

Питання щодо інтерпретації комплексної моделі літосфери вздовж профілю RomUkrSeis

Т.К. Бурахович, І.Б. Макаренко, 2025

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна
Надійшла 31 квітня 2025 р.

Розглянуто деякі питання щодо інтерпретації комплексної геолого-геофізичної моделі літосфери вздовж профілю RomUkrSeis, виконаного методом глибинного сейсмічного зондування. Це стосується природи аномальної електропровідності у земній корі та верхній мантії; огляду уявлень про глибину залягання границі літосфера—астеносфера різновікових тектонічних структур; розташування по площі та в глибину зони Тейссейре—Торнквіста; можливості просторового трасування глибинних розломів на прикладі Закарпатського розлому. Розглянуто природу аномалій електропровідності та їх зв'язок із структурними особливостями, які виявлено за даними швидкісної та густинної неоднорідностей земної кори. Показано, що аномалії електропровідності мають електронно-флюїдну природу. Згідно з наявними даними глибина залягання границі літосфера—астеносфера вздовж профілю RomUkrSeis має значні коливання відповідно до різних тектонічних структур, що вказує на поглиблення покрівлі астеносфери від Паннонського басейну в бік Східноєвропейської платформи. Встановлено, що сучасні різнобічні уявлення свідчать про мантійний апвелінг з центром у Трансільванському басейні, який є доказом існування виділеної літосферної зони за комплексною геолого-геофізичною інтерпретаційною моделлю. Запропоновано розглядати зону Тейссейре—Торнквіста як складнобудовану структуру завширшки 80—110 км, що характеризується майже субвертикальним положенням з глибиною (або з нахилом на північний схід, що відповідає субвертикальній мантійній границі) та ототожнюється з перехідною областю поміж різновіковими тектонічними «регіонами» — Карпатсько-Паннонським регіоном і Східноєвропейською платформою. Показано, що фізичні параметри горизонтальних геофізичних неоднорідностей й субвертикальні або нахилені контакти між ними можуть бути підґрунтям для виділення глибинних розломів та їх зон, розвиток яких визначається взаємодією поверхневих і глибинних структур літосфери. Розглянуто геолого-геофізичні дані щодо продовження Закарпатського глибинного розлому на територію Румунії та зроблено висновок про їх відсутність.

Ключові слова: комплексна модель літосфери, профіль RomUkrSeis, природа аномалій електропровідності, зона Тейссейре—Торнквіста, границя літосфера—астеносфера, глибинні розломи.

Вступ. Моделювання за окремим геофізичним методом звичайно обмежується тлумаченням неоднорідності, яка фіксує характерні особливості глибинної будови за відповідними параметрами. При описі явищ, що відбуваються в Землі, виникає

безліч неоднозначностей, які на порядки складніші та далекі від їх повного розуміння. Зазвичай науковці мають індивідуальні відповіді на окремі дискусійні питання. Тому комплексна геолого-геофізична інтерпретація моделей, отриманих за різни-

Citation: Burakhovych, T.K., & Makarenko, I.B. (2025). Questions regarding the interpretation of the complex lithosphere model along the RomUkrSeis profile. *Geofizychnyi Zhurnal*, 47(4), 38—60. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i4.327379>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2025. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

ми геофізичними методами з урахуванням усієї наявної апріорної інформації, є останнім кроком у розумінні глибинної будови тектонічних структур та складних і різноманітних змін, що в них відбуваються. Окремі складнощі потребують дискусії і обговорення. Ця стаття є продовженням циклу робіт, які були опубліковані в «Геофізичному журналі» № 6 за 2024 р. та № 1 за 2025 р. [Макаренко та ін., 2024, 2025], і присвячена розгляду питань, що виникли при інтерпретації комплексної моделі вздовж профілю RomUkrSeis.

Профіль RomUkrSeis, який виконано методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), проходить з південного заходу на північний схід по територіям Румунії і України (рис. 1). Румунська частина профілю перетинає гори Апусені (початок

профілю — ~180 км), Трансільванський басейн (~180—270 км), Східні Карпати (~270—380 км), Передкарпатський прогин (~380—400 км). Українська частина включає Волино-Подільську монокліналь (ВПМ) (~400—580 км) і південно-західну частину Українського щита (УЩ) (~580—680 км). Зона Тейссейре—Торнквіста (ТТЗ) у районі профілю перекрита Східними Карпатами та Передкарпатським прогином.

Глибинну будову літосфери за профілем RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020] на підставі комплексної інтерпретації швидкісної, гравітаційної та геоелектричної моделей з використанням апріорної геолого-геофізичної інформації розглянуто у статтях [Макаренко та ін., 2024, 2025]. Виявлено та проаналізовано особливості окремих структур, наприклад, літосферної

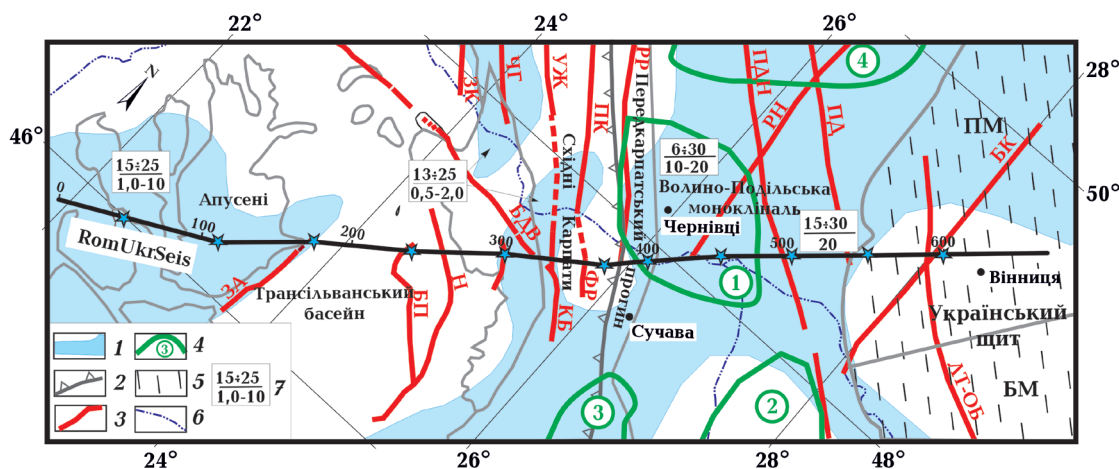


Рис. 1. Аномалії електропровідності земної кори в okolí профілю RomUkrSeis: 1 — за результатами квазі-3D плівкового та 3D моделювання [Бурахович, 2004; Бурахович, Кулик, 2009]; 2 — Головний Карпатський насув; 3 — розломи корови та корово-мантийні, за [Макаренко та ін., 2024]: ЗА — Західні Апусені, БДВ — Богдан—Драгос Вода, БП — Бистриця—Прайд, Н — Насауд, КБ — Краковець—Бикаж, ФР — Фразин, ЗК — Закарпатський, ЧГ — Чорноголовський, УЖ — Ужоцький, ПК — Передкарпатський, РР — Рава-Руський, ПДН — Придністровський, ПД — Подільський, ЛТ-ОБ — Летицівсько-Ободівський, БК — Білокоровицький, РН — Рівненський); 4 — зони сучасної активізації (цифри у кружечках): 1 — Чернівецька, 2 — Бельцька, 3 — Бакеу, 4 — Тернопільська, за [Гордиєнко та др., 2012]; 5 — недеплетована мантия, за [Очерки..., 2018]; 6 — кордони країн; 7 — глибина залягання аномалій електропровідності, км (над рисою), питомий електричний опір, Ом·м (під рисою).

Fig. 1. Anomalies of electrical conductivity of the Earth's crust along the RomUkrSeis profile: 1 — based on the results of quasi-3D film and 3D modeling [Burakhovich, 2004; Burakhovich, Kulik, 2009]; 2 — the Main Carpathian thrust; 3 — crustal and crustal mantle faults according to [Makarenko et al., 2024]: ЗА — Western Apuseni, БДВ — Bohdan-Dracos Voda, БП — Bistrica Pride, Н — Nasaud, КБ — Krakowiec-Bikaj, Ф — Frazin, ЗК — Transcarpathian, ЧГ — Chornogolovskiy, УЖ — Uzhochtskiy, ПК — Predkarpatskiy, РР — Rava-Ruskiy, ПДН — Prydnistrovskiy, ПД — Podilskiy, ЛТ-ОБ — Letchivsko-Obodivskiy, БК — Bilokorovytskiy, РН — Rivnenskiy); 4 — modern activation zones (number in circle): 1 — Chernivtsi, 2 — Bielsk, 3 — Bakeu, 4 — Ternopil according to [Gordienko et al., 2012]; 5 — undepleted mantle, according to [Starostenko, Gintov, 2018]; 6 — borders of countries; 7 — depth of electrical conductivity anomalies, km (above the line), specific electrical resistance, Ohm·m (under the line).

зони (Трансільванський басейн), яка можливо є системою каналів міграції флюїдів; зони Тейссейре—Торнквіста, яка вирізняється потужною літосферою — до 100 км; літосфери Волино-Подільської монокліналі (південно-західна окраїна Східноєвропейської платформи (СЄП)), що характеризується зонами сучасної активізації. Отримані результати дали змогу обґрунтувати формування та розміщення скупчень газових родовищ у Трансільванському басейні та фронтальній частині Карпат, у межах розломів Бистриця-Прайд, Фразин (Передкарпатський) та Рава-Руський, як імовірних флюїдно-магматичних каналів.

Під час геолого-геофізичної інтерпретації виникало багато дискусійних питань, що потребують додаткового обговорення і надалі можуть бути корисними методичними напрацюваннями. Тому мета цієї статті така:

- розглянути та встановити зв'язок і природу аномалій електропровідності (АЕ) зі структурними особливостями, які виявлено за даними ГСЗ та густинною неоднорідністю земної кори;
- проаналізувати огляд уявлень щодо глибини залягання границі літосфера—астеносфера різновікових тектонічних структур докембрійської СЄП та альпійського Карпатсько-Паннонського регіону;
- запропонувати за геофізичними неоднорідностями в околі профілю RomUkrSeis просторове розміщення в глибину зони Тейссейре—Торнквіста — основної границі зчленування СЄП і навколишніх структур;
- прокоментувати варіанти можливості просторового трасування глибинних розломів, що перетинають різні тектонічні одиниці, на прикладі Закарпатського розлому.

Питання 1. Природа аномальної електропровідності в земній корі та верхній мантії (стисло). Відомо, що існують дві концепції природи аномальної електропровідності — флюїдна та електронопровідна, які спираються на певні геодинамічні побудови [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Це підтверджує аналіз зв'язку геоелектричних

неоднорідностей в земній корі та верхній мантії зі структурними особливостями, виявленими вздовж профілю RomUkrSeis [Макаренко та ін., 2025].

Феноменом електропровідності порід вмісного середовища є їх залежність від геологічного віку регіону [Wannamaker, 2005, 2010]. Причому зі збільшенням віку від палеозойського до архейського електропровідність зменшується. Це пов'язане з тим, що в породах амфіболітової фації внаслідок метаморфізму при температурах 400—600° С, на глибинах понад 15 км виділяються флюїди H_2O — CO_2 , які в результаті просочування крізь систему тріщин на границях зерен мінералів збільшують електропровідність порід. Цей процес належить від часу перколяції, і тому давні породи мають більш високий питомий опір.

Очікувано, що через суттєву відмінність геологічних процесів у Карпатсько-Паннонському регіоні і СЄП, можлива істотна різниця глибинних геоелектричних параметрів. Проте в обох геологічно різних регіонах наявний весь набір можливих джерел підвищеної електропровідності: флюїди, розплави, рудні елементи, сульфідизація, графітизація. Щоб зменшити невизначеність інтерпретації спостережених АЕ у статті [Lin et al., 2023] наголошено на інтегруванні літологічних, сейсмічних, геохімічних та всіх інших доступних геолого-геофізичних результатів. При цьому необхідно враховувати геологічну ситуацію та історію розвитку досліджуваної території.

У світовій практиці в разі спільної інтерпретації даних сейсмічних та електромагнітних (ЕМ) зондувань зазвичай застосовують структурний підхід [Gallardo, Meju, 2007; Unsworth, Rondenay, 2013]. Однак відомо про відмінність у характері впливу пористості порід на електричні та швидкісні параметри [Белявский и др., 2007]. Якщо для істотного збільшення електропровідності потрібен рівень зв'язності каналів, заповнених мінералізованими флюїдами, вищий за поріг перколяції, то навіть не зв'язана (вкраплена) пористість порід зменшує значення швидкості поширення поздовжніх і поперечних хвиль. Як єдиний

фізико-механічний параметр розглянуто пори, заповнені мінералізованим флюїдом (при розрахунках враховували температурний градієнт і частково тиск за умови повної зв'язності пор). За розрахунками

припущено таке: якщо глибинна електропровідність корелює зі зниженням V_p , то пористість зумовлена, очевидно, переважно флюїдом. В іншому випадку, якщо електропровідність обумовлена наявніс-

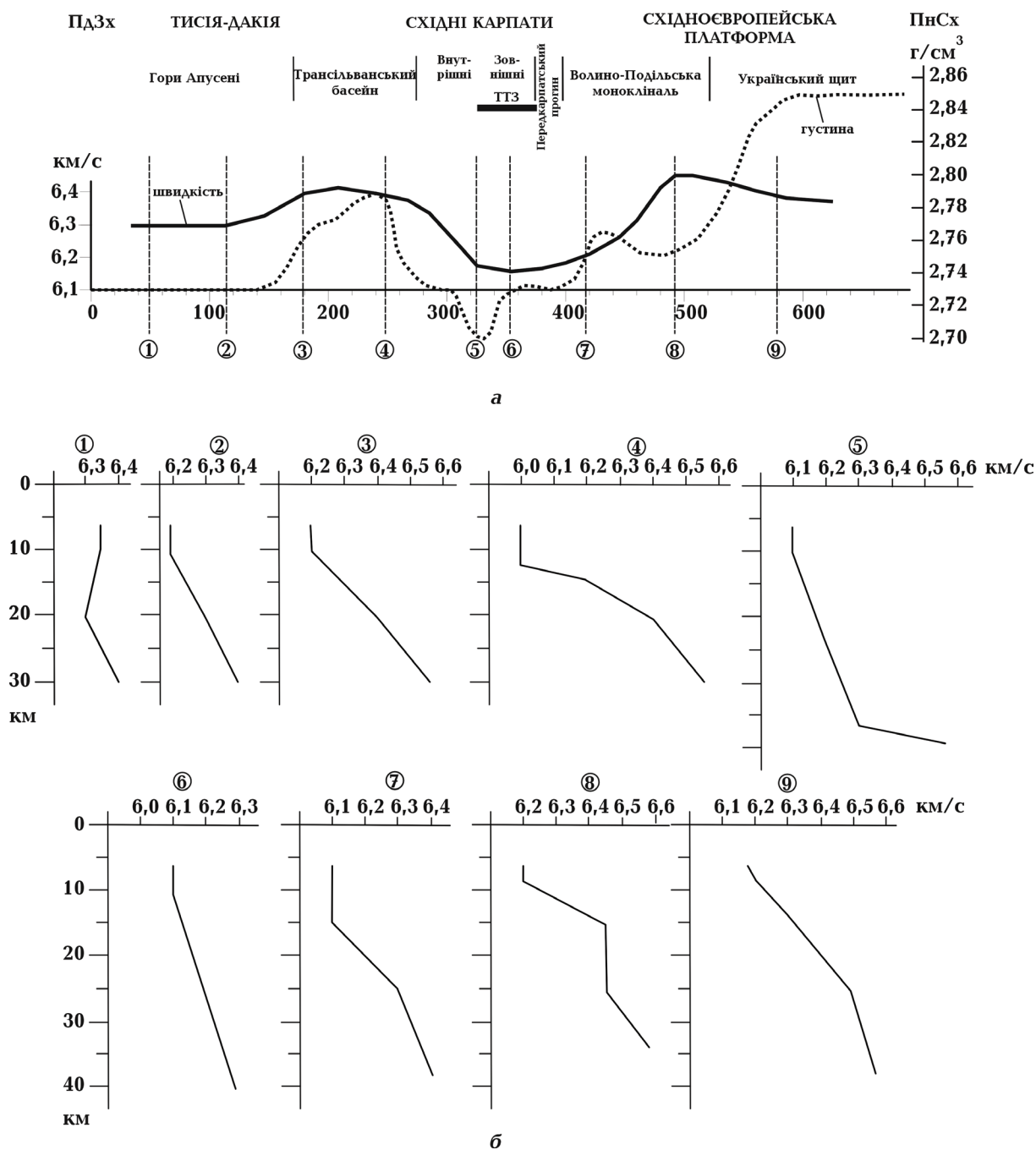


Рис. 2. Розподіл швидкості поширення сейсмічних хвиль та густини вздовж профілю RomUkrSeis: *a* — на глибині 20 км; *б* — зміна швидкості з глибиною вздовж перетинів профілю (цифри в кружечках).

Fig. 2. Velocity and density distribution along the RomUkrSeis profile: *a* — at a depth of 20 km; *б* — change in velocity with depth along the profile sections (numbers in circles).

тю металів або графітизованих утворень, отримані показники (при оцінюванні за питомим електричним опором (ρ)) будуть завищеними.

Земна кора. Можна припустити, що аномальна електропровідність (інтервал глибин 15—25 км з $\rho=1\div 10$ Ом·м) на ділянці 0—170 км профілю (гори Апусені, рис. 1), яка відповідає зоні зі зниженою швидкістю $V_p=6,3$ км/с (рис. 2, швидкісні колонки ① і ②) або крива розповсюдження V_p на глибині 20 км) на тлі значень $V_p=6,35\div 6,4$ км/с (рис. 2, швидкісні колонки ③ і ④) у земній корі, викликана мінералізованим флюїдом. Цю зону також виявлено за результатами гравітаційного моделювання як неоднорідність з густиною $2,73$ г/см³ в інтервалі глибин приблизно 11—22 км на тлі значень $2,76$ г/см³ вище- та нижче-залягаючих порід (рис. 2, крива розподілу густини на глибині 20 км). При цьому під Трансільванським басейном густинна неоднорідність зменшує свою потужність та виклинується на глибині 17—18 км на південний схід, де потрапляє у осьову частину літосферної зони [Макаренко та ін., 2024, рис. 2; Макаренко та ін., 2025, рис. 4]. Флюїдна природа узгоджується і з висновками [Novák et al., 2024], які отримано за новими експериментальними ЕМ даними (на півночі неподалік від лінії профілю RomUkrSeis). Геотермальні особливості південного району гір Апусені, ймовірно, пов'язані з магматичною діяльністю в неогені — ранньому четвертинному періоді за даними [Nicula et al., 2021].

Проте природа Чернівецько-Коростенської короної АЕ і надалі залишається нез'ясованою. Цілком імовірно, що різні частини складної за конфігурацією аномалії мають не тільки різні значення ρ , а й різну природу. Це підтверджується і поведінкою кривих поширення V_p та густини на глибині 20 км уздовж профілю (див. рис. 2) — поступове збільшення їх значень на південний схід від 6,15 до 6,45 км/с і від 2,73 до 2,75 г/см³ відповідно. На ділянці 360—540 км на глибинах розміщення Чернівецько-Коростенської АЕ (в інтервалі глибин від 6—15 до 30 км, $\rho=10\div 20$ Ом·м)

спостерігається не тільки поступове збільшення швидкості з глибиною від 6,1 до >6,3 км/с, але й її аномально високі значення 6,45 км/с (рис. 2, швидкісні колонки ⑦ і ⑧), що можна пояснити особливим складом порід земної кори, наприклад, наявністю графітизованих утворень. Відомо, що на південному заході породи УЩ зазвичай представлені різними гнейсами, сланцями, кристалічними вапняками та магматичними утвореннями, з якими пов'язані родовища графіту. За численними геологічними даними (Рябенко В.А., Моськіна О.Д., Злобенко И.Ф. (1980 р.), Радзивилл А.Я. (1994 р.) та Яценко В.Г. (1998 р.)) можна припустити існування формацій на різних глибинах, що вміщують графіт. Природа анізотропії електричних властивостей також безумовно пов'язана зі структурою електропровідних каналів, які заповнені графітом, рудними компонентами та ін.

Розташуванню корового об'єкта частини Чернівецької-Коростенської АЕ (360—450 км уздовж профілю, рис. 1, 2) практично відповідають низькі значення V_p та густини, тому природу цієї частини аномалії електропровідності можна пояснити частковим плавленням у породах амфіболітової фації метаморфізму, тобто відбувається дегідратація [Гордиенко и др., 2012]. Таким чином, можна припустити, що певний внесок у електропровідність пов'язаний з глибинними флюїдами, які виникли внаслідок можливої активізації тектоносфери Волино-Подільської монокліналі, стабільної в геологічному минулому.

Вмотивовані погляди на підтвердження або спростування двох різних концепцій (флюїдної та/або електропровідної) природи Карпатської АЕ (300—340 км уздовж профілю) розглянуто у багатьох ранніх і сучасних публікаціях [Żytko, 1997; Бурахович, 2004; Гордиенко и др., 2011; Жамалетдинов, Кулик, 2012; Сучасна..., 2015; Adam et al., 2017; Novák et al., 2024]. На наш погляд, з урахуванням інтерпретації за оцінками пористості порід, пори яких заповнені мінералізованим флюїдом, аномалія відповідає зоні зі зниженими швид-

костями, значення V_p зростає з глибиною від 5,35 до 6,20 км/с (рис. 2, швидкісна колонка ⑤) на фоні складного, іноді не визначеного, положення оточуючих границь зі значеннями V_p від 6,0 до 6,3–6,4 км/с (рис. 2, швидкісна колонка ⑥) у земній корі [Starostenko et al., 2020]. На глибині 20 км криві V_p і густини вздовж профілю відображають мінімальні значення 6,15 та 2,70 г/см³. Таким чином, природа Карпатської АЕ може бути викликана наявністю мінералізованого флюїду, що успішно корелює із зонами можливого селективного плавлення в нижній частині гранітного шару, як й в інтервалі верхньої мантії на глибинах 70–170 км.

Розрізнити природу підвищеної електропровідності Карпатської АЕ як наслідок дії флюїдів або розплавів неможливо. У певному сенсі це те саме. Крім того, в районі фіксації ЕМ аномалії широко поширений молодий вулканізм, можливо закінчення Вигорлат-Гутинського пасма або його продовження, як Каліман-Харгітського вулканічного пасма.

На користь електропровідної концепції природи Карпатської АЕ можуть свідчити, наприклад, дані [Żytko, 1997; Жамалетдинов, Кулик, 2012] та ін. Простягання геоелектричної аномальної структури спостерігається у Західних та Українських Карпатах поблизу колізійного шва. Будова фундаменту Українських Карпат, а також переміщення зони високої електропровідності до Передкарпатського прогину на території Румунії [Бурахович, 2004] вказують на зв'язок аномалії із зануренням окраїнної частини континентальної кори. Істотним джерелом високої електропровідності у надрах Карпат може бути графіт, як вважає автор статті [Żytko, 1997], що виник у результаті постолігоценного переміщення та графітизації речовини органічного походження у глибокозалагаючих відкладах юрсько-крейдового рифту та розломів у межах кристалічного фундаменту. Приповерхневий прояв цього механізму підтверджується наявністю жил гідротермальної мінеральної асоціації, що включає аутогенетичний кварц, так звані

«мармароські алмази». Цей кварц містить включення антраксоліту, твердого бітуму з початковою стадією графітизації. Подібні жили повсюдно виявлені у Карпатах, безпосередньо поблизу вісі Карпатської аномалії.

Верхня мантія. Тісний зв'язок розподілу електропровідності в надрах верхньої мантії з термодинамічними умовами та фазовим станом порід змушує розглядати параметри астеносфери з урахуванням їх залежності від характеру тектонічних процесів і насамперед віку геологічних структур. Наявність астеносферного шару є характерною рисою «нормального» неактивізованого розподілу питомого опору в Карпатсько-Паннонському регіоні (в інтервалі глибин від 50–70 до 170 км, $\rho_H = 25$ Ом·м) (рис. 3). Під «нормальним» розуміється одновимірна модель, що відображає зміну електропровідності з глибиною під дією фізичних факторів планетарного походження за відсутності впливу побічної неоднорідності середовища. Загалом, вважається, що астеносфера поглиблюється у напрямку від неогенового Паннонського басейну до СЄП, тобто повністю виклинюється під Передкарпатським прогином і відсутня в надрах на півночі Волино-Подільської монокліналі. Зрозуміло, що з огляду на наявність термічної структури під Паннонським басейном і Внутрішніми Карпатами для мантійних провідників можна використовувати тільки одну гіпотезу їх виникнення — флюїдну, появу зони часткового плавлення при підвищенні температури сухого солідусу піроліту [Бурьянов и др., 1983].

На сьогодні достеменно не з'ясовано, як розподіл розплаву змінюється зі збільшенням ступеня плавлення гірських порід. Виникнення розплавів порід верхньої мантії може бути викликано багатьма тектонічними факторами, такими як рифтогенез, субдукція або формування континентальної літосфери. Точно відомо, що на границях зерен мінералів наявні тонкі плівки розплавленої речовини за умов відсутності середовища багатого на калій, алюміній, титан. Співвідношення між розмірами

зерен та електропровідністю показує, що дифузія на їх границях імовірно є транспортним механізмом для носіїв струму [Chakraborty, 2008].

Відсутність електропровідних горизонтів у верхній мантії на території СЄП корелює з низькими значеннями температури за геотермічними моделями літосфери [Бурьянов и др., 1983; Гордиенко и др., 2011; Кутас, 2014, 2016]. На підставі численних експериментальних даних глибинних магнітотелуричних зондувань, які отримані в межах УЩ, зроблено висновок щодо нижчих значень «нормального» ρ_H (1000—2000 Ом·м) верхньої товщі потужністю близько 160 км (див. рис. 3).

Глибинний розподіл V_p за даними сейсмографа є неоднозначним. Так, згідно з даними публікацій [Цветкова и др., 2016, 2021; Очерки..., 2018, с. 32—35], захід УЩ та його схил характеризуються низькими значеннями V_p на глибинах нижче 50 км порівняно зі східними мегаблоками. Проте за сейсмічною моделлю [Nolet, 2011] тут фіксується підвищення швидкості з півночі на південь на глибині 80 км, а на глибині 300 км — її зменшення в тому самому напрямку.

Вивчення мантійних ксенолітів показало, що породи верхньої мантії заходу УЩ характеризуються своєрідним складом, який суттєво відрізняється від складу мантійних порід на тих самих глибинах у суміжних районах. На площі Подільського мегаблока кімберліти не виявлені, але часто трапляються їх індикаторні мінерали — піропи [Цымбал, 2002, Гейко и др., 2006], серед яких переважають різновиди лерцолітового та вебстеритового парагенезисів. Широко поширені альмандин-піропи еклогітового типу. Вивчення складу піропів показало, що вони утворились у широкому діапазоні тиску, якій відповідає глибинам 50—160 км. У районі мантійної АЕ південного заходу УЩ передбачається, що безпосередньо під земною корою мантія є слабодеплетованою (див. рис. 1), метасоматично змінена і складена еклогітами та еклогітоподібними породами, температура плавлення яких нижча, ніж у

навколишніх мантійних породах [Цымбал, 2002; Очерки..., 2018, рис. 1.14, с. 32—35].

Таким чином, багато даних узгоджено свідчать про аномальність земної кори та верхньої мантії у південній частині Волино-Подільської моноклінали та заходу УЩ порівняно з нормальним розподілом фізичних параметрів середовища в надрах докембрійських платформ. Можна припустити наявність потужної літосфери в регіоні, що характеризується високою електропровідністю на глибині 70 км. Однак її інтерпретація з приводу природи залишається неоднозначною. Загалом існують різні уявлення про розподіл електропровідності в нижній корі і мантії. На цих глибинах вона контролюється кількістю та складом флюїду, пористістю і температурою, вмістом водню в номінально безводних мінералах, а також наявністю графіту [Unsworth, Rondenay, 2013; Selway, 2014; Lin et al., 2023].

Для кожного мінералу (олівіну, вадслеїту, рингвудиту та мажориту, які є основними складовими мінералами верхньої мантії), абсолютні значення електропровідності дуже подібні [Yoshino et al., 2006]. Проте при порівнянні електропровідності цих зразків (з певною кількістю водню та сухих) вона зростає зі збільшенням концентрації водню. Результати показують [Wang et al., 2006], що електропровідність сильно залежить від вмісту води (як джерела водню), але лише помірно — від температури та тиску. Взагалі внаслідок зростання температури з глибиною збільшення електропровідності може зрівноважуватися її зменшенням при збільшенні тиску.

Навіть невелика кількість водню може значно збільшити електропровідність олівіну, піроксену та польового шпату [Selway, 2014]. Вміст заліза в силкатах (Fe, Mg) також може бути важливим чинником електропровідності в корі, але в мантії на більшість результатів ЕМ вимірювань помітно впливати не буде.

При експериментальних дослідженнях ролі графіту в електропровідності зразків, багатих на олівін (в умовах високого тиску та температури) отримано значне під-

вищення електропровідності в разі перевищення порогу перколяції концентрації графіту (~1 %, за масою) [Wang et al., 2013].

Існують доволі вагомі аргументи на користь того, що склад мантійних порід і вміст у них флюїдів у різних регіонах суттєво різняться [Кутас, 2016]. Багато-разово активізована верхня мантія давніх платформ, імовірно, збіднена флюїдами та легкоплавкими елементами, а температура її плавлення вища, ніж у мантії активних областей, особливо в субдукційних та колізійних зонах.

Електропровідність у континентальній літосфері не може бути повністю приписана олівину. Важлива роль ортопіроксену та/або інших незначних мінералів (графіту, сульфїду) необхідна для пояснення високої електропровідності [Karato, 2019].

Результати досліджень фізики мінералів [Selway, 2014; Selway et al., 2019] показують, що від середньої кори до верхів мантії температура і вміст водню в номінально безводневих мінералах є двома найбільш вагомими факторами, які визначають електропровідність. Графітові півки на границях мінеральних зерен також її підвищують, але тільки до верхів верхньої мантії (півки руйнуються під впливом тектонотермічних явищ, тому що стійкі до температур 900 °C). Флюїди, які пов'язані із субдукцією або плюмом, можуть збагачувати літосферу воднем, який насамперед як незв'язаний елемент виділяється у процесі плавлення або при високотемпературних тектонічних явищах, і вуглецем, що сприяє збільшенню її електропровідності [Unsworth, Rondenay, 2013]. Інакше кажучи, за [Selway, 2014], літосфера може бути непрямым відображенням рівня її збагачення привнесеними елементами.

Як зазначено у статті [Özaydın, Selway, 2020], протягом останніх двох десятиліть було проведено велику кількість експериментальних петрологічних досліджень, які можуть бути використані для побудови моделей розподілу електропровідності для певного складу та геотермічного режиму. Аналіз природи аномальної електропровідності показав, що верхню та нижню мантії

літосфери можна інтерпретувати окремо з переходом між ними на глибині 75—125 км. Аномалії у верхній літосферній мантії (<1000 См), імовірно, можна пояснити існуванням добре зв'язаних вторинних електропровідних мінералів, що причетні до метасоматичних флюїдів, проте у нижній літосферній мантії — гідратацією та/або добре поєднаними другорядними мінералами (наприклад, флогопіт або амфібол).

Питання 2. Глибина залягання границі літосфера—астеносфера. Питання визначення товщини літосфери, а також фізичні та хімічні властивості, які відрізняють літосферу від астеносфери, дискутуються, однак незважаючи на свою важливість, залишаються непізнаною та фундаментальною проблемою [Rychert et al., 2020], «про це мало відомо» [Jones et al., 2010] або «у багатьох регіонах немає інформації про провідність верхньої мантії» [Korja, 2007]. Загалом спостерігається потовщення літосфери з віком та у напрямку до внутрішньої частини континенту, що зумовлено першорядною роллю температури. Проте в межах будь-якого тектонічного вікового інтервалу відомо про широкий діапазон товщини літосфери. Наявність легких речовин або часткове плавлення в мантії може впливати на її параметри (мінливість, розміщення та характер розплаву, включаючи утворення та його міграцію). Тому границя літосфера—астеносфера, ймовірно, є динамічною та підпорядкованою мантійним процесам. Головним є саме наявність астеносфери, яку безпосередньо фіксують за аномаліями фізичних полів, пов'язаних із низькими зонами густини, швидкості поширення сейсмічних хвиль та електричного опору.

Сучасні добірки «нормальних» геоелектричних розрізів складено також за результатами міжнародних проєктів «BEAR» (2002 р.) та «CEMES» (2008 р.), де спостерігається розрізнення значень питомого опору, що сягає 3—4 порядків на однакових глибинах. Було отримано, що верхня мантія розмежовується на дві зони з різною електропровідністю на глибинах 50 і 250 км, які відповідають фанерозой-

ській плиті Західної Європи та СЄП, добре узгоджуються з розподілом геотермальної літосфери (див. рис. 3). Проте питання розробки загальноприйнятої стандартної, або, інакше, «нормальної» моделі електропровідності літосфери, яка заснована на експериментальних даних, залишається відкритим й досі.

Детальний огляд різних уявлень про глибину залягання границі літосфера—астеносфера Карпатсько-Паннонського регіону, який зроблено за комплексною інтерпретацією багатьох геолого-геофізичних даних (сили тяжіння, теплового потоку, абсолютної топографічної висоти і даних геоїда, структурно-сейсмічних розрізів різного масштабу, сейсмічної томографії та магнітотелурики) доводить поглиблення покрівлі астеносфери від Паннонського басейну в бік СЄП (див. рис. 3) [Dererova et al., 2006; Horváth, Galacz, 2006; Korja, 2007; Jones et al., 2010; Tiliță et al., 2018; Novák et al., 2024; Макаренко та ін., 2025]. Східні Карпати характеризуються поступовим збільшенням товщини літосфери, але інтервал глибин її занурення змінюється в широкому діапазоні — від 70—170 до 100—240 км. За даними різних авторів будова земної кори під Передкарпатським прогином та Волино-Подільською монокліналю є різною: або триває подальше занурення до глибини 250 км [Korja, 2007], або спостерігається зворотна тенденція, а саме піднімання границі з глибини від 240 до 140 км [Dererova et al., 2006], навіть до 70 км [Бурахович, Кулик, 2009].

Звернемо увагу на оцінку глибини залягання границі літосфера—астеносфера в Карпатському регіоні за геотермічними даними, яку подано з урахуванням геологічної історії окремих тектонічних структур [Сучасна..., 2015, с. 284—285]. Особливостями розподілу цієї глибини вздовж профілю RomUkrSeis є її значні коливання. Так, Трансільванський басейн характеризується максимальною товщиною літосфери (більше як 160 км), проте Східним Внутрішнім Карпатам властиве локальне підняття до 120 км, що суттєво відрізняється від даних інших дослідників

(див. рис. 3). Хоча за даними геоелектрики у цьому регіоні також виявлено незначне підняття границі літосфера—астеносфера, проте на інших глибинах — від 80 до 70 км. Крім того, це підняття відповідає південно-західному максимуму кривої глибини залягання підшви шару сейсмічної літосфери за даними сейсмотомографії [Шумлянська, 2009]. Далі за профілем геотермічна поверхня астеносфери поводить згідно з існуючими уявленнями.

Особливої уваги потребує розгляд існуючих даних, що свідчать на користь виділеної літосферної зони під Трансільванським басейном (див. рис. 3) за комплексною інтерпретаційною геолого-геофізичною моделлю вздовж профілю RomUkrSeis [Макаренко та ін., 2025].

Так, запропонована геодинамічна модель (delamination model) еволюції півдня Східних Карпат у статті [Chalot-Prata, Gîrbacea, 2000] пояснює взаємозв'язки між приповерхневими та глибинними геологічними явищами, які відбувалися синхронно під час пізньої колізійної тектоніки. Модель доводить, що область переходу кора—мантія, генезис магми та вулканізм, локальне приповерхнєве розтягнення є наслідками підняття, спричиненого астеносферним апвелінгом (верхньої кромки від 140 до 60 км), викликаним внутрішньомантією деламінацією (див. рис. 3).

Крім того, цікавими виявляються сучасні дослідження впливу тектоніки земної кори та динаміки мантійних потоків на форми рельєфу, їх утворення та еволюцію [Molin et al., 2012]. Відповідно до Карпатського вигину і Трансільванського басейну мантійний потік, викликаний зануренням плити Вранча, створив негативну та позитивну динамічну топографію. Цифрова модель висоти рельєфу, що створена за допомогою 150-кілометрового фільтра, показує найвищий рельєф, пов'язаний із розташуванням мантійного апвелінгу з центром у Трансільванському басейні (див. рис. 3). Незважаючи на те, що тепловий потік у цьому басейні є доволі низьким [Demetrescu et al., 2001; Сучасна..., 2015; Tiliță et al., 2018], аномалія низької швид-

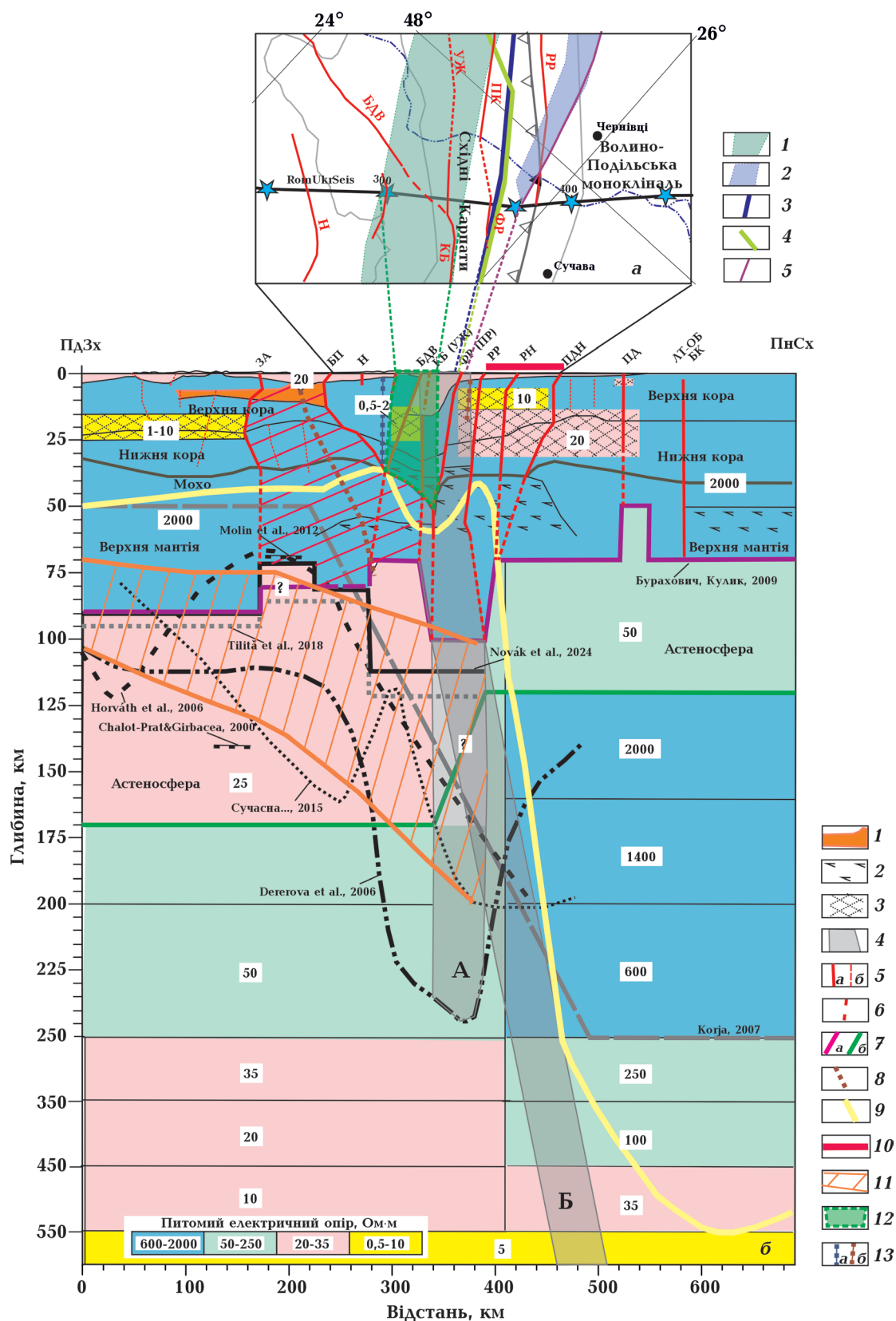


Рис. 3. Гіпотетичне розташування зони Тейссейре—Торнквіста в околі профілю RomUkrSeis (а) та її тра-
сування за глибиною (б). а: 1—4—просторове положення зони Тейссейре—Торнквіста в околі профілю
RomUkrSeis за даними авторів (1 — [Mikołajczak et al., 2019]; 2 — [Мончак, Анікеєв, 2017]; 3 — [Bogdanova

et al., 2016]; 4 — [Narkiewicz et al., 2015]); 5 — північно-східна границя зони Тейссейре—Торнквіста, за [Крупський, Вислоцька, 2014]. б: 1 — зони розушальнення в земній корі ($2,55\text{--}2,59\text{ г/см}^3$); 2 — підвищення густини у земній корі ($3,10\text{ г/см}^3$) та верхній мантії ($3,37\text{--}3,42\text{ г/см}^3$); 3 — аномалії електропровідності в земній корі; 4 — імовірне розміщення зони Тейссейре—Торнквіста з глибиною (А — за комплексною геолого-геофізичною інтерпретацією [Макаренко та ін., 2025], Б — з урахуванням субвертикальної мантійної границі [Шумлянська, 2009]); 5 — розломи корови та корово-мантійні (а — за [Ентін, 2005; Popescu, 2021], б — за результатами гравітаційного моделювання); 6 — гіпотетичні занурення корово-мантійних розломів відповідно до перепадів глибини верхньої кромки астеносфери; 7 — глибина залягання верхньої кромки (а) та підшови (б) астеносфери за ЕМ даними [Макаренко та ін., 2024]; 8 — передбачувана вісь літосферної зони під Трансільванським басейном; 9 — глибина залягання підшови шару сейсмічної літосфери, за [Шумлянська, 2009]; 10 — проекція на профіль Чернівецької зони сучасної активізації; 11 — інтервал глибин верхньої кромки астеносфери за статистичною діаграмою її розподілу за різними оцінками [Novak et al., 2024]; 12 — проекція на профіль RomUkrSeis зони ТТЗ за [Mikołajczak et al., 2019]; 13 — прогнозовані границі мезо-неопротерозойської та палеозойської кори (а) і архей(?) -палеопротерозойської та мезо-неопротерозойської кори (б).

Fig. 3. Hypothetical location of the Teisseyre—Tornquist Zone along the RomUkrSeis profile (a) and it's tracing by depth (b). a: 1—4 — Spatial position of the Teisseyre—Tornquist Zone along the RomUkrSeis profile according to literature (1 — [Mikołajczak et al., 2018]; 2 — [Monchak, Anikeev, 2018]; 3 — [Bogdanova et al., 2016]; 4 — [Narkiewicz et al., 2015]); 5 — NE boundary of the Teisseyre—Tornquist Zone according to [Krupsky, Vyslotska, 2014]; б: 1 — low-density zone in the Earth's crust ($2.55\text{--}2.59\text{ g/cm}^3$); 2 — density increase in the Earth's crust (3.10 g/cm^3) and upper mantle ($3.37\text{--}3.42\text{ g/cm}^3$); 3 — electrical conductivity anomalies in the Earth's crust; 4 — probable location of the Teisseyre—Tornquist Zone with depth (A — by complex geological and geophysical interpretation [Makarenko et al., 2025], Б — taking into account the subvertical mantle boundary [Shumlyanska, 2009]); 5 — crustal and crustal-mantle faults (a — according to [Entyn, 2005; Popescu, 2021], б — according to the results of gravity modeling); 6 — hypothetical dips of crustal-mantle faults according to the depth differences of the upper edge of the asthenosphere; 7 — depth of the upper edge (a) and the basement (б) of the asthenosphere according to EM data [Makarenko et al., 2024]; 8 — predicted axis of the lithospheric zone under the Transylvanian Basin; 9 — depth of the basement of the seismic lithosphere layer according to [Shumlyanska, 2009]; 10 — projection onto the profile of the Chernivtsi zone of modern activation; 11 — depth range of the upper edge of the asthenosphere based on the statistical diagram of its distribution according to various estimates [Novak et al., 2024]; 12 — projection of the Teisseyre-Tornquist Zone into the RomUkrSeis profile according to [Mikołajczak et al., 2018]; 13 — predicted boundaries of the Meso-Neoproterozoic and Paleozoic crust (a), and the Archean(?) -Paleoproterozoic and Meso-Neoproterozoic crust (б).

кості за даними сейсмотомографії [Martin et al., 2006] і часово-просторова еволюція магматизму вздовж східно-південної межі басейну вказують на підняття астеносферної мантії [Seghedi et al., 2011].

Питання 3. Зона Тейссейре—Торнквіста. Існує велика кількість варіантів положення зони Тейссейре—Торнквіста — західної границі СЄП [Narkiewicz et al., 2015; Сучасна..., 2015; Bogdanova et al., 2016, Мончак, Анікеєв, 2017; Mikołajczak et al., 2019; Гінтов та ін., 2022 та ін.], проте все більше дослідників розглядають її як унікальний геофізичний феномен. Іноді зона зображується як лінія або як розгалуження декількох ліній, в інших випадках — як широка смуга. На території України положення ТТЗ досконало не вивчено, як правило, її автоматично трасують з півночі, при цьому не встановлено її ширину; за даними різних авторів зона мігрує по різні

боки Карпатської складчастої структури [Крупський, Вислоцька, 2014; Мончак, Анікеєв, 2017; Гінтов та ін., 2022 та ін.].

Зона Тейссейре—Торнквіста вирізняється характерною структурою аномалій за результатами аналізу морфології гравітаційного та магнітного полів [Максимчук та ін., 2024]. У дослідженні [Орлюк та ін., 2022] зазначено, що за магнітними джерелами між Передкарпатським і Закарпатським розломами та регіональним мінімумом аномалії Буге можна визначити ширину ТТЗ, яка обмежена прогнозованими границями мезо-неопротерозойської та палеозойської кори з південного заходу і архей(?) -палеопротерозойської та мезо-неопротерозойської кори з північного сходу (див. рис. 3). У статті [Крупський, Вислоцька, 2014] запропоновано границі ТТЗ на підставі визначення віку консолидованого фундаменту за даними буріння,

тектонічними чинниками та тріщинуватістю порід, локалізацією теплових аномалій, епіцентрів невеликих землетрусів та наявністю мінеральних джерел.

За комплексною інтерпретацією геолого-геофізичних даних уздовж профілю RomUkrSeis встановлено ймовірне розміщення ТТЗ (завширшки до 50 км між 330 і 390 км) з глибиною [Макаренко та ін., 2024, 2025]. Південно-західна границя цієї зони до глибини 35 км проходить майже вертикально та збігається з положенням на поверхні розлому Богдан-Драгос Вода. Глибше вона простежується по Краковець-Бикаж (Ужоцькому) розлому, який є східною границею Карпатської АЕ, трасується зануренням границь в консолідованій земній корі й перетинає західне крило кіля в поділі Мохо на глибині 40—45 км (див. рис. 3). За гіпотетичним продовженням розлому Краковець-Бикаж (Ужоцького) ця границя ТТЗ заглиблюється до перегинів покрівлі астеносфери (за ЕМ дослідженнями) на глибинах 70 і 100 км під Зовнішніми Східними Карпатами. Можна припустити, що далі вона занурюється до початку підймання підосви астеносфери з глибини від 170 до 120 км (або зони зміни її параметрів при переході від Карпатсько-Паннонського регіону до СЄП). Імовірно, ще глибше цю границю ТТЗ можна простежити й на глибині 240 км, тобто у вузькій ділянці найпотужнішої літосфери за даними [Dererova et al., 2006] (з багатьох варіантів, що проаналізовані вище) (див. рис. 3).

Північно-східна границя ТТЗ до глибини 60 км також проходить майже вертикально (незначний нахил на південний захід) та проєцирується на поверхню між розломами Фразин (Передкарпатський) та Рава-Руський. Проте в глибину простежується саме за Рава-Руський розломом, який збігається із західною окраїною Чернівецько-Коростенської АЕ в земній корі УЩ і ВПМ і перетинає східну границю кіля поділу Мохо на глибинах 35—40 км. Далі ця границя ТТЗ трасується за Рава-Руським розломом, перетинає зону ущільнення в нижній корі, глибше 60 км

змінює нахил у бік північного сходу і заглиблюється, ймовірно, до перегину границі літосфера—астеносфера на глибині 100 км в районі переходу від Передкарпатського прогину до ВПМ. Потім припускається її занурення до глибини 120 км на підосві астеносфери півдня ВПМ і заходу УЩ. А ще глибше північно-східну границю ТТЗ можна простежити до глибини 240 км за даними [Dererova et al., 2006] (див. рис. 3).

Проте можливі й інші варіанти розподілу ТТЗ уздовж профілю. Так, більшість дослідників, наприклад [Narkiewicz et al., 2015; Bogdanova et al., 2016; Гінтов та ін., 2022; Pashkevich et al., 2025 та ін.], розглядають зону у вигляді лінії (див. рис. 3, а). При цьому всі її положення потрапляють у виявлену за комплексною інтерпретацією ділянку на профілі RomUkrSeis, що описана вище, проте варіанти виділення ТТЗ у вигляді смуг [Крупський, Вислоцька, 2014; Мончак, Анікеєв, 2017; Mikołajczak et al., 2019 та ін.] відповідають їй тільки частково. Наприклад, за даними [Mikołajczak et al., 2019], ТТЗ має ширину 40 км, розташована приблизно від 300 до 340 км уздовж профілю, на південному заході починається поруч з прогнозованою границею мезо-неопротерозойської та палеозойської кори [Орлюк та ін., 2022] і розломом без назви, який обмежує північний схід Трансільванського басейну (див. рис. 3). Її південно-західну границю складно трасувати вглибину, бо найближчий до неї розлом занурюється тільки до глибини 7 км, глибше відсутні геофізичні передумови її продовження. Якщо гіпотетично припустити трасування границі по цьому розлому, то вона потрапляє у вузол перетину розломів Бистриця-Прайд і Богдан-Драгос Вода в межах поділу Мохо на глибині приблизно 37 км (див. рис. 3, б), далі — за західним крилом кіля — у поділі Мохо до перетину з розломом Краковець-Бикаж (Ужоцьким). Північно-східна границя ТТЗ, за даними [Mikołajczak et al., 2019], проникає (майже на 10 км) у межі зони [Макаренко та ін., 2025]. Проте у цьому випадку Карпатська АЕ потрапляє всередину ТТЗ, і тоді остання має ідентифікуватися аномальним

розподілом питомого опору в земній корі. Інакше кажучи, ТТЗ, за даним [Mikołajczak et al., 2019], в околі профілю RomUkrSeis стає характерною зоною виключно в земній корі. Якщо об'єднати обидва варіанти розташування ТТЗ в земній корі згідно з даними [Mikołajczak et al., 2019] і [Макаренко та ін., 2025], то границі об'єднаної зони збігаються з максимумами кривої глибини залягання підошви шару сейсмічної літосфери за даними сейсмотомографії [Шумлянська, 2009] (див. рис. 3). Треба додати, що остання поділяє мантию на глибинах від поділу Мохо до більш як 250 км майже вертикально. Ця границя до глибини 125 км збігається з контактом нормальних розподілів питомого опору, характерних для різновікових докембрійської та альпійської структур (на глибині 250 км відхилення на північний схід не перевищує 50 км). Таким чином, ТТЗ, яка простежена майже до глибини 250 км, може мати як мінімум два варіанти глибинного розміщення нижче положення границі літосфера—астеносфера: перший — субвертикальна за комплексною геолого-геофізичною інтерпретацією [Макаренко та ін., 2025]; другий — з нахилом на північний схід, якій відповідає субвертикальній мантийній границі [Шумлянська, 2009].

Отже зону Тейссейре—Торнквіста можна розглядати як складнопобудовану структуру завширшки приблизно 80—110 км, яка характеризується майже субвертикальним положенням та ототожнюється з перехідною областю поміж різновіковими тектонічними регіонами — Карпатсько-Паннонським і СЄП.

Питання 4. Глибинні розломи. На сьогодні глибинні розломи за результатами ГСЗ земної кори і верхньої частини верхньої мантиї у модифікації WARR (ширококутне відбиття/заломлення) не виділяються й тому їх простеження може бути запропоновано на підставі даних інших геофізичних методів (магніто-, граві- та електророзвідки), але з урахуванням особливостей розподілу швидкості поширення повздовжніх сейсмічних хвиль. Саме фізичні параметри горизонтальних геофі-

зичних неоднорідностей і субвертикальні або нахилені контакти між ними можуть бути підґрунтям для виділення глибинних розломів та їх зон.

При розрахунках густинної моделі передбачається, що розломи можуть утворюватись під час формування структур або подальшої тектонічної перебудови. У першому випадку розломи розмежовують блоки за контрастом значень густини в них, у другому — лінії розломів трасуються за зміщенням ізоліній (чи границь тіл) за глибиною або за зміною кутів їх нахилу. Зазвичай при геоелектричному моделюванні субвертикальні як контакти блоків з різним питомих опором і вузькі аномальні зони, особливо коли вони гальванічно пов'язані з осадовими товщами, можна інтерпретувати глибинними розломами або їх зонами. У дослідженні [Орлюк та ін., 2022] обговорюється, що необхідно «...*prioritet vidgati* мінімальним значенням горизонтального градієнта геофізичних полів, які маркують зони максимальних чи мінімальних їх значень,..., які можуть спостерігатись через істотну дезінтеграцію та трансформацію порід у зонах глибинних розломів». Крім того, відомі спроби дослідити кінематичні особливості глибинних розломів за допомогою методів структурної геології, тобто на підставі аналізу та інтерпретації структурного рисунку поверхні рельєфу поділу Мохо [Бень та ін., 2006]. Саме взаємодією поверхневих і глибинних структур літосфери визначається розвиток глибинних розломів. Для західного регіону України розломи на поверхні поділу Мохо є системою розривних порушень зсувної та скидо-зсувної природи [Бень та ін., 2006].

Більшість глибинних розломів, які спостерігаються за геолого-геофізичними даними в Українських Карпатах, трасуються на території Румунії (див. рис. 1). Іноді вони мають подвійну назву, наприклад Краковець-Бикаж (Ужоцький) та Фразин (Передкарпатський) [Ентин, 2005; Popescu, 2021]. Проте продовження деяких розломів, які розміщуються на території України та, ймовірно, виходять за її межі, залиша-

ється дискусійним. Це стосується Закарпатського розлому, який має і іншу назву — Пенінський. Огляд існуючих, іноді протилежних за сенсом, тектонічних моделей зони Закарпатського розлому наведено в публікаціях [Гнилко, 2012; Василенко, 2016; Мончак, Анікеєв, 2017; Павлюк та ін., 2019; Анікеєв та ін., 2021; Шлапінський та ін., 2024]. Наприклад, цей розлом вважається проявом великої шовної зони або сутури, яка еволюціонувала між Зовнішніми і Внутрішніми Карпатами та обмежує терейн Алькапа [Гнилко, 2012]. За тектонічним районуванням Карпат Закарпатський розлом включає Пенінську зону скель, які простягаються від району Пояна Ботизей у Румунії (можливо, саме тут він перетинається з розломом Богдан-Драгос Вода). Деякі автори навіть вважають, що «Закарпатський глибинний розлом, поверхневий прояв якого помилково пов'язували з П'єнінською зоною, не існує...» [Павлюк та ін., 2019]. За іншими дослідженнями «Закарпатський розлом разом з Припаннонським, фактично, являє єдину розломну зону, складову частину Внутрішньокарпатського вулканічного поясу» [Шлапінський та ін., 2024], до речі, Припаннонський — це Береговський розлом [Бень та ін., 2006].

Закарпатський глибинний розлом за морфологією магнітного поля є криволінійним (поблизу м. Хуст повертає на південний захід і виходить за межі України), за гравітаційним полем — прямолінійним [Мончак, Анікеєв, 2017], тобто не збігається його південно-східне закінчення у межах Закарпаття.

За структурно-геологічними особливостями формування розломних структур та геодинамічними умовами їх прояву Закарпатський розлом являє собою глибинний підкидо-зсув, який ототожнюється із зоною субдукції (перепад потужностей земної кори порядку 30 км, амплітуда горизонтального зміщення глибинних мас становить 10—15 км). «Вважають, що цей розлом розмежовує на поверхні підгошви земної кори структурні зони верхньої мантії з різною динамікою глибинних процесів» [Бень та ін., 2006]. Така поведінка по-

верхні поділу Мохо [Starostenko et al., 2013] та Закарпатського розлому [Орлюк та ін., 2022] спостерігається в Українських Карпатах уздовж профілю PANCAKE. За аналогією можна очікувати, що вздовж лінії профілю RomUkrSeis на території Румунії у Східних Внутрішніх Карпатах трасування так званого Закарпатського глибинного розлому має проходити над західним крилом кіля в поділі Мохо, де перепад потужностей земної кори перевищує 15 км.

Отже, доказові геолого-геофізичні дані щодо продовження Закарпатського глибинного розлому на Румунську територію відсутні. Можна привести кілька екзотичних варіантів його трасування на території Румунії. Проте він обов'язково має перетнути субширотний розлом Богдан-Драгос Вода (див. рис. 1), а також різні геологічні структури, при цьому не слід забувати про його положення відповідно до вулканічного неогенового Вигорлат-Гутинського пасма, яке він контролює [Василенко, 2016] та ін. Інакше кажучи, він може продовжуватись у вигляді одного з розломів — Богдан-Драгос Вода, Бистриця-Прайд, Насауд або розлому без назви поміж розломами Богдан-Драгос Вода та Насауд (див. рис. 1).

Висновки. Питання про невизначеність інтерпретації спостережених аномалій електропровідності в земній корі та верхній мантії та їх природи потребує інтегрування всіх інших доступних геолого-геофізичних та геохімічних даних, а також урахування стану геологічного середовища й історії його розвитку. Аналіз зв'язку геоелектричних неоднорідностей в земній корі та верхній мантії зі структурними особливостями, отриманими вздовж профілю RomUkrSeis, припускає комбінацію електронопровідних включень (графіту) і флюїду, які утворюють зв'язкову мережу провідних каналів і створюють аномальні зони не тільки геоелектричної, а й геофізичної неоднорідності.

Особливостями розподілу границі літосфера—астеносфера вздовж профілю RomUkrSeis є значні коливання її глибини відповідно до різних тектонічних струк-

тур. Детальний огляд існуючих даних щодо глибини залягання границі літосфера—астеносфера Карпатсько-Паннонського регіону доводить поглиблення покрівлі астеносфери від Паннонського басейну в бік СЄП. Незважаючи на те що тепловий потік у Трансільванському басейні є доволі низьким, сучасні різнобічні уявлення свідчать про мантийний апвелінг з центром у цьому басейні, що слугує доказом на користь виділеної літосферної зони за комплексною моделлю вздовж профілю RomUkrSeis.

На тлі великої кількості різних варіантів положення зони Тейссейре—Торнквіста за комплексною геолого-геофізичною інтерпретаційною моделлю запропоновано розглядати її як складно побудовану структуру завширшки приблизно 80—110 км, що характеризується майже субвертикальним положенням з глибиною (або з нахилом на північний схід, який відповідає субвертикальній мантийній границі) та ото-

тожнюється з перехідною областю поміж різновіковими тектонічними регіонами — Карпатсько-Паннонським і СЄП.

Показано, що, по-перше, саме фізичні параметри горизонтальних геофізичних неоднорідностей і субвертикальні або нахилені контакти поміж ними можуть бути підґрунтям для виділення глибинних розломів та їхніх зон; по-друге, саме взаємодією поверхневих і глибинних структур літосфери визначається розвиток глибинних розломів; по-третє, доказові геолого-геофізичні дані щодо продовження Закарпатського глибинного розлому на Румунську територію відсутні.

Публікація містить результати досліджень, проведених за фундаментальною темою Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України № III-11-21: «Глибинна будова літосфери та процеси формування родовищ корисних копалин України і суміжних регіонів» (2021—2025 рр.).

Список літератури

- Анікеєв С., Максимчук В., Пиріжок Н. Відображення Закарпатського глибинного розлому у гравіметричних полях. В кн.: *Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища*. Під ред. В.Ю. Максимчука. Львів: Растр-7, 2021, С. 47—50.
- Бежавский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Сухой В.В., Егоркин А.В. Сейсмoeлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса. *Наукові праці Ін-ту фундаментальних досліджень*. Київ: Логос, 2007, С. 26—39.
- Бень Я., Олещук О., Корнієнко Є. Структурна геологія поверхні Мохо західного регіону України. *Геодинаміка*. 2006. № 1(5). С. 34—38.
- Бурахович Т.К. Квазитрехмерная геоэлектрическая модель Карпатского региона. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 4. С. 63—74.
- Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии западной части Украинского щита и его склонов. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 1. С. 88—99.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. *Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов*. Киев: Наук. думка, 1983, 176 с.
- Василенко А.Ю. Неогеновий магматизм в системі Закарпатського глибинного розлому: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2016, 21 с.
- Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И., Металиди В.С., Павлюк В.Н., Приходько В.Л., Цымбал С.Н., Шимкив Л.М. *Перспективы коренной алмазоносности Украины*. Киев-Львов: Центр Европы, 2006, 200 с.
- Гінтов О.Б., Цветкова Т.О., Бугаєнко І.В., Заєць Л.М., Муровська Г.В. Глибинна структура Транс'європейської шовної зони (за даними сейсмотомографії та ГСЗ) і деякі погляди на її розвиток. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 6. С. 63—87. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i6.273640>.
- Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати — давня акреційна призма. *Геодинаміка*. 2012. № 1(12). С. 67—78. <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067>.
- Гордиенко В.В., Гордиенко І.В., Завгород-

- ня О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. *Волино-Подоляская плита (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Наук. думка, 2012, 198 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. *Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Логос, 2011, 129 с.
- Ентин В.А. Геофизическая основа Тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Жамалетдинов А.А., Кулик С.Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 22—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116747>.
- Крупський Ю.З., Вислоцька О.І. Дослідження простягання зони Тейссьєре-Торнквіста (ТТЗ) на території західної України. *Геодинаміка*. 2014. № 1(16). С. 34—42.
- Кутас Р.И. Геотермические условия и мезокайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823>.
- Кутас Р.И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016>.
- Макаренко І., Бурахович Т., Козленко М., Муровська Г., Козленко Ю., Савченко О. Профіль RomUkrSeis: модель глибинної будови літосфери та її геолого-геофізична інтерпретація. Ч. I. Густинна неоднорідність та аномалії електропровідності. *Геофіз. журн.* 2024. Т. 46. № 6. С. 80—107. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i6.314130>.
- Макаренко І., Бурахович Т., Козленко М., Муровська Г., Козленко Ю., Савченко О. Профіль RomUkrSeis: модель глибинної будови літосфери та її геолого-геофізична інтерпретація. Ч. II. Природа геофізичних неоднорідностей на основі комплексного аналізу. *Геофіз. журн.* 2025. Т. 47. № 1. С. 81—108. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i1.317035>.
- Максимчук В.Ю., Анікеєв С.Г., Кудеравець Р.С. Відображення зони Тейссьєре-Торнквіста в гравімагнітних полях на території України. *Матеріали Всеукраїнської наукової конференції «Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита» (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака), 17—18 вересня 2024 р.* С. 262—266. <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.55>.
- Мончак Л., Анікеєв С. Відображення тектонічної будови Західного регіону України у гравімагнітних полях. *Геодинаміка*. 2017. № 2(23). С. 104—118.
- Орлюк М., Бакаржієва М., Марченко А. Магнітна характеристика і тектонічна будова земної кори Карпатської нафтогазоносною області як складова частина комплексних критеріїв вуглеводнів. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 5. С. 77—105. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272328>.
- Очерки геодинамики Украины*. Под. ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: ВІ ЕН ЕЙ, 2018, 465 с.
- Павлюк М., Шлапінський В., Медведєв А., Різун Б., Тернавський М. Проблемні аспекти формування українського сегменту Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2019. № 3(180). С. 5—24. <https://doi.org/10.15407/ggcm2019.03.005>.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій*. За заг. ред. К.Р. Третьяка, В.Ю. Максимчука, Р.І. Кутаса. Львів: Львівська політехніка, 2015, 420 с.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Скоростная делимость мантии под Украинским щитом. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 4. С. 75—87. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i4.2016.107802>.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Скоростное строение мантии пограничья Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 5. С. 181—191. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244080>.
- Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом. В кн.: *Геологія і магматизм докембрію Українського щита*. Київ: Спец. друк. НАНУ, 2002, С. 215—218.
- Шлапінський В., Павлюк М., Савчак О., Тер-

- навський М. Нова модель формування фундаменту Закарпатського прогину (у контексті перспектив нафтогазоносності). *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2024. № 3-4(195-196). С. 5—23. <https://doi.org/10.15407/ggcm.2024.195-196.005>.
- Шумлянська Л.О. Швидкісна будова мантиї під територією України за даними сейсмічної томографії: автореф. гус. ... канд. геол. наук. Київ, 2009, 18 с.
- Ádám, A., Szarka, L., Novák, A., & Wetztergom, V. (2017). Key results on deep electrical conductivity anomalies in the Pannonian Basin (PB), and their geodynamic aspects. *Acta Geodae-tica et Geophysica*, 52, 205—228. <https://doi.org/10.1007/s40328-0160192-2>.
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., & Garetsky, R.G. (2016). EUROPE|East European Craton. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 1—18). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>.
- Chakraborty, S. (2008). Diffusion in solid silicates: a tool to track timescales of processes comes of age. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 153—190. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124125>.
- Chalot-Prat, F., & Gîrbacea, R. (2000). Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust—mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene—Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 327, 83—107. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00155-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00155-4).
- Demetrescu, C., Nielsen, S.B., Ene, M., Şerban, D.Z., Polonic, G., Andreescu, M., Pop, A., & Balling, N. (2001). Lithosphere thermal structure and evolution of the Transylvanian Depression — insights from new geothermal measurements and modelling results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126(3-4), 249—267. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00259-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00259-X).
- Dererova, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. <https://doi.org/10.1029/2005TC001883>.
- Gallardo, L.A., & Meju, M.A. (2007). Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magneto-telluric and seismic travel-time data for structural and lithological classification. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1261—1272. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03366.x>.
- Horvath, F., & Galacz, A. (Eds.). (2006). *The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics*. Budapest: Hantken Press, 625 p.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120, 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Karato, S.I. (2019). Some remarks on hydrogen-assisted electrical conductivity in olivine and other minerals. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6, 55. <https://doi.org/10.1186/s40645-019-0301-2>.
- Korja, T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surveys Geophysics*, 28, 239—272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>.
- Lin, W., Yang, B., Han, B., & Hu, X.A. (2023). Review of Subsurface Electrical Conductivity Anomalies in Magnetotelluric Imaging. *Sensors*, 23, 1803. <https://doi.org/10.3390/s23041803>.
- Martin, M., Wenzel, F., & CALIXTO Working Group. (2006). High-resolution teleseismic body wave tomography beneath SE-Romania-II. Imaging of a slab detachment scenario. *Geophysical Journal International*, 164(3), 579—595. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02884.x>.
- Mikołajczak, M., Mazur, S., & Gągała, Ł. (2019). Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 547—567. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1668-9>.
- Molin, P., Fubelli, G., Nocentini, M., Sperini, S., Ignat, P., Grecu, F., & Dramis, F. (2012). Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: A geomorphological approach. *Global and Planetary Change*, (90-

- 91), 58—72. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.05.005>.
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., & Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 775—796. <https://doi.org/10.1007/s0053101411164>.
- Nicula, A.-M., Ionescu, A., Pop, I.-C., Roba, C., Forray, F.L., Orășeanu, I., & Baciuc, C. (2021). Geochemical Features of the Thermal and Mineral Waters from the Apuseni Mountains (Romania). *Frontiers in Earth Science*, 9, 648179. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.648179>.
- Nolet, G. (2011). Upper mantle structure. In H. Gupta (Ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (pp. 159—165). Springer Earth Science Series. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_44.
- Novák, A., Rubóczki, T., Wetztergom, V., Radulian, M., Szakács, A., Csaba, Molnár, C., & Kovács, I.J. (2024). Lithospheric scale cross-section through the Transylvanian Basin: A joint geophysical and geological survey. *Geologica Carpathica*, 75(3), 195—211. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.2024.11>.
- Özaydin, S., & Selway, K. (2020). MATE: An Analysis Tool for the Interpretation of Magnetotelluric Models of the Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21. <https://doi.org/10.1029/2020GC009126>.
- Pashkevich, I., Orlyuk, M., Bakarzhieva, M., & Marchenko, A. (2025). Magnetic model and heterogeneity of the crystalline crust of the southwestern boundary of the East European Craton. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 47(2), 124—129. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i2.322564>.
- Popescu, B.M. (2021). Transcarpathian Petroleum Province in Romania. *Geo-Eco-Marina*, 27, 5—35. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5801082>.
- Rychert, C., Harmon, N., Constable, S., & Wang, S. (2020). The nature of the Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(10), e2018JB016463. <https://doi.org/10.1029/2018JB016463>.
- Seghedi, I., Mațenco, L., Downes, H., Mason, P.R.D., Szakács, A., & Pécskay, Z. (2011). Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene-Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian-Pannonian Region. *Tectonophysics*, 502(1-2), 146—157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>.
- Selway, K. (2014). On the Causes of Electrical Conductivity Anomalies in Tectonically Stable Lithosphere. *Surveys in Geophysics*, 35, 219—257. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9235-1>.
- Selway, K., O'Donnell, J.P., & Özaydin, S. (2019). Upper mantle melt distribution from petrologically constrained magnetotellurics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 3328—3346. <https://doi.org/10.1029/2019GC008227>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie, J., & Tolkunov, A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians — From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, 794, 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Tiliță, M., Lenkey, L., Mațenco, L., Horvath, F., Suranyi, G., & Cloetingh, S. (2018). Heat Flow Modelling in the Transylvanian basin: Implications for the Evolution of the Intra Carpathian Area. *Global and Planetary Change*, 171, 148—166. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.07.007>.
- Unsworth, M., & Rondenay, S. (2013). Mapping the distribution of fluids in the crust and lithospheric mantle utilizing geophysical methods. In *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock* (pp. 535—598). Berlin/Heidelberg: Springer, Germany. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_13.

- Wang, D., Karato, S.I., & Jiang, Z. (2013). An experimental study of the influence of graphite on the electrical conductivity of olivine aggregates. *Geophysical Research Letters*, 40, 2028—2032. <https://doi.org/10.1002/grl.50471>.
- Wang, D., Mookherjee, M., Xu, Y., & Karato, S.I. (2006). The effect of water on the electrical conductivity of olivine. *Nature*, 443, 977—980. <https://doi.org/10.1038/nature05256>.
- Wannamaker, P.E. (2005). Anisotropy versus heterogeneity in continental solid earth electromagnetic studies: Fundamental response characteristics and implications for physicochemical state. *Surveys in Geophysics*, 26, 733—765. <https://doi.org/10.1007/s10712-005-1832-1>.
- Wannamaker, P.E. (2010). Water from stone. *Nature Geosciences*, 3, 10—11. <https://doi.org/10.1038/ngeo732>.
- Yoshino, T., Matsuzaki, T., & Katsura, T. (2006). Electrical conductivity of mantle minerals. Retrieved from <https://www.researchgate.net/publication/253297405>.
- Żytko, K. (1997). Electrical conductivity anomaly of the Northern Carpathians and the deep structure of the orogen. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 25—43.

Questions regarding the interpretation of the complex lithosphere model along the RomUkrSeis profile

T.K. Burakhovich, I.B. Makarenko, 2025

S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy
of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

The article considers some issues regarding interpretative the complex geological and geophysical model of the lithosphere along the RomUkrSeis profile. This concerns the nature of anomalous electrical conductivity in the Earth's crust and upper mantle; an overview of ideas about the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary of tectonic structures of different ages; the location and depth distribution of the Teisseire-Tornquist zone; the possibilities of deep faults tracing on the example of the Transcarpathian fault. We establish and consider the connection and nature of electrical conductivity anomalies with structural features revealed by the data of the DSS and the density heterogeneity of the Earth's crust. It is shown that electrical conductivity anomalies have an electron-fluid nature. It was found that existing data on the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary along the RomUkrSeis profile indicate significant fluctuations in its depth in accordance with different tectonic structures and prove the deepening of the asthenosphere's roof from the Pannonian Basin towards the East European Platform. Modern, multifaceted representations testify to mantle upwelling centered in the Transylvanian Basin, proving the existence of a separate lithospheric zone according to a complex geological-geophysical interpretation model. It is proposed to consider the Teisseire-Tornquist zone as a complex structure 80—110 km wide, characterized by an almost subvertical position with depth (or with a slope to the northeast, which corresponds to the subvertical mantle boundary) and identified with the transition area between tectonic regions of different ages — the Carpathian-Pannonian and the East European platform. The physical parameters of horizontal geophysical heterogeneities and subvertical or inclined contacts between them can be the basis for the delineation of deep faults and their zones, the development of which is determined by the interaction of superficial and deep structures of the lithosphere. We weigh the geological and geophysical data on the extensions of the Transcarpathian deep fault into the Romanian territory and conclude that there are no such extensions.

Key words: complex model of the lithosphere, RomUkrSeis profile, nature of electrical conductivity anomalies, Teisseire-Tornquist zone, lithosphere-asthenosphere boundary, deep faults.

References

- Anikeyev, S., Maksymchuk, V., & Pyrizhok, N. (2021). Reflection of the Transcarpathian deep fault in gravimagnetic fields. In V.Yu. Maksymchuk (Ed.), *Geophysics and Geodynamics: Prediction and Monitoring of Geological Medium* (pp. 47—50). Lviv: Rastr-7 (in Ukrainian).
- Belyavsky, V.V., Burakhovich, T.K., Kulik, S.N., Sukhoi, V.V., & Yegorkin, A.V. (2007). Seismoelectric model of the tectonosphere of the Eurasian folded belt. *Proc. of the Institute of Fundamental studies* (pp. 26—39). Kiev: Logos (in Russian).
- Ben, Ya., Oleshchuk, O., & Kornienko, Ye. (2006). Structural geology of the Moho surface of the western region of Ukraine. *Geodynamics*, (1), 34—38 (in Ukrainian).
- Burakhovich, T.K. (2004). Quasi-three-dimentional model of the Carpathian region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(4), 63—74 (in Russian).
- Burakhovich, T.K., & Kulik, S.N. (2009). Three-dimensional geoelectric model of the Earth's crust and upper mantle of the western part of the Ukrainian Shield and its slopes. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 31(1), 88—99 (in Russian).
- Buryanov, V.B., Gordienko, V.V., Kulik, S.N., & Logvinov, I.M. (1983). *Comprehensive geophysical study of the tectonosphere of continents*. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Vasylenko, A.Yu. (2016). Neogene magmatism in the Transcarpathian deep fault system. *Extended abstract of candidate's thesis*. Kyiv, 21 p. (in Ukrainian).
- Geyko, Yu.V., Gurskiy, D.S., Lykov, L.I., Metalidi, V.S., Pavlyuk, V.N., Prikhodko, V.L., Tsymbal, S.N., & Shymkiv, L.V. (2006). *Perspectives of basement diamond productivity of Ukraine*. Kiev-Lviv: Centr Evropy, 200 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., Tsvetkova, T.O., Bugaenko, I.V., Zayats, L.N., & Murovska, G.V. (2022). The deep structure of the Trans-European Suture Zone (based on seismic survey and GSR data) and some insights in to its development. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(6), 63—87. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i6.273640> (in Ukrainian).
- Hnylko, O.M. (2012). Tectonic zoning of the Carpathians in term's of the terrane tectonics article 2. The Flysch Carpathian — ancient accretionary prism. *Geodynamics*, (1), 67—78. <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067> (in Ukrainian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., Tarasov, V.N., & Usenko, O.V. (2012). *Volyn-podolskaya plate (Geophysics, deep processes)*. Kiev: Naukova Dumka, 198 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., Tarasov, V.M., & Usenko, O.V. (2011). *Ukrainian Carpathians (geophysics, deep processes)*. Kiev: Logos, 129 p. (in Russian).
- Entin, V.A. (2005). Geophysical basis of the Tectonic map of Ukraine, scale 1:1 000 000. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(1), 74—84 (in Russian).
- Zhamaletdinov, A.A., & Kulik, S.N. (2012). First rate anomalies of electro-conductivity on the Globe. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(4), 22—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116747> (in Russian).
- Krupskiy, Yu.Z., & Vyslotska, O.I. (2014). Researches of length of the zone of Teisseyre-Tornquist on the territory of the Western Ukraine. *Geodynamics*, (1), 34—42 (in Ukrainian).
- Kutas, R.I. (2016). Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpatho-Pannonian Region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(5), 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823> (in Russian).
- Kutas, R. (2014). Thermal flow and geothermic models of the earth's crust of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(6), 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016> (in Russian).
- Makarenko, I., Burakhovich, T., Kozlenko, M., Murovska, A., Kozlenko, U., & Savchenko, O. (2024). RomUkrSeis profile: a model of the deep structure of the lithosphere and its geological and geophysical interpretation. P. 1. Density heterogeneity and electrical conductivity *Geofizicheskiy Zhurnal*, 46(6), 80—107. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i6.314130> (in Ukrainian).
- Makarenko, I., Burakhovych, T., Kozlenko, M., Murovska, G., Kozlenko, Y., & Savchenko, O.

- (2025). RomUkrSeis profile: a model of the deep structure of the lithosphere and its geological and geophysical interpretation. P. II. The nature of geophysical heterogeneities based on complex analysis. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 47(1), 81—108. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i1.317035> (in Ukrainian).
- Maksymchuk, V.Yu., Anikeyev, S.G., & Kuderaets, R.S. (2024). Display of the Teisseyre Tornquist zone in the gravity and magnetic fields on the territory of Ukraine. *Materials of the All-Ukrainian Scientific Conference «Geological structure and history of the geological development of the Ukrainian shield» (to the 100th anniversary of the birth of Academician of the National Academy of Sciences of Ukraine M.P. Shcherbak)* (pp. 262—266). <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.55> (in Ukrainian).
- Monchak, L.S., & Anikeyev, S.G. (2017). Reflection of the tectonic structure of the western region of Ukraine in gravimagnetic fields. *Geodynamics*, (2), 104—118. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.104> (in Ukrainian).
- Orlyuk, M., Bakarjieva, M., & Marchenko, A. (2022). Magnetic characteristics and tectonic structure of the Earth's crust of the Carpathian oil and gas region as a component of complex hydrocarbon criteria. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(5), 77—105. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272328> (in Ukrainian).
- Starostenko, V.I., & Gintov, O.B. (Eds.). (2018). *Essays on Geodynamics of Ukraine*. Kiev: VI EN EY, 465 p. (in Russian).
- Palyuk, M., Shlapinsky, V., Medvedev, A., Rizun, B., & Ternavsky, M. (2019). Problematic aspects of the formation of the Ukrainian segment of the Carpathians. *Geology & Geochemistry of Combustible Minerals*, (3), 5—24. <https://doi.org/10.15407/ggcm.2019.03.005> (in Ukrainian).
- Tretyak, K.R., Maksimchuk, V.Yu., & Kutas, R.I. (Eds.). (2015). *Modern geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and adjacent territories*. Lviv: Publishing House of Lviv Polytechnic, 420 p. (in Ukrainian).
- Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2016). Velocity divisibility of the mantle beneath the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(4), 75—87. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i4.2016.107802> (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2021). Speed structure of the mantle of the border of the Eastern European and West European platforms. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(5), 181—191. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244080> (in Russian).
- Tsybmal, S.N. (2002). The composition of the upper mantle beneath the Ukrainian Shield. In *Geology and magmatism of the Precambrian of the Ukrainian Shield* (pp. 215—218). Kiev (in Russian).
- Shlapinskyi, V., Pavlyuk, M., Savchak, O., & Ternavskyi, M. (2024). A new model of the formation of the foundation of the Transcarpathian foredeep (in the context of prospects for oil and gas presence). *Geology & Geochemistry of Combustible Minerals*, (3-4), 5—23. <https://doi.org/10.15407/ggcm.2024.195-196.005> (in Ukrainian).
- Shumlyanska, L.O. (2009). Velocity structure of the mantle under the territory of Ukraine by results of seismic tomography data. *Extended abstract of candidate's thesis*. Kyiv, 18 p. (in Ukrainian).
- Ádám, A., Szarka, L., Novák, A., & Wesztergom, V. (2017). Key results on deep electrical conductivity anomalies in the Pannonian Basin (PB), and their geodynamic aspects. *Acta Geodae-tica et Geophysica*, 52, 205—228. <https://doi.org/10.1007/s40328-0160192-2>.
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., & Garetsky, R.G. (2016). EUROPE|East European Craton. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 1—18). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>.
- Chakraborty, S. (2008). Diffusion in solid silicates: a tool to track timescales of processes comes of age. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 153—190. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124125>.
- Chalot-Prat, F., & Gîrbacea, R. (2000). Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust—mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene—Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 327, 83—107. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00155-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00155-4).
- Demetrescu, C., Nielsen, S.B., Ene, M., Şer-

- ban, D.Z., Polonic, G., Andreescu, M., Pop, A., & Balling, N. (2001). Lithosphere thermal structure and evolution of the Transylvanian Depression — insights from new geothermal measurements and modelling results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126(3-4), 249—267. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00259-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00259-X).
- Dererova, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. <https://doi.org/10.1029/2005TC001883>.
- Gallardo, L.A., & Meju, M.A. (2007). Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic travel-time data for structural and lithological classification. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1261—1272. <https://doi.org/10.1111/.1365-246X.2007.03366.x>.
- Horvath, F., & Galacz, A. (Eds.). (2006). *The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics*. Budapest: Hantken Press, 625 p.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120, 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Karato, S.I. (2019). Some remarks on hydrogen-assisted electrical conductivity in olivine and other minerals. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6, 55. <https://doi.org/10.1186/s40645-019-0301-2>.
- Korja, T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surveys Geophysics*, 28, 239—272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>.
- Lin, W., Yang, B., Han, B., & Hu, X.A. (2023). Review of Subsurface Electrical Conductivity Anomalies in Magnetotelluric Imaging. *Sensors*, 23, 1803. <https://doi.org/10.3390/s23041803>.
- Martin, M., Wenzel, F., & CALIXTO Working Group. (2006). High-resolution teleseismic body wave tomography beneath SE-Romania-II. Imaging of a slab detachment scenario. *Geophysical Journal International*, 164(3), 579—595. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02884.x>.
- Mikołajczak, M., Mazur, S., & Gągała, Ł. (2019). Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 547—567. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1668-9>.
- Molin, P., Fubelli, G., Nocentini, M., Sperini, S., Ignat, P., Grecu, F., & Dramis, F. (2012). Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: A geomorphological approach. *Global and Planetary Change*, (90-91), 58—72. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.05.005>.
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., & Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 775—796. <https://doi.org/10.1007/s0053101411164>.
- Nicula, A-M., Ionescu, A., Pop, I-C., Roba, C., Forray, F.L., Orășeanu, I., & Baciuc, C. (2021). Geochemical Features of the Thermal and Mineral Waters from the Apuseni Mountains (Romania). *Frontiers in Earth Science*, 9, 648179. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.648179>.
- Nolet, G. (2011). Upper mantle structure. In H. Gupta (Ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (pp. 159—165). Springer Earth Science Series. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_44.
- Novák, A., Rubóczki, T., Wesztérgom, V., Radulian, M., Szakács, A., Csaba, Molnár, C., & Kovács, I.J. (2024). Lithospheric scale cross-section through the Transylvanian Basin: A joint geophysical and geological survey. *Geologica Carpathica*, 75(3), 195—211. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.2024.11>.
- Özaydın, S., & Selway, K. (2020). MATE: An Analysis Tool for the Interpretation of Magnetotelluric Models of the Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21. <https://doi.org/10.1029/2020GC009126>.

- Pashkevich, I., Orlyuk, M., Bakarzhieva, M., & Marchenko, A. (2025). Magnetic model and heterogeneity of the crystalline crust of the southwestern boundary of the East European Craton. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 47(2), 124—129. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i2.322564>.
- Popescu, B.M. (2021). Transcarpathian Petroleum Province in Romania. *Geo-Eco-Marina*, 27, 5—35. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5801082>.
- Rychert, C., Harmon, N., Constable, S., & Wang, S. (2020). The nature of the Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(10), e2018JB016463. <https://doi.org/10.1029/2018JB016463>.
- Seghedi, I., Mațenco, L., Downes, H., Mason, P.R.D., Szakács, A., & Pécskay, Z. (2011). Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene-Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian-Pannonian Region, *Tectonophysics*, 502(1-2), 146—157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>.
- Selway, K. (2014). On the Causes of Electrical Conductivity Anomalies in Tectonically Stable Lithosphere. *Surveys in Geophysics*, 35, 219—257. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9235-1>.
- Selway, K., O'Donnell, J.P., & Özyaydin, S. (2019). Upper mantle melt distribution from petrologically constrained magnetotellurics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 3328—3346. <https://doi.org/10.1029/2019GC008227>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Sroda, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie, J., & Tolkunov, A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians — From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, 794, 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Tiliță, M., Lenkey, L., Mațenco, L., Horvath, F., Suranyi, G., & Cloetingh, S. (2018). Heat Flow Modelling in the Transylvanian basin: Implications for the Evolution of the Intra Carpathian Area. *Global and Planetary Change*, 171, 148—166. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.07.007>.
- Unsworth, M., & Rondenay, S. (2013). Mapping the distribution of fluids in the crust and lithospheric mantle utilizing geophysical methods. In *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock* (pp. 535—598). Berlin/Heidelberg: Springer, Germany. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_13.
- Wang, D., Karato, S.I., & Jiang, Z. (2013). An experimental study of the influence of graphite on the electrical conductivity of olivine aggregates. *Geophysical Research Letters*, 40, 2028—2032. <https://doi.org/10.1002/grl.50471>.
- Wang, D., Mookherjee, M., Xu, Y., & Karato, S.I. (2006). The effect of water on the electrical conductivity of olivine. *Nature*, 443, 977—980. <https://doi.org/10.1038/nature05256>.
- Wannamaker, P.E. (2005). Anisotropy versus heterogeneity in continental solid earth electromagnetic studies: Fundamental response characteristics and implications for physicochemical state. *Surveys in Geophysics*, 26, 733—765. <https://doi.org/10.1007/s10712-005-1832-1>.
- Wannamaker, P.E. (2010). Water from stone. *Nature Geosciences*, 3, 10—11. <https://doi.org/10.1038/ngeo732>.
- Yoshino, T., Matsuzaki, T., & Katsura, T. (2006). Electrical conductivity of mantle minerals. Retrieved from <https://www.researchgate.net/publication/253297405>.
- Żytko, K. (1997). Electrical conductivity anomaly of the Northern Carpathians and the deep structure of the orogen. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 25—43.