

Міністерство освіти і науки України
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ «Інститут геології»
Кафедра геофізики

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА МАГІСТРА

Спеціальність 103 – Науки про Землю

освітня програма «Геофізика»

**«Інтерпретація та особливості глибинної будови Закарпатського прогину за
новітніми даними МТЗ»**

Виконав	студент 2-го курсу магістратури кафедри геофізики Бондар Артем Михайлович
Науковий керівник	доцент кафедри геофізики, кандидат геологічних наук Безродний Дмитро Анатолійович
Науковий консультант	доцент, доктор геологічних наук Кушнір Антон Миколайович

Робота рекомендується до захисту (протокол № 13
засідання кафедри геофізики від 15.05.2026)

Завідувач кафедри	доцент, канд. геол. наук, Онищук Віктор Іванович
-------------------	---

Київ – 2026

Зміст

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ ВСТУП5

1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РАЙОН РОБІТ9

1.1 Фізико-географічні умови Закарпатського прогину9

1.2 Геолого-геофізична вивченість Закарпатського прогину11

2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ16

2.1 Літолого-стратиграфічна характеристика16

2.2 Тектонічна будова22

2.3 Гідрогеологічні умови29

2.4 Газоносність та основні родовища30

2.5 Генезис нафти та газу32

3. ГЕОФІЗИЧНІ ПЕРЕДУМОВИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ35

4. МЕТОДОЛОГІЯ МТ339

4.1 Фізичні основи електромагнітних методів39

4.2 Технологія реєстрації електромагнітних полів45

4.3 Методи обробки експериментальних МТ/МВ спостережень47

5. ОБРОБКА ТА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ПОЛЬОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ52

5.1 Аналіз останніх досліджень та публікацій52

5.2 Сучасні експериментальні МТЗ та МВП дослідження.54

5.3 Метод МВП на пунктах профілю60

5.4 Метод МТЗ в профілі дослідження62

5.5 Формальна інтерпретація результатів76

ВИСНОВКИ83

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ85

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ

ГСЗ	Глибинне сейсмічне зондування
ЕМ	Електромагнітне (поле, випромінювання)
ІГФ НАН України	Інститут геофізики імені С. І. Субботіна НАН України
КАЕ	Карпатська аномалія електропровідності
КМЗХ (КМПВ)	Кореляційний метод заломлених хвиль
МВ	Магнітоваріаційний (відгук, метод)
МВХ СГТ	Метод відбитих хвиль спільної глибинної точки
МВП	Магнітоваріаційне профілювання
МТ	Магнітотелуричний (відгук, імпеданс)
МТЗ	Магнітотелуричне зондування
РСП	Регіональне сейсмічне профілювання
GPS	Глобальна система позиціонування
1D, 2D, 3D	Одновимірна, двовимірна, тривимірна (модель)
Е	Напруженість електричного поля
Н	Напруженість магнітного поля / Глибина залягання
М	Магнітуда землетрусу
S (Soc) товщі	Сумарна (інтегральна) поздовжня провідність осадової товщі
Т	Період коливань електромагнітного поля
VP	Швидкість поширення поздовжніх сейсмічних хвиль
W	Тензор Візе-Паркінсона (магнітоваріаційний типер)
Z	Комплексний тензор імпедансу
ρ (ρ_p)	Позірний питомий електричний опір
ϕ	Фаза імпедансу

DP-варіації

Бухтоподібні збурення геомагнітного поля

Sc-варіації

Раптовий початок магнітних бур

ВСТУП

Актуальність теми: вивчення глибинної будови Закарпатського прогину є стратегічно важливим завданням для розширення мінерально-сировинної бази та розуміння геодинамічних процесів у зоні зчленування Паннонського мегабасейну та Східноєвропейської платформи. Регіон характеризується складною геологічною архітектурою, зумовленою інтенсивним неогеновим вулканізмом, соляною тектонікою та густою мережею глибинних розломів. Традиційні сейсмічні методи в таких умовах часто стикаються з проблемою екранування та розсіювання сигналу вулканогенними товщами, що робить застосування методів глибинної геоелектрики, зокрема магнітотелуричного зондування (МТЗ), критично необхідним.

Особливу увагу приділено інтерпретації новітніх даних МТЗ та магнітоваріаційного профілювання (МВП), отриманих у 2023–2025 роках. Робота в цьому регіоні ускладнюється надзвичайно високим рівнем техногенних електромагнітних завад (залізниці, трубопроводи, ЛЕП), що потребує впровадження передових робастних алгоритмів обробки даних для виділення корисного сигналу. Детальне вивчення зон підвищеної електропровідності в земній корі та верхній мантиї дозволяє уточнити положення астеносфери та виявити потенційні канали міграції флюїдів, що має пряме відношення до прогнозування нових покладів вуглеводнів та термальних вод.

Мета роботи: визначення просторових геоелектричних параметрів та вивчення фундаментальних особливостей глибинної літосферної будови Закарпатського прогину за комплексом електрометричних методів МТЗ та МВП.

Відповідно для досягнення цієї мети передбачено виконання основних завдань дослідження:

1. Ознайомитися з науково-теоретичними, літературними та архівними джерелами щодо геологічної будови, тектонічного розвитку та нафтогазоносності Закарпатського прогину.
2. Проаналізувати результати попередніх геофізичних, у тому числі електрометричних досліджень, та узагальнити наявні аналітичні дані про електричні характеристики й особливості електропровідності порід у районі робіт.
3. Провести комплексну обробку та системний частотний аналіз результатів сучасних польових спостережень (часових рядів) у програмному середовищі PRC_MTMV, виконавши детальну оцінку впливу промислових техногенних завад на якість отриманих кривих.
4. Здійснити якісну інтерпретацію отриманих даних з ідентифікацією геометричної конфігурації та глибинної структури на пунктах спостереження досліджуваних профілів.
5. Визначити та обґрунтувати параметри провідних шарів у земній корі та верхній мантії, включаючи просторове оцінювання глибини залягання й покрівлі астеносфери.

Об'єкт дослідження: глибинна будова земної кори та верхньої мантії Закарпатського прогину в межах профілів Малі Геївці — Тячів та Нижнє Селище — Тростник.

Предмет дослідження: електромагнітні параметри гірських порід ділянки та закономірності просторового розподілу електропровідності в літосфері Закарпатського прогину за параметрами магнітотелуричного імпедансу та магнітоваріаційного типеру.

Наукова новизна роботи: полягає у тому, що вперше за результатами комплексної сумісної інтерпретації новітніх даних МТЗ і МВП отримані нові регіональні й локальні особливості глибинної геоелектричної будови Закарпатського прогину. Деталізовано просторове розташування та глибину залягання зон підвищеної електропровідності (корових хвильоводів), а також уточнено параметри глибинних провідників у зоні розломних порушень, що безпосередньо пов'язані з геотермічним режимом та процесами мантийної дегазації.

Практичне значення роботи: результати досліджень можуть бути використані для уточнення тектонічних карт регіону та вибору оптимальних місць для глибокого буріння на нафту і газ. Отримані дані про глибинний тепловий потік та положення провідних зон є базовими для оцінки перспектив використання геотермальної енергії Закарпаття.

Особистий внесок автора: самостійне проведення циклу обробки польових матеріалів для низки пунктів спостереження по Закарпатському профілю (10 пунктів в 2023 р. та 3 пункти в 2025 р.), здійснення порівняльного аналізу амплітудних та фазових кривих, якісна інтерпретація отриманих параметрів для визначення подальшої технології по роботі з цими профілями та оцінкою ефективності їх подальшої розробки.

Апробація роботи та походження матеріалів: основні положення та результати досліджень доповідались та обговорювались в квітні 2026 року на Всеукраїнській молодіжній науковій конференції «Сучасні проблеми наук про Землю». Фактичною базою магістерської роботи слугували експериментальні геофізичні матеріали синхронних польових спостережень останніх років у Закарпатському регіоні за 2023 та 2025 роки, виконані за участі автора роботи, а також архівні та фондові матеріали Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України та кафедри геофізики ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка.

Публікація автора в тематиці, що продовжує більш поглиблене вивчення за цією темою вийшли в 2025 році на «Геофізичний журнал», що індексується в наукометричній міжнародній базі Scopus і за 2025/2026 роки офіційно увійшов до категорії Q2 (другий квартиль) у галузі Earth and Planetary Sciences.

Автор висловлює щирю вдячність науковому керівнику Безродному Дмитру Анатолійовичу та науковому асистенту Кушніру Антону Миколайовичу за постійну консультативну підтримку, цінні наукові поради та методичну допомогу на всіх етапах підготовки кваліфікаційної роботи та широкий спектр наданої інформації для виконання цієї роботи.

Робота обсягом 88 аркушів складається з 5 розділів, містить 16 рисунків. Дослідження базується на фактичних матеріалах експедиційних робіт останніх років та архівних даних попередніх періодів.

1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РАЙОН РОБІТ

1.1 Фізико-географічні умови Закарпатського прогину

Адміністративно територія, що охоплює Закарпатський прогин в межах України, належить до Ужгородського, Мукачівського, Берегівського, Свалявського, Іршавського, Хустського, Тячівського та Рахівського районів Закарпатської області. Найбільшими містами та промисловими центрами цього регіону є обласний центр Ужгород, а також районні центри Мукачево, Хуст, Тячів, Берегово та Виноградів (Локтев, 2019).

Рельєф у межах Закарпатського прогину є досить різноманітним та представлений переважно гірськими масивами вулканічних гір, які обрамляють територію прогину з північного заходу, півночі та північного сходу. Крім того, значну площу займає Закарпатська низовина, що розташована у південно-західній та південній частинах прогину, а також Верхньотисенська котловина, яка просторово відповідає південно-східній частині Закарпатського прогину (Локтев, 2019).

Кліматичні умови Закарпаття характеризуються як помірно-континентальні, що створює сприятливі передумови для життєдіяльності та проведення комплексних геологорозвідувальних робіт протягом усього року. У літній період середньодобова температура повітря становить +21 °С, тоді як у зимовий час вона тримається на рівні -4 °С (Локтев, 2019).

З геологічної точки зору, прогин є невіддільною частиною Карпатської геосинкліналі. Він представлений неогеновою депресією, яка структурно накладена на дислокований гетерогенний фундамент. Цей фундамент займає область складного кулісоподібного зчленування Внутрішніх Карпат і Мармароського поясу (Локтев, 2019).

Межі Закарпатського прогину чітко окреслені великими тектонічними елементами. З північного сходу прогин відокремлений від Зовнішніх Карпат

складною тектонічною зоною Пенінських скель. На півдні він безпосередньо межує з Панонською западиною, від якої структурно відділений потужним Панонським глибинним розломом. На південному сході Закарпатський прогин переходить у Трансільванську западину, на сході межує зі Східними Карпатами, а на північному заході поступово переходить у Словацьку западину (рис. 1.1) (Локтєв, 2019).

У межах української частини Закарпатського прогину дослідники виділяють кілька ключових структурних елементів: Вигорлат-Гутинську вулканічну грядку, що простягається з півночі у південно-східному напрямку, Мукачівську западину, розташовану на заході, та Солотвинську западину на сході. Ці дві западини природно розмежовані між собою масивним вулканічним хребтом Шолес (Локтєв, 2019).

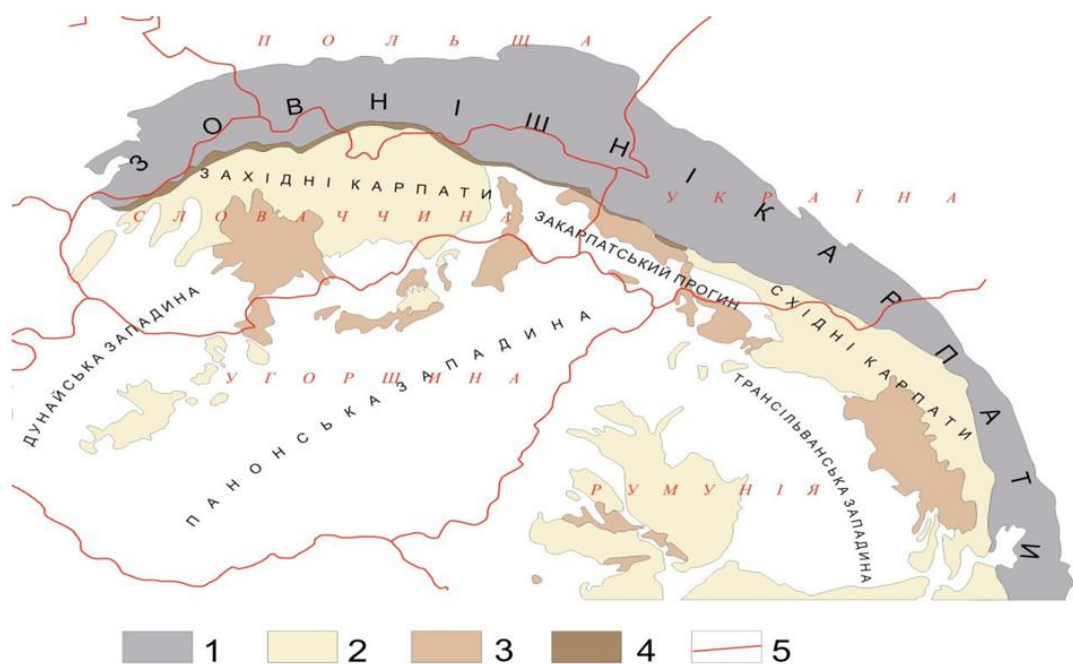


Рис. 1.1 – Розташування Закарпатського прогину в межах оточуючих структурних елементів (Локтєв А. А., 2019)

1.2 Геолого-геофізична вивченість Закарпатського прогину

Геологічні дослідження Закарпатського прогину мають глибоке історичне коріння. У давнину, коли територія сучасного Закарпаття належала до інших держав, її геологію вивчали фахівці з Австрії, Чехії, Угорщини та Румунії. Найдавніші письмові джерела переважно зосереджувалися не на описі геологічної будови як такої, а на практичному аспекті — описували корисні копалини, що інтенсивно видобувалися на цій території. Наприклад, існують історичні відомості про те, що кам'яну сіль із солерудника Солотвино видобували та транспортували до Італії ще римські легіонери у IV-X століттях (Локтєв, 2019).

Перші документальні згадки про наявність нафти та природного газу в межах Закарпатського прогину тісно пов'язані з початком промислової розробки соляних родовищ і датуються серединою XIX століття. У соляних копальнях гірники іноді натрапляли на замазучені солі, а також фіксували раптові локальні викиди горючого газу, що стало першим індикатором вуглеводневого потенціалу надр (Локтєв, 2019).

Цілеспрямоване та систематичне дослідження території Закарпатського прогину на предмет виявлення вуглеводнів розпочалося з 1946 року. На першому етапі проводилися комплексні геолого-знімальні роботи із широким застосуванням структурно-пошукового буріння. Територія була покрита геологічним картуванням у різних масштабах (1:200 000, 1:100 000, 1:50 000, а на окремих перспективних ділянках — 1:25 000). Саме в цей період було остаточно підтверджено існування Мукачівської та Солотвинської западин, що розділені вулканічним хребтом Шолес, а також зафіксовано Вигорлат-Гутинську вулканічну грядку (Локтєв, 2019).

Через те, що можливості геологічного картування структур у моласовій товщі Мукачівської западини виявилися обмеженими (внаслідок неузгодженого залягання порід), паралельно зі структурно-пошуковим бурінням почали активно

застосовувати геофізичні методи. Проводилися масштабні сейсморозвідувальні дослідження, а також площинні гравіметричні та електророзвідувальні зйомки. Завдяки цим роботам вдалося виявити велику кількість антиклінальних структур, потенційно перспективних на нафту і газ, і зібрати необхідні дані про літолого-фаціальну будову розрізів та їхню флюїдонасиченість (Локтєв, 2019).

Важливим кроком стало створення карти локальних аномалій сили тяжіння, яка показала мозаїчне розташування контрастних гравітаційних аномалій. Це підкреслило надзвичайно складну і неоднорідну геологічну будову надр прогину, що зумовлено вулканічними утвореннями, наявністю соляних штоків та складною блоковою будовою підвалин (Локтєв, 2019). У структурі аномального гравітаційного поля було виявлено низку локальних аномалій, пов'язаних із соляними штоками Солотвинської западини, що підтвердило високу ефективність гравімагнітних методів для виявлення антиклінальних піднять та виступів фундаменту, які є сприятливими для формування пасток вуглеводнів (Максимчук та ін., 2023).

Крім того, сучасні глибинні дослідження та густинне моделювання підтверджують, що прогин відрізняється вираженою поздовжньою та поперечною тектонічною зональністю як у верхньому, так і в нижньому структурних поверхах (Макаренко та ін., 2023).

Протягом кількох десятиліть у регіоні проводилися сейсморозвідувальні роботи (РСП, КМЗХ, MBX СГТ), завдяки яким було відкрито низку родовищ. Зокрема, у межах Мукачівської западини відкрито Русько-Комарівське, Королівське, Станівське газові родовища, а також унікальне для України Мартівське родовище вуглекислого газу. У Солотвинській западині відкрито Солотвинське та Дібровське родовища (Локтєв, 2019). Геоелектричні дослідження останніх років додали інформації про глибинну будову, виявивши, наприклад,

шарувату астеносферу з верхньою кромкою на глибинах 40 – 70 км у межах Чоп-Мукачівської западини (*Кушнір, Столпаков, 2025*).

Сьогодні територія Закарпатського прогину майже повністю покрита граві- та магніторозвідкою, пробурено понад 70 пошуково-розвідувальних та близько 200 структурних і картувальних свердловин. За результатами всіх цих багаторічних досліджень було обґрунтовано виділення Закарпатської газоносною області як самостійної одиниці у складі Карпатської нафтогазоносною провінції (*Локтєв, 2019*).

Значний обсяг геофізичних робіт, реалізованих на сьогодні у межах Закарпатського прогину, слугує базовим фактичним матеріалом для побудови сучасних концепцій щодо глибинної структури літосфери цього регіону. На основі інтерпретації отриманих даних встановлено, що у межах зазначеної западини відбуваються інтенсивні диференційовані вертикальні блоки, а також різноспрямовані горизонтальні зміщення тектонічних елементів (*Макаренко та ін., 2023*).

Число опублікованих праць, присвячених безпосередньому моделюванню гравітаційних та геомагнітних полів Закарпатського прогину, на сьогодні є відносно невеликим. Більшість існуючих досліджень охоплює Карпатський регіон у цілому, де зазначена депресія розглядається лише як один із структурних елементів (*Orlyuk et al., 2021, 2022; Орлюк та ін., 2022*). Суттєво більша увага безпосередньому вивченню морфології гравітаційного та геомагнітного полів прогину приділена у фундаментальній праці. У цьому дослідженні автор навів вичерпний аналітичний огляд та комплексне районування аномальних полів регіону, а також реалізував серію математичних трансформацій для ефективного розподілу та диференціації геофізичних аномалій різного рангу.

Двовимірне гравітаційне моделювання було реалізовано вздовж профільних напрямків, що перетинають північно-західний сектор Закарпатського внутрішнього прогину. Основними опорними лініями для цих розрахунків виступили геотраверс

II (Старостенко та ін., 1987), а також регіональний профіль WARR PANCAKE (Анікеєв та ін., 2022).

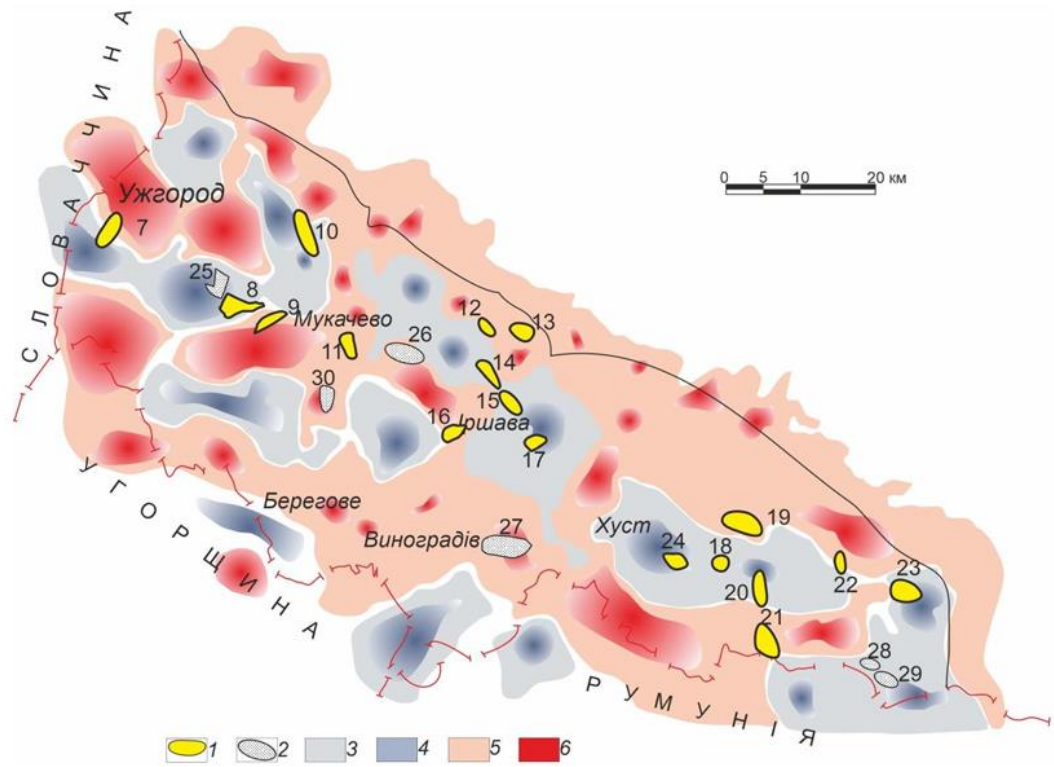


Рис. 1.2 – Карта-схема локального поля сили тяжіння в межах Закарпатського прогину (Локтєв, 2019). 1 - Структури, підготовлені до буріння: 7 - Ужгородська; 8 - Вінківська; 9 - Добронська; 10 - Киблярська; 11 - Лучківська; 12 - Завидівська; 13 - Чорнопотіцька; 14 - Яблунівська; 15 - Арданівська; 16 - Новосільська; 17 - Каменська; 18 - Стеблівська; 19 - Ліпчанська; 20 - Буштинська; 21 - Південнобуштинська; 22 - Округлянська; 23 - Грушівська; 24 - Данилівська. Газові родовища: 25 - Русько-Комарівське; 26 - Станівське; 27 - Королівське; 28 - Дібровське; 29 - Солотвинське; 30 - Мартівське. 3 – від'ємні гравітаційні аномалії від -0,5 до -2,0 мгл; 4 - від'ємні гравітаційні аномалії менше -2,0 мгл; 5 - додатні гравітаційні аномалії від 0 до +2,0 мгл; 6 - додатні гравітаційні аномалії понад +2,0 мгл.

Детальніший аналіз потенціальних полів безпосередньо в межах прогину представлено у монографії (*Старостенко, В. І. та ін., 2005*).

У цій роботі виконано комплексне районування та загальний опис структури полів, реалізовано низку математичних трансформацій для розділення геомагнітних аномалій, а також реконструйовано морфологію покрівлі магнітоактивного фундаменту.

Процедуру двовимірного гравітаційного моделювання було реалізовано вздовж серії профілів, що проходять крізь північно-західний сектор Закарпатського прогину, зокрема вздовж міжнародного геотраверсу II та суміжних регіональних геофізичних профілів (*Макаренко та ін., 2023*).

На основі комплексного аналізу сучасного масиву геолого-геофізичних матеріалів (геолого-тектонічних, сейсмологічних і геодезичних даних), а також результатів комп'ютерного моделювання потенційних полів, встановлено, що мозаїчно-блокова архітектура Закарпатського прогину сформована під впливом густої мережі диз'юнктивних порушень. Ключове тектонічне значення у регіоні мають головні крізькорові структури — Закарпатський та Оашський глибинні розломи. Зокрема, дослідження морфології гравітаційного і геомагнітного полів у зоні Закарпатського розлому виявило латеральну неоднорідність та різний характер прояву його окремих сегментів у геофізичних аномаліях, що дослідники (*Анікеєв та ін., 2021*) обґрунтовують специфікою та стадійністю геодинамічної еволюції цієї території. У публікації (*Назаревич та ін., 2022*) вперше науково обґрунтовано наявність глибокофокусної сейсмічної активності у верхньомантіїному інтервалі глибин 30–55 км безпосередньо в районі зчленування Закарпатського внутрішнього прогину з суміжними структурами Карпатської складчастої споруди.

2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

2.1 Літолого-стратиграфічна характеристика

Глибинна архітектура літосфери в межах Закарпатського прогину була детально вивчена за допомогою методу глибинного сейсмічного зондування вздовж мережі регіональних профілів. На північно-західній периферії цю депресію перетинає міжнародний геотраверс II, а також швидкісний сейсмічний профіль WARR PANCAKE. За матеріалами інтерпретації даних цього профілювання було встановлено, що Закарпатський прогин локалізований безпосередньо у транзитній зоні (в околі пікету 140 км), яка фіксує різкий перехід від малопотужної земної кори Паннонського мегабасейну до субконтинентальної кори значної товщини Східноєвропейської платформи (Макаренко та ін., 2023).

Геологічний розріз Закарпатського прогину має чітку двоповерхову структуру. Верхній структурний поверх представлений потужними неогеновими моласами, тоді як нижній — це дислокований донеогеновий складчастий фундамент, який складений породами палеозойського, мезозойського та палеогенового віку (Локтєв, 2019).

Уздовж поздовжнього простягання зазначеної депресії проходив регіональний профіль КМПВ-ГСЗ РП-17 загальною протяжністю 138 км, відпрацьований фахівцями Інституту геофізики за технологією неперервного поздовжнього сейсмічного профілювання. Згідно з побудованим сейсмічним розрізом, земна кора Закарпатського прогину відзначалася вираженою дрібноблоковою архітектурою, ускладненою численними зонами диз'юнктивних порушень. Найбільш масштабні структурні блоки відповідали Мукачівській та Солотвинській улоговинам, які розмежовувалися глибинним розломом, що утворював систему з вертикального та похилого суброзломів. Через вертикальну

дислокацію у неогеновий період відбувався вилив вулканічних мас, які сформували Вигорлат-Гутинське пасмо. Похила гілка розлому досить полого (під кутом близько 45 падала у східному напрямку, зміщуючи всі виділені сейсмічні відбиваючі горизонти. У цій зоні фіксувалися інтенсивні геодинамічні рухи (насувні та підсувні дислокації), генетично пов'язані з механізмами терейнової тектоніки (*Назаревич та ін., 2022*). За матеріалами сейсмометрії, земна кора Закарпатського прогину належала до категорій потоншеної кори континентального типу з потужністю близько 25 – 30 км і характеризувалася високим ступенем латеральної та вертикальної неоднорідності й розшарованості (*Starostenko et al., 2013*). У її геологічному розрізі було ідентифіковано покрівлю «базальтового» геосферного шару на глибинах близько 14 – 16 км, а також покрівлю «гранітного» комплексу на глибинних відмітках в околі 5 – 6 км. Водночас глибина залягання покрівлі кристалічного фундаменту та подошви земної кори (межі Мохоровичича) закономірно зменшувалася у напрямку до внутрішніх областей Паннонської депресії (*Murovskay et al., 2023*)

Специфіка будови Закарпатського внутрішнього прогину полягає у фіксації мінімальних значень потужності літосферної товщі. За різними геофізичними оцінками, товщина літосфери тут становить 65–70 км (*Назаревич, 2002; Сучасна..., 2015*), 60–92 км або 100–125 км (*Dérerová et al., 2006*). Таке екстремальне скорочення потужності літосферної плити логічно зумовлює наявність під регіоном інтенсивного астеносферного шару. Масоперенос та термодинамічні процеси у межах цієї мантийної структури виступають головним чинником, що визначає сучасний геодинамічний режим та сеймотектонічну активність регіону.

У першому випадку оцінка базувалася на комплексному аналізі матеріалів ГСЗ, сейсмологічних спостережень, МТЗ та чисельному моделюванні геотермічного поля. У другому варіанті глибинні розрахунки спиралися на геотермічні показники з обов'язковим урахуванням особливостей геотектонічної еволюції окремих

структурних елементів. В останній моделі потужність літосферної товщі була розрахована на основі системного геофізичного моделювання, що інтегрує інтерпретацію параметрів теплового потоку, абсолютних відміток рельєфу, аномалій сили тяжіння та даних геоїда. Завдяки такому підходу в дослідженні (*Dérerová et al., 2006*) було сформовано оновлену карту товщини літосфери Карпато-Паннонського сегмента, яка суттєво модифікує та деталізує схеми, наведені у попередніх фундаментальних публікаціях (*Babuška et al., 1987; Horváth, 1993; Lenkey, 1999; Lillie et al., 1994; Šefara et al., 1996*)

Палеозойська ера

Найдревніші відклади ложа прогину представлені утвореннями палеозою, які були розкриті низкою глибоких свердловин на Ужгородській та Мукачівській площах (*Локтєв, 2019*).

Найбільшу товщу цих порід (понад 700 м) зафіксовано у свердловині № 1-Руські Комарівці . Літологічно палеозой представлений переважно кристалічними сланцями, сірими та темно-сірими вапняками, філітами та дрібнозернистими пісковиками (*Локтєв, 2019*). Ці породи зазвичай сильно консолідовані та відрізняються низькими фільтраційно-ємнісними властивостями (*Локтєв, 2019*).

Зона Пенінських кліпів у сучасних геотектонічних концепціях інтерпретується як масштабна мегабрєкція, формування якої стало наслідком прояву кількох послідовних фаз інтенсивного тектонічного деформаційного розвитку (*Golonka et al., 2022; Plašienka et al., 2021; Schmid et al., 2020*).

Мезозойська ера

Мезозойські відклади залягають на палеозойському ложі зі стратиграфічним неузгодженням і включають утворення трьох систем (*Локтєв, 2019*):

- **Тріасова система:** представлена світло-сірими доломітами, кремністими аргілітами, темно-сірими мергелями та специфічними брекчіями з

кальцитовими прожилками (рис. 2.1) (Локтєв, 2019). Найповніший розріз тріасу товщиною 1050 м розкрито свердловиною № 1-Мукачево (Локтєв, 2019).

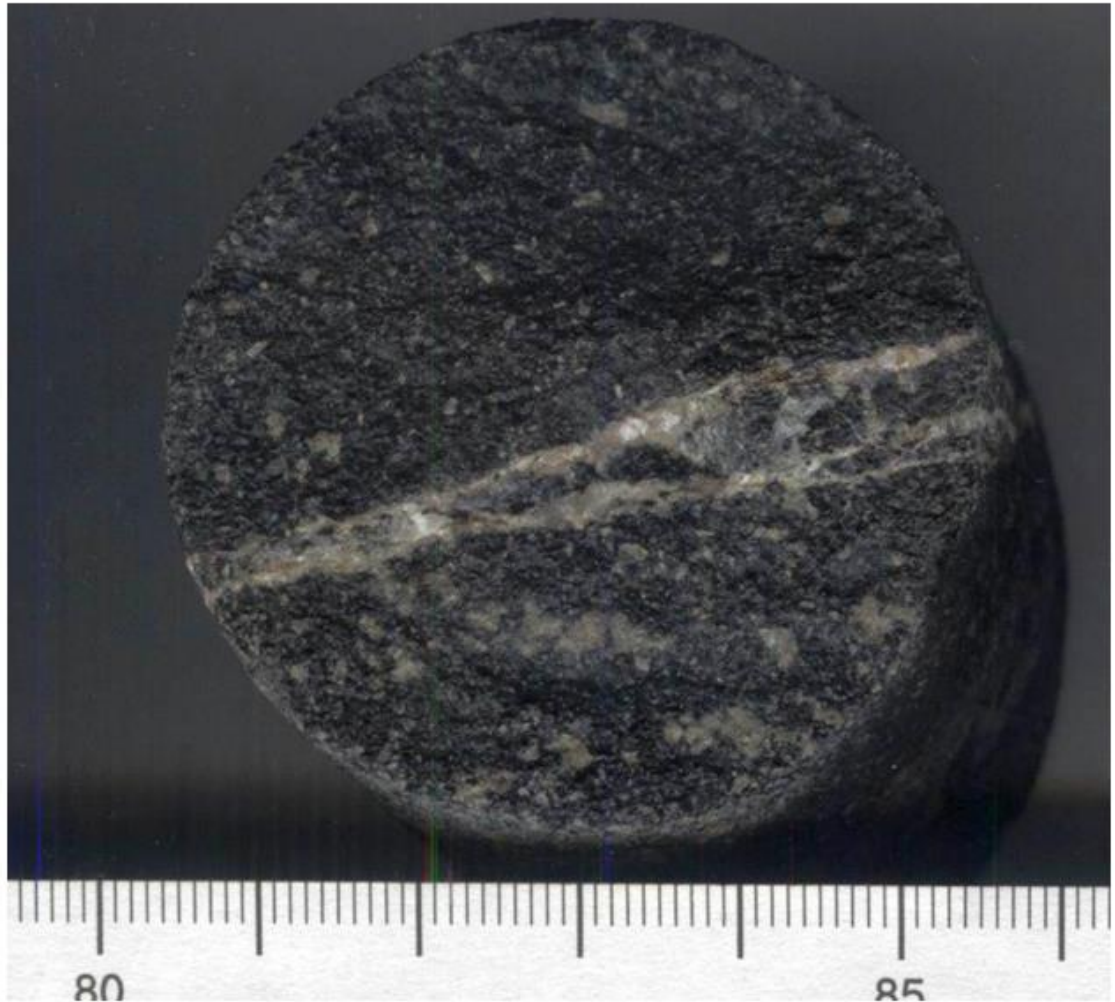


Рис. 2.1 – Брекчія тріасового віку з кальцитовими прожилками (Локтєв, 2019)

- **Юрська система:** характеризується значною літологічною мінливістю (Локтєв, 2019). На північному заході переважають темно-сині аргіліти та пісковики, а на півдні — світлі вапняки (Локтєв, 2019). У розрізі часто фіксуються вулканогенні породи: спіліти, туфоаргіліти та лавобрекції (Локтєв, 2019).
- **Крейдова система:** найбільш широко розвинута серед мезозойських відкладів. Вона представлена потужними комплексами мергелів, вапняків, аргілітів та пісковиків. Максимальна товщина крейдових відкладів (2310 м) зафіксована у центральній частині Солотвинської западини (рис. 2.2) (Локтєв, 2019).

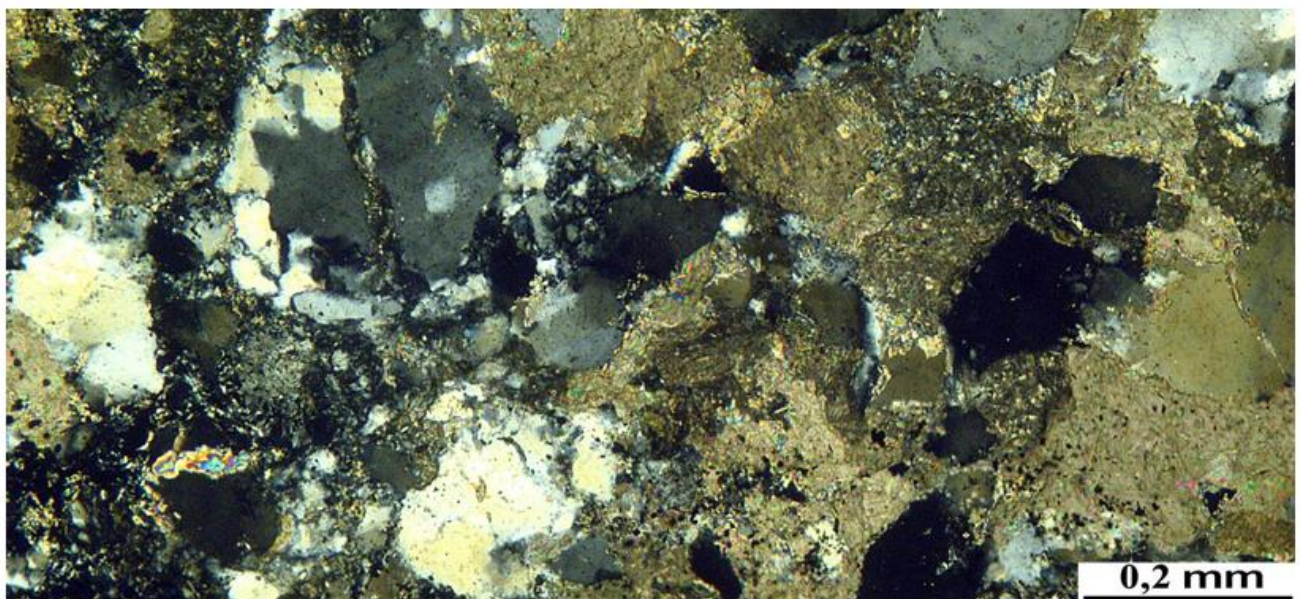


Рис. 2.2 – Седиментогенний, мармуризований, карбонатний гравеліт.
Глибина відбору керна 2014 м (К) (Локтєв, 2019)

Кайнозойська ера

Палеогенова система в межах ложа Закарпатського прогину представлена двома типами флішу: підгальським на північному заході та шопурським на південному сході. Ці відклади складаються переважно з конгломератів, гравелітів, пісковиків та алевролітів (Локтєв, 2019).

Неогенова система залягає на розмитій поверхні донеогенової основи та формує основний об'єм осадового чохла (Локтєв, 2019). Вона включає:

1. **Карпатійський ярус:** переважно терешульські конгломерати (Локтєв, 2019).
2. **Баденський ярус:** ключовий для регіону. Включає новоселицьку світу (ріолітацитові туфи), тереблянську світу (верхня частина якої містить потужну товщу кристалічної кам'яної солі), а також солотвинську та тересвинську світи (Локтєв, 2019).
3. **Сарматський ярус:** представлений доробратівською, луківською та алмаською світами, які літологічно складені перешаруванням аргілітів, пісковиків, алевролітів та туфів (Локтєв, 2019).
4. **Пліоцен та Плейстоцен:** завершують геологічний розріз ільницькою та чопською світами (строкаті глини, пісковики, алевроліти) (Локтєв, 2019).

2.2 Тектонічна будова

Закарпатський прогин є унікальною тектонічною структурою, яка сформувалася як закарпатський внутрішній басейн (back-arc basin) на межі Східних Карпат та Панонської середньої масиви (Локтєв, 2019). Його положення визначається зоною зчленування великих літосферних блоків, що зумовлює надзвичайно складну блокову будову та інтенсивний розвиток розломної мережі. У сучасному структурному плані прогин має вигляд асиметричного рову, витягнутого з північного заходу на південний схід паралельно до Карпатської дуги (Макаренко та ін., 2023).

Тектонічну основу регіону складають два різко відмінні структурні поверхи. Нижній поверх (фундамент) представлений інтенсивно дислокованими породами від палеозою до палеогену, які зазнали значних деформацій ще до початку неогенового занурення. Верхній поверх — це неогеновий моласовий чохол, товщина якого в найбільш глибоких частинах западин сягає 3000–5000 метрів (Локтєв, 2019).

Однією із характерних тектонічних особливостей геологічного розрізу земної кори Закарпатського прогину, за матеріалами сейсмометрії, виступала наявність виражених зон знижених швидкостей.

Уздовж сейсмічного профілю КМПВ—ГСЗ РП-17 дослідники ідентифікували два такі хвилеводи. Перший об'єкт виявлявся виключно в межах Мукачівської улоговини у стратиграфічному інтервалі глибин 7–14 км і відзначався локальним зменшенням швидкості поширення пружних сейсмічних хвиль на 0,2–0,5 км/с порівняно з уміщуючими товщами. Друга аномальна зона залягала безпосередньо в основі земної кори, охоплюючи нижні горизонти «базальтового» геосферного шару. Межі цього глибокого хвилеводу фіксувалися на глибинних відмітках від 20 км (під Мукачівською западиною) та 15 км (у межах Солотвинської улоговини),

поширюючись донизу аж до підніжжя кори — межі Мохоровичича (*Макаренко та ін., 2023*).

У верхньому коровій ярусі на профілі PANCAKE у межах прогину також було ідентифіковано зону знижених швидкостей на глибинах 10 – 15 км, яка, починаючи від пікету ПК 140, закономірно звужувалася у південно-західному напрямку (див. рис. 1.2). Над цим хвилеводом залягав пласт із пластовою швидкістю 6,22 км/с. Безпосередньо в межах самої аномальної зони швидкісні показники знижувалися до 6,20 км/с, тоді як під її підшовою вони зростали до 6,33–6,34 км/с у стратиграфічному інтервалі глибин 20–25 км. Отже, зазначена область за профілем PANCAKE характеризувалася локальним зменшенням швидкості поширення пружних коливань, демонструючи високу морфологічну подібність до першого хвилеводу, виділеного вздовж профілю КМЗХ—ГСЗ РП-17. Нижній коровій поверх мав архітектуру цілісного, відносно гомогенного та стоншеного шару, в якому не фіксувалися розломні порушення, а розподіл сейсмічних швидкостей зберігав стабільний субгоризонтальний характер на рівні 6,4 км/с. За своїми кінематичними параметрами цей нижній пласт кори за проектом PANCAKE виявляв значну схожість із глибокою зоною знижених швидкостей профілю КМЗХ—ГСЗ РП-17, де, на відміну від даних профілю PANCAKE, будова нижньої кори була значно сильніше роздрібнена вертикальними та похилими тектонічними дислокаціями (*Макаренко та ін., 2023*).

Геодинамічний генезис та геологічна природа зон знижених швидкостей у межах земної кори на сьогодні не мають однозначного вирішення. Встановлено, що кінематичні параметри поширення пружних коливань у літосфері обумовлені насамперед речовинним складом і густиною мінеральних комплексів, ступенем латерального розуцільнення та інтенсивністю тріщинуватості порід із їхнім потенційним флюїдонасиченням. Крім того, на ці показники впливає просторове екранування низькошвидкісних пластів більш щільними високошвидкісними

товщами, а також характер розподілу термобаричних умов — тиску та температурного градієнта в надрах. Переважно зазначені чинники чинять інтегральний сукупний вплив на пружні характеристики геологічного розрізу, проте на окремих глибинних горизонтах один із факторів здатний набувати домінуючого значення. Згідно з існуючими геофізичними концепціями, формування корових хвильоводів безпосередньо пов'язане з деструктивними процесами та стрімким спадом пружних модулів речовини за умов критичного підвищення температури й розвитку термодеструктивних явищ у довготривалих режимах високого тиску (Макаренко та ін., 2023).

Зокрема, у межах Закарпатського прогину, що відзначається екстремально високими показниками глибинного теплового потоку, інтенсифікація швидкості поширення пружних коливань уповільнюється вже на порівняно малих глибинних горизонтах, а в інтервалі 6–7 км повністю припиняється і змінює свій градієнт на протилежний. Зазначеним термічним фактором обґрунтовується формування першого корового хвильоводу (див. рис. 1.2). Аналогічний ефект простежується і в підшві «базальтового» геосферного шару, де локалізовано другу зону знижених швидкостей. Градієнт швидкості поширення сейсмічних хвиль набуває від'ємних значень на глибинах 5 км та 15 км відповідно. Як зазначено вище, у розрізі Закарпатського прогину амплітуда спаду швидкостей є досить значною і досягає 0,4–0,6 км/с, що неможливо обґрунтувати виключно впливом температурного поля регіону. Найімовірніше, ця аномалія обумовлена петрографічною неоднорідністю розрізу, яка викликана масштабними проявами неогенового вулканізму та магматичної активності. Додаткове розуцільнення метаморфізованих базифікованих комплексів безпосередньо над межею Мохоровичича та супутній спад кінематичних параметрів пружних хвиль можуть бути викликані дією субгоризонтальних зсувних напружень. Ці напруження орієнтовані вздовж поздовжньої осі Закарпатського прогину, внаслідок чого у корі виникають зони

динамічного розвантаження, підвищеної тріщинуватості та деструкції речовини (Макаренко та ін., 2023).

Перший інтервал знижених швидкостей утворював пласт розущільнених граніто-гнейсових та сланцевих комплексів, які зазнавали інтенсивної деструкції під дією зовнішніх чинників. Друга аномальна зона, локалізована безпосередньо над межею Мохоровичича, була представлена петрографічними аналогами діоритів та базальтів; її формування автори пов'язали з потужною інжекцією мантийного теплового потоку крізь системи крізькорових розломних порушень. Генетичний зв'язок зон знижених швидкостей із високотріщинуватими та флюїдоконцентруючими горизонтами надійно підтвердився результатами електромагнітних методів геофізики (Макаренко та ін., 2023).

Зокрема, за даними інверсії магнітотелуричних зондувань (Бурахович та ін., 2022), уздовж профілів Мукачево—Сколе та Середнє—Бориня у північно-західному секторі Закарпатського прогину (в межах Мукачівської западини) було ідентифіковано масштабну область підвищеної електропровідності. Ця геоелектрична аномалія низького опору залягала на глибинних рівнях, що просторово збігалися з положенням першого корові сейсмічного хвилеводу в «гранітному» шарі (Макаренко та ін., 2023).

У науковій літературі поширена гіпотеза, згідно з якою деструкція пружних параметрів та виникнення корових сейсмічних хвилеводів обумовлені температурною релаксацією та термічним розущільненням гірських порід за умови досягнення критичних геотермічних показників.

В межах української частини прогину виділяють три основні сегменти, що мають різні геодинамічні характеристики:

1. **Мукачівська (Чоп-Мукачівська) западина:** розташована у північно-західній частині. Вона характеризується відносно спокійним заляганням неогенових відкладів у центральній частині, проте сильно розбита розломами по периферії. Саме тут фундамент занурений на найбільші глибини (Локтєв, 2019). Згідно з останніми геоелектричними даними, під Мукачівською западиною фіксується підняття астеносфери, що пояснює високий тепловий потік у цьому районі (Кушнір, Столпаков, 2025).
2. **Солотвинська западина:** займає південно-східну частину прогину. Її головною особливістю є інтенсивний розвиток соляної тектоніки (діапіризму). Пласти кам'яної солі тереблянської світи під дією тектонічного тиску утворюють соляні штоки, які проривають вищезалягаючі верстви, створюючи складні структури-пастки для вуглеводнів (Максимчук та ін., 2023).
3. **Вигорлат-Гутинська вулканічна гряда:** потужна магматична структура, що розділяє Мукачівську та Солотвинську западини. Вона сформувалася внаслідок інтенсивного неогенового вулканізму вздовж ліній глибинних розломів (Локтєв, 2019). Наявність великої кількості ефузивних порід створює значні неоднорідності в електропровідності, що стає викликом при інтерпретації профілів МТЗ (рис. 2.3) (Макаренко та ін., 2023).

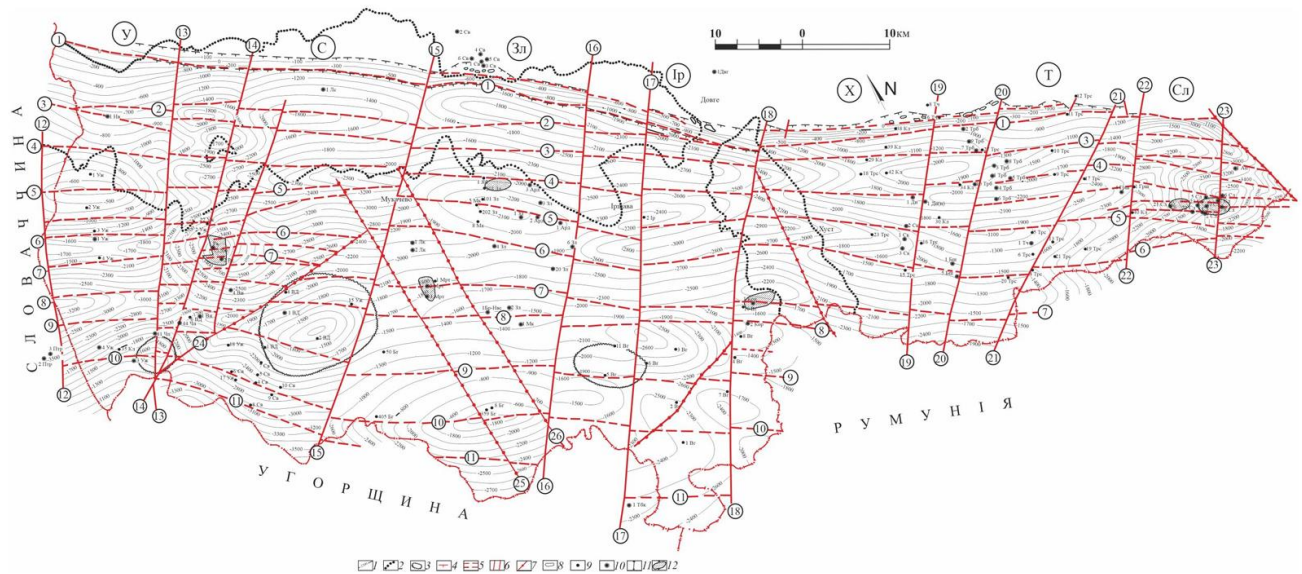


Рис. 2.3 — Тектонічна схема Закарпатського прогину з відображенням основних розломних зон (Локтєв, 2019)

1 - ізогіпси донеогенової поверхні, м; 2 - границі Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди; 3 – палеовулкани; 4 - лінії насувів; 5 - повздовжні розломи; 6 - поперечні розломи; 7 - меридіональні розломи; 8 - зона Пенінських скель; 9 - свердловини структурного буріння; 10 - свердловини глибокого буріння; 11 - лінії геологічних розрізів; 12 – газові родовища. Тектонічні розломи (цифри в кільцях): повздовжні – 1 – Закарпатський, 2 – Антонівсько-Тереблянський, 3 – Данилово-Невицький, 4 – Приборжавсько-Сокирницький, 5 – Середнянсько-Буштинський, 6 – Ужгород-Виноградівський, 7 – Страбичівський, 8 – Ратовецько-Олешнинський, 9 – Бегансько-Квасівський, 10 – Свободівський, 11 – Припанонський; поперечні – 12 – Птрукшинський, 13 – Чопський, 14 – Чопсько-Руськокомарівський, 15 – Косинсько-Мукачівський, 16 – Іршавсько-Шаланський, 17 – Приборжавський, 18 – Виноградівський, 19 – Велятинський, 20 – Буштинсько-Тереблянський, 21 – Новоселицький, 22 – Дубово-Грушівський, 23 – Кобилецько-Полянський; діагональні – 24 – Слобідський, 25 – Берегівсько-Гатський, 26 – Мукачівський, 27 – Малораковецький. Блоки- поперечні: У – Ужгородський, С – Середнянський, Зл – Залузький, Ір – Іршавський, Х – Хустський, Т – Тереблянський, Сл – Солотвинський. повздовжні: 1-3 – Ільницько Колодненський, 3-4 – Іршавсько-Тернівський, 4-5 – Хустсько-Дубровський, 5-6 – Мукачівсько-Солотвинський, 6-7 – Шалансько-Вишківський, 7-8 – Гатсько-Виноградівський, 8-9 – Великодобронський, 9-11 – Чопсько-Берегівський, 11 – Дяківський.

Закарпатський прогин обмежений та розсічений системою глибинних розломів, які мають вирішальне значення для розуміння його літосферної будови.

- **Пенінський (Припенінський) розлом:** проходить вздовж північно-східного краю прогину, відокремлюючи його від Складчастих Карпат. Це зона субвертикального зчленування, яка простежується на велику глибину аж до верхньої мантиї. В геоелектричних полях він зазвичай проявляється як зона підвищеної провідності через значну обводненість та подрібненість порід (Кушнір, Столпаков, 2025).
- **Панонський (Закарпатський) глибинний розлом:** обмежує прогин з півдня. Він фіксує межу між корою прогину та структурою Панонської низовини. Вздовж цього розлому відбувалися основні амплітуди вертикальних рухів у неогені (Макаренко та ін., 2023).
- **Трансверзальні розломи:** це поперечні порушення (наприклад, Ужгородський, Рахівський розломи), які розбивають прогин на окремі блоки. Ці розломи часто слугують каналами для підняття магматичних розплавів та міграції флюїдів, включаючи метан та термальні води (Максимчук та ін., 2023).

Тектонічний розвиток прогину триває і в сучасну епоху. Висока сейсмічна активність (зокрема в районі Берегового та Тячева) підтверджує, що розломи залишаються «живими» (Кушнір, Столпаков, 2025). Тектонічні рухи впливають на розподіл напружень у земній корі, що безпосередньо відбивається на анізотропії електропровідності, яку фіксують станції МТЗ. Для вашої роботи критично важливо, що саме зони розломів є основними провідниками (аномаліями низького опору), які дозволяють заглянути на глибини 40–70 км під поверхню Закарпаття (Кушнір, Столпаков, 2025).

Блокова будова фундаменту та нерівномірна товщина осадового чохла створюють ефект «клаптикової ковдри», де кожен сегмент має свій унікальний геоелектричний підпис.

2.3 Гідрогеологічні умови

Закарпатський прогин у гідрогеологічному відношенні являє собою складну багатоповерхову систему, яку в науковій літературі визначають як Закарпатський артезіанський басейн. Формування гідрогеологічних умов регіону відбувалося під впливом інтенсивних тектонічних рухів, вулканізму та специфічних літологічних чинників, таких як наявність потужних соленосних товщ (Локтєв, 2019).

У структурі басейну чітко виділяються два основні гідрогеологічні поверхи, що розділені регіональним стратиграфічним та тектонічним неузгодженням:

1. **Нижній поверх (донеогеновий):** включає водоносні комплекси палеозойських, мезозойських та палеогенових відкладів. Води цього поверху зазвичай характеризуються високим пластовим тиском та значною мінералізацією. Через глибоке залягання та ізолюваність вони часто є застійними (метаморфізованими) і мають хлоридно-натрієвий склад (Локтєв, 2019).
2. **Верхній поверх (неогеновий):** представлений потужною товщею молас. Саме цей поверх містить основні запаси підземних вод, які поділяються на низку водоносних горизонтів у піщано-глинистих та вулканогенних утвореннях сармату, бадену та пліоцену (Локтєв, 2019).

Особливе місце в гідрогеологічному розрізі займає терелянська світа баденського ярусу, яка містить пласти кам'яної солі. Соленосна товща відіграє роль потужного водоупору, що розділяє водоносні системи. Водночас у зонах контакту підземних вод із сіллю формуються високомінералізовані розсоли з концентрацією

солей понад 35 г/л, що створює зони надзвичайно низького електричного опору, які чітко фіксуються методами електророзвідки (Локтєв, 2019).

Гідрогеохімічна зональність прогину характеризується зміною складу вод від гідрокарбонатно-кальцієвих (прісних) у верхніх горизонтах до хлоридно-натрієвих розсолів на великих глибинах. Важливою особливістю Закарпаття є широке розповсюдження термальних та мінеральних вод. Високий геотермічний градієнт, зумовлений близькістю астеносферного підняття, спричиняє нагрівання підземних вод до температур 50–100°C і вище на глибинах 1500–3000 м (Кушнір, Столпаков, 2025).

Термальні води часто приурочені до зон глибоких розломів, таких як Пенінський та Панонський розломи, які слугують висхідними каналами для перетоку флюїдів. Наявність таких сильно мінералізованих і нагрітих флюїдів у розломних зонах різко підвищує їхню загальну провідність. Це пояснює природу багатьох геоелектричних аномалій, що виявляються під час магнітотелуричних зондувань вздовж профілів у Мукачівській та Солотвинській западинах (Кушнір, Столпаков, 2025).

Розподіл водоносних комплексів та зон розвантаження підземних вод тісно корелює з блоковою будовою фундаменту. У місцях перетину трансверзальних розломів часто спостерігаються гідрогеологічні «вікна», крізь які відбувається вертикальна міграція не лише мінералізованих вод, а й розчинених газів (вуглекислоти, метану), що створює складні багатофазні флюїдні системи (Локтєв, 2019).

2.4 Газоносність та основні родовища

Закарпатська нафтогазоносна область характеризується переважно газоносністю, що пов'язано з особливостями геодинамічного розвитку та

термальним режимом надр. Промислові скупчення вуглеводнів приурочені до неогенового моласового комплексу, хоча потенційно перспективними вважаються і глибші горизонти фундаменту (Локтєв, 2019).

Газоносність регіону територіально та структурно розподілена між двома основними депресіями — Мукачівською та Солотвинською, які мають відмінні геологічні умови формування пасток.

Родовища Мукачівської западини

У межах цієї структури газоносність пов'язана переважно з піщаними горизонтами сарматського ярусу та баденських відкладів. Основними об'єктами є:

1. **Русько-Комарівське газове родовище.** Це одне з найбільш вивчених родовищ, де газ зосереджений у літологічно мінливих пластах пісковиків. Структура являє собою брахіантиклінальну складку, розбиту численними скидами на окремі блоки. Саме складний блоковий характер будови родовища вимагає залучення високоточних геофізичних методів, таких як МТЗ, для уточнення контурів продуктивних зон (Локтєв, 2019).
2. **Королівське газове родовище.** На сьогодні воно вважається найбільшим у регіоні за запасами. Поклади залягають на значних глибинах, а колекторами виступають туфогенні пісковики та алевроліти сармату.
3. **Станівське родовище.** Характеризується складними гідродинамічними умовами та приуроченістю до прибортових частин западини (Локтєв, 2019).

Окремої уваги заслуговує Мартівське родовище, яке є унікальним через високий вміст вуглекислого газу (CO₂). Його походження пов'язують із залишковими явищами неогенового вулканізму та дегазацією мантиї через глибокі розломи, що простежуються в межах Вигорлат-Гутинської гряди (Локтєв, 2019).

Родовища Солотвинської западини

Тут специфіка газоносності диктується солянокупольною тектонікою. Основним промисловим об'єктом є Солотвинське газове родовище. Газові поклади тут часто екрануються потужними товщами кам'яної солі тереблянської світи. Сіль виступає ідеальним флюїдоупором, проте самі структури мають дуже складну геометрію через діапіризм (*Максимчук та ін., 2023*).

Загалом, Закарпатський прогин має значний нерозкритий потенціал на великих глибинах (понад 4000 м). Глибокозалягаючі горизонти під сіллю та у зоні зчленування з фундаментом залишаються малодослідженими бурінням, що робить дистанційні методи дослідження літосфери, зокрема МТЗ, критично важливими для прогнозування нових покладів (*Кушнір, Столпаков, 2025*).

2.5 Генезис нафти та газу

Питання походження вуглеводнів у межах Закарпатського прогину є складною та багатогранною проблемою, вирішення якої вимагає комплексного підходу з урахуванням геохімічних, тектонічних та термодинамічних умов регіону. Формування покладів нафти і газу тут зумовлено поєднанням процесів генерації в осадових товщах та глибинної міграції флюїдів по системах розломів (*Локтев, 2019*).

Геохімічні дослідження показують, що головними нафтогазоматеринськими породами в регіоні є глинисті та алевролітові відклади неогенового моласового комплексу. Зокрема, породи баденського та сарматського ярусів містять достатню кількість розсіяної органічної речовини (Сорг) для генерації вуглеводневих мас. Щодо донеогенового фундаменту, то більшість фахівців схиляється до думки, що ці інтенсивно дислоковані та метаморфізовані породи переважно вичерпали свій

генераційний потенціал на попередніх етапах тектонічного розвитку, хоча їхня роль як транзитних товщ є беззаперечною (Локтєв, 2019).

Визначальним фактором у процесі перетворення органічної речовини на вуглеводні в Закарпатському прогині став його аномальний геотермічний режим. Через відносно неглибоке залягання астеносфери та інтенсивний неогеновий вулканізм, тепловий потік у регіоні значно перевищує фонові значення. Такий високий температурний градієнт призвів до того, що процеси катагенезу (дозрівання органіки) відбувалися на значно менших глибинах порівняно з іншими нафтогазоносними басейнами. Це означає, що термогенна генерація газу могла активно протікати навіть у відносно молодих осадових товщах, які занурювалися в центральних частинах Мукачівської та Солотвинської западин (Кушнір, Столпаков, 2025).

Міграція вуглеводнів у регіоні має переважно вертикальний (субвертикальний) характер, що диктується складною блоковою будовою та розгалуженою мережею тектонічних порушень. Глибинні розломи, такі як Пенінський та Панонський, а також численні трансверзальні скиди, виконують роль головних каналів, якими газоводяні суміші піднімаються із зон генерації у верхні структурні поверхи. Водночас інтенсивна розломна тектоніка відіграє подвійну роль: з одного боку, вона забезпечує шляхи міграції, а з іншого — може порушувати цілісність покришок і призводити до руйнування вже сформованих скупчень вуглеводнів (Максимчук та ін., 2023).

Окремим і вкрай важливим аспектом флюїдодинаміки Закарпатського прогину є вплив глибинної мантийної дегазації. Існування родовищ із високим вмістом вуглекислого газу (наприклад, Мартівського) є прямим свідченням надходження глибинних (неорганічних) газів по каналах розломів, пов'язаних із Вигорлат-Гутинською вулканічною грядою. Змішування термогенного метану, утвореного в осадовому чохлі, з мантийною вуглекислою формує специфічний

склад природних газів регіону, який варіює залежно від близькості конкретної структури до активних тектонічних зон (*Локтєв, 2019*).

3. ПЕРЕДУМОВИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Успішне застосування методів магнітотелуричного зондування (МТЗ) та магнітоваріаційного профілювання (МВП) у Закарпатському внутрішньому прогині базується на високому ступені петрофізичної та геоелектричної диференціації літосферного розрізу. Головною геоелектричною передумовою є чіткий контраст питомого електричного опору (ρ) між різновіковими гірських породами, що складають осадовий чохол, вулканогенні комплекси та кристалічного донеогенового фундаменту регіону. Крім того, регіон характеризується наявністю унікальних глибинних провідних зон у земній корі та верхній мантії, генезис яких тісно пов'язаний із геодинамічними та термічними процесами альпійського тектогенезу (*Старостенко та ін., 2005*)

Верхній поверх розрізу, представлений неогеновими теригенними, моласовими та вулканогенно-осадовими відкладами, виступає як потужний низькоомний екран. Завдяки високій пористості, тріщинуватості та інтенсивному насиченню високомінералізованими підземними водами (хлоридно-натрієвими розсолами), питомий опір цих товщ варіює в межах від 5 до 20 Ом·м. На противагу їм, підстеляючий мезозойсько-палеозойський складчастий фундамент, складений щільними карбонатними породами (вапняками, доломітами тріасу та юри) і метаморфічними сланцями, характеризується високими значеннями опору, що перевищують 500 — 1000 Ом·м. (*Старостенко та ін., 2005*)

Такий різкий петрофізичний контраст на межі осаду й фундаменту створює ідеальні умови для точного картування морфології донеогенового підвалу за допомогою електромагнітних зондувань. Важливою передумовою для постановки низькочастотних індукційних досліджень є наявність Карпатської аномалії електропровідності (КАЕ), яка в межах Закарпатського прогину фіксується як інтенсивний коровий хвилевід на глибинах 10 — 25 км.

Питомий опір середовища в межах цієї аномалії стрімко падає до $1 - 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, а сумарна поздовжня провідність (S) сягає $1000 - 2000 \text{ См}$. Згідно з фундаментальними дослідженнями, природа такої аномальної провідності має подвійний характер. З одного боку, вона зумовлена процесами термобаричної дегідратації мінералів під дією високих температур, що призводить до вивільнення флюїдів і формування високопровідних надкритичних розчинів у зонах тектонічного розуцільнення. З іншого боку, суттєвий внесок забезпечує електронно-провідна складова — наявність метаморфізованих чорносланцевих формацій із високим вмістом графіту та сульфідної мінералізації. На макрорівні геоелектрична структура регіону контролюється поведінкою верхньої мантії та покрівлі астеносфери. Через аномально високий тепловий потік $80 - 110 \text{ мВт/м}^2$, притаманний Закарпатському прогину, відбувається інтенсивний прогрів літосфери, що викликає термічну деструкцію та часткове плавлення силікатних порід. Як наслідок, покрівля астеносферного апвелінгу (мантійного провідника) піднялася тут до критично малих глибин — $50 - 60 \text{ км}$, тоді як на сусідній Східноєвропейській платформі вона залягає на глибинах понад 150 км . Частково розплавлена речовина мантії проявляє себе як зона різкого зниження опору (ρ) $< 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, що робить метод МТЗ єдиним ефективним інструментом для ідентифікації геометричної конфігурації та глибини залягання цієї фундаментальної межі. Нарешті, додатковою петрофізичною передумовою виступає субвертикальна неоднорідність, викликана глибокозакладеними розломними зонами (Закарпатським, Припаннонським, Хустським розломами) (Старостенко та ін., 2005)

Ці розломи є провідними каналами для міграції глибинних магматичних флюїдів і гідротерм, через що вони трансформуються у вертикальні високопровідні зони серед високоомного блоку фундаменту. Реєстрація та аналіз вертикальної компоненти магнітного поля методом МВП дозволяє чітко локалізувати ці субвертикальні провідники за аномаліями геоелектричних векторів (індукційних

стрілок Візе). Таким чином, комплексні петрофізичні параметри Закарпатського прогину створюють об'єктивні передумови для успішного моделювання його глибинної структури за допомогою сучасних електрометричних комплексів (Старостенко та ін., 2005)

Додатковим важливим петрофізичним фактором, що зумовлює доцільність застосування саме низькочастотних індукційних методів МТЗ та МВП, є специфіка розподілу електричного опору в межах областей поширення неогенового ефузивного магматизму. Потужні покриви вулканогенних утворень (базальтів, андезито-базальтів, ліпаритів та їхніх туфів), широко представлені в межах Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма, характеризуються високими значеннями питомого опору, що досягають 2000 — 5000 Ом·м і більше. Через такий високий акустичний та щільнісний контраст ці товщі створюють жорсткі екрануючі горизонти для класичних методів сейсморозвідки, викликаючи сильне загасання й розсіяння пружних хвиль. На противагу цьому, для низькочастотного електромагнітного поля високоомні вулканічні екрани є практично «прозорими», що дозволяє методу МТЗ безперешкодно проникати під ефузивні товщі й детально вивчати структуру підвулканічного осадового розрізу та залягання кристалічного підвалу (Старостенко та ін., 2005).

Процеси інтенсивного гідротермального метаморфізму та метасоматозу, що відбувалися в зонах зчленування тектонічних блоків, також істотно змінили первинні петрофізичні властивості порід Закарпатського прогину, створивши передумови для локальних геоелектричних досліджень. Вплив високотемпературних розчинів призвів до масштабного вилугування, серицитизації та хлоритизації мінеральної матриці, а також до відкладення вторинних сульфідів (піриту, марказиту, халькопіриту) вздовж зон тріщинуватості. Такі рудоносні та метасоматично змінені зони проявляються у геоелектричному полі як локальні лінійні провідники зі зниженням питомого опору до 10 — 30 Ом·м

на тлі незмінених вміщуючих порід. Фіксація цих аномалій за допомогою щільного кроку спостережень на профілях дозволяє розв'язувати як фундаментальні структурні, так і прикладні пошукові задачі в межах прогину (*Старостенко та ін., 2005*)

Аналіз петрофізичної моделі регіону вказує на те, що інтерпретація кривих МТЗ у Закарпатському прогині не може базуватися виключно на одновимірних (1D) горизонтально-шаруватих моделях середовища через значні прояви макроанізотропії та латеральних неоднорідностей. Гостра петрофізична асиметрія виникає на контактах між низькоомними неогеновими западинами (Мукачівською, Солотвинською) та високоомними горстовими підняттями фундаменту. Зазначений фактор викликає сильні крайові ефекти, обтікання струму та спотворення кривих магнітотелуричного зондування (ефекти ТМ- та ТЕ-поляризації). Ця обставина диктує необхідність обов'язкового застосування двовимірного (2D) інверсійного моделювання вздовж регіональних профілів для коректного розділення вертикальних і горизонтальних петрофізичних градієнтів та істинної ідентифікації геометричної конфігурації глибинних структурних елементів (*Старостенко та ін., 2005*)

4. МЕТОДОЛОГІЯ МТЗ

4.1 Фізичні основи електромагнітних методів

Походження магнітотелуричного поля нерозривно пов'язане з різними проявами сонячної активності. Через ці процеси у космічний простір постійно вивергаються потужні потоки корпускулярних заряджених частинок, які утворюють сонячний вітер. Сучасні геофізичні уявлення доводять, що головна причина збурень геомагнітного поля Землі полягає саме в існуванні сонячного вітру та в ефектах, які виникають під час його безпосереднього контакту з планетарною магнітосферою. У структурі магнітного поля Землі постійно присутня шумова компонента, що є варіаційною частиною загального поля (H), яка безперервно змінюється у часі. У провідних шарах Землі це нестаціонарне поле збуджує вторинні індукційні (телуричні) струми та пов'язану з ними напруженість (E). За своїм внутрішнім устроєм коливання природного електромагнітного поля належать до імпульсно-шумового типу, хоча у певних частотних спектрах вони можуть набувати вираженого квазісинусоїдального вигляду. Під час проведення магнітотелуричних досліджень аналізують чотири фундаментальні типи коливань ЕМ-поля планети: короткоперіодні пульсації, бухтоподібні закономірності, сонячно-добові варіації та глобальні магнітні бурі.

Геомагнітні пульсації є короткоперіодними коливаннями планетарного магнітного поля, частотний спектр яких охоплює інтервал від сотих часток герца до одиниць герц. Такі збурення відзначаються порівняно низькою інтенсивністю: їхні амплітудні значення зазвичай не перевищують кількох десятків нТл (і лише в окремих випадках досягають 100 нТл). За морфологічними ознаками зазначені коливання класифікують на дві основні групи — регулярні (стійкі) та нерегулярні.

У звуковому частотному діапазоні фіксуються так звані «атмосферні резонанси» (резонанси Шумана). У ролі коливального контуру тут виступає навколоземний атмосферний хвилевід, а безпосереднім генератором імпульсів є глобальні грозові розряди та блискавки.

Бухтоподібні збурення (*DP*-варіації) отримали специфічне термінологічне визначення завдяки характерній формі тренду на графіках реєстрації поля. Ці геофізичні явища проявляються у вигляді локального спаду або зростання напруженості магнітного компонента тривалістю від 30 хвилин до 2 годин, які спостерігаються від одного до трьох разів протягом доби. Головним чинником формування варіацій цього класу є магнітосферно-іоносферні струмові петлі. Рівень інтенсивності бухтоподібних варіацій безпосередньо залежить від географічної широти пункту спостереження: у приполярних (високих) широтах їхня амплітуда здатна досягати сотень нТл, тоді як у середніх і низьких широтах вона закономірно знижується до межі 10 нТл.

Сонячно-добові коливання представляють собою періодичні зміни геомагнітного поля, часовий цикл яких тотожний тривалості однієї сонячної доби. Такі добові закономірності були зафіксовані ще на початку XVIII століття, і на сьогоднішній день цей тип збурень є найбільш детально дослідженим у геоелектриці. На графіках спектральної щільності згаданих варіацій чітко реєструються інтенсивні екстремуми на частотах одного, двох та трьох циклів на добу, що відповідає періодам коливань тривалістю 24, 12 та 8 годин.

Глобальні (світові) магнітні бурі виникають унаслідок критичного зростання сонячної активності, зокрема через потужні хромосферні спалахи. Під час таких явищ Сонце емітує в міжпланетне середовище колосальні за обсягом корпускулярні потоки високоенергетичних заряджених частинок.

У результаті зіткнення цих щільних мас сонячної плазми з навколоземним простором відбувається стрімка деформація та сильне компресійне стиснення

планетарної магнітосфери. Цей геофізичний процес призводить до різкого стрибкоподібного зростання показників напруженості магнітного поля безпосередньо на земній поверхні.

Зазначене різке зростання показників відоме у геофізиці як «раптовий початок» (*Sc*-варіації). Паралельно з цим процесом фіксується масована інжекція заряджених корпускул безпосередньо в планетарну магнітосферу. У цей час протони та електрони магнітосферної плазми здійснюють обертальний рух навколо силових ліній геомагнітного поля, внаслідок чого формується екваторіальна кільцева струмова система, геометричні розміри якої становлять близько 4–5 діаметрів Землі. Тривалість фази «раптового початку» варіює від 1 до 6 годин, причому тренд поля на цьому етапі деформується нерегулярними флуктуаціями з амплітудою в околі 10 нТл та хвилинними періодами.

Наступним етапом є початкова фаза геомагнітного збурення, яка згодом переходить у головну фазу бурі. Головна фаза, зумовлена безпосереднім функціонуванням екваторіального кільцевого струму, триває від 1 до 5 діб і виражається у безперервному спаді напруженості поля на сотні нТл із подальшим його поступовим релаксаційним відновленням. Ключовою ознакою магнітних бур є їхній планетарний (глобальний) характер. Дані високоінтенсивні явища відбуваються регулярно з періодичністю 1–2 рази на місяць. Загалом для геомагнітної активності притаманна виражена сезонна залежність із максимумом в інтервалах рівнодення, а також чітка 27-добова та 11-річна циклічна повторюваність. Значний спектральний діапазон геомагнітних коливань дозволяє ефективно задіяти природне джерело електромагнітного збурення для практичної реалізації низки геоелектричних підходів. Серед цих напрямків виділяють дві ключові методики, які виступають прямим джерелом кількісних даних щодо просторової конфігурації та розподілу параметрів електропровідності в межах земної кори й верхньої мантії.

Теоретичні основи магнітотелуричних досліджень базуються на аналізі математичних співвідношень між ортогональними горизонтальними компонентами природного електромагнітного поля. У межах класичного підходу визначається комплексний імпеданс, який безпосередньо відображає параметри електропровідності глибоких горизонтів Землі, а для його первинної інтерпретації традиційно застосовується одновимірне геоелектричне наближення. Таким чином було науково обґрунтовано принципову можливість дослідження глибинної структури надр на основі реєстрації варіацій ЕМ-поля в межах єдиного пункту спостереження на земній поверхні.

Ця фундаментальна концепція стала передумовою для формування самостійного геофізичного напрямку — магнітотелуричного зондування (МТЗ), базою якого виступає принцип частотного розподілу сигналу. Етапним кроком у розвитку теорії методу виступила публікація (*Cagniard, 1953*), у якій частотні залежності вхідного імпедансу було трансформовано у криві позірної питомої опору. На прикладі розрахунку теоретичних багат шарових середовищ було наочно продемонстровано високу ефективність та аналітичний потенціал МТЗ як інструменту для вивчення структурних особливостей земної кори й верхньої мантії.

Головне завдання геоелектричних методів полягає в ідентифікації геометричних параметрів структур та визначенні фізичного стану речовини Землі. Питомий електричний опір (і його інверсна величина — електропровідність) природних мінеральних комплексів варіює в інтервалі десяти порядків. Згідно з матеріалами магнітотелуричних зондувань, у межах континентальної земної кори коливання електропровідності досягають 3–4 порядків. Такий масштабний діапазон диференціації фізичних характеристик (зокрема порівняно з густиною чи швидкостями поширення сейсмічних хвиль) обумовлений сукупністю геологічних чинників та різною природою формування провідних областей. Речовинний склад, термобаричні умови та просторовий розподіл температур чинять безпосередній

вплив на електричні параметри середовища. Це дозволяє інтерпретувати показники питомого електричного опору для оцінювання пористості, ступеня мінералізації підземних флюїдів, а також частки розплаву речовини в корі та мантийних горизонтах. Просторова локалізація електропровідних тіл, їхні геометричні масштаби й лінійна протяжність виступають фундаментальною базою для верифікації геотектонічних концепцій та побудови динамічних моделей процесів, які відбуваються у внутрішніх геосферах планети.

Методологічні засади дослідження геоелектричної структури земних надр базуються на аналізі індукції зовнішнього електромагнітного поля іоносферно-магнітосферного походження у внутрішніх геосферах, електропровідність яких є значно вищою порівняно з параметрами атмосфери. Базова концепція методу МТЗ сформульована для моделі горизонтально-шаруватого розрізу, що не містить локальних геоелектричних неоднорідностей. Натомість метод МВП спирається на дослідження індукційних ефектів первинного поля безпосередньо в локальних неоднорідностях провідності досліджуваного середовища.

В основі інтегрованих МТ/МВ методів лежить індукційний принцип, зумовлений явищем скін-ефекту, який виражається у пропорційній залежності глибини проникнення ЕМ-хвилі від періоду (T) її коливань.

У межах магнітотелуричного зондування для горизонтально-шаруватого середовища залучають тензор імпедансу (Z), який розраховується через математичні співвідношення між тангенціальними (горизонтальними) складовими електричного та магнітного полів за умовою Леонтовича: $E_\tau = [Z]H_\tau$, де $E_\tau = (E_x, E_y)$, а $H_\tau = (H_x, H_y)$. За модулем матриці імпедансу $[Z]$ в виконують розрахунок ефективного (позірною) питомого електричного опору геоелектричного розрізу:

$$\rho_T = \frac{|[Z]^2|}{\omega\mu} \approx 126.7 \cdot 10^3 |[Z]^2| T \quad (4.1)$$

де $\omega = \frac{2\pi}{T}$ – кругова частота коливань; $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – абсолютна магнітна проникність вакууму

У межах методу магнітоваріаційного профілювання обчислюють тензор Візе-Паркінсона (типер), математична структура якого визначається з лінійного співвідношення між вертикальною та тангенціальною (горизонтальною) складовими досліджуваного магнітного поля:

$$H_z = [W]H_{ts}, \text{ де матриця-рядок має вигляд } [W] = [W_{zx}, W_{zy}].$$

Комплексний вектор $[W]$ утворюється поєднанням двох складових — дійсної та уявної частин. Залежно від обраного обчислювального алгоритму та архітектури прикладного програмного забезпечення ці компоненти маркуються як C_u та C_v (у межах програмного комплексу PTS) або як $\vec{R}$ та $\vec{I}$ (відповідно до специфікації програмного середовища PRC_MTMV).

Параметри латеральної мінливості геоелектричного розрізу між опорною (базисною) та рухомою (польовою) точками спостереження описуються за допомогою горизонтального магнітного тензора $[M]$:

$$H_{ts}(r) = [M(r, r_B)]H_{ts}(r_B) \quad (4.2)$$

Найбільш інформативні дані щодо структурних особливостей середовища в околі польової точки отримують за умови локалізації базового поста у межах горизонтально-однорідної області, яка характеризується нормальним розподілом магнітного компонента $H_t(r_B) = H_n$. Головні компоненти тензора горизонтального аномального магнітного поля (M_{xx} та M_{yy}) дозволяють ідентифікувати розмірність та просторову орієнтацію досліджуваних геологічних неоднорідностей.

Згідно з класичною теорією горизонтально-шаруватої Землі, нормалізований модуль матриці дорівнює одиниці ($||M|| = 1$); при цьому області, де $||M|| > 1$, відповідають зонам зниженого питомого опору, тоді як інтервали з $||M|| < 1$ фіксують високоомні блоки.

Проте реальні геоелектричні умови є значно складнішими за класичні теоретичні моделі, що базуються на наближенні плоскої електромагнітної хвилі, яка вертикально падає на горизонтально-шарувату товщу. Навіть таке базове припущення не є вичерпним, оскільки воно спирається на гіпотезу про можливість розщеплення первинного соленоїдального магнітного поля на дві незалежні моди — трансверсально-електричну (TE) та трансверсально-магнітну (TM), причому інтенсивністю останньої у розрахунках часто нехтують.

Альтернативою спрощеним плоскохвильовим підходам є застосування нелокальних векторних тотожностей імпедансного типу для гармонійного електромагнітного поля, які безпосередньо враховують реальну сферичну симетрію Землі. На базі такого математичного апарату стає можливим виведення системи точних скалярних рівнянь для опису досліджуваних поверхонь та меж розділу середовищ. Важливі обчислення скалярних імпедансів на основі фундаментальних співвідношень електродинаміки матеріальних середовищ, що враховують неоднорідну структуру зовнішнього джерела та сферичну геометричну конфігурацію Землі для чисельних моделей базових електропровідних елементів, представлено у праці (Причепій, 2014).

4.2 Технологія реєстрації електромагнітних полів

Реєстрація компонентів електромагнітного поля переважно здійснювалася у синхронному режимі для дискретних груп польових та базових станцій із залученням цифрових вимірювальних комплексів ЛЕМІ-417. Відповідно до методичних засад проведення польових досліджень методами МТЗ і МВП, запис природних ЕМ-полів виконувався безперервно у кожній точці спостереження протягом однієї - двох діб. Орієнтація вимірювальних осей витримувалася за геомагнітною сіткою координат: вісь (X) спрямовувалася на геомагнітну північ, а вісь (Y) — на геомагнітний схід. Одночасно в межах профілю функціонувало до

чотирьох станцій. Додатково перед початком та після завершення кожного польового циклу проводилося калібрування та взаємне тестування ідентичності задіяних приладів. Спостереження виконувалися як у профільному, так і в площинному варіантах із протяжністю дослідних ліній від десятків до сотень кілометрів. Крок між пунктами зондування та тривалість моніторингу на кожній окремій станції визначалися цільовими завданнями та поточними польовими умовами геологічного експерименту.

У переважній більшості вимірювальних пунктів було отримано кондиційні п'ятикомпонентні часові ряди електромагнітного поля. Обчислення параметрів у більшості точок зондування реалізовувалося на основі багатоточкової схеми обробки (*Варенцов та ін., 2007*).

У межах цього підходу алгоритми когерентної фільтрації та багатоітераційного робастного усереднення поодиноких значень передавальних операторів (багатовіконного та multi-RR варіантів) посилювалися допоміжними модулями відсіювання спотворених даних. Ця селекція базувалася на критеріях обмеженого просторового та частотного варіювання горизонтальних магнітоваріаційних відгуків між поточною точкою спостереження та віддаленими синхронними опорними станціями (RR). Застосування такого комплексного математичного підходу дозволило розрахувати стабільні значення типерів для часового інтервалу геомагнітних варіацій 30–8000 с, а також отримати надійні параметри імпедансу та горизонтальних магнітоваріаційних відгуків у діапазоні періодів 10–10000 с.

Апаратурні комплекси для проведення магнітотелуричних зондувань розробляються у багатьох науково-виробничих центрах світу, зокрема в США, Канаді, Німеччині та Бразилії. У межах цього дослідження було задіяно зразки геофізичної вимірювальної техніки вітчизняного виробництва — автоматичні цифрові довгоперіодні станції серії ЛЕМІ-417, які створено в Інституті космічних досліджень НАНУ та НКАУ у місті Львові (*Ладанівський та ін., 2014*).

Вимірювальні комплекси такого типу характеризуються високою роздільною здатністю, яка для магнітних складових (H_x, H_y, H_z) становить 0,01 нТл, а для каналів реєстрації геоелектричного поля (E_x, E_y) дорівнює 0,5 мкВ. Приймальними пристроями телуричного поля виступали електричні диполі завдовжки 100 м. У ролі чутливих елементів у цих лініях використовувалися високостабільні неполяризовані електроди серії ЛЕМІ-701, спеціально призначені для проведення довгострокових польових спостережень. Реєстрація магнітного компонента поля здійснювалася за допомогою трикомпонентних ферозондових магнітометрів. Головними технологічними перевагами цих приладів виступали низький показник часового дрейфу нуля-пункту (менше ± 5 нТл/рік) та висока точність реєстрації сигналів, що виражалось у похибці вимірювань на рівні 0,02 % протягом двох років експлуатації. Зазначені метрологічні характеристики забезпечили високу ефективність збору польових даних під час проведення глибинних зондувань земної кори та верхньої мантії. Синхронізація режимів роботи вимірювальних комплексів у межах профілю реалізовувалася в автоматичному режимі за допомогою інтегрованих супутникових GPS-приймачів.

4.3 Методи обробки експериментальних МТ/МВ спостережень

Більшість сучасних підходів до визначення передавальних операторів базується на загальних засадах гармонічного аналізу та робастних алгоритмах лінійного оцінювання у частотній області. Після вилучення некондиційних фрагментів запису та мінімізації впливу завад (етап попередньої обробки) виконується послідовне перетворення Фур'є для сегментів часових рядів варіацій. Наступним кроком є формування систем лінійних рівнянь, які описують математичний зв'язок між спектральними компонентами магнітотелуричних полів для кожного фіксованого інтервалу періодів. Отримані надлишкові матриці рівнянь

розв'язуються інтегрально або шляхом поетапного обчислення з подальшим статистичним усередненням результатів.

Описаний методологічний підхід реалізовано у межах двох спеціалізованих програмних комплексів: PRC_MTMV та PTS.

Програмна система PRC_MTMV містить у своїй структурі два ключові блоки, призначені для обчислення та якісного аналізу передавальних функцій, а також набір сервісних утиліт, які забезпечують імпорт вихідних файлів із різнотипних магнітотелуричних станцій, їхню попередню обробку та конвертацію. Розрахункова методика базується на обчисленні локальних (проміжних) оціночних значень для дискретних фрагментів часових рядів. Наступним кроком є їхня селекція за критеріями когерентності та фінальне багатоступеневе робастне оцінювання матриць. Повне вилучення інтервалів запису, що характеризуються високим рівнем низькокогерентних завад, дозволяє суттєво підвищити чіткість і надійність виділення корисного висококогерентного магнітотелуричного сигналу.

У межах областей з інтенсивним антропогенним навантаженням передбачено залучення процедури «магнітного контролю». Цей підхід реалізує відсіювання завад (які досить часто можуть виявляти високу когерентність) шляхом тестування відповідності інформативного сигналу просторовій конфігурації горизонтального магніто-варіаційного поля. Під час розрахунку тензорів імпедансу та векторів типера задіюють оціночні фільтри «допустимого варіювання», «взаємності» та «максимальної когерентності» для локальних значень горизонтального магнітоваріаційного відгуку, а для компонентів типера додатково вводять обмеження «граничної амплітуди». Застосування такого комплексного критерію забезпечує можливість одночасного інтегрованого аналізу трьох передавальних операторів.

Програмний комплекс PTS спеціалізується на обробці матеріалів магнітотелуричних зондувань. У межах цього математичного забезпечення

коректність базових теоретичних співвідношень між спектрами електромагнітних полів на основі польових даних аналізується шляхом паралельного обчислення як імпедансних, так і адмітансних оціночних матриць. Зазначений фактор є критично важливим під час опрацювання результатів зондувань у складних геоелектричних середовищах. Характерною рисою цього софту є оригінальні алгоритми вибору просторових орієнтацій, для яких додаткові компоненти позірною питомого опору є теоретично нульовими (у двовимірних моделях такі напрямки класифікують як (E) - та (H) -поляризації електромагнітного поля). Процедура спектрального аналізу часових рядів реалізується на базі алгоритму швидкого перетворення Фур'є.

Під час завантаження вихідної інформації масиви даних трансформують до загальноприйнятих стандартних одиниць вимірювання — нанотесла (нТл) та мілівольт на кілометр (мВ/км). У заголовній частині (преамбулі) файлу реєструються чотири показники, які жорстко задають послідовність чергування польових компонентів (H_x, H_y, E_x, E_y) . Функціональний інтерфейс програмного комплексу забезпечує можливість гнучкого налаштування базових параметрів обчислювального процесу, зокрема ширини робочого вікна аналізу, стартової лінії обробки часових рядів, початкового азимута повороту осей полів, типу їхньої поляризації, а також кроку кутового обертання та кроку дискретизації відліків.

Процедура обробки даних диференціюється на два ключові етапи. Перша стадія передбачає вибір оптимальної просторової орієнтації для проведення подальших обчислень, що реалізується шляхом побудови та аналізу полярних діаграм. На другому етапі виконується безпосередній аналіз отриманих значень позірною питомого опору в межах обраного азимутального напрямку. Для ідентифікації просторової орієнтації, за якої досліджуване середовище відповідає критеріям квазіоднорідності, визначають вектор із мінімальною амплітудою додаткового компонента тензора позірною опору. Зазначена математична умова

задовольняється для двох напрямків, які за своєю геометричною конфігурацією можуть бути неортогональними.

У процесі обчислень коректність базових теоретичних залежностей перевіряється шляхом аналізу функцій когерентності. Програмне забезпечення дозволяє встановлювати обмеження на значення квадратів когерентності між вхідними сигналами (магнітними компонентами для розрахунку імпедансу та електричними — для адмітансу), а також на показники множинної когерентності. Обидва параметри варіюють у нормованому інтервалі від 0 до 1. Їхні граничні величини вибираються залежно від якості польового матеріалу. При цьому перший показник має наближатися до нуля, а другий — прагнути до одиниці. За умов високої когерентності між вхідними каналами та низького рівня множинної когерентності отримані дані класифікують як ненадійні. У такому разі розбіжності між значеннями прямих імпедансних оцінок та їхніх адмітансних аналогів суттєво зростають. Описаний ефект визначається як похибка зміщення (bias). При цьому випадкові похибки, що виражаються у вигляді довірчих інтервалів, можуть бути мінімальними внаслідок залучення значного обсягу статистичної вибірки даних.

Функціонал програми PTS забезпечує можливість обчислення та графічної візуалізації добових інтервалів для кожного окремого відліку, а також відображення області еталонних глобальних даних у довгоперіодній зоні понад 10000 с. Обидва програмні комплекси (PRC_MTMV та PTS) характеризуються специфічними методичними підходами та алгоритмами їхньої практичної реалізації. Ключова розбіжність між ними полягає в принципово різних концепціях обробки матеріалів МТЗ та МВП. Обчислювальний комплекс PRC_MTMV базується на класичних аналітичних залежностях, що спираються на традиційну тензорну форму представлення комплексного імпедансу. Натомість у програмному забезпеченні PTS реалізовано алгоритм вибору головних просторових орієнтацій

на основі аналізу полярних діаграм, тобто визначення таких напрямків, для яких один із додаткових компонентів тензора опору дорівнює нулю.

5. ОБРОБКА ТА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ПОЛЬОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

5.1 Аналіз останніх досліджень та публікацій

Фундамент систематичних досліджень геоелектричних параметрів земної кори Карпатського регіону було закладено у 1963 році на основі аналізу локальних амплітудних характеристик магнітоваріаційного профілювання (МВП). За результатами інтерпретації цих перших експериментальних масивів даних було виявлено й детально закартовано масштабні Карпатську та Трансданубську аномалії електропровідності, просторове лінійне простягання яких у літосфері сягає кількох сотень кілометрів (*Жамалетдинов А.А. та Кулик С.Н. 2012*).

Характерною рисою ранніх геоелектричних моделей було представлення корових аномалій у вигляді єдиного поздовжньо-неоднорідного об'єкта з підвищеною електропровідністю. Хронологію та результати цих етапних пошукових робіт, виконаних у тісній співпраці з фахівцями Інституту геофізики, детально висвітлено у колективній праці (*Geoelectric and Geothermal Studies, 1976*), а також у серії тематичних публікацій на сторінках наукового періодичного видання (*Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica, 1984*). На сучасному етапі найбільш вичерпне узагальнення та ретроспективний огляд раніше реалізованих електромагнітних досліджень у межах Карпатського регіону представлено у фундаментальних профільних монографіях (*Гордієнко та ін., 2011; Третяк та ін., 2015*). Додатково аналіз літосферної структури та систематизацію результатів багаторічних геофізичних пошуків у Карпато-Паннонському сегменті наведено в узагальнюючій праці М. Беліка та співавторів (*Bielik et al., 2022*).

У цьому дослідженні вчені на основі переопрацювання регіональних геофізичних полів навели оновлені дані щодо просторових неоднорідностей і геоелектричних параметрів глибинної будови досліджуваного регіону.

З метою підвищення достовірності даних про глибинний розподіл електропровідності літосфери у 2015 році було проведено профільні вимірювання вхрест простягання тектонічних елементів у північно-західній частині Українських Карпат. У 2020 році дослідження продовжили безпосередньо вздовж осі Карпатської аномалії електропровідності. У більшості пунктів спостереження за допомогою кількох синхронно працюючих цифрових станцій було одночасно реалізовано методи МТЗ та МВП. Завдяки інтерпретації новітніх матеріалів суттєво трансформувалися уявлення про просторову геометрію та характер розподілу електропровідності Карпатської аномалії. Сучасні геоелектричні моделі вказують на те, що вона сформована чотирма локальними, різноорієнтованими зонами підвищеної провідності з глибиною залягання верхньої крайки близько 10–12 км. Загальний просторовий тренд цих зон фіксується у напрямку з північного заходу на південний схід. У північному сегменті аномалія локалізована між Закарпатським і Чорноголовським розломами, а в південній частині — між Чорноголовським та Ужоцьким глибинними розломами. На більш глибоких горизонтах спостерігається високонеоднорідний мантийний розподіл електропровідності в межах астеносферного шару, який простежується від Закарпатського внутрішнього прогину до зони Скибових покривів (*Кушнір, Столпаков, 2025*).

Результатами інверсії встановлено, що поверхня верхньої мантиї занурюється від глибин 40–60 км у межах Закарпатського внутрішнього прогину до 90–100 км у північно-східному напрямку під Кросненську покривну структуру. Крім того, масштабне збільшення потужності літосфери із заглибленням мантийної покрівлі зафіксовано вздовж ліній Поркулецького та Дуклянського покривів. Узагальнені результати якісної інтерпретації сучасних електромагнітних масивів даних Українських Карпат та безпосередньо досліджуваної ділянки Закарпатського прогину чітко продемонстрували просторову відповідність виділених високопровідних геоелектричних структур глибокозакладеній розломній тектоніці регіону (*Бурахович Т.К. та ін., 2022*).

Попри детальну геолого-геофізичну та геоелектричну вивченість Закарпатського внутрішнього прогину, коло невирішених питань щодо визначення просторової структури та побудови тривимірної моделі надр Українських Карпат за новітніми електромагнітними даними залишається актуальним. У зв'язку з цим, дане кваліфікаційне дослідження, яке логічно продовжує та розвиває серію раніше опублікованих експериментальних геофізичних матеріалів (*Бурахович та ін., 2022; Kushnir et al., 2021*), спрямоване на детальне вивчення глибинної геоелектричної будови Закарпатського прогину. Основним змістом роботи є комплексна обробка, аналіз та структурна інтерпретація сучасних даних МТЗ і МВП, а також якісна оцінка геоелектричних параметрів регіону для подальшого створення об'ємної літосферної моделі.

5.2 Сучасні експериментальні МТЗ та МВП дослідження.

Восени 2023 року на території Закарпаття було реалізовано серію експериментальних геофізичних робіт. Дослідження виконувалися методами магнітотелуричного та магнітоваріаційного зондування (МТ/МВ) вздовж лінійного профілю, що сполучає село Малі Геївці та місто Тячів. Сітка спостережень охоплювала дев'ять окремих польових пунктів, розташованих на відстані від 12 до 15 кілометрів один від одного. На кожній із цих локацій безперервна реєстрація природних електромагнітних полів тривала від 24 до 36 годин (Кушнір, Столпаков, 2025).

В 2025 році були продовжені дослідження в хрест профілю перетинаючи Вигорлат-Гутинське пасмо від пункту спостереження Нижнє Селище до селища Тростник вздовж Виноградівського розлому (ділянка Вигорлат-Гутинського пасма розділяє собою Чоп-Мукачівську та Солотвинську западину Закарпатського прогину). Саме тут спостереження виконувались від 10 діб в пункті NGS (с. Нижнє Селище) до 2 діб в пункті TRS (с. Тросник) та TKV (с. Текове).

Реєстрація польових геоелектричних даних здійснювалася за допомогою двох магнітотелуричних комплексів моделі LEMI-417, оснащених індукційними ферозондовими датчиками. Часова синхронізація роботи цієї апаратури забезпечувалася вбудованими GPS-модулями. Використання зазначеного типу обладнання спільно із технологією одночасного запису сигналів демонструє значну ефективність під час глибинного вивчення земної кори та мантиї. Дослідний профіль загальною протяжністю приблизно 100 км пролягав у межах Закарпатського прогину (рис.5.1). Геоморфологічно дана територія є рівнинною областю, де амплітуда висот між початковим та фінальним пунктами спостережень не перевищує 137 м.

Для проведення комплексної інтерпретації та генерації підсумкового геоелектричного розрізу до аналізу залучено архівні матеріали двох додаткових станцій. Ними стали пункт PST (профіль Мукачеве—Сколе, дослідження 2015 року) та пункт DRG (профіль Середнє—Бориня, дослідження 2020 року) (*Кушнір, Столпаков, 2025*).

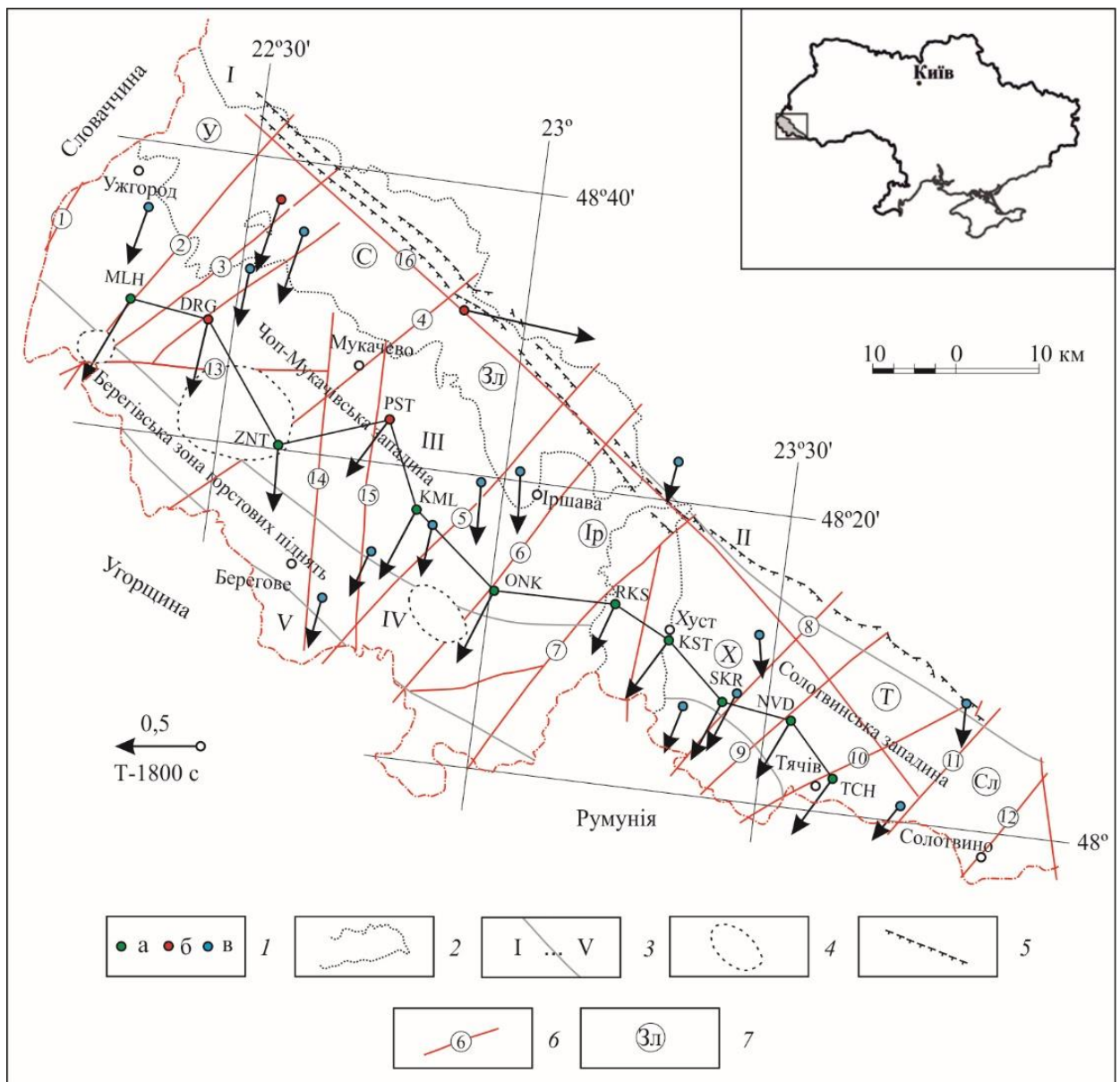


Рис. 5.1. Положення пунктів МВП і МТЗ на схемі тектонічного районування Закарпатського прогину (Українських Карпат) за [7, 8]: 1 — пункти спостереження (а - 2023 р., б — пункти спостереження попередніх років, 2015 р. [6], в - за даними [3]; 2 — Вигорлат-Гутинська вулканічна гряда; 3 — Закарпатський прогин та його зони (I — Підгалля, II — Крайова, III — Центральна, IV — Припаннонська, V — Паннонська западина); 4 — палеовулкани; 5 — лінії насувів; 6 — тектонічні розломи (цифри в кружках: 1 — Перукшинський, 2 — Чопський, 3 — Чопсько-Руськокомарівський, 4 — Косинсько-Мукачівський, 5 — Іршавсько-Шаланський, 6 — Приборжавський, 7 — Виноградівський, 8 — Велятинський, 9 — Буштинсько-Тереблянський, 10 — Новоселицький, 11 — Дубово-Грушівський, 12 — Кобилецько-Полянський; діагональні: 13 — Слобідський, 14 — Берегівсько-Гатський, 15 — Мукачівський, 16 — Закарпатський); 7 — тектонічні блоки (У — Ужгородський, С — Сребнянський, Зл — Заліський, Ір — Іршавський, Х — Хустський, Т — Тереблянський, Сл — Солотвинський).

Геоелектрична модель досліджуваного регіону має багатокomпонентну будову, що призводить до суттєвого накладання магнітотелуричних та магнітоваріаційних відгуків, викликаних просторово рознесеними на різних глибинах системами електричних струмів. Високими значеннями електропровідності (до 1500 См) характеризується седиментаційне заповнення Закарпатського прогину.

Натомість у межах Складчастих Карпат фіксується стрімке зменшення інтегральної поздовжньої провідності осадової товщі (S), показники якої не перевищують 200 См, причому просторова конфігурація ізоліній параметра S узгоджується з поздовжньою орієнтацією Карпатського гірського масиву. Окрім цього, трансформація сумарної струмової системи району зумовлена наявністю глибинних геоелектричних неоднорідностей у земній корі та верхній мантії, дослідження та локалізація яких є безпосереднім предметом пошукових робіт (рис. 5.2) (Кушнір, Столпаков, 2025).

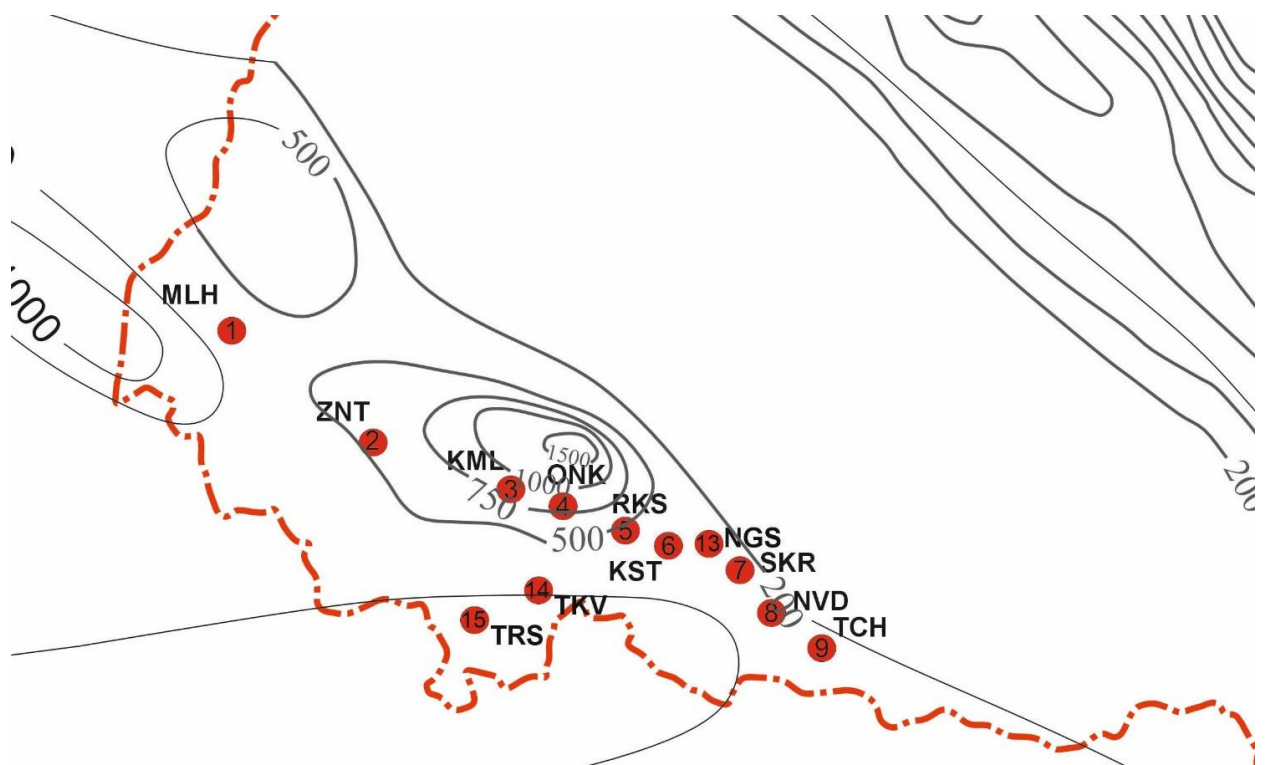


Рис. 5.2 - Карта поздовжньої провідності осадових відкладів Карпатського регіону

Умови проведення геофізичних робіт суттєво ускладнювалися через дію потужних промислових електромагнітних перешкод, які мають регіональний характер і корелюють між собою. Головними джерелами таких завад виступають електрифіковані залізничні магістралі, транспортні трубопровідні мережі (зокрема системи їхнього катодного захисту), а також розгалужена інфраструктура ліній електропередач. З огляду на це зростає науково-практична доцільність впровадження методів синхронної реєстрації під час виконання комплексних МТ/МВ зондувань. Така технологія дозволяє мінімізувати вплив техногенного шуму та забезпечує достовірне визначення компонентів передавальних операторів — магнітотелуричного імпедансу та магнітоваріаційного типеру — з їхньою подальшою спільною інтерпретацією (Кушнір, Столпаков, 2025).

У межах Закарпатського профілю максимальне антропогенне навантаження зафіксовано на пунктах спостереження RKS, KST та NGS. При цьому на станції RKS рівень завад призвів до практично повного спотворення (руйнування) структури магнітотелуричних кривих уздовж усього зареєстрованого частотного спектра.

Для розрахунку передавальних функцій найчастіше застосовують частотне лінійне оцінювання з елементами гармонійного аналізу та робастних алгоритмів. На початковому етапі з вихідних часових рядів вилучають спотворені фрагменти та мінімізують рівень завад. Наступний крок передбачає сегментацію варіаційних послідовностей та їхнє перетворення за допомогою послідовного аналізу Фур'є. Отримані спектральні складники магнітотелуричних полів групують за періодами у вигляді систем лінійних рівнянь. Рішення таких надлишкових матриць виконують інтегрально або шляхом поетапного обчислення з подальшим розрахунком середнього значення. Описану методику закладено в основу програмного забезпечення PRC_MTMV, алгоритми якого спираються на традиційну тензорну форму представлення комплексного імпедансу (Кушнір, Столпаков, 2025).

Програмне забезпечення побудоване на базі двох ключових модулів, що спеціалізуються на розрахункові різнотипних характеристик передачі, і містить набір інструментів для імпорту вихідних масивів. Методологічна основа передбачає генерацію дискретних оціночних значень для окремих фрагментів запису. Наступним кроком є їхня селекція за критерієм когерентності та фінальна багатоступенева робастна обробка. Завдяки виключенню інтервалів із домінуванням некогерентного фону суттєво спрощується реєстрація чіткого магнітотелуричного сигналу. Для придушення промислових перешкод різного походження застосовують алгоритм «магнітного контролю». Ця процедура реалізує відсіювання завад на основі перевірки відповідності інформативної компоненти просторовому розподілу горизонтального магнітоваріаційного поля. Метод діє навіть у разі часткової когерентності завад. Під час обчислення тензорів імпедансу та векторів типера локальні відгуки горизонтального МВ-поля тестують на «взаємність», «високу когерентність» та «граничну варіативність». Для типера додатково впроваджують цензурування за «граничною амплітудою». Таке поєднання критеріїв уможливорює комплексне визначення трьох передавальних матриць в єдиному циклі (Кушнір, Столпаков, 2025).

Застосування передового алгоритму аналізу синхронних магнітотелуричних і магнітоваріаційних вимірювань, реалізованого у визнаному в геоелектриці програмному середовищі PRC_MTMV, дозволило розрахувати амплітудні та фазові криві позірної питомого опору (ρ_p) у часовому інтервалі від 10–100 до 8000–10000 с, а також вектори типера для періодів (T) від 20 до 6000 с на профілі Малі Геївці — Тячів. Попри залучення сучасних методик обробки польових спостережень, для розрахованих кривих МТЗ зафіксовано суттєву варіативність показників (ρ_p) (яка в окремих точках перевищувала один порядок) у діапазоні періодів понад 5000 с. Аналогічна нестабільність даних відзначалася й під час експедицій 1976 року. Тоді значна дисперсія поперечних імпедансів подекуди унеможливлювала коректне моделювання графіків МТЗ. Подібні ускладнення проявилися і в межах поточних

експериментальних робіт, де окремі криві МТЗ на періодах, що перевищують 1000 с, мають високий рівень розсіювання значень позірнього опору та фаз імпедансу (φ).

Інтервали варіацій поблизу 10 000 с вважаються критичними через те, що глибина залягання електромагнітного поля у провідних шарах Землі стає співмірною з габаритами джерел струму, які формують ці коливання. Традиційні магнітотелуричні та магнітоваріаційні оператори зазвичай мають локальний або наближений характер, тому їхнє залучення можливе лише за умови суворої відповідності конфігурації первинного поля. Низькі показники імпедансу у зазначеному частотному вікні спричиняють слабку інтенсивність коливань природного електричного поля. Це суттєво погіршує якість розрахунків або взагалі унеможливорює обчислення. Узагальнення цих факторів свідчить, що Закарпатський прогин є складним об'єктом для збору кондиційних польових даних за всіма МТ/МВ характеристиками. Головними деструктивними чинниками виступають інтенсивні антропогенні завади та специфіка загальної геоелектричної моделі цієї території (Кушнір, Столпаков, 2025).

5.3 Метод МВП на пунктах профілю

Індукційні характеристики магнітоваріаційного профілювання, на противагу імпедансним параметрам, є стійкими до впливу гальванічних ефектів, через що під час комплексного моделювання їхні закономірності розглядаються першочергово. Основний масив чинних станцій моніторингу зосереджено у північно-західному секторі центральної області Закарпатського прогину (зокрема, у селищах Малі Геївці (MLH), Драгиня (DRG), Пістрялово (PST), Хмільник (KML), Онок (ONK), Сокириця (SKR) та місті Тячів (TCH)). Ще дві вимірювальні точки розгорнуто на територіях Центральної та Припаннонської прикордонних зон (на базі населених пунктів Жнятино (ZNT) і Новобарово (NVD)). Окрему групу утворюють два пункти спостереження — RKS (с. Рокосів) та KST (м. Хуст), які локалізовані безпосередньо у

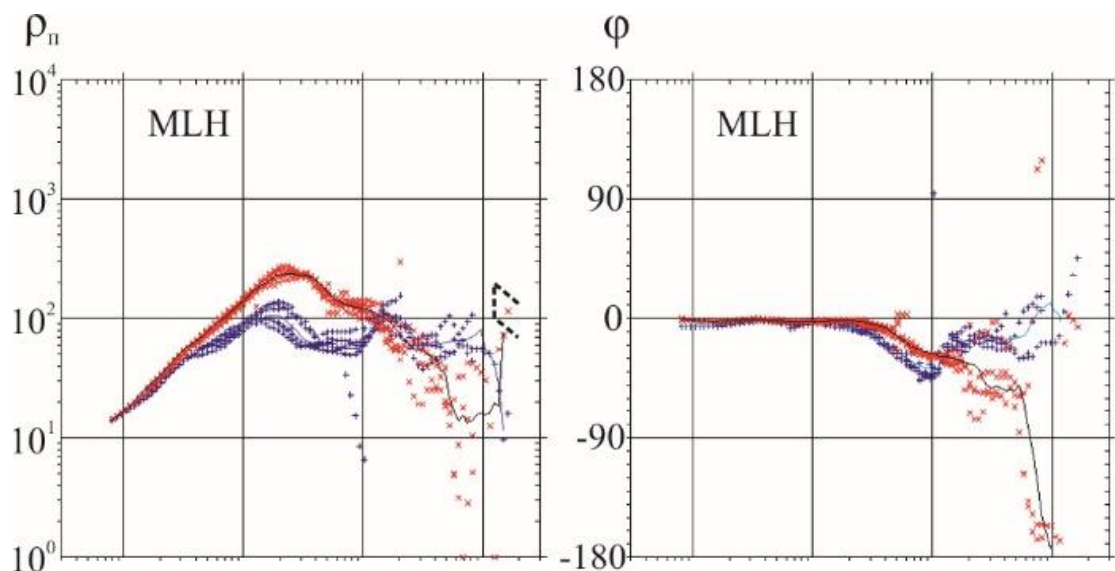
межах Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма, що розмежовує Центральну й Припаннонську зони на південно-східний та північно-західний регіони.

Матеріали інтерпретації даних магнітоваріаційного профілювання на відрізку Малі Геївці—Тячів детально висвітлено в авторській публікації (*Кушнір, Столпаков, 2025*). У цій праці автори продемонстрували, що конфігурація індукційних параметрів умовно диференціюється на два сегменти відносно екстремуму частотної кривої: перший відбиває закономірності залягання приповерхневих геоелектричних аномалій, а другий (у зоні великих періодів) ілюструє вплив глибоких структурних неоднорідностей. Зокрема, у високочастотному діапазоні приповерхневі шари виділялися мозаїчним розподілом індукційних характеристик та суттєвим спотворенням внаслідок промислових перешкод. На південно-західному фланзі профілю зафіксовано двовимірну модель геоелектричного розрізу, властиву для горизонтально-шаруватої товщі. Центральний сектор характеризувався складною тривимірною конфігурацією, зумовленою, з одного боку, впливом Приборжавського та Іршавсько-Шаланського розломів, а з іншого — наявністю локальної провідної зони північно-західної орієнтації під Вигорлат-Гутинським вулканічним пасмом. На південно-східному закінченні профілю відобразилися як тривимірні тіла в зонах Велятинського й Буштинсько-Теребянського розломів, так і двовимірний об'єкт із низькими амплітудами типера у верхній частині розрізу. На більших глибинах, що відповідають екстремуму частотної характеристики у часовому інтервалі періодів ($T = 1218 \div 2048$) с, просторова орієнтація азимута типерів виявляє значну стабільність щодо змін (T), утримуючи південний та південно-західний напрямки (рис. 5.1). Така стійка геометрична конфігурація на вказаних періодах обумовлена інтегральним впливом субмеридіональної регіональної магнітоваріаційної Карпатської аномалії та глибоких зон підвищеної електропровідності. Останні фіксуються вздовж зчленування Закарпатського прогину з верхньою межею (на глибинах 40–60 км),

Кросненського покриву (у межах 90–100 км) та у більш глибоких горизонтах уздовж Дуклянського й Поркулецького покривів (Кушнір, Столпаков, 2025).

5.4 Метод МТЗ в профілі дослідження

Магнітотелуричне зондування (МТЗ) виступає найінформативнішим компонентом у системі комплексних досліджень глибинної геоелектрики. Якісний аналіз результуючих кривих МТЗ передбачає диференціацію специфічних областей на основі морфологічних особливостей амплітудних графіків позірної питомого опору (ρ_p) та фазових характеристик (ϕ). Під час обробки враховують поточний рівень значень, взаємне розташування ортогональних компонентів кривих (субмеридіональної (ρ_{xy}) та субширотної (ρ_{yx}), а також просторову координацію отриманих параметрів відносно регіональних або глобальних еталонних даних (Кушнір, Столпаков, 2025).



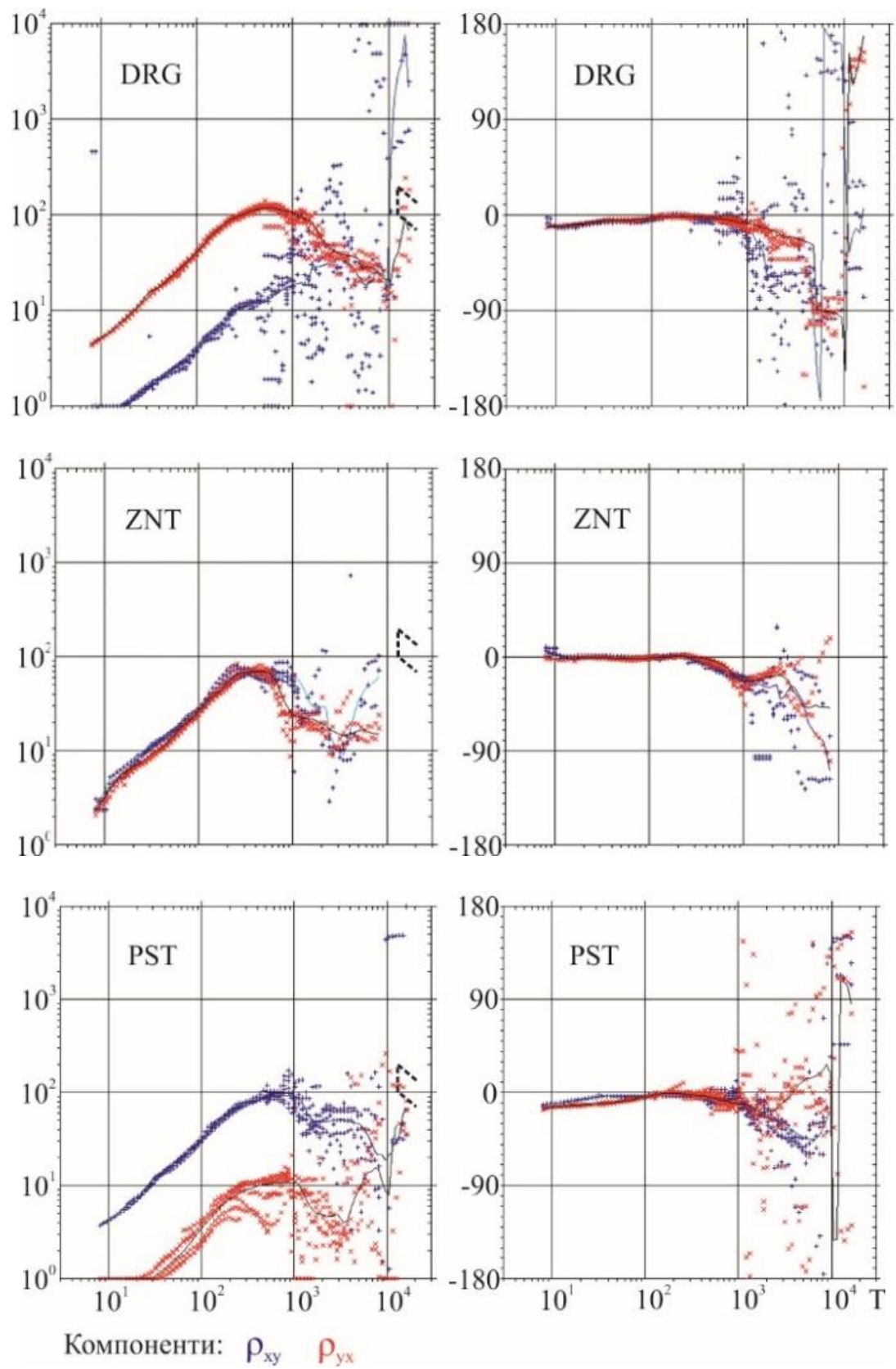


Рис. 5.3 - Перша група кривих MT3 на пунктах виміру MLH, DRG, ZNT і PST (ρ — амплітудні, φ — фазові)

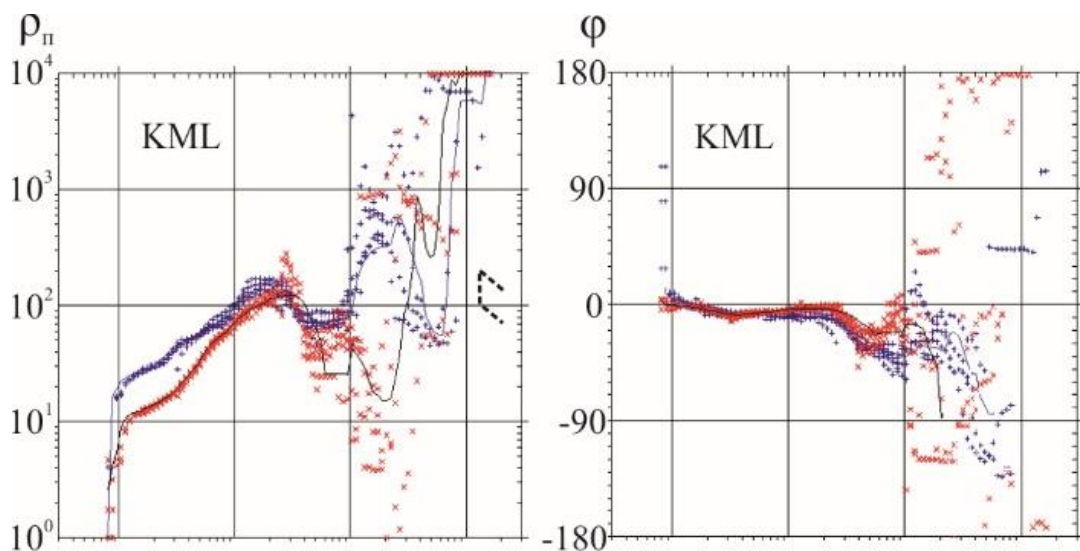
Для першої категорії вимірювальних постів, що об'єднує станції MLH, DRG, ZNT і PST (рис. 5.3), характерною ознакою є наявність висхідного сегмента на графіках (рп) у діапазоні періодів (Т) від 250 до 1000 с. Екстремальні показники питомого опору зосереджені в інтервалі 50–250 Ом·м; із подальшим зростанням періоду спостерігається спад значень із досягненням мінімуму в околі 5000 с. Унаслідок гальванічних спотворень ці криві зміщені донизу відносно загальноприйнятого тренду глобальних даних (75–150 Ом·м) (Кушнір, Столпаков, 2025).

На станціях DRG та PST, перенесених з інших профілів (Чоп-Мукачівська западина), зафіксовано розходження компонентів опору різної поляризації майже на один порядок, яке стабільно простежується в усьому частотному спектрі. Натомість у пункті MLH неузгодженість є менш суттєвою (у межах половини порядку) і локалізується суто на періодах від 20 до 1500 с. Специфічною рисою графіків (рп) для пункту ZNT виступає практичний збіг кривих для обох поляризацій за повного збереження загальної морфології, притаманної цій групі. Саме в околі цієї станції відбувається просторовий розворот телуричних потоків із напрямку захід—схід (характерного для DRG) на північ—південь (властивого для PST) (Кушнір, Столпаков, 2025).

У частотних інтервалах, що відповідають висхідним і низхідним ділянкам амплітудних кривих, межі варіювання (ф) демонструють дрейф від нульових значень до (-90°), іноді послідовно перетинаючи кілька квадрантів із повним проходженням фазового кола. У довгоперіодній області точність обчислень суттєво погіршується, проте загальні дисперсійні закономірності перетворення амплітудних графіків (рп) у фазові (ф) узгоджуються з критеріями одновимірної моделі Тихонова—Каньяра. У межах цього наближення асимптоти висхідного відрізка (рп) до моменту досягнення максимуму дають уявлення про сумарну поздовжню провідність осадової товщі (S_{oc}), тоді як спадна гілка відбиває структуру глибинних зон та глибину залягання провідної основи. Поведінка отриманих

кривих магнітотелуричного зондування визначається сукупною дією добре провідного осадового чохла ($S_{oc} = 250 \div 750$ См) і високопровідної астеносфери. (Кушнір, Столпаков, 2025).

Пункти спостережень, розташовані в центральному сегменті профільного розрізу, розбиваються на два окремі блоки: перший включає станції KML та ONK, а другий — RKS і KST (рис. 5.4). Характерною рисою першої підгрупи є наявність зростаючих ділянок на кривих (ρ_n) у часовому вікні до 1000 с, де максимальні показники досягають 200 Ом·м. Ці графіки ускладнені слабкими флуктуаціями, зміщені донизу відносно глобального геоелектричного тренду, а розходження між поляризаціями дорівнює половині порядку. Динаміка фаз імпедансу аналогічна до тенденцій, які спостерігалися на перших чотирьох вимірювальних постах (Кушнір, Столпаков, 2025).



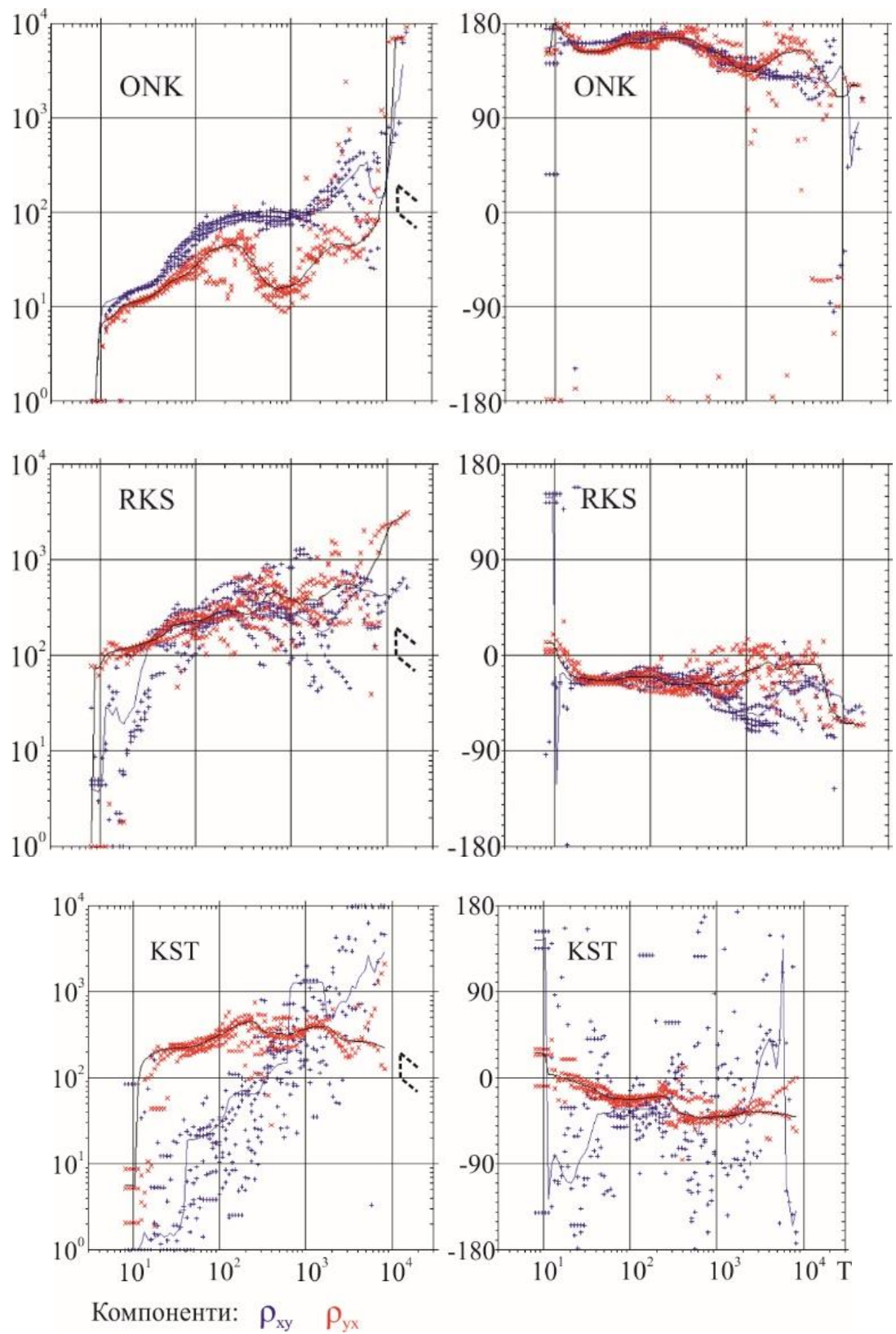
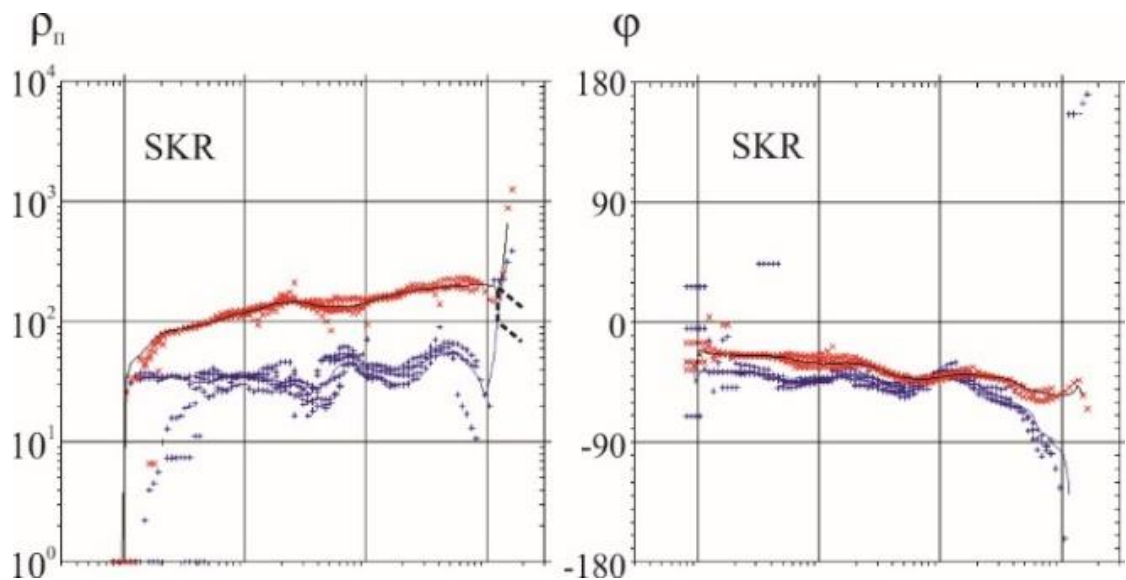


Рис. 5.4 - Друга група кривих МТЗ на пунктах KML, ONK, RKS і KST (ρ — амплітудні, φ — фазові)

Друга підгрупа вирізняється маловираженим висхідним відрізком у пункті RKS, повною відсутністю такого елемента на станції KST та майже незмінним уздовж усього частотного діапазону рівнем (ρ_n) у межах 100–1000 Ом·м. Цей набір кривих зазнав інтенсивного техногенного навантаження в усьому частотному спектрі для компонентів (ρ_{xy}). Найбільш суттєві спотворення зафіксовані на станції KST, де графік нахилений під кутом понад (45°), що унеможливорює його використання для реконструкції геоелектричних параметрів розрізу. Через значне розсіювання значень (ρ_n) точна оцінка розходження кривих за орієнтацією ліній виміру та їхньої координації щодо глобальних даних є проблематичною, проте загалом вони тяжіють до області вищих значень порівняно з глобальним еталоном. На періодах менше 400 с фазові характеристики імпедансу змінюються в межах від (0°) до (-25°), а з подовженням (T) спадають до (-75°) і нижче, що свідчить про потенційне підвищення провідності з глибиною. Параметри сумарної позовжньої провідності (Soc) у центральній зоні профілю фіксуються в межах від 500 до 1000 См. (Кушнір, Столпаков, 2025).



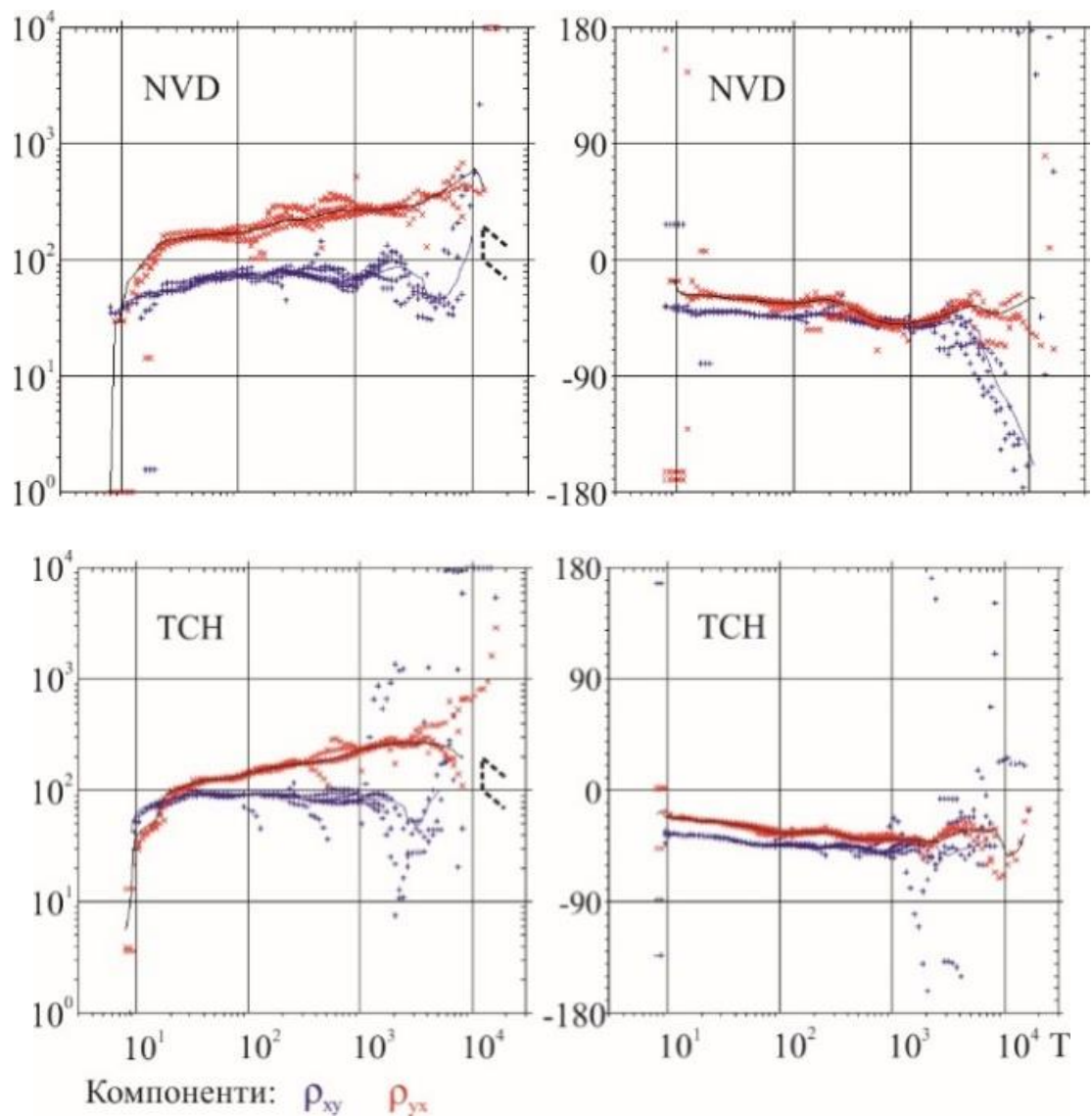


Рис. 5.5 - Третя група пунктів спостереження, яка включає пункти SKR, NVD та TCH (ρ — амплітудні, φ — фазові)

У південно-східному секторі профілю виділено третю групу пунктів спостереження, яка включає станції SKR, NVD та TCH (рис. 5.5) і відзначається низьким рівнем техногенного зашумлення. Криві МТЗ цієї групи є конформними, проте демонструють стійку розбіжність ортогональних компонентів, яка у довгоперіодній області перевищує один порядок. Графіки позірного опору для станцій SKR і NVD не збігаються з рівнем глобальних даних; для них характерна відсутність висхідного сегмента та стабільність значень у всьому частотному спектрі (показники (ρ_{xy}) фіксуються в межах 30–100 Ом·м, а (ρ_{yx}) — 30–600 Ом·м). На противагу їм, субширотна крива (ρ_{yx}) у пункті TCH відповідає глобальному тренду і

має чітко виражену висхідну гілку на періодах до 3500 с з максимумом (ρ_n) на рівні 300 Ом·м (Кушнір, Столпаков, 2025).

Локальні мінімуми на субмеридіональних графіках (ρ_{xy}) фіксуються на періодах ($T > 2000$ с) с (пункти NVD, TCH) та ($T > 5000$ с) та (пункт SKR), що корелює зі специфічною поведінкою фазових кривих. Величини (Soc) на цих ділянках не перевищують 500 См. Аналіз асимптот кривих (ρ_{xy}) дозволяє припустити існування поздовжнього провідника на глибинах ($H = 100 \div 200$) км із провідністю ($S = 2000 \div 4000$) См. Зважаючи на те, що ця аномалія виявляється суто на одній поляризації в інтервалі низьких амплітуд та просторової неоднорідності первинного поля, таке припущення може бути дискусійним.

Проте розходження кривих (ρ_{xy}) та (ρ_{yx}) на коротких періодах впевнено доводить наявність приповерхневого провідного шару. Отже, складна морфологія отриманих кривих МТЗ, попри залучення передових технічних та програмних засобів обробки, вимагає переходу до їхньої спільної групової інтерпретації. Результати аналізу експериментальних даних свідчать про складні тривимірні умови Закарпатського прогину, де поєднуються поверхневі та глибинні електропровідні структури різної орієнтації (Кушнір, Столпаков, 2025).

В 2025 році були продовжені дослідження в хрест профілю перетинаючи Вигорлат-Гутинське пасмо від пункту спостереження Нижнє Селище до селища Тростник в здовж Виноградівського розлому (ділянка Вигорлат-Гутинського пасма розділяє собою Чоп-Мукачівську та Солотвинську западину Закарпатського прогину). Саме тут спостереження виконувались від 10 діб в пункті NGS (с.Нижнє Селище) до 2 діб в пункті TRS (с. Тросник) та TKV (с. Текове)

Центральна частина профілю Малі Геївці - Тячів перетинається в хрест пунктами NGS, TRS, TKV, яка формує свою групу кривих, що мають власну характерну поведінку кривих МТЗ. Пункти спостереження TRS та TKV практично не

зазнають техногенного впливу, в свою чергу пункт NGS зазнає впливів подібних до 2 групи пунктів на профілі.

Тут криві пункту TRS характеризуються конформністю та розбіжністю значень (ρ_n) у всьому частотному діапазоні, досягаючи її максимальних значень понад півтора порядки на великих T . Частотні залежності ρ_n всіх пунктів не відповідають рівню глобальних даних.

Пункт NGS (с. Нижнє Селище)

Цей пункт характеризується відсутністю висхідної гілки і витриманим у всьому частотному діапазоні від 20 с до 10000 с та рівнем (ρ_n) в діапазоні 10 — 30 Ом·м.

Можна зробити припущення, що значення сумарного $S_{oc(cп)} = 1000$ См, та глибина цих поверхневих відкладів (H) приблизно 8км, за характерним перегином на великих періодах кривої (ρ_{yx}) можна припустити існування провідника з верхньою кромкою на глибинах 20-40 км та $S \approx 6000 - 10000$ См. Через сильні техногенні спотворення отримані параметри можна перевірити лише з допомогою моделювання в подальшому (рис. 5.6).

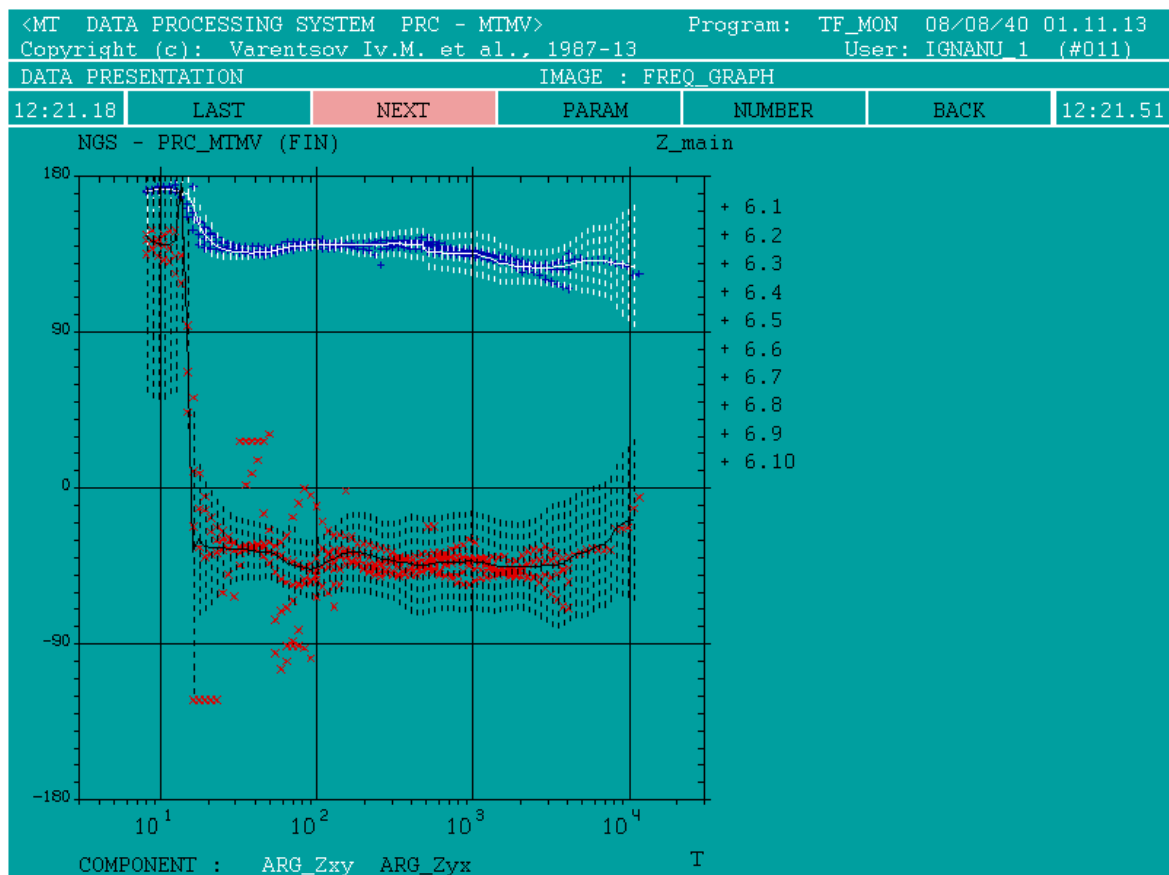
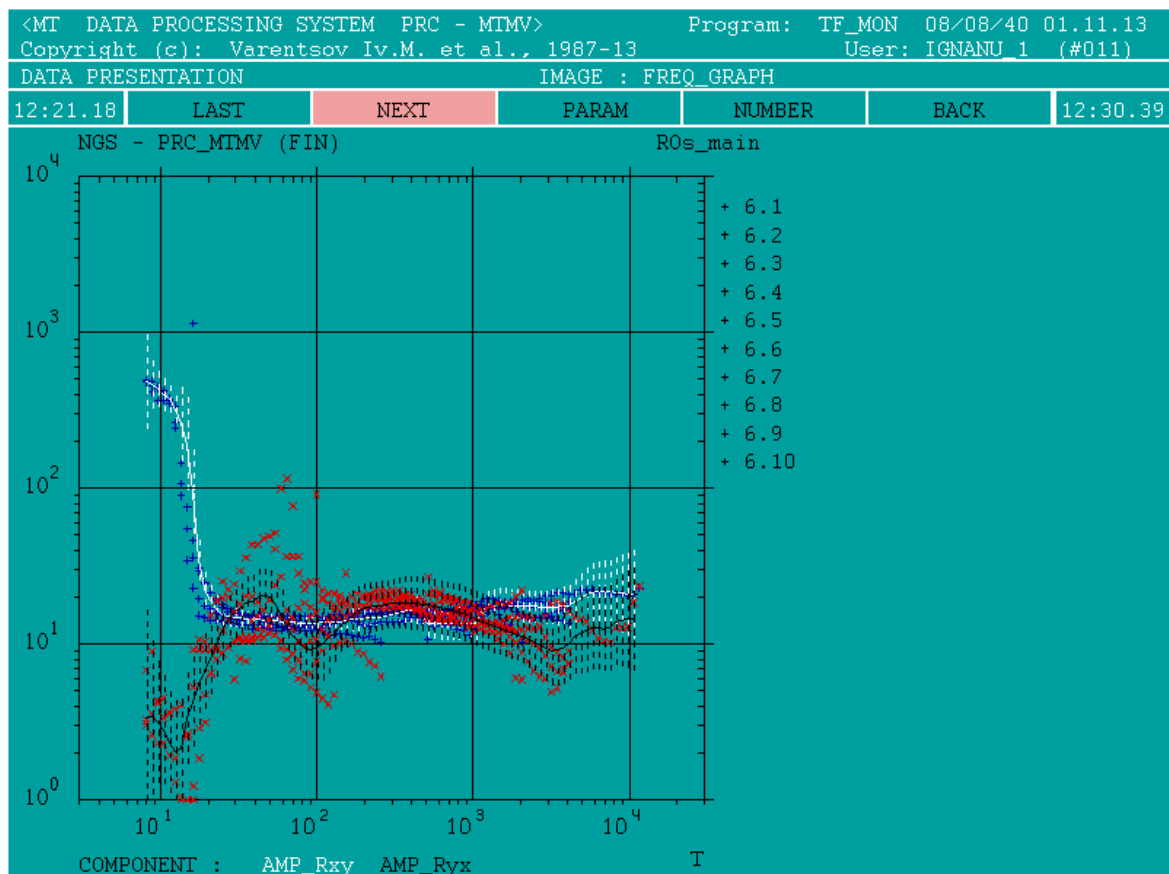


Рис. 5.6 - Криві MTЗ пункту NGS (с. Нижнє Селище)

Фазові криві зазнають значних техногенних впливів але перераховуючи криву Z_{xy} в нижній півпростір можна стверджувати про її загальну аномальність так як вона має повністю нижчу за значенням близько (-60°) .

Пункт TRS (с. Тросник)

Меридіональна амплітудна крива ρ_{xy} у пункті TRS характеризується присутністю висхідної гілки на періодах до 1000 с, де досягає максимального рівня $\rho_n = 60 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ значення $S_{oc(cп)} = 700 \text{ См}$. Тоді, як широтна амплітудна крива ρ_{yx} в цьому пункті характеризується присутністю теж висхідної гілки на періодах до 1000 с, де досягає максимального рівня $\rho_n = 15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, зі значенням $S_{oc(cп)} = 1000 \text{ См}$. Загальне значення глибини H до фундаменту для висхідної гілки за асимптотиками ρ_n становить 5-8 км. Якісна інтерпретація кривих на великих періодах припускає існування провідників на різних глибинах з верхньою кромкою за $\rho_{xy} \approx 20-30 \text{ км}$ та $S \approx 5000 \text{ См}$ та $\rho_{yx} = 50-100 \text{ км}$, $S \approx 10000 \text{ См}$. (рис. 5.7).

Фазові криві монотонно спадають від 10 с до 10000 с від мінімальних значень (φ) від (-10°) до (-60°) через значні похибки на великих періодах їх важко оцінити через аномальність цих кривих.

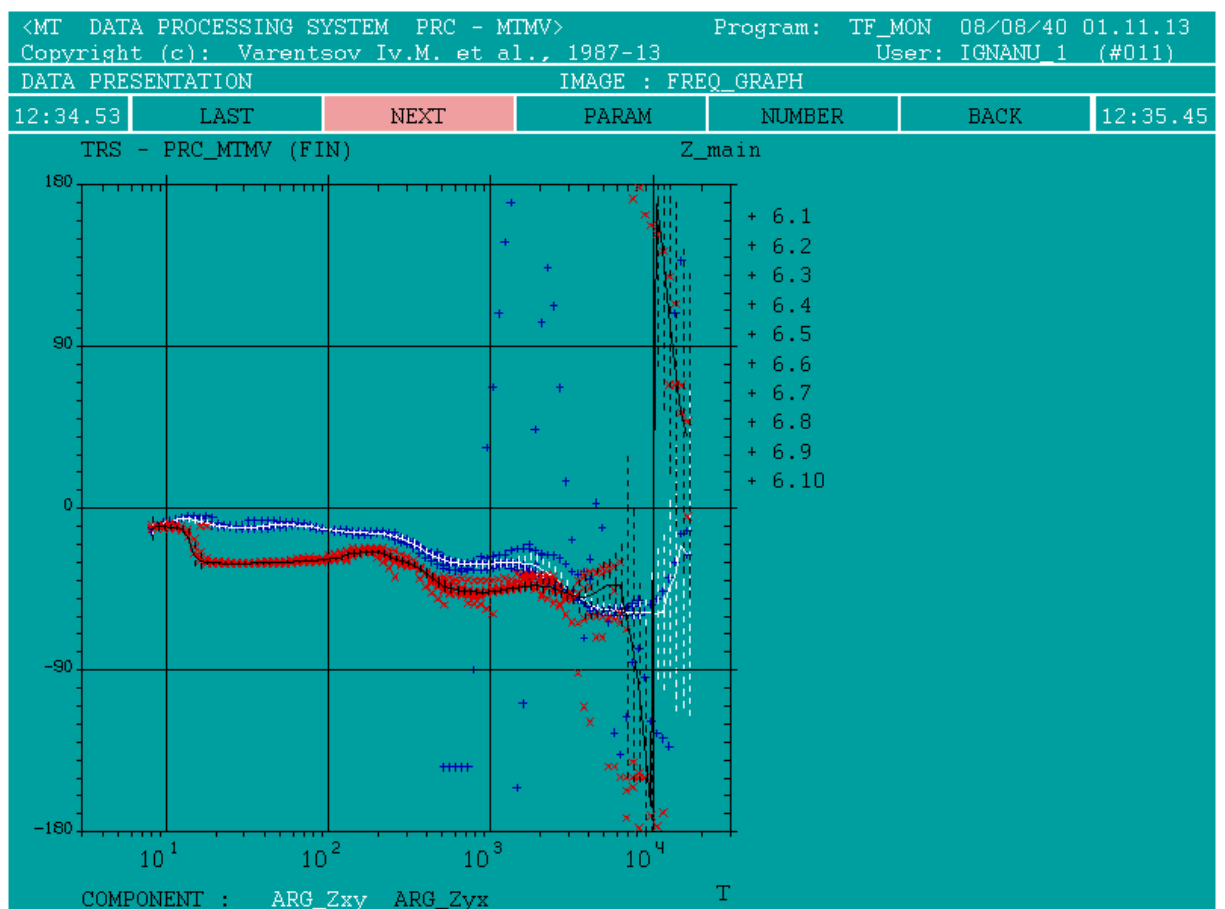
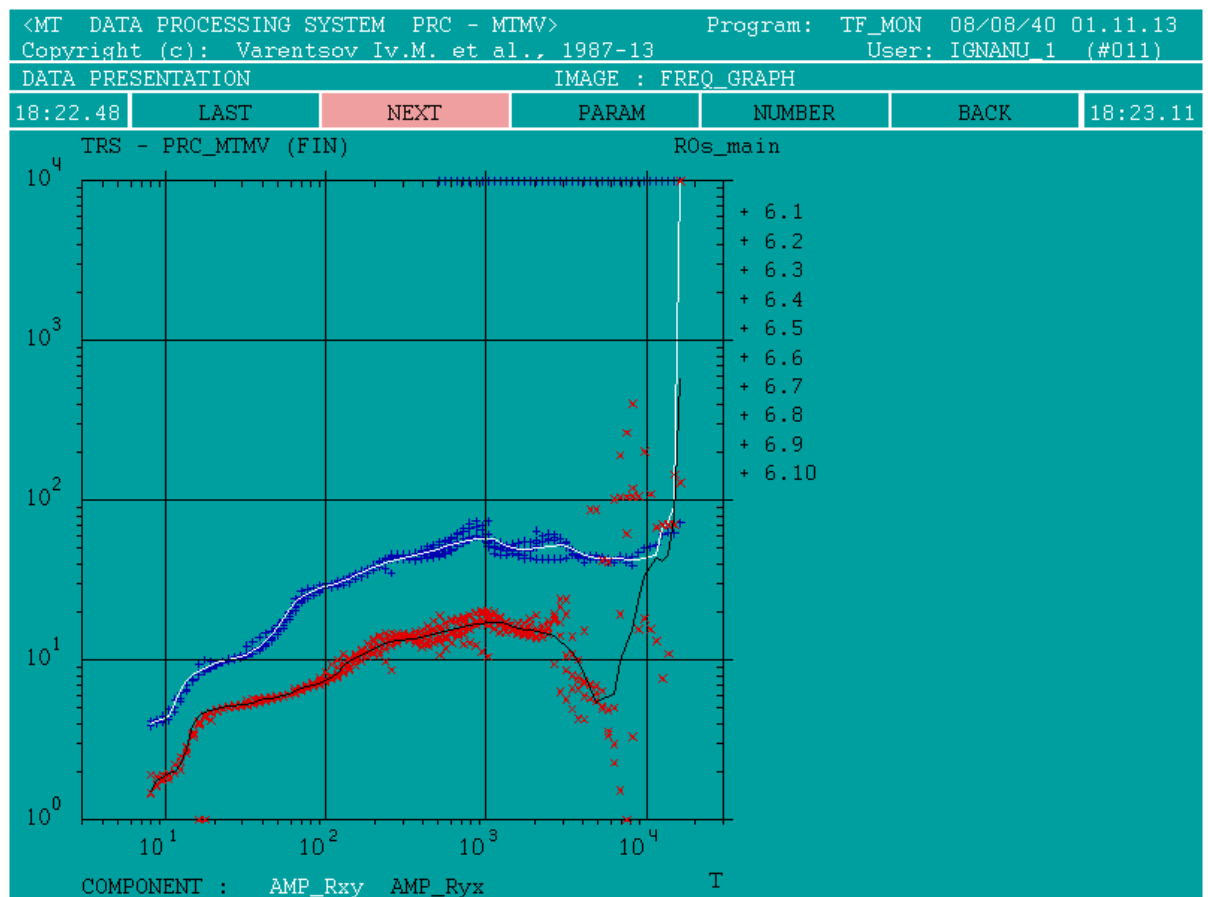
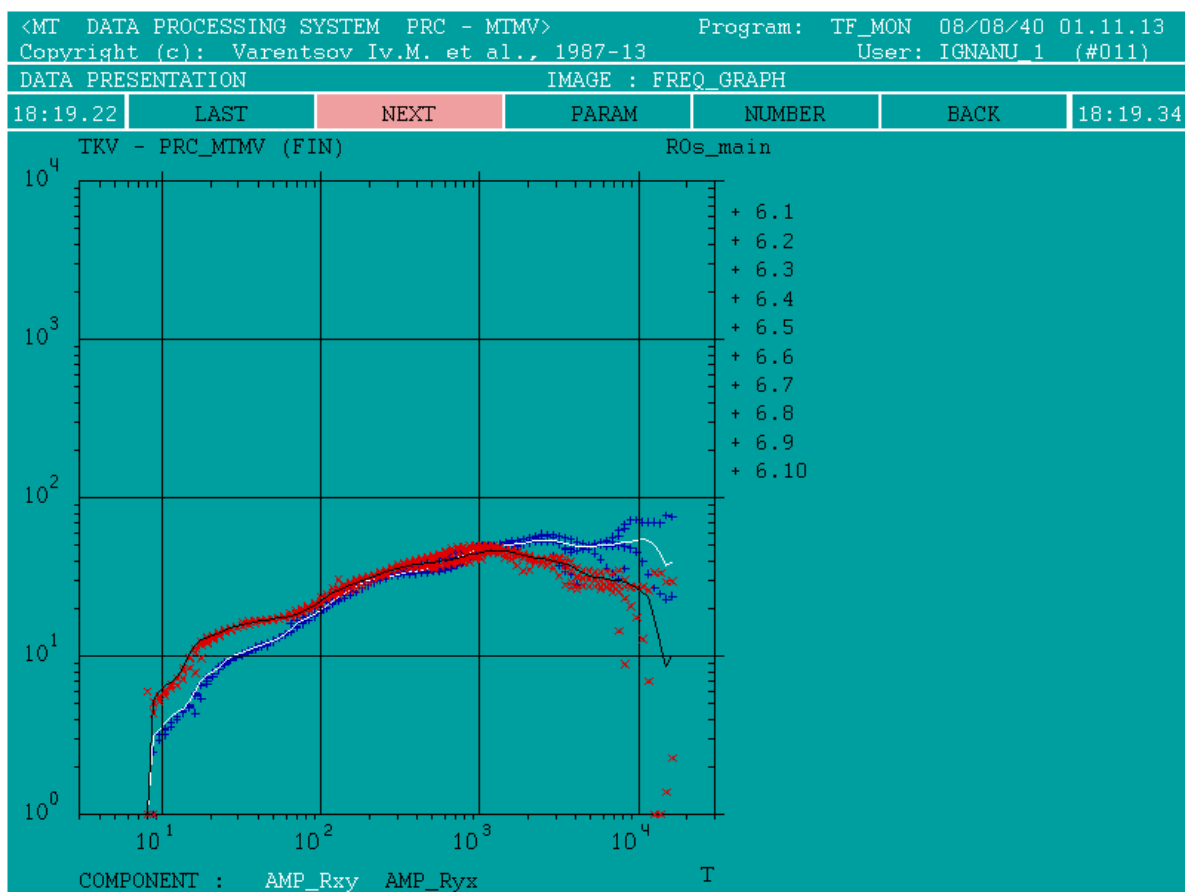


Рис. 5.7 - Криві MT3 пункту TRS (с. Тросник)

Пункт ТКВ (с. Текове)

Криві ρ_n пункту ТКВ характеризуються висхідною асимптотою від 10 с до 1000 с зі значеннями опорів від 5 Ом·м до 40 Ом·м, криві характеризуються мінімальною розбіжністю між поляризацією, крива ρ_{yx} лежить вище, значення $S_{oc(cn)} = 1000$ См для обох кривих, з $H=10$ км, зі збільшенням періодів від 1000 с до 2000 с відбувається зміна поляризації. Низхідна частина кривих ρ_n характеризується присутністю глибинних провідників для кривою ρ_{xy} глибини верхньої кромки $H \approx 50$ км з $S \approx 4000$ См і для кривої ρ_{yx} $H \approx 120-130$ км та $S \approx 3000$ См. (рис. 5.8).



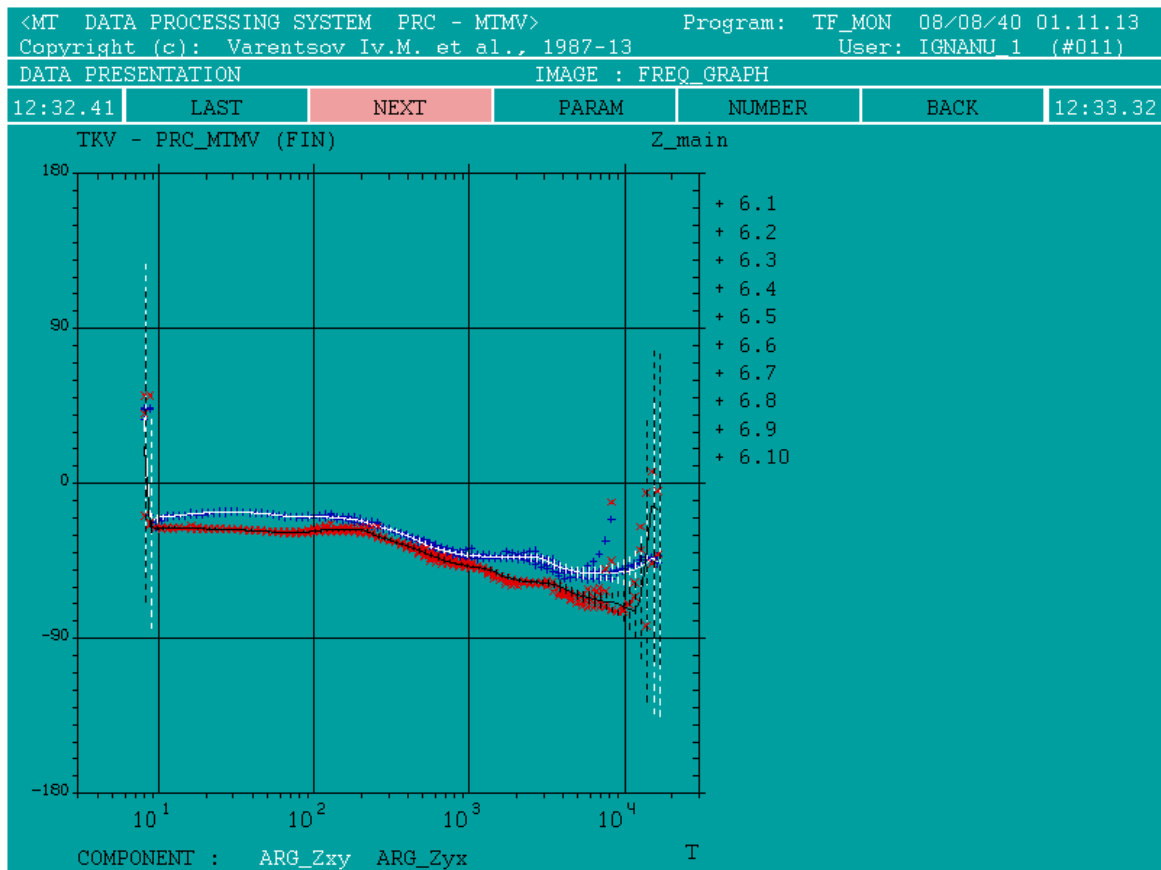


Рис. 5.8 - Криві МТЗ пункту TKV (с. Текове)

Фази імпедансу на періодах від 1000 с і до 10000 с характеризуються стрімким падінням від (-50°) до (-80) по Z_{yx} , таку поведінка кривої свідчить на користь наявності глибинного провідника.

Узагальнення результатів обробки польових спостережень показує, що залучення високотехнологічного інструментарію та новітнього програмного забезпечення не нівелює складну топологію кривих магнітотелуричного зондування, яка обґрунтовує доцільність переходу до їхнього спільного групового моделювання. Фінальний аналіз експериментального матеріалу в цілому засвідчує неоднорідні тривимірні умови в межах Закарпатського прогину. Геоелектричний розріз цієї території характеризується просторовим накладанням приповерхневих і глибинних зон підвищеної провідності, що мають різноспрямовану орієнтацію.

5.5 Формальна інтерпретація результатів

Кількісна оцінка вертикального розподілу геоелектричних неоднорідностей літосфери базувалася на алгоритмі трансформацій Ніблетта. Ця математична процедура дала змогу здійснити перерахунок частотних трендів $\rho_n(T)$ у структурно-глибинні графіки $\rho(H)$, які безпосередньо відображають зміну електричного опору з глибиною.

$$S = \frac{1}{\sqrt{\rho_T \omega \mu_0}}, \quad (5.1)$$

$$H = \frac{\sqrt{\rho_T}}{\sqrt{\omega \mu_0}} \quad (5.2)$$

У межах цього підходу аналізується функціональна залежність опору (ρ) від часового параметра, що визначає глибину проникнення електромагнітного поля, де μ_0 — магнітна стала $4\pi 10^{-7}$, а ω — кутова частота варіацій, що обчислюється як $2\pi f$. Отримана в такий спосіб геометрична межа (H) трактується не як істинний геометричний розділ, а як наближена («діюча») глибина дослідження.

Кількісні параметри швидкої геоелектричної інверсії за методикою Ніблетта були сформовані за допомогою нарощування частотних характеристик ефективного питомого опору (ρ_n) у діапазоні надвеликих періодів $T > 10000$ с. Цей інформаційний масив інтегрували з результатами глибоких магнітоваріаційних зондувань, які розраховувалися на основі тривалих 11-річних циклів геомагнітних варіацій за даними реєстрації геофізичної обсерваторії «Львів» (*Kushnir et al., 2021*)

Північно-західний сегмент досліджуваного профілю охоплює пункти спостереження MLH, DRG, ZNT та PST, геологічне середовище під якими відзначається високонеоднорідним характером вертикального розподілу. В межах цієї ділянки на пунктах ZNT та PST чітко простежується приповерхневий провідний горизонт, локалізований у глибинному інтервалі від 1–2 до 8–10 км, де значення ρ варіюють у межах 30–50 Ом·м при сумарній позовжній провідності $S = 140–250$ См (рис. 5.9).

Водночас на початкових точках цього ж профільного напрямку (MLH, DRG) ознак наявності приповерхневих провідних зон не виявлено (Orlyuk et al., 2023; Starostenko et al., 2020).

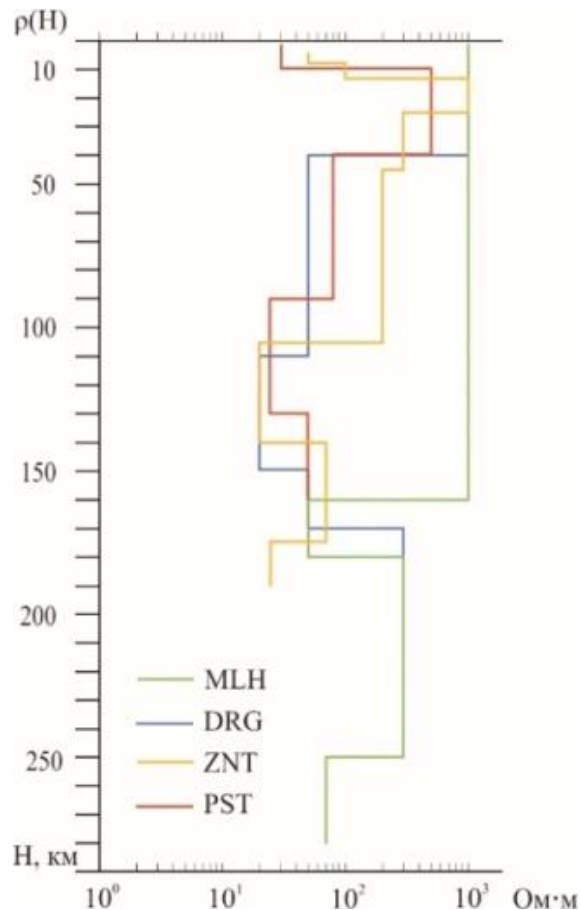


Рис. 5.9 - Трансформації Ніблетта $\rho(H)$ за ефективними амплітудними кривими ρ_p для пунктів MLH, DRG, ZNT, PST

Просторовий розподіл електричного опору в межах Чоп-Мукачівської западини вказує на наявність другого провідного шару, який має дискретну внутрішню структуру та розшарований за ρ . Верхня межа залягання його провідників оцінюється в 40–90 км, підосва сягає глибин 170–190 км, а інтервал мінливості ρ становить від 20–25 до 50–80 Ом·м. Уздовж профільного напрямку фіксується загальний тренд до підняття цієї аномальної зони на південний схід. Такий характер геоелектричного розрізу віддзеркалює будову мантийної

астеносфери, представленої неоднорідною товщею з глибиною залягання покрівлі 90–160 км при $\rho = 20\text{--}50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Зазначений мантійний провідник є високомінливим за глибиною та параметром ρ , фіксуючи локальні інверсійні підняття до глибини 40 км безпосередньо під пунктами спостереження DRG та PST.

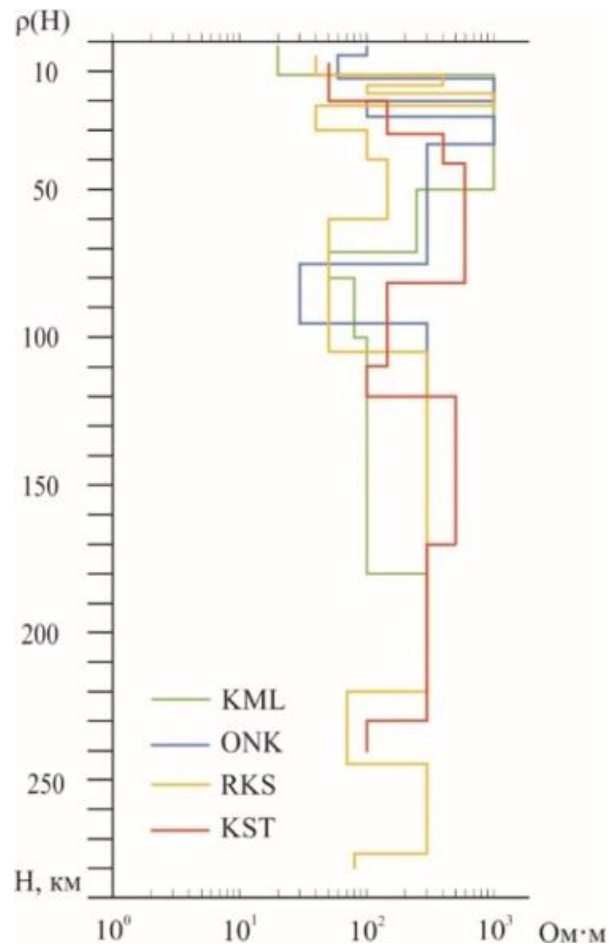


Рис. 5.10 - Трансформації Ніблетта $\rho(H)$ за ефективними амплітудними кривими ρp для пунктів KML, ONK, RKS, KST

На основі результатів якісної інтерпретації експериментальних масивів MT3 та MBП точки спостереження KML, ONK, RKS і KST, розташовані в центральному секторі Чоп-Мукачівської западини (рис. 5.10), були об'єднані в єдину класифікаційну групу. Кількісне експрес-моделювання із застосуванням оператора трансформації Ніблетта в межах цієї групи пунктів дозволило надійно картувати приповерхневу зону підвищеної провідності для пікетів KML, ONK та RKS. Зазначений геоелектричний об'єкт залягає в інтервалі глибин H_1 від 1-4 до 11–12 км при

значеннях $\rho = 20 \div 60 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ та інтегральних показниках поздовжньої провідності $S = 200 \div 500 \text{ См}$. З високим ступенем вірогідності можна стверджувати, що цей провідний обрій є просторовим продовженням раніше виділеної аномальної області й чітко корелює з високими параметрами провідності приповерхневого осадового чохла, де показники S_{oc} варіюють у межах від 250 до 1000 См.

В межах Чоп-Мукачівської западини, а також виявляє чітку просторову відповідність верхньокоровому шару знижених швидкостей поздовжніх хвиль $V_p = 5,3\text{--}6,2 \text{ км/с}$. Наявність цього сейсмічного хвилеводу підтверджується результатами раніше проведених профільних досліджень методами КМПВ і ГСЗ на геотраверсі «Чоп — Великий Бичків» (Starostenko et al., 2020; Макаренко І. та ін. 2023).

У напрямку профільного розрізу в межах надр Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма на пункті спостереження RKS надійно фіксується корова провідна зона в інтервалі глибин $H_2 = 21\text{--}30 \text{ км}$ із параметрами $\rho = 40 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ та поздовжньою провідністю $S = 250 \text{ См}$. На противагу цьому, на суміжному пікеті KST аналогічні провідники з аномальними показниками ρ в глибинних горизонтах земної кори повністю відсутні.

Покрівля мантийної астеносфери H_3 характеризується значною латеральною мінливістю і реєструється на таких відмітках: у межах пункту KML — на глибинах 71–80 і 80–100 км при $\rho = 50\text{--}80 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ($S = 200\text{--}400 \text{ См}$); на пункті ONK — у діапазоні 75–95 км із рівнем $\rho = 30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ($S = 750 \text{ См}$); на станції RKS — на глибинах 60–105 км із параметрами $\rho = 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ($S = 900 \text{ См}$). Крім того, у верхній мантиї під пунктом RKS ймовірно виділяється додатковий глибинний обрій H_4 на відмітках 230–245 км із показниками $\rho = 70 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ($S = 220 \text{ См}$), а також провідна зона з $\rho = 70 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, верхня межа залягання якої оцінюється на глибині 275 км. Встановлене просторове продовження геоелектричної аномалії на астеносферних рівнях відображає процес поступового геометричного виклинювання високопровідної структури в зоні

Вигорлат-Гутинського пасма аж до її повного загасання на пікеті KST під час переходу до геоструктур Солотвинської западини.

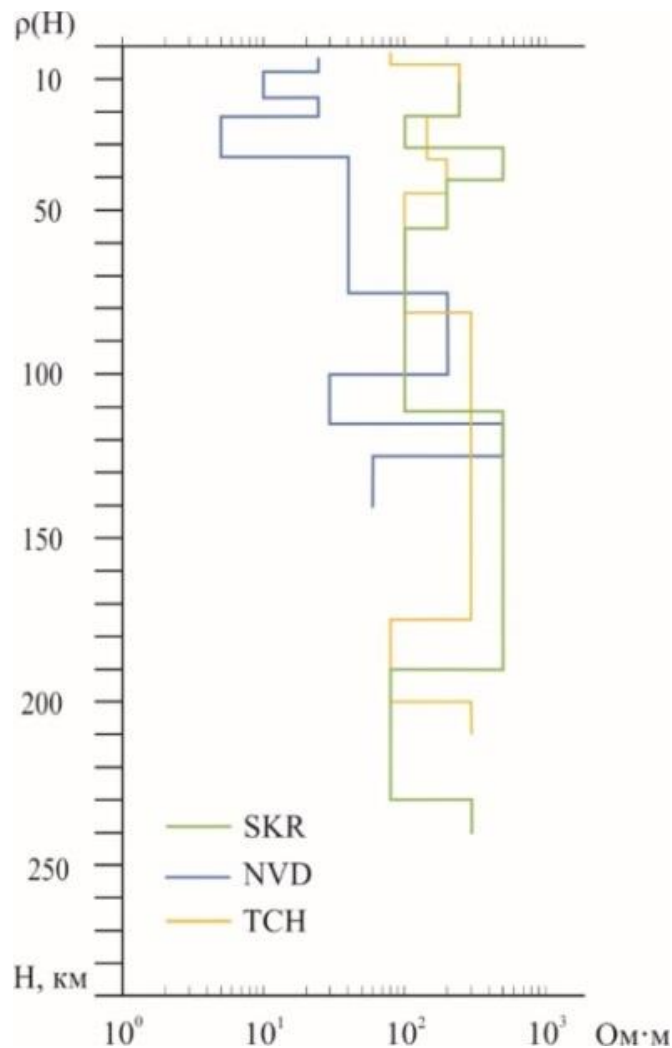


Рис. 5.11 - Трансформації Ніблетта $\rho(H)$ за ефективними амплітудними кривими ρ_p для пунктів SKR, NVD, TCH

За результатами інверсії частотних характеристик ρ_p у межах Солотвинської западини, яка просторово об'єднує пункти вимірювань SKR, NVD, TCH та KST (рис. 5.11), у земній корі надійно ідентифіковано перший приповерхневий шар аномально високої електропровідності. Глибинний інтервал залягання (H) та параметри цього горизонту розподіляються по пікетах наступним чином: на станції KST — на глибинах 7–20 км при $\rho = 50$ Ом·м; на пункті NVD — в інтервалі 3–8 км при $\rho = 25$ Ом·м; на точці TCH — у межах 1–6 км при $\rho = 80$ Ом·м. При цьому вздовж

південно-східного флангу профільного напрямку зафіксовано загальний тренд мінливості інтегральної поздовжньої провідності (S) у діапазоні від 250 до 100 См.

Отримані дані дають підстави стверджувати, що виділена високопровідна товща відображає просторове поширення насичених флюїдами осадових відкладів чохла із параметрами $S_{oc} = 200\text{--}500$ См (*Maksymchuk, 2005*).

Крім того, даний обрій виявляє чітку просторову кореляцію з верхньокоровою зоною знижених швидкостей поздовжніх хвиль $V_p = 5,3\text{--}6,1$ км/с на глибинних горизонтах до 10 км.

Специфіка геоелектричного розрізу на пункті спостереження NVD полягає в аномально низьких показниках $\rho = 5\text{--}25$ Ом·м, які простежуються до глибин 33 і 75 км, де ρ становить 40 Ом·м, що суттєво відрізняє його від суміжних пікетів. Дана точка локалізована безпосередньо в межах Буштинсько-Тереблянського розлому, який характеризується на сучасному етапі сейсмічною активністю з магнітудою $M = 2$ та глибиною залягання вогнищ землетрусів до 5 км. Натомість пункт KST зафіксовано у зоні перетину похилого глибинного Виноградівського та субмеридіонального Закарпатського розломів на сході регіону.

Геодинамічні процеси у цьому вузлі супроводжуються вищим рівнем сейсмічності з магнітудою $M > 3$ та зануренням сейсмогенних вогнищ на глибину понад 15 км (*Назаревич та ін., 2022; International Seismological Centre, n.d.*)

Виражене вертикальне чергування високих і низьких показників ρ у земній корі під пунктами спостереження KST, SKR, NVD та TCH виступає класичним індикатором і маркує зони з проявами сучасної сейсмічної активності (*Kováčiková et al., 2016; Kováčiková et al., 2019*).

Сконструйована у цьому дослідженні геоелектрична структура надр Закарпатського прогину демонструє високий ступінь збігу та просторової кореляції з результатами сучасного геотермічного районування регіону (*Кутас, 2021*).

Геоелектрична структура надр Закарпатського прогину корелює з результатами геотермічного районування та кількісним моделюванням теплового режиму літосфери до глибини 3 км (Локтєв, 2020).

Дані підтверджують збіг геоелектричної моделі з тепловим полем регіону. На основі отриманих результатів припускається, що досягнення температур солідусу в глибинному інтервалі 40–50 км відбулося внаслідок інтенсивних геодинамічних процесів.

Ступінь термічної прогрітості надр Чоп-Мукачівської западини є значно вищим порівняно із Солотвинською, що надійно верифікується характером просторового розподілу глибинної електропровідності. Генезис мантийних аномалій низького опору в межах Закарпатського внутрішнього прогину логічно пов'язується з інтенсивним тепловим полем із параметрами 75–130 мВт/м² (Starostenko, 2013), сформованим під впливом потужного припливу ендегенної енергії у вигляді субвертикальних тепломасопотоків.

Матеріали якісного аналізу та експрес-інверсії експериментальних даних 2023 та 2025 років суттєво розширюють і деталізують наявні уявлення про особливості глибинної архітектури як Закарпатського прогину, так і Карпатської складчастої споруди загалом. Водночас для отримання фінальних верифікованих моделей розподілу просторових геоелектричних неоднорідностей необхідне обов'язкове залучення обчислювальних алгоритмів тривимірного (3D) моделювання природного електромагнітного поля Землі.

ВИСНОВКИ

В кваліфікаційній магістерській роботі успішно проведено важливе науково-практичне завдання, що полягає у визначенні просторових геоелектричних параметрів та вивченні фундаментальних особливостей глибинної літосферної будови Закарпатського прогину за комплексом новітніх даних.

Аналіз теоретичних, фондових та архівних джерел підтвердив складний геотектонічний статус регіону як рифтогенної депресії на межі стабільної платформи та рухомого мегабасейну. Детальне вивчення петрофізичної моделі дозволило верифікувати високий ступінь латеральної та вертикальної диференціації електричних властивостей розрізу, а також встановити генетичний зв'язок між коровими аномаліями провідності та раніше виділеними сейсмічними хвилеводами й зонами низьких швидкостей пружних хвиль. Методологічні засади довгоперіодних індукційних зондувань було реалізовано з урахуванням сучасних концепцій про природу електромагнітного поля планети.

Кількісне експрес-моделювання на основі оператора трансформації Ніблетта забезпечило надійну ідентифікацію геометричної конфігурації провідних шарів. У верхньому поверсі земної кори Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин на глибинах від 1–4 до 11–12 км виявлено інтенсивний приповерхневий провідний обрій, зумовлений високою флюїдонасиченістю та мінералізацією підземних вод осадового чохла, що повністю корелює з результатами профільного сейсмічного картування. Глибші літосферні шари відзначаються присутністю вираженої геоелектричної астеносфери, покрівля якої закономірно піднялася до малих глибин 50–60 км під впливом аномально інтенсивного висхідного ендегенного теплового потоку та процесів термічної деструкції мантіїної речовини.

Просторовий тренд мантіїного провідника характеризується суттєвою латеральною неоднорідністю і фіксує послідовне геометричне виклинювання високопровідної астеносферної структури у південно-східному напрямку вздовж

лінії спостережень аж до її повної редукції та загасання в районі переходу до Солотвинської западини. Просторова архітектура виділених геоелектричних аномалій чітко контролюється зонами «живих» крізькорових диз'юнктивних порушень, зокрема Закарпатського, Виноградівського та Буштинсько-Тереблянського розломів, які виступають вертикальними каналами міграції глибинних флюїдів та мантийної дегазації. Отримані результати суттєво доповнюють уявлення про будову надр Українських Карпат та виступають безпосереднім базисом для подальшої побудови об'ємних тривимірних геоелектричних моделей середовища.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

Анікеєв, С. Г., Карпенко, І. В., & Якимчук, Ю. М. (2021). Особливості морфології гравітаційного і геомагнітного полів у зоні Закарпатського розлому. *Геодинаміка*, 2(31), 45–58.

Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М., & Ільєнко, В. А. (2022). Результати інверсії магнітотелуричних зондувань уздовж профілів Мукачево—Сколе та Середнє—Бориня. *Геофізичний журнал*, 44(3), 21–43.

Гордієнко, В. В., Гордієнко, І. В., Завгородня, О. В., Ковачикова, С., Логвинов, І. М., Тарасов, В. М., та ін. (2011). *Геоелектричні і геотермічні аномалії земної кори і верхньої мантії Українських Карпат*. К.: Знання.

Кутас, Р. І. (2021). Глибинна дегазація і нафтогазоносність Східних (Українських) Карпат: геодинамічний і геотермічний аспекти. *Геофізичний журнал*, 43(6), 23–41.

Кушнір, А. М., & Столпаков, В. В. (2025). Особливості розподілу геоелектричної астеносфери в межах Чоп-Мукачівської западини за даними МТЗ. *Геофізичний журнал*, 47(1), 14–29.

Ладанівський Б.Т., Пристай А.М., Корепанов В.Є. (2017). Переваги синхронних спостережень при МТ та МВ дослідженнях. Матеріали Третьої міжнародної наукової конференції «Актуальні проблеми геосередовища і зондуючих систем» (Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, 3–5 жовтня 2017р.). Київ: Талком, 80 с.

Локтев, А. А. (2019). *Физико-географические та геологічні умови Закарпатського нафтогазоносного прогину*. Львів: Світ.

Локтев, А. А. (2020). Температурний режим Закарпатського прогину. *Мінеральні ресурси України*, (2), 25–31.

Макаренко, І. Б., Старостенко, В. І., Кутас, Р. І., Легостаєва, О. В., & Савченко, О. С. (2023). Сучасні глибинні дослідження та густинне моделювання Закарпатського прогину. *Геодинаміка*, 1(34), 33–51.

Максимчук, В. Ю., Кузнєцова, В. Г., & Білинський, А. І. (2023). Ефективність гравімагнітних методів для виявлення антиклінальних піднянь Солотвинської западини. *Геодинаміка*, 2(35), 78–91.

Назаревич, А. В., & Назаревич, Л. Є. (2002). Особливості геодинамічного режиму та товщини літосфери Закарпатського внутрішнього прогину. *Геодинаміка*, 1(3), 54–67.

Назаревич, А. В., Назаревич, Л. Є., Байрак, Г. Р., & Пиріжок, Н. В. (2022). Сейсмотектоніка зони перетину Оашського і Закарпатського глибинних розломів (Українське Закарпаття). *Геодинаміка*, 2(33), 99–114.

Причепій, О. В. (2014). Обчислення скалярних імпедансів для чисельних моделей базових електропровідних елементів з урахуванням сферичності Землі. *Геофізичний журнал*, 36(4), 112–125.

Старостенко, В. І., Максимчук, В. Ю., Кузнєцова, В. Г., Вербицький, Т. З., Білинський, А. І., Вербицький, С. Т., та ін. (2005). *Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат*. К.: Наукова думка.

Третьак, К. І., Максимчук, В. Ю., Кузнєцова, В. Г., Марущак, І. М., Рокитянський, І. І., Смирнов, М. Ю., та ін. (2015). *Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпатського регіону*. Львів: Видавництво Львівської політехніки.

Bielik, M., Zeyen, H., Starostenko, V., Makarenko, I., Legostaeva, O., Savchenko, S., et al. (2022). A review of geophysical studies of the lithosphere in the Carpathian–Pannonian region. *Geologica Carpathica*, 73(6), 499—516.

Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605–635.

Dérerová, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the lithosphere thickness in the Eastern Carpathians. *Geologica Carpathica*, 57(5), 387–395.

Golonka, J., Pietsch, K., Marzec, P., Kasaniuk, M., & Waśkowska, A. (2022). Tectonic evolution and geology of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geologica Carpathica*, 73(2), 115–134.

International Seismological Centre. (n.d.). *International Seismological Centre Online Catalogue*. isc.ac.uk

Kováčiková, S., Logvinov, I., Nazarevych, A., Nazarevych, L., Pek, J., Tarasov, V., & Kalenda, P. (2016). Magnetotelluric and magnetovariational studies in the Ukrainian Carpathians. *Geophysical Journal International*, 206(2), 1110–1125.

Kováčiková, S., Logvinov, I., & Tarasov, V. (2019). Deep geoelectric structure of the Transcarpathian trough. *Acta Geophysica*, 67(4), 1045–1058.

Kushnir, A., Burakhovych, T., Ilyenko, V., & Shyrkov, B. (2021). Modern magnetotelluric researches of the Ukrainian Carpathians. *Geodynamics*, 2(31), 92–101.

Plašienka, D., Soták, J., & Jamrichová, M. (2021). Structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *International Journal of Earth Sciences*, 110(4), 1281–1302.

Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Maţenco, L., Nievergelt, P., Oberhänsli, R., et al. (2020). Tectonic units of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system: a comprehensive review. *Swiss Journal of Geosciences*, 113(1), 1–43.

Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Voitsitskiy, Z., Grad, M., Guterch, A., et al. (2013). Seismic model of the crust and upper mantle of the Eastern Carpathians: Project WARR PANCAKE. *Geophysical Journal International*, 195(1), 521–547.