

# Профіль RomUkrSeis: модель глибинної будови літосфери та її геолого-геофізична інтерпретація.

## Ч. 1. Густина неоднорідність та аномалії електропровідності

**І.Б. Макаренко, Т.К. Бурахович, М.В. Козленко,  
Г.В. Муровська, Ю.В. Козленко, О.С. Савченко, 2024**

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна  
Надійшла 28 жовтня 2024 р.

Вперше за профілем RomUkrSeis побудовано 2D гравітаційну модель і виконано аналіз густинної неоднорідності літосфери. Створено синтетичну модель геоелектричних неоднорідностей земної кори та верхньої мантії, яку було отримано за 2D—3D моделюванням електромагнітного поля Землі. Подано огляд сучасних уявлень про геологічну будову тектонічних одиниць уздовж профілю. Відповідно до гравітаційної моделі з урахуванням особливостей сейсмічної моделі та геолого-геофізичних даних запропоновано глибинне розташування корових і корово-мантієвих розломів, що ділять земну кору та верхню мантію на окремі блоки. Встановлено, що південно-західна частина профілю характеризується переважно високою подрібненістю на блоки, а північно-східна — горизонтальною шаруватістю. У Зовнішніх Карпатах підтверджується менша густина ( $2,36\text{—}2,76\text{ г/см}^3$ ) усієї земної кори до глибини 36 км щодо навколишніх структур. Згідно з гравітаційною моделлю, виявлено зону розушільнення ( $2,55\text{—}2,60\text{ г/см}^3$ ) у верхній корі, яка охоплює північно-східну частину гір Апусені і частково Трансільванський басейн. З північного сходу ця зона обмежена розломом Бистриця-Прайд. Зону ущільнення виявлено в нижній корі та у двох блоках верхньої мантії в області вузького кілю поділу Мохо, блоки з найбільшою густиною  $3,41\text{ г/см}^3$  (на південний захід) і  $3,42\text{ г/см}^3$  (на північний схід) розділені Фразин (Передкарпатським) розломом. Синтетична модель розподілу питомого опору вздовж профілю RomUkrSeis є узагальненням результатів геоелектричних моделей різного ступеня апроксимації геологічного середовища, які були отримані з експериментальних даних магнітотелуричного зондування та магнітоваріаційного профілювання. Аномалії високої електропровідності в земній корі і верхній мантії мають складну конфігурацію, різну інтенсивність і глибину і не завжди відповідають поверхневій геології. Електропровідні об'єкти розміщуються на глибині від 15 до 25—30 км і характеризуються аномальним питомим опором від перших одиниць омметрів у Карпатсько-Паннонському регіоні до 10—20 Ом·м під Волино-Подільською монокліналю та західною частиною Українського щита. У результаті аналізу наявних геоелектричних даних у Карпатсько-Паннонському регіоні глибину границі літосфера—астеносфера прийнято на рівні 70—90 км з сумарною позовжньою провідністю до 6000 См. Виявлено занурення верхньої кромки астеносфери на глибину від 70 до 100 км у пере-

---

Citation: Makarenko, I.B., Burakhovych, T.K., Kozlenko, M.V., Murovska, G.V., Kozlenko, Yu.V., & Savchenko, O.S. (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 anomalies. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(6), 81—108. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i6.314130>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2024. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

хідній зоні між Внутрішніми та Зовнішніми Східними Карпатами та її підняття до глибини 70 км під Передкарпатським прогином. Під Волино-Подільською монокліналою та західною частиною Українського щита сумарна поздовжня провідність астеносфери не перевищує 1000—2000 См.

**Ключові слова:** RomUkrSeis, літосфера, розподіл густини, аномалії електропровідності.

**Вступ.** Дослідження за профілем RomUkrSeis завдовжки 675 км виконано методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) земної кори і верхньої частини верхньої мантії (до глибини 75 км) у модифікації WARR (ширококутне відбиття/заломлення). Обробка та інтерпретація сейсмічних даних завдяки сучасному технологічному рівню дала змогу побудувати двовимірні швидкісні моделі  $P$ - і частково  $S$ -хвиль та отримати якісну швидкісну і структурну характеристику літосфери [Starostenko et al., 2020]. Профіль проходить з південного заходу на північний схід по територіям Румунії і України, перетинає різновікові тектонічні структури від архею до четвертинного періоду, що мають різні геологічне походження, структуру літосфери та геодинамічну історію (рис. 1).

Відомо, що з точки зору вирішення поставленого завдання кожен з геофізичних методів має певні переваги та недоліки, окремі технічні та методичні обмеження. Метод ГСЗ зазвичай є основою для моделювання досліджуваних регіонів іншими геофізичними методами, оскільки дає загальну інформацію про будову земної кори, рідше верхньої мантії, виділяє переважно горизонтальні границі. Гравіметрія більш чутлива до блоковості як земної кори, так і верхньої частини літосфери. Головним параметром гравіметричних досліджень є густина глибинних порід, яка пов'язана зі швидкістю поширення поздовжніх хвиль  $V_p$ , відповідно до генезису, мінерального складу, пористості, тріщинуватості, вологості, ступеня метаморфізму, а також залежить від температури і тиску в разі залягання порід на значних глибинах у товщі земної кори. Деталізований розподіл густини блоків земної кори, шарів, що їх складають, і зон розломів дає нову інформацію, а також значно доповнює сучасні уявлення

про глибинну будову окремих структур, які сформувались внаслідок різних тектонічних процесів.

Дані ГСЗ також дають інформацію про можливу петрологію основних шарів та їх механічні властивості. Проте природа виявлених зон знижених швидкостей (хвилеводів) у літосфері однозначно є складною. Згідно з численними прикладами [Hyndman, Shearer, 1989; Pavlenkova, 2004; Jones et al., 2010; Józwiak, 2013; Бурахович, Кушнір, 2024 та ін.], ці зони характеризуються підвищеною електропровідністю, яка може бути викликана високою пористістю та флюїдонасиченістю або трасувати активні порушення у середовищі. Саме геоелектричні дослідження є джерелом прямої інформації про глибину і потужність аномалій електропровідності (АЕ) в земній корі та верхній мантії, а також про ступінь плавлення речовини.

Спеціальні дослідження глибинної будови земної кори і верхньої мантії за спостереженнями природного зовнішнього змінного низькочастотного електромагнітного (ЕМ) поля Землі іоносферно-магнітосферного походження за профілем RomUkrSeis не проводились. Проте питання визначення особливостей глибинної будови літосфери перехідної зони між Карпатсько-Паннонським регіоном і Східноєвропейською платформою (СЄП) завжди привертало увагу геолого-геофізичної наукової спільноти. Не стали винятком і роботи методами магнітотелуричного зондування (МТЗ) у широкому діапазоні періодів ЕМ поля та магнітоваріаційного профілювання (МВП), а також магнітоваріаційного зондування на постійних геомагнітних обсерваторіях.

Ця стаття є першою частиною геолого-геофізичних досліджень за профілем RomUkrSeis. На фоні геологічного нарису

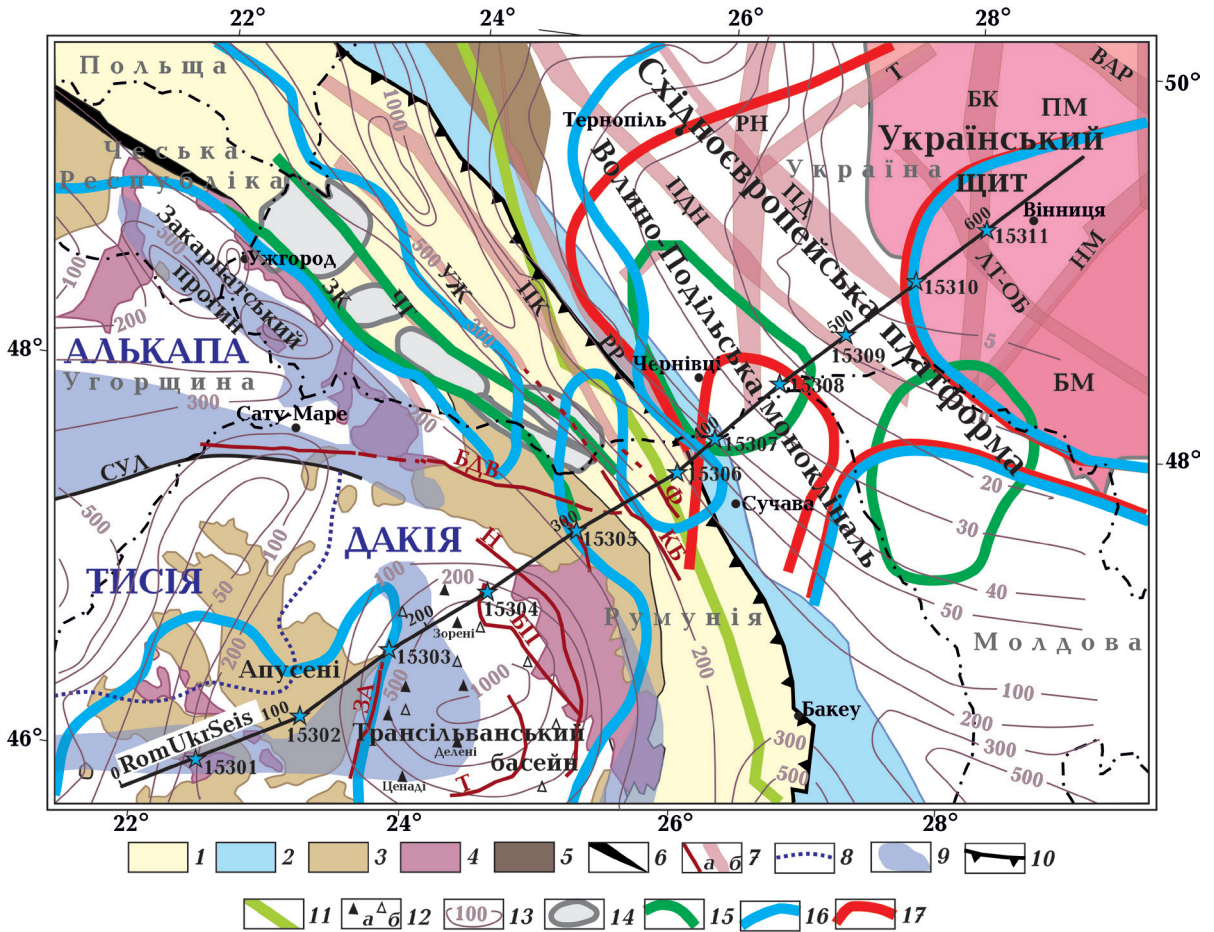


Рис. 1. Тектонічне положення області профіля RomUkrSeis за [Kováč et al., 2007; Амашукелі, 2021] та геоелектричні неоднорідності земної кори: 1 — Складчасті Карпати; 2 — Передкарпатський прогин; 3 — кристалічні масиви Внутрішніх Карпат; 4 — площі неогенового вулканізму; 5 — Львівський прогин; 6 — Пенінська зона; 7 — розломи (а — румунської території за [Popescu, 2021]: ЗА — Західні Апусені, БДВ — Богдан-Драгос Вода, БП — Бистриця-Прайд, Н — Насауд, КБ — Краковець-Бикаж, Ф — Фразин, Т — Тарнава; б — української території за [Ентін, 2005]: ЗК — Закарпатський, ЧГ — Черногородський, УЖ — Ужоцький, ПК — Передкарпатський, РР — Рава-Руський, ПДН — Придністровський, ПД — Подільський, НМ — Немирівський, ВАР — Варварівський, ЛТ-ОБ — Летичівсько-Ободівський, Т — Тетерівський, БК — Білокоровицький, РН — Рівненський); 8 — границя між мікроплитами Тися і Дакія; 9 — офіоліти; 10 — Головний Карпатський насув; 11 — зона Тейссейре-Торнквіста за [Narkiewicz et al., 2015]; 12 — свердловини, які досягли юрських вулканітів (а) та метаморфічного фундаменту (б) за [Ionescu et al., 2009]; 13 — ізолінії сумарної поздовжньої електропровідності осадової товщі (См) за даними А.П. Кравченко та Я.С. Сапужака (1989 р.); 14—17—аномалії електропровідності за результатами: 14 — застосування 1D інверсії [Бурахович та ін., 2022]; 15 — 2D моделювання [Геоелектрическая..., 1998]; 16 — квазі-3D півкового моделювання [Kulik et al., 2002; Бурахович, 2004]; 17 — 3D моделювання [Бурахович, Кулик, 2009]. Блакитні зірочки — пункти вибухів уздовж профілю RomUkrSeis. Скорочення: СУЛ — Серединноугорська лінія; мегаблоки Українського щита: ПМ — Подільський, БМ — Бузький.

Fig. 1. Tectonic position of the RomUkrSeis profile area according to [Kováč et al., 2007; Amashukeli, 2021] and geoelectric heterogeneities of the Earth's crust: 1 — Carpathians; 2 — Carpathian Foredeep; 3 — Inner Carpathians; 4 — areas of Neogene volcanism; 5 — Lviv Basin; 6 — Pieniny Klippen Belt; 7 — faults (a — Romanian territory according to [Popescu, 2021]: ЗА — Western Apuseni, БДВ — Bohdan-Drageos Voda, БП — Bistricea-Pride, Н — Nasaud, КБ — Krakowicz-Bikaj, Ф — Frazin, Т — Tarnava; б — Ukrainian territory, according to [Entin, 2005]: ЗК — Transcarpathian, ЧГ — Chornogolovsky, УЖ — Uzhochtskyi, ПК — Predkarpatskyi, РР — Rava-Ruskyi, ПДН — Pridnistrovskyi, ПД — Podilskyi, НМ — Nemyrivskyi, ВАР — Varvarivskyi, ЛТ-ОБ — Letychivsko-Obodivskyi, Т — Teterivskyi, БК — Bilokorovytskyi, РН — Rivneskyi); 8 — the sutura zone between the Tisza and Dacia microplates; 9 — ophiolites; 10 — Main Carpathian thrust; 11 — the Teisseyre-Tornquist Zone according to [Narkiewicz et al., 2015]; 12 — wells reached Jurassic volcanics (a) and metamorphic basement (b) according to [Ionescu et al., 2009]; 13 — isolines of the total longitudinal electrical conductivity of the sedimentary stratum (Sm)

according to A.P. Kravchenko and Ya.S. Sapuzhak (1989); 14—17—electrical conductivity anomalies according to the results: 14 — using 1D inversion [Burakhovych et al., 2022]; 15 — 2D modeling [Belyavskiy, Kulik, 1998]; 16 — quasi-3D film modeling [Kulik et al., 2002; Burakhovich, 2004]; 17 — 3D modeling [Burakhovich, Kulik, 2009]. Blue stars are RomUkrSeis explosion points. Abbreviations: СУЛ — Middle-Hungarian line; *Domains of the Ukrainian Shield*: ПМ — Podilskiy, БМ — Buzkyi.

продемонстровано результати 2D гравітаційного моделювання та подано аналіз густинних неоднорідностей земної кори і верхньої мантії. Розглянуто синтетичну модель розподілу питомого електричного опору ( $\rho$ ) в літосфері, скомпоновану з геоелектричних неоднорідностей, що отримані за 2D і 3D моделюванням ЕМ поля Землі [Геоэлектрическая..., 1998; Kulik et al., 2002; Бурахович, 2004; Бурахович, Кулик, 2009]. У другій частині буде визначено основні риси будови літосфери за профілем RomUkrSeis, подано тектонічну інтерпретацію отриманих результатів за швидкісною, гравітаційною та геоелектричною моделями. Крім того, буде пояснено природу геофізичних неоднорідностей на підставі комплексного аналізу та обґрунтування їх як одного з факторів прояву геодинамічних процесів для пошуку структур, перспективних на корисні копалини.

*Мета даної статті сфокусована на вирішенні таких завдань:*

- побудувати 2D гравітаційну модель на підставі сейсмічної структури та гравітаційного поля вздовж профілю RomUkrSeis, визначити густинну неоднорідність земної кори, з'ясувати основні риси глибинної будови та визначити товщину окремих шарів земної кори;
- створити синтетичну геоелектричну модель на підставі узагальнення інтерпретаційних параметрів різного ступеня від дво- до тривимірних моделей розподілу  $\rho$ , які отримано за експериментальними даними МТЗ і МВП.

**Геологічний нарис.** На південному заході профіль RomUkrSeis починається в межах горної системи Апусені, яка займає центральне місце в орогенній системі Альпи—Карпати—Динариди. Вважається, що гори сформувалися в зоні субдукції, колізії, обдукції терейнів Тисії та Дакії в ре-

зультаті головної фази деформації в альбтуронський період, зазнали повторної деформації в ларамійську фазу (перехід пізня крейда—палеоген), фінального піднімання та ерозії у неогені, які продовжуються і в сучасний період [Schmid et al., 2008; Merten et al., 2010].

У районі гір Апусені до покривоутворення залучені осадові породи пермсько-тріасового віку та мезозойський офіолітовий комплекс. Орогенна споруда пронизана численними неогеновими інтрузіями, пов'язаними із заключною стадією карпатської колізії та формуванням Паннонського басейну. Часткове плавлення нижньої кори сприяло утворенню адакітоподібних вапнисто-лужних магм 15—7 млн років тому [Seghedi et al., 2007].

**Трансільванський басейн** розміщується у внутрішній частині Карпатської дуги на схід від гір Апусені. Осадове заповнення басейну (постсеноманського, переважно міоценового, віку) потужністю до 8 км лягає на фундаменті Внутрішніх Карпат та є системою пізньокрейдяних покривів, що утворилися в результаті конвергенції Тисії та Дакії [Csontos, Vörös, 2004].

На підставі даних великої кількості свердловин (понад 2000), сейсмічних профілів у межах Трансільванського басейну і тектонічних досліджень встановлено, що фундамент басейну (терейн Тися-Дакія) включає породи палеозойського віку, офіоліти, вулканіти острівної дуги, а також тріасовий-середньокрейдяний осадочний чохол [Săndulescu, 1988; Ionescu et al., 2009]. Вулканічні породи середнього та верхнього міоцену поширені у східній та північній частинах басейну та є часовим і речовинним аналогами неогенових вулканітів Вигорлат-Гутинського та Каліман-Харгітського вулканічних пасм.

**Східні Карпати** традиційно поділяють на молодші Зовнішні (Флішові) Кар-



пати та більш давні Внутрішні Карпати.

*Зовнішні (Флішові) Карпати* являють собою систему повністю зірваних зі своєї седиментаційної основи покривів і насувів, які складені переважно глибоководними турбідитами та частково мілководними моласами юри—неогену, які насунуті на край СЄП у північно-східному напрямку. Така структура і речовинний склад тектонічних одиниць інтерпретуються як акреційна призма, що виникла внаслідок скорочення основи Карпатського флішового басейну під терейни Алькапа і Тисія-Дакія [Гнилко, 2012]. В основі деяких внутрішніх покривів наявні безкореневі фрагменти юрсько-ранньокрейдяних базитів і ультрабазитів дна Карпатського басейну [Oszczurko, 2006; Kováč et al., 2016; Nakapelyukh et al., 2017; Schmid et al., 2020].

Зовнішні Карпати насунуті на відстань до 100 км на неогеновий *Передкарпатський прогин*, який розділений на деформовану внутрішню та недеформовану зовнішню зони, що перекривають край СЄП [Nakapelyukh et al., 2017]. Передовий Карпатський прогин виник і розвинувся внаслідок занурення й тяги слєбу, що субдукує, а також під дією навантаження Карпатського орогена та осаdів (до 4 км), що заповнюють Передкарпатський прогин [Roger et al., 2023]. Потужність осаdів перед фронтом Карпатського орогена в районі профілю RomUkrSeis становить лише 750 м, а домезозойська основа прогину занурюється під Карпати за системою скидів, які зазвичай просторово успадковують більш давні (пізньопротерозойсько-палеозойські) розломи. Мезозойсько-кайнозойські відклади прогину не залучені до розломоутворення, а сформували положу флексуру. За наймолодшими відкладами прогину віком 12 млн років [Андреева-Григорович та ін., 2011] визначено час завершення насування Карпатського орогена на передовий прогин. Вважають, що це збігається з часом відриву слєбу та завершенням субдукційно-колізійного процесу в Українських Карпатах [Nakapelyukh et al., 2017; Roger et al., 2023].

Тилова частина Східних Карпат на-

кладена на Алькапу й Тисію-Дакію [Săndulescu, 1988; Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2020]. У ній розвинений неогеновий вулканічний пояс, який складений переважно андезитами, дацитами, андезитобазальтами, ріолітами, їх туфами та невеликими інтрузивними тілами середнього кислого складу; їхнє формування пов'язане із заключною стадією Карпатської субдукції та відривом слєбу [Seghedi et al., 2001; Pecskaý et al., 2006].

*Внутрішні Карпати* є частиною Тисії-Дакії, розміщуються на південний схід від Зовнішніх Флішових Карпат. Покриви докембрійського та палеозойського фундаменту Внутрішніх Карпат сформувалися в середній крейді і після завершення орогенезу були перекриті мезозойським осадовим чохлам. На крейдяні покриви фундаменту насунуті триас-юрські офіоліти, коренева зона яких знаходиться в Мурешській сутурній зоні між мікроплитами Тисія і Дакія [Săndulescu, 1988; Csontos, Vörös 2004]. До складу Внутрішніх Карпат також входять вариські масиви з палеозойсько-мезозойськими осадовими відкладами та кам'яновугільними гранітоїдними плутонами [Matenco et al., 2010].

У районі профілю Східні Флішові Карпати та Передкарпатський прогин перекривають *зону Тейссейре-Торнквіста* (ТТЗ). Її положення та структура є предметом дискусії. В цілому ТТЗ була визначена переважно як геофізичний лінеамент, який простягається між Балтійським щитом і Східноєвропейським кратоном [Winchester et al., 2002; Grad, 2019]. ТТЗ визначається на підставі градієнта магнітних аномалій, розподілу гравітаційних аномалій, градієнта поділу Мохо та положення крутих розломів у фанерозойських осадах [Narkiewicz et al., 2015; Mazur et al., 2015].

Східноєвропейська платформа в районі профілю включає Волино-Подільську монокліналь (ВПМ) і південно-західну частину Українського щита (УЩ) в межах Подільського мегаблока.

*Волино-Подільська монокліналь* та її південно-східне продовження — Молдавська монокліналь перекривають південно-

західну окраїну СЄП, що виникла в результаті рифейсько-єдіакарійського рифтингу під час розпаду суперконтиненту Родинія-Раннотія та відкриття океану Торнквіста [Bogdanova et al., 2008; Krzywiec et al., 2017; Poprawa et al., 2020]. За профілем RomUkrSeis східну границю ВПМ проводять за ерозійним контуром осадово-вулканогенних відкладів єдіакарію [Тектонічна..., 2007]. Кристалічна (доедіакарійська) основа ВПМ занурюється на південний схід від 0 до 1,5 км по системі малоамплітудних скидів. Одним з найбільш виразних є Подільський розлом, імовірно, докембрійського закладення. У ВПМ виділяють неопротерозойсько-кембрійський та ордовік-ранньодевонський структурний поверхи, які незгідно перекриті мілководними морськими юрсько-кайнозойськими осадами завтовшки до 500 м.

Осади кембрію-ордовику інтерпретуються як продукт термального занурення, що відбувся після єдіакарійського рифтингу вздовж південно-західної околиці Балтики, а потужніша силурійська товща, що містить в основному чорні сланці, — як відклади передового прогину перед фронтом каледонського орогенного поясу. Ранньодевонські континентальні відклади являють собою посторогенну товщу [Pacześna, Poprawa, 2005].

Профіль RomUkrSeis перетинає окраїну СЄП та *південно-західну частину* УЩ у районі Подільського мегаблока. На південному заході він перекритий єдіакарій-фанерозойськими відкладами ВПМ і, можливо, обмежується Подільським розломом, на захід від якого точний вік докембрійської основи невідомий [Тектонічна..., 2007]. На поверхні Подільський мегаблок складений комплексами палеопротерозойських гранітоїдів, метаморфізованих до гранулітової фації (це чарнокіти, ендербіти, гранат-біотитові граніти), гнейсами та кристалічними сланцями дністровсько-бузької серії [Shumlianskyu et al., 2015].

**Двовимірна гравітаційна модель уздовж профілю RomUkrSeis.** Для отримання розподілу густини порід у земній корі та верхній мантії виконано двовимір-

не моделювання з використанням аномального гравітаційного поля в редукції Буте (взято з бази даних EG-99, [Wybraniec et al., 1998]).

Аномальне гравітаційне поле характеризується контрастом між негативними значеннями у південно-західній частині профілю та позитивними — у північно-східній (рис. 2). Центральне місце в структурі аномального гравітаційного поля належить інтенсивному мінімуму (–100 мГал), який відповідає Зовнішнім Східним Карпатам і Передкарпатському прогину. По обидва боки від зазначеного екстремуму значення гравітаційного поля збільшуються: на північний схід більш плавно до позитивних значень (0...+15 мГал) над СЄП, а на південний захід достатньо різко до від'ємних значень (–30...40 мГал) над Трансільванським басейном. Таку зміну значень аномального гравітаційного поля можна пояснювати різною глибиною залягання кристалічного фундаменту, який виходить на земну поверхню у південно-західній частині УЩ (Волинський мегаблок). У районі ВПМ він залягає неглибоко (0,5—1,0 км) і занурюється до глибини 6 км у Трансільванському басейні. Аномальне гравітаційне поле в районі гір Апусені складається з двох частин. Перша (0—50 км уздовж профілю) характеризується позитивними значеннями (до +20 мГал), друга (50—170 км уздовж профілю) — негативними (до –30 мГал).

Вихідним каркасом першого наближення моделі слугували границі та тіла, виділені відповідно до швидкісної моделі за профілем RomUkrSeis, яка отримана за результатами сейсмічного моделювання [Starostenko et al., 2020]. Густина верхніх осадових шарів розрізу визначено за формулою переводу швидкість/густина:  $\rho=0,11V_p+1,95$  [Литосфера..., 1988]. Додатково були залучені дані про густини порід [Bezuțiu et al., 2005; Ionescu et al., 2009; Макаренко та ін., 2021; Bielik et al., 2022]. Для глибинних шарів консолідованої частини кори значення густини отримано за формулою  $\rho=0,7269+0,3209V_p$  [Красовский, 1981]. З огляду на поведінку швидкості поширення

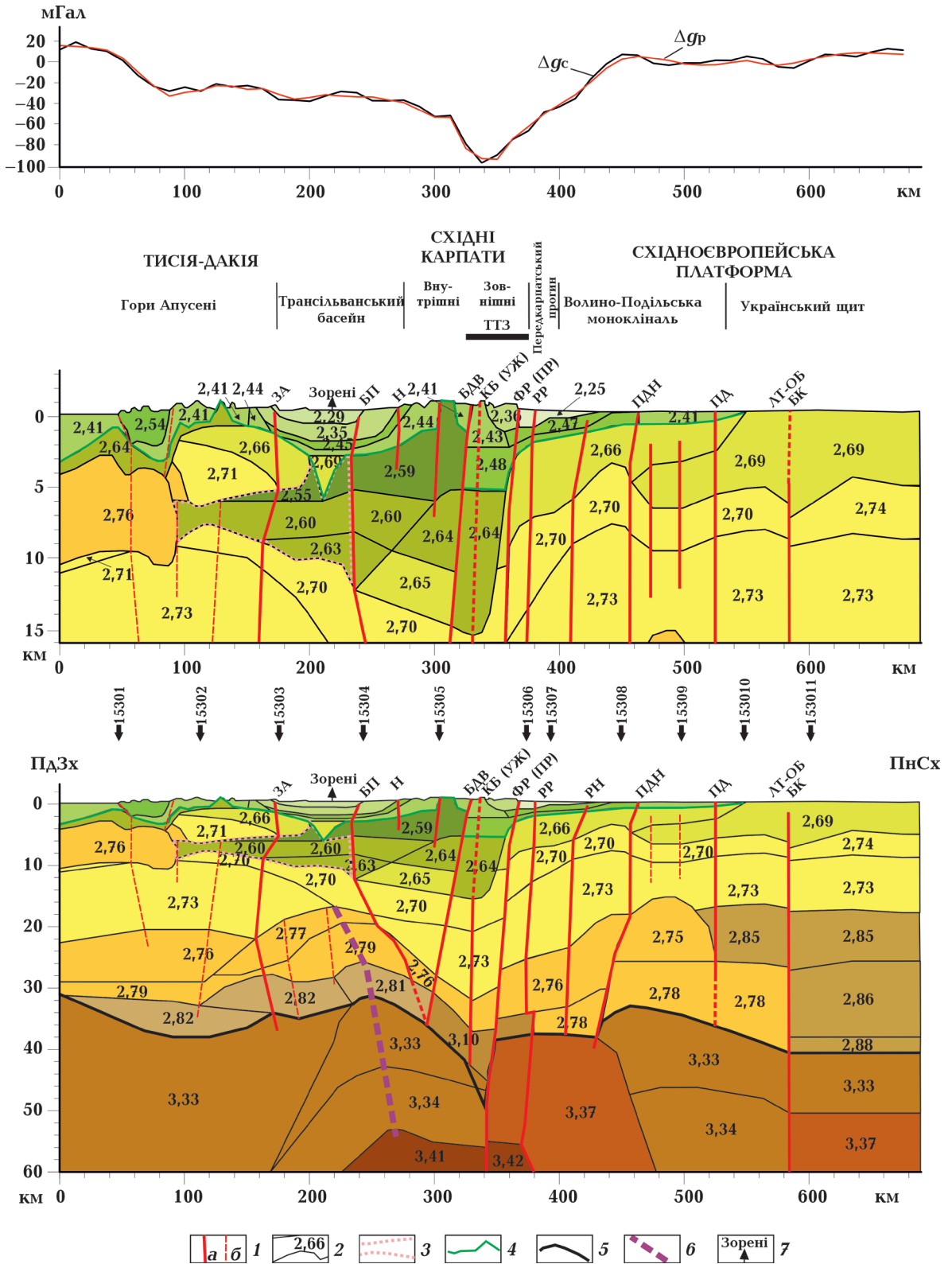


Рис. 2. 2D гравітаційна модель за профілем RomUkrSeis: 1 — розломи: корові та корово-мантіїні, що ділять земну кору та верхню мантію на окремі блоки за [Ентин, 2005; Popescu, 2021] (а), за результатами гравітаційного моделювання (б); 2 — контури розрахункових тіл і значення густини ( $\text{г/см}^3$ ) в них; 3 — зона розуцільнення; 4 — поверхня фундаменту; 5 — поділ Мохо; 6 — вісь Трансільванського рифтогену з підвідним каналом; 7 — свердловина Зорені поблизу профілю (розташування див. на рис. 1), яка досягла юрських

вулканітів за [Ionescu et al., 2009].  $\Delta g_c$  — аномальне гравітаційне поле за [Wybraniec et al., 1998],  $\Delta g_p$  — розрахункова крива. Інші умовні позначення і скорочення див. на рис. 1.

Fig. 2. Density model along the RomUkrSeis profile: 1 — faults: crustal and crustal-mantle faults according to [Entin, 2005; Popescu, 2021] (a), according to the gravity modeling (b); 2 — contours of calculated bodies and related density ( $\text{g/cm}^3$ ); 3 — low density zone; 4 — basement surface; 5 — Moho division; 6 — axis of the Transylvanian rift with a subducting channel; 7 — the Zoreni well (see Fig. 1 for location), which reached Jurassic volcanics according to [Ionescu et al., 2009].  $\Delta g_c$  — the anomalous gravity field according to [Wybraniec et al., 1998],  $\Delta g_p$  — the calculated curve. For other conventional designations and abbreviations, see in Fig. 1.

поздовжніх хвиль у сейсмічній моделі було визначено тенденції зміни густини верхньої мантії вздовж профілю RomUkrSeis. У процесі густинного моделювання було уточнено (підібрано) параметри вихідної моделі: значення густини та геометрію осадової товщі, блоків консолідованої кори та верхньої мантії. За результатами моделювання розбіжність між модельним полем та аномальним гравітаційним у редукції Буге становить  $\pm 5$  мГал.

У процесі моделювання було використано пакет програм [Козленко та ін., 1997], де реалізовано можливість обліку рельєфу місцевості та апроксимації перерізів тіл контурами складної конфігурації. Методика моделювання викладена у статтях [Козленко, 1978, Козленко та ін., 1997]. Простеження розломів по глибині за цим пакетом програм та методикою моделювання ґрунтується на тому, що вони можуть формуватися або під час виникнення структур, відокремлюючи блоки з первісно різними характеристиками, або утворюються під час наступної тектонічної перебудови. Зазвичай при модельних розрахунках підбір сусідніх різнознакових екстремумів в аномальному полі призводить до зміщення ізолій (чи границь тіл) за глибиною або зміни кутів їх нахилу. Ці зсуви або точки перегину поверхонь і тракують лінії розломів.

**Густину неоднорідність** у розрізі профілю RomUkrSeis, отриману в результаті 2D гравітаційного моделювання, можна описати у такому вигляді. Відповідно до геологічних уявлень і швидкісних характеристик виділено блоки: 1 — гори Апусені, 2 — Трансільванський басейн, 3 — Східні Карпати (Зовнішні та Внутрішні) та Передкарпатський прогин, 4 — Волино-Подільська монокліналь, 5 — південно-західна частина

УЩ. Зоні Тейссейре-Торнквіста, яка в районі профілю перекрита Східними Карпатами та Передкарпатським прогином окремо приділено увагу в другій частині статті.

**Гори Апусені** на профілі RomUkrSeis (від початку профілю до  $\sim 180$  км) обмежені з північного сходу розломом Західні Апусені [Popescu, 2021]. Осадовій товщі властиві середні значення густини ( $2,41$ — $2,44$   $\text{g/cm}^3$ ). Від поверхні до глибини 2 км між 50 і 90 км уздовж профілю розміщується тіло завширшки  $\sim 40$  км, яке обмежено розломами, виділеними за даними гравітаційного моделювання. Густина тіла  $2,54$   $\text{g/cm}^3$ .

Під осадовою товщею від початку профілю до  $\sim 120$  км розташований шар з густиною  $2,64$   $\text{g/cm}^3$ . Його товщина більша у південно-західній частині (до  $1,5$ — $2,0$  км) і менша у північно-східній (до  $0,5$ — $1,0$  км). Спостерігаються піднімання цього шару до глибини 1 км у районі 40 км і вихід на поверхню на 130 км уздовж профілю. Цей шар може бути пов'язаний з Мурешською сутурною зоною, що захоронена під неогеновими відкладами. Вона закладена в мезозої (середня юра, а можливо, і раніше) на метаморфізованому комплексі порід докембрію і палеозою. Особливе місце в будові цієї зони займає протяжна (до 100 км) і широка (до 25, а іноді до 40 км) смуга офіолітів [Літосфера..., 1994; Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008].

Кристалічна частина земної кори в районі гір Апусені до глибини  $\sim 10$ — $12$  км поділяється на дві частини: південно-західну ( $\sim 90$  км уздовж профілю), в якій за сейсмічними даними виділено тіло завтовшки  $6$ — $7$  км, густиною  $2,76$   $\text{g/cm}^3$ , і північно-східну (до розлому Західні Апусені) з більшою кількістю тіл. На глибині від 1 до  $5$ — $6$  км виділено два тіла. Верхнє має



густину  $2,66 \text{ г/см}^3$ , воно продовжується на північний схід у Трансільванський басейн, нижньому тілу відповідають більші значення густини —  $2,71 \text{ г/см}^3$ . Під цим тілом спостерігається зона зниженої густини ( $2,55\text{—}2,61 \text{ г/см}^3$ ) у південно-східній частині гір Апусені й продовжується в Трансільванський басейн до розлому Бистриця-Прайд, за [Popescu, 2021].

З глибини 10—12 км до поверхні мантії спостерігається поступове зростання значень густини від  $2,70\text{—}2,73$  до  $2,82 \text{ г/см}^3$ . Мантія під горами Апусені однорідна і характеризується густиною  $3,33 \text{ г/см}^3$ .

*Трансільванський басейн* (~180—270 км уздовж профілю) обмежений з південного заходу розломом Західні Апусені, а розломом Бистриця-Прайд [Popescu, 2021] розділений на дві частини з різною будовою кристалічної частини кори: південно-західну (~170—240 км) і північно-східну (~240—280 км).

Неогенова осадова товща Трансільванського басейну в районі профілю характеризується значеннями густини  $2,29\text{—}2,45 \text{ г/см}^3$ . На відстані 200—230 км у центральній частині западини за результатами сейсмічних спостережень виділено тіло клиноподібної форми зі швидкістю поширення сейсмічних хвиль  $4,30\text{—}4,35 \text{ км/с}$ . Воно відповідає основі западини і має середню густину  $2,69 \text{ г/см}^3$ . Будову фундаменту Трансільванського басейну досліджували багато авторів, більшість з яких для базальтів використовує термін «офіоліт» чи «кора океанічного типу» [Krézsek, Bally, 2006; Schmid et al., 2008; Ionescu et al., 2009 та ін.]. Тільки в останні десятиліття було показано [Hoesck, Ionescu, 2003; Ionescu, Hoesck, 2004; Saccani, Nicolae, 2005], що ці екструзиви є вулканітами островодужного типу, подібні до виділених [Bortolotti et al., 2002] у горах Південні Апусені.

У Трансільванському басейні було пробурено кілька глибоких свердловин, з яких лише деякі проникли у середньо-верхньоюрські вулканіти фундаменту. Зразки гірських порід з трьох свердловин (Делені, Ценаді та Зорені) були доступні для досліджень (див. рис. 1). Зоренійські базальти та

андезито-базальти, які за складом наближені до бонінітів, досі не виявлені в породах, що відслонюються на поверхні. Розподіл вулканітів у фундаменті Трансільванського басейну корелює з геомагнітною аномалією, що можна пояснити наявністю багатого магнетитом шару офіолітів під вулканітами островодужного типу. Подібні породи океанічної кори поширені далі на захід, у горах Південні Апусені. Їх вважають залишками крайового або задугового басейну, що має у своєму складі бонініти [Ionescu et al., 2009].

Стосовно просторового розподілу вулканітів у Трансільванському басейні, значимо, що згідно з даними сейсмічних профілів [Krézsek, Bally, 2006] вулканічний блок різко закінчується на розломі Тирнава (див. рис. 1), який давніший за баденські (соляні) відклади, але молодший за відклади пізньої крейди чи еоцену (?). Обмеження вулканітів також відповідає значному горизонтальному градієнту  $Z$  кривої геомагнітної аномалії [Ionescu et al., 2009].

Можливо, тіло, яке більшою частиною розміщується в горах Апусені (100—200 км уздовж профілю) і продовжується під Трансільванський басейн, має густину  $2,66 \text{ г/см}^3$ , як і в тілі клиноподібної форми під центром басейну. Його також можна віднести до острівних вулканітів.

Південно-західна частина Трансільванського басейну (~170—240 км уздовж профілю), яка обмежена розломами Західні Апусені і Бистриця-Прайд, суттєво відрізняється від північно-східної частини (~240—270 км). Насамперед в ній виділено зону розущільнення, яка простежується в горах Апусені і має густину  $2,55\text{—}2,63 \text{ г/см}^3$ . У Трансільванському басейні розущільнена зона має більшу товщину (~8—9 км у найбільш зануреній частині). Густина змінюється від  $2,70 \text{ г/см}^3$  на глибині 16 км до  $2,81\text{—}2,82 \text{ г/см}^3$  на поверхні мантії.

У північно-східній частині Трансільванського басейну (~240—280 км уздовж профілю) в кристалічній частині кори спостерігається поступове збільшення густини з глибиною від  $2,59 \text{ г/см}^3$  під фундаментом до  $2,81 \text{ г/см}^3$  на підшві кори.

На відстані ~220—340 км уздовж профілю глибше 53 км розміщується тіло з густиною  $3,41 \text{ г/см}^3$ , над яким зафіксовано піднімання усіх границь до глибини 16 км. Ця ділянка відрізняється формою і значеннями густини нижньої частини кори від сусідніх блоків, особливо Східних Карпат.

*Східні (Внутрішні) Карпати* (~270—330 км уздовж профілю) обмежені розломами Насауд і Богдан-Драгос Вода. Осадний чохол характеризується густиною  $2,41—2,44 \text{ г/см}^3$ . Нижче поверхні докембрійського і/або палеозойського кристалічного фундаменту розміщується тіло з густиною  $2,59 \text{ г/см}^3$ , завтовшки ~5 км, частина якого продовжується в межі Трансільванського басейну і на ~310—320 км уздовж профілю виходить на поверхню. У густинній моделі спостерігається шар, складений сукупністю тіл, які розміщуються на глибині від 5 до 8 км у районі гір Апусені, від ~3 до 11—12 км — під Трансільванським басейном та від 2 до 6 км — під Внутрішніми Карпатами. Густина у цьому шарі змінюється від  $2,55$  до  $2,63 \text{ г/см}^3$ .

З глибини 5 км два тіла з густиною  $2,64$  та  $2,65 \text{ г/см}^3$  примикають на північному сході до розлому Богдан-Драгос Вода. Глибше 15 км спостерігається поступове збільшення густини від  $2,70$  до  $2,81 \text{ г/см}^3$ . У верхній мантії значення густини змінюються від  $3,33$  до  $3,41 \text{ г/см}^3$ .

*Зовнішні (Флішові) Карпати* (~330—380 км уздовж профілю) обмежені розломом Богдан-Драгос Вода з південного заходу та Передкарпатським (на території Румунії — розломом Фразин, за [Popescu, 2021]) і Рава-Руським розломами з північного сходу, які доволі чітко проявляються в густинній моделі. Наявність таких крутоспадних обмежувальних розломів указує на активну зсувну тектоніку зі значними (горизонтальними) переміщеннями, що відбувалися під час формування Карпатської споруди [Єгорова та ін., 2022].

У кристалічній частині земної кори під осадовим прогином в інтервалі глибин ~20—32 км за даними гравітаційного моделювання виділено тіло з густиною  $2,73 \text{ г/см}^3$ . У сейсмічній моделі у цьому

місці спостерігається зниження швидкості поширення поздовжніх хвиль. Починаючи з глибини 32 км і до поверхні мантії земна кора поділена на дві частини Ужоцьким розломом — Краковець-Бикаж, за [Popescu, 2021]: південно-західну і північно-східну. Перша характеризується значеннями густини  $2,79$  і  $3,10 \text{ г/см}^3$ , друга, що примикає до Передкарпатського розлому, має густину  $2,76$  і  $3,10 \text{ г/см}^3$ . Саме тут у самій нижній частині земної кори поділ Мохо заглиблюється до 50 км у формі кіля (340 км уздовж профілю), що розділяє Зовнішні і Внутрішні Карпати. Зміщення границь блоків земної кори за глибиною вздовж Передкарпатського розлому, його занурення в мантію, де він розділяє тіла з різною густиною —  $3,34$  і  $3,41 \text{ г/см}^3$  західніше від нього й  $3,37$  і  $3,42 \text{ г/см}^3$  східніше, засвідчує глибинну (мантійну) природу цього розлому.

Знижені значення поздовжніх хвиль, негативна гравітаційна аномалія ( $-100 \text{ мГал}$ ), виділене в межах Зовнішніх Карпат магнітне джерело завширшки близько 40 км, яке поширюється до поділу Мохо, підвищені значення теплового потоку та структура кори в цій частині профіля вказують на користь її розуцільнення та розтягу [Амашукелі, 2021; Орлюк та ін., 2022].

*Передкарпатський прогин* (~380—400 км уздовж профілю), який складений неогеновими моласами, має вигляд вузької смуги між Рава-Руським розломом з південного заходу і пунктом вибуху 15307 на північному сході. Осадова товща характеризується густиною  $2,25—2,48 \text{ г/см}^3$ . У кристалічній частині земної кори спостерігається піднімання границь розрахункових тіл по Передкарпатському розлому. Густина збільшується від  $2,66 \text{ г/см}^3$  під поверхнею фундаменту до  $3,10 \text{ г/см}^3$  на підшві корі. Значення густини в Передкарпатському прогині та північно-східній частині Зовнішніх Карпат однакові.

*Волино-Подільська монокліналь* (~400—580 км уздовж профілю) пересічена великою кількістю розломів, зокрема Рівненським, Придністровським і Подільським [Ентин, 2005] (див. рис. 1). Волино-

Подільська монокліналь відділяється від УЩ Білорівницьким розломом. Осади мають невелику товщину (до 1 км) і вклинюються в районі пункту вибуху 15310. Для них характерна густина 2,35—2,48 г/см<sup>3</sup>. Верхня частина земної кори представлена трьома однорідними шарами. Осади підстеляє потужний шар з густиною 2,66 г/см<sup>3</sup>, який відповідає породам фундаменту неопротерозою [Амашукелі, 2021]. Глибше розташовані другий і третій шари з густиною 2,70 і 2,73 г/см<sup>3</sup> відповідно. Починаючи з глибини 15 км у нижній частині земної кори виділено три ділянки з різною будовою: південно-західну, центральну і північно-східну. Перша характеризується підняттям границь на північний схід і обмежена Придністровським розломом. У центральній частині між Придністровським і Подільським розломами за даними сейсмометрії на глибині 15—26 км виділено тіло напівкруглої форми з підвищеною швидкістю поширення сейсмічних хвиль (6,45 км/с) [Starostenko et al., 2020]. У процесі гравітаційного моделювання для цього тіла, як і для південно-західної частини, отримано густину 2,75 г/см<sup>3</sup>. У південно-східній частині, між Подільським і Білорівницьким розломами, навпаки, розміщується тіло підвищеної густини (2,85 г/см<sup>3</sup>) щодо суміжних тіл, яке продовжується в межі УЩ.

Мантія під ВПМ розділена на два блоки. Перший відповідає південно-західній частині нижньої кори, поділ Мохо в ньому розташований на глибині 38 км, густина підвищена до 3,37 г/см<sup>3</sup>. Другий блок обмежений з північного сходу Білорівницьким розломом, має менші значення густини (3,33—3,34 г/см<sup>3</sup>), покривля мантії в ньому піднята до глибини 32 км.

*Південно-західна частини Українського щита* (~580—680 км уздовж профілю) відокремлена з південного заходу від ВПМ Білорівницьким розломом, який в районі пункту вибуху 15311 перетинається із Летичівсько-Ободівським розломом північно-західного простягання [Ентин, 2005]. Білорівницький розлом у гравітаційній моделі проявляється виразно і

простежується з глибини 6 км у мантію.

Слід зазначити, що в цій частині профілю сейсмічна інформація про глибинну частину земної кори і верхню мантію відсутня, тому в нульовому наближенні гравітаційної моделі границі за сейсмічними даними були продовжені до кінця профілю. Густину підібрано в процесі моделювання. У гравітаційній моделі з поверхні до глибини ~6 км спостерігається густина 2,66 г/см<sup>3</sup>, яка відповідає породам неопротерозойського фундаменту [Амашукелі, 2021]. Далі до глибини 18 км густина збільшується до 2,73—2,74 г/см<sup>3</sup>. Глибше 18 км нижня частина земної кори більш ущільнена щодо ВПМ і характеризується густиною від 2,85 г/см<sup>3</sup> на глибині 18 км до 2,88 г/см<sup>3</sup> на підшві кори. Мантія під південно-західною частиною УЩ також ущільнена і має густину 3,33—3,37 г/см<sup>3</sup>.

**Синтетична геоелектрична модель за профілем RomUkrSeis.** У запропонованій моделі узагальнено визначені інтерпретаційні параметри різного ступеня від дво- до тривимірних моделей розподілу питомого електричного опору, які отримано за експериментальними даними МТЗ і МВП у широкому діапазоні періодів [Zhdanov et al., 1986; Кулик и др., 1995; Геоэлектрическая..., 1998; Kulik et al., 2002; Бурахович, 2004; Коржа, 2007; Semenov et al., 2008; Бурахович, Кулик, 2009; Jones et al., 2010; Кушнир, Бурахович, 2012; Józwiak, 2013; Adam et al., 2017; Novák et al., 2024]. Модель включає різноманітні тектонічні елементи, у першому наближенні може мати такий вигляд.

По-перше, неоднорідний розподіл сумарної позовжньої електропровідності приповерхневого шару ( $S_{oc}$ ), який суттєво впливає на ЕМ параметри, здебільшого відповідає потужності осадових відкладів та корелює з основними структурними геологічними одиницями (рис. 1, 3).

На початку профілю (перші 170 км, що територіально відповідають *горам Апусені*)  $S_{oc}$  варіює від 50 до 200 См, максимальні значення на відстані від 40 до 95 км характеризують осадові товщі значної потужності до глибини 2,5 км.

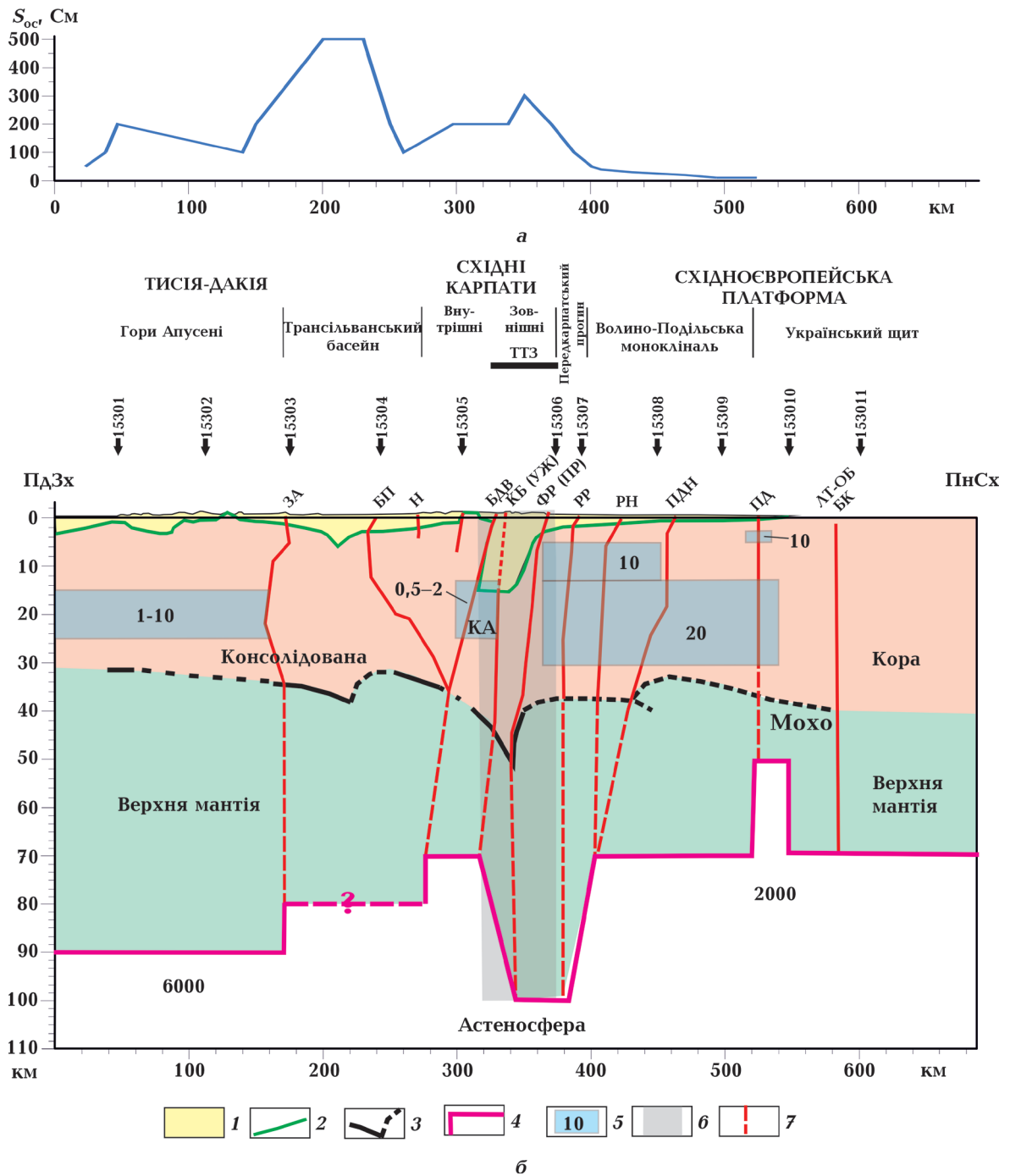


Рис. 3. Синтетична геоелектрична модель за профілем RomUkrSeis: *а* — графік розподілу сумарної поздовжньої електропровідності осадової товщі вздовж профілю за А.П. Кравченко та Я.С. Сапужаком (1989 р.); *б* — геоелектричні неоднорідності літосфери; 1 — осадові відклади; 2 — поверхня фундаменту; 3 — поділ Мохо за [Starostenko et al., 2020]; 4 — глибина залягання верхньої кромки астеносфери на українській території (*а*) за [Бурахович, 2004; Бурахович, Кулик, 2009; Кушнір, Бурахович, 2012], на румунській території (*б*), апроксимована за [Korja, 2007; Semenov et al., 2008; Jones et al., 2010; Józwiak, 2013; Ádám et al., 2017; Novák et al., 2024] або відсутня (?) за [Кулик і др., 1995], цифрами позначена сумарна поздовжня провідність, См; 5 — аномалії електропровідності за узагальненням даних 2D [Геоелектрическая..., 1998], квазі-3D півкового [Kulik et al., 2002; Бурахович, 2004] та 3D моделювання [Бурахович, Кулик, 2009], цифрами позначено питомий електричний опір, Ом·м; 6 — зона Тейсейра—Торнквіста за [Starostenko et al., 2020]; 7 — гіпотетичні занурення глибинних корово-мантієвих розломів відповідно до перепадів глибини верхньої кромки астеносфери. КА — Карпатська аномалія електропровідності. Інші умовні позначення і скорочення див. на рис. 1, 2.



Fig. 3. Geoelectric model along the RomUkrSeis profile: *a* — distribution graph of the total longitudinal electrical conductivity of the sedimentary layer along the profile according to A.P. Kravchenko and Ya.S. Sapuzhak (1989); *b* — geoelectric heterogeneities of the lithosphere; 1 — sedimentary deposits; 2 — basement surface; 3 — Moho division according to [Starostenko et al., 2020]; 4 — the depth of the top of the asthenosphere on Ukrainian territory according to [Burakhovich, 2004; Burakhovich, Kulik, 2009; Кушнір, Бурахович, 2012], on Romanian territory, approximated by [Korja, 2007; Semenov et al., 2008; Jones et al., 2010; Józwiak, 2013; Ádám et al., 2017; Novák et al., 2024] or absent (?) by [Kulik et al., 1995], numbers indicate the total longitudinal conductivity, S; 5 — anomalies of electrical conductivity based on the generalization of 2D data [Belyavskiy, Kulik, 1998], quasi-3D film data [Kulik et al., 2002; Burakhovich, 2004] and 3D modeling [Burakhovich, Kulik, 2009], numbers indicate specific electrical resistance, Ohm·m; 6 — Teisseyre-Tornquist Zone; 7 — hypothetical dips of crustal-mantle faults in accordance with the depth differences of the top of asthenosphere. КА — the Carpathian anomaly of electrical conductivity. For other conventional designations and abbreviations, see in Fig. 1, 2.

*Трансільванський басейн* (відстань уздовж профілю 170—270 км) розташований у внутрішній частині дуги, де сполучаються Східні та Південні Карпати. Басейн заповнений осадовими породами потужністю до 8 км у центральній частині. Максимальні значення  $S_{oc}$  сягають 500 См на 200—230 км уздовж профілю, де потужність осадової товщі становить більш як 6 км.

*Східні Карпати* традиційно розділяють на дві основні одиниці: Внутрішні (270—330 км) та Зовнішні (330—375 км), проте максимальні значення  $S_{oc}$  коливаються на рівні 200 См, як у Складчастих Карпатах на північному заході. Східні Карпати є безпосереднім продовженням північної альпійської гілки та утворюють разом з останньою єдиний альпійський структурний елемент. На всьому їх простяганні всі тектонічні елементи: насуви, складки і луски, зональне розташування фацій як осадових, так і вивержених порід, спрямовані з південного заходу на північний схід [Амашукелі, 2021]. Саме у ТТЗ, яка захоронена під Передкарпатським прогином (375—395 км уздовж профілю) спостерігається вузька зона біля Передкарпатського розлому (розлом Фразин, за [Popescu, 2021]), де  $S_{oc}$  не перевищує 300 См на відміну від 1200 См на північному заході та 500 См на південному сході. У південно-західній частині СЄП, а саме ВПМ, на ділянці від 395 до 520 км  $S_{oc}$  зменшується від 200 до <100 См. Така сама тенденція спостерігається і в межах *південно-західного сегмента УЩ* на 520—680 км уздовж профілю, де  $S_{oc}$  сягає кілька одиниць сименсів.

По-друге, ці приповерхневі електропровідні утворення на поверхні Землі розта-

шовуються на фоні загального високого опору, характерного для консолідованої кори і верхньої мантії, які включають неоднорідні корові та мантіїні аномалії. Один з останніх оглядів багаторічних ЕМ досліджень Карпатського регіону різними науковими колективами геоелектриків [Рокирянський, Ингеро́в, 1999; Бурахович, 2004; Гордиенко и др., 2011; Сучасна..., 2015] розглянуто в статті [Бурахович та ін., 2022].

Раніше моделі розподілу АЕ у земній корі та верхній мантії різних геологічних регіонів України розглядали у межах двовимірних апроксимацій середовища [Геоэлектрическая..., 1998]. В область профілю RomUkrSeis потрапляють відомі АЕ, такі як Карпатська, Чернівецька та Бельцька (див. рис. 1).

Завдяки появі нових ідей інтерпретації та розвитку інструментів дослідження розподілу геоелектричних параметрів у надрах Землі побудовано глибинну квазітривимірну плівкову (квазі-3D) модель [Kulik et al., 2002] аномальної сумарної позовжньої провідності ( $S$ ) земної кори та верхньої мантії для Карпатсько-Паннонського регіону та його оточення. Моделювання проводилось за індукційними параметрами, їх частотним і просторовим розподілом для різних періодів геомагнітних варіацій. Модель охоплює зону зчленування Західних, Східних і Південних Карпат [Бурахович, 2004], саме тут спостережені типери на коротких і довгих періодах різко суперечать двовимірній апроксимації зони Карпатської АЕ. Прогрес, досягнутий у сфері інтерпретації ЕМ даних, дав змогу авторам публікацій [Бурахович, Кулик, 2009; Кушнір, Бурахович, 2012; Бурахович,

Кушнір, 2023] побудувати за допомогою програми моделювання Mtd3fwd з використанням сучасного польового матеріалу тривимірні регіональні та локальні моделі західної частини УЩ, а саме Чернівецько-Коростенської АЕ в Подільському і Росинському мегаблоках.

**Земна кора.** Геоелектромагнітні дослідження вздовж профілю RomUkrSeis засвідчують суттєву латеральну неоднорідність земної кори.

За результатами квазі-3D моделі в земній корі АЕ тягнуть до гір Апусені (перші 170 км профілю до глибинного розлому Західні Апусені), зони зчленування між Внутрішніми та Зовнішніми Карпатами (300—340 км уздовж профілю, поміж глибинними розломами Богдан-Драгос Вода та Краковець-Бикаж (Ужоцький)) та ВПМ (360—540 км профілю, поміж Фразин (Передкарпатським) і Подільським глибинними розломами). Визначені параметри АЕ: глибина верхньої кромки ( $H$ ) 15 км,  $S$  від 1000 до 10 000 См.

Для першої зони, на відстані 0—170 км профілю, для подальшого розгляду використано геоелектричні параметри у земній корі:  $\rho=1\div 10$  Ом·м на глибині 15—25 км. Як приклад можна навести відому фундаментальну монографію «Geoelectric and Geothermal Studies», KAPG Geophysical Monograph (1976 р., А. Adam (ed.), Hungarian Academy of Sciences), де об'єднано серії теоретичних і практичних статей за головними геотермічними або геоелектричними результатами та їх спільною інтерпретацією. Вважається, що під Паннонським басейном у земній корі на глибині 20—25 км практично повсюдно виділяється шар високої провідності (800 См). У районі Середньоугорських гір до нього додається об'єкт на менших глибинах (близько 8 км), що викликає Трансданубську АЕ. Зрозуміло, що регіони, зачеплені альпійською тектонічною активізацією, рясніють аномальними, порівняно до стабільних докембрійських областей, численними об'єктами підвищеної електропровідності як у земній корі, так і у верхній мантії. Причому природа цих АЕ різна, тут представлений весь набір

можливих джерел підвищеної електропровідності: флюїди, розплави, рудні елементи, сульфідизація, графітизація.

Звернемо увагу на те, що геоелектричні параметри другої зони (300—340 км) складно конкретизувати (див. рис. 1, 3). По-перше, 2D модель Карпатської АЕ [Zhdanov et al., 1986; Геоэлектрическая..., 1998, с. 231] було побудовано для північного заходу Українських Карпат, тут вона збігається з просторовим положенням АЕ за квазі-3D моделлю (їх приурочено до зони зчленування Флішових Карпат і Внутрішніх покриттів та Пенінської і Мармароської зон), проте остання, як єдина суцільна аномальна зона, майже закінчується на території Українських Карпат. По-друге, якщо уявити її далі або продовжити 2D модель Карпатської АЕ, то вони опиняться у місці, де за даними квазі-3D моделі розміщується АЕ західної частини УЩ і ВПМ (Чернівецько-Коростенська), яка гальванічно пов'язана із Флішовими Східними Карпатами і Мармароською зоною [Бурахович, 2004]. Для довідки наведемо параметри геоелектричного розрізу 2D та квазі-3D моделей Карпатської АЕ: 2D — зона з мінімальним  $\rho=0,5$  Ом·м і верхнім краєм на глибині 13 км, яка оточена ділянкою з  $\rho=2$  Ом·м. У верхній мантії присутня астеносфера з  $\rho=25$  Ом·м, яка поглиблюється від 70 до 170 км у напрямку від неогенового Паннонського басейну до СЄП; квазі-3D — у земній корі ( $H=15$  км,  $S=20\ 000$  См) і мантії ( $H=70$  км,  $S=6\ 000$  См). Крім того, у статті [Novák et al., 2024] за новими МТ даними та їх інтерпретацією підтверджується наявність глибоких електропровідних зон на цій ділянці профілю RomUkrSeis, тобто розлому Богдан-Драгос Вода та Східних Карпат.

Перевагою 2D моделі є визначення  $H$  та  $\rho$  (особливо за МТЗ), проте недоліком залишається просторовий розподіл АЕ. Водночас квазі-3D моделлю добре виявляються цей розподіл та його інтенсивність за індукційними параметрами, проте гірше визначається  $H$ . Просторові розміри та  $H$  на ділянці 300—340 км уздовж профілю майже збігаються, тому для подальшого

розгляду будемо використовувати осереднені геоелектричні параметри у земній корі:  $\rho=0,5\div 2,0$  Ом·м на глибині 13—25 км.

Далі за профілем частково розташована в надрах ВПМ (на ділянці 360—540 км) Чернівецько-Коростенська АЕ. Відомі аномалії теплового потоку — Чернівецька на півдні ВПМ та Бельцька на півночі Молдавської плити [Геоэлектрическая..., 1998, с. 248] були досліджені ЕМ методами, їх інтерпретовано за 2D апроксимацією середовища (див. рис. 1). На жаль, не вдалося побудувати достатньо переконливу єдину 2D геоелектричну модель Чернівецької АЕ [Геоэлектрическая..., 1998, с. 213]. Можна лише з упевненістю стверджувати, що у верхній мантії існує провідний об'єкт на глибині понад 50 км з  $\rho=25\div 100$  Ом·м, проте не виключено й існування АЕ з  $H$  від 24 до 12 км (зі сходу на захід) з  $\rho=20$  Ом·м. Вони можливо гальванічно з'єднуються з Подільським і Передкарпатським розломами. Можна вважати достовірним існування у північній частині Молдавської плити АЕ з  $\rho=20$  Ом·м у мантії на глибині від 50 до 125 км. Крім того, показано [Геоэлектрическая..., 1998, с. 217], що Придністровський розлом має високу електропровідність і зберігає гальванічний зв'язок з приповерхневими осадовими товщами. Просторовий збіг АЕ з аномаліями теплового потоку засвідчує, що, ймовірно, їхня природа пов'язана із зоною часткового плавлення порід верхньої мантії.

Чернівецька та Бельцька АЕ частково розміщуються в межах Чернівецько-Коростенської АЕ, яка проявилася при побудові квазі-3D моделей [Kulik et al., 2002] і 3D [Бурахович, Кулик, 2009] літосфери заходу УЩ та півдня ВПМ. Основний об'єкт АЕ має складну просторову конфігурацію в земній корі, на півдні розгалужується у двох напрямках: південному, де гальванічно пов'язаний із Флішовими Східними Карпатами, та східному — вздовж Подільської зони розломів. Просторово ці моделі майже не розрізняються, АЕ за квазі-3D і 3D інтерпретацією розташовується на ділянках профілю RomUkrSeis 390—540 км і 360—540 км відповідно (див. рис. 1, 3). Ви-

значено параметри квазі-3D моделі в земній корі:  $H=15$  км,  $S=1000$  См.

У вигляді 3D моделі перші прояви Чернівецько-Коростенської АЕ отримані поза межами УЩ на півдні ВПМ, саме у районі Чернівецької (2D) АЕ. Ця область (за профілем RomUkrSeis 360—450 км) на глибині від 6 до 15 км характеризується  $\rho=10$  Ом·м, впроваджується з півдня та занурюється на території ВПМ до глибини 15 км. Саме на глибині від 15 до 30 км розміщена основна область Чернівецько-Коростенської АЕ (див. рис. 1, 3). Частина аномалії (поза профілем RomUkrSeis) з  $\rho=5$  Ом·м розміщена у межах Росинського та Подільського мегаблоків УЩ, містить об'єкт високого опору близько 1000 Ом·м. Захід цієї структури (за профілем RomUkrSeis 360—540 км), що має середнє значення  $\rho=20$  Ом·м, виходить за межі УЩ і простягається у двох напрямках — на південь і на південний схід, уздовж Подільської зони розломів до Голованівської шовної зони УЩ.

На підставі результатів сучасних геоелектричних досліджень доповнено і деталізовано характеристики глибинної будови ділянки (520—535 км уздовж профілю) локальної АЕ на глибинах від 3 до 5 км з  $\rho=10$  Ом·м [Кушнир, Бурахович, 2012], яка приурочена до глибинного Подільського та інших розломів більш нижчого порядку.

На півдні Подільського мегаблока УЩ за даними ЕМ досліджень виділено зони субширотного простягання, в межах яких проявляються анізотропні властивості у земній корі [Бурахович, Кулик, 2001]: 550—610 км і  $>630$  км уздовж профілю. В околі профілю зони анізотропії збігаються з перетинами глибинних розломів: Летичівсько-Ободівського й Білокоровицького та інших нижчого порядку розломів.

**Верхня частина верхньої мантії.** У геоелектриці під терміном «астеносфера» розуміють електропровідний шар у верхах мантії, верхня кромка якого залягає приблизно на глибині від 50 до 200 км з  $\rho$  не більш як 100 Ом·м, його провідність спричинена частковим плавленням речо-

вини мантії. Величина струмів індукції та, отже, вторинних ЕМ полів значною мірою залежить від питомої електропровідності мантійного об'єкта та його горизонтальних розмірів. Похибки інтерпретації, латеральна неоднорідність електропровідності порід, що залягають поблизу поверхні, тобто поблизу точок реєстрації, не дають можливості виділити провідник у мантії, що має  $S$  менше 300—500 См.

В альпійських областях Центральної та Східної Європи геоелектрична астеносфера пов'язана переважно з Паннонським басейном, який в геоелектричному сенсі незручний для вивчення астеносфери через великі значення  $S_{oc}$  і наявності корових провідних шарів. Проте найперше на стаціонарній геомагнітній обсерваторії «Нагусепк» (Угорщина) було отримано криву глибинного МТЗ, на якій чітко проявляється мантійний шар з  $S$  близько 6000 См. Слід зазначити, що шар високої провідності в мантії розглядається на всій території розвитку альпійської складчастості впродовж тривалого часу [Ádám et al., 1996; Jones, 1999; Ádám, Wesztergom, 2001]. Його розміри в плані дуже великі (протяжність >2000 км за ширини >500 км), глибину залягання визначено у відносно широкому інтервалі ~45—90 км, причому  $S$  доволі різко змінювалась для окремих регіонів від 1000 до 6000 См [Бурьянов и др., 1983]. Надалі в Паннонії було проведено численні зондування для вивчення геоелектричних параметрів у надрах [Кулик и др., 1995; Korja, 2007; Semenov et al., 2008; Jones et al., 2010; Józwiak, 2013; Ádám et al., 2017; Novák et al., 2024]. Наприклад, за одновимірною інтерпретацією кривих МТЗ глибина астеносфери з північного заходу на південний схід змінюється від 55 до 65 км, крім того, проявляється провідний шар на глибині близько 17,5 км. Детальне вивчення Карпатської АЕ в Україні та велика кількість даних МВП показують, що астеносфера Паннонського басейну повністю виклинюється під Передкарпатським прогином і відсутня в надрах на півночі ВПМ [Геоэлектрическая..., 1998, с. 231; Бурахович та ін., 2022].

За геоелектромагнітними дослідженнями Європейська база даних стосовно глибини границі літосфера—астеносфера постійно оновлюється. Латеральні зміни її глибин наведено у публікації [Korja, 2007], де зроблено висновки, що фанерозойська європейська літосфера зі значними коливаннями потужності (40—150 км) є набагато тоншою, ніж докембрійська, проте найтонша літосфера розміщується під Паннонським басейном (45—90 км). Ця модель демонструє, що область Транс'європейської шовної зони (ТЄШЗ) корелює з областю різкого занурення покрівлі провідної астеносфери, а також із серією АЕ в земній корі Східних Карпат і Добруджі. Проте, як зазначено у статті [Korja, 2007]: «У багатьох регіонах взагалі немає інформації про провідність верхньої мантії, що потребує загальноєвропейських проєктів з експлуатації значної кількості інструментів одночасної реєстрації з тривалими періодами запису (2—8 місяців) і щільним просторовим відбором (20—50 км)».

Слід згадати і про унікальні експериментальні дослідження, які проведено на постійних геомагнітних обсерваторіях у рамках міжнародного проєкту CEMES [Semenov et al., 2008], в результаті яких було отримано докази, що електрична структура верхньої мантії розрізняється між фанерозойською плитою Західної Європи та СЄП, а також відокремлюється перехідною зоною, яка загалом збігається з ТЄШЗ. Остання є літосферною границею [Józwiak, 2013], вона яскраво проявилася зоною з найбільшими значеннями провідності як в осадовому шарі, так і в корі та верхній мантії.

У статті [Jones et al., 2010] обговорюється, що границя літосфера—астеносфера є фундаментальною у парадигмі тектонічних плит, але про неї мало що відомо. Надаються оцінки глибини цієї границі для фанерозойської Європи — середні значення 90—100 км, для докембрійської приймається, що нижня літосфера розміщується в інтервалі глибин 170—250 км.

Апроксимуючи результати досліджень у Карпатсько-Паннонському регіоні стосовно глибини залягання границі літос-



фера—астеносфера припускаємо, за даними вздовж профілю RomUkrSeis таке: перші 170 км профілю (гори Апусені) — 90—95 км; під Трансільванським басейном (170—270 км) — її відсутність, за [Кулик и др., 1995] або глибина від 70 до 85 км [Когґа, 2007; Semenov et al., 2008; Jones et al., 2010; Józwiak, 2013; Tiliță et al., 2018; Novák et al., 2024]. У Східних Карпатах (270—375 км) границя між Внутрішніми та Зовнішніми Карпатами (в околі 330 км профілю) проявляється зануренням верхньої кромки астеносфери з 70 до 100 км (за профілем Карпатський [Бурахович та ін., 2022]), далі у ТТЗ вона залишається на глибині 100 км, проте Передкарпатський прогин (375—395 км) вирізняється її підніманням до 70 км. Занурення верхньої кромки астеносфери просторово збігається з кільовим поглибленням Мохо до 50 км відповідно до сейсмічної моделі [Starostenko et al., 2020] та зануренням Передкарпатського глибинного розлому у верхню мантію. Проте підйом границі під Передкарпатським прогином збігається з глибинним Рава-Руським розломом, який є електропровідним у Львівському палеозойському прогині (так звана Яворівська АЕ) [Геоэлектрическая..., 1998].

За результатами квазі-3D моделі [Kulik et al., 2002], існує гальванічний зв'язок між астеносферою Карпат і Паннонії та півднем ВПМ і заходом УЩ. Астеносфера з  $S=2000$  См розташовується на глибині 70 км. Її північна границя проходить по  $50^\circ$  пн.ш., східна — між  $30^\circ$  і  $31^\circ$  сх.д., південна границя та характер її з'єднання з астеносферою Карпат ( $H=70$  км,  $S=6\ 000$  См) залишаються нез'ясованими (див. рис. 3). При подальших дослідженнях у рамках 3D моделей [Бурахович, Кулик, 2009] підтверджено, що для заходу УЩ властива висока електропровідність на астеносферних глибинах від 50—70 до 125 км з  $\rho \approx 25 \div 50$  Ом·м; цей шар на південному заході занурюється до глибини 90—100 км. Відкориговані за детальними локальними 3D моделями границі мантійного провідника подано у статті [Бурахович, Кушнір, 2023]. Отже, за даними моделей квазі-3D Карпатського

регіону та 3D заходу УЩ з їх навколишнім середовищем, побудованих з використанням експериментальних ЕМ даних, можна припустити вздовж профілю RomUkrSeis під Передкарпатським прогином (375—395 км) піднімання верхньої кромки границі астеносфери до глибини 70 км та її існування далі (до кінця профілю) під ВПМ і заходом УЩ. При цьому виділено локальну ділянку (520—550 км профілю), де можливі підняття астеносфери до 50 км [Кушнір, Бурахович, 2012].

Майже всі перепади (див. рис. 3) у глибині верхньої кромки астеносфери (близько 170, 280, 320, 340, 380, 405 та 520 км уздовж профілю) збігаються з гіпотетичним зануренням глибинних коро-мантієвих розломів (Західні Апусені, Богдан-Драгос Вода, Краковець-Бикаж (Ужоцький), Фразин (Передкарпатський), Рава-Руський, Рівненський, Придністровський, Подільський відповідно), які виділено за результатами гравітаційного моделювання, особливостями сейсмічної моделі і геолого-геофізичними даними [Кутас и др., 1996; Ентин, 2005; Starostenko et al., 2020; Popescu, 2021].

**Висновки.** Подано стислий огляд про сучасні уявлення щодо геологічної будови різних тектонічних структур уздовж профілю RomUkrSeis, які мають різне походження та геодинамічну історію.

Уперше за результатами 2D гравітаційного моделювання отримано та проаналізовано розподіл густини з глибиною для тектонічних структур, які перетинає профіль RomUkrSeis. На підставі отриманої густинної неоднорідності, з урахуванням особливостей сейсмічної моделі і геолого-геофізичних даних, запропоновано гіпотетичне глибинне положення корових і коро-мантієвих розломів, що поділяють земну кору та верхню мантію на окремі блоки. Румунська частина профілю характеризується високою подрібненістю на блоки, тоді як українській частині властива розшарованість.

Яскравою особливістю земної кори за профілем RomUkrSeis є наявність у Зовнішніх Складчастих Карпатах розущіль-

нення ( $2,36\text{—}2,76\text{ г/см}^3$ ) частини земної кори до глибини 36 км.

З огляду на неоднозначність процесу сейсмічного моделювання та отримані значення густини ( $2,64\text{—}2,65\text{ г/см}^3$ ) не можна виключати варіант, що Карпатський осадовий прогин простягається далі на південний захід.

Зона знижених швидкостей румунської частини профілю в гравітаційній моделі на глибинах у середньому від 4 до 10 км складається з двох ділянок, розділених розломом Бистриця-Прайд, які суттєво відрізняються одна від іншої. Південно-західна являє собою розуцільнену зону ( $2,55\text{—}2,60\text{ г/см}^3$ ), тоді як у північно-східній спостерігається поступове збільшення густини з глибиною ( $2,59\text{—}2,63\text{ г/см}^3$ ).

Гравітаційне моделювання не підтвердило високу швидкість поширення сейсмічних хвиль  $V_p$  на глибині 15—26 км у тілі напівкруглої форми (українська частина профілю між Придністровським і Подільським розломами), оскільки значення густини в ньому ( $2,75\text{ г/см}^3$ ) знижене на фоні густини оточуючих неоднорідностей ( $2,76\text{—}2,85\text{ г/см}^3$ ).

В області вузького кіля, де поділ Мохо опускається на максимальну глибину (~50 км), за даними гравітаційного моделювання виділено ущільнення в нижній частині кристалічної кори ( $3,00\text{ г/см}^3$ ) та у двох блоках верхньої мантії, де найбільші значення густини розділені Передкарпатським розломом —  $3,41\text{ г/см}^3$  (південний захід) і  $3,42\text{ г/см}^3$  (північний схід).

Основним результатом аналізу сформованої синтетичної моделі розподілу питомого опору вздовж профілю RomUkr-Seis є узагальнення інтерпретаційних параметрів різного ступеня від 2D, квазі-3D (плівкових) до 3D моделей, які отримано за експериментальними даними МТЗ і МВП. Виявлені аномалії високої електропровідності в земній корі та у верхній мантії характеризуються складною кон-

фігурацією у просторі, яка не завжди відповідає поверхневій геології, мають різну інтенсивність і глибину залягання. Суттєва відмінність у геологічних процесах різних тектонічних структур Карпатсько-Паннонського регіону та СЄП дає можливість припускати, що їх глибинні геоелектричні особливості мають різнитися. Зрозуміло, що в більшій частині профілю спостережені експериментальні параметри не можна пояснити лише індукційними ефектами електропровідності осадових утворень. Електропровідні об'єкти в земній корі, оконтурені на глибинах від 15 до 25—30 км, засвідчують, що у геоелектричному сенсі досліджуваній регіон є частиною складної тривимірної структури. У румунській частині профілю аномальний питомий опір — перші одиниці омметрів, у Внутрішніх Східних Карпатах — 0,5—2,0 Ом·м, в українській частині профілю — 10—20 Ом·м.

У результаті огляду існуючих геоелектричних даних у межах Карпатсько-Паннонського регіону глибину границі літосфера—астеносфера прийнято 70—90 км. За даними моделювання на границі поміж Внутрішніми та Зовнішніми Східними Карпатами виявлено занурення верхньої кромки астеносфери з 70 до 100 км, далі вона залишається на глибині 100 км, проте Передкарпатський прогин вирізняється її підніманням до глибини 70 км, що спостерігається далі (до кінця профілю) під ВПМ та заходом УЩ. У румунській частині профілю сумарна поздовжня провідність астеносфери сягає 6000 См, в українській не перевищує 1000—2000 См. Характер їх з'єднання залишається нез'ясованим.

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

- Амашукелі Т.А. Структура літосфери південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи за новітніми профілями ГСЗ: *авто-реф. дис. ... канд. геол. наук*. Київ, 2021, 26 с.
- Андрєєва-Григорович А.С., Ващенко В.О., Гнилко О.М., Трофимович Н.А. Стратиграфія неогенових відкладів Українських Карпат та Передкарпаття. *Тетоніка і стратиграфія*. 2011. Вип. 38. С. 67—77. <http://doi.org/10.30836/igs.0375-7773.2011.92245>.
- Бурахович Т.К. Квазитрехмерная геоэлектрическая модель Карпатского региона. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 4. С. 63—74.
- Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Анізотропія глибинної електропровідності Українського кристалічного щита. У сб.: *Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень*. Київ: Знання України, 2001, С. 15—23.
- 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.
- Бурахович Т., Кушнір А. Геоелектричні неоднорідності літосфери Прип'ятьсько-Дніпровсько-Донецької западини вздовж профілю GEORIFT 2013. *Геофиз. журн.* 2024. Т. 46. № 3. С. 32—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i3.299169>.
- Бурахович Т., Кушнір А. Історія, сучасний стан та напрями розвитку геоелектромагнітних досліджень в Україні. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2023. № 1(100). С. 58—66. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.100.07>.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.М., Ільєнко В.А. Сучасні геоелектромагнітні дослідження Українських Карпат. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 3. С. 21—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261966>.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. *Комплексное геофизическое изучение континентов*. Киев: Наук.думка, 1983, 176 с.
- Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий*. Ред. В.В. Белявский, С.Н. Кулик. Киев: Знання, 1998, 265 с.
- 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 И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. *Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Логос, 2011, 128 с.
- Ентин В.А. Геофизическая основа Тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Сгорова Т.П., Верпаховська О.О., Муровська Г.В. Тришарова структура Карпатської осадової призми за результатами сейсмічної міграції за профілями ГСЗ PANCAKE та RomUkrSeis. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 2. С. 152—169. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.25>.
- Козленко В.Г. Гравитационная модель тектоносферы и нормальные значения силы тяжести. *Докл. АН УССР. Сер. Б*. 1978. № 7. С. 591—593.
- Козленко Ю.В., Корчагін І.М., Михайлюк С.Ф. Програмний комплекс обробки та інтерпретації гравіметричних і магнітометричних даних і аномалій геоїду. *Бюлетень УАЦ*. 1997. Вип. 1. С. 245—250.
- Красовский С.С. *Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле*. Киев: Наук.думка, 1981, 262 с.
- Тектонічна карта України*. Ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурський. Масштаб 1:1 000 000. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007.
- Кулик С.Н., Ланкис Л.К., Лысенко Е.С. Результаты численного моделирования глубинного геоэлектрического разреза региона Восточных Карпат и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 1995. Т. 17. № 4. С. 81—87.
- Кутас Р.И., Красовский С.С., Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Модель глубинного строения и тектонического развития литосферы запада Украины. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 6. С. 18—29.
- Кушнір А.Н., Бурахович Т.К. Аномалії

- электропроводности и внутриплитовые землетрясения западной части Украинского щита и Волыно-Подольской плиты. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 157—165. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116764>.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII.* Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1988, 170 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс.* Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1994, 331 с.
- Макаренко І.Б., Старостенко В.І., Купрієнко П.Я., Савченко О.С., Легостаєва О.В. *Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання.* Київ: Наук. думка, 2021, 204 с.
- Орлюк М.І., Бакаржієва М.І., Марченко А.В. 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>.
- Рокитянский И.И., Ингеров А.И. Электромагнитные исследования Карпатской аномалии электропроводности. *Геофиз. журн.* 1999. Т. 21. № 4. С. 59—70.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій.* За заг. ред. К.Р. Третьяка, В.Ю. Максимчука, Р.І. Кутаса. Львів: Вид-во Львівської політехніки, 2015, 420 с.
- Ádám, A., & Wetztergom, V. (2001). An attempt to map the depth of the electrical asthenosphere by deep magnetotelluric measurements in the Pannonian Basin (Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 44, 167—192.
- 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 Geodaetica et Geophysica*, 52, 205—228. <https://doi.org/10.1007/s40328-0160192-2>.
- Ádám, A., Szarka, L., Prácser, E., & Varga, G. (1996). Mantle plumes or EM distortions in the Pannonian Basin?(Inversion of the deep magnetotelluric (MT) soundings along the Pannonian Geotraverse). *Geofizika Közlemények*, 40, 45—78.
- Beşuțiu, L., Gorie, J., Dordea, D., & Sprinceană, V. (2005). Geophysical setting of the deep well 6042 Deleni in central Transylvania-Romania. *Revue Roumaine de Géophysique*, 49, 73—84.
- Bielik, M., Zeyen, H., Starostenko, V., Makarenko, I., Legostaeva, O., Savchenko, S., Dérová, J., Grinč, M., Godová, D., & Pánisová, J. (2022). A review of geophysical studies of the lithosphere in the Carpathian–Pannonian region. *Geologica Carpathica*, 73(6), 499—516.
- Bogdanova, S.V., Binger, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., & Volozh, Yu.A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160(1-2), 23—45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
- Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., & Saccani, E. (2002). Geodynamic implications of Jurassic ophiolites associated with Island-Arc Volcanics, South Apuseni Mountains, Western Romania. *International Geological Review*, 44, 938—955. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.10.938>.
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1—56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Grad, M. (2019). Podolian, Saxonian and baltic plates — Teisseyre—Tornquist Line and the edge of the East European Craton. *Geochemistry*, 79(3), 422—433. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.03.002>.
- Hoeck, V., & Ionescu, C. (2003). Supra-subduction zone (?) basalts from the Deleni-6042 deep well (Transylvanian Depression, Romania). *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged, Abstracts Series 5*, #45.
- Hyndman, R., & Shearer, P. (1989). Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophysical Journal International*, 98(2), 343—365. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb03357.x>.
- Ionescu, C., & Hoeck, V. (2004). Geochemical characteristics of the Mesozoic volcanics



- from the Deleni-6042 deep well (Transylvanian Depression, Romania). In A.A. Chatzipetros, S.B. Pavlides (Eds.), *Proc. of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology* (Vol. 1, pp. 256—259).
- Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., & Beșuțiu, L. (2009). New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). *Lithos*, 108(1-4), 172—191. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.004>.
- Jones, A.G. (1999). Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, 48, 57—80. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00022-5).
- 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>.
- Józwiak, W. (2013). Electromagnetic study of lithospheric structure in the marginal zone of East European Craton in NW Poland. *Acta Geophysica*, 61, 1101—1129. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0127-z>.
- Korja, T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surveys in Geophysics*, 28, 239—272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>.
- Kováč, M., Andreyeva-grigorovich, A., Bajraktarević, Z., Brzobohatý, R., Filipescu, S., Fodor, L., Harzhauser, M., Nagymarosy, A., Oszczytko, N., Pavelić, D., Rögl, F., Saftić, B., Sliva, L., & Studencka, B. (2007). Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. *Geologica Carpathica*, 58(6), 579—606.
- Kováč, M., Plašienka, D., Soták, J., Vojtko, R., Oszczytko, N., Less, G., Čosović, V., Fügenschuh, B., & Králiková, S. (2016). Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140, 9—27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>.
- Krezsek, C., & Bally, A. (2006). The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Marine and Petroleum Geology*, 23(4), 405—442. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.03.003>.
- Krzywiec, P., Kiersnowski, H., & Peryt, T. (2019). Fault-controlled Permian sedimentation in the central Polish Basin (Bydgoszcz-Szubin area) — Insights from well and seismic data. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170 (3-4), 255—272. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2019/0198>.
- Kulik, S.N., Burakhovich, T.K., & Khazan, Ya.M. (2002). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geophysica Polonica*, 50(4), 547—565.
- Matenco, L., Krézsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., & Andriessen, P. (2010). Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova*, 22(2), 155—165. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00931.x>.
- Mazur, S., Mikolajczak, M., Krzywiec, P., Malinowski, M., Buffenmyer, V., & Lewandowski, M. (2015). Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plateboundary of Baltica? *Tectonics*, 34(12), 2367—2533. <https://doi.org/10.1002/2015TC003934>.
- Merten, E., Finlay, J., Johnson, L., Newman, R., Stefan, H., & Vondracek, B. (2010). Factors influencing wood mobilization in streams. *Water Resources Research*, 46(10), W10514. <https://doi.org/10.1029/2009WR008772>.
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., Murowskaya, A., Gintov, O., Shlapinskyi, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13—25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.
- 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 POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 775—796. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.
- Novák, A., Rubóczki, T., Wesztergom, V., Raduli-

- an, M., Szakács, A., 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>.
- Oszczypko, N. (2006). Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 169—194.
- Paczeńska, J., & Poprawa, P. (2005). Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequence of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences Journal*, 9(2), 117—127. <https://doi.org/10.1007/BF02910574>.
- Pavlenkova, N.I. (2004). Low velocity and low electrical resistivity layers in the middle crust. *Annals of Geophysics*, 47(1), 157—169. <https://doi.org/10.4401/ag-3268>.
- Pecskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konecny, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Poka, T., Fulpo, A., Marton, E., Panaiotu, C., & Cvetkovic, V. (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica*, 57(6), 511—530.
- Popescu, B.M. (2021). Transcarpathian Petroleum Province in Romania. *Geo-Eco-Marina*, 27, 5—35. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5801082>.
- Poprawa, P., Krzemińska, E., Paczeńska, J., & Armstrong, R. (2020). Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton — Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, 346, 105817. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105817>.
- Roger, M., de Leeuw, A., van der Beek, P., Husson, L., Sobel, E.R., Glodny, J., & Bernet, M. (2023). Construction of the Ukrainian Carpathian wedge from low-temperature thermochronology and tectono-stratigraphic analysis. *Solid Earth*, 14, 153—179. <https://doi.org/10.5194/se-14-153-2023>.
- Saccani, E., & Nicolae, I. (2005). Does the South Apuseni Mts. Ophiolitic Nappe extend eastward up the East Carpathians? New Data on Volcanics from the Transylvanian Depression and Transylvanian Nappes (Romania). *GEO-ITALIA-FIST*, 21—23 September 2005. Abstract volume, #29.
- Săndulescu, M. (1988). Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In L.Royden, F.Horva'th (Eds.), *The Pannonian Basin: a study in basin evolution* (pp. 17—25). AAPG Membranes 45.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S. Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units'. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139—183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Matenco, L., Nievergelt, P., Oberhansli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenovic, B., Ustaszewski, K., & van Hinsbergen, D.J.J. (2020). Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. *Gondwana Research*, 78, 308—374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.005>.
- Seghedi, I., Bojar, A.-V., Downes, H., Roşu, E., Tonarini, S., & Mason, P. (2007). Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: A Sr-O-H isotopic study of the Apuseni Mountains Neogene magmatic province, Romania. *Chemical Geology*, 245, 70—88. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.027>.
- Seghedi, I., Downes, H., Pecskay, Z., Thirlwall, M.F., Szakacs, A., Prykhodko, M., & Matthey, D. (2001). Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos*, 57, 237—262. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00042-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00042-1).
- Semenov, V.Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., Pushkarev, P., & Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56(4), 957—981. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- Shumlyanskyy, L., Hawkesworth, C., Dhuime, B., Billström, K., Claesson, S., & Storey, C. (2015). 207Pb/206Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precambrian*

- Research*, 260, 39—54. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.007>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaieva, 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.2020.22862>.
- 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:10.1016/j.gloplacha.2018.07.007>.
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., & Verniers, J. (2002). Paleozoic Amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. In J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers (Eds.), *Paleozoic Amalgamation of Central Europe* (Vol. 201, pp. 1—18). Geol. Soc. London Spec. Publ.
- Wybraniec, S., Zhou, S., Thybo, H., Forsberg, R., Perchu Ć.E., Lee, M., Demianov, G.D., & Strakhov, V.N. (1998). *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 79(37), 437—442. <https://doi.org/10.1029/98EO00330>.
- Zhdanov, M.S., Golubev, N.G., Varentsov, I.M., Abramova, L.M., Shneer, V.S., Berdichevsky, M.N., Zhdanova, O.N., Gordienko, V.V., Bilinsky, A.I., & Kulik, S.N. (1986). 2D model fitting of a geomagnetic anomaly in the Soviet Carpathians. *Annales Geophysicae*, 4B(3), 335—342.

## RomUkrSeis profile: a model of the deep structure of the lithosphere and its geological and geophysical interpretation.

### P. 1. Density heterogeneity and electrical conductivity anomalies

*I.B. Makarenko, T.K. Burakhovych, M.V. Kozlenko, G.V. Murovska, Yu.V. Kozlenko, O.S. Savchenko, 2024*

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

For the first time, a 2D gravity model was calculated for the RomUkrSeis profile, and the lithosphere density heterogeneity was analyzed. The synthetic model of the geoelectric heterogeneities of the Earth's crust and upper mantle was created. It was obtained from 2D—3D modeling of the Earth's electromagnetic field. An overview of modern ideas about the geological structure of tectonic units along the profile is presented. We propose a deep position of crustal and crustal-mantle faults dividing the Earth's crust and upper mantle into separate blocks according to the gravity model, taking into account the seismic model and geological-geophysical data. The southwest part of the profile is mainly characterized by a high fragmentation into blocks, while the northeast, by horizontal stratification. The lower densities ( $2.36\text{—}2.76\text{ g/cm}^3$ ) of the whole Earth's crust up to 36 km depth in relation to the surrounding structures is confirmed in the Outer Carpathians. According to the gravity model, a low-density zone ( $2.55\text{—}2.60\text{ g/cm}^3$ ) in the upper crust, which covers the northeastern part of the Apuseni Mountains and partially the Transylvanian basin, is revealed. From the northeast, this zone is limited by the Bistrica-Pryde fault. We identified compaction zones in the lower crust and in two upper mantle blocks in the narrow keel of

the Moho boundary; the blocks with the highest densities of  $3.41 \text{ g/cm}^3$  (to the southwest) and  $3.42 \text{ g/cm}^3$  (to the northeast) are separated by the Pre-Carpathian fault. The synthetic model of the resistivity distribution along the RomUkrSeis profile is a generalization of the results of geoelectrical models of various degrees of approximation of the geological environment, which were obtained from the experimental data of magnetotelluric sounding and magnetovariational profiling. Anomalies of high electrical conductivity in the Earth's crust and upper mantle have a complex configuration, different intensity, and depth. They do not always correspond to surface geology. Electrical conductive objects are located at depths from 15 to 25—30 km and are characterized by anomalous resistivity from the first units of Ohm·m in the Carpathian-Pannonian region to 10—20 Ohm·m under the Volyn-Podilsk monocline and the western part of the Ukrainian Shield. As a result of the review of available geoelectrical data in the Pannonian-Carpathian region, the lithosphere-asthenosphere boundary depth is assumed to be 70—90 km with a total longitudinal conductivity of up to 6 kS. The descending of the asthenosphere top from 70 to 100 km in the transition zone between the Inner and Outer Eastern Carpathians and its rise to 70 km under the Carpathian Foredeep were revealed. Under the Volyn-Podilsk monocline and the western part of the Ukrainian shield, the total longitudinal conductivity of the asthenosphere does not exceed 1—2 kS.

**Key words:** RomUkrSeis, lithosphere, density distribution, electrical conductivity anomalies.

## References

- Amashukeli, T.A. (2021). The structure of the lithosphere of the south-western margin of the East European Platform according to the wide-angle deep seismic soundings profiles. *Extended abstract of candidate's thesis*. Kyiv, 24 p. (in Ukrainian).
- Andreyeva-Grigorovich, A., Vashchenko, V., Hnylko, O., & Trofymovych, N. (2011). Stratigraphy of neogene deposits of the Ukrainian Carpathians and Fore-Carpathians. *Tectonics and Stratigraphy*, (38), 67—77. <http://doi.org/10.30836/igs.0375-7773.2011.92245> (in Russian).
- Burakhovich, T.K. (2004). Quasi-three-dimensional model of the Carpathian region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(4), 63—74 (in Russian).
- Burakhovich, T.K., & Kulik, S.N. (2001). Anisotropy of the deep conductivity of the Ukrainian crystalline shield. *Naukovi pratsi Instytutu fundamentalnykh doslidzhen* (pp. 15—23). Kyiv: Znannya (in Ukrainian).
- 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).
- Burakhovych, T.K., & Kushnir, A.M. (2024). Geoelectrical inhomogeneities of the lithosphere of the Pripyat-Dnieper-Donetsk basin along the GEORIFT 2013 profile. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 46(3), 32—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i3.299169> (in Ukrainian).
- Burakhovych, T., & Kushnir, A. (2023). History, current state and future prospects of geoelectromagnetic research in Ukraine. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, (1), 58—66. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.100.07> (in Ukrainian).
- Burakhovych, T.K., Kushnir, A.M., & Iliencko, V.A. (2022). Modern geoelectromagnetic researches of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(3), 21—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261966> (in Ukrainian).
- Buryanov, V.B., Gordienko, V.V., Kulik, S.N., & Logvinov, I.M. (1983). *Integrated Geophysical Study of Continents*. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Belyavskiy, V.V., & Kulik, S.N. (Eds.). (1998). *Geoelectric model of the tectonosphere of the Eurasian folded belt and contiguous territories*. Kyiv: Znannya, 264 p. (in Russian).
- Hnylko, O.M. (2012). Tectonic zoning of the Carpathians in terms 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.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. *Geofizicheskij Zhurnal*, 27(1), 74—84 (in Russian).
- Yegorova, T.P., Verpakhovska, O.O., & Murovskaya, G.V. (2022). Three-layer structure of the Carpathian sedimentary prism from the results of seismic migration on the PANCAKE and RomUkrSeis WARR profiles. *Geofizicheskij Zhurnal*, 44(2), 152—169. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.25> (in Ukrainian).
- Kozlenko, V.G. (1978). Gravity model of the tectosphere and normal values of the gravity force. *Doklady AN USSR. Series B*, (7), 591—593 (in Russian).
- Kozlenko, Yu.V., Korchagin, I.M., & Mikhailyuk, S.F. (1997). Software package for processing and interpretation of gravimetric and magnetometric data and geoid anomalies. *Bulletin of the Ukrainian Antarctic Center*, (1), 245—250 (in Ukrainian).
- Krasovskiy, S.S. (1981). *Reflection of the dynamics of the Earth's crust of the continental type in the gravitational field*. Kiev: Naukova Dumka, 262 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Gursky, D.S. (Eds.). (2007). *Tectonic map of Ukraine. Scale 1:1 000 000*. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- Kulik, S.N., Lankis, L.K., & Lysenko, E.S. (1995). The results of numerical modeling of deep geoelectric section in the region of the Eastern Carpathians and adjacent territories. *Geofizicheskij Zhurnal*, 44(2), 152—169 (in Russian).
- Kutas, R.Y., Krasovsky, S.S., Orliuk, M.I., & Pashkevich, I.K. (1996). Model of the deep structure and tectonic development of the lithosphere of western Ukraine. *Geofizicheskij Zhurnal*, 18(6), 18—29 (in Russian).
- Kushnir, A.N., & Burakhovich, T.K. (2012). Electrical conductivity anomalies and intraplate earthquakes in the western part of the Ukrainian Shield and Volyn-Podolsk plate. *Geofizicheskij Zhurnal*, 34(4), 157—165. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116764> (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1988). *The lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverse: IV, VI, VIII*. Kiev: Naukova Dumka, 170 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1994). *Young platform and Alpine fold belt. Lithosphere of Central and Eastern Europe*. Kiev: Naukova Dumka, 332 p. (in Russian).
- Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., Kuprienko, P. Ya., Savchenko, O.S., & Legostaeva, O.V. (2021). *Heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent regions according to the results of 3D gravity modeling*. Kyiv: Naukova Dumka, 204 p. (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., Bakarjjeva, M.I., & Marchenko, A.V. (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. *Geofizicheskij Zhurnal*, 44(5), 77—105. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272328>(in Ukrainian).
- Rokityansky, I.I., & Ingerov, A.I. (1999). Electromagnetic studies of the Carpathian anomaly of electrical conductivity. *Geofizicheskij Zhurnal*, 21(4), 59—70 (in Russian).
- Tretyak, K.R., Maksimchuk, V.Yu., & Kutas, R.I. (Eds.). (2015). *Modern geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and adjacent territories: monograph*. Lviv: Lviv Polytechnic Publishing House, 420 p. (in Ukrainian).
- Ádám, A., & Wesztergom, V. (2001). An attempt to map the depth of the electrical asthenosphere by deep magnetotelluric measurements in the Pannonian Basin (Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 44, 167—192.
- 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 Geodaetica et Geophysica*, 52, 205—228. <https://doi.org/10.1007/s40328-0160192-2>.
- Ádám, A., Szarka, L., Prácsér, E., & Varga, G. (1996). Mantle plumes or EM distortions in the Pannonian Basin?(Inversion of the deep magnetotelluric (MT) soundings along the Pannonian Geotraverse). *Geofizika Közlemények*, 40, 45—78.
- Beșuțiu, L., Gorie, J., Dordea, D., & Sprinceană, V.

- (2005). Geophysical setting of the deep well 6042 Deleni in central Transylvania-Romania. *Revue Roumaine de Géophysique*, 49, 73—84.
- Bielik, M., Zeyen, H., Starostenko, V., Makarenko, I., Legostaeva, O., Savchenko, S., Dérerová, J., Grinč, M., Godová, D., & Pánisová, J. (2022). A review of geophysical studies of the lithosphere in the Carpathian–Pannonian region. *Geologica Carpathica*, 73(6), 499—516.
- Bogdanova, S.V., Binger, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., & Volozh, Yu.A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160(1-2), 23—45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
- Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., & Saccani, E. (2002). Geodynamic implications of Jurassic ophiolites associated with Island-Arc Volcanics, South Apuseni Mountains, Western Romania. *International Geological Review*, 44, 938—955. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.10.938>.
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1—56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Grad, M. (2019). Podolian, Saxonian and Baltic plates — Teisseyre—Tornquist Line and the edge of the East European Craton. *Geochemistry*, 79(3), 422—433. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.03.002>.
- Hoeck, V., & Ionescu, C. (2003). Supra-subduction zone (?) basalts from the Deleni-6042 deep well (Transylvanian Depression, Romania). *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged, Abstracts Series 5*, #45.
- Hyndman, R., & Shearer, P. (1989). Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophysical Journal International*, 98(2), 343—365. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb03357.x>.
- Ionescu, C., & Hoeck, V. (2004). Geochemical characteristics of the Mesozoic volcanics from the Deleni-6042 deep well (Transylvanian Depression, Romania). In A.A. Chatzipetros, S.B. Pavlides (Eds.), *Proc. of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology* (Vol. 1, pp. 256—259).
- Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., & Beșuțiu, L. (2009). New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). *Lithos*, 108(1-4), 172—191. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.004>.
- Jones, A.G. (1999). Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, 48, 57—80. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00022-5).
- 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>.
- Józwiak, W. (2013). Electromagnetic study of lithospheric structure in the marginal zone of East European Craton in NW Poland. *Acta Geophysica*, 61, 1101—1129. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0127-z>.
- Korja, T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surveys in Geophysics*, 28, 239—272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>.
- Kováč, M., Andreyeva-grigorovich, A., Bajraktarević, Z., Brzobohatý, R., Filipescu, S., Fodor, L., Harzhauser, M., Nagymarosy, A., Oszczytko, N., Pavelić, D., Rögl, F., Saftić, B., Sliva, L., & Studencka, B. (2007). Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. *Geologica Carpathica*, 58(6), 579—606.
- Kováč, M., Plašienka, D., Soták, J., Vojtko, R., Oszczytko, N., Less, G., Čosović, V., Fügensschuh, B., & Králiková, S. (2016). Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140, 9—27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>.
- Krezsek, C., & Bally, A. (2006). The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Marine and Petroleum Geology*, 23(4), 405—442. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.03.003>.
- Krzywiec, P., Kiersnowski, H., & Peryt, T. (2019). Fault-controlled Permian sedimentation in

- the central Polish Basin (Bydgoszcz-Szubin area) — Insights from well and seismic data. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170 (3-4), 255—272. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2019/0198>.
- Kulik, S.N., Burakhovich, T.K., & Khazan, Ya.M. (2002). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geophysica Polonica*, 50(4), 547—565.
- Matenco, L., Krézsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., & Andriessen, P. (2010). Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova*, 22(2), 155—165. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00931.x>.
- Mazur, S., Mikolajczak, M., Krzywiec, P., Malinowski, M., Buffenmyer, V., & Lewandowski, M. (2015). Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plateboundary of Baltica? *Tectonics*, 34(12), 2367—2533. <https://doi.org/10.1002/2015TC00393>
- Merten, E., Finlay, J., Johnson, L., Newman, R., Stefan, H., & Vondracek, B. (2010). Factors influencing wood mobilization in streams. *Water Resources Research*, 46(10), W10514. <https://doi.org/10.1029/2009WR008772>.
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., Murovskaya, A., Gintov, O., Shlapinskiy, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13—25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.
- 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 POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 775—796. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.
- Novák, A., Rubóczki, T., Wesztergom, V., Radulian, M., Szakács, A., 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>.
- Oszczypko, N. (2006). Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 169—194.
- Paczeńska, J., & Poprawa, P. (2005). Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequence of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences Journal*, 9(2), 117—127. <https://doi.org/10.1007/BF02910574>.
- Pavlenkova, N.I. (2004). Low velocity and low electrical resistivity layers in the middle crust. *Annals of Geophysics*, 47(1), 157—169. <https://doi.org/10.4401/ag-3268>.
- Pecskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konecny, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Poka, T., Fulpo, A., Marton, E., Panaiotu, C., & Cvetkovic, V. (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica*, 57 (6), 511—530.
- Popescu, B.M. (2021). Transcarpathian Petroleum Province in Romania. *Geo-Eco-Marina*, 27, 5—35. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5801082>.
- Poprawa, P., Krzemińska, E., Paczeńska, J., & Armstrong, R. (2020). Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton — Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, 346, 105817. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105817>.
- Roger, M., de Leeuw, A., van der Beek, P., Husson, L., Sobel, E.R., Glodny, J., & Bernet, M. (2023). Construction of the Ukrainian Carpathian wedge from low-temperature thermochronology and tectono-stratigraphic analysis. *Solid Earth*, 14, 153—179. <https://doi.org/10.5194/se-14-153-2023>.
- Saccani, E., & Nicolae, I. (2005). Does the South Apuseni Mts. Ophiolitic Nappe extend eastward up the East Carpathians? New Data on Volcanics from the Transylvanian Depression and Transylvanian Nappes (Romania). *GEOITALIA-FIST*, 21—23 September 2005. Abstract volume, #29.
- Săndulescu, M. (1988). Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In L.Royden, F.Horva'th (Eds.), *The Pannonian Basin: a study in basin evolution* (pp. 17—25). AAPG Membranes 45.

- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units'. *Swiss Journal of Geosciences*, *101*, 139—183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Matenco, L., Nievergelt, P., Oberhansli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenovic, B., Ustaszewski, K., & van Hinsbergen, D.J.J. (2020). Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. *Gondwana Research*, *78*, 308—374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.005>.
- Seghedi, I., Bojar, A.-V., Downes, H., Roşu, E., Tonarini, S., & Mason, P. (2007). Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: A Sr-O-H isotopic study of the Apuseni Mountains Neogene magmatic province, Romania. *Chemical Geology*, *245*, 70—88. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.027>.
- Seghedi, I., Downes, H., Pecskey, Z., Thirlwall, M.F., Szakacs, A., Prykhodko, M., & Matthey, D. (2001). Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos*, *57*, 237—262. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00042-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00042-1).
- Semenov, V.Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., Pushkarev, P., & Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, *56*(4), 957—981. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- Shumlyanskyy, L., Hawkesworth, C., Dhuime, B., Billström, K., Claesson, S., & Storey, C. (2015). <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the southern part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precambrian Research*, *260*, 39—54. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.007>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaieva, 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.2020.22862>.
- Tiliță, M., Lenkey, L., Maţenco, 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>.
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., & Verniers, J. (2002). Paleozoic Amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. In J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers (Eds.), *Paleozoic Amalgamation of Central Europe* (Vol. 201, pp. 1—18). Geol. Soc. London Spec. Publ.
- Wybraniec, S., Zhou, S., Thybo, H., Forsberg, R., Perchu, Č.E., Lee, M., Demianov, G.D., & Strakhov, V.N. (1998). *EOS, Transactions American Geophysical Union*, *79*(37), 437—442. <https://doi.org/10.1029/98EO00330>.
- Zhdanov, M.S., Golubev, N.G., Varentsov, I.M., Abramova, L.M., Shneer, V.S., Berdichevsky, M.N., Zhdanova, O.N., Gordienko, V.V., Bilinsky, A.I., & Kulik, S.N. (1986). 2D model fitting of a geomagnetic anomaly in the Soviet Carpathians. *Annales Geophysicae*, *4B*(3), 335—342.