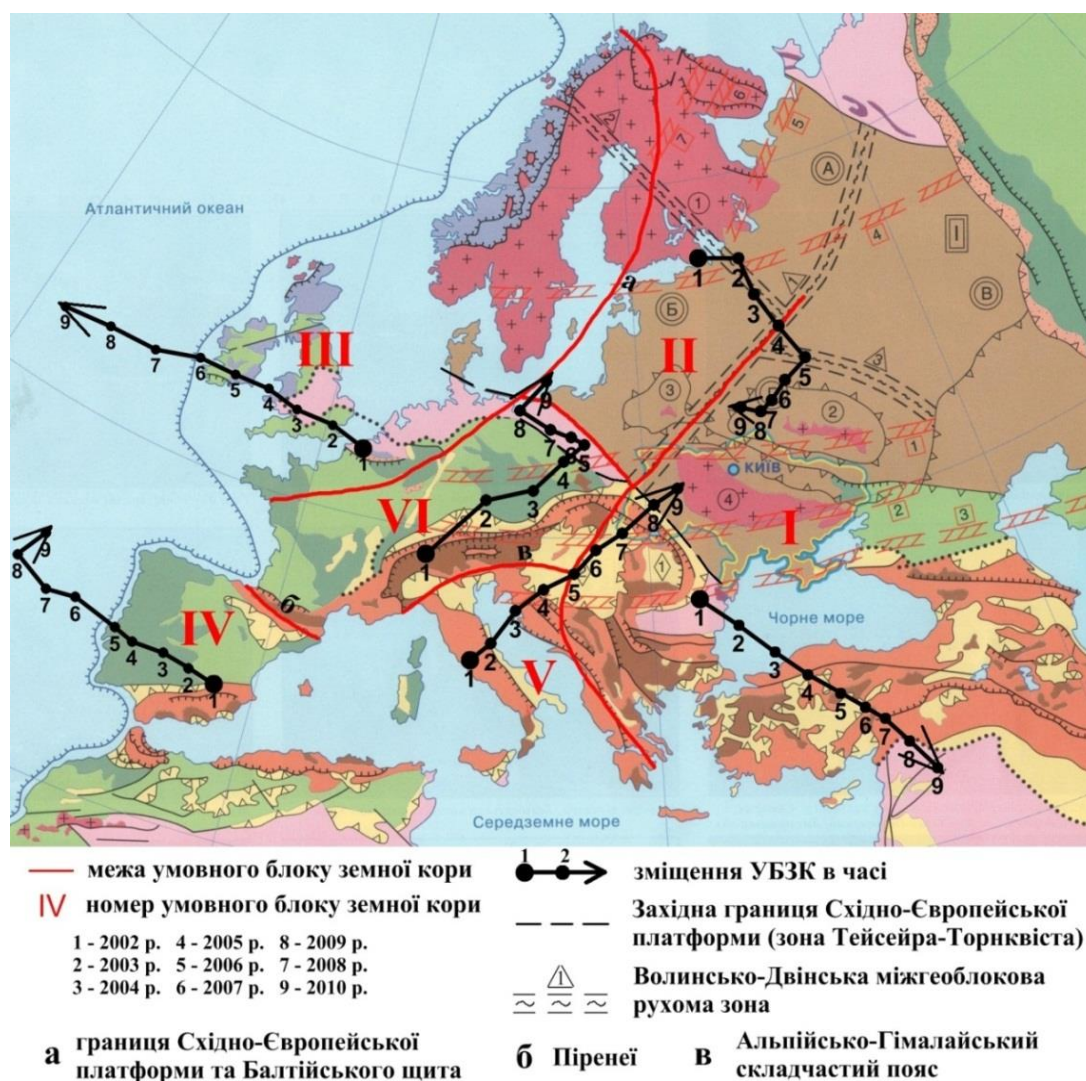


Рис. 2.3.5 Схема зміщення УБЗК за період з 2002 по 2010 роки.

Аналізуючи виділені на території Європи УБЗК з тектонічною картою Європи [122], можна стверджувати, що межі цих блоків співпадають з тектонічними структурами земної кори на території Європи. Зокрема: границя першого та другого УБЗК проходить по Волинсько-Двінській міжгеоблоковій рухомій зоні, границею другого та третього УБЗК є границя Східно-Європейської платформи та Балтійського щита, границя другого та шостого УБЗК проходить по зоні Тейсейра-Торнквіста, границею п'ятого та шостого УБЗК є Альпійсько-Гімалайський складчастий пояс, четвертий УБЗК розміщений на Західно-Європейській плиті і охоплює Піренейський півострів, границею даного блоку є Піреней.

На основі опрацювання результатів ГНСС-спостережень перманентних станцій території Європи за період з 2000 по 2010 роки встановлено 6 УБЗК з однорідними кінематичними характеристиками. Швидкості регіональних горизонтальних рухів даних блоків в середньому складають $2,5 \text{ мм/рік}$, загальний вектор швидкості майже для усіх УБЗК має лінійний характер.

У порівнянні з дослідженнями авторів Bednarek, Caporali, Nocquet, Novotny, Schenk, Tesauro та ін. кінематичні характеристики цих блоків узгоджуються та становлять $2 - 3 \text{ мм/рік}$. Однак виділені УБЗК охоплюють інші тектонічні структури (Дінаріди, Алпійсько-Гімалайський пояс, Балтійський щит, Український щит). Границі виділених блоків співпадають з основними тектонічними розломами (зона Тейсейра-Торнквіста, Волинсько-Двінська міжгеоблокова рухома зона).

Причина такої відмінності полягає у використанні для даного дослідження щорічних швидкостей горизонтальних рухів, а не швидкостей, отриманих за результатами ГНСС-спостережень різної тривалості, або використання усереднених значень за різні проміжки часу. Окрім цього, дані ГНСС-спостережень зведені до єдиної системи координат.

2.4 Дослідження сучасних просторових рухів земної кори в Карпато-Балканському регіоні за результатами опрацювання ГНСС-вимірів та геолого-геофізичних даних

Особливий інтерес у плані геодинамічних досліджень на території Європи представляє гірська система Карпато-Балкан та її взаємодія з прилеглими територіями. На сучасному етапі інформація про сучасну кінематику земної кори даного регіону суттєво доповнюється завдяки ГНСС-спостереженням.

Для проведення досліджень використано швидкості руху перманентних ГНСС-станцій, розташованих на території Карпато-Балканського регіону. Швидкості руху станцій обчислено за період: від початку їх роботи до 2010 року. На рисунку 2.4.1 показано тривалість спостережень на використаних перманентних ГНСС станціях.

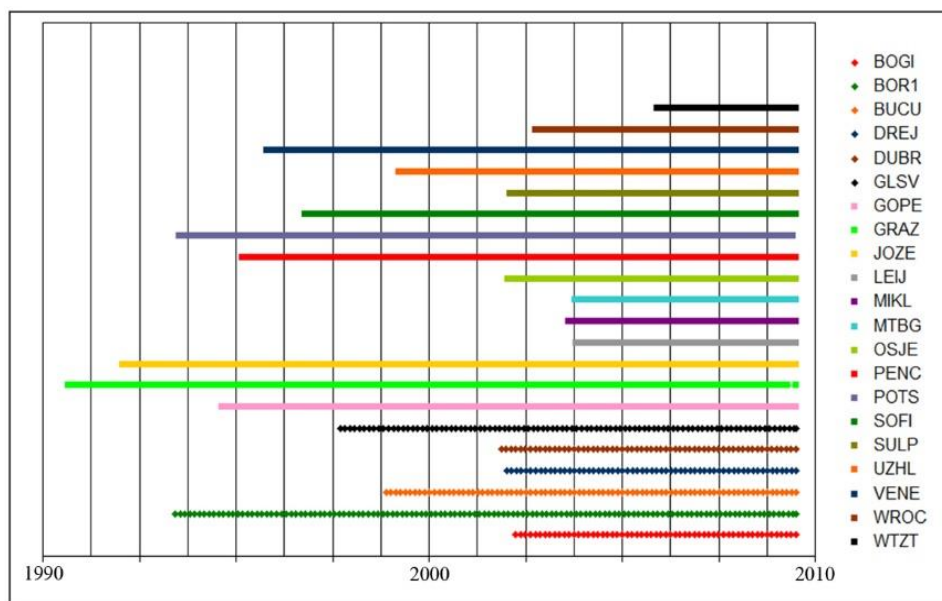


Рис. 2.4.1 Тривалість роботи перманентних ГНСС станцій, розташованих в регіоні Карпато-Балканської дуги

Координати станцій в системі відліку ITRF-2005 (B , L , H), значення проєкцій швидкостей їх зміщень (V_x , V_y , V_n) та оцінку точності визначення відповідних величин (M_{Vx} , M_{Vy} , M_{Vn}) подано у таблиці 2.4.1. Швидкості горизонтальних зміщень перманентних станцій знаходяться у межах 11,0 – 24,0 мм. Максимальні значення швидкостей горизонтальних зміщень зафіксовані для станції DUBR.

Таблиця 2.4.1

Координати та швидкості зміщень перманентних ГНСС станцій

Назва станції	B^0	L^0	H м	V_x мм/р	V_y мм/р	V_n мм/р	M_{Vx} мм/р	M_{Vy} мм/р	M_{Vn} мм/р	A^0	S мм/р
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
BOGI	52,474992	21,035216	139,95	14,3	20,0	-0,9	0,1	0,1	0,2	54	24,6
BOR1	52,276957	17,073457	124,36	14,6	20,3	0,1	0,0	0,0	0,1	54	25,0
BUCU	44,463945	26,125741	143,20	12,1	23,1	2,7	0,0	0,0	0,1	62	26,1
DREJ	51,029828	13,729712	203,62	16,6	18,7	1,0	0,1	0,1	0,3	48	25,0
DUBR	42,649984	18,110435	454,28	18,3	23,5	2,2	0,8	1,2	2,9	52	29,8
GLSV	50,364183	30,496733	226,31	12,9	22,4	0,2	0,0	0,0	0,1	60	25,8
GOPE	49,913705	14,785623	592,58	15,2	18,8	0,1	0,0	0,1	0,1	51	24,2
GRAZ	47,067130	15,493481	538,28	15,6	21,5	0,1	0,0	0,0	0,0	54	26,6
JOZE	52,097275	21,031539	141,51	14,3	20,8	0,4	0,0	0,0	0,1	55	25,2
LEIJ	51,353981	12,374099	178,39	15,1	18,6	-1,0	0,1	0,1	0,2	51	24,0
MIKL	46,972785	31,972841	93,97	12,1	23,6	0,3	0,1	0,1	0,2	63	26,5
MTBG	47,737871	16,404252	293,84	15,9	21,4	-0,2	0,1	0,1	0,2	53	26,7
OSJE	45,560767	18,680485	153,88	15,2	22,6	1,7	0,2	0,3	0,7	56	27,2
PENC	47,789603	19,281529	291,76	14,4	22,1	-2,5	0,0	0,1	0,1	57	26,4
POTS	52,379298	13,066092	144,42	15,1	19,2	0,6	0,0	0,0	0,1	52	24,4
SOFI	42,556095	23,394733	1119,5	11,7	24,0	0,5	0,0	0,0	0,1	64	26,7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SULP	49,835589	24,014489	370,56	13,8	21,3	0,3	0,0	0,1	0,1	57	25,4
UZHL	48,631978	22,297619	232,00	13,6	21,6	-0,6	0,0	0,1	0,1	58	25,5
VE NE	45,436983	12,331985	67,19	17,5	20,6	0,9	0,0	0,1	0,1	50	27,0
WROC	51,113261	17,062041	180,83	14,2	18,8	2,8	0,1	0,1	0,3	53	23,6
WTZT	49,14423	12,87894	665,92	15,4	20,54	1,92	0,1	0,1	0,2	53	25,7

На рисунку 2.4.2 приведено карт-схему розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС станцій.



Рис. 2.4.2 Карт-схема розподілу горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій, розташованих в регіоні Карпато-Балканської дуги

З рисунка 2.4.2 бачимо, що вектори швидкостей руху перманентних ГНСС-станцій є практично однакові за величиною та мають однорідне північно-східне спрямування. Однорідний північно-східний напрямок векторів руху станцій пов'язаний із рухом Євразійської тектонічної плити, тобто у цих рухах присутня певна «трендова» складова, яка не дозволяє виконати якісний аналіз сучасних рухів земної кори у даному регіоні.

Для усунення цього тренду обчислено середні складові векторів швидкостей руху перманентних станцій, які охоплюють територію подану на рисунку 2.4.2.

Віднявши обчислені складові тренду від швидкостей руху перманентних станцій, поданих у таблиці 2.4.1, отримуємо регіональні складові зміщень (таблиця 2.4.2).

Таблиця 2.4.2

Регіональні швидкості руху перманентних ГНСС станцій

Назва станції	V _x , мм	V _y , мм	V _h , мм	A°,	S, мм	Назва станції	V _x , мм	V _y , мм	V _h , мм	A°,	S, мм
BOGI	-0,6	-1,8	-0,9	251	1,9	MIKL	-2,8	1,8	0,3	147	3,3
BOR1	-0,3	-1,5	0,1	259	1,5	MTBG	1,0	-0,4	-0,2	339	1,1
BUCU	-2,8	1,3	2,7	155	3,1	OSJE	0,3	0,8	1,7	70	0,9
DREJ	1,7	-3,1	1,0	299	3,5	PENC	-0,5	0,3	-2,5	148	0,6
DUBR	3,4	1,7	2,2	27	3,8	POTS	0,2	-2,6	0,6	274	2,6
GLSV	-2,0	0,6	0,2	163	2,1	SOFI	-3,2	2,2	0,5	145	3,9
GOPE	0,3	-3,0	0,1	276	3,0	SULP	-1,1	-0,5	0,3	204	1,2
GRAZ	0,7	-0,3	0,1	338	0,8	UZHL	-1,3	-0,2	-0,6	188	1,3
JOZE	-0,6	-1,0	0,4	239	1,2	VE NE	2,6	-1,2	0,9	336	2,9
LEIJ	0,2	-3,2	-1,0	274	3,2	WROC	-0,7	-3,0	2,8	257	3,1

Значення проєкцій векторів швидкостей рухів перманентних станцій знаходяться у межах ± 3 мм. Вертикальні зміщення станцій набувають переважно додатних значень, від'ємні значення зафіксовані для 5 станцій: BOGI, PENC, LEIJ, UZHL, MTBG. За даними таблиці 2.4.2 побудовано карти-схеми розподілу векторів швидкостей горизонтальних та вертикальних рухів (рис. 2.4.3).

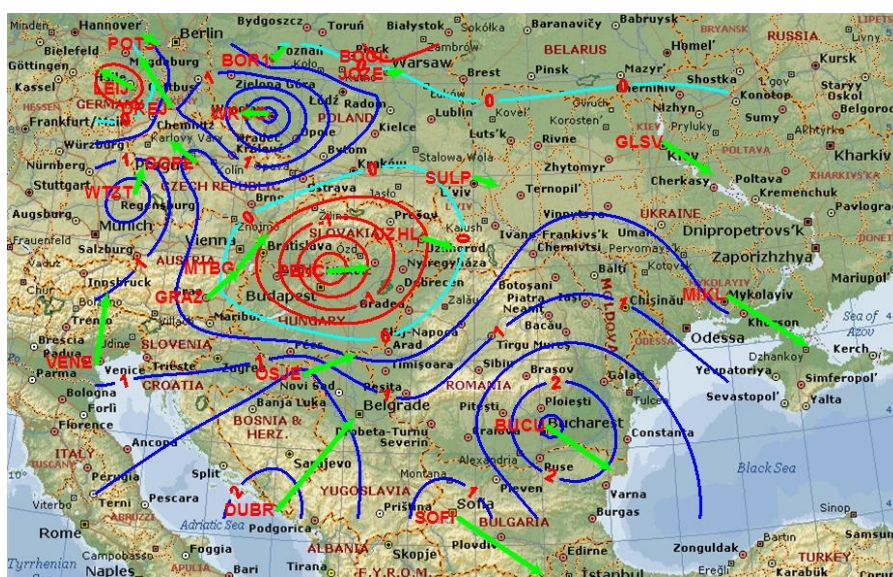


Рис. 2.4.3 Залишкові просторові зміщення перманентних ГНСС-станцій після зняття глобального трендового впливу руху Євразійської плити

На рисунку 2.4.3 ізолінії відображають швидкості вертикальних рухів у мм/рік (сині – підняття; червоні – опускання; голубі – відсутність рухів), також бачимо вектори швидкостей горизонтальних рухів зумовлених регіональною складовою, які можна об'єднати у три групи. Група станцій POTS, BOR1, BOGI, JOZE, WROC, LEIJ, GOPE, WTZT, DREJ, VENE створює доволі чітку картину плавного

повороту (ротації) цієї частини території Західноєвропейської платформи на захід проти годинникової стрілки. Друга група станцій MTBG, GRAZ, SULP, UZHL чітко вказує на обертання Панонського масиву та складчасте обрамлення Карпат на схід за годинниковою стрілкою. Третя група станцій, до якої увійшли GLSV, MIKL, BUCU, SOFI, демонструє східний напрямок руху частини територій Східноєвропейської та Західночорноморської платформ.

Обчислений тренд регіональних швидкостей рухів перманентних станцій охоплює значну частину Центральної і Східної Європи, що виходить за межі Карпато-Балканського регіону. Відповідно остаточні швидкості векторів зміщень відображають деформаційні процеси на усій, охопленій мережею території, що до певної міри змазує локальні їх прояви.

Оскільки інтерес досліджень спрямований на вивчення рухів земної кори Карпато-Балканського регіону, тому з метою ліквідації впливу регіональної складової, обчислення локальних швидкостей зміщень перманентних станцій обмежено границями регіону, до якого відносяться станції, відображені у таблиці 2.4.3. Швидкості векторів зміщень цих станцій, позбавлених впливу регіональної трендової складової, подано у таблиці 2.4.3.

Таблиця 2.4.3

Локальні швидкості руху перманентних ГНСС-станцій Карпато-Балканського регіону

Назва станції	V_x мм	V_y мм	V_n мм	A°	S мм.
DUBR	3.4	1.7	2.2	27	3.8
BUCU	-2.8	1.3	2.7	155	3.1
OSJE	0.3	0.8	1.7	72	0.8
GRAZ	0.7	-0.2	0.1	160	0.7
MTBG	1.0	-0.4	-0.2	159	1.1
PENC	-0.5	0.4	-2.5	146	0.6
UZHL	-1.3	-0.2	-0.6	187	1.3
SULP	-1.1	-0.5	0.3	205	1.2
GOPE	0.3	-2.9	0.1	277	3.0

За отриманими результатами побудовано карто-схему векторів руху ГНСС-станцій (рис. 2.4.4). Ці вектори найінформативніше представляють локальні деформації земної кори Карпато-Балканського регіону.

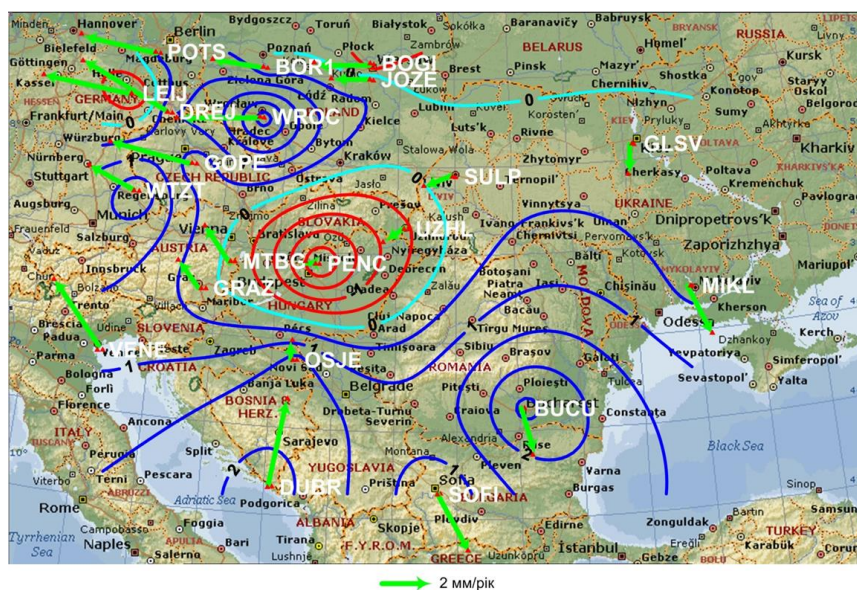


Рис. 2.4.4 Залишкові просторові рухи перманентних ГНСС-станцій після зняття регіонального трендового впливу

На рисунку 2.4.4 ізолінії відображають швидкості вертикальних рухів у мм/рік (сині – підняття; червоні – опускання; голубі – відсутність рухів), також можна виділити чотири групи перманентних станцій з подібним спрямуванням векторів швидкостей горизонтальних рухів. Перша група складається з станцій: POTS, BOR1, BOGI, JOZE, WROC, LEIJ, GOPE, WTZT, DREJ, вектори яких мають західний напрям. Наступна група: GLSV, MIKL, BUCU, SOFI з південним напрямком. Третя група векторів складається з станцій: OSJE, DUBR, MTBG, GRAZ, VENE, вектори швидкостей руху якої мають північний напрям. Остання група складається з станцій SULP, UZHL та PENC з південно-західним напрямком.

Аналіз поля швидкостей вертикальних зміщень станцій (дивись рис. 2.4.3, 2.4.4) дає змогу побачити, що у центральному районі, обмеженому нульовою ізолінією, яка проходить через Львів, Ужгород, Арад, Марібор, Відень, Брно, Остраву, Краків, на фоні загального підйому земної кори відбувається опускання з середньою швидкістю 2 мм/рік . На північ-північний схід простягається широке поле з мінімальним проявом вертикальних рухів, у межах якого виділяється нульова ізогіпса широтного простягання по лінії Познань, Ковель, Чернігів, Конотоп.

Для побудови геодинамічних реконструкцій сучасних рухів земної кори у регіоні Карпато-Балканської дуги звернемось до геолого-геофізичних особливостей її будови, розглянувши послідовно спочатку вертикальні деформації, а потім – горизонтальні регіонального і локального рівнів.

Процес загального підняття території, де переважають ізолінії синього кольору, очевидно слід зв'язувати з проявом коливальних рухів, які згасають у напрямку на північ-північний схід, де проходить нульова ізолінія (дивись рис. 2.4.4). Процес опускання території, де переважають ізолінії червоного кольору, контролюється впливом Панноно-Волинської транскарпатської поперечної депресії (дивись рис. 2.4.4), яку виділили А. В. Чекунов і В. В. Глушков [136, 199]. Під час альпійського етапу формування регіону відбувалось інтенсивне прогинання, що призвело до нагромадження у відповідній частині Карпат більших потужностей відкладів, ніж на сусідніх територіях. Окрім того, вплив прогинання проявився і у Передкарпатському прогині, де утворився набір відкладів Бориславсько-Покутської зони, яка простежується лише у межах українського сегменту Карпат [172]. Це прогинання відбувається і у реальному часі, що імовірно зв'язане з зануренням фундаменту Волино-Панонської депресії під Панонський масив, оскільки вона має південно-західний напрямок руху.

Для аналізу горизонтальної складової сучасних рухів земної кори звернемось до рисунків 2.4.3 і 2.4.4, перший з яких демонструє регіональні, а другий – локальні деформації. Рисунок 2.4.3 відображає процеси, які мали місце при утворенні Карпатської дуги і продовжують відбуватися у реальному часі. Середземноморський пояс утворився у результаті скорочення довжини та плавних горизонтальних деформацій його північної та південної складових [61] за різної швидкості взаємних зміщень Євразійської та Африканської плит. Швидший рух Євразійської плити на схід призвів до утворення Карпатської дуги та поступового її обертання (ротації) за годинниковою стрілкою [152], що фіксують ГНСС-виміри, а також дані палеомагнітних досліджень у межах терейнів ALKAPA і TISZA-DACIA.

ГНСС-станція ВАСА (Румунія) не входить до мережі, яку ми розглядаємо, але теж знаходиться у межах Карпатської дуги і підтверджує її обертання (ротацію) за годинниковою стрілкою. Обертання (ротація) Карпатської дуги відбувається за годинниковою стрілкою разом з її центральною частиною – Панонським масивом, який складається з терейнів ALKAPA і TISZA-DACIA.

Про важливу роль терейнів у формуванні Середземноморського поясу знаходимо інформацію у багатьох публікаціях [192, 174, 95, 13]. Ротаційні процеси у межах Західноєвропейської платформи виникають у вигляді реакції на обертання Карпат за принципом взаємодії трибів. Проведено диференціацію території на окремі блоки за сталими кінематичними характеристиками та виділено 4 блоки (рис. 2.4.5). При побудові схеми використано матеріали [72].

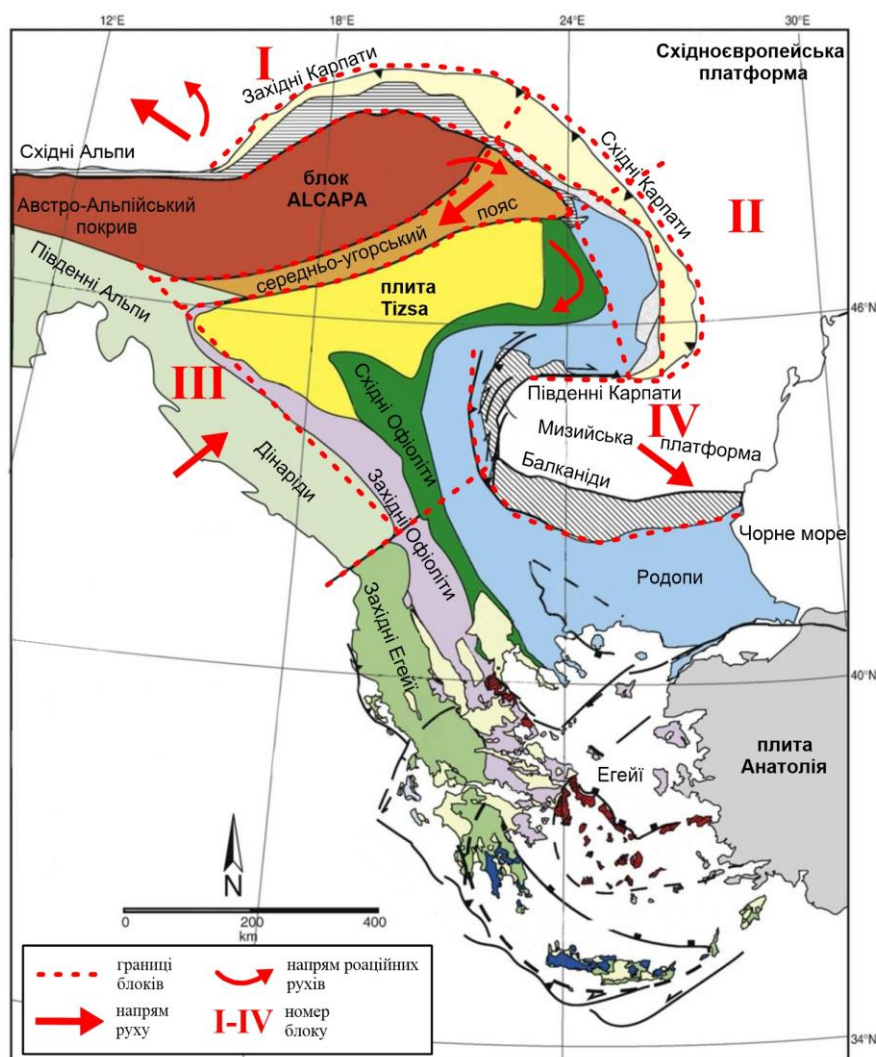


Рис. 2.4.5 Геодинамічна схема сучасної тектонічної активності земної кори у Карпато-Балканському регіоні та прилеглих територіях

Центральний блок, який охоплює Панонську впадину, характеризується опусканням території з максимальною швидкістю до 3 мм/рік і ротаційним горизонтальним зміщенням зі швидкістю до 2 мм/рік .

Північно-Західний блок (I) розмежовується Карпатським і Пенінським глибинним розломом з Центральним блоком і зазнає підняття зі швидкістю до 2 мм/рік та зміщується в західному напрямку зі швидкістю до 3 мм/рік .

Північно-Східний блок (II), відмежований від Центрального Карпатською дугою, практично не має вертикальних рухів і зміщується в південно-західному напрямку зі швидкістю до 1 мм/рік . Цей блок є найменш рухомий.

Південно-Західний блок (III), розмежований з Центральним блоком Далмацьким розломом, зазнає підняття зі швидкістю до 2 мм/рік та насувається на Центральний блок зі швидкістю до 3 мм/рік .

Південно-Східний блок (IV) охоплює територію Румунії, відмежовується від Центрального Карпатською дугою, зазнає підняття зі швидкістю до 2 мм/рік та рухається в південно-східному напрямку зі швидкістю до 2 мм/рік .

Аналіз отриманих результатів демонструє вплив блокової будови фундаменту на рухи земної кори. Рухи блоків, як видно з рисунку 2.4.5, мають різноспрямовані вектори. Зокрема, північно-західний рух блоку I, південно-східний блоків II і IV зумовлені просуванням на південний захід фундаменту Панно-Волинської депресії, яка має клиновидну форму і розсуває сусідні з ним структури. Рух блоку III на північний схід зумовлений тиском з боку Африканської плити.

Геодинамічна схема на рисунку 2.4.5 дає можливість виділити ротаційні рухи земної кори, які у межах Карпато-Балкан зв'язані з формуванням насувів і контролюються розломною тектонікою. Блокова будова фундаменту є причиною різноспрямованих горизонтальних рухів, які на досліджуваній території контролюються взаємодією Африканської та Євразійської платформ, а також зустрічним до руху Африканської платформи рухом фундаменту Панно-Волинської депресії.

На рисунку 2.4.6 подано порівняння диференціації на основі ГНСС-спостережень для всієї території Європи та для Карпато-Балканського регіону.

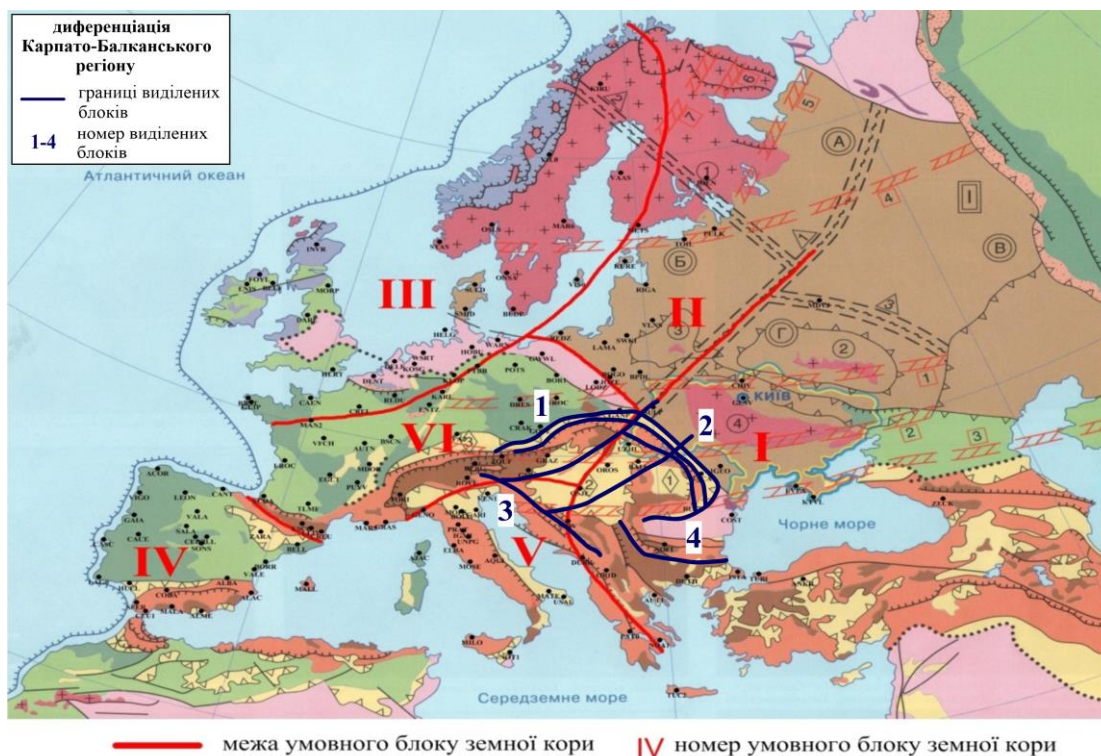


Рис. 2.4.6 Диференціація на основі ГНСС-спостережень для всієї території Європи та для Карпато-Балканського регіону

Детальний аналіз часових серій ГНСС-станцій Карпато-Балканського регіону дозволив провести просторовий розподіл даної території на 4 блоки. Кінематика цих блоків підтверджується блоковою структурою тектонічних плит регіону та ротацією тектонічних блоків Карпатської дуги. Виділені блоки земної кори за сталими кінематичними характеристиками Карпато-Балканського регіону мають спільні границі з блоками, виділеними за даними регіональних швидкостей Європи (УБЗК), а також охоплюють одні і ті ж тектонічні структури.

Оскільки тренд був знятий для певного регіону (Карпато-Балкани) це дало змогу провести детальнішу блокову диференціацію даного регіону на відміну від диференціації, при якій тренд був знятий для всієї території Європи.

Доцільним буде застосування для досліджень якнайбільшої кількості перманентних ГНСС-станцій з детальнішим їх просторово-часовим розподілом.

Детальніша диференціація дозволяє проводити точніше дослідження деформаційних процесів та вловлювати їх екстремальні значення.

2.5 Дослідження параметрів горизонтальної деформації земної кори Європи

Визначення деформацій земної кори традиційно ґрунтується на математичному апараті, який має узагальнений тензорний характер. Тензор як математичний об'єкт існує незалежно від системи координат. Його компоненти можуть мати різні значення у різних системах, але якщо вони задані у одній системі, то будуть визначені і в будь-якій іншій [154]. Оскільки знаходження деформацій поверхні Землі ґрунтується на тензорному аналізі, то визначення тензора швидкостей цих деформацій потребує визначення перших похідних різних компонент векторних полів швидкостей руху земної поверхні. [156].

Згідно з принципом Коши-Гельмгольца будь-які переміщення чи деформації суцільного середовища можна розглядати з трьох позицій: паралельне перенесення, чиста деформація і обертання. Тензор деформації описує одночасно чисту деформацію і обертання. Інформацію про чисту деформацію, тобто зміну метричних властивостей, містить симетрична складова частина тензора, а обертання елемента середовища як абсолютно твердого тіла виражає кососиметрична складова [176].

Для дослідження параметрів деформації земної кори використано раніше обчислені щорічні вектори РШГР перманентних станцій Європи.

Деформацію земної кори можна описати такими параметрами:

- відносне обертання ω – характеризує розворот трикутного елемента, як єдиного цілого по відношенню до системи координат першої епохи;
- відносний зсув γ_1, γ_2 по осях координат X та Y ;
- загальний зсув γ , що характеризує горизонтальну неоднорідність деформованої території;
- дилатацію Δ – відносне розширення або стиснення площі території;
- максимальний стиск, або розтяг E_1, E_2 ;
- Θ - азимут головної осі деформації $E_{\max}$;

Для обчислень $\gamma_1, \gamma_2, \Delta, \omega, \gamma, E_1, E_2$ використовуємо відомі вирази [142, 144]:

$$\gamma_1 = \frac{x_j v_k + y_j u_k - x_k v_j - y_k u_j}{x_j y_k - x_k y_j} \quad (2.5.1)$$

$$\gamma_2 = \frac{x_j u_k - y_j v_k - x_k u_j + y_k v_j}{x_j y_k - x_k y_j} \quad (2.5.2)$$

$$\Delta = \frac{x_j v_k - y_j u_k - x_k v_j + y_k u_j}{x_j y_k - x_k y_j} \quad (2.5.3)$$

$$\omega = \frac{-x_j u_k - y_j v_k + x_k u_j + y_k v_j}{2(x_j y_k - x_k y_j)} \quad (2.5.4)$$

$$\gamma = \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \quad (2.5.5)$$

$$\begin{Bmatrix} E_1 \\ E_2 \end{Bmatrix} = \frac{1}{2} \left[\Delta \pm \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \right]. \quad (2.5.6)$$

В написаних рівняннях величини x_j і y_j є приростками координат вершин трикутників 2 і 3 відносно вершини 1, тобто: $x_j = X_j - X_1$, а $y_j = Y_j - Y_1$. Аналогічно: $u_j = U_j - U_1$, $v_j = V_j - V_1$,

де $U = \frac{(B_2'' - B_1'')}{\rho} M$, а $V = \frac{(L_2'' - L_1'')}{\rho} N$, M, N – радіус кривини меридіана і першого вертикала відповідно.

Азимути напрямків осей головних деформацій визначаються за формулою:

$$\operatorname{tg} 2\theta_0 = -\frac{\gamma_2}{\gamma_1}. \quad (2.5.7)$$

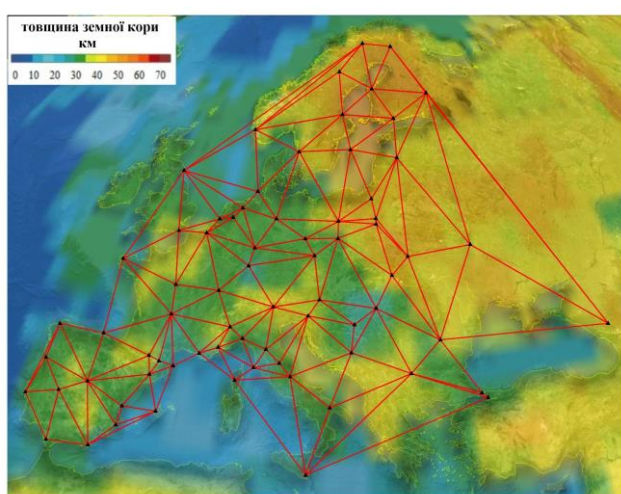
Для однозначного визначення Θ за цією формулою потрібно врахувати умову:

$$\begin{aligned} \text{якщо } \gamma_1 > 0 \text{ то } \theta_0 &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(-\frac{\gamma_2}{\gamma_1} \right) + 90^\circ, \\ \text{якщо } \gamma_2 < 0 \text{ то } \theta_0 &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(-\frac{\gamma_2}{\gamma_1} \right). \end{aligned}$$

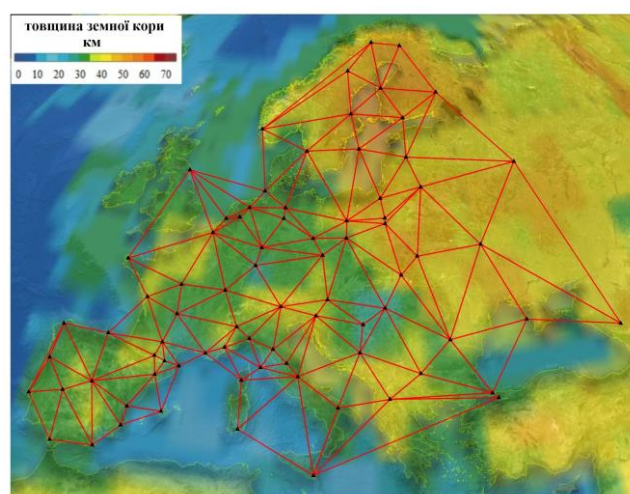
Параметри деформації земної кори можна обчислити для центрів елементарних трикутників. Параметри деформації ($\gamma_1, \gamma_2, \Delta, \gamma$) є безрозмірними

величинами, тому обчислені за ними зміни кутових елементів виражені в радіанах, а лінійних – у відносній мірі.

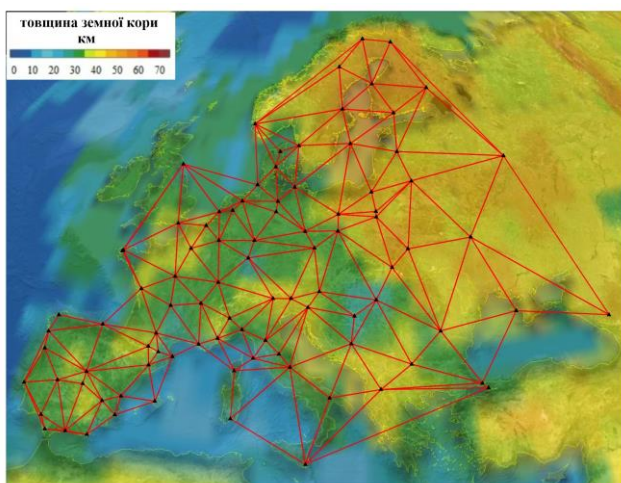
Оскільки мережа перманентних ГНСС-станцій на території Європи за період спостережень згущується, то для дослідження параметрів горизонтальної деформації земної кори, територію Європи, використовуючи триангуляцію Делоне, розбито на мережі трикутників з вершинами у перманентних ГНСС-станціях (рис 2.5.1).



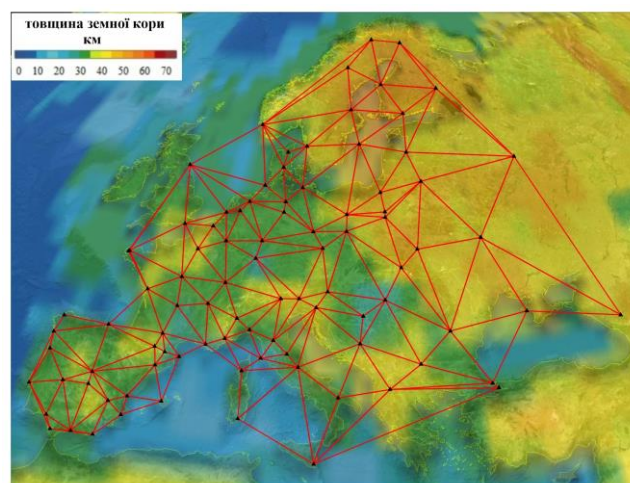
2001 р



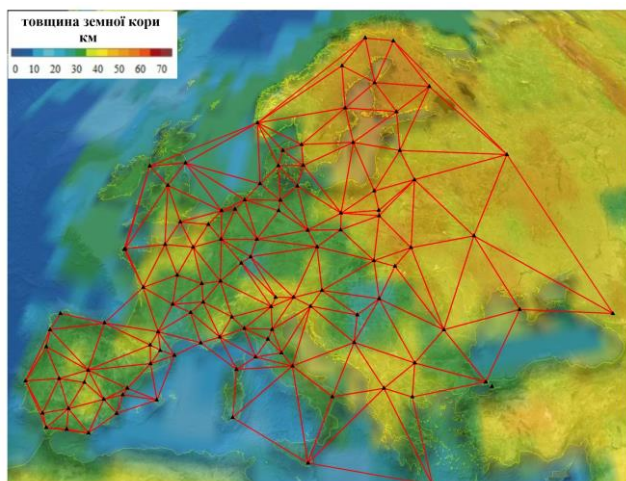
2002 р



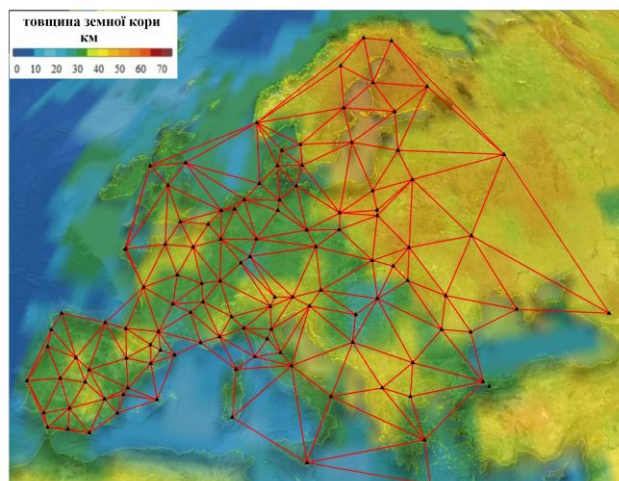
2003 р



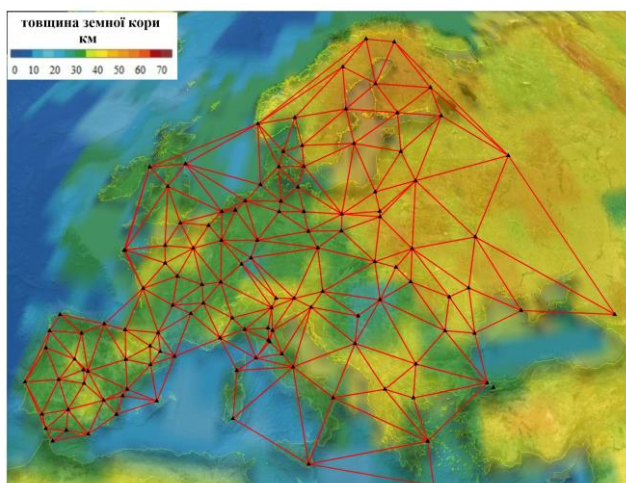
2004 р



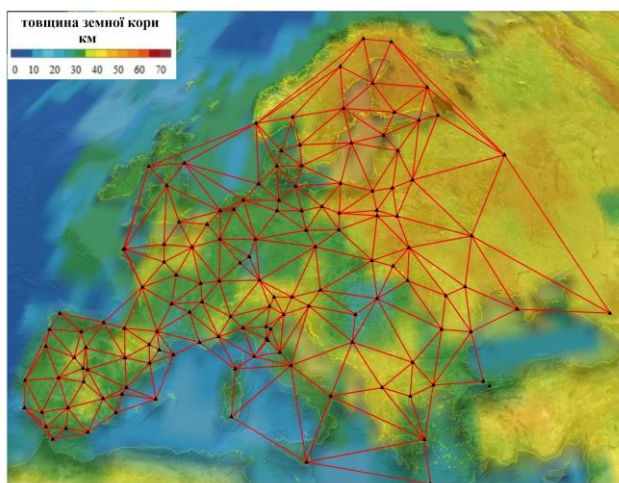
2005 р



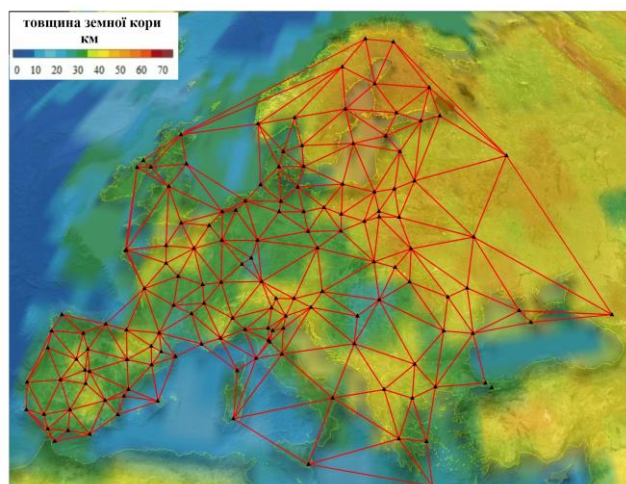
2006 р



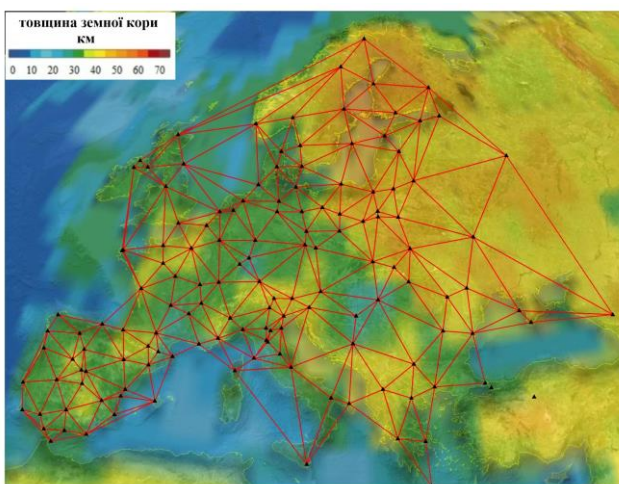
2007 р



2008 р



2009 р



2010 р

Рис. 2.5.1 Мережі трикутників перманентних ГНСС-станцій на території Європи за період з 2001 по 2010 роки

Збільшення кількості перманентних ГНСС-станцій, протягом всього періоду дослідження (2000 – 2010) призводить до збільшення кількості отриманих для дослідження трикутників (рис. 2.5.2). Постійне згущення мережі трикутників на території Європи дає змогу поглиблено досліджувати даний регіон.

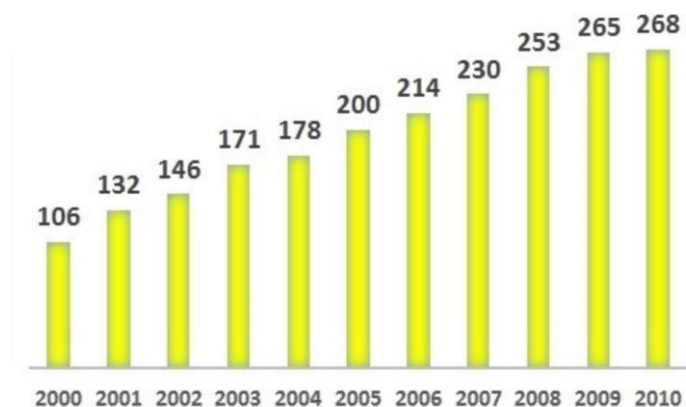


Рис. 2.5.2 Річна кількість трикутників у мережі трикутників перманентних ГНСС-станцій, використаних у дослідженні

Отримавши мережі трикутників перманентних ГНСС-станцій та використавши вирази 2.5.1 – 2.5.7, за допомогою лінійної інтерполяції в межах кожного трикутника за трьома його вершинами обчислено параметри горизонтальної деформації для точок відносно кожного трикутника мережі таким чином, щоб для кожного набору точок у кожному трикутнику було обчислено параметри горизонтальної деформації земної кори. Самі ж точки обмежені полігоном мережі трикутників перманентних ГНСС-станцій.

На рисунку 2.5.3 подано схему мережі з набором точок, для яких обчислено параметри горизонтальної деформації земної кори.

Розрахунки параметрів горизонтальної деформації земної кори на території Європи виконано на кожен рік періоду дослідження (2000 – 2010).

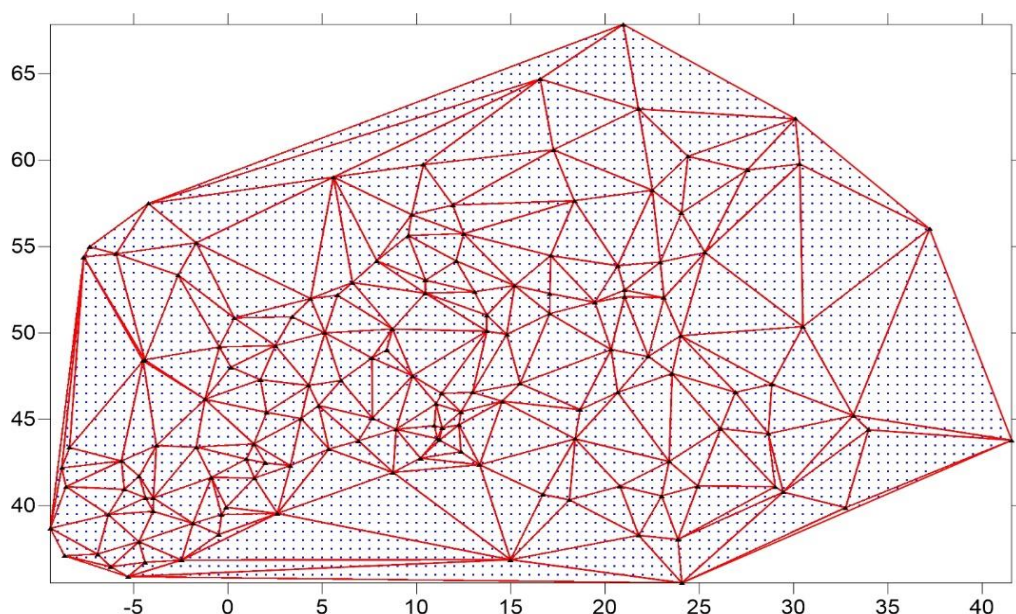


Рис. 2.5.3 Схема мережі трикутників перманентних ГНСС-станцій з точками, в яких обчислено параметри горизонтальної деформації земної кори
(• – точки, для яких обчислені параметри деформації земної кори)

Приклад фрагменту каталогу обчислених параметрів горизонтальної деформації земної кори для трикутників мережі трикутників ГНСС-станцій подано в таблиці 2.5.1

Таблиця 2.5.1

Фрагмент каталогу обчислених параметрів горизонтальної деформації земної кори ($10^{-8}/\text{рік}$) для мережі трикутників перманентних ГНСС-станцій Європи у 2003 році

верш 1	верш 2	верш 3	B, °	L, °	Δ , $10^{-8}/\text{р}$	γ_1 , $10^{-8}/\text{р}$	γ_2 , $10^{-8}/\text{р}$	γ , $10^{-8}/\text{р}$	$A\gamma$, °	E_1 , $10^{-8}/\text{р}$	E_2 , $10^{-8}/\text{р}$	Θ , °
CASC	HUEL	CACE	38,46	-7,56	-0,04	-1,86	-1,68	2,51	222	1,23	-1,27	21
VIGO	CASC	GAIA	40,66	-8,94	-5,48	6,22	-1,03	6,31	350	0,42	-5,89	175
GAIA	ACOR	VIGO	42,21	-8,60	-0,03	-1,52	-7,54	7,69	258	3,83	-3,86	39
HUEL	SFER	MALA	36,79	-5,83	-9,54	-17,10	18,43	25,10	132	7,80	-17,30	156
CACE	GAIA	CASC	39,75	-8,11	0,50	-0,68	-0,95	1,17	234	0,83	-0,33	27
CACE	ACOR	GAIA	41,31	-7,77	1,81	-4,36	0,49	4,39	173	3,10	-1,29	176
CACE	VILL	CANT	41,13	-4,69	2,27	-0,09	-1,42	1,43	266	1,85	0,42	43
CACE	CANT	ACOR	42,10	-6,17	-1,77	2,04	2,06	2,90	45	0,56	-2,34	22
SFER	NOT1	ALME	36,73	2,10	-24,80	-25,30	28,20	37,90	131	6,54	-31,40	155

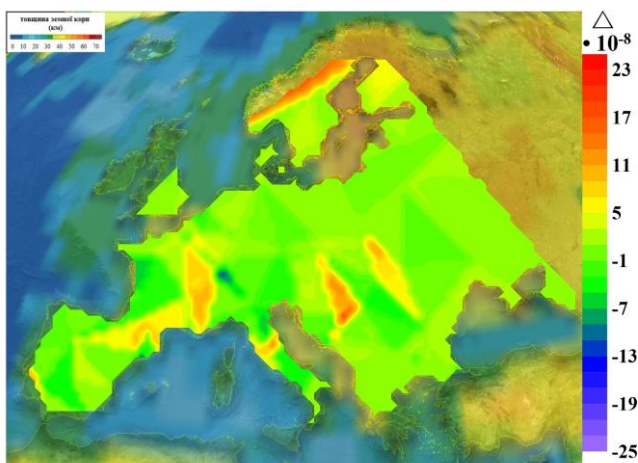
Аналізуючи отримані результати, виділено максимальні та мінімальні значення параметрів горизонтальної деформації земної кори Європи за період з 2000 по 2010 роки (табл. 2.5.2).

Таблиця 2.5.2

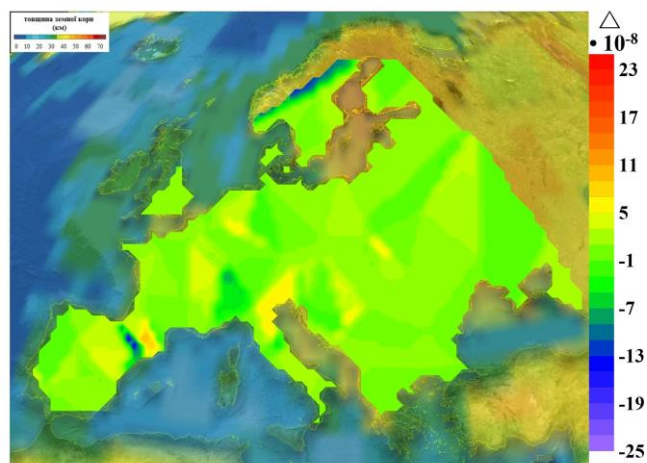
Максимальні та мінімальні значення параметрів деформації земної кори для мережі трикутників перманентних ГНСС-станцій Європи на увесь період дослідження (2000 – 2010)

значення \ рік		2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Δ $10^{-8} 1/\text{рік}$	max	18.8	17.7	9.6	21.3	20.5	30.6	21.5	22.0	15.1	25.5	24.0
	min	-19.3	-16.0	-16.3	-24.8	-22.6	-10.6	-13.2	-16.3	-19.4	-17.5	-27.9
γ_1 $10^{-8} 1/\text{рік}$	max	9.5	17.7	16.1	17.5	17.9	33.6	25.4	21.5	15.5	18.1	19.6
	min	-25.1	-19.0	-9.6	-63.0	-33.0	-29.7	-12.1	-24.0	-25.1	-23.0	-17.8
γ_2 $10^{-8} 1/\text{рік}$	max	21.1	12.6	9.3	38.3	25.8	26.7	70.3	15.1	28.5	13.3	22.7
	min	-16.5	-13.8	-11.2	-20.7	-15.8	-10.9	-17.6	-37.5	-20.8	-25.2	-33.0
γ $10^{-8} 1/\text{рік}$	max	26.5	21.8	19.3	73.7	37.0	33.8	74.7	37.7	29.1	30.1	34.5
	min	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1
$A\gamma, ^\circ$	max	359	358	356	352	356	358	353	358	353	358	360
	min	11	5	5	2	2	2	2	4	2	0	0
E_1 $10^{-8} 1/\text{рік}$	max	22.6	19.7	10.5	47.5	22.2	32.2	36.7	22.1	20.3	27.7	24.8
	min	-1.6	-3.3	-0.2	-0.9	-1.3	-0.8	-4.2	-1.1	-1.3	-1.4	-1.8
E_2 $10^{-8} 1/\text{рік}$	max	1.0	3.7	0.1	1.2	2.9	1.6	2.6	2.5	1.6	2.4	3.1
	min	-20.6	-16.9	-17.8	-31.4	-22.1	-10.2	-38.0	-23.8	-21.9	-18.6	-31.2
$\Theta, ^\circ$	max	179	179	178	180	178	179	179	179	180	180	180
	min	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0

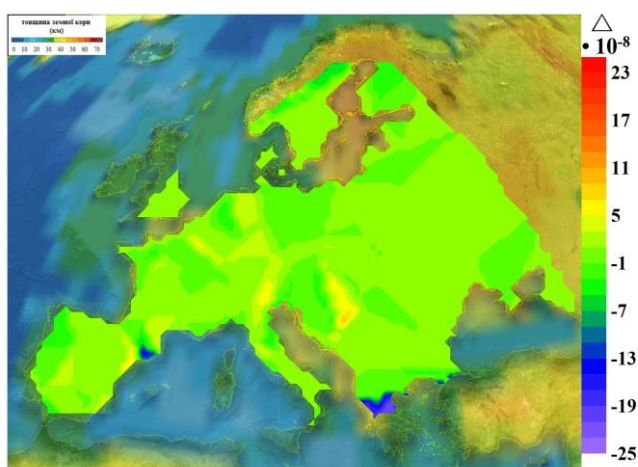
Отримані результати стали основою для побудови карт-схем щорічного розподілу дилатації земної кори $10^{-8} 1/\text{рік}$ Європи (рис. 2.5.4), карти-схеми прояву екстримальних значень дилатації (рис. 2.5.5), карти-схеми прояву максимальних та мінімальних значень загального зсуву земної кори (рис. 2.5.6), а також карти-схеми прояву максимального та мінімального значень E_1 , E_2 за період з 2000 по 2010 роки на території Європи (рис. 2.5.7).



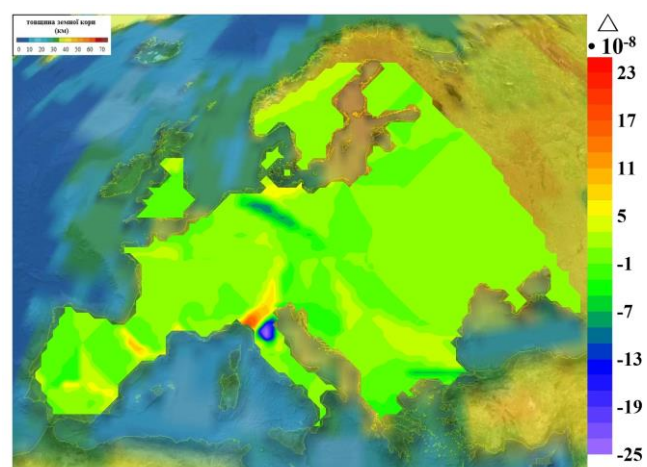
2001 p



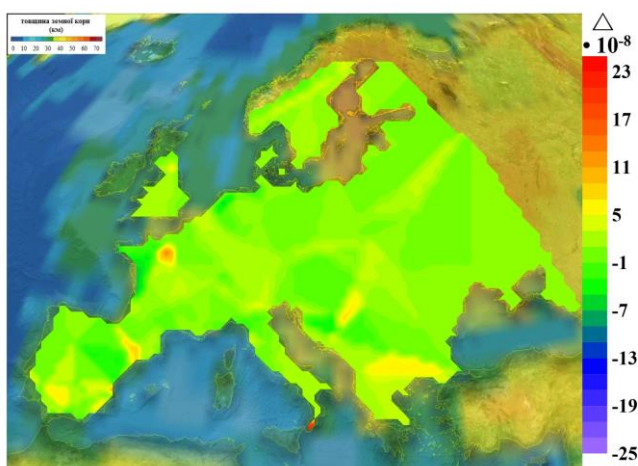
2002 p



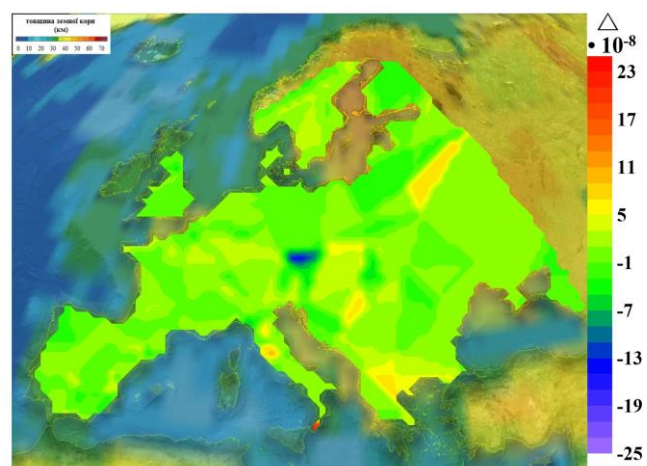
2003 p



2004 p



2005 p



2006 p

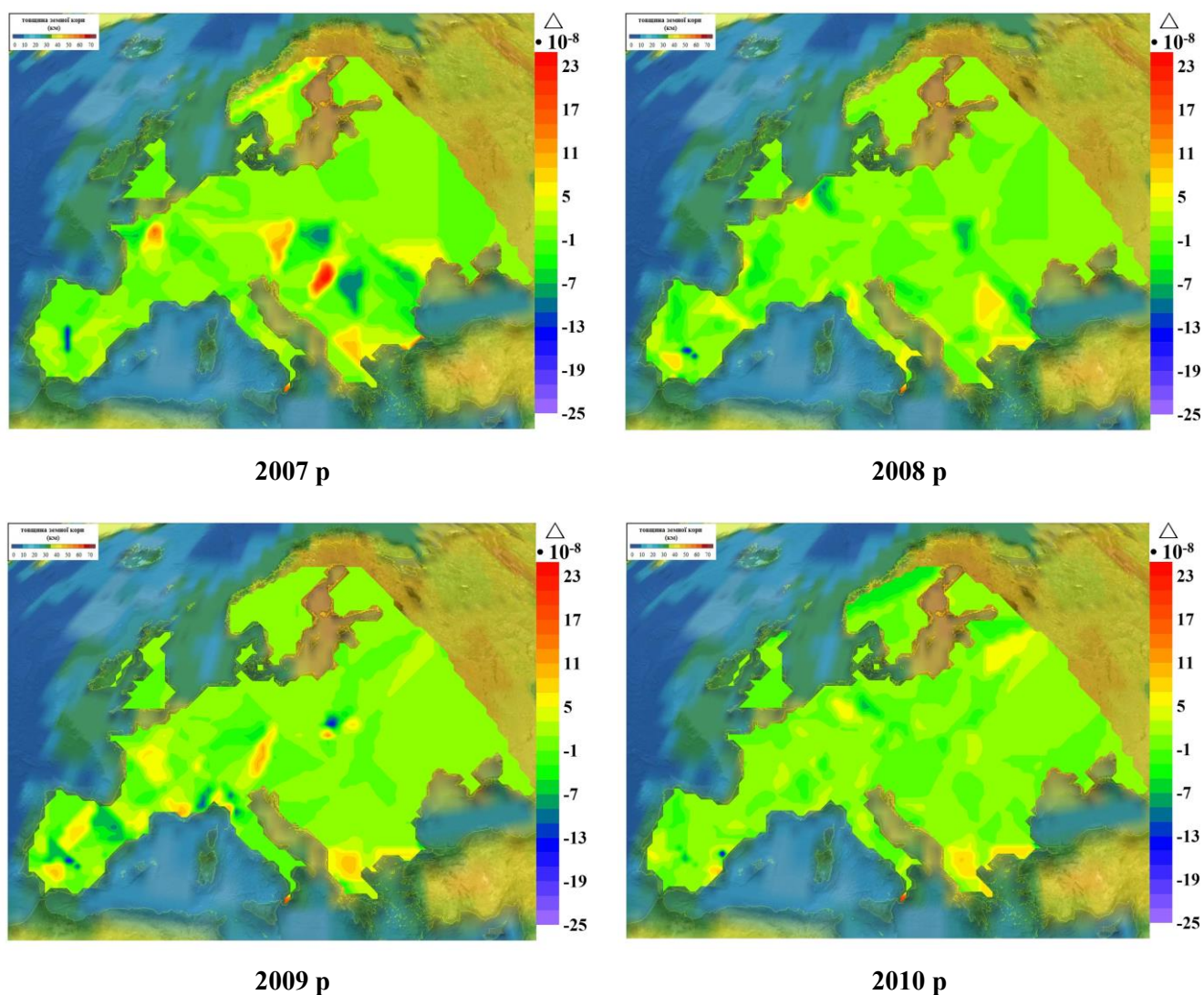


Рис. 2.5.4 Карти-схеми щорічного розподілу дилатації земної кори території Європи за період з 2001 по 2010 роки

Аналізуючи часовий розподіл щорічної зміни дилатації земної кори Європи (дивись рис. 2.5.4) бачимо, що на території Європи щорічно встановлюються місця прояву екстремальних значень швидкостей дилатації земної кори як додатніх, так і від'ємних.

Для подальшого аналізу побудовано карту-схему прояву екстремальних значень дилатації земної кори на території Європи за період 2000 – 2010 роки (рис. 2.5.5). Також на цю карту-схему нанесено основні тектонічні розломи, які є на території Європи, та, використовуючи інформацію про стан сейсмічної активності на території Європи за період з 2000 по 2010 роки, нанесено місця прояву сейсмічної активності даного регіону.

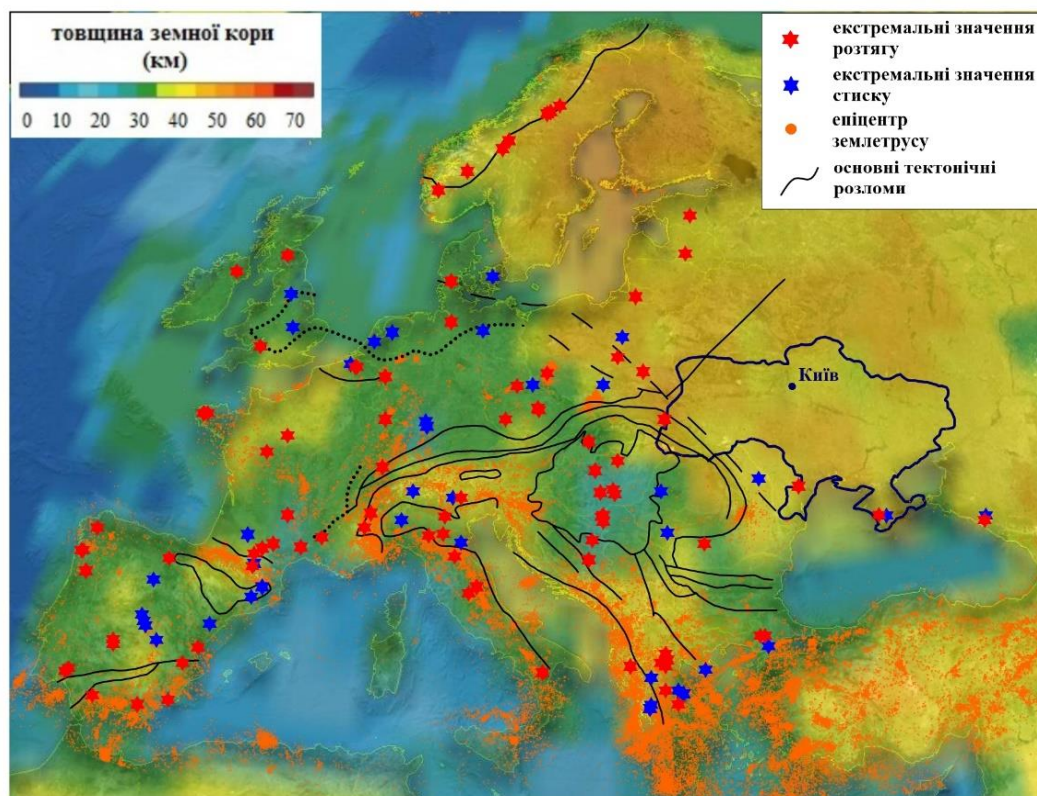


Рис. 2.5.5 Карта-схема розподілу екстремальних значень швидкостей дилатації земної кори $10^{-8}/\text{рік}$ та прояву сейсмічної активності на території Європи за період з 2000 по 2010 роки

Аналізуючи побудовану карту-схему прояву екстремальних значень швидкостей дилатації земної кори, встановлено, що прояви значень швидкостей дилатації земної кори стиску ($\geq 15 \times 10^{-8}/\text{рік}$), а також розтягу ($\leq -15 \times 10^{-8}/\text{рік}$) на території Європи протягом усього досліджуваного періоду пов'язані з основними тектонічними розломами, що проходять через Апеніни, Дінаріди, Піреней та з такими геологічними зонами як Іберійський масив, Альпійсько-Гімалайський пояс, а також виникають у місцях з малою товщиною земної кори < 25 км (Центральний масив, Угорська западина). Окрім цього, місця проявів цих екстремальних значень збігаються з місцями підвищеної сейсмічної активності на території Європи.

Також можна побачити, що на території Скандинавських та Британських каледонід місць прояву екстремальних значень швидкостей дилатації земної кори менше, менше і місць прояву сейсмічної активності, що свідчить про низьку порівняно з іншими регіонами геологічну активність даного ареалу.

Отримавши в ході дослідження значення загального зсуву ($\gamma \times 10^{-8}/\text{рік}$) земної кори та значення кута азимута загального зсуву, побудовано карту-схему прояву максимальних та мінімальних значень загального зсуву ($\gamma \times 10^{-8}/\text{рік}$) земної кори на території Європи за період з 2000 по 2010 роки (рис. 2.5.6).

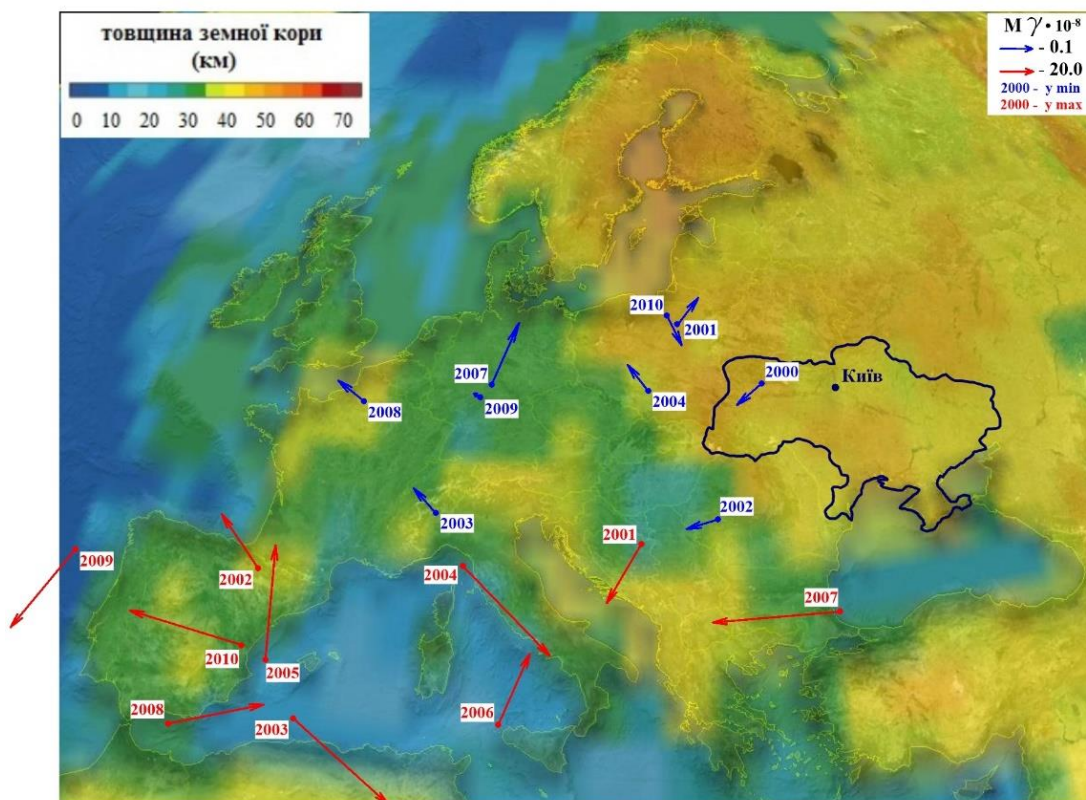


Рис. 2.5.6 Карта-схема розподілу мінімальних та максимальних значень загального зсуву земної кори ($\gamma \times 10^{-8}/\text{рік}$) на території Європи за період 2000 – 2010 роки

Аналізуючи побудовану за результатами дослідження карту-схему прояву максимальних та мінімальних значень загального зсуву земної кори, бачимо, що мінімальні значення загального зсуву земної кори в межах від $0,1 \times 10^{-8}/\text{рік}$ до $0,2 \times 10^{-8}/\text{рік}$ зосереджені на території Середньоевропейських герцинід, в той час максимальні значення загального зсуву земної кори ($> 20 \times 10^{-8}/\text{рік}$) проявляються на території таких основних геологічних зон, як Дінаріди, Апеніни, Піренеї, Іберійський масив, Альпійсько-Гімалайський складчастий пояс, Середньоморський пояс.

Також бачимо, що вектори загального зсуву земної кори в цих зонах не є орієнтовані в одному напрямку, що свідчить про відповідні значні геодинамічні

деформаційні процеси даного ареалу на противагу процесам в північній частині Європейського континенту, яка характеризується малими за значенням величинами загального зсуву земної кори протягом усього досліджуваного періоду з 2000 по 2010 роки.

За обчисленими в межах трикутників мереж трикутників перманентних ГНСС-станцій, щорічними значеннями мінімальних та максимальних осей деформацій земної кори Європи, E_1 та E_2 та обчисленим для цих значень азимутом головної осі деформації земної кори, Θ побудовано карту-схему розподілу максимальних значень мінімальних та максимальних осей деформацій земної кори Європи E_1 та E_2 ($10^{-8}/\text{рік}$) на території Європи.

На рисунку 2.5.7 подано карту-схему розподілу максимальних значень мінімальних та максимальних осей деформацій земної кори Європи E_1 та E_2 за період з 2000 по 2010 роки.

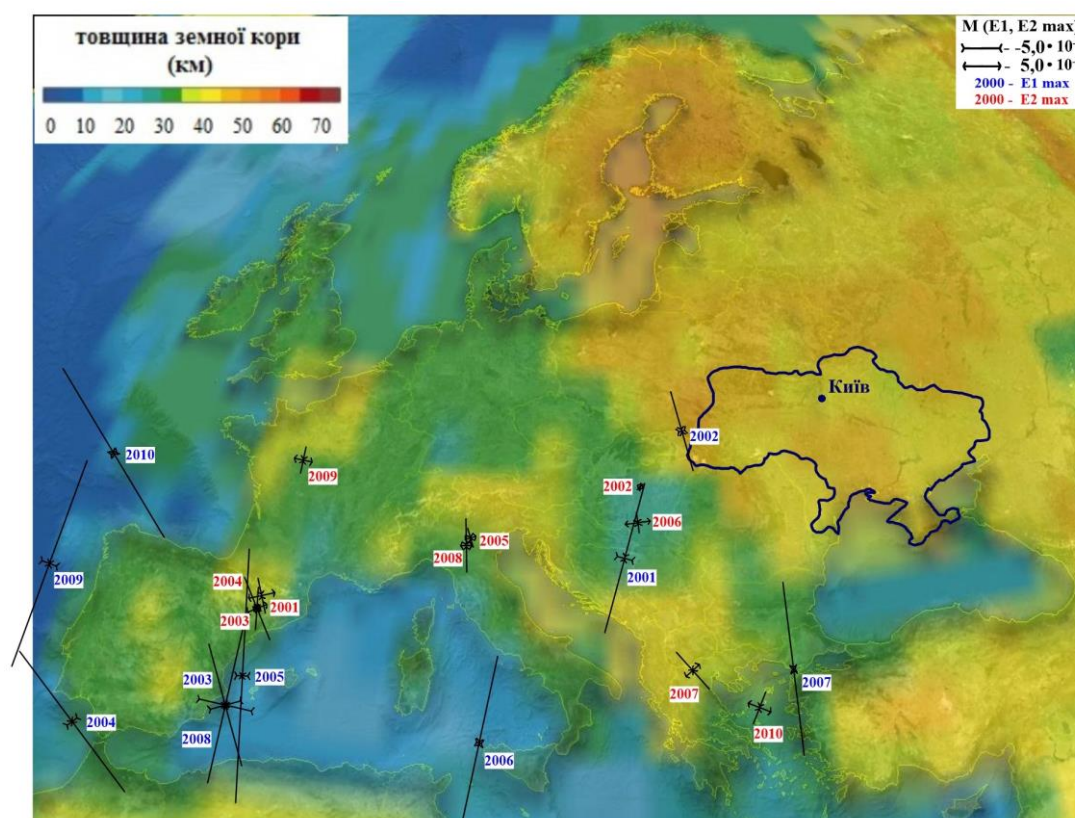


Рис. 2.5.7 Карта-схема розподілу максимальних значень E_1 та E_2 ($10^{-8}/\text{рік}$) на території Європи за період з 2000 по 2010 роки

Аналізуючи карту-схему прояву максимальних значень мінімальних та максимальних осей деформацій земної кори Європи E_1 та E_2 ($10^{-8}/\text{рік}$) (дивись рис. 2.5.7), бачимо, що місця прояву значних ($> 10 \times 10^{-8}/\text{рік}$) максимальних значень E_1 зосереджені на території таких основних геологічних зон, як Дінаріди, Апеніни, Піренеї, Іберійський масив, Альпійсько-Гімалайський складчастий пояс, Середньо-морський пояс.

Території Скандинавських, Британських каледонід та Середньоевропейських герцинід таких місць проявів або немає, або значення максимальних осей деформацій земної кори Європи E_1 та E_2 є незначними (до $-0,09 \times 10^{-8}/\text{рік}$).

Також з аналізу рисунка 2.5.7 бачимо, що максимальні значення осей деформацій земної кори Європи, вісь E_1 зорієнтовані з півночі на південь і відображають стиснення усього Середньоморського поясу, Іберійської плити, Дінарид, Піреней та Зони Вранча. Це підтверджується дослідженням [17].

Встановлено за даними щорічних швидкостей горизонтального руху ГНСС-станцій місця прояву екстремальних параметрів деформації земної кори Європи у кожному році періоду дослідження (2000 – 2010): екстремальні значення швидкостей дилатації земної кори, екстремальні значення загального зсуву земної кори γ , максимальні значення мінімальних та максимальних осей деформацій земної кори Європи E_1 та E_2 . Вони збігаються з місцями підвищеної сейсмічної активності на території Європи та з основними тектонічними зонами (Дінаріди, Апенніни, Піренеї, Іберійський масив).

Вектори загального зсуву земної кори в цих зонах не є орієнтовані в одному напрямку, що свідчить про відповідні значні геодинамічні деформаційні процеси даного ареалу. А максимальні значення осі деформації земної кори Європи E_1 , які орієнтовані з півночі на південь, відображають стиснення даного регіону.

Отримані в ході дослідження параметри горизонтальної деформації земної кори Європи та побудовані карти-схеми засвідчують значну геодинамічну активність досліджуваного регіону, пов'язану з основними геологічними розломами та зонами на території Європи.

Висновки до розділу 2

1. В основі опублікованих досліджень поля регіональних швидкостей горизонтальних рухів є визначення горизонтальних рухів земної кори, в межах границь відомих тектонічних зон. При цьому швидкості горизонтальних рухів в цих зонах є різними. Причиною розбіжності є використання різних даних та систем координат. Тому залишається актуальним питання дослідження поля швидкостей горизонтальних рухів тектонічних блоків, та їх диференціації, виключно на основі результатів ГНСС-спостережень.
2. На основі опрацювання результатів спостережень перманентних ГНСС-станцій території Європи, за період 2000 – 2010 роки, виділено шість умовних блоків земної кори. Регіональні швидкості горизонтальних рухів виділених умовних блоків в середньому складають $2,5 \text{ мм/рік}$ і мають практично лінійний характер. Порівняно з іншими дослідженнями швидкості горизонтальних рухів, виділених умовних блоків, вказують на певну збіжність, а їх границі співпадають з основними тектонічними розломами. Проте виділені умовні блоки охоплюють інші тектонічні структури. Причина такої відмінності полягає у використанні, для даного дослідження, щорічних регіональних швидкостей горизонтальних рухів, а не їх осереднених, за різний період, значень, отриманих за результатами ГНСС-спостережень різної тривалості.
3. Детальний аналіз часових серій перманентних ГНСС-станцій Карпато-Балканського регіону (1990 – 2010) дозволив провести просторовий розподіл даної території на чотири блоки. Кінематика цих блоків підтверджується блоковою структурою регіону та ротацією тектонічних блоків Карпатської дуги. Зняття загального тренду регіональних горизонтальних рухів Карпато-Балканського регіону дало змогу провести детальнішу блокову диференціацію на відміну від диференціації всієї території Європи. Виділені блоки за сталими кінематичними характеристиками Карпато-Балканського регіону мають спільні границі з умовними блоками, виділеними за даними

регіональних швидкостей Європи, та охоплюють одні і ті ж тектонічні структури. Різностямованість векторів регіональних швидкостей горизонтальних рухів даної території є причиною взаємодії Африканської платформи та зустрічним рухом фундаменту Панноно-Волинської депресії.

4. За даними щорічних швидкостей горизонтального руху перманентних ГНСС-станцій встановлено місця прояву щорічних екстремальних параметрів деформації земної кори Європи у кожному році дослідження (2000 – 2010). Екстремальні значення швидкості дилатації, максимальних та мінімальних значень загального зсуву, мінімальних та максимальних осей деформацій, земної кори Європи, збігаються з місцями підвищеної сейсмічної активності на території Європи та з основними тектонічними зонами. Максимальні значення осей деформацій земної кори Європи, вісь E_1 , які орієнтовані з півночі на південь, відображають стиснення Середземноморського поясу, Іберійської плити, Дінарид, Піреней та Зони Вранча.

РОЗДІЛ 3 ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ РОТАЦІЙНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ЄВРОПИ

Диференціацію тектонічних блоків земної кори без особливих труднощів можна виконувати, встановлюючи однорідні кінематичні характеристики в границях виділених блоків.

Існує й інший підхід до диференціації тектонічних блоків земної кори, за яким використовують ротаційні параметри літосферних плит. Рухи літосферних плит, як правило, задаються параметрами на сфері через вектор Ейлера або полюс Ейлера [18, 7, 24]. Така інтерпретація корисна для порівняння отриманих результатів з використанням різних методів [49, 50, 9, 28, 21]. Поділ літосферних плит на різну кількість тектонічних блоків забезпечує детальнішу диференціацію.

Ротаційні параметри забезпечують можливість для моделювання руху жорстких плит у випадках, якщо деформаціям за їх границями надають недостатньо уваги [42, 59, 20, 77]. Параметри полюса Ейлера використовуються для створення моделей руху тектонічних плит [65, 64, 66].

Точну інформацію про границі тектонічних блоків не забезпечують навіть прямі геодезичні методи визначення руху плит [7, 62, 82, 55]. Саме тому значення параметрів полюса Ейлера необхідні для обчислення відносних рухів тектонічних плит.

Використання ГНСС-технологій для моделювання рухів тектонічних блоків певною мірою спростило побудову таких моделей. Однак практично усі відомі моделі побудовані за палеотектонічними даними, тобто за інформацією за мільйони, а то і сотні мільйонів років. ГНСС-спостереження оперують даними, що накопичувались десятиліттями, що є не співвимірним, але ГНСС-спостереження мають вищу точність отриманих результатів.

Виникає питання про можливість дослідження, на основі ГНСС-спостереження, аномалій кутових швидкостей руху окремих сегментів тектонічної плити на території континентів.

3.1 Обґрунтування диференціації тектонічних плит на основі їх ротаційних параметрів

Рухи жорстких літосферних плит на поверхні Землі можна описати поворотом навколо полюса Ейлера. Ці повороти виконуються навколо осі обертання через центр Землі. Перетин осі обертання з поверхнею Землі називається полюсом Ейлера (рис. 3.1.1).

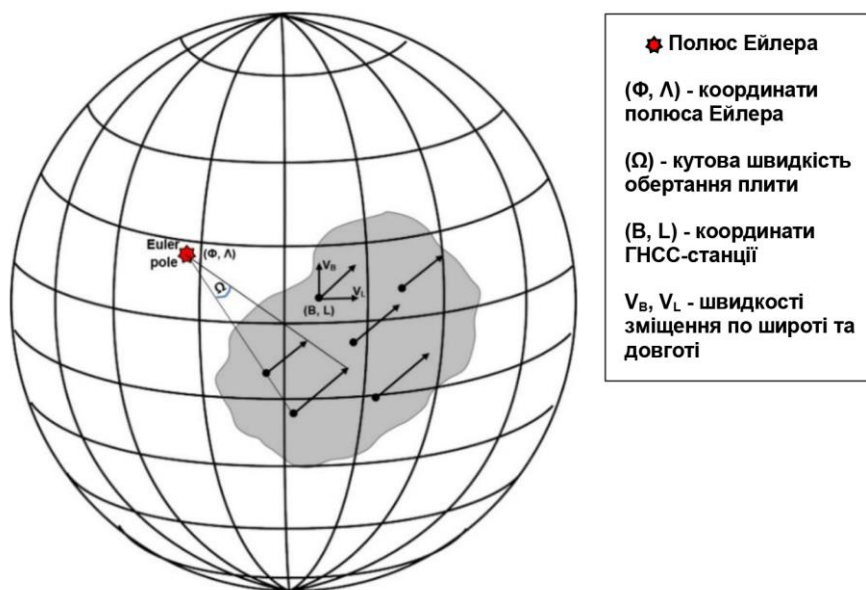


Рис. 3.1.1 Обертання плити навколо полюса Ейлера з координатами λ φ та кутовою швидкістю θ

Математичним обґрунтуванням для обертань на сфері є теорема Ейлера. Ця теорема вказує на те, що загальний рух твердого тіла з однією нерухомою точкою є обертанням [41]. Таким чином, рух жорстких пластин на сферичній поверхні Землі може бути описаний за допомогою простих обертань.

Зв'язок швидкості зміщення перманентної станції з координатами полюса Ейлера та її кутовою швидкістю обертання в геодезичних координатах можна представити виразами:

$$V_B = \Omega \cdot \cos(\Phi) \cdot \sin(L - \Lambda) + \Delta_B \quad (3.1.1)$$

$$V_L = \Omega \cdot (\sin(\Phi) \cdot \cos(B) - \cos(\Phi) \cdot \sin(B) \cdot \cos(L - \Lambda)) + \Delta_L, \quad (3.1.2)$$

де Ω – кутова швидкість обертання плити; Φ , Λ – координати полюса обертання (Ейлера); B , L – координати перманентної станції з визначеними швидкостями

зміщень у широтному та довготному напрямках V_{Bi} , V_{Li} ; Δ_B , Δ_L – загальне зміщення по осях B та L.

Для кожного пункту з сукупності перманентних станцій можна скласти нелінійні рівняння 3.1.1 та 3.1.2. Залежно від кількості пунктів отримаємо подвоєну кількість рівнянь, отже кількість рівнянь є завжди більшою за кількість невідомих (при $n \geq 2$, де n – кількість пунктів). У зв'язку з цим визначення невідомих параметрів (Ω , Φ , Λ) виконується за способом найменших квадратів.

Для цього, продиференціювавши рівняння 3.1.1 і 3.1.2, приводимо їх до лінійного виду.

$$\delta\Omega \times \left(\frac{dV_B}{d\Omega} \right) - \delta\Phi \times \left(\frac{dV_B}{d\Phi} \right) - \delta\Lambda \times \left(\frac{dV_B}{d\Lambda} \right) + \left(V_{B_0} - V_{B_i} \right) = v_B \quad (3.1.3)$$

$$\delta\Omega \times \left(\frac{dV_L}{d\Omega} \right) + \delta\Phi \times \left(\frac{dV_L}{d\Phi} \right) - \delta\Lambda \times \left(\frac{dV_L}{d\Lambda} \right) + \left(V_{L_0} - V_{L_i} \right) = v_L, \quad (3.1.4)$$

де $\delta\Omega$, $\delta\Phi$, $\delta\Lambda$ – поправки в наближені значення параметрів полюса Ейлера (Ω_0 , Φ_0 , Λ_0); $\frac{dV_B}{d\Omega}$, $\frac{dV_B}{d\Phi}$, $\frac{dV_B}{d\Lambda}$, $\frac{dV_L}{d\Omega}$, $\frac{dV_L}{d\Phi}$, $\frac{dV_L}{d\Lambda}$ – часткові похідні; V_{B_0} та V_{L_0} – значення вектора швидкості абсолютного горизонтального зміщення ГНСС-станції, обчислені за наближеними значеннями параметрів полюса Ейлера; V_{Bi} та V_{Li} – виміряні значення вектора швидкості абсолютного горизонтального зміщення ГНСС-станції у широтному та довготному напрямках.

$$\frac{dB}{d\Omega} = \sin(L - \Lambda) \times \sin(\Phi) \quad (3.1.5)$$

$$\frac{dB}{d\Phi} = -\Omega \times \sin(L - \Lambda) \times \sin(\Phi) \quad (3.1.6)$$

$$\frac{dB}{d\Lambda} = -\Omega \times \cos(L - \Lambda) \times \cos(\Phi) \quad (3.1.7)$$

$$\frac{dL}{d\Omega} = \cos(B) \times \sin(\Phi) - \cos(L - \Lambda) \times \sin(B) \times \cos(\Phi) \quad (3.1.8)$$

$$\frac{dL}{d\Phi} = \Omega \times (\cos(B) \times \cos(\Phi) + \cos(L - \Lambda) \times \sin(B) \times \sin(\Phi)) \quad (3.1.9)$$

$$\frac{dL}{d\Lambda} = -\Omega \times \sin(L - \Lambda) \times \sin(B) \times \cos(\Phi) \quad (3.1.10)$$

$$\frac{dL}{d\Delta B} = 1 \quad (3.1.11)$$

$$\frac{dL}{d\Delta L} = 1 \quad (3.1.12)$$

Оскільки рівняння 3.1.1, 3.1.2 з п'ятьма невідомими, для їх розв'язку необхідно мати мінімум три станції, для яких, підставивши похідні 3.1.5 – 3.1.12 в рівняння 3.1.3 та 3.1.4, складаються рівняння поправок 3.1.13 та 3.1.14.

$$\begin{aligned} & \delta\Omega \times \left(\sin(L - \Lambda_0) \times \sin(\Phi_0) \right) - \delta\Phi \times \left(\Omega_0 \times \sin(L - \Lambda_0) \times \sin(\Phi_0) \right) - \\ & - \delta\Lambda \times \left(\Omega_0 \times \cos(L - \Lambda_0) \times \cos(\Phi_0) \right) + \Omega_0 \times \cos(\Phi_0) \times \sin(L - \Lambda_0) - V_B + \Delta B = v_B \end{aligned} \quad (3.1.13)$$

$$\begin{aligned} & \delta\Omega \times \left(\cos(B) \times \sin(\Phi_0) - \cos(L - \Lambda_0) \times \sin(B) \times \cos(\Phi_0) \right) + \\ & + \delta\Phi \times \left(\Omega_0 \times \left(\cos(B) \times \cos(\Phi_0) + \cos(L - \Lambda_0) \times \sin(B) \times \sin(\Phi_0) \right) \right) - \\ & - \delta\Lambda \times \left(\Omega_0 \times \sin(L - \Lambda_0) \times \sin(B) \times \cos(\Phi_0) \right) + \\ & + \Omega_0 \times \left(\sin(\Phi_0) \times \cos(B) - \cos(\Phi_0) \times \sin(B) \times \cos(L - \Lambda_0) \right) - V_L + \Delta L = v_L, \end{aligned} \quad (3.1.14)$$

де $\delta\Omega$, $\delta\Phi$, $\delta\Lambda$ – поправки; Ω_0 , Φ_0 , Λ_0 – наближені значення параметрів полюса Ейлера; V_B та V_L – величина вектора швидкості абсолютного горизонтального зміщення по осях B та L ; ΔB , ΔL – загальне зміщення.

Розв'язуємо систему рівнянь 3.1.13, 3.1.14 способом найменших квадратів. Складаємо обернену матрицю коефіцієнтів нормальних рівнянь N та матрицю вільних членів B :

$$N = \left(A^T \times P \times A \right)^{-1} \quad (3.1.15)$$

$$B = A \times P \times b, \quad (3.1.16)$$

де A – матриця коефіцієнтів рівнянь поправок; P – матриця ваг рівнянь поправок.

$$P = \frac{m_0}{mv^2}, \quad (3.1.17)$$

де mv – похибки визначення зміщення по осях B та L ; m_0 – стандартне значення похибки визначення зміщення по осях B та L .

Також обчислюються поправки:

$$\begin{pmatrix} \delta\Omega \\ \delta\Phi \\ \delta\Lambda \\ \Delta x \\ \Delta y \end{pmatrix} = -B \times N \quad (3.1.18)$$

Використовуючи наближені значення параметрів полюса Ейлера ($\Omega_0, \Phi_0, \Lambda_0$), а також значення поправок ($\delta\Omega, \delta\Phi, \delta\Lambda$), обчислюємо уточнене значення параметрів полюса Ейлера (Ω, Φ, Λ).

$$\Omega = \Omega_0 + \delta\Omega \quad (3.1.19)$$

$$\Phi = \Phi_0 + \delta\Phi \quad (3.1.20)$$

$$\Lambda = \Lambda_0 + \delta\Lambda. \quad (3.1.21)$$

Отримавши уточнені значення параметрів полюса Ейлера (Ω, Φ, Λ), виконуємо оцінку їх точності ($m\Omega, m\Phi, m\Lambda$), перед тим обчисливши значення відхилення v та похибку одиниці ваги μ .

$$v = \begin{pmatrix} \delta\Omega \\ \delta\Phi \\ \delta\Lambda \end{pmatrix} \times A + \begin{pmatrix} v_x - v_{x0} \\ v_y - v_{y0} \end{pmatrix} \quad (3.1.22)$$

$$\mu = \sqrt{v^T \times \frac{v}{n-1}}, \quad (3.1.23)$$

де v – відхилення модельних значень швидкостей зміщення по осях X та Y від вимірюваних; n – кількість рівнянь поправок.

$$m_\Omega = \mu \times \sqrt{N_{\Omega\Omega}} \quad (3.1.24)$$

$$m_\Phi = \mu \times \sqrt{N_{\Phi\Phi}} \quad (3.1.25)$$

$$m_\Lambda = \mu \times \sqrt{N_{\Lambda\Lambda}}, \quad (3.1.26)$$

де $N_{\Omega\Omega}, N_{\Phi\Phi}, N_{\Lambda\Lambda}$ – діагональні елементи кореляційної матриці.

Оскільки наближені параметри полюса Ейлера можуть відрізняються від уточнених, то при розв'язку потрібно збільшувати кількість ітерацій. Ітераційний процес відбувається до тих пір, поки розходження в значенні параметрів полюса Ейлера між наступними ітераціями не буде відповідати відношенню (3.1.27).

$$It_i - It_{i+1} \leq \varepsilon, \quad (3.1.27)$$

де It_i , It_{i+1} – попередня та наступна ітерація; $\varepsilon = 10^{-6}$ радіан, для координат полюса Ейлера (Φ , Λ), та $\varepsilon = 10^{-6}$ радіан/млн.р для кутової швидкості (Ω).

Якщо відношення 3.1.27 виконується, то процес зупиняється і результати останньої ітерації вважають остаточними. Ітераційний процес доходив до значення навіть в 50 ітерацій.

Оскільки кожна перманентна станція, що входить до сукупності станцій, має свій вплив на остаточні параметри полюса Ейлера (Ω , Φ , Λ) та їх точність, то з метою проведення можливої диференціації тектонічної плити, проаналізуємо внесок кожної станції в точність визначення параметрів полюса Ейлера. Для цього обчислимо величини Δm_Ω , Δm_Φ , Δm_Λ для кожної станції.

$$\Delta m_\Omega = m_{\Omega_0} - m_{\Omega_i} \quad (3.1.28)$$

$$\Delta m_\Phi = m_{\Phi_0} - m_{\Phi_i} \quad (3.1.29)$$

$$\Delta m_\Lambda = m_{\Lambda_0} - m_{\Lambda_i}, \quad (3.1.30)$$

де m_Ω , m_Φ , m_Λ – середні квадратичні похибки (СКП) параметрів полюса Ейлера для всієї сукупності станцій; m_{Ω_i} , m_{Φ_i} , m_{Λ_i} – середні квадратичні похибки (СКП) параметрів полюса Ейлера при вилученій i -ій станції з сукупності.

Оскільки отримані значення Δm_Ω , Δm_Φ , Δm_Λ не мають однакової розмірності, тому для приведення цих значень до єдиної величини та їх узагальнення використовується поняття ентропії [182, 181, 190].

Інформаційною ентропією називають міру невизначеності або непередбачуваності інформації. Іншими словами можна сказати, що це міра, яка показує інформативність поєднаних даних.

Вперше взаємозв'язок між ентропією і інформацією відзначив Шенон, як міру корисної інформації в процесах передачі сигналів дротами.

Це поняття було введено для визначення міри відхилення реального процесу від ідеального, вона завжди залишається постійною для зворотніх процесів, тоді як в незворотніх – її зміна завжди позитивна.

Саме тому практичне значення має не стільки сама величина ентропії, скільки її зміна. За зміною ентропії визначають можливість протікання того або іншого процесу.

Використання ентропії дозволило встановити чітку кількість станцій, які треба відсіяти з усієї сукупності для забезпечення найкращого співвідношення точності визначення параметрів полюса Ейлера.

Станція, для якої величини Δm_{Ω} , Δm_{Φ} , Δm_{Λ} є мінімальними, максимально погіршує точність визначення параметрів полюса Ейлера. Введемо поняття узагальненого критерія зміни точності параметрів полюса Ейлера. Вираз узагальненого критерію впливу вилученої станції (Δm_{yz}) на оцінку точності параметрів полюса Ейлера запишемо:

$$\Delta m_{yz} = \ln(\Delta m_{\Omega}) + \ln(\Delta m_{\Phi}) + \ln(\Delta m_{\Lambda}). \quad (3.1.31)$$

Отже, критерієм оцінки впливу окремої станції на визначення параметрів полюса Ейлера (Ω , Φ , Λ) та їх точність є величина Δm_{yz} .

Станції, вилучення яких з сукупності покращують точність ротаційних параметрів, мають максимальну невідповідність цим ротаційним параметрам. Такі станції, використовуючи ітераційний процес, необхідно вилучати з сукупності усіх перманентних станцій.

На підставі почергового аналізу кожної станції, з усієї сукупності перманентних станцій, визначаємо станцію, яка має максимальну невідповідність моделі. Ця процедура відбувається методом ітерацій наступним чином. Почергово з сукупності станцій, вилучається станція та виконується повторне обчислення координат полюса Ейлера (Φ_1 , Λ_1), кутової швидкості (Ω_1), визначається їх оцінка точності (m_{Ω_1} , m_{Φ_1} , m_{Λ_1}) та параметр m_{yz} . Отримавши ці значення, вилучена станція повертається у сукупність станцій і вилучається наступна станція.

Повторно обчислюються координати полюса Ейлера (Φ_2 , Λ_2), кутова швидкість (Ω_2), їх оцінка точності (m_{Ω_2} , m_{Φ_2} , m_{Λ_2}) та параметр m_{yz} . Отримавши ці значення, станція повертається у масив і вилучається наступна.

Такий ітераційний процес виконують для усієї сукупності станцій, та визначають координати полюса Ейлера (Φ_i , Λ_i), кутову швидкість (Ω_i), їх оцінку точності (m_{Ω_i} , m_{Φ_i} , m_{Λ_i}) та параметр m_{yz} для всіх по чергово вилучених станцій.

Таким чином провівши тестування усіх перманентних станцій та визначивши значення m_{yz} для усієї сукупності станцій, сортуємо її в порядку зростання їх величини.

Станція, яка максимально погіршує узагальнений критерій точності визначення параметрів полюса Ейлера, за умови $\Delta m = m_{yz}^i - m_{yz}^{i+1} = \max$ остаточно вилучається з масиву станцій. Тестування повторюється та визначається наступна станція, яка має найбільший вплив на точність визначення параметрів полюса Ейлера та відбувається її вилучення.

Ітераційний процес триває до тих пір поки аналіз даних не підтверджує, що решта станцій мають практично однаковий вплив на точність визначення параметрів полюса Ейлера.

Сукупність станцій, що залишаються в мережі і вилучення яких не дає підвищення точності визначення параметрів полюса Ейлера, свідчить про те, що це виділена однорідна сукупність перманентних станцій, яка охоплює територію із сталими кінематичними характеристиками.

3.2 Результати диференціації Європейської частини Євразійської тектонічної плити за ротаційними характеристиками

Вхідними даними для дослідження диференціації тектонічної плити Європейського континенту за ротаційними параметрами були використані величини векторів АШГР перманентних станцій Європи за період 2000 – 2010 роки, отримані з опрацювання результатів спостережень на ГНСС-станціях території Європи. Розташування використаних у дослідженні станцій показано на рисунку 2.2.2.

Використовуючи результати опрацювання ГНСС-спостережень підготовлено каталог вхідних даних, в якому міститься інформація про ГНСС-станцію (назва та координати) та величини горизонтального зміщення в

широтному, довготному напрямках (V_B , V_L). Фрагмент каталогу наведено в таблиці 3.2.1.

Таблиця 3.2.1

Фрагмент каталогу даних перманентних ГНСС-станцій використаних у дослідженні

$B, ^\circ$	$L, ^\circ$	$H, \text{м}$	$V_B, \frac{\text{мм}}{\text{рік}}$	$V_L, \frac{\text{мм}}{\text{рік}}$
43,364384	-8,398926	67,0	17,6	21,9
41,927456	8,762615	99,0	13,0	21,7
38,338921	-0,481232	60,0	18,1	28,5
38,977917	-1,856415	751,8	13,5	22,0
36,852535	-2,459442	127,0	14,2	20,1
...				
46,55722	12,97355	1946,5	14,7	23,9

За наближені значення параметрів полюса Ейлера ($\Omega_0 = 0,257 \text{ } ^\circ/\text{млн.р}$; $\Phi_0 = 58^\circ$; $\Lambda_0 = -102^\circ$) використано дані ротаційних параметрів Європейської плити відібрані з ресурсу SOPAC [90]. Кутову швидкість обертання плити (Ω_0) подано в градусах за мільйон років.

За розробленою методикою обчислено наближені параметри полюса Ейлера: координати (Φ , Λ), кутову швидкість (Ω) та їх оцінку точності (m_Ω , m_Φ , m_Λ) для сукупності усіх станцій (табл. 3.2.2) для Європейської тектонічної плити.

Таблиця 3.2.2

Параметри полюса Ейлера для усієї сукупності ГНСС-станцій

$\Omega_0 = 0,244 \pm 0,009 \text{ } ^\circ/\text{млн.р}$	$\Phi_0 = 53,85^\circ \pm 2,83^\circ$	$\Lambda_0 = -103,88^\circ \pm 4,49^\circ$
---	---------------------------------------	--

Розташування полюса Ейлера, його наближені параметри та їх оцінку точності подано на рисунку 3.2.1.

Наближені параметри полюса Ейлера

$$\begin{aligned}\Omega_0 &= 0,244 \pm 0,009 \text{ } ^\circ/\text{млн.р} \\ \Phi_0 &= 53,85^\circ \pm 2,83^\circ \\ \Lambda_0 &= -103,88^\circ \pm 4,49^\circ\end{aligned}$$



Рис. 3.2.1 Приблизне розташування полюса Ейлера та його наближені параметри

На першому кроці проводилось визначення параметру Δm_{yz} для всієї сукупності ГНСС-станцій та визначення станції, якій відповідає його мінімальне значення. Фрагмент цих розрахунків наведено в таблиці 3.2.3.

Таблиця 3.2.3

Фрагмент результатів визначення величини Δm_{yz} для всієї сукупності ГНСС-станцій

№ ст	Ω , %/млн.р.	Φ ,°	Λ ,°	m_Ω , %/млн.р.	m_Φ ,°	m_Λ ,°	Δm_{yz}
ZECK	0,244	53,61	-103,87	0,009	2,90	4,55	-14,329
KIRU	0,244	53,64	-103,91	0,009	2,90	4,55	-14,338
CEU1	0,245	53,98	-104,32	0,009	2,85	4,54	-14,342
...							
TUC2	0,252	55,38	-103,87	0,008	2,29	4,12	-14,717

На першому етапі ітераційної процедури визначено, що мінімальне значення Δm_{yz} має станція TUC2. Ця станція остаточно вилучена з сукупності усіх ГНСС-станцій, що дало покращення визначення параметрів полюса Ейлера та їх оцінки точності.

На основі аналогічної ітераційної процедури визначено послідовний ряд станцій, які підлягають вилученню з сукупності усіх ГНСС-станцій.

Результати визначення ряду послідовного вилучення станцій подано в таблиці 3.2.4.

Таблиця 3.2.4

Фрагмент ряду послідовного вилучення станцій з всієї сукупності станцій

№ ст	Ω , %/млн.р.	Φ ,°	Λ ,°	m_Ω , %/млн.р.	m_Φ ,°	m_Λ ,°	Δm_{yz}
TUC2	0,252	55,38	-79,69	0,008	2,29	4,12	-14,717
NOA1	0,260	56,90	-83,20	0,007	1,84	3,75	-15,080
PAT0	0,268	58,07	-86,25	0,007	1,45	3,32	-15,521
...							
MDVJ	0,292	61,92	-85,16	0,001	0,12	0,33	-22,526

Як бачимо з таблиці 3.2.4, вилучення станцій з мінімальним значенням Δm_{yz} дає покращення визначення параметрів полюса Ейлера та їх оцінки точності.

Для ілюстрації ітераційного процесу побудовано графіки, що відображають

зміну параметрів полюса Ейлера (Ω , Φ , Λ) та їх оцінку точності (m_Ω , m_Φ , m_Λ), а також графік зміни параметру $\Delta m_{\text{уз}}$ залежно від кількості вилучених станцій k (рис. 3.2.3 – 3.2.6).

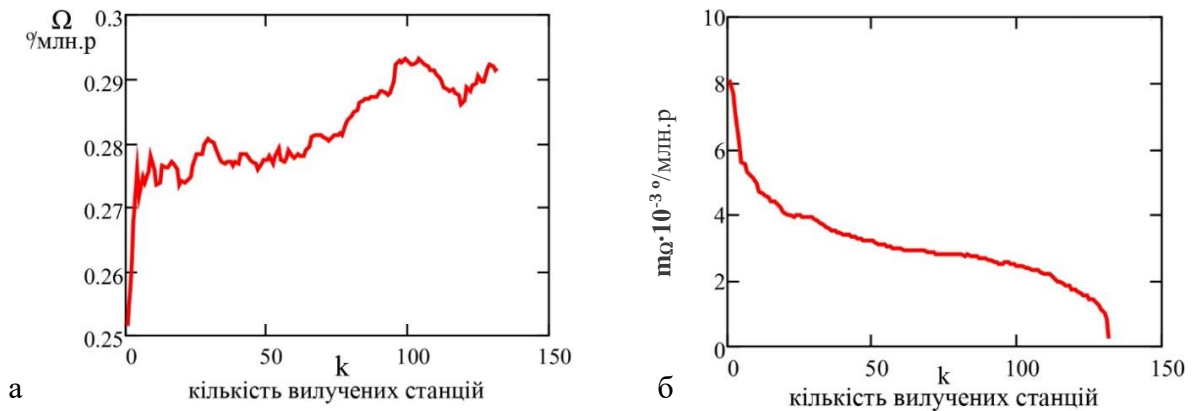


Рис. 3.2.3 Зміна кутової швидкості Ω обертання плити (а) та її m_Ω (б) від кількості вилучених з сукупності станцій

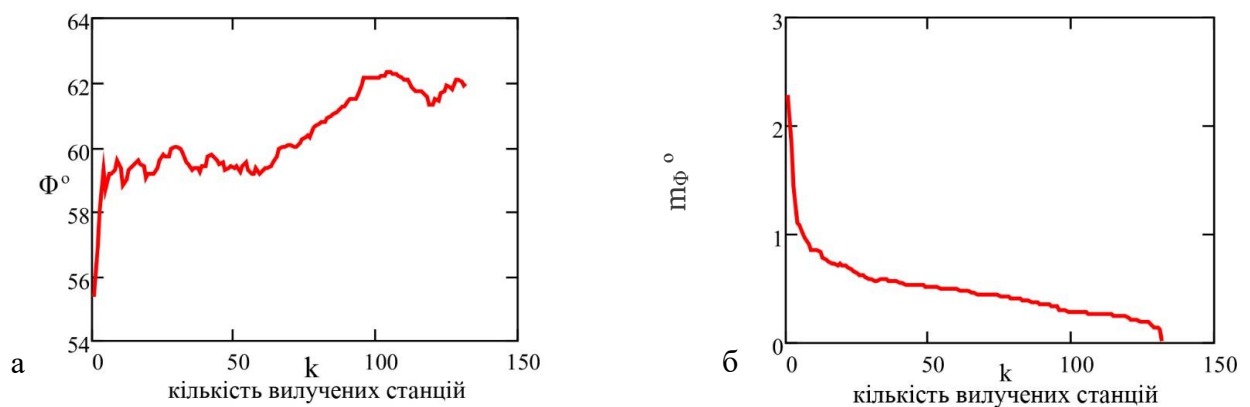


Рис. 3.2.4 Зміна широти Φ полюса Ейлера (а) та її m_Φ (б) від кількості вилучених з сукупності станцій

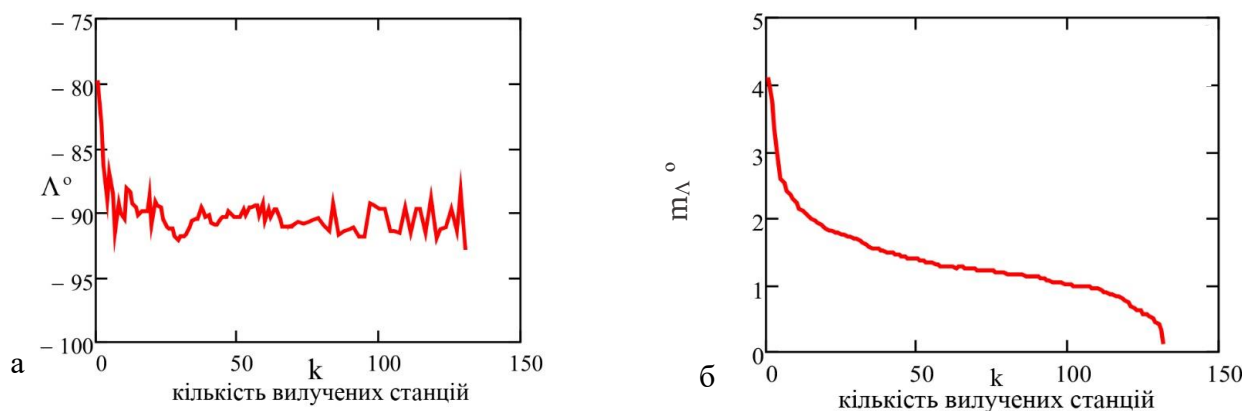


Рис. 3.2.5 Зміна довготи Λ полюса Ейлера (а) та її m_Λ (б) від кількості вилучених з сукупності станцій



Рис. 3.2.6 Зміна узагальненого параметру Δm_{yz} від кількості вилучених з сукупності станцій

З рисунків 3.2.3.б, 3.2.4.б, 3.2.5.б та 3.2.6 бачимо зменшення значень точності визначення параметрів полюса Ейлера та узагальненого параметру Δm_{yz} . На початку точність визначення параметрів різко зростає, а потім це зростання проходить більш сповільнено.

Для детальнішого аналізу кривої узагальненого параметру Δm_{yz} використаємо градієнти цієї функції $\Delta m_{yz}^{(k)}$. На рисунку 3.2.7 подано зміну градієнтів функції $\Delta m_{yz}^{(k)}$.

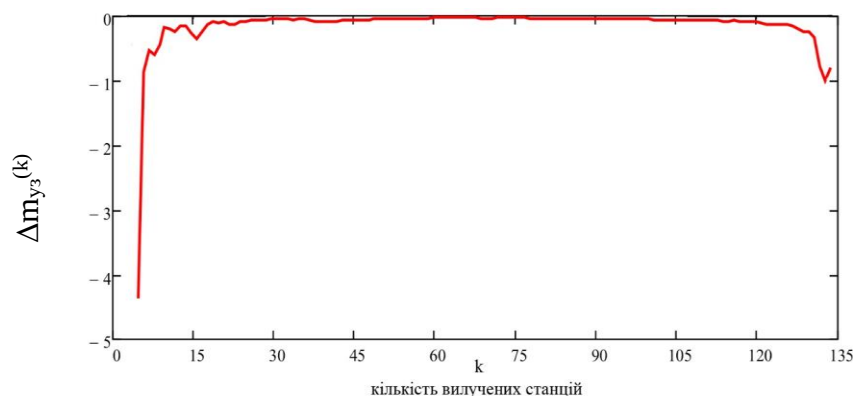


Рис. 3.2.7 Зміна градієнтів функції $\Delta m_{yz}(k)$

Аналізуючи зміну градієнтів функції $\Delta m_{yz}(k)$, бачимо, що при вилученні приблизно перших 10-ти станцій значення градієнту по абсолютній величині різко спадає. До межі 65 – 70 вилучених станцій значення градієнту спадає плавно, практично до нуля. Подальше вилучення станцій призводить до зростання по абсолютній величині значення градієнту функції $\Delta m_{yz}(k)$.

Це свідчить про те, що перші 10 станцій суттєво погіршують точність всієї ротаційної моделі, очевидно на цих станціях присутні аномальні вектори швидкості. Причиною цього можуть бути помилки у роботі ГНСС-станції, зміна

обладнання або географічне положення станції. Подальше вилучення станції до межі приблизно в 70 ГНСС-станцій призводить до повільного покращення точності моделі. Вилучення наступних станцій вже погіршує точність ротаційної моделі. У зв'язку з цим можна стверджувати, що станції, які залишилися після вилучення близько 70 станцій, відносяться до однорідної ротаційної моделі. Подальше вилучення станцій цієї моделі призводить до погіршення точності визначення параметрів полюса Ейлера.

Використання градієнтів функції $\Delta m_{yz}(k)$ не є ефективним для автоматизації процесу диференціації тектонічної плити за ротаційними характеристиками, оскільки функція градієнтів $\Delta m_{yz}^{(k)}$ (дивись рис. 3.2.7) не є гладкою.

З метою автоматизації цього процесу, апроксимуємо криву функції $\Delta m_{yz}(k)$ аналітичною функцією, що найкраще її описує, і замість градієнтів будемо використовувати часткові похідні цієї функції.

Аналітично встановлено, що найкращою для апроксимації функції $\Delta m_{yz}(k)$ є аналітична функція:

$$m_{yz}(k) = \frac{a}{b + k^c} + d \times k^3 + f \times k^2 \quad (3.2.1)$$

де a, b, c, d, f – постійні коефіцієнти функції.

Провівши апроксимацію функції $\Delta m_{yz}(k)$ тримано значення невідомих коефіцієнтів (табл. 3.2.5) та побудовано графік відповідності реальної та апроксимованої функцій $\Delta m_{yz}(k)$ (рис. 3.2.8).

Таблиця 3.2.5

Значення постійних коефіцієнтів функції $\Delta m_{yz}(k)$

функція	Значення коефіцієнтів					Точність апроксимації
	a	b	c	d	e	
$f m_{yz}(k)$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	-1	$-1,8 \cdot 10^{-5}$	$-2,9 \cdot 10^{-6}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	1,2 %

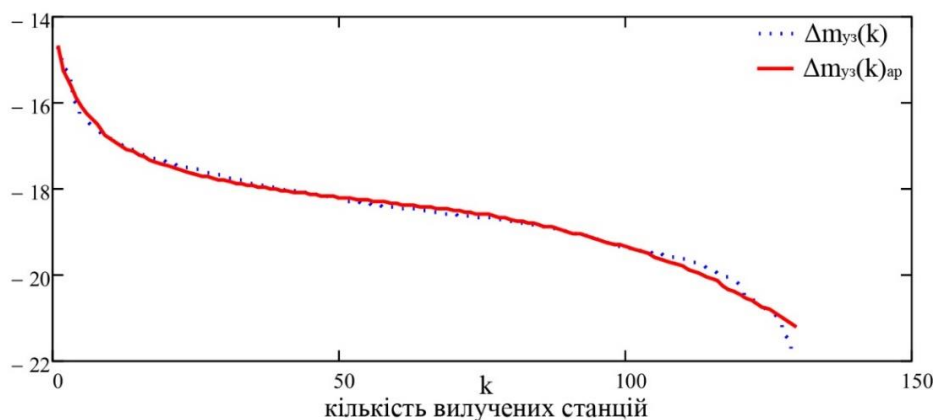


Рис. 3.2.8 Функція $\Delta m_{y3}(k)$ та функція $\Delta m_{y3}(k)_{ap}$

Як бачимо з рисунка 3.2.8, ці функції практично співпадають.

Продиференціюємо функцію $\Delta m_{y3}(k)_{ap}$ і визначимо її першу похідну $\frac{dm_{y3}}{dk}$.

$$\frac{dm_{y3}}{dk} = 3 \times d \times k^2 + 2 \times k \times e^{-\frac{a \times c \times k^{c-1}}{(b + k^c)^2}} \quad (3.2.2)$$

На рисунку 3.2.9 представлено функцію похідної $\frac{dm_{y3}}{dk}$.

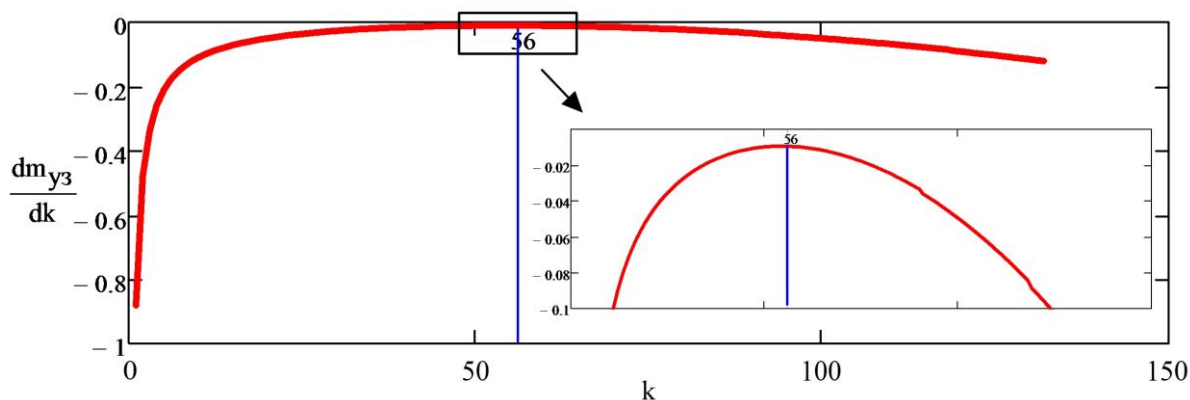


Рис. 3.2.9 Функція похідної $\frac{dm_{y3}}{dk}$

Зміна часткової похідної $\frac{dm_{y3}}{dk}$ для функції $m_{y3}(k)_{ap}$ є аналогічна зміні градієнтів функції $\Delta m_{y3}(k)$ (дивись рис. 3.2.7). Також бачимо, що мінімальне значення часткової похідної по абсолютній величині з'являється при вилученні 56-и станцій з усієї сукупності. Функція часткової похідної є гладкою, а її застосування дозволяє чітко та автоматизовано встановити границю екстремуму, який відповідає межі вилучення станцій.

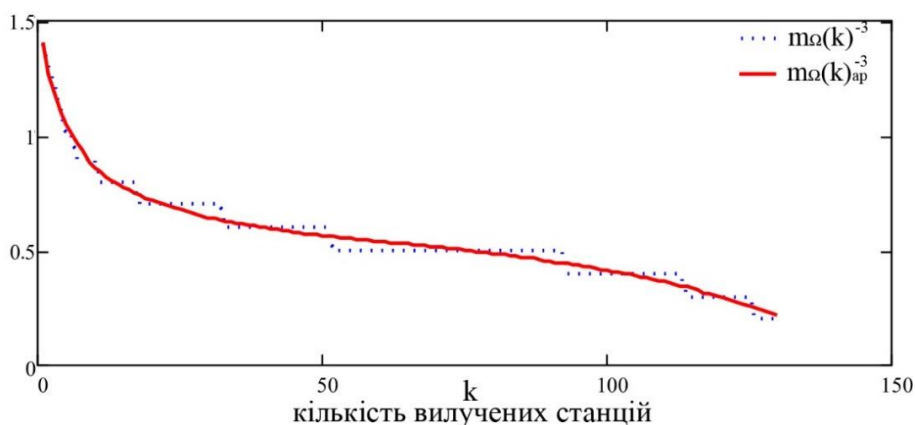
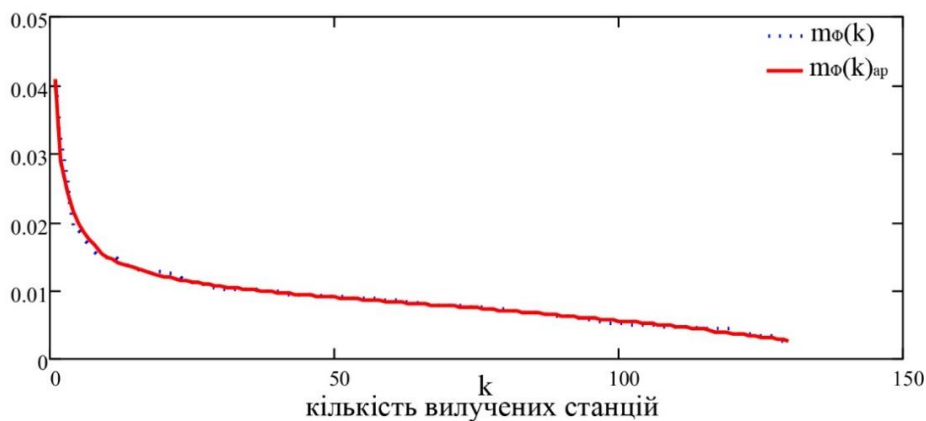
Аналогічною функцією апроксимуємо функції $m_{\Omega}(k)$, $m_{\Phi}(k)$ та $m_{\Lambda}(k)$. Результати визначення постійних коефіцієнтів a , b , c , d та f представлено в таблиці 3.2.6.

Таблиця 3.2.6

Значення коефіцієнтів функції $m_{\Omega}(k)_{\text{ап}}$, $m_{\Phi}(k)_{\text{ап}}$ та $m_{\Lambda}(k)_{\text{ап}}$ і точність апроксимації

функція	Значення коефіцієнтів					Точність апроксимації
	a	b	c	d	f	
$fm_{\Omega}(k)$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	2,6	0,5	$-2,9 \cdot 10^{-11}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	2,2 %
$fm_{\Phi}(k)$	0,02	-0,6	0,21	$-1,8 \cdot 10^{-9}$	$-9,0 \cdot 10^{-10}$	1,4 %
$fm_{\Lambda}(k)$	0,13	-0,8	0,4	$-1,0 \cdot 10^{-8}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	1,1 %

На рисунках 3.2.10 – 3.2.12 представлено графіки реальних $m_{\Omega}(k)$, $m_{\Phi}(k)$, $m_{\Lambda}(k)$ та апроксимованих $m_{\Omega}(k)_{\text{ап}}$, $m_{\Phi}(k)_{\text{ап}}$ та $m_{\Lambda}(k)_{\text{ап}}$ функцій.

Рис. 3.2.10 Функція $m_{\Omega}(k)$ та функція $m_{\Omega}(k)_{\text{ап}}$ Рис. 3.2.11 Функція $m_{\Phi}(k)$ та функція $m_{\Phi}(k)_{\text{ап}}$

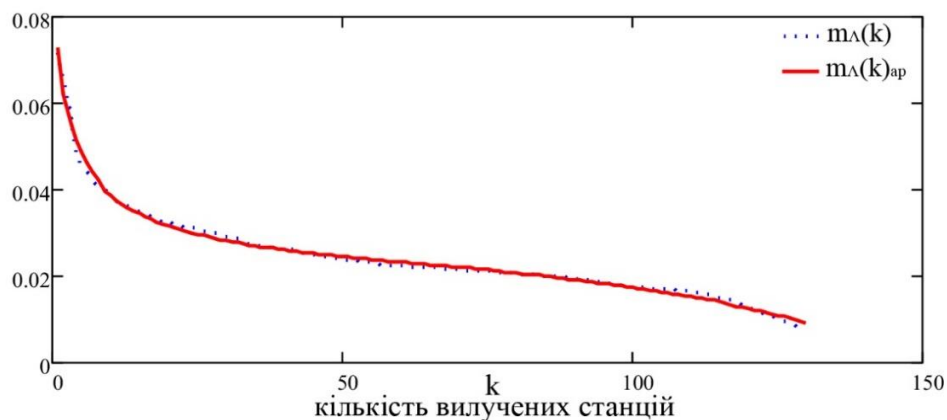


Рис. 3.2.12 Функція $m_{\Lambda}(k)$ та функція $m_{\Lambda}(k)_{\text{ap}}$

Як бачимо з рисунків 3.2.10 – 3.2.12, апроксимовані функції $m_{\Omega}(k)_{\text{ap}}$, $m_{\Phi}(k)_{\text{ap}}$, $m_{\Lambda}(k)_{\text{ap}}$ та функцій $m_{\Omega}(k)$, $m_{\Phi}(k)$, $m_{\Lambda}(k)$ практично співпадають. На рисунках 3.2.13 – 3.2.15 представлено зміну значень часткових похідних для функцій $m_{\Omega}(k)_{\text{ap}}$, $m_{\Phi}(k)_{\text{ap}}$, $m_{\Lambda}(k)_{\text{ap}}$.

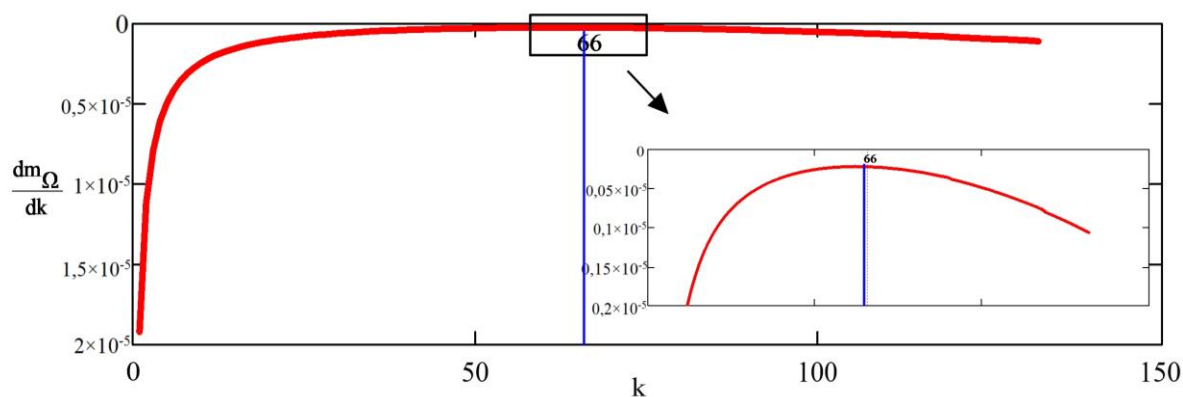


Рис. 3.2.13 Функція похідної $\frac{dm_{\Omega}}{dk}$

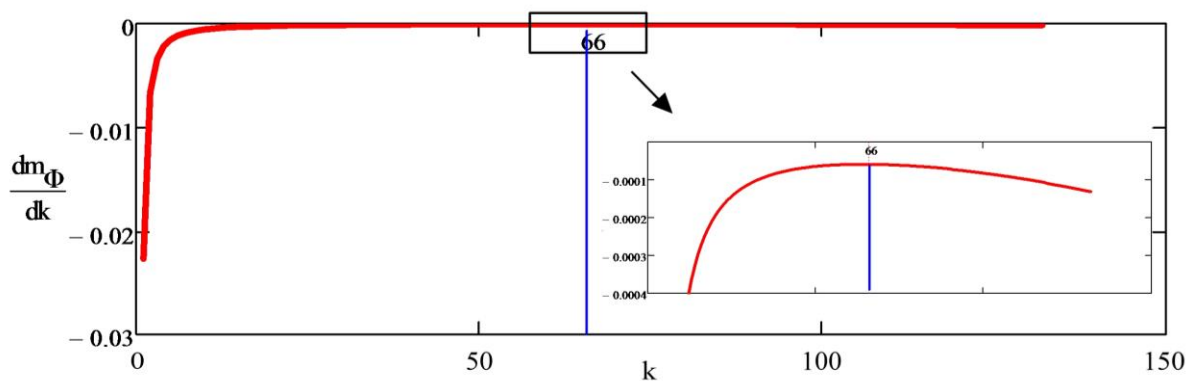


Рис. 3.2.14 Функція похідної $\frac{dm_{\Phi}}{dk}$

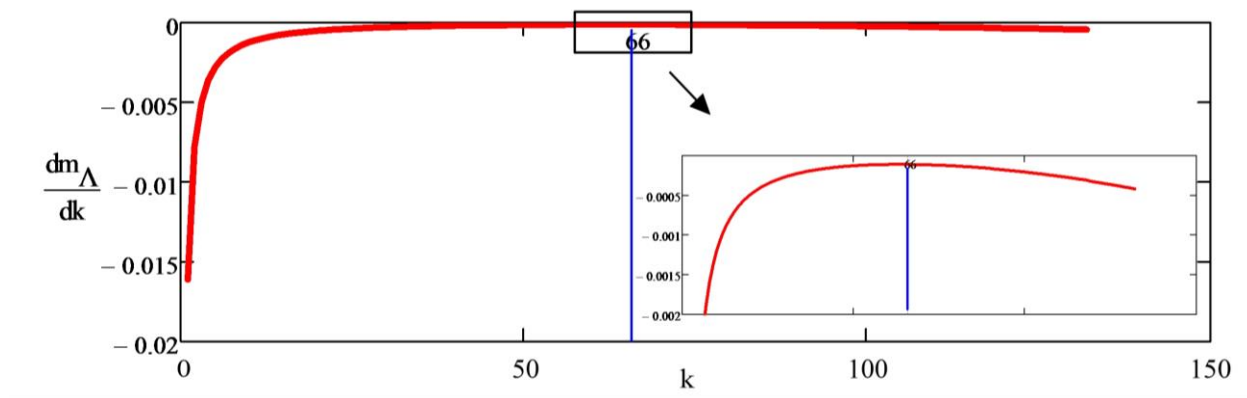


Рис. 3.2.15 Функція похідної $\frac{dm_{\Lambda}}{dk}$

На рисунках 3.2.13, 3.2.14, 3.2.15 бачимо зміну похідних $\frac{dm_{\Omega}}{dk}$, $\frac{dm_{\Phi}}{dk}$, $\frac{dm_{\Lambda}}{dk}$, а також збільшені фрагменти кривих цих функцій в околицях точок екстремуму для усіх параметрів. Екстремуми цих функцій відповідають 66 вилученим з сукупності ГНСС-станцій. Зміна функцій похідних (дивись рис. 3.2.13 – 3.2.15) практично повністю відповідає зміні похідних функції $\Delta m_{yz}(k)$ (дивись рис. 3.2.9).

Отже результати тестування сукупності станцій за усіма параметрами полюса Ейлера підтверджують необхідність вилучення близько 66 станцій з сукупності усіх станцій. В кінцевому результаті, після вилучення цих станцій, ми отримали сукупність ГНСС-станцій (блок станцій А) з однорідними ротаційними параметрами, у яку входять 68 перманентних ГНСС-станцій.

Вилучені 66 станції утворюють нову сукупність (блок станцій Б), яку аналогічним чином можна спробувати поділити на окремі групи. Для цього за розробленим алгоритмом проведено аналогічне тестування цієї сукупності ГНСС-станцій. На рисунку 3.2.16 представлено зміну узагальненого критерію точності визначення параметрів полюса Ейлера для цієї сукупності ГНСС-станцій.

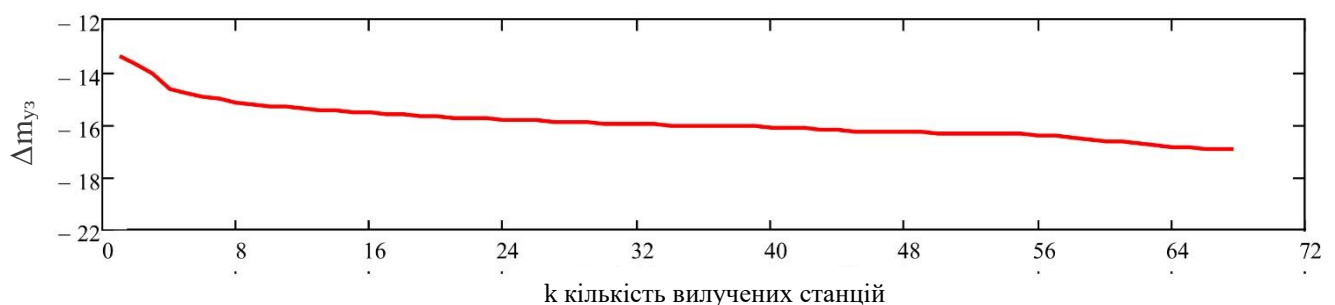


Рис. 3.2.16 Зміна узагальненої оцінки точності Δm_{yz} для сукупності Б

Для детальнішого аналізу кривої узагальненого критерія оцінки точності використаємо градієнти цієї функції. На рисунку 3.2.17 представлено функцію зміни градієнтів $\Delta m_{yz}^{(k)}$ для сукупності Б.

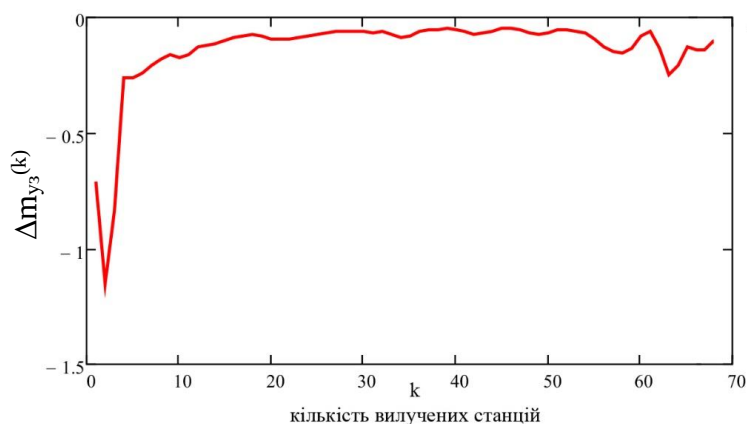


Рис. 3.2.17 Зміна градієнтів функції $\Delta m_{yz}(k)$ для сукупності Б

Як бачимо, для цієї функції відсутній мінімум по абсолютній величині. Для більш детального аналізу кривої зміни Δm_{yz} для блок станцій Б, проведемо її апроксимацію та продиференціюємо цю функцію. На рисунку 3.2.18 подано зміну похідної $\frac{dm_{yz}}{dk}$ для сукупності Б.

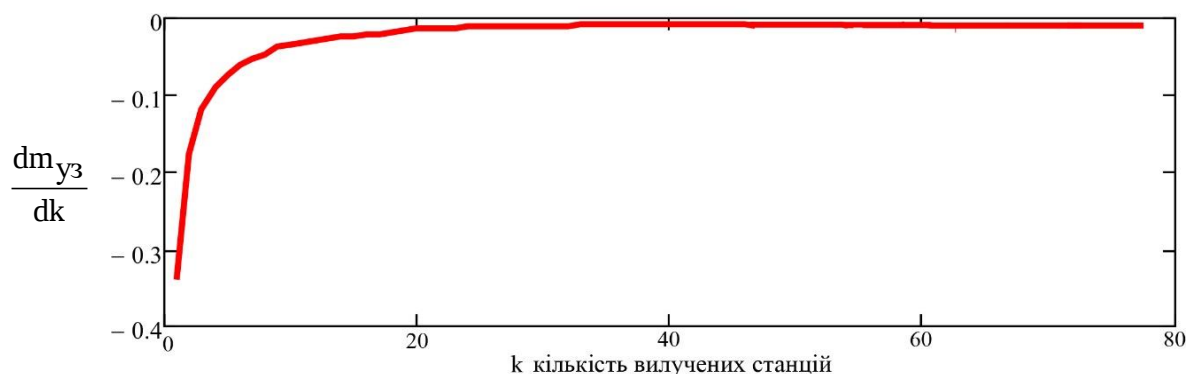


Рис. 3.2.18 Функція похідної $\frac{dm_{yz}}{dk}$ для сукупності Б

Для цієї функції похідної також відсутній мінімум по абсолютній величині, це свідчить про неможливість виділення окремих блоків з даного блоку станцій Б. Отже, ця сукупність також має свої однорідні ротаційні характеристики.

На рисунку 3.2.19 подано просторовий розподіл блоку станцій А і Б перманентних ГНСС-станцій з однорідними ротаційними параметрами.

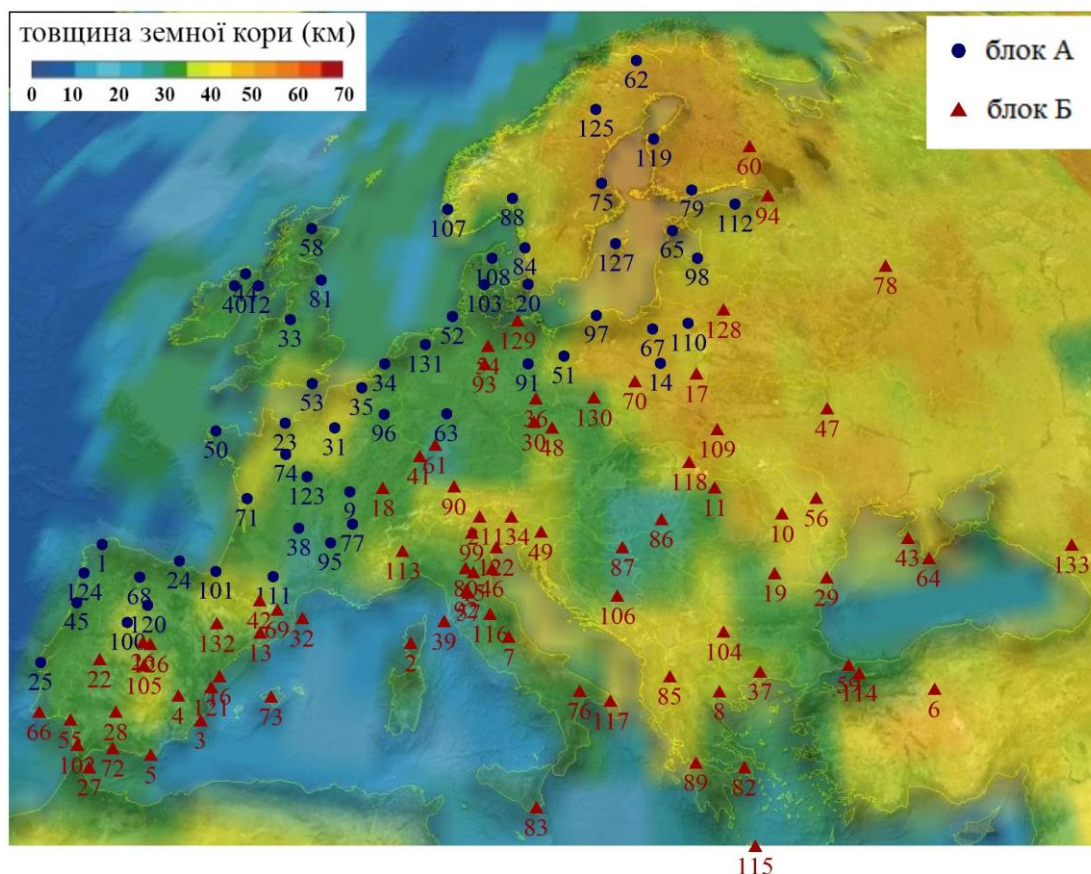


Рис. 3.2.19 Просторовий розподіл ГНСС-станцій блоків А та Б

З рисунку бачимо, що ГНСС-станції блоку А розташовані у північній частині Європи (умовно Північний блок), а станції блоку Б розташовані у південній частині Європи (умовно Південний блок).

Такий розподіл ще раз підтверджує, що ці станції просторово і за кінематичними характеристиками відносяться до двох різних блоків земної кори, які обертаються навколо своїх полюсів Ейлера, що мають близьке розташування, але різну кутову швидкість (рис. 3.2.20). Точність визначення кутової швидкості обертання блоків на порядок вища від її величини. Точність визначення координат полюсів Ейлера є в межах $1^\circ - 2^\circ$.

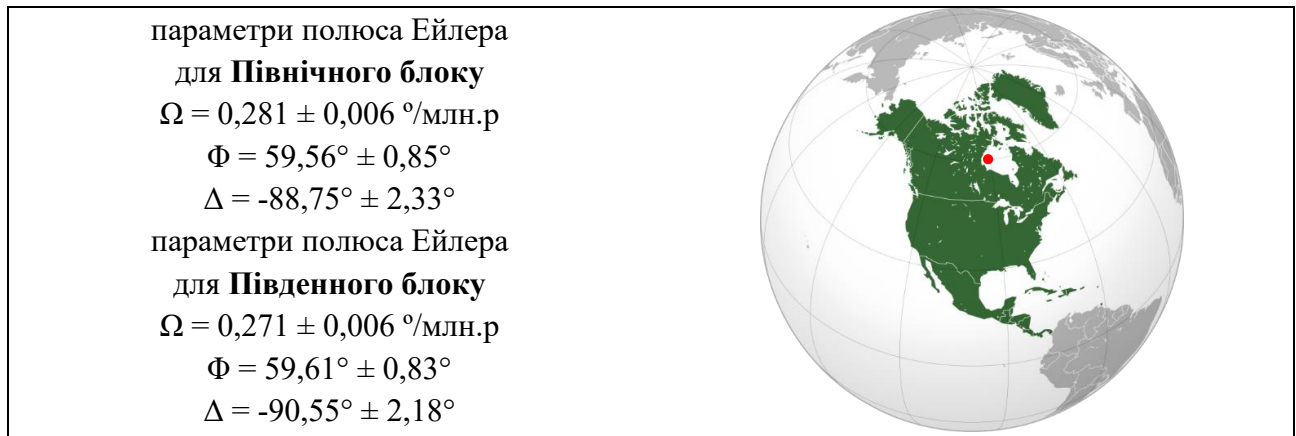


Рис. 3.2.20 Параметри та місцезнаходження полюса Ейлера для Північного та Південного блоків

За визначеними ротаційними параметрами Північного та Південного блоків для усіх перманентних ГНСС-станцій, обчислено складові модельних векторів швидкості горизонтального зміщення у широтному та довготному напрямках, також обчислено величини відхилень модельних значень від виміряних (табл. 3.2.7, 3.2.8).

Таблиця 3.2.7

Виміряні і модельні значення векторів АШГР перманентних ГНСС-станцій та їх відхилення для Північного блоку

назва станції	B, град	L, град	V _B вим, мм/рік	V _B мод, мм/рік	ΔV _B , мм/рік	V _L вим, мм/рік	V _L мод, мм/рік	ΔV _L , мм/рік
1	2	3	4	5	6	7	8	9
ACOR	43,36438	-8,39893	17,60	15,36	-2,24	21,90	18,12	-3,78
AUTN	46,95384	4,28897	15,20	15,88	0,68	19,60	19,21	-0,39
BELF	54,57718	-5,93192	16,30	15,55	-0,75	18,40	13,91	-4,49
BOGO	52,47595	21,03534	14,80	15,38	0,58	20,10	20,73	0,63
BUDP	55,73902	12,50003	14,60	15,82	1,22	18,40	17,61	-0,79
CAEN	49,1827	-0,45712	15,50	15,78	0,28	18,20	17,37	-0,83
CANT	43,47198	-3,79806	16,40	15,63	-0,77	18,80	18,93	0,13
CASC	38,69342	-9,41852	16,20	15,27	-0,93	18,00	19,73	1,73
CREI	49,26294	2,51183	14,60	15,86	1,26	18,10	17,96	-0,14
DARE	53,34481	-2,6405	17,30	15,71	-1,59	15,60	15,18	-0,42
DELF	51,98612	4,38759	15,10	15,89	0,79	17,60	17,29	-0,31
DENT	50,9337	3,39967	16,70	15,88	-0,82	17,70	17,49	-0,21
EGLT	45,40335	2,052	15,20	15,84	0,64	19,90	19,34	-0,56
ENIS	54,3954	-7,64484	16,50	15,44	-1,06	10,80	13,62	2,82
FOYL	54,98376	-7,33664	18,40	15,46	-2,94	13,50	13,42	-0,08
GAIA	41,10602	-8,58908	14,20	15,34	1,14	16,20	18,96	2,76
BRST	48,4446	-4,41183	17,40	15,61	-1,79	17,10	16,85	-0,25
GWWL	52,73797	15,20521	16,00	15,71	-0,29	19,20	19,37	0,17
HELG	54,17448	7,89309	14,60	15,90	1,30	17,10	17,19	0,09
HERT	50,86748	0,33435	16,60	15,81	-0,79	17,30	16,86	-0,44
INVR	57,48625	-4,21927	17,10	15,65	-1,45	14,50	13,00	-1,50
KIRU	67,85735	20,96845	14,60	15,42	0,82	15,10	14,58	-0,52

1	2	3	4	5	6	7	8	9
KLOP	50,21977	8,72993	16,30	15,88	-0,42	19,40	18,91	-0,49
KURE	58,25563	22,51006	14,10	15,29	1,19	18,20	18,92	0,72
LAMA	53,8924	20,66994	14,70	15,41	0,71	19,20	20,14	0,94
LEON	42,58841	-5,65097	19,80	15,53	-4,27	22,70	18,92	-3,78
LROC	46,15894	-1,21932	15,20	15,75	0,55	17,90	18,40	0,50
MAN2	48,01862	0,15529	16,00	15,80	-0,20	17,50	17,96	0,46
MAR6	60,59514	17,25853	15,60	15,63	0,03	14,60	16,76	2,16
MDOR	45,79902	4,80896	15,90	15,88	-0,02	19,80	19,74	-0,06
MORP	55,21279	-1,68549	15,30	15,75	0,45	16,50	14,59	-1,91
ONSA	57,3953	11,92552	13,40	15,84	2,44	16,20	16,81	0,61
OSLS	59,73659	10,36776	16,40	15,88	-0,52	16,50	15,47	-1,03
POTS	52,37929	13,06609	15,10	15,79	0,69	19,20	19,04	-0,16
PUYV	45,04362	3,87887	16,40	15,87	-0,53	19,90	19,83	-0,07
REDU	50,0015	5,14488	15,50	15,89	0,39	18,60	18,23	-0,37
REDZ	54,47238	17,11753	13,90	15,63	1,73	18,90	19,14	0,24
RIGA	56,94862	24,05877	15,70	15,16	-0,54	18,40	19,76	1,36
SALA	40,94508	-5,49585	16,90	15,53	-1,37	20,10	19,57	-0,53
SCOA	43,39523	-1,68167	15,40	15,72	0,32	19,50	19,36	-0,14
SMID	55,64064	9,55931	15,50	15,89	0,39	16,60	16,98	0,38
STAS	59,01771	5,59862	15,10	15,92	0,82	14,30	14,64	0,34
SULD	56,84176	9,74216	15,10	15,89	0,79	16,40	16,53	0,13
SWKI	54,09861	22,92822	14,30	15,24	0,94	20,10	20,56	0,46
TLMF	43,57461	1,3751	15,60	15,82	0,22	20,80	19,88	-0,92
TOIL	59,42204	27,53664	16,00	14,84	-1,16	18,20	19,60	1,40
VAAS	62,96119	21,77064	18,50	15,35	-3,15	13,20	16,87	3,67
VALA	41,70251	-4,70831	15,00	15,58	0,58	19,70	19,43	-0,27
VFCH	47,29419	1,71967	15,20	15,84	0,64	18,40	18,56	0,16
VIGO	42,18398	-8,81308	17,00	15,32	-1,68	18,90	18,50	-0,40
VIL0	64,69785	16,55993	14,50	15,68	1,18	7,60	14,86	7,26
VIS0	57,65387	18,36732	13,60	15,57	1,97	18,50	18,20	-0,30
WSRT	52,91461	6,60451	16,80	15,90	-0,90	17,00	17,40	0,40

Таблиця 3.2.8

**Виміряні і модельні значення векторів АШГР перманентних ГНСС-станцій
та їх відхилення для Південного блоку**

назва станції	В, град	Л, град	V _В вим, мм/рік	V _В мод, мм/рік	Δ _В , мм/рік	V _Л вим, мм/рік	V _Л мод, мм/рік	Δ _Л , мм/рік
1	2	3	4	5	6	7	8	9
AJAC	41,92746	8,76262	13,00	15,43	2,43	21,70	20,23	-1,47
ALBA	38,97792	-1,85641	13,50	15,45	1,95	22,00	19,21	-2,79
ALME	36,85254	-2,45944	14,20	15,43	1,23	20,10	19,74	-0,36
AQUI	42,36824	13,35025	17,80	15,25	-2,55	26,20	20,94	-5,26
BACA	46,56206	26,91222	13,20	14,18	0,98	21,40	22,32	0,92
BAIA	47,65179	23,55772	14,60	14,53	-0,07	21,00	21,42	0,42
BELL	41,59962	1,40114	15,80	15,50	-0,30	23,60	19,00	-4,60
BOLG	44,50022	11,35677	16,70	15,35	-1,35	20,80	19,98	-0,82
BORR	39,90518	-0,08322	13,60	15,48	1,88	20,40	19,24	-1,16
BPDL	52,03527	23,12735	16,20	14,58	-1,62	18,10	20,10	2,00
BSCN	47,24688	5,98939	13,30	15,50	2,20	23,40	18,11	-5,29
BUCU	44,46394	26,12574	12,50	14,26	1,76	22,80	22,69	-0,11
BZRG	46,49902	11,3368	15,00	15,35	0,35	20,90	19,40	-1,50
CACE	39,47886	-6,3418	11,80	15,30	3,50	20,60	18,30	-2,30
CEBR	40,45347	-4,36786	15,50	15,38	-0,12	20,10	18,33	-1,77
CEU1	35,89197	-5,3064	16,00	15,33	-0,67	17,60	19,56	1,96
COBA	37,91561	-4,7211	16,00	15,36	-0,64	20,00	19,05	-0,95

1	2	3	4	5	6	7	8	9
COST	44,1615	28,65753	11,10	13,98	2,88	21,30	23,20	1,90
CRAK	50,10239	13,72924	15,50	15,26	-0,24	20,30	18,78	-1,52
CREU	42,31884	3,3156	12,70	15,51	2,81	21,30	19,13	-2,17
DRES	51,02983	13,72969	13,10	15,26	2,16	22,90	18,49	-4,41
DUTH	41,14021	24,9168	12,00	14,38	2,38	21,50	23,24	1,74
ELBA	42,7529	10,2111	15,40	15,39	-0,01	22,50	20,26	-2,24
ENTZ	48,54936	7,6399	15,10	15,47	0,37	20,50	18,03	-2,47
ESCO	42,69358	0,97567	13,20	15,50	2,30	19,30	18,58	-0,72
GARI	44,6769	12,24944	15,90	15,31	-0,59	20,70	20,10	-0,60
GLSV	50,36418	30,49673	12,10	13,77	1,67	21,00	22,00	1,00
GOPE	49,9137	14,78562	14,80	15,20	0,40	20,70	19,05	-1,65
GSR1	46,04813	14,54372	15,90	15,20	-0,70	22,60	20,15	-2,45
HOBUE	53,05063	10,4763	16,60	15,40	-1,20	17,70	17,14	-0,56
HUEL	37,19998	-6,92029	14,40	15,27	0,87	21,00	18,91	-2,09
IGEO	47,03037	28,84352	13,20	13,96	0,76	22,70	22,55	-0,15
IGMI	43,79565	11,2138	15,10	15,35	0,25	20,40	20,16	-0,24
ISTA	41,10445	29,01934	9,80	13,93	4,13	23,70	23,92	0,22
JOEN	62,39117	30,09616	14,60	13,84	-0,76	19,60	18,26	-1,34
KARL	49,01125	8,41126	16,40	15,46	-0,94	22,30	18,03	-4,27
LAG0	37,09894	-8,66836	20,90	15,18	-5,72	24,40	18,66	-5,74
LLIV	42,47813	1,97305	15,50	15,51	0,01	20,90	18,83	-2,07
LODZ	51,77872	19,45951	12,90	14,89	1,99	19,80	19,44	-0,36
MALA	36,72612	-4,39352	15,30	15,37	0,07	18,10	19,46	1,36
MALL	39,55263	2,62455	14,70	15,50	0,80	21,70	19,82	-1,88
MATE	40,64913	16,70446	18,60	15,06	-3,54	22,20	21,97	-0,23
MDVJ	56,02149	37,2145	12,90	12,85	-0,05	22,90	21,69	-1,21
MOPS	44,62935	10,94919	17,70	15,36	-2,34	22,10	19,87	-2,23
NOT1	36,87584	14,98979	18,10	15,15	-2,95	20,40	22,56	2,16
ORID	41,12731	20,79405	11,70	14,76	3,06	26,00	22,55	-3,45
OROS	46,55523	20,67135	14,10	14,78	0,68	23,00	21,17	-1,83
OSJE	45,56076	18,68048	15,60	14,94	-0,66	22,40	21,07	-1,33
PFA2	47,51533	9,78467	16,10	15,41	-0,69	19,20	18,78	-0,42
PRAT	43,88556	11,09913	17,00	15,36	-1,64	21,40	20,11	-1,29
PTBB	52,29619	10,45975	16,50	15,40	-1,10	20,60	17,39	-3,21
PULK	59,77184	30,32778	14,30	13,81	-0,49	21,60	19,18	-2,42
ROVE	45,8935	11,0421	16,30	15,36	-0,94	20,60	19,52	-1,08
SFER	36,46434	-6,20566	15,90	15,30	-0,60	18,50	19,25	0,75
SOFI	42,55609	23,39473	13,90	14,53	0,63	24,10	22,67	-1,43
SONS	39,67535	-3,96396	17,40	15,39	-2,01	21,10	18,64	-2,46
SRJV	43,86785	18,41389	12,20	14,95	2,75	18,70	21,46	2,76
SULP	49,83559	24,01449	15,00	14,49	-0,51	20,90	20,91	0,01
TORI	45,06337	7,66128	14,00	15,46	1,46	18,00	19,12	1,12
TUBI	40,78672	29,45068	10,40	13,87	3,47	19,40	24,05	4,65
UNPG	43,11939	12,3557	17,50	15,30	-2,20	21,20	20,56	-0,64
USAL	40,33492	18,11149	17,20	14,96	-2,24	25,00	22,28	-2,72
UZHL	48,63198	22,29762	12,70	14,65	1,95	19,20	20,91	1,71
VEN1	45,43057	12,35408	16,10	15,31	-0,79	21,50	19,91	-1,59
VILL	40,44359	-3,95196	14,30	15,39	1,09	18,00	18,40	0,40
VLNS	54,65315	25,29867	15,40	14,37	-1,03	17,90	19,76	1,86
WROC	51,11326	17,06204	14,30	15,06	0,76	19,80	19,15	-0,65
ZARA	41,6334	-0,88217	14,40	15,47	1,07	20,60	18,57	-2,03
ZECK	43,7884	41,56507	10,70	12,12	1,42	27,00	25,33	-1,67
ZOUF	46,55722	12,97355	14,70	15,28	0,58	23,90	19,70	-4,20

Аналогічні розрахунки виконано і для значень азимутів векторів швидкостей ГРЗК перманентних станцій Північного та Південного блоків.

Розрахунки, проведені за даними щорічних векторів АШГР перманентних станцій та аналіз отриманих модельних векторів Північного та Південного блоків, вказують на присутність на Європейській плиті двох мікроплит, що обертаються кожна відносно свого полюса Ейлера зі своєю швидкістю.

Точність визначення кутової швидкості обертання плити на порядок вища від її величини. Точність визначення координат полюса обертання плити також свідчить про його впевнену фіксацію порівняно із розмірами Євразійської тектонічної плити.

На рисунку 3.2.21 подано модельні вектори ГРЗК перманентних ГНСС-станцій, визначені за обчисленими ротаційними параметрами двох виділених блоків.

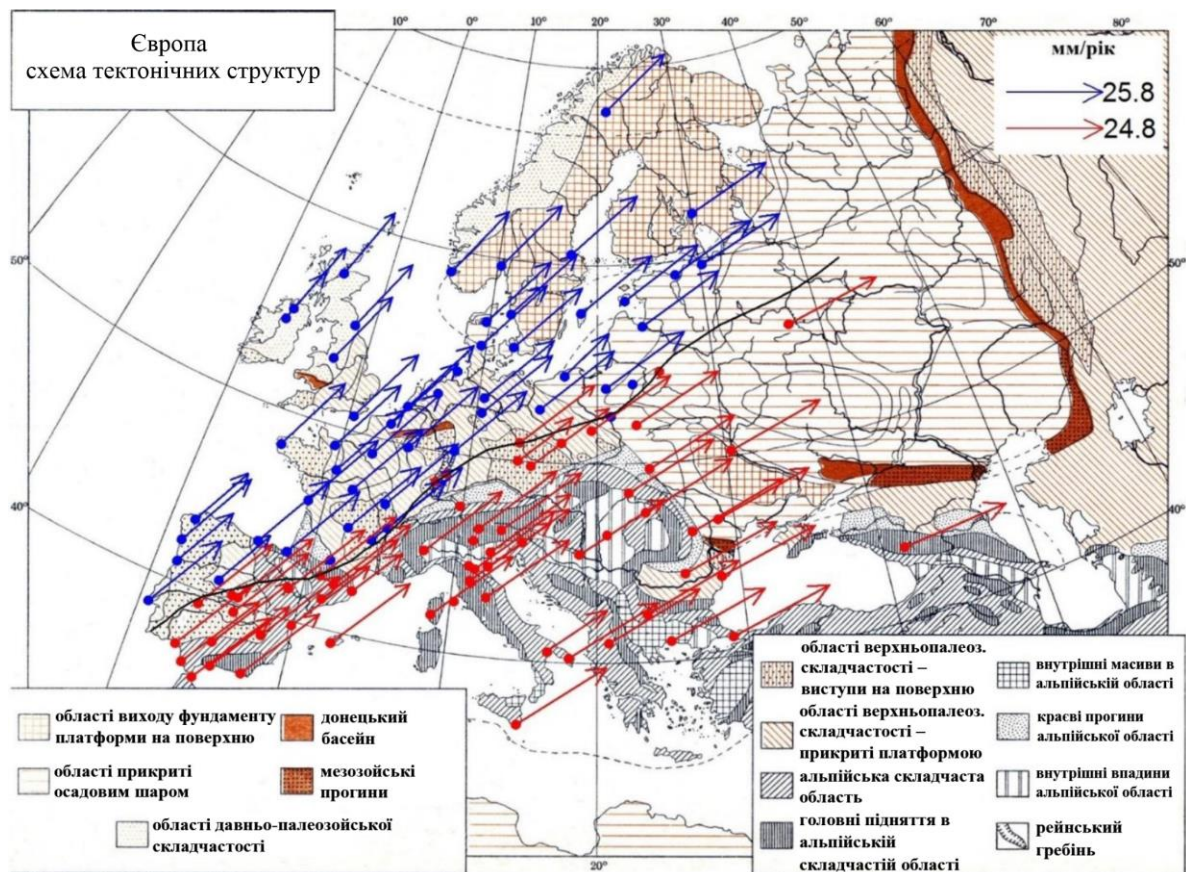


Рис. 3.2.21 Схема модельних векторів швидкостей горизонтального руху Північного та Південного блоку, визначених за ротаційними параметрами

Вектори Північного блоку зосереджені на території Верхньопалеозойської складчастості, що виступає на поверхню та в її областях які прикриті

платформою. Натомість вектори Південного блоку розташовані на території Альпійсько-Гімалайського поясу, зокрема в областях Альпійської складчастості, її головних підняттях, внутрішніх міжгірських масивах, краєвих прогинах та неогенових впадинах.

Наявність такого поділу дозволяє зробити припущення про те, що між Північним та Південним блоками проходить границя, вздовж якої відбувається зміщення блоків один відносно одного.

Для підтвердження розглянуто рух Північного блоку відносно Південного, як нерухомого, та за отриманими результатами побудовано карту-схему, що відображає цей рух (рис. 3.2.22).

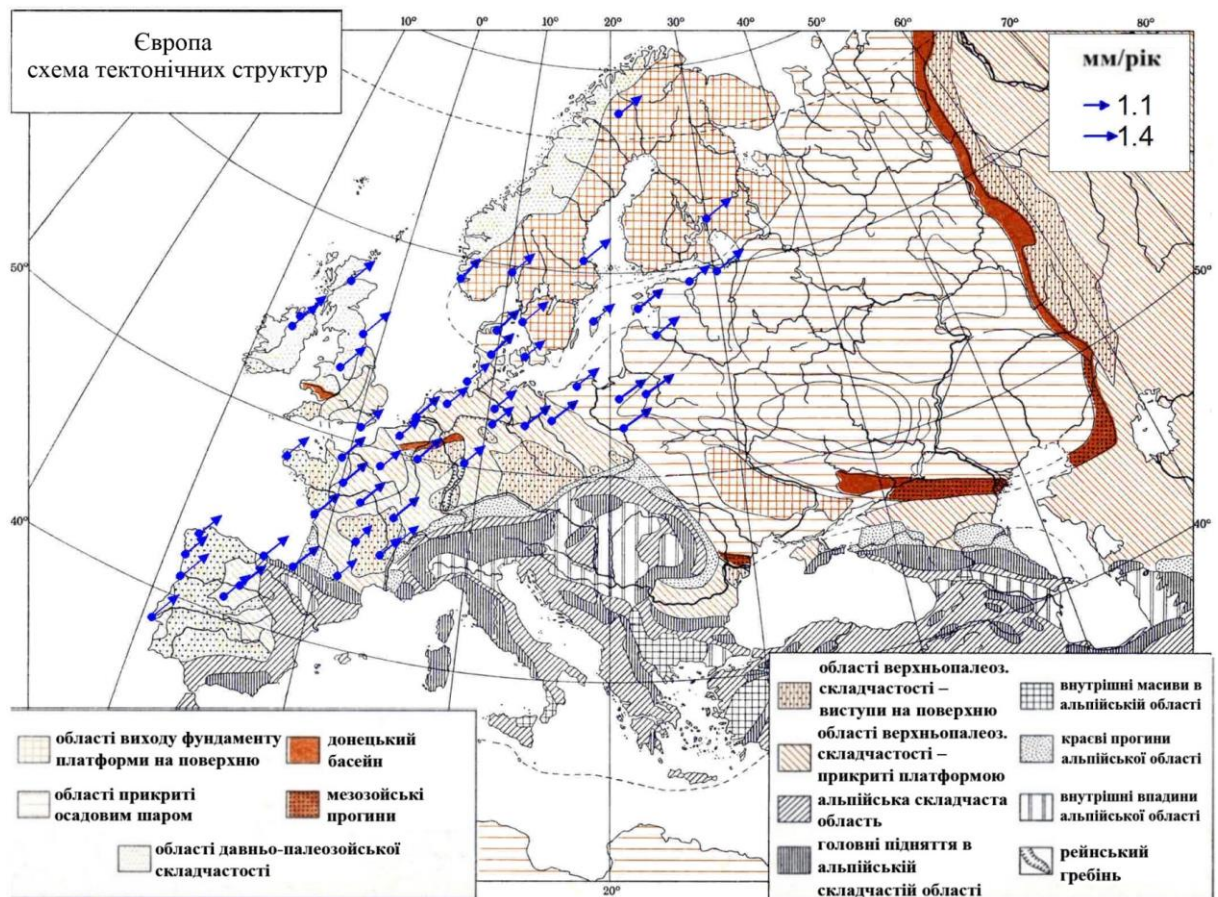


Рис. 3.2.22 Схема модельних векторів швидкостей ГРЗК Північного блоку відносно Південного (нерухомого)

Зміщення усієї частини Північного блоку відбувається у північно-східному напрямку зі швидкістю до $1,5 \text{ мм/рік}$ відносно нерухомого Південного блоку.

Отримана присутність на єдиній жорсткій плиті певних сегментів, що рухаються з різними кутовими швидкостями, підтверджується результатами тектонічних та палеотектонічних досліджень. В дослідженнях за результатами опрацювання палеотектонічних даних бачимо зміщення окремих блоків єдиної тектонічної плити, а за даними радіовуглецевого аналізу можна визначити вік породи (рис. 3.2.23) [88].

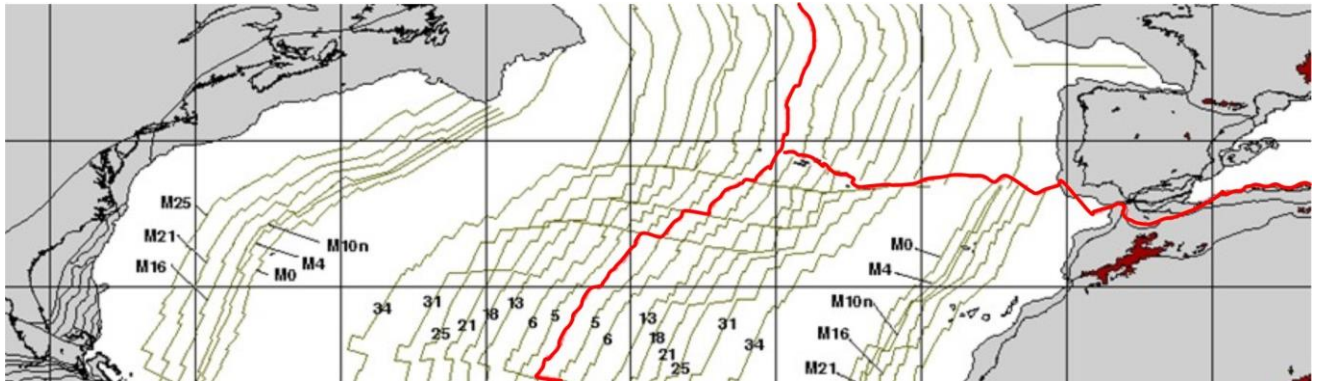


Рис. 3.2.23 Ізохрони для Центральної Атлантики. Лінії вказують на відносну позицію Північно-Американської плити відносно до Європейської [88]

За побудованими на основі палеотектонічних даних картами та схемами можна бачити, що тектонічні плити не є суцільними, а мають сегменти, які рухаються з різною кутовою швидкістю, що проявилось у відкладанні порід різного віку на дні океанів. Саме тому виділяються окремі блоки, які рухаються з різною кутовою швидкістю.

Зображене за палеотектонічними даними суттєве зміщення блоків у середньо-атлантичному жолубі дає підстави стверджувати, що цей процес триває протягом часу формування тектонічних структур Європейського континенту.

Однак, прояв цієї тріщинуватості видно лише на дні океану, її практично не можливо побачити на континенті, оскільки давні вулканічні породи прикриті осадовим шаром, тому палеотектонічні методи не є ефективними при дослідженні на суші. Отримані в ході даного дослідження результати демонструють можливість проведення такого тектонічного районування окремих блоків земної кори, використовуючи результати ГНСС-спостережень.

Умовно продовживши нашу лінію розмежування Північного та Південного блоків, виділених на основі диференціації за ротаційними характеристиками, а також межі раніше встановлених УБЗК, отриманих на основі диференціації за сталими кінематичними характеристиками, можемо побачити їх відображення у результатах досліджень тектонічних кордонів у західній частині Європейського континенту [32] (рис. 3.2.24).

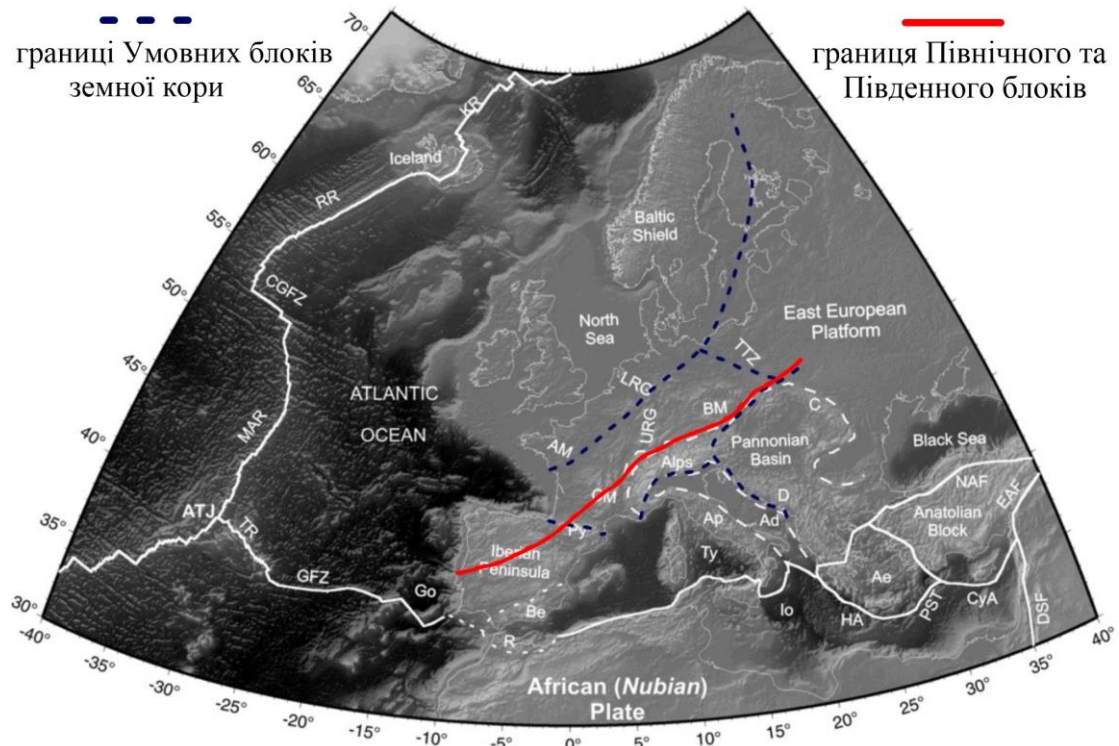


Рис. 3.2.24 Тектонічні кордони західної частини Євразійської плити, накладені на модель топографії ЕТОРО2 [32]

Як бачимо, границя Північного та Південного блоків (червона лінія) та границі УБЗК (синя лінія) співпадають, особливо в межах східної частини Альпійської дуги, території Паннонського басейну (дивись рис. 3.2.24). Розбіжність границь центральної частини Альпійської дуги пояснюється складною тектонічною будовою та неможливістю точного встановлення границь тектонічних структур даного регіону.

Отримані результати подібні до результатів досліджень Європейської тектонічної плити, де виділяють певні території із своїми ротаційними характеристиками, Variscan Orogen та Alpine Orogen, границі яких співпадають з межею Північного та Південного блоків [103].

В результаті проведених досліджень диференціації Східної частини Євразійської плити [195, 19, 34, 96] припускають що північно-західна границя Африканської та Євразійської тектонічних плит проходить через тектонічний розлом в межах Іберійського півострова [107, 71, 121], а не по глибинному розломі у Середземномор'ї [121, 1, 10] (рис. 3.2.25).

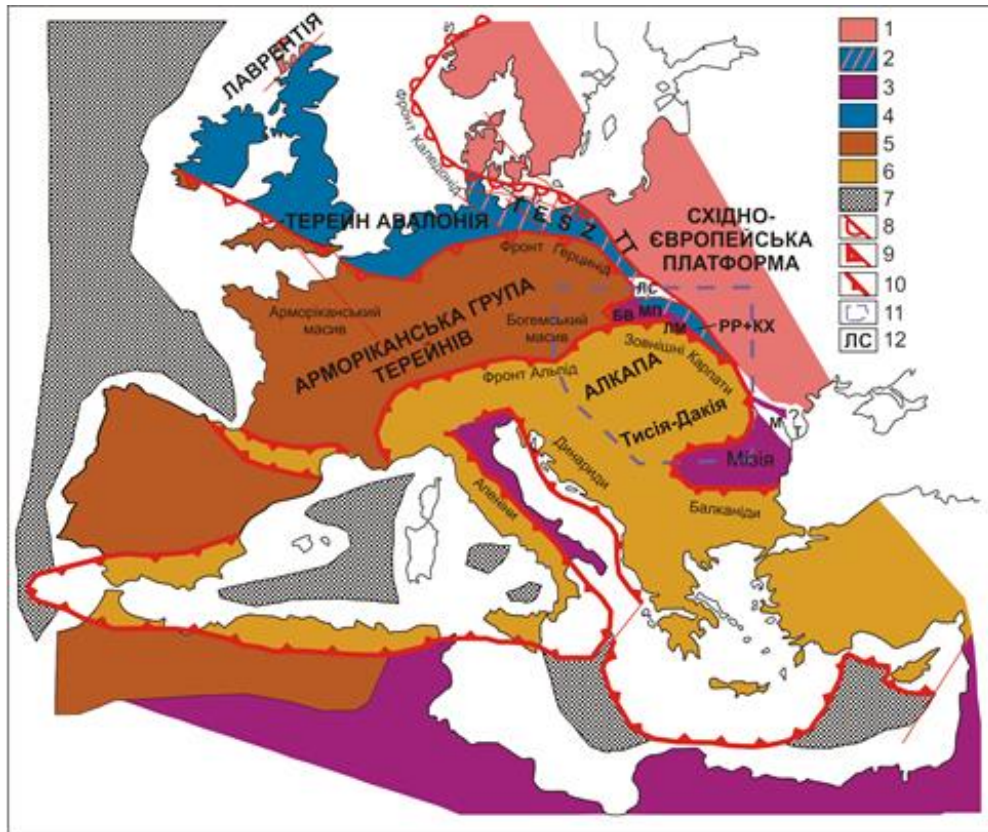


Рис. 3.2.25 Структурний поділ Європи. Складено за матеріалами [195, 19, 34, 107, 71, 121, 96, 1, 10] та ін.

1 – Східно-Європейська платформа (кратон); **2** – Транс-Європейська сутурна зона з блоками кори переробленого фундаменту як кратону, так і Західно-Європейської платформи; **3–5** – комплекси фундаменту Західно-Європейської платформи та північної Африки: **3** – байкаліди, **4** – каледоніди (терейн Авалонія і ін.), **5** – герциніди (Армориканська група терейнів і ін.); **6** – альпіди; **7** – океанічна кора; **8** – насувний фронт каледонід; **9** – фронт герцинід; **10** – фронт альпійських орогенів та зони субдукції; **11** – локалізація рис. 2.3; **12** – тектонічні одиниці: БВ – Бруновістулік, ЛС – Лисогурська, МП – Малопольська, ЛМ – Лежайський масив, РР+КХ – Рава-Руська та Коханівська зони, М – зона Мечин, Т – зона Тульча (дві останні належать орогену Північної Добруджі), ТЕСЗ – Транс-Європейська сутурна зона, ТТ – лініамент Тейсейра–Торнквіста.

Окрім цього, аналізуючи структурний поділ території Європи, бачимо, що виділений нами Північний блок відповідає Армориканській групі терейнів та

терейну Авалонія, а Південний блок відповідає території АЛКАПИ, що підтверджує наявність двох окремих блоків у Східній частині Євразійської плити.

Також виконано порівняння величин модельних векторів АШГР (умовно диференційна модель ГРЗК) перманентних ГНСС-станцій, отриманих для Північного та Південного блоків земної кори, з векторами АШГР перманентних ГНСС-станцій даного регіону, визначених із результатів ГНСС-спостережень та за відомими моделями ГРЗК Євразійської плити (табл. 3.2.9).

Для порівняння використано ГНСС-станції, рівномірно розташовані на території виділених Північного та Південного блоків.

Таблиця 3.2.9

Фрагмент порівняння векторів АШГР ГНСС-станцій Північного та Південного блоків, визначених за часовими серіями, з векторами диференційної моделі та іншими відомими моделями ГРЗК

характеристики		вектори абсолютних швидкостей горизонтального руху, мм/рік					
		вектор АШГР	відхилення від визначених	вектор АШГР	відхилення від визначених	вектор АШГР	відхилення від визначених
	Станції Північного блоку	EGLT		KIRU		REDU	
моделі	визначені з ГНСС-спостережень	25,04	0.39	21,00	0.58	24,21	0.25
	диференційна	25,43	-0.61	21,58	0.42	24,46	-0.56
	GEODVEL 2010	24,43	-2.22	21,42	-0.27	23,90	-1.43
	MORVEL 2010	22,82	-0.42	20,73	0.77	22,47	1.61
	APKIM2005-DGFI	24,62	-0.33	21,77	1.06	24,08	0.12
	APKIM2005-IGN	24,71	1.15	22,06	2.09	24,20	1.42
	GSRM v1.2	26,19	-0.35	23,09	0.33	25,62	-1.55
	CGPS 2004	24,69	-0.47	21,33	0.00	24,07	-0.16
	REVEL 2000	24,57	-0.49	21,00	0.08	23,91	-0.01
	ITRF2000 (AS&B))	24,55	-0.86	21,08	0.65	23,90	-0.13
	HS3-NUVEL1A	24,18	-0.87	21,65	-0.19	23,77	-0.24
	APKIM2000.0	24,17	-0.67	20,81	0.19	23,53	0.26
	ITRF2000 (D&A))	24,37	-1.26	21,19	0.28	23,79	-0.41
	HS2-NUVEL1A	23,78	-0.85	21,28	0.66	23,38	0.40
	NUVEL 1A	24,19	-0.19	21,66	1.25	23,78	0.65
	NUVEL 1	24,85	0.39	22,25	0.58	24,43	0.25

	<i>Станції Південного блоку</i>	<i>ALBA</i>		<i>SOFI</i>		<i>SULP</i>	
моделі	визначені з ГНСС-спостережень	25,81	1.07	27,82	0.32	25,73	-0.30
	<i>диференційна</i>	26,88	-0.64	28,14	-1.25	25,43	0.07
	GEODVEL 2010	25,17	-2.55	26,57	-3.54	25,50	-1.87
	MORVEL 2010	23,26	-0.47	24,28	-0.76	23,63	2.30
	APKIM2005-DGFI	25,34	-0.42	27,06	-0.61	25,93	0.18
	APKIM2005-IGN	25,39	1.12	27,21	0.73	26,11	1.30
	GSRM v1.2	26,93	-0.29	28,55	-0.73	27,41	-1.56
	CGPS 2004	25,52	-0.39	27,09	-0.99	25,85	-0.27
	REVEL 2000	25,42	-0.41	26,83	-0.85	25,58	0.11
	ITRF2000 (AS&B))	25,40	-1.13	26,97	-2.30	25,69	-0.86
	HS3-NUVEL1A	24,68	-0.78	25,52	-1.12	24,83	0.58
	APKIM2000.0	25,03	-0.67	26,70	-1.23	25,41	0.04
	ITRF2000 (D&A))	25,14	-1.53	26,59	-2.70	25,45	-1.02
	HS2-NUVEL1A	24,28	-1.12	25,12	-2.29	24,43	0.40
	NUVEL 1A	24,69	-0.45	25,53	-1.60	24,83	0.68
	NUVEL 1	25,36	1.07	26,22	0.32	25,51	-0.30

Обчислено значення середньоквадратичних відхилень векторів та азимутів АШГР для диференційної та інших відомих кінематичних моделей ГРЗК (табл. 3.2.10).

Таблиця 3.2.10

Середні квадратичні відхилення векторів та азимутів АШГР ГНСС-станцій диференційної та інших відомих моделей кінематики ГРЗК

Моделі	<i>Північний блок</i>		<i>Південний блок</i>		<i>загальне</i>	
	$\Delta S, \text{ мм/рік}$	$\Delta A, ^\circ$	$\Delta S, \text{ мм/рік}$	$\Delta A, ^\circ$	$\Delta S, \text{ мм/рік}$	$\Delta A, ^\circ$
диференційна модель	0,90	3,80	1,03	4,19	1,37	5,66
GEODVEL 2010	1,62	5,46	2,09	4,15	2,64	6,86
MORVEL 2010	2,34	10,88	3,16	5,30	3,93	12,10
APKIM2005-DGFI	1,65	7,53	2,03	4,66	2,62	8,86
APKIM2005-IGN	1,69	5,21	2,04	5,61	2,65	7,66
GSRM v1.2	2,18	4,95	2,42	4,19	3,26	6,49
CGPS 2004	1,58	5,47	2,05	4,00	2,59	6,78
REVEL 2000	1,57	6,83	2,07	4,84	2,60	8,37
ITRF2000 (AS&B [2002])	1,59	5,71	2,07	4,09	2,61	7,02
HS3-NUVEL1A	1,67	7,24	2,27	5,46	2,82	9,07
APKIM2000.0	1,72	5,04	2,13	3,75	2,74	6,28
ITRF2000 (D&A [2001])	1,63	5,55	2,09	4,09	2,65	6,89
HS2-NUVEL1A	1,79	7,18	2,50	5,41	3,07	8,99
NUVEL 1A	1,67	7,25	2,26	5,47	2,81	9,08
NUVEL 1	1,67	7,29	2,03	5,49	2,63	9,13

Аналізуючи таблиці 3.2.9 та 3.2.10, можна стверджувати, що вектори АШГР перманентних ГНСС-станцій, отримані для різних відомих кінематичних моделей як Північного, так і Південного блоків, мають більше відхилення від векторів

АШГР, отриманих на основі опрацювання часових серій ГНСС-спостережень порівняно з відхиленнями диференційної моделі ГРЗК Північного та Південного блоків. Наведені середньоквадратичні відхилення отриманих результатів також показують перевагу запропонованої диференційної моделі на відміну від відомих моделей кінематики ГРЗК території Європи.

Така розбіжність пояснюється використанням при створенні кінематичних моделей Євразійської плити, як одного суцільного блоку з подальшим обчисленням значень векторів швидкостей горизонтального руху. Натомість вектори швидкостей горизонтального руху у запропонованій диференційній моделі ГРЗК отримано на основі диференціації Євразійської плити на два блоки, що дозволило отримати менші відхилення.

Менша розбіжність між векторами та азимутами АШГР диференційної моделі та векторами АШГР, обчисленими на основі часових серій, дозволить отримати достовірніше значення горизонтальної складової зміщення ГНСС-станцій, що в свою чергу дозволить надійніше прогнозувати зміну координат пунктів у часі та краще уточнювати як параметри переходу між системами координат, так і безпосередньо моделі кінематики тектонічних плит.

Проведене дослідження демонструє наявність на території Європи двох тектонічних блоків з відмінними ротаційними характеристиками. Межі цих блоків узгоджуються з даними палеотектонічних досліджень на глибинних розломах Атлантичного океану та рядом інших досліджень. Диференціація підтверджується північно-південною орієнтацією максимальних осей стиску на території Європи, яка може пояснюватися дією доцентрових сил Південного блоку відносно полюса Ейлера, а також наступом Африканської плити на Євразійську.

Розроблена методика дозволяє, використовуючи абсолютні вектори швидкості руху, визначені за ГНСС-спостереженнями, проводити диференціацію ротаційних рухів земної кори відносно полюсів Ейлера.

Розроблений математичний апарат та методику можна використовувати для диференціації рухів земної кори за ротаційними параметрами для будь-якої тектонічної плити або її частини.

Висновки до розділу 3

1. Розроблено методику та алгоритм визначення динаміки ротаційних параметрів тектонічної плити за даними щорічних горизонтальних рухів земної кори, отриманих з ГНСС-спостережень, та можливої диференціації тектонічної плити на окремі блоки.
2. За даними щорічних (2000 – 2010) швидкостей горизонтальних рухів перманентних ГНСС-станцій визначено зміни ротаційних параметрів території Європи та встановлено межі двох блоків, які мають різні ротаційні параметри (Північний блок: $\Omega = 0,281 \pm 0,006 \text{ } \%/_{\text{млн.р}}$, $\Phi = 59,56^\circ \pm 0,85^\circ$, $\Delta = -88,75^\circ \pm 2,33^\circ$; Південний блок: $\Omega = 0,271 \pm 0,006 \text{ } \%/_{\text{млн.р}}$, $\Phi = 59,61^\circ \pm 0,83^\circ$, $\Delta = -90,55^\circ \pm 2,18^\circ$).
3. Рух цих блоків з різною кутовою швидкістю має відображення на палеотектонічних картах середньо-атлантичного жолоба. Межі цих блоків співпадають з виділеними на території Європейського континенту тектонічними структурами, що підтверджує дослідження інших авторів за якими північно-західна границя Африканської та Євразійської тектонічних плит проходить через розлом в межах Іберійського півострова, а не як прийнято по глибинному розломі.
4. Проведена диференціація підтверджується північно-південною орієнтацією максимальних осей стиску на території Європи, яку можна пояснити дією доцентрових сил Південного блоку відносно полюса Ейлера, а також насуванням Африканської плити на Євразійську.
5. Розроблена диференційна модель кінематики Європейського континенту краще узгоджується з результатами визначення векторів абсолютних швидкостей горизонтального руху за часовими серіями, ніж інші відомі моделі, що свідчить про необхідність їх уточнення з метою достовірного прогнозування координат перманентних ГНСС-станцій у часі тощо.
6. Розроблений алгоритм та методику можна застосовувати для диференціації рухів земної кори за ротаційними параметрами для будь-якої тектонічної плити або її частини.

ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

1. Для території Європи величини абсолютних швидкостей горизонтальних рухів є в межах $25 - 30 \text{ мм/рік}$, достовірність яких забезпечується щоденними розв'язками мереж перманентних ГНСС-станцій. Швидкості регіональних рухів є в межах $2 - 3 \text{ мм/рік}$, а їх достовірність визначається на основі опрацювання тривалих часових серій, за умови лінійної збіжності їх результатів.
2. На основі опрацювання результатів спостережень перманентних ГНСС-станцій території Європи, за період 2000 – 2010 роки, виділено шість умовних блоків земної кори. Регіональні швидкості горизонтальних рухів виділених умовних блоків в середньому складають $2,5 \text{ мм/рік}$ і мають практично лінійний характер. Порівняно з іншими дослідженнями швидкості горизонтальних рухів, виділених умовних блоків, вказують на певну збіжність, а їх границі співпадають з основними тектонічними розломами. Проте виділені умовні блоки охоплюють інші тектонічні структури. Причина такої відмінності полягає у використанні, для даного дослідження, щорічних регіональних швидкостей горизонтальних рухів, а не їх осереднених, за різний період, значень, отриманих за результатами ГНСС-спостережень різної тривалості.
3. Детальний аналіз часових серій перманентних ГНСС-станцій Карпато-Балканського регіону (1990 – 2010) дозволив провести просторово розподіл даної території на чотири блоки. Кінематика цих блоків підтверджується блоковою структурою регіону та ротацією тектонічних блоків Карпатської дуги. Виділені блоки за сталими кінематичними характеристиками Карпато-Балканського регіону мають спільні границі з умовними блоками, виділеними за даними регіональних швидкостей Європи, а також охоплюють одні і ті ж тектонічні структури.
4. За даними щорічних швидкостей горизонтального руху перманентних ГНСС-станцій встановлено місця прояву екстремальних параметрів деформації земної кори Європи у кожному році дослідження (2000 – 2010), які

збігаються з місцями підвищеної сейсмічної активності на території Європи та з основними тектонічними зонами. Максимальні значення осі деформацій земної кори Європи E_1 , які орієнтовані з півночі на південь, відображають стиснення Середземноморського поясу, Іберійської плити, Дінарид, Піреней та Зони Вранча.

5. За розробленою методикою диференціації тектонічної плити за ротаційними параметрами, використовуючи дані щорічних (2000 – 2010) абсолютних швидкостей горизонтальних рухів перманентних ГНСС-станцій, визначено зміни ротаційних параметрів території Європи та встановлено межі двох блоків, які мають відмінні ротаційні параметри.
6. Рух цих блоків з різною кутовою швидкістю має відображення на палеотектонічних картах середньо-атлантичного жолоба, а їх межі співпадають з виділеними на території Європейського континенту тектонічними структурами, що підтверджує дослідження інших авторів. За цими дослідженнями північно-західна границя Африканської та Євразійської тектонічних плит проходить через розлом в межах Іберійського півострова, а не як прийнято по глибинному розломі.
7. Проведена диференціація підтверджується північно-південною орієнтацією максимальної осі стиску E_1 на території Європи, що можна пояснити дією доцентрових сил Південного блоку відносно полюса Ейлера та насуванням Африканської тектонічної плити на Євразійську.
8. Розроблена диференційна модель кінематики Європейського континенту краще узгоджується з результатами визначення векторів абсолютних швидкостей горизонтальних рухів за часовими серіями, ніж інші відомі моделі, що свідчить про необхідність їх уточнення з метою достовірного прогнозування координат перманентних ГНСС-станцій тощо.
9. Виконані дослідження дають можливість удосконалити існуючі моделі горизонтальних рухів земної кори, необхідні для прогнозування та інтерполяції координат перманентних ГНСС-станцій та встановлення систем координат.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene / [K. Ustaszewski, S. Schmid, B. Fügenschuh et al.]. // *Journal of Geosciences*. – 2008. – №101. – P. 273–294.
2. A new global mode of Earth deformation: seasonal cycle detected / G. Blewitt, D. Lavallée, P. Clarke, K. Nurutdinov. // *Science*. – 2001. – №294(5550). – P. 2342–2345.
3. Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modeling and geodetic and seismological data / I. Jimenez-Munt, R. Sabadini, A. Gardi, G. Bianco. // *Journal of Geophysical Research*. – 2003. – №108(1). – P. ETG2/1-ETG2/24.
4. Ahola J. High precision GPS network for deformation studies / J. Ahola, J.-S. Finn. // *Sei.* – 2002. – №20(1-2). – P. 3–11.
5. Altamimi Z. DORIS contribution to ITRF2005 / Z. Altamimi, X. Collilieux, C. Boucher. // *Journal of Geodesy*. – 2006. – №80(8). – P. 625–635.
6. Altamimi Z. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications / Z. Altamimi, P. Sillard, C. Boucher. // *Journal of Geophysical Research*. – 2002. – №107(B10). – P. 2214.
7. Altamimi Z. New trends for the realization of the International Terrestrial Reference Frame System / Z. Altamimi, C. Boucher, P. Sillard. // *Adv. Space Res.* – 2002. – №30(2). – P. 175–184.
8. Anzidei M. The coseismic ground deformations of the 1997 Umbria-Marche earthquakes: a lesson for the development of new GPS networks / M. Anzidei, P. Baldi, E. Serpelloni. // *Ann. Geophys.* – 2008. – №51(2-3). – P. 343–359.
9. Argus D. No-Net-Rotation Model of current plate velocities incorporating plate motion model Nuvel-1 / D. Argus, R. Gordon. // *Geophysical Research Letters*. – 1991. – №18. – P. 2039–2042.

10. Artemieva I. Crustal thickness controlled by plate tectonics: A review of crust–mantle interaction processes illustrated by European examples / I. Artemieva, R. Meissner. // *Tectonophysics*. – 2012. – №530-531. – P. 18–49.
11. Bednarek R. Opracowanie mapy poziomych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Europy na podstawie danych serwisu EPN / R. Bednarek, B. Kontny. // *Геодезія, картографія і аерофотознімання*. – 2007. – №69. – С. 63–72.
12. Bestimmung rezenter Krustendeformationen im zentralen Mittelmeer mit GPS / K. Kaniuth, H. Drewes, K. Stuber, H. Tremel. // *Vermessungsw.* – 2001. – №126(5). – P. 256–262.
13. Besutiu L. Geodynamic considerations on the space-time migration of the Vrancea intermediate-depth seismicity / L. Besutiu, L. Zlagnean. // *Vergiliu Publishing House*. – 2009. – P. 140–152.
14. Blachowski J. Deformation information system for facilitating studies of mining-ground deformations, development, and applications / J. Blachowski, W. Milczarek, P. Stefaniak. // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2014. – №14. – P. 1677–1689.
15. Caporali A. Towards a Dense Velocity Field for Central Europe / A. Caporali. // *Geophysical Research Abstracts*. – 2013. – №15. – P. 2988.
16. Crustal deformation measured by GPS in the South Iceland Seismic Zone due to two large earthquakes in June 2000 / [T. Amadttir, S. Hreinsdottir, G. Gudmundsson et al.]. // *Geophysical Research Letters*. – 2001. – №28(21). – P. 4031–4033.
17. Crustal motion results derived from observations in the European geodetic VLBI network / [R. Haas, E. Gueguen, H. Scherneck et al.]. // *Earth, Planets and Space*. – 2000. – №52. – P. 759–764.
18. Current plate motions / C. DeMets, R. Gordon, D. Argus, S. Stein. // *Geophysical Journal International*. – 1990. – №101. – P. 425–478.
19. Dadlez R. Pomeranian Caledonides (NV Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept / R. Dadlez. // *Geological Quarterly*. – 2000. – №44(3). – P. 221–236.

20. Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior / [B. Aktug, J.-M. Nocquet, A. Cingöz et al.]. // *Journal of Geophysical Research*. – 2009. – №114(B10404). – P. 1–22.
21. DeMets C. Geologically current plate motions / C. DeMets, R. Gordon, D. Argus. // *Geophysical Journal International*. – 2010. – №181(1). – P. 1–591.
22. Dimitrov D. Vertical crustal movements in the Plovdiv-Chirpan region determined from 1929-1959 state levelling data / D. Dimitrov. // *Висша геод.* – 2008. – №21. – P. 48–52.
23. Drewes H. Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models / H. Drewes. // *Springer*. – 1998. – №119. – P. 377–382.
24. Drewes H. Models for monitoring regional geokinematics in the Alpine-Mediterranean region / H. Drewes. // *Ann. Geophys.* – 1984. – №2. – P. 235–238.
25. Drewes H. The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model 2000 (APKIM 2000) as a Geodetic Reference System / H. Drewes, D. Angermann. // *Proc. IAG Scientific Assembly*. – 2001.
26. Drewes H. The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model APKIM2005 as basis for a non-rotating ITRF, Geodetic Reference Frames / H. Drewes. // *Springer*. – 2009. – №134. – P. 95–99.
27. Ductile crustal flow in Europe's lithosphere / M.Tesauro, E. Burov, M. Kaban, S. Cloetingh. // *Geophysical Research Abstracts*. – 2011. – №13. – P. 6367.
28. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions / C. Demets, R. Gordon, D. Argus, S. Stein. // *Geophysical Research Letters*. – 1994. – №21. – P. 2191–2194.
29. Enman S. Recent vertical crustal movements of the northern shores of the Black Sea and the Sea of Azov based on geological, geodetic and tide-gauge data / S. Enman, A. Nikonov. – Nice: *Ann. Geophys*, 1998. – 349 p. – (Abstr. 23rd Gen. Assem. Eur. Geophys. Soc.; №16).

30. Estimation of the Terceira Island (Azores) main strain rates from GPS data / A. Navarro, J. Catalão, J.-M. Miranda, R.-M. Fernandes. // *Earth, Planets and Space*. – 2003. – №55(10). – P. 637–642.
31. EUREF Permanent GPS Network [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://www.epncb.oma.be>.
32. European continuous active tectonic strain-stress map / [A. Olaiz, A. Munoz-Martin, G. DeVicente et al.]. // *Tectonophysics*. – 2009. – P. 1–8.
33. Foldvary S. Toresvonalak vizsgalata geodeziai mikrohalozatokkal / S. Foldvary, L. Miskolczi, O. Radai. // *Foldt. Kozl.* – 1986. – №116(1). – P. 65–74.
34. Franke W. The mid-European segment of the Variscides: Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution, in *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, edited by W. Franke et al / W. Franke. // *Geological Society London Special Publications*. – 2000. – №179(1). – P. 35–61.
35. Geodetic and geological monitoring of long term crustal movements in the Thames Estuary and Greater London / [V. Ashkenazi, R.-M. Bingley, S.-J. Booth et al.]. // *Ann. Geophys.* – 1998. – №16. – 348 p.
36. Geodynamics of the east Sudeten (border area of the Czech republic and Poland) / [V. Schenk, Z. Schenková, S. Cacoń et al.]. – Birmingham: IUGG 99: XXII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, 1999. – 449 p.
37. GEONAS - geodynamic network of permanent GNSS stations within the Czech Republic / V. Schenk, Z. Schenková, M. Cajthamlova, Z. Fucik. // *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. – 2010. – №7(1). – P. 99–111.
38. Georgiev I. Assessment of horizontal velocities at South-western Bulgaria by GPS / I. Georgiev, D. Dimitrov. // *Висша геодезия*. – 2006. – №17. – P. 15–34.
39. GEOSUD/SUDETEN Network GPS data reprocessing and horizontal site velocity estimation / [J. Kapłon, B. Kontny, P. Grzempowski et al.]. // *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. – 2014. – №1(173). – P. 65–75.

40. Global geodetic strain rate model / [C. Kreemer, E. Klein, Z. Shen et al.]. // Geological, earthquake and geophysical data. GEM Technical report. – 2014. – 120 p.
41. Goldstein H. Classical Mechanics / H. Goldstein. – Cambridge: Addison Wesley, 1950. – 399 p.
42. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interaction / [R. Reilinger, S. McClusky, P. Vernant et al.]. // Journal of Geophysical Research. – 2006. – №111(B05411). – P. 1–26.
43. GPS deformation measurements in the geodynamic test network S6skiit / [J. Adam, K. Dede, B. Heck et al.]. // Period. polytechn. Civ. Eng. – 2002. – №46(2). – P. 169–177.
44. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion / [C. DeMets, P. Jansma, G. Mattioli et al.]. // Geophysical Research Letters. – 2000. – №3. – P. 437–440.
45. GPS measurements of vertical crustal motion in Greenland / J. Wahr, T. Dam, K. Larson, K. Francis. // Journal of Geophysical Research. – 2001. – №106(24). – P. 33755–33759.
46. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993-1998 / [C. Vigny, J. Chéry, T. Duquesnoy et al.]. // Journal of Geodesy. – 2002. – №76(2). – P. 63–76.
47. Grafarend E. Intrinsic deformation analysis of the Earth's surface based on displacement fields derived from space geodetic measurements. Case studies: present-day deformation patterns of Europe and of the Mediterranean area (ITRF data sets) / E. Grafarend, B. Voosoghi. // Journal of Geodesy. – 2003. – №77(5-6). – P. 303–326.
48. Grenerczy G. Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements / G. Grenerczy, A. Kenyeres, I. Fejes. // Journal of Geophysical Research. – 2000. – №105(9). – C. 21835–21846.

49. Gripp A. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model / A. Gripp, R. Gordon. // *Geophysical Research Letters*. – 1990. – №17. – P. 1109–1112.
50. Gripp A. Young tracks of hotspots and current plate velocities / A. Gripp, R. Gordon. // *Geophysical Journal International*. – 2002. – №150. – P. 321–361.
51. Ground deformation due to tectonic, hydrothermal, gravity, hydrogeological, and anthropic processes in the Campania Region (Southern Italy) from Permanent Scatterers Synthetic Aperture Radar Interferometry / [G. Vilardoa, G. Venturab, C. Terranovac et al.]. // *Remote Sensing of Environment*. – 2009. – №113(1). – P. 197–212.
52. Heinert M. Angepasste Methoden der Deformationsanalyse für die geodätischen Messungen in Südwestsiedland / M. Heinert, B. Ritter, W. Niemeier. // *Geod., Geoinf. und Landmanag.* – 2004. – №129(6). – P. 399–406.
53. Hradilek L. Recent crust movement / L. Hradilek. // *Journal of Geodynamics*. – 1988. – №9(2-4). – P. 113–115.
54. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys / [M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula et al.]. // *Geophysical Journal International*. – 2001. – №146(1). – P. 98–110.
55. Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the Global Positioning Systems / Y. Bock, R. Nikolaidis, P. DeJonge, M. Bevis. // *Journal of Geophysical Research*. – 2000. – №115(B12). – P. 28223–28253.
56. Integration of permanent and periodic GPS/GNSS measurements for local and regional geodynamic research in the area of the Polish-Czech Network SUDETEN / [B. Kontny, J. Kaplon, V. Schenk et al.]. // *Geophysical Research Abstracts*. – 2014. – №16. – P. 14688.
57. International DORIS Service [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://ids-doris.org/>.
58. International Laser Ranging Service [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://ilrs.gsfc.nasa.gov>.

59. Intraplate Deformation in Western Europe Deduced from an Analysis of the ITRF97 Velocity Field / [J.-M. Nocquet, E. Calais, Z. Altamimi et al.]. // *Journal of Geophysical Research*. – 2001. – №106. – P. 11239–11258.
60. Kearey P. Global tectonics. – 3rd ed / P. Kearey, K. Klepeis, F. Vine. – UK: John Wiley & Sons Ltd, 2009. – 495 p.
61. Kober L. Bau und Entstehung der Alpen / L. Kober. – Wien, 1923. – 283 p.
62. Kreemer C. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation / C. Kreemer, W.-E. Holt, A.-J. Haines. // *Geophysical Journal International*. – 2003. – №154(1). – P. 8–34.
63. Matthew E. Pritchard InSAR, a tool for measuring Earth's surface deformation / E. Matthew. // *Physics Today*. – 2006. – P. 68–69.
64. McCaffrey R. Crustal block rotations and plate coupling, in Plate Boundary Zone / R. McCaffrey. // *AGU Geodynamics*. – 2002. – №30. – P. 101–122.
65. McCaffrey R. Slip partitioning at convergent plate boundaries of SE Asia / R. McCaffrey. // *Tectonic Evolution of Southeast Asia, Geological Society Special Publication*. – 1996. – №106. – P. 3–18.
66. Meade B.-J. Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements / B.-J. Meade, B.-H. Hager. // *Journal of Geophysical Research*. – 2005. – №110(B03403). – P. 1–19.
67. Meßkampagne 1995 zur Bestimmung von Deformationen der Erdkruste in Südwestisland / [A. Nicola, P. Einarsson, M. Heinert et al.]. // *Vermessungsw.* – 1999. – №124(12). – P. 377–388.
68. Milev G. Possibilities for the study of recentl crustal movements in the Struma fault zone, on the basis of neotectonic and geodetic data and their relations to earthquakes / G. Milev, B. Vrablyanski. // *Journal of Geodynamics*. – 1988. – №9(2-4). – P. 265–277.
69. Modeling surface GPS velocities in the Southern and Eastern Alps by finite dislocations at crustal depths / [A. Caporali, F. Neubauer, L. Ostini et al.]. // *Tectonophysics*. – 2013. – №590. – P. 136–150.

70. Monitoring terrain deformations at Phlegrean Fields by means of SAR interferometry / S.Usai, V. Achilli, S. Borgstrom, R. Klees. // *Geophysical Research Abstracts*. – 1999. – №1. – 220 p.
71. Nawrocki J. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion / J. Nawrocki, P. Poprawa. // *Geological Quarterly*. – 2006. – №50(1). – P. 59–76.
72. No significant post-Eocene rotation of the Moesian Platform and Rhodope (Bulgaria): Implications for the kinematic evolution of the Carpathian and Aegean arcs / [D.J.J. Van Hinsbergen, G. Dupont-Nivet, R. Nakov et al.]. // *Earth Planet. Sci.* – 2008. – №273(3-4). – P. 345–358.
73. Nocquet J.-M. Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe / J.-M. Nocquet, E. Calais. // *Pure and Applied Geophysics*. – 2004. – №161(3). – P. 661–681.
74. Novotny Z. The annual horizontal and vertical movement of European Permanent Network Station in Central Europe / Z. Novotny, J. Kostecky. // *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #G43B-1202*. – 2007.
75. Nyst M. Global surface deformation inferred from IGS motion vectors / M. Nyst, W. Spakman. // *Geophysical Research Abstracts*. – 1999. – №2(1). – 201 p.
76. On the determination of a global strain rate model / [C. Kreemer, J. Haines, W. Holt et al.]. // *Earth, Planets and Space*. – 2000. – №52. – P. 765–770.
77. Özeren M. The dynamics of the eastern Mediterranean and eastern Turkey / M.-S. Özeren, W.-E. Holt. // *Geophysical Journal International*. – 2010. – №183(3). – P. 1165–1184.
78. Pan M. Estimating present-day postglacial rebound and horizontal movements in Fennoscandia by repeated GPS campaigns in 1993 and 1997 / M. Pan, L. Sjöberg. // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – №26(6). – P. 771–774.
79. Pichon Le. Sea-floor spreading and continental drift / Le. Pichon. // *Journal of Geophysical Research*. – 1968. – №73(12). – P. 3611–4131.

80. Pospíšil L. Geodynamically active areas in Central Europe determined on the bases of GPS measurements: kinematic models / L. Pospíšil, J. Hefty, O. Švábenský. // *Acta Montanistica Slovaca*. – 2014. – №19(3). – P. 126–140.
81. Pospíšil L. Risk and Geodynamically areas of the Carpathian Lithosphere on the base of geodetical and geophysical data / L. Pospíšil, J. Hefty, L. Hipmanová. // *Acta Geod. Geoph.* – 2012. – №47(3). – P. 287–309.
82. Prawirodirdjo L. Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations / L. Prawirodirdjo, Y. Bock. // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – №109(B08405). – P. 1–15.
83. Probing Tectonic Topography in the After of Continental Convergence in Central Europe / [S. Cloetingh, F. Horváth, C. Dinu et al.]. // *Eos*. – 2003. – №84(10). – P. 767–785.
84. Romanyshyn I. The investigation results of modern horizontal deformations of the Earth surface in Crimean geodynamical proving ground / I. Romanyshyn, K. Tretyak. – Vienna: *Ann. Geophys*, 1997. – 214 p. – (Abstr. Eur. Geophys. Soc. Symp). – (Solid Earth Geophys. and Natur. Hazards; №15(1)).
85. Royal Observatory of Belgium [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://gnss.be>.
86. Schenk V. Recent geodynamic pattern of the eastern part of the Bohemian Massif / V. Schenk, Z. Schenková, M. Grácov. // *Geophysical Research Abstracts*. – 2009. – №11. – P. 2763.
87. Schenk V. Reply to comment by J. Mrlina et al. on “Crustal deformations in the epicentral area of the west Bohemia 2008 earthquake swarm in central Europe / V. Schenk, Z. Schenková. // *Journal of Geophysical Research*. – 2014. – №119(10). – P. 7870–7873.
88. Schettino A. New Internet software aids paleomagnetic analysis and plate tectonic reconstructions / A. Schettino, C. Scotese. // 2001. – №82. – P. 530–536.
89. Schmitt G. Monitoring crustal deformations in Friuli, Italy with a regional GPS network / G. Schmitt, R. Jäger, C. Marchesini. // *Proc. Székesfehérvár*. – 1996. – P. 75–81.

90. Scripps Orbit and Permanent Array Center [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://sopac.ucsd.edu>.
91. Sella G. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy / G. Sella, T. Dixon, A. Mao. // Journal of Geophysical Research. – 2002. – №107(B4). – P. ETG 11/1–ETG 11/30.
92. Southern California Integrated GPS Network [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://www.scign.org>.
93. State of strain in the Italian crust from geodetic data / A. Caporali, S. Martin, M. Massironi, S. Baccini. // EUREF Publikation. – 2002. – №10.
94. Surface kinematics in the Alpine-Carpathian-Dinaric and Balkan region inferred from a new multi-network GPS combination solution / [A. Caporali, C. Aichhorn, M. Barlik et al.]. // Tectonophysics. – 2009. – №474(1). – P. 295–321.
95. Szafian P. Crustal structure in the Carpatho-Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modeling and their geodynamic significance / P. Szafian, F. Horvath. // Int J Earth Sci. – 2006. – №95. – P. 50–67.
96. Tektoniczna Polski / [A. Żelaźniewicz, P. Aleksandrowski, Z. Buła et al.]. – Wrocław: KiD, 2011. – 60 p.
97. Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model / L. Csontos, A. Nagymarosy, F. Horvath, M. Kovac. // Tectonophysics. – 1992. – №208. – P. 221–241.
98. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data / [L. Fodor, L. Csontos, G. Bada et al.]. // Journal of the Geological Society. – 1999. – Spec. Publ. – P. 1–156.
99. The active deformation field of the Aegean determined from seismicity and GPS data. Papazachos Costa – Birmingham: IUGG 99: XXII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, 1999. – 162 p.
100. The angular velocities of the plates and the velocity of the Earth's centre from space geodesy / [D. Argus, R. Gordon, M. Heflin et al.]. // Geophysical Journal International. – 2010. – №180. – P. 913–960.

101. The European VLBI Network [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://www.evlbi.org>.
102. The GEodynamic Network of the Academy of Sciences of the Czech Republic: Permanent GNSS observations and routine data processing in the IRS operational centre / [F. Mantlík, V. Schenk, Z. Schenková та ін.]. // EUREF Publikation. – 2006. – №16.
103. The Geological and Tectonic Framework of Europe [Электронный ресурс] / [J. Plant, A. Whittaker, A. Demetriades et al.] – Режим доступа до ресурсу: <http://weppi.gtk.fi/publ/foregsatlas/article.php?id=4>.
104. The Global Geodetic Observing System (GGOS): observing the dynamics of the Earth system / [H. Plag, G. Beutler, R. Forsberg et al.]. // Background and rationale for a GGOS membership in IGOS-P. – 2005. – P. 1–11.
105. The Global Geodetic Observing System [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://www.ggos.org>.
106. The Nevada Geodetic Laboratory [Электронный ресурс] – Режим доступа до ресурсу: <http://geodesy.unr.edu>.
107. The Variscan Orogen in Poland / S.Mazur, P. Aleksandrowski, R. Kryza, T. Oberc-Dziedzic. // Geological Quarterly. – 2006. – №50(1). – P. 89–118.
108. To geodynamic interpretations of the GPS data monitored at the EAST SUDETEN network / [V. Schenk, Z. Schenková, S. Cacoń et al.]. // Acta Montana. – 2003. – №24(131). – P. 87–97.
109. Tretyak K. Differentiation of the rotational movements of the European continent's earth crust / K. Tretyak, A. Vovk. // Acta Geodynamica et Geomaterialia. – 2016. – Vol 13 №1(181). – P. 5–18.
110. Tretyak K. Research on European crust's dynamics of horizontal movements and deformation based on GNSS observation data (2000-2010) [Электронный ресурс] / K. Tretyak, A. Vovk // Proceedings XXIII international symposium on modern technologies, education and professional practice in geodesy and related fields. – 2013. – Режим доступа до ресурсу: <https://www.researchgate.net/publication/294259408>.

111. U.S. Geological Survey [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу:
<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/slabs.html>.
112. UNAVCO [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу:
<http://www.unavco.org>.
113. Using GPS observations for studying the dynamics of the Azores- Gibraltar region / [L. Bastos, J. Osorio, P. Baptista et al.]. – Birmingham: IUGG 99: XXII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, 1999. – 445 p.
114. Vyskocil P. Horizontal deformations on the border of the Bohemian massif as determined by repeated EDM measurements / P. Vyskocil. // *Tectonophysics*. – 1983. – №97(1). – P. 4–95.
115. Vyskocil P. Soucasne poznatky o dinamice styku Karpat a Cheskeho massivu / P. Vyskocil. // *Geodetický a Kartografický Obzor*. – 1997. – №3(23). – P. 55–61.
116. Vyskocil P. The dynamics of the Bohemian massif / P. Vyskocil. // *Journal of Geodynamics*. – 1988. – №9(2-4). – P. 173–174.
117. Wegener A. Die entstehung der kontinente und ozeane [Електронний ресурс] / A. Wegener. – 1929. – Режим доступу до ресурсу: <http://caliban.mpiz-koeln.mpg.de/wegener/>.
118. Wegener A. Die Herausbildung der Grossformen der Erdrinde (Kontinente und Ozeane), auf geophysikalischer Grundlage / A. Wegener. // *Petermanns Geographische Mitteilungen*. – 1912. – №63. – P. 185–195, 253–256, 305–309.
119. Wegener A. The origin of continents and oceans / Wegener. // *Dover Publications*. – 1966. – 272 p.
120. Wilson P. Crustal dynamics of the eastern Mediterranean / P. Wilson, L. Aardoom. // *CSTG Bull.* – 1982. – №4.
121. Winchester J. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations / J. Winchester. // *Tectonophysics*. – 2002. – №360. – P. 5–21.
122. Атлас. Геологія і корисні копалини України – Київ: ІГН НАНУ, 2001. – С. 15.
123. Белоусов В. Основы геотектоники / В. Белоусов. – Москва: Недра, 1989. – 382 с.

124. Бизов В. Основы динамической та прикладной геологии / В. Бизов, І. Паранько. – Кривий Ріг, 2000. – 205 с.
125. Вереда В. О связи эманационных аномалий с современными тектоническими движениями в Донецком бассейне / В. Вереда, Ю. Рябоштан, Ю. Казаков. // Современные движения земн. коры на геодинамич. полигонах. – Ташкент: Фан. – 1972. – С. 64–67.
126. Викулин А. Введение в физику Земли. Учебное пособие для геофизических специальностей вузов / А. Викулин. – Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004. – 240 с.
127. Власова Т. Физическая география материков (с прилегающими частями материков) [Ч. 1. Евразия. Северная Америка] / Т. Власова. – Москва: Просвещение, 1986. – 417 с.
128. Вовк А. Аналіз горизонтальних рухів земної кори центральної Європи визначених за ГНСС – вимірами / А. Вовк. // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. – 2015. – №II(30). – С. 28–31.
129. Вовк А. Дослідження динаміки горизонтальних рухів земної кори Європи за даними GNSS спостережень (2000 – 2010) / А. Вовк. // збірник статей IV науково-технічної конференції студентів, аспірантів і молодих учених «Наукова весна – 2013». – 2013. – С. 144–146.
130. Вялов О. Основные проблемы геологии Советских Карпат. Материалы XI конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц / О. Вялов. – Київ: Наукова думка, 1980.
131. Гаврилов В. Общая и историческая геология и геология СССР / В. Гаврилов. – Москва: Недра, 1989. – 495 с.
132. Геодезический мониторинг локальных и региональных деформационных процессов / О.Галаганов, Т. Гусева, В. Передерни, В. Розенберг. // Тезисы докладов Геофизические чтения имени В. В. Федынского. – 2004. – С. 11–12.
133. Геофизика океана. Т.2. Геодинамика (под ред. О.Г.Сорохтина) – Москва: Наука, 1979.
134. Гецен В. Тектоника Тимана / В. Гецен. – Львів: Наука, 1987. – 172 с.

135. Гломар Челленджер і глибоководне буріння [Електронний ресурс] – Режим доступу до статті: <http://moyaosvita.com.ua/ocean/glomar-chellendzher-i-glibokovodne-burinna>.
136. Глушко В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов / В. Глушко. – Москва: Недра, 1968. – 263 с.
137. Григоренко А. Геодезия при разведке недр / А. Григоренко, В. Сердюков. – Киев: Выща школа, 1990. – 121 с.
138. Гринишина-Полюга О. Порівняльна характеристика визначення координат активних референцних станцій мережі ZAKPOS/UA-EUPOS за даними спостережень 2009–2010 рр / О. Гринишина-Полюга. // Геодезія. картографія і аерофотознімання. – 2010. – №73. – С. 7–13.
139. Двуліт П. Гравіметрія / П. Двуліт. – Львів: ЛАГТ, 1998. – 196 с.
140. Доброхотов Ю. Высокочувствительные уровни и измерения наклонов земной поверхности / Ю. Доброхотов., 1988. – 106 с. – (Результаты исследований по международным геофизическим проектам).
141. Дослідження сучасної геодинаміки українських Карпат / [В. Максимчук, В. Кузнєцова, Т. Вербицький та ін.]. – Київ: Наукова думка, 2005. – 256 с.
142. Есиков Н. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности / Н. Есиков. – Новосибирск: Наука, 1979.
143. Зоненштайн Л. Плитная тектоника / Л. Зоненштайн. – Москва: Недра, 1989.
144. Изотов А. Геодезические методы изучения деформаций земной коры на геодинамических полигонах (методическое руководство) / А. Изотов. – Москва: ЦНИИГАиК, 1985.
145. Инженерная геодинамика / А.Григоренко, В. Кюнтцель, В. Новак, З. Тамутис. – Киев: Лыбидь, 1992. – 296 с.
146. Каліфорнійський Інститут Технологій [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>.
147. Кафтан В. Современные движения земной коры / В. Кафтан, Л. Серебрякова., 1990. – (Геодезия и аэросъёмка). – (Итоги науки и техники; Т. 28).

148. Короновский Н. Основы геологии / Н. Короновский, А. Якушова. – Москва: Выща школа, 1991. – 416 с.
149. Краткий курс палеонтологии / [Г. Немков, Е. Левицкий, В. Вахрамеев та ін.]. – Москва: Недра, 1978. – 247 с.
150. Кропоткин П. Эволюция Земли [Текст] : (Происхождение, строение и геол. история Земли) / П. Кропоткин. – Москва: Знание, 1964. – 95 с.
151. Кукал З. Природные катастрофы / З. Кукал. – Москва: Знание, 1985. – 240 с.
152. Кульчицький А. Геодинаміка та сейсмічність Карпато-Динарид на основі опрацювань GPS-вимірів та палеомагнітних даних / А. Кульчицький. // Геодезія, картографія і аерофотознімання. – 2011. – №74. – С. 88–96.
153. Ле Пишон К. Тектоника плит / К. Ле Пишон, Ж. Франшто, Ж. Боннин. Перевод с английского Г. Лазаревой. Под редакцией и с предисловием А. Карасика и В. Хаина. – Москва: Мир, 1977. – (Науки о Земле).
154. Мак-Коннел А. Введение в тензорный анализ / А. Мак-Коннел. – Москва: Физматгиз, 1963. – 411 с.
155. Максимчук В. Динаміка аномального магнітного поля Землі / В. Максимчук, Ю. Городиський, В. Кузнєцова. – Львів: Євросвіт, 2001. – 306 с.
156. Марченко О. Оцінювання тензора швидкостей деформацій земної кори за даними GPS-спостережень у Східній Європі / О. Марченко, К. Третьак, О. Серант, Р. Висотенко // Геодинаміка. – 2011. – № 1(10). – С. 5–15.
157. Мейерхофф А. Новая глобальная тектоника - основные противоречия / А. Мейерхофф, Г. Мейерхофф. – Москва: Мир, 1974. – С. 377-456.
158. Михайлов В. Основы геотектоники: Навчальний посібник / В. Михайлов. – Київ: Видавничо-поліграфічний «Київський університет», 2002. – 168 с.
159. Міжнародна Служба (IGS) ГНСС [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://www.igs.org/>.
160. Міхелі С. Фізична Географія материків та океанів / С. Міхелі. – конспект лекцій., 2011.
161. Немков Г. Историческая геология с элементами палеонтологии / Г. Немков. – Москва: Просвещение, 1980. – 191 с.

162. Николаев Н. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы / Н. Николаев. – Москва: Недра, 1988. – 491 с.
163. Никонов А. Современные движения земной коры / А. Никонов. – Москва: КомКнига, 2006. – 192 с.
164. Океанические рифты [Электронный ресурс] – Режим доступа до статті: <http://www.seapeace.ru/oceanology/continents/695.html>.
165. Особливості палеогеографічного розвитку Землі [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://moyaosvita.com.ua/geografija/osoblivosti-paleogeografichnogo-rozvitku-zemli>.
166. Радулеску Ф. Изучение соврkmнных движений земной коры в Румынии (полигон Груйю-Калдарушани) / Ф. Радулеску, В. Наку, Д. Стоопол. – Москва, 1989. – 146 с. – (Тез. Докл. Геол.-сейсмол.: деформация и прогноз).
167. Результати дослідження горизонтальних деформацій земної кори на Карпатському Геодинамічному полігоні / [М. Демедюк, Ф. Заблоцький, В. Колгунов та ін.]. // Геодинаміка. – 1998. – №1. – С. 3–13.
168. Рухи земної кори, дислокації та їх характеристика [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: http://www.npu.edu.ua!/e-book/book/html/D/ipgoe_kfg_Geologiya/110.html.
169. Рябчикова А. Физическая география материков и океанов / А. Рябчикова. – Москва: Высш. шк., 1988. – 591 с.
170. Свинко Й. Геологія / Й. Свинко, М. Сивий. – Київ: Либідь, 2003. – 480 с.
171. Сейсмотектоническая деформация земной коры Карпато-Балканского региона / А.Друмя, Н. Степанова, Н. Симонова, В. Шумилова. – Москва: АН СССР, 1987. – С. 3-10.
172. Совчик Я. О тектоническом районировании и формировании структуры Украинских Карпат / Я. Совчик. // Геотектоника. – 1984. – №5. – С. 47–60.
173. Сомов В. Современная направленность развития тектонических структур Карпато-Балканского региона / В. Сомов. // Геофизический журнал. – 1990. – №6. – С. 39–47.

174. Ступка О. Джерело осадів карпатського флішу – геодинамічний аспект / О. Ступка. // Геодинаміка. – 2008. – №1(7). – С. 39–46.
175. Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій [Текст] : монографія / [К. Р. Третяк та ін.] ; за заг. ред. проф. К. Р. Третяка, проф. В. Ю. Максимчука, чл.-кор. НАН України Р. І. Кутаса ; НАН України, Нац. ун-т "Львів. політехніка", Карпат. від-ня Ін-ту геофізики ім. С. І. Субботіна. – Львів : Вид-во Львів. політехніки, 2015. – 418 с.
176. Тадєєв О. Особливості тектонофізичної інтерпретації геодезичних даних в геодинамічних дослідженнях / О. Тадєєв. // Вісник Національного університету водного господарства та природокористування. – 2013. – №1(61). – С. 227–232.
177. Тектоніка земної кори (ендогенні процеси) [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://elib.lutsk-ntu.com.ua/book/liubeshiv/liubeshiv/2014/14-05/page10.html>.
178. Тектонічний рух [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://posibnyky.vntu.edu.ua/geologiya/6.2.html>.
179. Тектонічні рухи земної кори [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://helpiks.org/5-76508.html>.
180. Тектонічні рухи та землетруси [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://wikipedia.com.ua/1x2692.html>.
181. Третяк К. Апостеріорна оптимізація геодезичних мереж / К. Третяк. // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. – 2003. – С. 127–141.
182. Третяк К. Узагальнений критерій оптимізації геодезичних мереж / К. Третяк. // Геодезія, картографія і аерофотознімання. – 1993. – №55. – С. 93–102.
183. Третяк К. Дослідження взаємозв'язку між Деформацією земної кори і сейсмічною активністю Європи / К. Третяк, А. Вовк. // збірник статей XVIII Міжнародного науково-технічного симпозіуму «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GNSS і GIS- технології». – 2013. – С. 318–322.

184. Третьяк К. Дослідження динаміки горизонтальних рухів земної кори Європи за даними GNSS спостережень (2000 – 2010) / К. Третьяк, А. Вовк. // Геодинаміка. – 2012. – №2(13). – С. 5–17.
185. Третьяк К. Дослідження динаміки горизонтальних рухів земної кори за даними ГНСС спостережень (2000 – 2011) / К. Третьяк, А. Вовк. // збірник статей XVII Міжнародного науково-технічного симпозіуму «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GNSS і GIS-технології». – 2012. – С. 79–82.
186. Третьяк К. Про міграцію екстремумів швидкостей дилатації земної кори на території Європи / К. Третьяк, А. Вовк. // Геодинаміка. – 2013. – №2(15). – С. 19–21.
187. Третьяк К. Результати визначення горизонтальних деформацій земної кори Європи за даними ГНСС – спостережень та їх зв'язок з тектонічною будовою / К. Третьяк, А. Вовк. // Геодинаміка. – 2014. – №1(16). – С. 21–33.
188. Тяпкин К. Физика Земли / К. Тяпкин. – Киев: Выща школа, 1998. – 312 с.
189. Уявлення про розвинуті країни [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://lektsii.com/3-111888.html>.
190. Федоров В. Теория оптимального эксперимента / В. Федоров. – Москва: Наука, 1971. – 312 с.
191. Франтов В. Пространственно-временные особенности современных горизонтальных движений земной поверхности в зонах разломов Припятского прогиба / В. Франтов. // Тез. докл. Сим. КАПГ по изуч. соврем. движений зем. коры. – 1988. – С. 289–290.
192. Хаин В. Геотектоника с основами геодинамики / В. Хаин, М. Ломизе. – Москва: МГУ, 1995. – 480 с.
193. Хаин В. Общая геотектоника / В. Хаин, А. Михайлов. – Москва: Недра, 1985. – 326 с.
194. Хаин В. Общая геотектоника / В. Хаин. – Москва: Недра, 1973. – 512 с.
195. Хаин В. Тектоника континентов и океанов (год 2000) / В. Хаин. – Москва: Научный мир, 2001. – 606 с.

196. Хода О. Спостереження супутників глобальної системи визначення місцеположення (GPS) для геодинамічних та іоносферних досліджень в Україні : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. фіз.-мат. наук : спец. 01.03.01 / Хода О. – Київ, 2000. – 16 с.
197. Центр обслуговування GNSS, Угорщина [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://www.gnssnet.hu>.
198. Чарнецка К. Изучение современных вертикальных движений на Чорштынском полигоне / К. Чарнецка. – Братислава: ГУГК, 1997. – (Современные движения земной коры).
199. Чекунов А. О фундаменте Восточных Карпат / А. Чекунов. // Геол. журн. – 1970. – №30(1).
200. Чеська мережа перманентних станцій [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://czepos.cuzk.cz>.
201. Шевчук В. Загальна геотектоніка з основами геодинаміки: підруч. – 2-ге вид. випр. [для студ. вищ. навч. закл] / В. Шевчук, В. Михайлов. – Київ, 2005. – 328 с.
202. Щербакова Н. Динамика взаимных положений ряда GPS-станций северо-западного региона Европы / Н. Щербакова, В. Горшков. // Геод. и картогр.. – 2007. – №11. – С. 15–18.

ДОДАТКИ

Додаток А

Основні характеристики використаних у дослідженні перманентних ГНСС-станцій території Європи

назва	місто	країна	B	L	H	X	Y	Z	плита	період спостереження
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ACOR	A Coruna	Spain	43.36	-8.40	67.0	4594489.94	-678368.07	4357065.90	EURASIAN	1999 - 2012
AJAC	Ajaccio	France	41.93	8.76	99.0	4696990.00	723994.00	4239678.00	EURASIAN	2000 - 2012
ALAC	Alicante	Spain	38.34	-0.48	60.0	5009051.41	-42072.47	3935057.48	EURASIAN	1999 - 2012
ALBA	Albacete	Spain	38.98	-1.86	751.8	4962848.20	-160854.40	3990884.20	EURASIAN	2003 - 2012
ALME	Almeria	Spain	36.85	-2.46	127.0	5105220.29	-219278.78	3804386.86	EURASIAN	2001 - 2012
ANKR	Ankara	Turkey	39.89	32.76	974.8	4121934.26	2652189.81	4069034.91	EURASIAN	1996 - 2012
AQUI	L'Aquila	Italy	42.37	13.35	713.0	4592508.92	1089876.96	4276391.32	EURASIAN	1999 - 2012
AUT1	Thessaloniki	Greece	40.57	23.00	150.0	4466283.50	1896166.75	4126096.68	EURASIAN	2005 - 2012
AUTN	Autun	France	46.95	4.29	353.0	4349466.00	326196.00	4638521.00	EURASIAN	2005 - 2012
BACA	Bacau	Romania	46.56	26.91	219.2	3917525.40	1988523.90	4608585.50	EURASIAN	2006 - 2012
BAIA	Baia Mare	Romania	47.65	23.56	271.0	3945840.20	1720428.10	4691082.60	EURASIAN	2007 - 2012
BELF	Belfast	United Kingdom	54.58	-5.93	82.1	3685258.00	-382909.10	5174311.00	EURASIAN	2004 - 2010
BELL	Bellmunt	Spain	41.60	1.40	853.4	4775849.00	116814.00	4213018.00	EURASIAN	1998 - 2012
BOGO	Borowa Gora	Poland	52.48	21.04	149.6	3633739.30	1397433.90	5035353.30	EURASIAN	1997 - 2012
BOLG	Bologna	Italy	44.50	11.36	99.6	4467541.09	897307.28	4447975.11	EURASIAN	2004 - 2012
BOR1	Borowiec	Poland	52.10	17.07	124.0	3738359.00	1148174.00	5021816.00	EURASIAN	1995 - 2012
BORR	Borriana	Spain	39.91	-0.08	72.9	4899519.31	-7115.81	4069961.42	EURASIAN	2005 - 2010
BPDL	Biala Podlaska	Poland	52.04	23.13	196.8	3615990.00	1544391.00	5005374.00	EURASIAN	2008 - 2012
BRST	Brest	France	48.38	-4.50	65.8	4231162.00	-332747.00	4745131.00	EURASIAN	1999 - 2012
BSCN	Besançon	France	47.25	5.99	359.5	4314139.00	452626.00	4660703.00	EURASIAN	2001 - 2010
BUCU	Bucuresti	Romania	44.46	26.13	143.2	4093760.99	2007793.67	4445129.86	EURASIAN	1999 - 2012
BUDP	Kobenhavn	Denmark	55.74	12.50	94.0	3513638.30	778956.36	5248216.42	EURASIAN	2004 - 2012
BZRG	Bolzano - Bozen	Italy	46.50	11.34	328.8	4312657.75	864634.31	4603844.05	EURASIAN	1999 - 2012
CACE	Caceres	Spain	39.48	-6.34	438.0	4899866.00	-544567.00	4033773.00	EURASIAN	2001 - 2012
CAEN	Caen	France	49.18	-0.46	113.6	4177021.00	-33327.00	4803950.00	EURASIAN	2005 - 2012

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
CANT	Santander	Spain	43.47	-3.80	99.0	4625924.68	-307096.78	4365771.15	EURASIAN	2001 - 2012
CASC	Cascais	Portugal	38.69	-9.42	77.1	4917537.87	-815726.53	3965857.98	EURASIAN	1998 - 2012
CEBR	Cebreros	Spain	40.45	-4.37	775.8	4846664.92	-370195.20	4116929.53	EURASIAN	2007 - 2012
COBA	Cordoba	Spain	37.92	-4.72	212.8	5021261.40	-414685.50	3898192.70	EURASIAN	2005 - 2012
COST	Constanta	Romania	44.16	28.66	46.1	4021613.90	2197896.00	4421014.50	EURASIAN	2006 - 2012
CRAK	Rakovnik	Czech Republic	50.10	13.73	381.9	3982251.40	972921.28	4870394.76	EURASIAN	2009 - 2012
CREI	Creil	France	49.26	2.51	145.6	4166410.00	182771.00	4809803.00	EURASIAN	2003 - 2012
CREU	Cadaques	Spain	42.32	3.32	133.4	4715420.00	273177.00	4271946.00	EURASIAN	1998 - 2012
DARE	Daresbury	United Kingdom	53.34	-2.64	88.4	3811965.00	-175800.00	5093615.00	EURASIAN	2000 - 2012
DELF	Delft	Netherlands	51.99	4.39	74.4	3924687.74	301132.77	5001910.80	EURASIAN	1996 - 2012
DENT	Dentergem	Belgium	50.93	3.40	63.9	4020711.60	238850.99	4928949.57	EURASIAN	1998 - 2012
DRES	Dresden	Germany	51.03	13.73	202.9	3904724.70	954013.30	4935789.80	EURASIAN	1997 - 2012
DUTH	Xanthi	Greece	41.14	24.92	109.2	4362689.88	2026647.97	4174234.22	EURASIAN	2008 - 2012
EGLT	Egletons	France	45.40	2.05	667.0	4483373.66	160636.51	4519408.93	EURASIAN	2001 - 2012
ELBA	San Piero Campo	Italy	42.75	10.22	269.0	4616531.67	831568.43	4307569.07	EURASIAN	2000 - 2012
ENIS	Enniskillen	United Kingdom	54.40	-7.64	107.3	3688504.10	-495090.78	5162577.25	EURASIAN	2009 - 2012
ENTZ	Entzheim	France	48.55	7.64	204.0	4192710.00	562398.00	4757685.00	EURASIAN	2004 - 2012
ESCO	Naut Aran	Spain	42.69	0.98	2508.4	4696265.00	79978.00	4304244.00	EURASIAN	1999 - 2012
EVPA	Evpatoria	Ukraine	45.22	33.16	39.4	3767253.53	2461876.31	4504591.77	EURASIAN	2002 - 2012
FOYL	Londonderry	United Kingdom	54.98	-7.34	68.9	3638083.50	-468414.90	5200402.30	EURASIAN	2009 - 2012
GAIA	Gaia	Portugal	41.11	-8.59	287.8	4759095.62	-718818.80	4171491.32	EURASIAN	2000 - 2012
GANP	Ganovce	Slovak Republic	49.03	20.32	745.2	3929181.90	1455236.50	4793653.80	EURASIAN	2005 - 2012
GARI	Porto Garibaldi	Italy	44.68	12.25	48.2	4439514.00	963867.00	4461922.00	EURASIAN	2004 - 2012
GENO	Genova	Italy	44.42	8.92	137.0	4507890.27	707618.97	4441603.01	EURASIAN	1998 - 2012
GLSV	Kiev	Ukraine	50.36	30.50	226.8	3512889.29	2068980.65	4888903.26	EURASIAN	1998 - 2012
GOPE	Ondrejov	Czech Republic	49.91	14.79	592.6	3979316.13	1050312.48	4857067.11	EURASIAN	1996 - 2012
GRAS	Caussols	France	43.75	6.92	1319.3	4581691.16	556114.58	4389360.57	EURASIAN	2005 - 2012
GRAZ	Graz	Austria	47.07	15.49	538.3	4194423.94	1162702.59	4647245.33	EURASIAN	2005 - 2012
GSR1	Ljubljana	Slovenia	46.05	14.54	351.7	4292609.81	1113638.99	4569215.39	EURASIAN	2001 - 2012
GUIP	Guipavas	France	48.44	-4.41	154.7	4226392.77	-326080.30	4749929.35	EURASIAN	2002 - 2012
GWWL	Gorzow	Poland	52.74	15.21	127.6	3734526.00	1015013.00	5053043.00	EURASIAN	2008 - 2012

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
HELG	Helgoland Island	Germany	54.17	7.89	48.3	3706067.27	513803.75	5148174.30	EURASIAN	1999 - 2012
HERT	Hailsham	United Kingdom	50.87	0.33	83.3	4033461.04	23537.66	4924318.17	EURASIAN	2003 - 2012
HOBU	Hohenbuenstorf	Germany	53.05	10.48	152.3	3778220.11	698635.23	5074054.05	EURASIAN	1997 - 2012
HUEL	Huelva	Spain	37.20	-6.92	81.8	5049613.10	-612885.60	3835143.80	EURASIAN	2003 - 2012
IGEO	Chisinau	Moldova	47.03	28.84	105.8	3814971.80	2101073.50	4644140.70	EURASIAN	2007 - 2012
IGMI	Firenze	Italy	43.80	11.21	95.1	4523251.25	896760.05	4391796.34	EURASIAN	2006 - 2012
INVR	Inverness	United Kingdom	57.49	-4.22	66.2	3427172.00	-252834.00	5355255.00	EURASIAN	2009 - 2012
ISTA	Istanbul	Turkey	41.10	29.02	147.2	4208830.46	2334850.14	4171267.18	EURASIAN	1999 - 2012
JOEN	Joensuu	Finland	62.39	30.10	113.7	2564139.00	1486150.00	5628951.00	EURASIAN	1999 - 2012
JOZE	Jozefoslaw	Poland	52.10	21.03	141.4	3664940.50	1409153.59	5009571.17	EURASIAN	2005 - 2012
KARL	Karlsruhe	Germany	49.01	8.41	182.9	4146524.65	613137.82	4791516.95	EURASIAN	1997 - 2012
KIRU	Kiruna	Sweden	67.86	20.97	391.1	2251421.00	862817.09	5885476.56	EURASIAN	1996 - 2012
KLOP	Kloppenheim	Germany	50.22	8.73	222.4	4041875.73	620655.06	4878636.61	EURASIAN	1996 - 2012
KOSG	Kootwijk	Netherlands	52.18	5.81	97.9	3899225.27	396731.80	5015078.33	EURASIAN	1997 - 2012
KTVL	Katzively	Ukraine	44.39	33.97	67.4	3785991.69	2550749.11	4439438.29	EURASIAN	2009 - 2012
KURE	Kuressaare	Estonia	58.26	22.51	41.5	3107617.76	1287856.33	5400807.10	EURASIAN	2009 - 2012
LAGO	Lagos	Portugal	37.10	-8.67	62.7	5035246.68	-767657.38	3826194.04	EURASIAN	2008 - 2011
LAMA	Olsztyn	Poland	53.89	20.67	187.0	3524523.00	1329693.00	5129846.00	EURASIAN	1996 - 2012
LEON	Leon	Spain	42.59	-5.65	970.3	4680871.40	-463168.40	4294606.60	EURASIAN	2007 - 2012
LINZ	Linz	Austria	48.31	14.28	337.0	4118899.00	1048597.00	4740106.00	EURASIAN	2001 - 2012
LODZ	Lodz	Poland	51.78	19.46	259.9	3728602.00	1317402.00	4987811.00	EURASIAN	2008 - 2012
LROC	La Rochelle	France	46.16	-1.22	57.9	4424632.80	-94175.50	4577543.90	EURASIAN	2002 - 2012
MALA	Malaga	Spain	36.73	-4.39	119.8	5103282.26	-392096.54	3793147.05	EURASIAN	2003 - 2012
MALL	Palma de Mall.	Spain	39.55	2.62	62.0	4919369.64	225499.60	4039849.56	EURASIAN	2001 - 2012
MAN2	Le Mans	France	48.02	0.16	168.0	4274276.05	11584.22	4718385.97	EURASIAN	2008 - 2012
MAR6	Maartsbo	Sweden	60.60	17.26	75.4	2998189.71	931451.59	5533398.47	EURASIAN	1999 - 2012
MARS	Marseille	France	43.28	5.35	61.8	4630532.80	433946.10	4350142.60	EURASIAN	1999 - 2012
MATE	Matera	Italy	40.65	16.70	535.6	4641949.71	1393045.30	4133287.33	EURASIAN	1996 - 2012
MDOR	Saint-Didier-au-Mont-d'Or	France	45.80	4.81	330.6	4438911.59	373444.46	4549938.35	EURASIAN	2002 - 2012

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
MDVJ	Mendeleevo	Russian Federation	56.02	37.21	257.4	2845456.30	2160954.30	5265993.40	EURASIAN	2002 - 2012
METS	Kirkkonummi	Finland	60.22	24.40	94.6	2892571.00	1311843.28	5512634.01	EURASIAN	1996 - 2012
MOPS	Modena	Italy	44.63	10.95	85.0	4463913.40	863588.18	4458190.17	EURASIAN	2007 - 2012
MORP	Morpeth	United Kingdom	55.21	-1.69	144.4	3645667.90	-107277.30	5215053.50	EURASIAN	1997 - 2012
NOA1	Athens	Greece	38.05	23.86	537.8	4599641.95	2034827.31	3909890.60	EURASIAN	2006 - 2012
NOT1	Noto	Italy	36.88	14.99	126.2	4934528.67	1321262.25	3806479.51	EURASIAN	2000 - 2012
ONSA	Onsala	Sweden	57.40	11.93	45.5	3370658.83	711876.94	5349786.75	EURASIAN	1996 - 2012
ORID	Ohrid	Macedonia	41.13	20.79	773.0	4498451.81	1708266.83	4173591.78	EURASIAN	2000 - 2012
OROS	Oroshaza	Hungary	46.55	20.67	134.4	4110967.50	1551025.70	4607983.30	EURASIAN	2001 - 2012
OSJE	Osijek	Croatia	45.56	18.68	153.9	4237753.36	1432791.55	4531310.18	EURASIAN	2001 - 2012
OSLS	Oslo	Norway	59.74	10.37	221.0	3169982.15	579956.60	5485936.47	EURASIAN	1999 - 2012
PAT0	Patras	Greece	38.28	21.79	121.0	4655002.72	1860619.67	3930281.84	EURASIAN	2009 - 2012
PFA2	Bregenz	Austria	47.52	9.78	1090.1	4253560.00	733545.00	4681453.00	EURASIAN	2007 - 2012
POTS	Potsdam	Germany	52.38	13.07	174.0	3800725.30	882088.50	5028799.80	EURASIAN	1996 - 2012
PRAT	Prato	Italy	43.89	11.10	120.0	4518264.43	886376.44	4399019.13	EURASIAN	1999 - 2012
PTBB	Braunschweig	Germany	52.30	10.46	130.2	3844060.11	709661.20	5023129.46	EURASIAN	2000 - 2012
PULK	St.Petersburg	Russian Federation	59.77	30.33	101.2	2778606.90	1625494.60	5487811.00	EURASIAN	2007 - 2012
PUYV	Le Puy en Velay	France	45.04	3.88	710.0	4504322.00	305405.00	4491277.00	EURASIAN	2004 - 2012
REDU	Redu	Belgium	50.00	5.14	369.9	4091423.46	368380.43	4863179.70	EURASIAN	2003 - 2012
REDZ	Redzikowo	Poland	54.47	17.12	108.8	3550067.00	1093332.00	5167562.00	EURASIAN	2008 - 2012
RIGA	Riga	Latvia	56.95	24.06	34.7	3183899.34	1421478.38	5322810.74	EURASIAN	1999 - 2012
ROVE	Rovereto	Italy	45.89	11.04	261.7	4364680.87	851736.60	4557204.71	EURASIAN	2005 - 2012
SALA	Salamanca	Spain	40.95	-5.50	855.4	4803054.10	-462132.20	4158380.00	EURASIAN	2006 - 2012
SCOA	Ciboure	France	43.40	-1.68	59.5	4639941.00	-136225.00	4359552.00	EURASIAN	2005 - 2012
SFER	San Fernando	Spain	36.46	-6.21	85.8	5105519.05	-555146.01	3769803.25	EURASIAN	1996 - 2012
SMID	Smidstrup, Vejle	Denmark	55.64	9.56	122.8	3557911.27	599176.65	5242066.43	EURASIAN	2003 - 2012
SODA	Sodankyla	Finland	67.42	26.39	299.7	2200147.00	1091638.20	5866870.60	EURASIAN	1999 - 2012
SOFI	Sofia	Bulgaria	42.56	23.39	1119.6	4319372.39	1868687.57	4292063.80	EURASIAN	1997 - 2012
SONS	Sonseca	Spain	39.68	-3.96	808.9	4904660.50	-339868.00	4050823.50	EURASIAN	2003 - 2012

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SRJV	Sarajevo	Bosnia and Herzegovina	43.87	18.41	645.1	4370292.00	1454981.00	4397965.00	EURASIAN	1999 - 2012
STAS	Stavanger	Norway	59.02	5.60	105.0	3275753.90	321110.86	5445041.88	EURASIAN	2000 - 2012
SULD	Suldrup	Denmark	56.84	9.74	120.7	3446394.24	591713.11	5316383.43	EURASIAN	2003 - 2012
SULP	Lviv	Ukraine	49.84	24.01	370.5	3765297.10	1677559.10	4851297.30	EURASIAN	1997 - 2012
SWKI	Suwalki	Poland	54.10	22.93	216.4	3452305.00	1460315.00	5143362.00	EURASIAN	2008 - 2012
TLMF	Toulouse	France	43.57	1.38	221.0	4627009.80	111069.40	4374123.00	EURASIAN	2002 - 2012
TOIL	Toila	Estonia	59.42	27.54	76.6	2884257.55	1503793.88	5468067.73	EURASIAN	2009 - 2012
TORI	Torino	Italy	45.06	7.66	310.4	4472544.44	601634.23	4492545.11	EURASIAN	1997 - 2012
TUBI	Gebze	Turkey	40.79	29.45	221.8	4211318.52	2377865.76	4144664.46	EURASIAN	1999 - 2012
TUC2	Chania	Greece	35.53	24.07	161.0	4744543.85	2119411.87	3686258.94	EURASIAN	2004 - 2012
UNPG	Perugia	Italy	43.12	12.36	351.2	4555146.16	997822.21	4337432.55	EURASIAN	1998 - 2012
USAL	Lecce	Italy	40.33	18.11	66.6	4627539.84	1513540.02	4106446.89	EURASIAN	2009 - 2012
UZHL	Uzhgorod	Ukraine	48.63	22.30	232.0	3907587.67	1602428.53	4763783.69	EURASIAN	2001 - 2012
VAAS	Vaasa	Finland	62.96	21.77	58.0	2699865.00	1078264.00	5658065.00	EURASIAN	1999 - 2012
VALA	Valladolid	Spain	41.70	-4.71	765.9	4753521.68	-391505.62	4221500.53	EURASIAN	2008 - 2012
VALE	Valencia	Spain	39.48	-0.34	78.0	4929534.04	-29050.67	4033709.91	EURASIAN	2001 - 2012
VEN1	Venezia	Italy	45.43	12.35	58.9	4379845.49	959292.11	4521099.32	EURASIAN	2008 - 2012
VFCH	Villefranche	France	47.29	1.72	153.3	4331863.60	130055.20	4664122.60	EURASIAN	2001 - 2012
VIGO	Vigo	Spain	42.18	-8.81	87.8	4677481.06	-725205.07	4260827.17	EURASIAN	2003 - 2012
VIL0	Vilhelmina	Sweden	64.70	16.56	449.9	2620258.89	779137.98	5743799.28	EURASIAN	1997 - 2012
VILL	Villafranca	Spain	40.44	-3.95	647.5	4849833.87	-335049.26	4116014.81	EURASIAN	1996 - 2012
VIS0	Visby	Sweden	57.65	18.37	79.8	3246470.56	1077900.31	5365277.90	EURASIAN	2000 - 2012
VLNS	Vilnius	Lithuania	54.65	25.30	240.8	3343600.97	1580417.58	5179337.09	EURASIAN	1999 - 2012
WARN	Warnemuende	Germany	54.17	12.10	50.7	3658785.93	784470.84	5147870.56	EURASIAN	2003 - 2012
WROC	Wroclaw	Poland	51.11	17.06	181.0	3835751.00	1177249.00	4941605.00	EURASIAN	1997 - 2012
WSRT	Westerbork	Netherlands	52.91	6.60	86.0	3828739.00	443305.00	5064887.00	EURASIAN	1992 - 2012
ZARA	Zaragoza	Spain	41.63	-0.88	296.1	4773803.30	-73506.20	4215453.90	EURASIAN	2006 - 2012
ZECK	Zelenchukskaya	Russian Federation	43.29	41.57	1166.8	3451175.15	3060335.95	4391955.97	EURASIAN	1999 - 2012
ZOUF	Cercivento	Italy	46.56	12.97	1946.5	4282710.06	986659.42	4609469.77	EURASIAN	2003 - 2012