

Глибинна будова Закарпатського прогину (українська частина) за даними густинного моделювання

**І. Макаренко¹, О. Савченко¹, Я. Дерерова², Г. Муровська^{1,3}, В. Старостенко¹,
М. Бієлік², О. Легостаєва¹, 2023**

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

²Інститут наук про Землю Словацької Академії наук, Братислава, Словаччина

³Університет Парми, Департамент наук про хімію, життя та навколишнє середовище,
Парма, Італія

Надійшла 29 травня 2023 р.

Стаття присвячена побудові та розрахункам густинної моделі вздовж регіонального профілю КМПВ—ГСЗ РП-17 (Чоп—Великий Бичків), який перетинає Закарпатський прогин уздовж його простягання. За результатами густинного моделювання отримано розподіл густини в земній корі відповідно до її сейсмічної структури і гравітаційного поля, виявлено закономірності будови окремих шарів земної кори, подано тектонічну інтерпретацію матеріалів. Мукачівська та Солотвинська западини характеризуються своїми особливостями будови, дещо автономним геологічним розвитком, відрізняються неогеновою геодинамікою. Аналіз густинних властивостей показав, що в неогеновій осадовій товщі обох западин густина різних порід змінюється в інтервалах глибин 200—950; 950—1450; 1450—2050 м. Цей показник збільшується з глибиною, але в Солотвинській западині в інтервалах глибин 200—950 та 1450—2050 м він більший, ніж у Мукачівській через наявність пісковиків, туфів, аргілітів та алевролітів. В інтервалі глибин 950—1450 м густина, навпаки, менша, що пов'язане з наявністю в цьому шарі солі та глини із сіллю і ангідритом. З'ясовано, що Мукачівська западина більш ущільнена, оскільки вміщує «базальтовий» шар. Солотвинська западина має діоритовий склад консолідованої кори і складається з двох частин: одна, північно-західна, більш ущільнена і однорідна, інша, південно-східна, розущільнена в усьому розрізі кори, з великою кількістю порушень і блоків різної густини. Межа розущільненої зони (ПК 105—110) проходить по південно-східній гільці Стрийсько-Латорицької зсувної зони, яка на густинному розрізі хоч і виявляється фрагментарно, але, можливо, подібна до розлому мантійного закладання, оскільки спостерігається латеральна диференціація значень густини, тобто різка зміна в бік їх зменшення, а також найбільше скупчення гіпоцентрів землетрусів, особливо у верхній частині кори. Ймовірно, розущільнена ділянка пов'язана з переходом від Солотвинської западини до структур, що розміщуються на південний схід від неї. Так, блок з найменшою густиною ($2,38 \text{ г/см}^3$) мезозойсько-палеозойської складчастої основи може бути віднесений до Передальпакської сутурної зони (Fore-Alkara suture zone), представленою Пенінським поясом і Монастирцьким покривом, які розвертаються у меридіональному напрямку в зоні зчленування з терейном Тися-Дакія. Розташований нижче блок з густиною $2,64 \text{ г/см}^3$ може бути пов'язаний з одного боку з Мармароським кристалічним масивом, з іншого — з Рахівським покривом. Встановлено, що кора терейну Алькапа вздовж профілю представлена трьома великими блоками з більш дрібною блоковою будовою всередині кожного. При цьому Мукачівській западині відповідають два більш щільні блоки з різною будовою кори.

Citation: *Makarenko, I., Savchenko, O., Dererova, J., Murovska, A., Starostenko, V., Bielik, M., & Legostaeva, O.* (2023). Depth structure of the Transcarpathian depression (Ukrainian part) according to density modeling data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(4), 43—83. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286285>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

Північно-східній частині Солотвинської западини належить найменш ущільнений третій блок, східна межа якого збігається з ділянкою скупчення гіпоцентрів землетрусів. Південно-східна частина Солотвинської западини, ймовірно, є перехідною зоною між терейнами Алькапа і Тися-Дакія. Виділено дві літосферні розломні зони. Перша відокремлює Мукачівську западину від Солотвинської, друга розташована між Хустським та Тячівським розломами в розуцільненій зоні в усьому розрізі земної кори. Можна припустити, що Виноградівський розлом є ланкою, що з'єднує ці дві зони, оскільки він характеризується великим скупченням гіпоцентрів землетрусів, і розміщується в зоні переходу від розтягу і опускання до стискання і підняття. З літосферними зонами можуть бути пов'язані зони знижених швидкостей поширення сейсмічних хвиль (густини) Закарпатського прогину, які є найбільш активними горизонтами сучасних геолого-геофізичних перетворень мінерального середовища земної кори і можуть бути потенційним джерелом глибинної нафти і газу.

Ключові слова: густинне моделювання, розподіл густини, літосфера, профіль КМПВ—ГСЗ РП-17 (Чоп—Великий Бичків), Закарпатський прогин, Мукачівська западина, Солотвинська западина, терейнова тектоніка, Алькапа, Тися-Дакія.

Вступ. Закарпатський неогеновий прогин розміщується на південному заході від Карпатської гірської споруди і є накладеною молодію пізньоальпійською структурою. Він виповнений синорогеним теригенно-вулканічним моласовим комплексом, представленим відкладами міоцену, пліоцену та еоплейстоцену (загальна товщина до 5000 м), який залягає з кутовою і стратиграфічною незгідністю на гетерогенному фундаменті, складеному різновіковими (палеозойськими, мезозойськими та палеогеновими) утвореннями. На північному сході Закарпатський прогин межує із зоною Пенінських скель, а від Карпатської гірської споруди відокремлюється зоною Закарпатського глибинного розлому. На південному заході до нього примикають елементи Паннонської западини, від якої прогин відділений зоною Припаннонського глибинного розлому (рис. 1). У північно-західному напрямку прогин простягається у Східну Словаччину, а у південно-східному — на територію Румунії. Закарпатському прогину властива поздовжня та поперечна зональність як у верхньому, так і в нижньому структурних поверхнях [Чекунов и др., 1969; Биличенко и др., 1972; Круглов и др., 1985; Буров и др., 1986; Крупський, 2001; Тектонічна..., 2007; Лозиняк, Місюра, 2010].

У Закарпатському прогині важливу роль відіграють прояви вулканічних процесів. Вздовж внутрішнього краю Флішових Кар-

пат розвинений неогеновий вулканічний пояс, що простягається від Словаччини, через Закарпаття (Україна) в Румунію до гір Харгіта. Північним сегментом поясу є Вигорлат-Гутинське пасмо в межах України, а південним — Келіман-Харгітське пасмо Румунських Карпат. Меридіональна гілка Вигорлат-Гутинського пасма чітко розділяє Закарпатський прогин на відносно відокремлені Мукачівську (західну) і Солотвинську (східну) западини. В сарматі відбулася перебудова тектонічного плану прогину, Солотвинська западина, в якій переважають висхідні рухи, приєдналася до складчастої області, а Мукачівська, яка продовжує опускатися і нині, — до Паннонського басейну [Сучасна..., 2015]. Протягом неогену в Мукачівській западині найбільш поширеними були вулканічні процеси, а в Солотвинській — формувались галогенні відклади. Розповсюдженість сольових відкладів і вулканічних утворень обумовила складність тектонічних форм, а саме значний розвиток у Солотвинській западині соляних діапирів, а в межах Мукачівської — структур, сформованих унаслідок вулканічної діяльності.

Незважаючи на тривалу історію геолого-геофізичного дослідження Закарпатського прогину, існує низка невіршених питань стосовно глибинної будови та еволюції структури. Останнє яскраво ілюструється значним обсягом наукових звітів, публікацій, численних схем структурно-

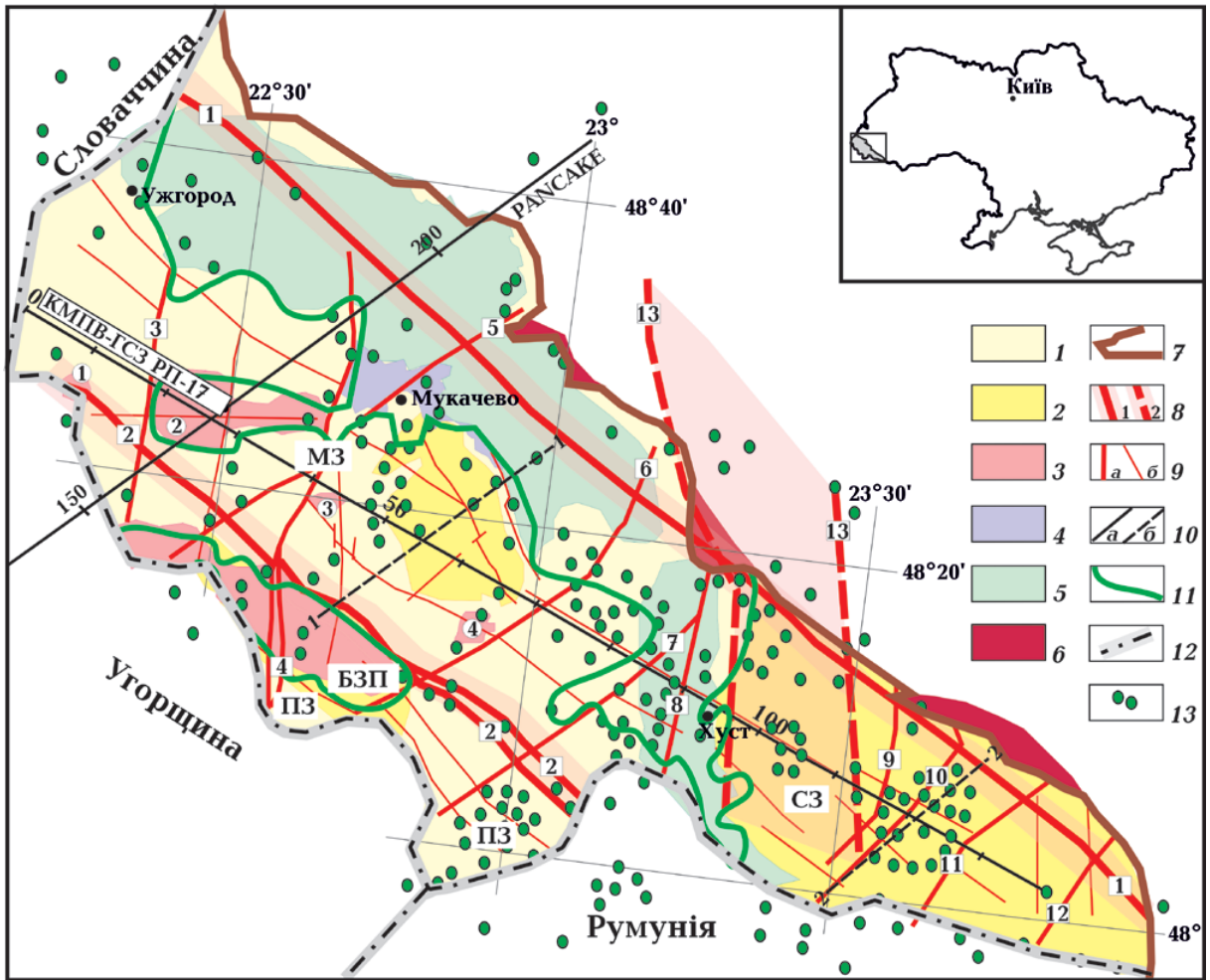


Рис. 1. Тектонічна схема Закарпатського прогину, за [Приходько и др., 1985; Мацьків та ін., 1996; Лозиняк, Місюра, 2010; Максимчук та ін., 2014; Starostenko et al., 2022].

Площі поширення осадових відкладів: 1 — паннон-пліоценових, 2 — сарматських; вулканогенні комплекси: 3 — сарматські (вулканоструктури (цифри в кружечках): 1 — Чопська, 2 — Великодобронська, 3 — Дрисинська, 4 — Шаланська); 4 — паннон-понтські; 5 — дакій-румунські); 6 — зона Пенінських скель; 7 — межа Закарпатського прогину; 8 — зони розломів (цифри в квадратах: 1 — Закарпатського, 2 — Припаннонського (Іванівського); 9 — розломи (а — головні: 3 — Гашпарський, 4 — Мукачевський, 5 — Запсонь-Мукачівський, 6 — Шаланка-Іршавський, 7 — Виноградівський, 8 — Оашський, 9 — Терєблінський, 10 — Тячівський, 11 — Терєсвинський, 12 — Грушівський; б — інші; 13 — Стрийсько-Латорицька зсувна зона); 10 — профілі сейсмічні (а) і геологічні (б); 11 — межа поширення неогенових вулканітів Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма; 12 — державний кордон України; 13 — гіпоцентри землетрусів за період 2000—2021 рр. за даними (www.isc.ac.uk). БЗП — Берегівська зона підняття; западини: ПЗ — Паннонська, МЗ — Мукачівська, СЗ — Солотвинська.

Fig. 1. The tectonic scheme of the Transcarpathian Depression after [Prykhodko et al., 1985; Matskiv et al., 1996; Loznyiak, Misiura, 2010; Maksymchuk et al., 2014; Starostenko et al., 2022].

Areas of sedimentary deposits distribution: 1 — Pannonian-Pliocene, 2 — Sarmatian. Volcanogenic complexes: 3 — Sarmatian (volcanic structures: 1 — Chop, 2 — Velyka Dobron', 3 — Drysyno, 4 — Shalanska); 4 — Pannonian-Pontic; 5 — Dacian-Romanian); 6 — Pieniny Klippen Belt; 7 — the Transcarpathian Depression border; 8 — faults zones): 1 — Transcarpathian, 2 — Perypanonian (Ivankiv); 9 — faults: main (a): 3 — Gashpar, 4 — Mukachevo, 5 — Zapson-Mukachevo, 6 — Shalanka-Irshava, 7 — Vynohradiv, 8 — Oashski, 9 — Tereblya, 10 — Tyachiv, 11 — Teresva, 12 — Hrushkivka; other (b); 13 — the Stryi-Latorytsia shear zone; 10 — profiles: seismic (a), geological (b); 11 — distribution areas of Neogene Vygortlat-Guta Volcanic Ridge; 12 — border of Ukraine; 13 — epicenters of earthquakes for the period 2000-2021 according to the data (www.isc.ac.uk). БЗП — the Beregove uplift zone; depressions: ПЗ — Pannonian, МЗ — Mukachevo, СЗ — Solotvyno.

тектонічного районування й тектонічних побудов, що суттєво різняться між собою. Зазначимо, що геофізична вивченість регіону різними методами дуже нерівномірна, за низкою методів недостатня й фрагментарна. Гравітаційне моделювання — один з найінформативніших методів, тому його широко застосовують для створення обґрунтованих геофізичних моделей будови літосфери та пошуків родовищ корисних копалин. Густинна неоднорідність різних типів структур і блоків може бути використана при створенні комплексної тривимірної геолого-геофізичної моделі літосфери Закарпатського прогину, а також при різних тектонічних і геодинамічних побудовах, що сприятиме прогресу в розумінні еволюції всього Карпатсько-Паннонського регіону.

Мета роботи — узагальнити геолого-геофізичні дані стосовно будови осадового шару та земної кори Закарпатського прогину, виконати густинне моделювання вздовж профілю КМПВ—ГСЗ РП-17 (Чоп—Великий Бичків), отримати розподіл густини в земній корі відповідно до її сейсмічної структури [Чекунов и др., 1969] та гравітаційного поля, з'ясувати закономірності будови та визначити товщину окремих шарів земної кори, а також подати тектонічну інтерпретацію отриманих результатів.

Геофізична вивченість. Великий обсяг геофізичних досліджень, виконаних на сьогодні в межах Закарпатського прогину, є основним матеріалом для формування уявлень про глибинну будову літосфери регіону. За результатами цих досліджень у межах прогину відбуваються активні й диференційовані вертикальні та різнонапрямлені горизонтальні рухи, помітна (найвища, порівняно з Карпатами і Передкарпаттям) сейсмічність [Сомов, 1974; Пронишин, Пустовитенко, 1982; Вербицький та ін., 1998; Назаревич, Назаревич, 2002; Гордиенко и др., 2011; Кутас, 2014; Максимчук та ін., 2014; Сучасна..., 2015]. Закарпатський прогин характеризується підвищеними тепловими потоками ($70\text{—}120\text{ мВт/м}^2$). Найбільша геотермічна ак-

тивність властива Мукачівській западині, зонам тектонічних порушень і неогенового вулканізму, в межах Солотвинської западини вона дещо менша [Кутас, 2014, 2016; Сучасна..., 2015].

Кількість виконаних робіт з інтерпретації гравітаційних і геомагнітних даних Закарпатського прогину обмежена. Більшість з них присвячена Карпатському регіону, в якому цей прогин є складовою частиною [Субботин, 1955; Orlyuk et al., 2021, 2022; Орлюк та ін., 2022]. Більше уваги безпосередньо гравітаційному і геомагнітному полям прогину приділено у праці [Хоменко, 1971], в якій подано загальний опис і районування полів, здійснено деякі трансформації з метою розділення аномалій геомагнітного поля та побудовано рельєф поверхні магнітоактивних порід. Двовимірне гравітаційне моделювання виконано вздовж профілів, що перетинають північно-західну частину Закарпатського прогину: геотраверс II [Старостенко и др., 1987] і профіль WARR PANCAKE [Анікеєв та ін., 2022].

Згідно з аналізом наявних геолого-геофізичних даних (геолого-тектонічних, сейсмологічних і геодезичних), а також результатів інтерпретації гравітаційного і магнітного полів, складний блоковий характер тектонічної структури Закарпатського прогину зумовлений численними розломами. Особливу увагу приділено головним крізькоровим розломам — Закарпатському та Оашському. Наприклад, вивчення гравітаційного і магнітного полів у зоні Закарпатського глибинного розлому показало різний характер прояву окремих ділянок розлому в геофізичних полях, що автори праці [Анікеєв та ін., 2021] пов'язують з особливостями геодинамічної історії. У статті [Назаревич та ін., 2022] уперше доведено наявність сейсмічної активності на глибинах $30\text{—}55\text{ км}$ у районі зчленування Закарпатського та Оашського розломів (у зоні занурення поділу Мохо під Карпати). Обґрунтовано наявність глибоких гіпоцентрів землетрусів з позицій поєднання терейнової та астенолітної геодинаміки регіону. Автори

статті [Максимчук та ін., 2014] виявили особливості просторово-часового розподілу гіпоцентрів землетрусів у Закарпатському прогині та показали їх зв'язок з розломно-блоковою структурою земної кори. Досліджено особливості розподілу вогнищ землетрусів з глибиною у зоні Закарпатського глибинного розлому і показано, що розлом проявляється як субвертикальна зона і маркується гіпоцентрами землетрусів у діапазоні глибин від 2—3 до 30—35 км (поділ Мохо).

Будова літосфери Закарпатського прогину досліджена за допомогою глибинних сейсмічних зондувань за регіональними профілями. На північно-західному краї прогин пересікають геотраверс II ([Строение..., 1978; Литосфера..., 1994] і профіль WARR PANCAKE, за даними якого Закарпатський прогин знаходиться в зоні переходу (близько відмітки 140 км) від тонкої кори Паннонського басейну до потужної кори Східноєвропейської платформи [Starostenko et al., 2013]. Уздовж простягання прогину розташований регіональний профіль КМПВ-ГСЗ РП-17 (загальна довжина 138 км), що відпрацьований Інститутом геофізики за методикою неперервного поздовжнього профілювання [Чекунов и др., 1969]. Відповідно до сейсмічного розрізу за цим профілем (рис. 2) Закарпатський прогин має дрібноблокову структуру кори з наявністю численних зон розломів. Найбільші блоки відповідають Мукачівській та Солотвинській западинам, розділеним глибинним розломом, який складається із вертикального та нахиленого суброзломів¹. По вертикальному порушенню в неогені виливались вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма. По нахиленому суброзломі, який

¹ Деякі дослідники вертикальний і нахилений суброзломи вважають окремими розломами і називають їх Оашським та Виноградівським відповідно (наприклад: [Чекунов и др., 1969; Дослідження..., 2005; Мацьків та ін., 2009; Лозиняк, Місюра, 2010; Приходько, Пономарьова, 2018 та ін.]), інші дослідники об'єднують обидва суброзломи в Оашський (наприклад: [Назаревич та ін., 2022; Murovska et al., 2023]). Надалі у статті розломи названо окремо — Оашським та Виноградівським — відповідно до багатьох посилань.

досить полого (45°) падає на схід і зміщує всі сейсмічні горизонти, відбуваються рухи (насуви, підсуви), пов'язані з терейною тектонікою [Назаревич та ін., 2022].

За сейсмічними даними кора Закарпатського прогину належить до потоншеної кори континентального типу (близько 25—30 км) і характеризується значною горизонтальною і вертикальною неоднорідністю та розшарованістю [Чекунов и др., 1969; Starostenko et al., 2013]. В ній виділено покрівлю «базальтового» шару — на глибинах близько 14—16 км, покрівлю «гранітів» — на глибинах близько 5—6 км. Глибина залягання покрівлі мезозойсько-палеогенової складчастої основи прогину становить близько 2—3 км. Вище заляга-

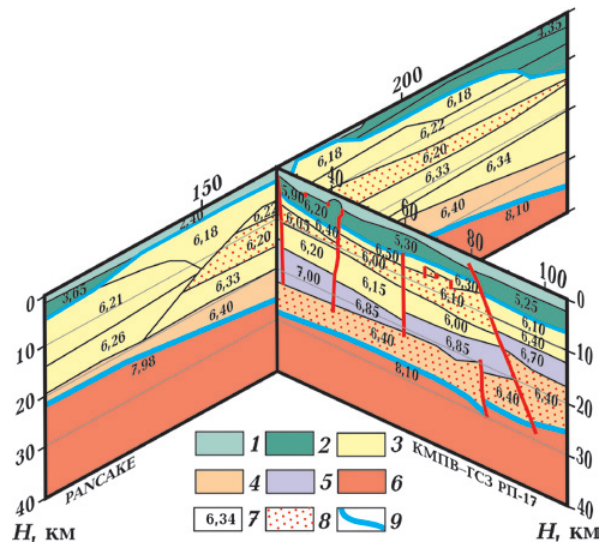


Рис. 2. Глибинна будова літосфери Закарпатського прогину за сейсмічними профілями WARR PANCAKE [Starostenko et al., 2013] та КМПВ—ГСЗ РП-17 (Чоп—Великий Бичків) [Чекунов и др., 1969]. 1 — осадові відклади; 2 — фундамент; земна кора за сейсмічними даними: 3 — верхня, 4 — нижня, 5 — «базальтовий» шар; 6 — верхня мантія; 7 — значення швидкості поширення сейсмічних хвиль (км/с); 8 — зони знижених швидкостей; 9 — поділ Мохо.

Fig. 2. The depth structure of the lithosphere of the Transcarpathian Depression along seismic profiles: WARR PANCAKE [Starostenko et al., 2013] and CMRW-DSS RP-17 Chop—Velykyy Bychiv [Chekunov et al., 1969]. 1 — sedimentary deposits; 2 — basement; Earth's crust layers according to seismic data: 3 — upper, 4 — lower, 5 — «basalt» layer; 6 — upper mantle; 7 — P-wave velocity (km/s); 8 — low velocity zones; 9 — Moho discontinuity.

ють моласові відклади неогену, пліоцену та четвертинного періоду, які формують полого складчастість. Соляні діапіри, численні поховані вулкани та інтрузії належать до зон, які відповідають розломам в осадовому чохла і фундаменті [Чекунов и др., 1969; Хоменко, 1971; Буров и др., 1986; Крупський, 2001; Дослідження..., 2005; Назаревич, Назаревич, 2002].

Одним із характерних тектонічних елементів кори Закарпатського прогину за сейсмічними даними є зони знижених швидкостей [Чекунов и др., 1969; Starostenko et al., 2013; Murovskay et al., 2023]. За профілем КМПВ—ГСЗ РП-17 виділено дві такі зони [Чекунов и др., 1969]: перша властива тільки Мукачівській западині, спостерігається в інтервалі глибин 7—14 км і характеризується зниженою (на 0,2—0,5 км/с) швидкістю поширення сейсмічних хвиль, друга розташована в основі кори (нижній частині «базальтового» шару) на глибинах від 20 і 15 км до поділу Мохо в Мукачівській і Солотвинській западинах відповідно. Зниження швидкостей в цій зоні становить 0,4—0,6 км/с (рис. 2).

У верхньому шарі кори на профілі РАНСАКЕ в межах прогину також виділено зону зниженої швидкості на глибині 10—15 км, яка від 140 ПК поступово звужується у південно-західному напрямку (рис. 2). Над цією зоною розташований шар зі швидкістю 6,22 км/с. Безпосередньо в зоні швидкість дорівнює 6,20 км/с, під зоною зростає до 6,33—6,34 км/с на глибині 20—25 км. Таким чином, ця зона за профілем РАНСАКЕ також має знижену швидкість поширення сейсмічних хвиль і подібна до першої зони за профілем КМПВ—ГСЗ РП-17. Нижній шар кори має вигляд єдиного достатньо однорідного та стоншеного шару, в якому відсутні розломні зони та зберігається субгоризонтальний розподіл сейсмічної швидкості 6,4 км/с. За швидкісними характеристиками нижній шар кори за профілем РАНСАКЕ подібний до зони знижених швидкостей за профілем КМПВ—ГСЗ РП-17 (рис. 2), в якому на відміну від профілю РАНСАКЕ наявний «базальтовий» шар в нижній корі. За да-

ними праці [Соллогуб, 1986] у земній корі є сегменти, де основні породи практично відсутні чи мають невелику товщину. Консолідована кора складається переважно з порід кислого складу, тобто представлена «гранітним» шаром, який практично залягає над поділом Мохо.

Геологічна природа зон знижених швидкостей в земній корі точно не встановлена. Відомо, що швидкості поширення пружних хвиль у корі залежать насамперед від складу і густини порід, що її складають, від розуцільнення і підвищеної тріщинуватості порід з можливим заповненням флюїдами, від перекриття більш високошвидкісними шарами менш швидкісних, а також від розподілу в корі тиску і температури. Звичайно ці фактори спільно впливають на пружні властивості середовища, але в деяких випадках один з них починає переважати. Існує точка зору, що поява зон знижених швидкостей в земній корі пов'язана з посиленням зниження швидкості при високих температурах за певних умов [Макаров и др., 1982; Трипольский, Шаров, 2004].

Так, у Закарпатському прогині, котрий характеризується дуже високим тепловим потоком, зростання швидкості уповільнюється на порівняно невеликих глибинах, а на глибині 6—7 км зупиняється зовсім і набуває зворотного знаку. Цим пояснюється поява першої зони знижених швидкостей (див. рис. 2). Подібний ефект існує і в низах «базальтового» шару, де виділена друга зона знижених швидкостей. Градієнт швидкості досягає від'ємних значень на глибинах 5 і 15 км. Як зазначено вище, в Закарпатському прогині зниження швидкості дуже велике (0,4—0,6 км/с), що неможливо пояснити тільки температурним впливом. Швидше за все воно пов'язане з петрографічними неоднорідностями, обумовленими широким проявом вулканічної діяльності. Додаткове розуцільнення базифікованих утворень вище поділу Мохо і зниження швидкості поширення сейсмічних хвиль може бути пояснено дією зсувних напружень, спрямованих уздовж Закарпатського прогину, внаслідок яких відбувається дилатанційне розуцільнен-

ня порід [Чекунов, 1972; Макаров и др., 1982; Николаевский, 1996; Сучасна..., 2015]. Відповідно до результатів термобаричного петрофізичного моделювання за профілем КМПВ—ГСЗ РП-17 розкрито фізичну природу зон зниженої швидкості в земній корі Закарпатського прогину [Korchin et al., 2022]. Перша зона знижених швидкостей складена шаром розуцільнених «граніто-гнейсів» і сланців, які зазнають деструктивного зовнішнього впливу. Друга зона знижених швидкостей (над поділом Мохо) сформована породами, подібними за густиною до діоритів і базальтів та пов'язана з інтенсивним припливом мантийного тепла вздовж крізькорових розломів.

Зв'язок зон знижених швидкостей з тріщинуватими та флюїдонасиченими зонами підтверджується електромагнітними дослідженнями. Так, за даними [Бурахович та ін., 2022], уздовж профілів Мукачево—Сколе та Середнє—Бориня, розташованих в північно-західній частині Закарпатського прогину (Мукачівська западина), виявлено ділянку підвищеної провідності (низького опору) порід на глибинах, що відповідають першій зоні знижених швидкостей в «гранітах» (див. рис. 2). Про тектонічну ослабленість цієї зони також свідчить прояв у Закарпатському прогині землетрусів, гіпоцентри яких локалізовані в районі її покрівлі. Специфічний механізм горизонтального зсувного типу цих землетрусів з'ясовано за результатами аналізу комплексу геофізичних провісників, макросейсмічних полів, часово-просторових закономірностей афтершокових процесів, хвильової картини сейсмограм, динамічних та інтегральних спектрально-енергетичних параметрів і параметрів джерела, зіставлення макросейсмічних й інструментальних параметрів місцевих землетрусів [Назаревич, Назаревич, 2002]. Все зазначене вище вказує на важливість зон знижених швидкостей у регіональному сеймотектонічному процесі.

Отже, зони знижених швидкостей є потужними, розуцільненими тріщинуватими зонами, насиченими високотемпературними та високомінералізованими (із сильно

зниженим питомим опором) флюїдами. Верхня зона, що розміщена в «граніті», виникла передусім внаслідок спільної дії підвищених глибинних температур і деформаційних процесів. Нижня зона, що локалізується в низах «базальтового» шару (над поділом Мохо), як уже зазначено, переважно спричинена впливом високої температури та пов'язана з інтенсивним кондуктивним припливом мантийного тепла вздовж крізькорових розломів [Назаревич, Назаревич, 2002; Сучасна..., 2015; Бурахович та ін., 2022; Korchin et al., 2022].

Закарпатський прогин характеризується мінімальною товщиною літосфери (рис. 3): 65—70 км (за: [Назаревич, Назаревич, 2002; Сучасна..., 2015]), 60—92 км (за: [Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1994]) та 100—125 км (за: [Dererova et al., 2006]) і, відповідно, потужним астеносферним шаром, процеси в якому переважно зумовлюють сучасний геодинамічний режим регіону.

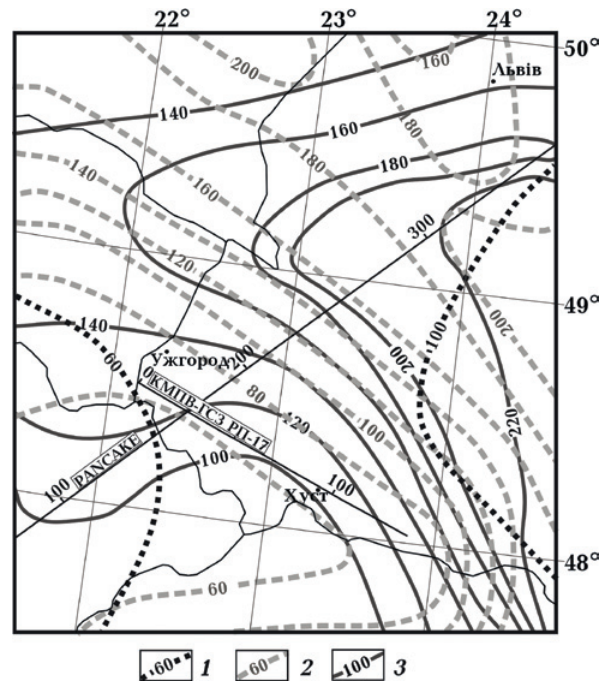


Рис. 3. Товщина літосфери, км: 1 — за [Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1994], 2 — за [Назаревич, Назаревич, 2002; Сучасна..., 2015], 3 — за [Dererova et al., 2006].

Fig. 3. The thickness of the lithosphere, km: 1 — after [Sollogub, 1986; Chekunov, 1994], 2 — after [Nazarevych, Nazarevych, 2002; Tretyak et al., 2015], 3 — after [Dererova et al., 2006].

В першому випадку товщина літосфери визначена за сукупністю даних ГСЗ, сейсмології, МТЗ та на підставі розрахунків теплового поля. У другому — було використано геотермічні дані з урахуванням геологічної історії окремих тектонічних елементів. В останньому товщина літосфери визначена на підставі комплексного геофізичного моделювання, яке поєднує інтерпретацію теплового потоку, абсолютної топографічної висоти, сили тяжіння і дані геоїда. При цьому в статті [Dererova et al., 2006] отримано нову карту товщини літосфери Карпатсько-Паннонського регіону, модифіковану щодо наведених раніше у публікаціях [Babuska et al., 1988; Horvath, 1993; Lillie et al., 1994; Sefara et al., 1996; Lenkey, 1999].

В усіх трьох випадках (рис. 3) спостерігається поглиблення покрівлі астеносфери від Паннонського басейну в бік Флішових Карпат, що підтверджується електромагнітними дослідженнями, за якими виявлено закономірне поглиблення верхньої кромки астеносфери в північно-східному напрямку, вхрест простягання Українських Карпат, від 40—60 (Закарпатський прогин) до 90—100 км (Кросненський (Силезький) покрив)) [Бурахович та ін., 2022]. Високий тепловий потік у Закарпатському прогині також відповідає підняттю астеносфери, котре супроводжується розтягом і руйнуванням літосфери, а також стоншенням, дробленням, підплавленням земної кори, формуванням підкорових та корових осередків плавлення [Кутас, 2014, 2016].

Закарпатський прогин у гравітаційному полі Карпат. Територія прогину простягається на південний захід і південь від зони потужного Карпатського мінімуму сили тяжіння, що відповідає Складчастим Карпатам. Центральне місце в структурі аномального гравітаційного поля у межах прогину займає зона підвищених значень, що витягнута з північного заходу на південний схід і охоплює Мукачівську западину (рис. 4). Тут досить яскраво виявляється мозаїчний тип аномалій. Характерною рисою западини є наявність досить інтенсивних позитивних аномалій ізометрич-

ної форми (до +30 мГал), приурочених до локальних ділянок поширення неогенових вулканітів Вигорлат-Гутинського пасма, які розташовані на загальному фоні лінійно-протяжного поля, витягнутого у північно-західному напрямку. Для Солотвинської западини характерне поступове зниження значень аномального гравітаційного поля у північно-східному напрямку від додатних (5—10 мГал) до від'ємних (–10...–16 мГал)). У межах Закарпатського прогину перехід від додатних значень поля до від'ємних спостерігається в бік Складчастих Карпат і характеризується протяжними ділянками згущення ізоліній.

Особливості геологічної будови та густинні властивості порід Закарпатського прогину. Особливістю прогину є двоповерхова будова з чітко вираженими верхнім (неогенові утворення) та нижнім (фундамент прогину) структурними поверхнями. У першому в межах Солотвинської та Мукачівської западин виділяють підсольовий, сольовий, надсольовий та вулканічний підповерхи. Геолого-геофізичними дослідженнями виявлено розбіжність структурних планів верхнього й нижнього поверхів [Биличенко и др., 1972; Лозиняк, Місюра, 2010].

Роботи з визначення густини порід в українській частині Закарпатського прогину розпочаті ще в 1946 р. і продовжуються донині. За цей період нагромаджено великий фактичний матеріал, який дає змогу з'ясувати характер змінення густини осадового комплексу порід на підставі денситометричних визначень за керном глибоких, структурно-пошукових свердловин, а також природним відслоненням. Особливе місце у вивченні складу та густинних властивостей неогенових відкладів Закарпатського прогину займають публікації [Субботин, 1955; Хоменко, 1971; Мельничук и др., 1975; Проведення ..., 2005 та ін.]. Значний обсяг робіт виконаний геологічним загоном гравіметричної партії ЗУ-ГРЕ [Бородатый и др., 1965; Биличенко и др., 1972]. Результати усіх попередніх досліджень систематизовано у статті [Макаренко, 2021].

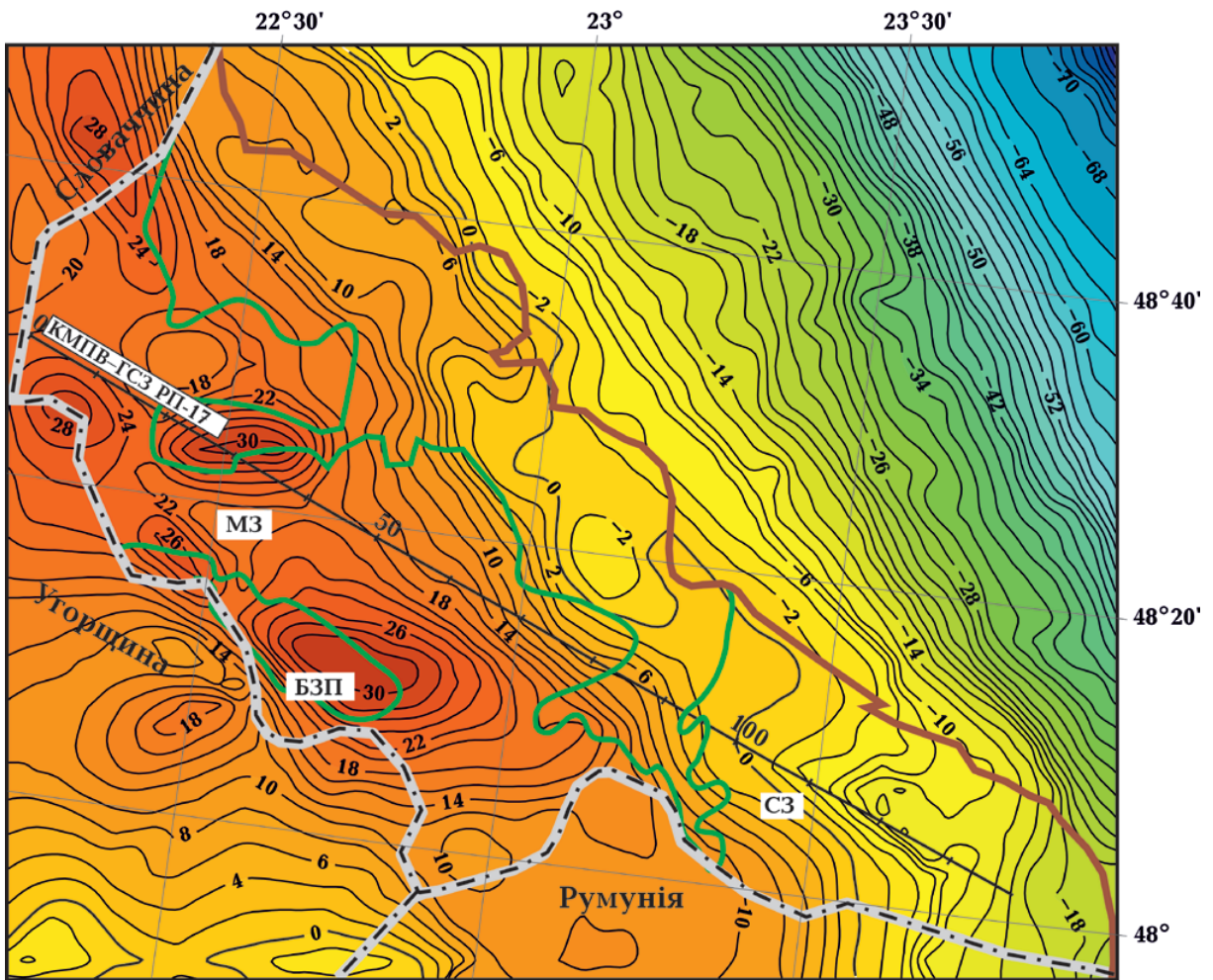


Рис. 4. Аномальне гравітаційне поле Закарпатського прогину (в мГал), за [Гравиметрическая..., 1960; Схема..., 2002]. Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 4. The anomaly gravity field of the Transcarpathian Depression (in mGal) after [Sazhina, 1960; Scheme..., 2002]. For other symbols see Fig. 1.

Неогеновий структурний поверх має не лише добре виражену поздовжню, а й деяку поперечну зональність, розбиту серією регіональних і локальних поздовжніх, поперечних і косонаправлених розломів. Багато з них січуть і нижній структурний поверх. Найбільші з цих розломів вплинули на розподіл фацій неогенових відкладів і на історію розвитку прогину. Мукачівська і Солотвинська западини складені осадовими і вулканогенними породами міоцену і пліоцену та субконтинентальними відкладами, що формують пологі складчастість. Соляні діапіри, поховані вулкани та дайкові поля простежуються вздовж прямолінійних зон, які відповідають розломам

як осадового чохла, так і фундаменту [Чекунов и др., 1969; Биличенко и др., 1972; Буров и др., 1986; Андреева-Григорович та ін., 2009].

Відклади нижнього міоцену складають верхню частину розрізу флішоїдних утворень ранньоорогенної стадії розвитку і, отже, входять до складу складчастого фундаменту прогину. Представлені карпатським ярусом, який має невелику товщину як у Мукачівській, так і в Солотвинській западині (див. рис. 1, 5, а, б) і складений строкатими конгломератами, осадовою брекчією з прошарками аргілітів і пісковиків [Андреева-Григорович та ін., 2009]. Відклади ярусу характеризуються високими

значеннями густини в Мукачівській западині: $2,67 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965], і $2,71 \text{ г/см}^3$, за [Биличенко и др., 1972]. У Солотвинській западині значення густини менші — $2,53 \text{ г/см}^3$, за [Субботин, 1955], та $2,47 \text{ г/см}^3$, за [Хоменко, 1971] (таблиця).

Відклади середнього міоцену значно поширені в межах прогину і складають нижню частину розрізу неогенової орогенної моласи, зокрема баденський і сарматський яруси. *Баденський ярус* (N_1b) представлений новоселицькою, тереблінською, солотвинською і тересвинською світами. Туфогенна товща *новоселицької світи* (N_1nv) в межах Закарпатського прогину поширена майже повсюдно і в різних частинах прогину розкрита численними свердловинами на глибинах 1150—2500 м. Складена туфами дацитів, ріодацитів з підпорядкованими прошарками туфитів, аргілітів, мергелей, туфопісковиків, алевролітів, конгломератів. Товщина світи різко зростає в центральній частині прогину. Наприклад, у центральній частині Солотвинської западини товщина світи сягає 980 м (рис. 5, б). Густина світи визначається різним складом і ступенем мінералізації туфів. Верхня та нижня пачки туфів унаслідок гідротермальних змін більш окварцовані. Зменшення густини в середній пачці найімовірніше обумовлено різною пористістю туфів. Так, у Солотвинській западині густина туфів за даними різних авторів різниться і становить $2,30 \text{ г/см}^3$, за [Субботин, 1955], та $2,70 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965] (рис. 5, б; таблиця). Висока густина туфів пов'язана з тим, що вони перемежуються з лавовими потоками, в яких трапляються липарито-дацити, дацити, андезити-базальти та ін.

Соленосна товща *тереблінської світи* (N_1tr) нормально залягає на новоселицькій і має таке саме поширення. Складена аргілітами, алевролітами, кам'яною сіллю, гіпсами, ангітритами, пісковиками, туфітами. Її потужність непостійна і часто різко збільшена внаслідок постдіагенетичних процесів соляного діапїризму (від кількох десятків метрів до 1220 м). У Солотвинській западині ця світа виходить на денну по-

верхню в долині р. Теребля, де її товщина максимальна (рис. 5, б). Для тереблінської світи характерні значення густини $2,17 (2,34)$, за [Субботин, 1955], та $2,49 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965] (таблиця).

Солотвинська світа (N_1sl) виходить на поверхню у північно-східній частині Солотвинської западини (рис. 5, б), в інших місцях прогину відкрита численними свердловинами. Вона згідно залягає на тереблінській світі і представлена монотонним перешаруванням сірих і темно-сірих аргілітів, карбонатних алевролітів, пісковиків з лінзами та горизонтами туфів ріодацитового складу, що поширені в межах всього Закарпатського прогину. Характеризується мінливою товщиною (від 50 до 1200 м); значеннями густини $2,41 \text{ г/см}^3$, за [Субботин, 1955; Бородатый и др., 1965] (рис. 5, б; таблиця).

Тересвинська світа (N_1tr) поширена на всій території Закарпатського прогину. По північно-східній його периферії світа залягає з перервою на породах Пенінської зони, новоселицькій, тереблінській та солотвинській світах, а на решті території прогину без видимого неузгодження — на солотвинській світі. Представлена глинами сірими слюдистими з прошарками алевролітів, пісковиків, конгломератів, туфів кислого складу, лінзами вугілля. Товщина світи в Мукачівській западині досягає 900 м, а в Солотвинській — перевищує 1700 м. У Солотвинській западині густина тересвинської світи становить $2,40 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965].

Солотвинська і тересвинська світи покривають майже весь прогин, а його осьова зона чітко простежується за підвищеною товщиною цих відкладів [Биличенко и др., 1972; Андреева-Григорович та ін., 2009; Мацьків та ін., 2009]. Для Мукачівської западини середня густина баденського ярусу дорівнює $2,44 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965], та $2,32 \text{ г/см}^3$, за [Биличенко и др., 1972], для Солотвинської западини $2,38 \text{ г/см}^3$, за [Хоменко, 1971] (рис. 5, а; таблиця).

Сарматський ярус (N_1s) розкритий свердловинами в межах усїєї території Мукачівської западини, де має потужність

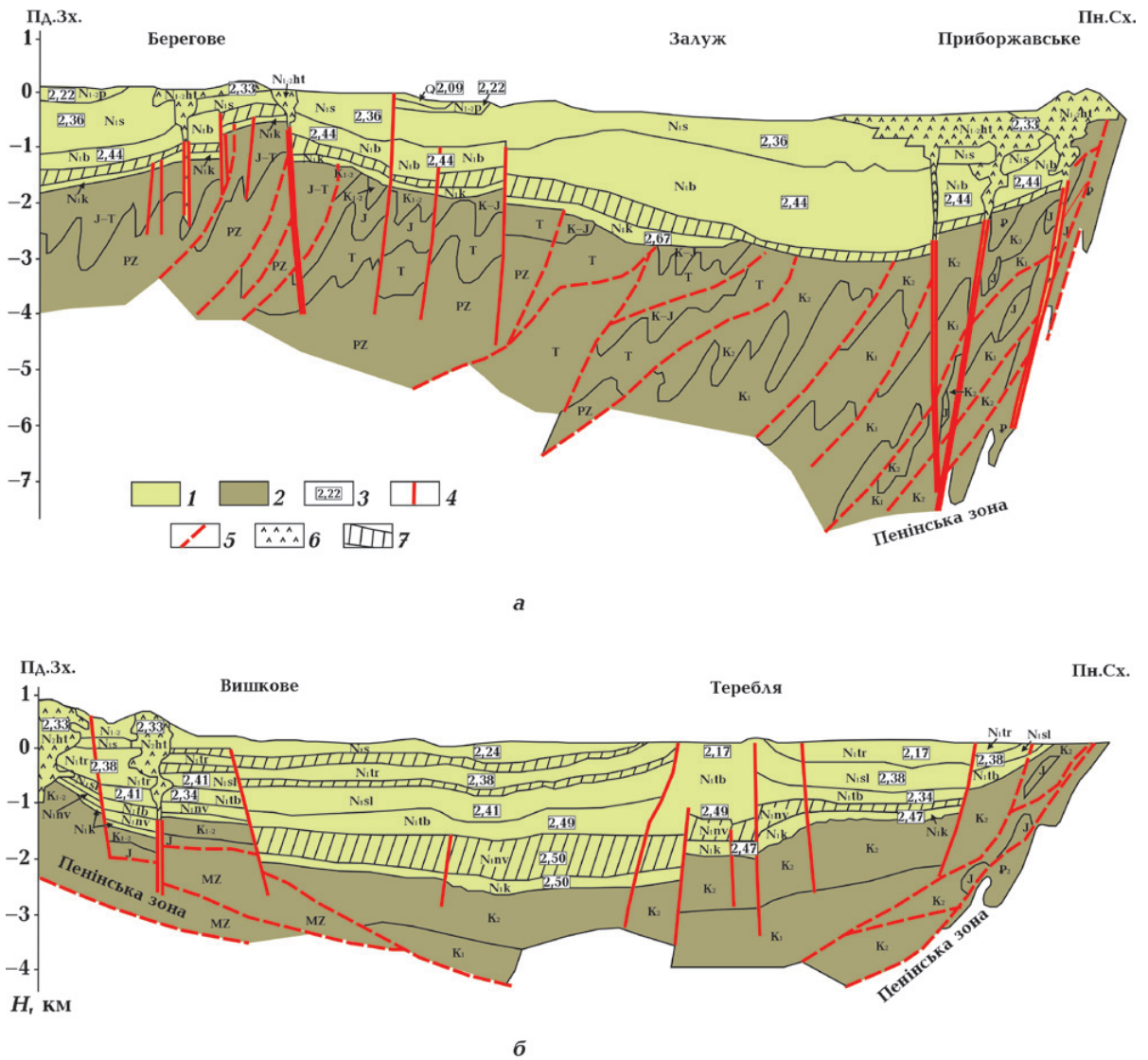


Рис. 5. Геологічні розрізи 1—1 через Мукачівську западину за лінією Берегове—Залуж-Приборжавське (а) та 2—2 через Солотвинську западину за лінією Вишкове—Теребля (б) за [Лозиняк, Місюра, 2010] зі спрощеннями: 1 — відклади верхнього структурного поверху: Q — четвертинні; неогенові: N_{2cp} — чопської світи, N_{2ht} — гутинської світи, N_{1-2p} — паннонського ярусу, N_{1s} — сарматського ярусу, N_{1b} — баденського ярусу (N_{1tr} — тересвинської світи, N_{1sl} — солотвинської, N_{1tb} — тереблінської, N_{1lv} — новоселицької світи), N_{1k} — карпатського ярусу; 2 — відклади нижнього структурного поверху (фундаменту): P — палеоген; MZ — мезозой; K_2 — верхня крейда, K_{1-2} — нижня та верхня крейда, K_1 — нижня крейда, K—J — юра та крейда, J — юра, J—T — юра та триас, T — триас; PZ — палеозой; 3 — середнє значення густини, за [Субботин, 1955; Бородатый и др., 1965; Хоменко, 1971; Биличенко и др., 1972; Макаренко, 2021]; 4 — розломи; 5 — насуви; 6 — інтрузивні породи; 7 — туфи. Положення профілів див. на рис. 1.

Fig. 5. Geological cross-sections 1-1 through the Mukachevo depression along the Berehove-Zaluzh-Pryborzhavske line (a) and 2-2 through the Sototvyno depression along the Vyshkovo-Tereblya line (b) after [Lozyniak, Misiura, 2010], simplified. 1 — deposits of the upper structural floor: Q — Quaternary; Neogene: N_{2cp} — chop suite, N_{2ht} — guta suite, N_{1-2p} — pannonian stage, N_{1s} — sarmatian stage, N_{1b} — baden stage (N_{1tr} — teresva suite, N_{1sl} — solotvyno suite, N_{1tb} — tereblya suite, N_{1lv} — novoselytska suite), N_{1k} — carpathian stage; 2 — deposits of the lower structural floor (basement): P — Paleogene; MZ — Mesozoic; K_2 — upper Cretaceous, K_{1-2} — lower and upper Cretaceous, K_1 — lower Cretaceous, K—J — Jurassic and Cretaceous, J — Jurassic, J—T — Jurassic and Triassic, T — Triassic; PZ — Paleozoic; 3 — average density value after [Subbotin, 1955; Borodatyy et al., 1965; Khomenko, 1971; Bilichenko et al., 1972; Makarenko, 2021]; 4 — faults; 5 — overthrust; 6 — intrusive rocks; 7 — tuff. See in Fig. 1 for the cross-section lines.

більше як 1000 м, у Солотвинській западині він займає невеликі площі на південному заході та сході і має порівняно невелику товщину — до 500 м (див. рис. 5). Це вказує на суттєву зміну геодинамічних процесів у той період — Солотвинська западина переходить у режим стиску і підняття. Сарматські відклади включають доробратівську, лувківську і алмаську світи. У розрізі доробратівської світи переважають глинисті різновиди з прошарками алевролітів і пісковиків, іноді гравелітів і конгломератів, тонкі лінзи лігніту, а також мергелів. Луківська світа представлена карбонатними глинами з прошарками алевролітів, пісковиків, місцями туфів й туфітів. Алмаська світа складена глинами, аргілітами з прошарками алевролітів, пісковиків, вапняків, туфів і туфітів. У центральній і південно-

західній частинах Мукачівської западини важливу роль у будові розрізу відіграють лавові і пірокластичні утворення кислого і середнього складу, які місцями сягають 80 % його потужності. У західній частині западини в розрізі місцями з'являються потужні лавові потоки андезитів і горизонти їхніх туфів, прошарки лігнітів, зрідка перевідкладених туфів і туфітів кислого складу. У Солотвинській западині вулканогенні породи відсутні (див. рис. 1) [Биличенко и др., 1972; Андреева-Григорович та ін., 2009; Мацьків та ін., 2009]. Середня густина порід сарматського ярусу для Мукачівської западини дорівнює 2,36 г/см³, за [Бородатый и др., 1965], та 2,09 (2,14) г/см³, за [Биличенко и др., 1972], а для Солотвинської западини — 2,24 г/см³, за [Хоменко, 1971] (див. рис. 5; таблицю).

Узагальнені дані щодо густини (г/см³) порід неоген-четвертинних відкладів і різновікового фундаменту Мукачівської та Солотвинської западин Закарпатського прогину

Система	Відділ	Ярус	Світа	Мукачівська западина		Солотвинська западина			
				[Бородатый и др., 1965]	[Биличенко и др., 1972]	[Субботин, 1955]	[Хоменко, 1971]	[Бородатый и др., 1965]	
	Четвертинний		Чопська	2,17	2,09	—	—	—	
	Пліоцен		Гутинська	2,33	2,33	—	—	—	
Неоген	Верхній	Паннонський		2,44	2,22	—	—	2,42	
			Сарматський	Алмаська	2,36	2,09 (2,14)	—	2,24	—
	Лувківська								
	Доробратівська								
	Середній	Баденський	Басківська	2,44	2,32	—	2,38	2,37	
			Тересвинська					2,40	
			Солотвинська					2,41	
			Тереблінська					2,17 (2,34)	2,49
			Новоселицька					2,40 (туфи)	2,70 (туфи)
	Нижній	Карпатський		2,67	2,71	2,53	2,47	—	
Палеоген				2,69	—	2,70	2,66	—	
Крейда	Верхній			2,66	2,70	—	2,68	—	
	Нижній			—					
Тріас				—	2,68	—	—	—	
Палеозой				2,69	—	—	—	—	

Верхній міоцен представлений відкладами *паннонського ярусу* невеликої потужності, які розкриті численними свердловинами. В західній і південно-західній частинах Солотвинської западини ярус відслонений на поверхні, складений перешаруванням сірих до світло-сірих, зеленуватих, голубуватих вапнистих (нерідко піскуватих) глин з прошарками слаболітфікованих алевролітів, світлих до світло-сірих різнозернистих пісковиків, а також андезитових туфів і туфітів. Зрідка спостерігаються лінзоподібні прошарки сірих (зазвичай піскуватих) мергелів (місцями вапняків). Спорадично трапляються конгломерати. Середня густина паннонського ярусу для Мукачівської западини становить $2,44 \text{ г/см}^3$ за [Бородатый и др., 1965] та $2,22 \text{ г/см}^3$, за [Биличенко и др., 1972], для Солотвинської — $2,42 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965] (див. рис. 5; таблицю).

Пліоценові відклади (N_2) відомі тільки в Мукачівській западині. У вигляді незамкнутого чохла (нерідко еродованого) вони покривають усі давніші утворення, де розкриті численними свердловинами. Складені зеленуватими (зрідка буруватими або червонуватими) піскуватими глинами, частіше бентонітоподібними з прошарками алевролітів, пісковиків, іноді трапляються прошарки бурого вугілля і вапняків. Середня густина пліоценових відкладів Мукачівської западини — $2,33 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965; Биличенко и др., 1972] (див. рис. 5, б; таблицю).

Породи *гутинської світи* (N_{2ht}) складають Вигорлат-Гутинське пасмо, яке формують потужні вулканогенні товщі. У складі пасма закартовано ланцюг вулканоструктур, побудованих чергуванням лав і туфів (іноді туфолав) андезитового складу (з відхиленням і до андезито-дацитів, й до андезито-базальтів). У середній частині розрізу багато невитриманих за простяганням переривчастих потоків (по периферії екструзивних куполів) ріолітів і ріодацитів, а також горизонтів їхніх туфів. Іноді трапляються теригенні породи — пісковики, гравеліти та конгломерати потужністю від декількох до перших десят-

ків метрів. Загальна потужність утворень Вигорлат-Гутинського пасма — від декількох десятків метрів до 1000 м, іноді більше [Андрєєва-Григорович та ін., 2009; Мацьків та ін., 2009].

Густина вивержених порід Вигорлат-Гутинського пасма змінюється у широкому діапазоні: від низьких значень, що характерні для туфів ($2,09 \text{ г/см}^3$, за [Проведення..., 2005]; $2,19 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965]) до високих, які спостерігаються в андезитах ($2,61 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965]; $2,65 \text{ г/см}^3$, за [Проведення..., 2005]), базальтах ($2,66 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965]; $2,62 \text{ г/см}^3$ за [Проведення..., 2005]) та пісковиках ($2,51 \text{ г/см}^3$, за [Проведення..., 2005]; $2,70 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965]). Густина гутинської світи характеризується середнім значенням $2,33 \text{ г/см}^3$, за [Бородатый и др., 1965; Биличенко и др., 1972] (див. таблицю).

Осадові та вивержені породи у верхній частині розрізу Вигорлат-Гутинського пасма за густиною не диференціюються, що пояснюється високою густиною осадових порід, з одного боку, і зменшенням густини вивержених порід унаслідок розущільнення — з іншого [Проведення ..., 2005; Макаренко, 2021].

Четвертинні відклади (Q) представлені *чопською світою*, яка датується еоплейстоценом-раннім неоплейстоценом. Вони залягають незгідно на різновікових породах міоцену й пліоцену. У розрізі світи переважають різнобарвні глини з прошарками пісковиків і галечників. Середнє значення густини чопської світи дорівнює $2,09 \text{ г/см}^3$, за [Биличенко и др., 1972], та $2,17$, за [Бородатый и др., 1965] (див. рис. 5; таблицю).

Донеогеновий фундамент Закарпатського прогину складений палеозойськими та мезозой-кайнозойськими породами, які у різних частинах Закарпатського прогину різняться за віком, літологічним складом і часто належать до різних тектонічних одиниць. Будова прогину гетерогенна блоково-насувна, він складається з покривів Татро-Вепорид і Гемерид, частково підгальського палеогенового флішу, Пенінського, Магурського і Дуклянського

покривів. Густою сіткою поздовжніх, а також поперечних й діагональних субвертикальних порушень фундамент розбитий на ряд блоків, переміщених один щодо одного у вертикальному і горизонтальному напрямках (рис. 6). Порушення являють собою переважно скиди, інколи скидо-зсуви з амплітудами зміщень від перших сотень метрів у прибортових частинах прогину до 2000 м у його центральних ділянках. Наявність піднятих і опущених блоків певною мірою визначила умови седиментації порід неогенового комплексу і її структурні особливості [Хоменко, 1971; Лозиняк, Місюра, 2010].

Донеогеновий фундамент Закарпатського прогину вивчено близько 30 свердловинами в межах чотирьох локальних ділянок та сейсмозвідкою [Сучасна..., 2015]. Глибина залягання фундаменту змінюється від 500—1500 (район м. Ужгород) до 1500—3000 м у центральній частині прогину та до 4000 м на південному сході Солотвинської западини, в окраїнній частині Паннонської западини та на окремих локалізованих ділянках центральної частини Мукачівської западини (рис. 6).

Пояс Пенінських клінів (Pieniny Klippen Belt) є дуже вузькою тектонічною структурою між двома величезними частинами

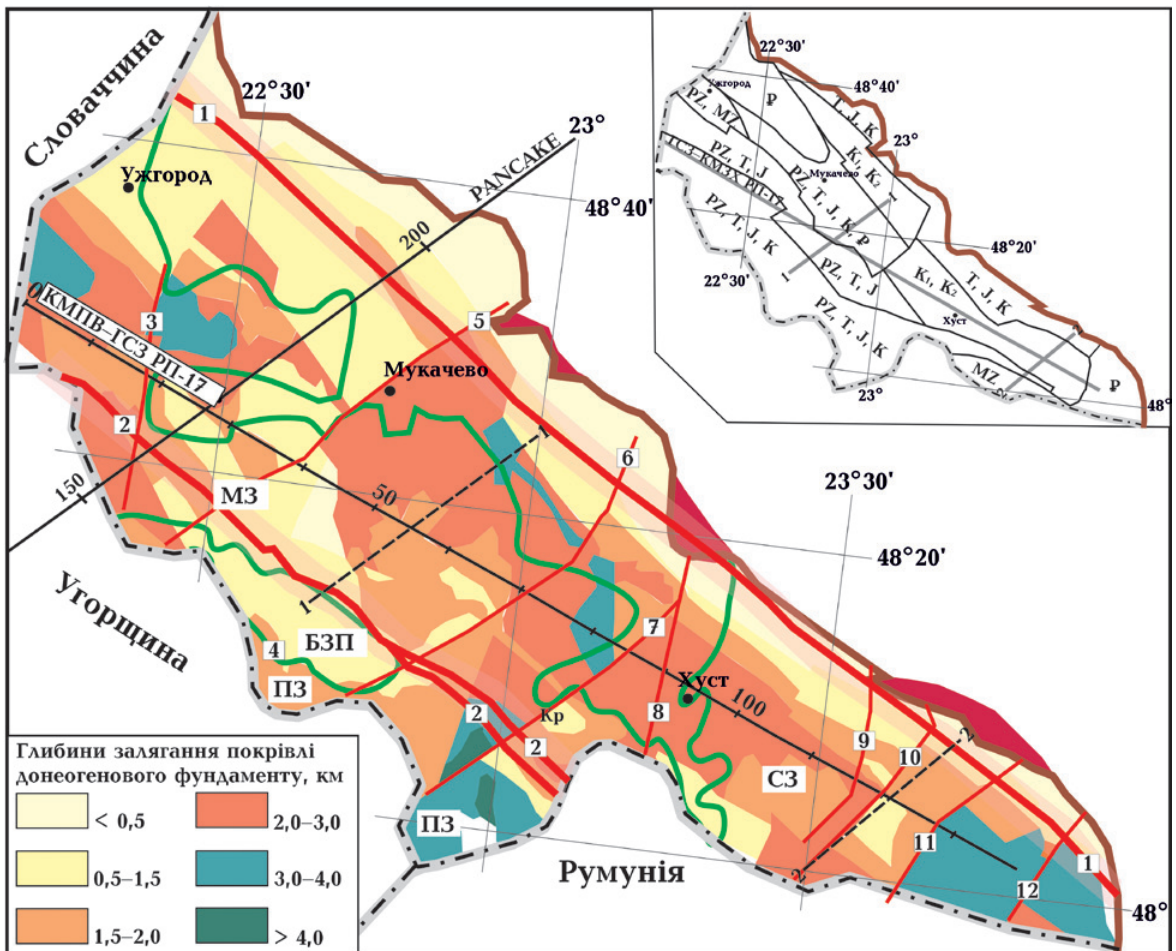


Рис. 6. Схема глибин залягання донеогенового фундаменту Закарпатського прогину. Спрощена за [Лозиняк, Місюра, 2010]. На врізці показано поширення на площі різнофаціальних палеозойських і мезозойсько-канозойських порід фундаменту. Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 6. Scheme of the fore-Neogene basement depths of the Transcarpathian Depression, simplified after [Loznyiak, Misiura, 2010]. The inset map shows the distribution of multifacies Paleozoic and Mesozoic-Canozoic basement rocks. For other symbols see Fig. 1.

Карпат — Внутрішніми та Зовнішніми. З геоморфологічного погляду, це довгий (принаймні 500 км), але вузький (1—20 км завширшки) пояс ізольованих суцільних кліпів, що піднімаються в рельєфі та оточені більш м'якими породи. Пояс Пенінських кліпів інтерпретують як мегабрекчію, що є результатом кількох тектонічних фаз деформації [Schmid et al., 2020; Plašienka et al., 2021; Golonka et al., 2022].

На території України пояс Пенінських кліпів, або *Пенінський пояс*, простежується вздовж краю прогину від державного кордону зі Словаччиною до долини р. Тересва і є смугою тектонічного меланжу, насунутого у бік Флішових Карпат, що розділяє Зовнішні Карпати та Мармароський пояс від Внутрішніх Карпат та Закарпатського прогину. Структурний вигляд поясу визначають розсіяні у складнодислокованій строкатій товщі аптських — маатрихських мергелів тверді вапняки юри і неокома, що утворюють підняті безкореневі тектонічні відторженці. Пенінський пояс значною мірою похований під неогеновою моласою, має тісний просторовий взаємозв'язок із Закарпатським глибинним розломом, частково занурений під зону розлому і є найбільш північною його частиною. Пояс також полого насунутий на Магурський та Монастирецький покриви [Круглов, 1985; Гнилко, 2011].

У Солотвинській западині в ряді свердловин у складі крейдових порід кричівської світи трапляються пачки та прошарки червоних мергелів [Свириденко, 1973], що може вказувати на приналежність кричівських утворень до крайових фацій Пенінської зони. На думку дослідників [Лозиняк, Місюра, 2010], комплекси Пенінської зони розкриті свердловинами південніше м. Хуст, у районі сіл Велятин—Вишкове. На підставі перегляду керн свердловин Пенінську зону виявлено у південній прибортовій частині Закарпатського прогину на ділянці Вишкове—Хуст—Виноградів (див. рис. 5, а, б) [Лозиняк, Місюра, 2010; Приходько, Пономарьова, 2018]. Отже, до Пенінського поясу може належати значна частина фундаменту Солотвинської западини.

Зону Закарпатського глибинного розлому було вивчено при проведенні геолого-рознімальних зйомочних робіт масштабу 1:50 000. Вона займає проміжне положення між Зовнішніми і Внутрішніми Карпатами і являє собою найбільшу довго існуючу глибинну мобільну зону доальпійського (а дуже можливо — допалеозойського) закладення, автономність розвитку складових частин якої на різних відрізках геологічної історії була неоднаковою [Приходько, Пономарьова, 2018]. Фундамент у межах зони залягає на невеликих глибинах (від 500 до 1500 м) за винятком локальної ділянки в районі Мукачівського розлому, де спостерігається його занурення до глибини 2000 м (див. рис. 6). У районі Мукачівської западини зона складена крейдовим комплексом з флішоподібним перешаруванням вапняків, мергелів, аргілітів, алевролітів та пісковиків. На території Солотвинської западини фундамент зони Закарпатського глибинного розлому представлений відкладами тріасу, юри та крейди. Найбільш давніми відкладами альпійського геосинклінального циклу зони є мармуризовані і доломітизовані вапняки нижнього—середнього тріасу [Лозиняк, Місюра, 2010; Приходько, Пономарьова, 2018].

У центральній частині Закарпатського прогину спостерігається загальне занурення фундаменту в південно-східному напрямку. До цієї частини прогину приурочені структури, ускладнені інтрузіями (Чопська, Великодобрянська), і ряд брахіантикліналів, не пов'язаних з діапїризмом та вулканізмом. У результаті багаторазових вертикальних і горизонтальних переміщень окремих ділянок безпосередньо під неогеновими відкладами залягають різновікові та різнофаціальні утворення [Геологическое..., 1971].

Фундамент *Солотвинської западини* складений крейдово-палеогеновою флішовою товщею (див. рис. 6). На південний схід від Тересвинського розлому він представлений палеогеновими утвореннями (шопурський фліш), в яких аргіліти, алевроліти, пісковики і мергелі перешаровуються з поодинокими пластами туфів. Фундамент

у цій частині прогину занурений до глибини 3000—4000 м. У центральній частині западини, розташованій між Оашським і Тересвинським розломом, фундамент поступово піднімається на південний схід з глибини від 3000 до 1500 м. У районі між Тересвинським і Тересвинським порушеннями спостерігається значне поперечне підняття донеогенового фундаменту (до 500 м), а між смт Солотвино та Великий Бичків у сучасному рельєфі поширені значні за розмірами зсуви приповерхневих горизонтів і товщ. Фундамент складений відкладами нижньої та верхньої крейди: перша представлена темно-сірими аргілітами, мергелями, вапняками, алевролітами і пісковиками, друга — вапнистими темно-сірими аргілітами з прошарками пісковиків, вапняків, мергелів [Мацьків та ін., 2009; Лозиняк, Місюра, 2010].

У Мукачівській западині глибина залягання палеогенового комплексу в північній бортовій частині становить менше 500 м, далі на південь збільшується до 1500 м і в центральній частині поверхня фундаменту різко занурюється на глибину до 4000 м. На південь від Пенінської зони починаючи з районів, розташованих на північний схід від м. Ужгорода і далі на південний схід під ефузивами Вигорлат-Гутинського пасма і осадовим неогеном фіксується смуга розвитку підгальського (центральнокарпатського) флішу, який широко розвинений в межах Східної Словаччини і простягається в райони Закарпаття. Під центральнокарпатським палеогеном, а місцями безпосередньо під неогеновими відкладами виявлено смугу темно-сірих порід крейди в розрізі скв. Ужгород-1 на глибині близько 1000 м, що поширені й у південно-східній частині прогину. Найбільша глибина залягання фундаменту спостерігається у північно-східній частині западини між Мукачівським і Оашським розломами — до 4000 м (див. рис. 6). У південно-західній частині Мукачівської западини простежується поступове підняття фундаменту до глибини 1500—2000 м. У цій частині западини фундамент складений породами палеозою, тріасу, юри, крейди та палео-

гену. Палеозойський комплекс представлений сірими кристалічними сланцями. Більш поширені породи тріасового віку, в яких переважають вапняки та доломіти з прошарками аргілітів, мергелів й вулканогенних утворень. Відклади юри складені потужною нерозчленованою вапняково-теригенною товщею. Крейда представлена темно-сірими, сірими мергелями і глинистими вапняками з підпорядкованими прошарками аргілітів, алевролітів і пісковиків. Вище за розрізом мезозойський комплекс перекривається відкладами підгальського флішу [Геологическое..., 1971; Лозиняк, Місюра, 2010].

Зона Припаннонського глибинного розлому є найбільш південно-західною тектонічною одиницею, це піднята ділянка донеогенових і неогенових утворень. Зона характеризується своєрідною інтрузивною діяльністю, розривними дислокаціями, підняттям окремих блоків. Її геологічна характеристика ґрунтується на матеріалах 25 свердловин, що відкрили породи фундаменту. Зона чітко підрозділяється на дві підзони — західну і східну, які розділені по субмеридіональному Шаланка-Іршавському розлому (див. рис. 6). У західній (Берегівській) підзоні фундамент по серії поздовжніх розломів піднятий на 1500—2000 м. Розрізи світ неогену різко зменшені, зона пронизана штокоподібними тілами інтрузивів основного та помірно кислого складу. Ця підзона складена породами палеозою, тріасу, юри і крейди. Палеозойський комплекс представлений слабометаморфізованими сланцями, філітами, аргілітами, пісковиками, гравелітами, вапняками та кварцитами. У розрізі тріасових відкладів чітко вирізняються строкатобарвні хомогенно-теригенно-карбонатно-вулканогенні комплекси, а також товщі вапняків і доломітів. Юрський комплекс складається з аргілітів, вапняків, алевролітів, діабазів з прошарками мергелів. Верхи крейдового розрізу представлені вапняками та мергелями. В другій підзоні, яка територіально збігається з окраїнною частиною Паннонської западини, фундамент поступово занурюється до глибин

3000—4000 м. Тріасові відклади тут представлені доломітами та строкатими аргілітами й алевролітами, юрський комплекс — потужною товщею вапняків, аргілітів і алевролітів, а крейдові утворення — теригенно-карбонатними породами [Геологическое..., 1971; Лозиняк, Місюра, 2010; Приходько, Пономарьова, 2018].

Незважаючи на відмінність у літологічному складі (туфи, мергелі, аргіліти, алевроліти, вапняки, кварцити, пісковики) густина порід палеозою, тріасу, юри, крейди, палеогену та низів неогену, що складають

основу Закарпатського прогину, добре витримана — середнє значення $2,69 \text{ г/см}^3$. У межах Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма відслонюються переважно базальти, андезити та їх проміжні різновиди, густина яких змінюється від $2,49$ до $2,79 \text{ г/см}^3$. З інших ефузивних порід відслонюються дацити та ліпарити густиною $2,36 \text{ г/см}^3$. Туфи та пісковики відслонюються рідше, що пов'язано з їх ерозійним руйнуванням (див. рис. 5, 6; таблицю) [Бородатий и др., 1965; Биличенко и др., 1972; Макаренко, 2021].

Рис. 7 ілюструє зміну густини різних порід з глибиною для Мукачівської та Солотвинської западин, за [Субботин, 1955; Бородатий и др., 1965; Макаренко, 2021]. Визначено такі інтервали глибин зміни густини, м: 200—950; 950—1450; 1450—2050. При цьому густина збільшується з глибиною, але в Солотвинській западині в інтервалах глибин 200—950 та 1450—2050 м густина більша, ніж у Мукачівській, внаслідок наявності пісковиків, туфів, аргілітів та алевролітів. В інтервалі глибин 950—1450 м густина в Солотвинській западині навпаки менша — $2,35 \text{ г/см}^3$, що ймовірно пов'язане з присутністю в цьому шарі солі та глини із сіллю і ангідритом.

Густинна модель уздовж профілю КМПВ—ГСЗ РП-17 (Чоп—Великий Бичків). Профіль Чоп—Великий Бичків розташований уздовж простягання Закарпатського прогину і перетинає з північного заходу на південний схід Мукачівську западину, Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо та Солотвинську западину (див. рис. 1).

Побудова густинного розрізу уздовж профілю включала два етапи: 1) визначення параметрів досліджуваних структур за наявними геолого-геофізичними даними та побудова початкового варіанта розрізу; 2) уточнення розрізу за допомогою розв'язання прямої задачі гравіметрії.

Для розрахунків у тривимірному варіанті використано автоматизований комплекс інтерпретації потенціальних полів GMT-Auto [Старостенко и др., 2015]. Автоматизоване введення в комп'ютер ша-

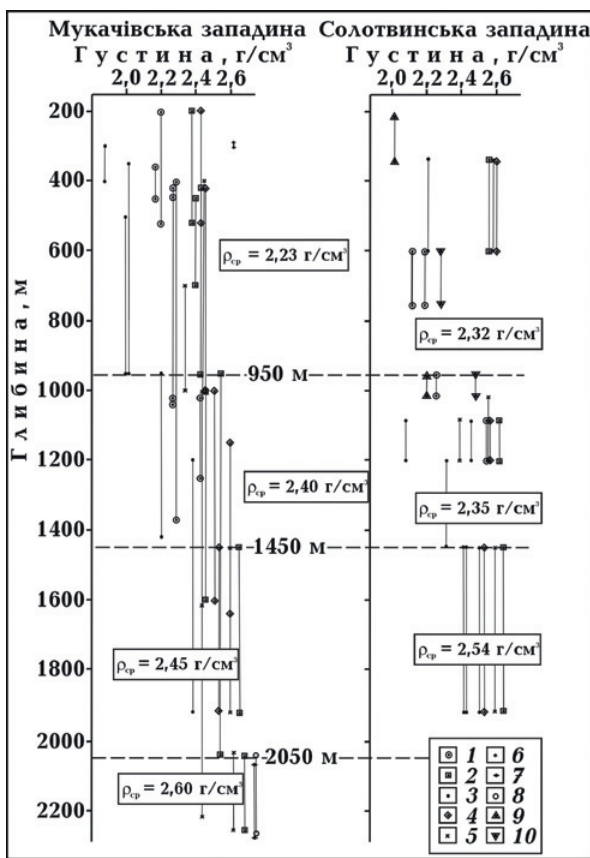


Рис. 7. Розподіл густини з глибиною в Мукачівській і Солотвинській западинах за [Субботин, 1955; Бородатий и др., 1965; Макаренко, 2021]: 1 — глини, 2 — пісковики, 3 — туфи, 4 — алевроліти, 5 — аргіліти, 6 — базальт, 7 — брекчія, 8 — вапняки, 9 — сіль, 10 — глина із сіллю та ангідритом.

Fig. 7. Density distribution with depth in the Mukachevo and Solotvyno depressions after [Subbotin, 1955; Borodatyy et al., 1965; Makarenko, 2021]: 1 — clays, 2 — sandstones, 3 — tuffs, 4 — siltstones, 5 — argillites, 6 — basalt, 7 — breccia, 8 — limestones, 9 — salt, 10 — clay with salt and anhydrite.

рів земної кори і побудова їх цифрових моделей, що є вхідними даними для розв'язання прямої задачі гравіметрії, виконано за допомогою програми *Srasetar* [Старостенко и др., 2011]. Для розв'язання прямої задачі гравіметрії використано програмний комплекс *Profile* [Старостенко и др., 2015]. У першому наближенні моделі вздовж профілю значення густини для осадової товщі прийнято за даними денситометричних визначень ядра глибоких, структурно-пошукових свердловин, а також за природними відслоненнями з урахуванням інтервалів зміни густини, встановлених вище (рис. 7, див. таблицю) [Бородатый и др., 1965; Биличенко и др., 1972; Макаренко, 2021]. Для кристалічної частини кори значення густини отримано за формулою переводу швидкість/густина $\rho=0,7269+0,3209$ [Красовский, 1981]. В процесі моделювання значення густини корегувались під час підбору. За результатами моделювання різниця між кривою аномального гравітаційного і модельного полів становить ± 5 мГал.

При моделюванні вздовж профілю були використані дані гравіметричної карти масштабу 1:1 000 000, складеної під редакцією Н.Б. Сажині за матеріалами гравіметрових і варіометричних знімів в редуції Буге з густиною проміжного шару $2,30 \text{ г/см}^3$ і перетином ізоліній 2 мГал [Гравиметрическая..., 1960]. Уздовж профілю Мукачівська западина характеризується мозаїчним позитивним аномальним гравітаційним полем, а Солотвинська відповідає поступовому зменшенню значень від +10 до -10 мГал (рис. 8).

Результати моделювання. За даними сейсмометрії [Чекунов и др., 1969] за профілем КМПВ—ГСЗ РП-17 у Мукачівській западині виділено чотири блоки (з північного заходу на південний схід) — Чопський, Жнятинський, Новосельський та Виноградівський (рис. 8). Вони розділені розломами, що затухають у земній корі на підшві базальтового шару і не досягають поділу Мохо. У Солотвинській западині за даними сейсмометрії виділено два блоки (Хустський та Солотвинський), розділені

зоною розломів завширшки 6 км пологого південно-східного падіння.

Неогенова осадова товща, яка заповнює Закарпатський прогин, за даними густинного моделювання характеризується збільшенням густини у південно-східному напрямку від Мукачівської западини ($2,23; 2,40 \text{ г/см}^3$) до Солотвинської ($2,32; 2,42 \text{ г/см}^3$) (рис. 8). Відповідно до рис. 7, у моделі вона представлена двома шарами. Густина першого шару (від поверхні до глибини 950 м) дорівнює $2,23 \text{ г/см}^3$ для Мукачівської западини і $2,32 \text{ г/см}^3$ — для Солотвинської. Другий шар розташований між глибиною 900 м і поверхнею фундаменту (максимальна глибина 2,5 км), густина шару становить 2,40 та $2,42 \text{ г/см}^3$ для Мукачівської та Солотвинської западин відповідно. Такі значення густини відповідають геолого-геофізичним даним, згідно з якими в Мукачівській западині широко поширені молоді відклади верхньої частини неогенової моласи, які повністю відсутні в Солотвинській западині. Відклади паннонського ярусу в Солотвинській западині скрізь відслонюються на поверхні, а сама западина заповнена осадами більш древнішої нижньої частини моласової товщі (див. рис. 5, б). Сейсмометрією на ПК 41—42 зафіксовано локальне вулканічне тіло на глибині 0,95—2,5 км, що відповідає локальній гравітаційній аномалії та сарматській вулканоструктурі Дрисинській (див. рис. 1, 8) [Чекунов и др., 1969; Чекунов, 1972]. Саме на цій структурі і на частині Вигорлат-Гутинського пасма значення густини підвищується до $2,45 \text{ г/см}^3$, що обумовлено появою в розрізі вулканогенних утворень.

Глибина залягання складчастої основи (мезозойсько-палеогеновий складчастий комплекс) контролюється свердловинами (Добрань-16, Залуж-20, Теремля-4, Солотвино-4) і змінюється від 1,2 до 2,8—3,0 км, за винятком крайнього північно-західного Чопського блока, глибина залягання якого дорівнює близько 8 км [Чекунов и др., 1969]. Складчастий комплекс у Мукачівській западині складений більш древніми породами палеозою та мезозою. Флішові фації верхньої крейди та палеогену трапля-

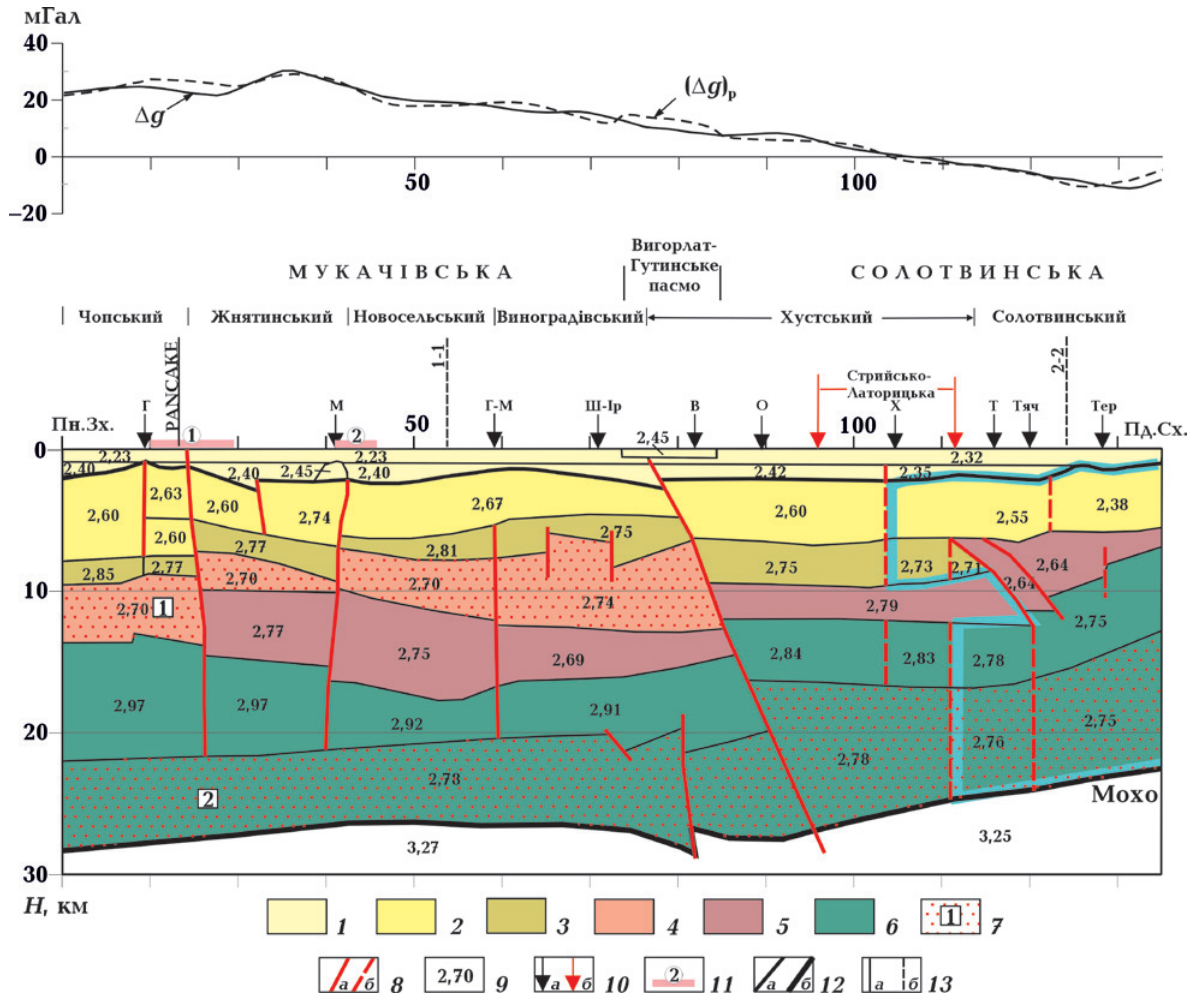


Рис. 8. Густильний розріз земної кори вздовж профілю КМРВ—ГСЗ РП-17 (Чоп—Великий Бичків). Шари за даними сейсмометрії [Чекунов и др., 1969]: 1 — неогенові відклади; 2 — мезозойсько-палеогенова складчаста основа; 3 — палеозойський (?) метаморфізований комплекс; 4 — шар «гранітів»; 5 — докембрійський (?) кристалічний комплекс; 6 — «базальтовий» шар; 7 — шари зниженої швидкості, за [Чекунов и др., 1969] (цифри в квадратах: 1 — перший, 2 — другий; 8 — розломи: а — за сейсмічними даними, б — за даними густинного моделювання: Г — Гашпарський, М — Мукачівський, Г-М — Гажинсько-Мукачівський, Ш-Із — Шаланка-Іршавський, В — Виноградівський, О — Оашський, Х — Хустський, Т — Терєблинський, Тяч — Тячівський, Тер — Терєсвинський; 9 — значення густини (г/см³) в блоках; 10 — положення структур: а — відомих розломів і зон розломів на лінії профілю, за [Лозиняк, Місюра, 2010; Мацьків та ін., 1996]; б — Стрийсько-Латорицької зсувної зони, за [Starostenko et al., 2022]; 11 — вулканоструктури (1 — Великодобронська, 2 — Дрисинська); 12 — положення фундаменту (а) і поділу Мохо (б); 13 — перетин профілю PANCAKE (а) і геологічних профілів (б) [Лозиняк, Місюра, 2010]. Бірюзовою жирною лінією показано зону розуцільнення за результатами густинного моделювання. Криві: Δg — аномальне гравітаційне поле, (Δg)_р — розрахункове поле.

Fig. 8. A density section of the Earth's crust along the profile CMRW-DSS RP-17 Chop—Velykyy Bychkiv. Layers according to seismometric data [Chekunov et al., 1969]: 1 — Neogene deposits; 2 — Mesozoic-Paleogene folded base; 3 — Paleozoic (?) metamorphosed complex; 4 — a layer of «granites»; 5 — Precambrian (?) crystalline complex; 6 — «basalt» layer; 7 — low velocity layers (numbers in squares: first (1), second (2)); 8 — faults according to: seismic data (a), density modeling data (b): Г — Gashpar, М — Mukachevo, Г-М — Hazhyn -Mukachevo, Ш-Із — Shalanka-Irshava, В — Vynohradiv, О — Oashski, Х — Khust, Т — Tereblya, Тяч — Tyachiv, Тер — Teresva; 9 — density value (g/cm³) in blocks; 10 — position of known faults and fault zones on the profile after [Loznyiak, Misiura, 2010; Matskiv et al., 1996] (a) and the Stryi-Latorytsia shear zone after [Starostenko et al., 2022] (b); 11 — volcanic structures: 1 — Velyka Dobron', 3 — Drysyno; 12 — the position of the basement (a) and the Moho boundary (b); 13 — intersection of PANCAKE profile (a) and geological profiles after [Loznyiak, Misiura, 2010] (b). The bold turquoise line shows the low-density zone according to the results of density modeling. Curves: Δg — anomalous gravitational field, (Δg)_р — calculated field.

ються тут лише місцями і мають невелику товщину. За даними роботи [Бородатый и др., 1965], максимальна густина відкладів палеозою в Мукачівській западині становить $2,69 \text{ г/см}^3$. В моделі густина складчастої основи декілька менша і збільшується на південний схід від $2,60$ до $2,67 \text{ г/см}^3$. Під Дрисинською структурою в шарі складчастої основи виділено ущільнене тіло ($2,74 \text{ г/см}^3$), що, ймовірно, спричинено наявністю в розрізі андезитів, андезито-базальтів, базальтів і туфів [Чекунов, 1972; Проведення..., 2005]. Згадане тіло розташоване біля Мукачівського розлому, який може слугувати підвідним каналом магми, яка надходила у неогені. Інша сарматська вулканоструктура — Великодобронська — спостерігається за профілем у районі ПК 20—30, розломом поділена на дві частини і характеризується підвищеною густиною ($2,63 \text{ г/см}^3$) на фоні густини порід ($2,60 \text{ г/см}^3$), що її оточують. У Солотвинській западині пізньонеогенова основа складена товщею верхньокрейдового і палеогенового флішу, густина якого за результатами моделювання становить $2,55—2,60 \text{ г/см}^3$.

Нижче мезозойсько-палеогенового складчастого комплексу залягає шар метаморфізованого палеозою (палеозойський комплекс) завтовшки від $2,5$ до 5 км [Чекунов и др., 1969]. У густинній моделі в межах Мукачівської западини в цьому комплексі спостерігається чергування блоків з більшою та меншою густиною. Так, північно-західній частині Чопського і Новосельського блоків відповідають підвищені значення густини — $2,85$ та $2,81 \text{ г/см}^3$ відповідно. Для південно-східної частини Чопського, Жнятинського та Виноградівського блоків значення густини дещо менші і дорівнюють $2,77 \text{ г/см}^3$ для перших двох та $2,75 \text{ г/см}^3$ для останнього відповідно. В межах Солотвинської западини шар метаморфізованого палеозою поширюється до ПК 112 (приблизно район Терелянської структури), обмежений зоною розломів і має товщину $3—4 \text{ км}$. За даними моделювання густина в цьому шарі зменшується у південно-східному напрямку з $2,75$ до $2,71 \text{ г/см}^3$.

Під палеозойським комплексом за да-

ними сейсмометрії виділено шар зниженої швидкості ($6,0—6,1 \text{ км/с}$) [Чекунов и др., 1969], товщина якого з північного заходу на південний схід збільшується від 2 до 7 км . Він зафіксований тільки в Мукачівській западині, після ПК 80 ця товща зникає. У Чопському, Жнятинському та Новоселівському блоках шару відповідає значення густини $2,70 \text{ г/см}^3$, у Виноградівському блоці значення густини більше — $2,74 \text{ г/см}^3$.

Нижче шару зниженої швидкості розташований шар, підшвою якого за даними сейсмометрії є поділ Конрада, умовно цей шар стратифіковано як поверхня докембрійського (?) кристалічного комплексу. За даними густинного моделювання густина шару становить $2,69—2,79 \text{ г/см}^3$. При цьому мінімальне значення ($2,69 \text{ г/см}^3$) зафіксовано у Виноградівському блоці. Воно відповідає зниженим значенням швидкості в цьому блоці ($V_{\text{п}}=6,0\pm 0,2 \text{ км/с}$) на фоні суміжних [Чекунов и др., 1969]. Максимальне значення густини ($2,79 \text{ г/см}^3$) докембрійського (?) кристалічного комплексу відповідає тілу в Солотвинській западині, яке має товщину приблизно 5 км і розташоване між Виноградівським розломом і зоною розломів у Солотвинській западині, яка починається на межі між Хустським та Солотвинським блоками та має південно-східне падіння. У Чопському блоці Мукачівської западини цей шар відсутній.

Підшва докембрійського кристалічного комплексу, яка відповідає глибинам $12,5—17,7 \text{ км}$, є одночасно покрівлею «базальтового» шару за даними сейсмометрії. У Мукачівській западині густина цього шару дорівнює $2,91—2,97 \text{ г/см}^3$. При цьому Чопський і Жнятинський блоки характеризуються високим значенням ($2,97 \text{ г/см}^3$), а Новосельський та Виноградівський меншими — $2,92$ та $2,91 \text{ г/см}^3$ відповідно. У Солотвинській западині густина в цьому шарі відповідає діоритовому складу і зменшується на південний захід від $2,84$ до $2,75 \text{ г/см}^3$. Знижені значення спостерігаються в районі зони розломів південно-східного простягання.

За даними сейсмометрії [Чекунов и др.,

1969], в основі «базальтового» шару безпосередньо над поділом Мохо розташований другий шар зниженої швидкості ($V_{II}=6,4\pm 0,2$ км/с). Значення швидкості в ньому дуже малі для порід основного складу та відповідають швидкості, характерній для кислих порід. У Мукачівській западині густина в цьому шарі дорівнює $2,78$ г/см³. У Солотвинській западині таке значення властиве тільки Хустському блоку, в Солотвинському блоці значення менші і дорівнюють $2,76$ та $2,75$ г/см³ відповідно.

Обговорення результатів. Закарпатський прогин у світі терейнової тектоніки. Українські Карпати розташовані у вузловій області зчленування двох композитних терейнів Алькапи і Тисії-Дакії, а також Пенінської та Примармароської сутур, що їх обмежують.

На українській території розвинена тільки невелика північна частина терейну Дакія — Мармароський кристалічний масив і Вежанський покрив (зона Мармароських скель). Фундамент масиву складений комплексами порід, що належать до континентальної кори доальпійської консолідації [Гнилко, 2011] (рис. 9, а).

В основі Мукачівської западини, ймовірно, розвинений фрагмент північної Алькапи, де прогнозується наявність похованого східного закінчення масиву Центральних Західних Карпат [Гнилко, 2011]. Фундамент масиву розкритий свердловинами в районі міст Ужгород і Чоп (Ужгородський виступ). У Берегівській зоні підняття свердловинами розкриті крім інших порід тріасово-юрські базальтоїди, що мають за петрохімічними даними океанічне походження [Ляшкевич і др., 1995]. Перед терейном Алькапа розміщується сутурна зона північного домейну Пенінського океану (the Northern Penninic oceanic domain), яка представлена Пенінською, Магурською і Монастирецькою одиницями. В українському сегменті Пенінського поясу зафіксовані енциматичні базальтоїди — залишки мезозойської океанічної кори, які виявлені у фундаменті Закарпатського прогину в районі селища Солотвино у свердловинах Тересва-5, 13 [Ляшкевич і

др., 1995] і, ймовірно, належать до Пенінської сутури. До Примармароської сутурної зони перед терейном Тися-Дакія належить ряд насунених один на одний на північний схід покривів (Кам'янопотоцький, Рахівський, Буркутський), складених переважно крейдовим флішем і безкореневими лінзами океанічних базальтів та юрськими нижньокрейдowymi вапняками, які формували седиментаційну основу ранньокрейдового флішового басейну [Гнилко і др., 2015] (рис. 9, а). Між терейнами Алькапа і Тися-Дакія знаходиться південний сегмент Пенінського поясу та Середньоугорський шов — лєніамент складної природи, який у пізньоальпійський час проявився як велика правостороння зсувна транспресивна зона, з якої, ймовірно, були витиснуті покривні пластини Сольноцького флішу [Kovac, Marton, 1998; Horvath, Galacz, 2006] (рис. 9, б).

Профіль КМЗХ—ГСЗ РП-17 розташований в зоні зчленування мікроконтинентальних терейнів Алькапа і Тися-Дакія, тому результати густинного моделювання зіставлено зі спрощеними схемами положення цих терейнів та основних геологічних меж за [Гнилко, 2011; Гнилко і др., 2015; Hnylko, Hnylko, 2019] (рис. 9, а, б) та [Schmid et al., 2020] (рис. 9, в).

За даними статей [Гнилко, 2011; Гнилко і др., 2015; Hnylko, Hnylko, 2019] фрагмент терейну Алькапа розвинений в земній корі Мукачівської і північно-західній частині Солотвинської западини до ПК 110. Далі, на південний схід, розташована перехідна зона між Алькапою і Дакією (див. рис. 9). За даними густинного моделювання фрагмент терейну Алькапа складається з трьох блоків, які різняться будовою земної кори (див. рис. 8). *Перший* розташований в районі ПК 10—25 і відповідає Чопському блоку Мукачівської западини, який розміщується на крайньому північному заході профілю. Розріз земної кори в цьому блоці характеризується найбільшою товщиною мезозойсько-палеогенової складчастої основи та більш ущільненим шаром метаморфізованого палеозою, який разом з першою зоною знижених швидкостей

(густини) розташований глибше, ніж подібні шари в сусідньому блоці. Другий блок, який включає більшу частину Мукачівської западини, починається на ПК 25 і обмежений зі сходу Виноградівським розломом, має дрібнішу блокову будову. В ньому докембрійський кристалічний комплекс за [Чекунов и др., 1969], характеризується великою потужністю (до 7 км) порівняно із суміжними блоками, де він стоншений до 3 км (у межах Солотвинської западини) чи відсутній (у Чопському блоці). У першому і другому блоках «базальтовий» шар має типові для нього значення густини (2,91—2,97 г/см³). У третьому блоці, який включає північно-західну частину Солотвинської западини і розташований між Виноградівським розломом і ПК 110, відсутній перший шар знижених швидкостей (густини). Цей блок більш розуцільнений щодо другого. В ньому за даними густинного моделювання нижній корі властиві значення густини діоритового складу (2,83, 2,84 г/см³) (див. рис. 8).

Отже, за даними густинного моделювання кора Алькапи вздовж профілю представлена трьома великими блоками з дрібнішою блоковою будовою всередині кожного. При цьому Мукачівській западині відповідають два блоки з різною будовою кори. Солотвинська западина складається з двох частин. Межа розподілу між ними відповідає району ПК 105—110 і збігається із зоною скупчення гіпоцентрів землетрусів [Назаревич, Назаревич, 2014]. Перша (північно-західна) частина більш ущільнена і однорідна, друга (південно-східна) більш розуцільнена, характеризується великою кількістю порушень, блоків з різною густиною і, ймовірно, є перехідною (сутурною) зоною між терейнами Алькапа і Тися-Дакія.

На густинному розрізі (див. рис. 8) у крайовій південно-східній частині Солотвинської западини (ПК 123—135) зафіксовано блоки з низькою густиною за всім розрізом земної кори. Тут спостерігається різке піднімання головних горизонтів: східчає піднімання підшви докембрійського комплексу, покрівлі другого шару

знижених швидкостей та поділу Мохо. Блок з найменшою густиною (2,38 г/см³) мезозойсько-палеозойської складчастої основи може бути пов'язаний з поворотом у зворотному напрямку Пенінського поясу та Монастирецького покриву, які формують Передалькапську сутурну зону, що вклинюється між Алькапою та Тисяєю-Дакією (див. рис. 9, б). Середня густина Монастирецького покриву дорівнює 2,46—2,56 г/см³ залежно від кількості піщаників у розрізі, густина яких змінюється в широкому діапазоні — від 2,40 до 3,04 г/см³ (315 зразків) [Бородатый и др., 1965]. При цьому середня густина аргіліту (2,38 г/см³) та гравеліту (2,39 г/см³) достатньо низька. За даними сейсмометрії в цьому блоці також спостерігаються знижені значення швидкості поздовжніх хвиль ($V_p=5,0$ км/с). Таким чином, невеликі значення густини порід можуть бути в цьому блоці, сам блок утворився в процесі переробки кори.

Нижче, одразу за зоною розломів південно-східного напрямку, зафіксовано блок з густиною 2,64 г/см³. За даними сейсмометрії це блок докембрійського комплексу, для якого таке значення густини замале. Втім за лінією профілю, далі на південний схід, за Монастирецьким покривом, розташований Мармароський кристалічний масив, в якому породи палеозою (філіти та кварцити) характеризуються інтервалом густини 2,64—2,80 г/см³ і 2,40—2,72 г/см³ відповідно. На південний схід, за межами профілю, також розташований Рахівський покрив. Наявність порід нижньої крейди в цьому покриві і блока крейди на геологічній карті західних областей України [Геологические..., 1979] на зрізах 5 та 7 км дає змогу припустити, що густина 2,64 г/см³ може відповідати породам буркутської (2,61 г/см³) чи рахівської (2,63 г/см³) світи з домішками інтрузій андезито-дацитів з середньою густиною 2,69 г/см³ [Бородатый и др., 1965]. За даними сейсмометрії [Чекунов и др., 1969], нижня границя блока з густиною 2,64 г/см³ щаблеподібно піднімається, тому можна припустити, що він продовжується на південний схід на ділянці переходу від Солотвинської западини до

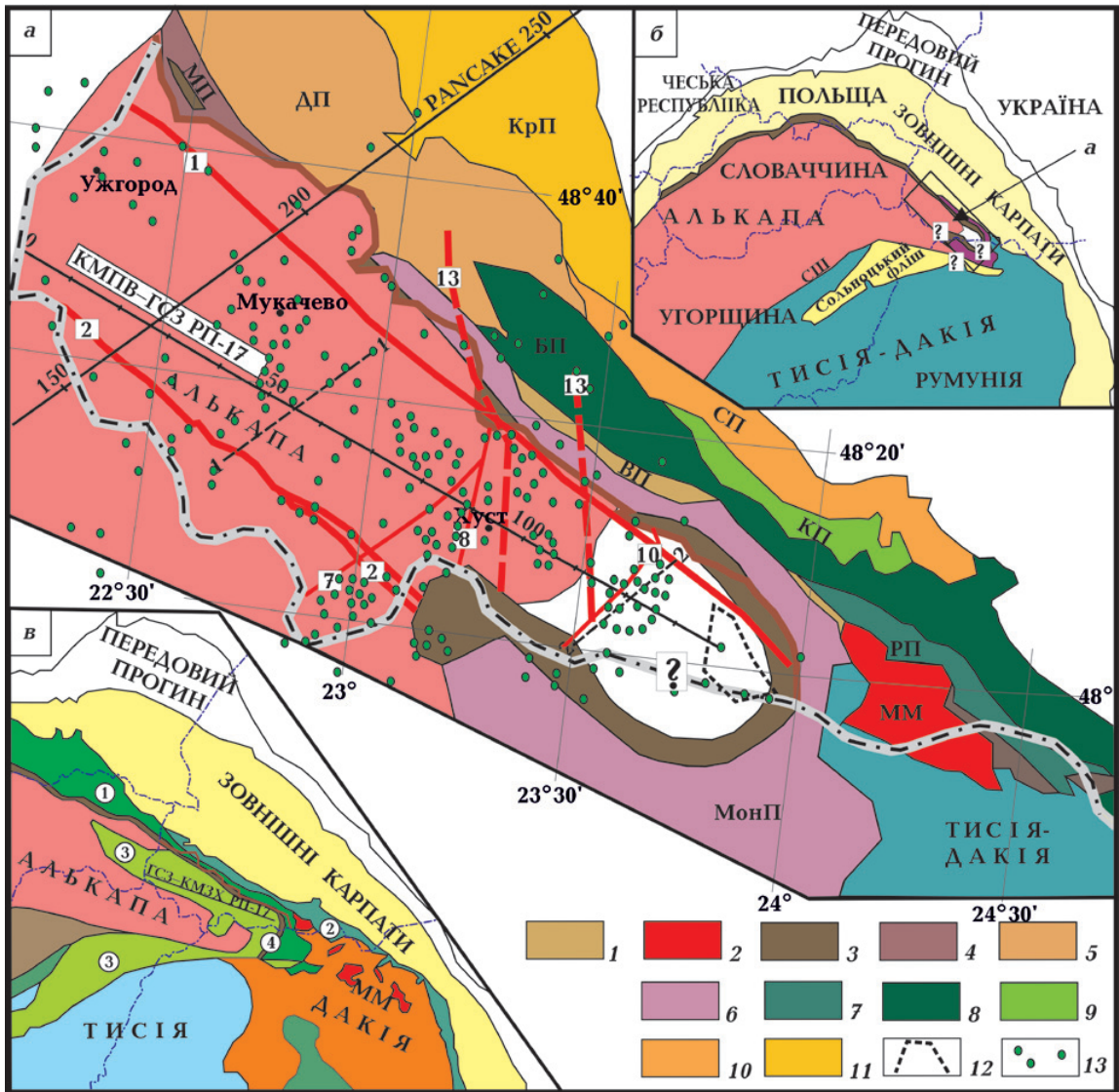


Рис. 9. Основні тектонічні одиниці: а — Закарпатський прогин і частина Флішових Карпат; б — спрощена тектонічна схема Українських Карпат, положення терейнів та основні геологічні межі, за [Hnylko, Hnylko, 2019]; в — геодинамічна ситуація в районі Закарпатського прогину, за [Schmid et al., 2020]. *Центральні Східні Карпати (Тися-Дакія):* 1 — Вежанський покрив (ВП), 2 — Мармароський масив (ММ); *Західні Карпати (Передалькапська акреційна призма):* 3 — Пенінська зона, покриви: 4 — Магурський (МП), 5 — Дукалянський (ДП), 6 — Монастирецький (МонП); *Зовнішні Східні Карпати, Передмармароські флішові покриви (акреційна призма):* 7 — Рахівський (РП), 8 — Буркутський (БП), 9 — Красношорський (КП), 10 — Свидовецький (СП); *флішово-моласові покриви Зовнішніх Карпат:* 11 — Кросненський (Сілезький) (КП); 12 — блок крейди на глибині 7 км, за [Геологическое..., 1979]. Сутурні зони (цифри в кружках), за [Schmid et al., 2020]: 1 — Магурська, 2 — Северинська, 3 — Пенінська, 4 — океану П'ємонт-Лігурія. СШ — Середньоугорський шов. Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 9. Main tectonic units: а — Transcarpathian Depression and Flysch Carpathians; б — the tectonic scheme of the Ukrainian Carpathians, the terrains and geological boundaries after [Hnylko, Hnylko, 2019], simplified; в — geodynamic situation in the study area after [Schmid et al., 2020]. *Central Eastern Carpathians (Tisza-Dacia):* 1 — Marmarosh klippen zone (Vezha Nappe) (ВП), 2 — Marmarosh massif (ММ); *Western Carpathians (Fore-Alkapa accretionary prism):* 3 — Pieniny belt, nappes: 4 — Magura (МП), 5 — Dukla (ДП), 6 — Monastirets (МонП); *Outer Eastern Carpathians: Fore-Marmarosh flysch nappes (accretionary prism):* 7 — Rakhiv (РП), 8 — Burkut (БП), 9 — Krasnoshora (КП), 10 — Svidovets (СП); *Flysch-molasse nappe of the Outer Carpathians:* 11 — Krosno (Silesian) (КП); 12 — block of Cretaceous at a depth of 7 km after [Glushko, 1979]. Suture zones (numbers in circles) after [Schmid et al., 2020] (в): 1 — Magura, 2 — Severin, 3 — Pieniny belt, 4 — Piemont-Liguria Ocean. СШ — Medium Hungarian seam. For other symbols see Fig. 1.

Рахівського покриву чи Мармароського кристалічного масиву.

Монастирецький покрив належить до сутурної зони перед терейном Алькапа, Рахівський покрив — до сутурної зони перед терейном Тисії-Дакії, а Мармароський кристалічний масив є складовою терейну Дакія. Тому можна припустити, що зона розуцільнення в усьому розрізі земної кори, виділена за даними густинного моделювання в Солотвинській западині на південний схід від ПК 110, є перехідною зоною, яка складена різнорідними блоками сутурних зон і терейну Дакії. Складність будови цієї зони може бути пояснена дією сил стиску на відносно пластичні породи мезозою і палеогену, що виникли в результаті тектонічного переміщення блоків консолідованих порід у північно-східному напрямку [Хоменко, 1971]. Це стискання виражається також у підніманні земної поверхні в цій частині Солотвинської западини та прилеглих гірських масивах Карпат на 1—2 мм/рік [Сомов, 1990; Назаревич та ін., 2022]. Одним з чинників розуцільнення може бути дилатація — явище розширення гірських порід, збільшення їхнього об'єму — пористості та розуцільнення, що відбувається під впливом розігрівання гірських порід глибинними джерелами тепла та інтенсивного насичення флюїдами.

За даними статті [Schmid et al., 2020], зовнішні покриви Українських Карпат (Кросненський (Силезький), Дуклянський і Скибовий) формують міоценовий насувний пояс. Відклади Кросненського (Силезького) і Дуклянського покривів утворили так звану алохтонну моласу і нагромаджувались перед фронтом орогена, сформованого більш внутрішніми покривами (див. рис. 9, в). Під неоген-четвертинними осадовими, вулканогенними та вулканоміктовими, соленосними, місцями вугленосними моласовими утвореннями Закарпатського прогину залягає гетерогенний палеозойський і мезозой-кайнозойський фундамент, складений комплексами порід, що належать до кількох сутурних зон і є залишками давніх океанічних басейнів. До складу цих зон вхо-

дять фрагменти офіолітового комплексу (основні та ультраосновні магматичні породи, глибоководні радіолярити та синопогенні осадові породи). Найбільшу частину прогину складає сутурна зона океану П'ємонт-Лігурія, яка продовжується на північний захід у межі Східнославацької западини [Schmid et al., 2020]. На межі Зовнішніх і Внутрішніх Карпат уздовж краю Закарпатського прогину вузькою полозою простягається Пенінська сутурна зона. З півночі вона межує з Магурською та Северинською сутурними зонами, які відповідають внутрішнім покривам Зовнішніх Карпат (див. рис. 9, в).

Отже, результати густинного моделювання за профілем КМЗХ—ГСЗ РП-17 добре пояснюють положення терейнів та основних геологічних меж відповідно до [Гнилко, 2011; Гнилко и др., 2015; Hnylko, Hnylko, 2019] (див. рис. 9, а, б). Розуцільнена ділянка у південно-східній частині Солотвинської западини, ймовірно, є перехідною (або сутурною) зоною між терейнами Алькапа і Тися-Дакія. За отриманими даними також можна пояснити складну блокову будову сутурної зони океану П'ємонт-Лігурія [Schmid et al., 2020] (див. рис. 9, в). Для того щоб віддати перевагу одній з цих схем, необхідно залучити дані інших методів.

Консолідована частина кори. Для більш повної характеристики будови консолідованої кори був використаний умовний розподіл всієї земної кори на три шари: 1) $V_p < 6,30$ км/с, $\rho < 2,75$ г/см³; 2) $V_p = 6,30 \div 6,80$ км/с; $\rho = 2,75 \div 2,90$ г/см³; 3) $V_p > 6,80$ км/с, $\rho > 2,90$ г/см³. Такий поділ цілком узгоджується з даними щодо швидкісної і густинної характеристики порід різного складу [Сологуб, 1986; Красовський, 1989; Трипольський, Шаров, 2004; Корчин и др., 2013].

З огляду на обрані інтервали значень швидкості і густини за результатами густинного моделювання консолідовану кору вздовж профілю КМЗХ—ГСЗ РП-17 було розділено на три шари прогнозного складу земної кори без різких меж між ними, які, дуже умовно, відповідно до визначень,

були названі «гранітним», «діоритовим» і «базальтовим» (рис. 10). Більшість зарубіжних дослідників називають ці шари верхньою, середньою і нижньою корою [Макаренко та ін., 2021]. Таким чином,

верхня кора має «гранітний» склад, середня — «діоритовий». Саме середньому шару в тришаровому розподілі кори відведено особливе значення. Для нього характерна більша швидкісна неоднорідність се-

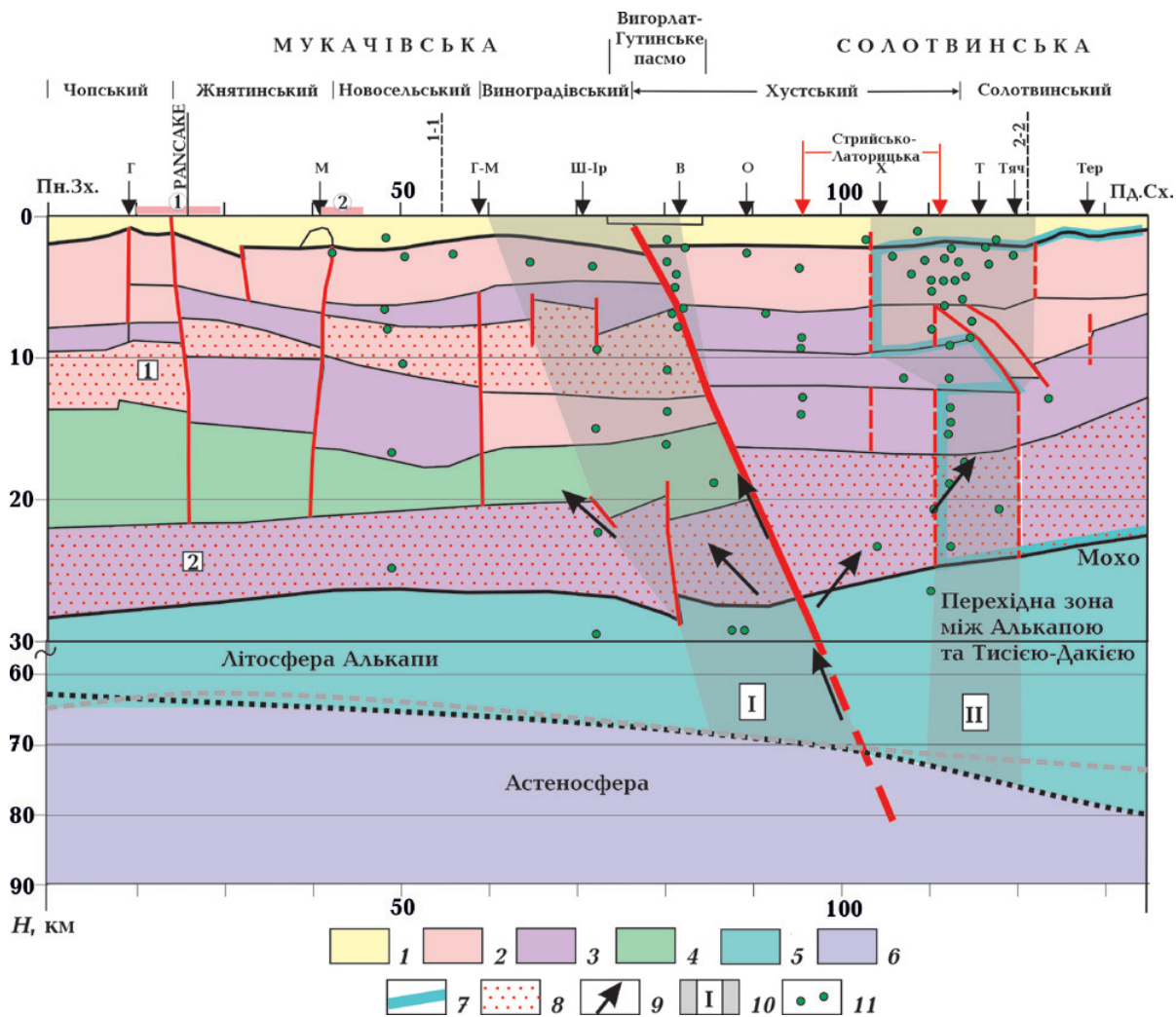


Рис. 10. Глибинна будова Закарпатського прогину за профілем КМЗХ—ГСЗ РП-17 (Чоп — Великий Бичків) за результатами густинного моделювання: 1 — неогенові відклади; шари прогностичного складу земної кори: 2 — «гранітний», 3 — «діоритовий», 4 — «базальтовий»; 5 — літосфера; 6 — астеносфера; 7 — зона розуцільнення за результатами густинного моделювання; 8 — шари зниженої швидкості, за [Чекунов и др., 1969] цифри в квадратах: 1 — перший, 2 — другий; 9 — напрямки флюїдопотоків; 10 — виділені літосферні розломні зони (I, II); 11 — гіпоцентри землетрусів, за [Назаревич, Назаревич, 2014]. Сірою штриховою лінією позначено підшову літосфери — за [Назаревич, Назаревич, 2002; Сучасна..., 2015], пунктирною лінією чорними крапками — за [Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1994]. Інші умовні позначення див. на рис. 8.

Fig. 10. Depth structure of the Transcarpathian Depression along the profile CMRW-DSS RP-17 Chop—Velykyy Bychkiv according to the results of density modeling. 1 — Neogene deposits; layers of the Earth's crust corresponding in density to: 2 — «granite», 3 — «diorite», 4 — «basalt»; 5 — lithosphere; 6 — asthenosphere; 7 — low density zone according to the density modeling; 8 — layers of reduced velocity after [Chekunov et al., 1969] (numbers in squares: first (1), second (2)); 9 — fluid flows; 10 — interpreted lithospheric zones of high deformation and permeability (I, II); 11 — hypocenters of earthquakes after [Nazarevych, Nazarevych, 2014]. The base of the lithosphere is marked with a gray dashed line after [Nazarevych, Nazarevych, 2002; Tretyak et al., 2015], with black dots — after [Sollogub, 1986; Chekunov, 1994]. For other symbols see Fig. 8.

редовища (наявність шарів зі зниженими швидкостями, високе розшарування). Середній шар вважається середовищем горизонтальних переміщень земної кори і гранітизації. Передбачається, що саме в ньому відбуваються фізичні процеси, які ведуть до перетворення речовини кори [Литосфера..., 1989]. Нижній корі відповідає «базальтовий» шар.

Будова кори Мукачівської і Солотвинської западин різниться. Для Мукачівської западини характерний тришаровий поділ кори. Мезозойсько-палеогенова складчаста основа за результатами густинного моделювання повністю відповідає верхній корі з «гранітним» складом і густиною менше як $2,75 \text{ г/см}^3$. Середня кора западини розбита на блоки. При цьому палеозойський (?) метаморфізований фундамент представлений «діоритовим» шаром з густиною порід $2,75\text{—}2,90 \text{ г/см}^3$. Перша зона зниженої швидкості, яка за сейсмічними даними виділена тільки в Мукачівській западині, має гранітний склад. Під нею залягає докембрійський (?) кристалічний комплекс, який складає Житнянський, Новоселицький і Виноградівський блоки. В перших двох комплекс представлений «діоритовим» шаром, у Виноградівському блоці — «гранітним». Нижня кора Мукачівської западини розділена на два приблизно однакові шари. Верхній характеризується густиною, типовою для «базальтового» шару (більше як $2,90 \text{ г/см}^3$). Нижній, шар є другою зоною зниженої швидкості, складений породами «діоритового» шару.

Слід зазначити, що за даними густинного моделювання Солотвинській западині властива блокова будова, на відміну від сейсмічних даних, згідно з якими в цій западині блокова тектоніка менш виражена, ніж в Мукачівській. Западина складена з блоків тільки «гранітного» і «діоритового» шарів (рис. 10). Мезозойсько-палеогенова складчаста основа за результатами густинного моделювання, як і в Мукачівській западині, повністю відповідає верхній корі з «гранітним» складом. Різниця тільки в значеннях густини — в Солотвинській западині вони нижчі, а в крайньому північно-

східному блоці густина наближена до значень неогенових відкладів. Палеозойський (?) метаморфізований фундамент за даними сейсмометрії наявний лише у північно-західній частині западини до зони похилених розломів. До ПК 105 він має діоритовий склад, далі, до зони розломів, фундамент розущільнений і представлений «гранітним» шаром. Докембрійський (?) кристалічний комплекс має подібну будову, ущільнену північно-східну частину діоритового складу і південно-східну — гранітного, які розділені нахиленою зоною розломів. У нижній частині кори в Солотвинській западині і базальт за сейсмічними даними, і зона зниженої швидкості над поділом Мохо набувають властивостей «діоритового» шару. При цьому шар зниженої швидкості має більшу товщину, ніж у Мукачівській западині.

Отже, земна кора в обох западинах розбита на блоки, в Мукачівській вона більш ущільнена, а в Солотвинській — навпаки розущільнена.

Розломно-блокова тектоніка і сейсмічність Закарпатського прогину. Сучасна тектонічна будова Закарпатського прогину характеризується наявністю розривних порушень поздовжнього (карпатського) та поперечного напрямків. Найбільшою за амплітудою є зона Закарпатського глибинного розлому, яка відділяє Закарпатський прогин від Складчастих Карпат, а також зона Припаннонського глибинного розлому, що відокремлює прогин від Паннонської западини [Крупський, 2001] (див. рис. 1). У Закарпатському прогині вирізняють також низку поперечних розломів, які пов'язані із субмеридіональними відрізкамі річкових долин, розділяють його на блоки і перетинають майже під кутом 45° північно-західне поширення карпатських складчастих структур.

Зіставлення просторового розподілу епіцентрів землетрусів із розломною тектонікою Закарпатського прогину показує приуроченість землетрусів до розломів різного рангу та вузлів їх перетину (див. рис. 1). Сейсмічно активні ділянки, де відбувається найбільша кількість землетрусів,

пов'язані із зонами глибинних Закарпатського та Припаннонського розломів, а також з осью зоною закладання неогенового Закарпатського прогину. Сейсмічна активність у поперечному (антикарпатському) напрямку пов'язана з впливом численних поперечних розломів та зміною геодинамічного режиму в Закарпатському прогині із заходу на схід. За рівнем сейсмічної активності виділено Запсонь-Мукачівський, Шаланка-Іршавський, Виноградівський (разом з Оашським) і Тячівський розломи, а також вузли їх перетину з поздовжніми розломами [Хоменко, 1971; Лозиняк та ін., 2011; Назаревич, Назаревич, 2013; Максимчук та ін., 2014].

У Закарпатському прогині (див. рис. 1, 10) зосереджені гіпоцентри землетрусів, що можуть бути тісно пов'язані із зонами розуцільнення кори (знижені швидкості/густина), оскільки сейсмічна активність сприяє розширенню каналів руху флюїдів. Як бачимо на розрізі вздовж профілю КМЗХ—ГСЗ РП-17, більша частина землетрусів Мукачівської западини відбувається на малих глибинах (3—7 км), а деяка кількість їх гіпоцентрів у цій западині розміщується на глибинах 11—14 км. На всій площі Солотвинської западини гіпоцентри землетрусів концентруються до глибини приблизно 16 км. Ці глибини відповідають холодним і жорстким шарам за сейсмічними даними (верхня частина фундаменту, верхня частина «гранітного» і «базальтового» шарів та перехідна зона між ними), де ще переважають пружні деформації і механізми крихкого руйнування. У статті [Dererova et al., 2006] розраховано розподіл міцності в літосфері, з огляду на крихкість і пластичність деформацій, для режимів стиснення та розтягування. Показано, що переважним режимом є стиснення, а найбільш міцною є межа між верхньою та нижньою корою, тобто перехідна зона між «гранітним» і «базальтовим» шарами. У межах самих зон знижених швидкостей гіпоцентрів землетрусів дуже мало, що засвідчує сильну їх ослабленість і нездатність запасати пружну енергію для розрядження її землетрусом [Пронишин, Пустови-

тенко, 1982; Назаревич, Назаревич, 2002].

Мукачівська западина (зони розтягу і просідань) характеризується слабкою фоновною сейсмічністю, що пов'язана з особливостями будови літосфери, а також із дрібноблоковою будовою фундаменту. Важливу роль у глибинній диференціації сейсмічної активності відіграє вертикальна реологічна розшарованість літосфери западини. Блоки Мукачівської западини (Чопський, Жнятинський, Новосельський та Виноградівський) розділені великими розломами, які не простежуються до поділу Мохо і затухають в земній корі. До двох з них — розлому, що знаходиться в перетині з профілем PANCAKE, та Мукачівському — приурочені інтенсивні вулканічні прояви, зафіксовані в районі ПК 20—30 та ПК 42—45 (рис. 10). Винятком є Шаланка-Іршавський розлом та Виноградівська сейсмогенна зона (Виноградівський та Оашський розломи). Остання характеризується великим скупченням гіпоцентрів землетрусів, доволі полого занурюється на південний схід, розриваючи усі шари земної кори, аж до поділу Мохо і знаходиться в зоні переходу від розтягу і опускання до стискання і підняття, що спричинило поділ Закарпатського прогину на Мукачівську й Солотвинську западини. У верхній частині земної кори сейсмогенна зона виходить у район Вигорлат-Гутинського пасма. В цій зоні крім інших відбуваються специфічні землетруси з механізмами субгоризонтального зсуву у горизонтальній площині, які обумовлені затягуванням терейну Алькапа під північний край Тисії-Дакії, а також вертикальним реологічним розшаруванням кори [Чекунов, 1972; Назаревич, Назаревич, 2013].

Виноградівська сейсмогенна зона є відображенням впливу астенолітних і терейнових процесів. Перші полягають у релаксійному просіданні земної кори Мукачівської западини над північною гілкою конвекційного астенолітного потоку, яка згасає [Чекунов, 1988; Kiss, 2017]. Другі процеси пов'язані із зміщенням на схід терейну Алькапа і структур кори Закарпатського прогину [Назаревич та ін., 2022].

Солотвинська западина характеризується більшою сейсмічною активністю, що пов'язане з більш активними сучасними рухами в умовах стиску земної кори, та наявністю численних поперечних розломів. Найбільше скупчення гіпоцентрів землетрусів спостерігається в межах ПК110, в області південно-східної (правої) гілки Стрийсько-Латорицької зсувної зони [Starostenko et al., 2022] (див. рис. 1, 10), яка має вигляд смуги завширшки 10—15 км, розміщується між насувними системами Східних і Західних Карпат і характеризується широким розвитком дрібних правосторонніх розривних порушень зсувного типу та складок із субвертикальними шарнірами. Для зсувної зони характерна наявність системи субмеридіонально розташованих субвертикальних розгалужених розломів, що обмежують великі лінзоподібні тіла флішу і розділені смугами інтенсивних дислокацій [Сучасна..., 2015]. За даними густинного моделювання в цьому місці, на ПК 110, можна припустити наявність розлому мантійного закладання, оскільки спостерігається латеральна диференціація значень густини, тобто різка зміна в бік зменшення значень. Особливо це відображається в «базальтовому» шарі, виділеному за даними сейсмометрії, де різниця значень густини становить $0,05 \text{ г/см}^3$. Розуцільнені блоки в районі ПК110 в усьому розрізі земної кори характеризуються великою кількістю землетрусів. Найбільше їх скупчення спостерігається в шарі мезозойсько-палеогенового складчастого комплексу, де густина дорівнює $2,55 \text{ г/см}^3$. Отже, можна припустити, що межа розуцільненої зони, виділеної за даними густинного моделювання (див. рис. 8, 10), проходить по південно-східній гільці Стрийсько-Латорицької зсувної зони, яка на густинному розрізі виявляється фрагментарно.

Межі між густинними блоками в Солотвинській западині також можна пов'язати з фрагментами розломів, наприклад: на ПК104 — з Хустським, на ПК120 — з Тячівським, на ПК128 — з Тересвинським. Тячівський розлом (насуво-підсув) має кут нахилу близько 45° і складається з двох гі-

лок. Субвертикальне положення інших розломів можна пояснити тим, що однією з складових сучасного сейсмотектонічного процесу в регіоні є субвертикальні рухи по субвертикальних розломах. Такі рухи відбувались тут щонайменше з початку постальпійської епохи, вони наклались на сформовану переважно до цього часу структуру кори регіону і зумовили формування Закарпатського прогину в його сучасному вигляді. Такі рухи спричиняють місцеві землетруси із субвертикальними зміщеннями у джерелі [Назаревич, Назаревич, 2014].

Головні розломні зони, які відомі в межах Українського щита і відповідають рангам міжмегаблокових, трасуються у південно-західному напрямку в межах Карпатської складчастої системи. Ці розломні зони перетинають молоді карпатські структури вхрест простягання, отже, ускладнюють, а в деяких випадках змінюють тектонічний план структур. Згадані зони прослідковуються за геофізичними даними тільки як окремі відрізки та розломи вищого порядку. Формування зон розломів пов'язується з геодинамічними процесами й напружено-деформованим станом літосфери і такою важливою характеристикою, як жорсткість чи в'язкість літосферних блоків: зони розломів формуються на межах ділянок кори і літосфери різного петрологічного типу і, відповідно, з різними фізичними характеристиками. З цим і пов'язана концентрація розломів у зони. Ширина зон розломів досягає 7—25 км. Окремі зони розломів, приміром міжмегаблокові, проникають в мантію на багато десятків кілометрів [Соллогуб, 1986; Ентин, 2005; Гинтов, 2005]. Так, у Мукачівській западині в районі ПК 58—60 прогнозується сучасне продовження Суццано-Пержанської зони розломів (див. рис. 1, 10), положення якої практично збігається з простяганням Гажинсько-Мукачівського розлому. З огляду на те, що Виноградівський розлом є супутньою західною гілкою Суццано-Пержанської зони розломів [Ентин, 2005], можна виділити першу літосферну зону розломів, що проникає

в мантію на багато десятків кілометрів. Вона обмежена Гажинсько-Мукачівським і Виноградівським розломами з Шаланка-Іршавським та Оашським розломами всередині, оскільки за сейсмічними даними саме до них приурочені концентрації гіпоцентрів землетрусів.

Другу літосферну зону (див. рис. 10) можна виділити в розуцільненій ділянці Солотвинської западини, яку встановлено за результатами густинного моделювання. Вона складається з двох блоків. Перший (ширший) розташований між Хустським і Тячівським розломами і прослідковується до глибини 12 км. Далі зона звужується, і другий блок, від глибини 12 км до поділу Мохо, вже обмежений південно-східною гілкою Стрийсько-Латорицької зсувної зони і Тячевським розломом, котрий, можливо є сучасним продовженням однієї з гілок Тетерівської зони розломів Українського щита (Тячевсько-Надвірнянська розломна зона). Розломи, що обмежують літосферні зони, характеризуються високим рівнем сейсмічної активності, є проникними для розчинів і флюїдів, тому що гірські породи, що їх складають, зазнали дилатансійного розпушення. Сейсмічна активність тут сприяє розширенню каналів руху флюїдів з астеносферної лінзи під Карпатським регіоном [Чекунов, 1994; Гордиенко, Гордиенко, 2019]. Найчастіше літосферні зони розділяють великі блоки земної кори з різною структурою та різною історією розвитку і є постійно діючими каналами флюїдної адвекції [Павленкова, 2018]. Так, перша виділена літосферна зона відокремлює Мукачівську западину від Солотвинської. Друга зона розміщується в зоні розуцільнення в усьому розрізі земної кори і є перехідною зоною, яка складається з різнорідних блоків сутурних зон і терейну Тисії-Дакії. Можна припустити, що Виноградівський розлом є зв'язувальною ланкою між двома цими зонами, оскільки він характеризується великим скупченням гіпоцентрів землетрусів і розміщується в зоні переходу від розтягу і опускання до стискання і підняття.

Саме з цими літосферними зонами мо-

жуть бути пов'язані зони знижених швидкостей (густини) Закарпатського прогину, які є зонами підвищеного глибинного теплового потоку і, відповідно, підвищених глибинних температур. В них знижується густина порід, активізується здатність порід до розуцільнення, підвищуються проникність і гігроскопічність, тобто активізується процес переміщення флюїдів і як наслідок, наприклад, відбувається метаморфічне перетворення порід. Отже, ці зони зниженої густини і сейсмічної швидкості є найбільш активними горизонтами сучасних геолого-геофізичних перетворень мінерального середовища земної кори і можуть бути потенційним джерелом глибинної нафти та газу [Павленкова, 2018; Korchin et al., 2022].

Таким чином, виділені літосферні зони є зонами релаксації тектонічних напружень, зокрема у вигляді землетрусів. Це обширні канали міграції флюїдних потоків, які підіймаються від літосфери і зумовлюють формування родовищ корисних копалин.

Висновки

- Вперше побудовано густинну модель уздовж профілю КМПВ—ГСЗ РП-17 (Чоп—Великий Бичків), що дало змогу виявити особливості будови консолідованої кори, виділити три шари її прогнозного складу («гранітний», «діоритовий» та «базальтовий») та виконати тектонічну інтерпретацію отриманих результатів.

- Мукачівській і Солотвинській западинам властива блокова будова.

- У Мукачівській западині широко розвинуті молоді відклади верхньої частини неогенової моласи, які повністю відсутні в Солотвинській западині. Відклади паннонського ярусу в Солотвинській западині майже повсюдно відслонюються, а сама западина заповнена осадами більш древньої нижньої частини моласової товщі. В неогеновій осадовій товщі обох западин спостерігається зміна густини різних порід в інтервалах глибин 200—950; 950—1450; 1450—2050 м. При цьому густина збільшується з глибиною, але в Солотвинській западині в інтервалах глибин 200—950 і 1450—2050 м густина більша, ніж у Мука-

чівській, внаслідок поширення пісковиків, туфів, аргілітів та алевролітів. В інтервали глибин 950—1450 м густина, навпаки, менша, що пов'язане з наявністю в цьому шарі солі та глини із сіллю і ангідритом.

• У Мукачівській западині, відповідно до сейсмічних даних, залягають два шари зниженої швидкості/густини. У першому шарі значення густини дорівнюють 2,70—2,74 г/см³, а в другому, розташованому безпосередньо над поділом Мохо, — 2,76 г/см³. У Солотвинській западині виявлено тільки один, нижній, шар зниженої густини, в якому густина зменшується на південний схід від 2,78 до 2,75 г/см³.

• У Мукачівській западині залягає базальтовий шар, в якому густина зменшується на північний схід від 2,97 до 2,91 г/см³. У Солотвинській западині середня і нижня кора має діоритовий склад, а значення густини змінюються від 2,75 до 2,84 г/см³.

• За даними густинного моделювання в крайовій південно-східній частині Солотвинської западини (ПК 110—135) виділено розуцільнену область в усьому розрізі земної кори. Можливо, ця область пов'язана з ділянкою переходу від Солотвинської западини до структур, розташованих на південний схід від неї. Так, блок з найменшою густиною (2,38 г/см³) мезозойсько-палеозойської складчастої основи може бути віднесений до Передалькапської сутурної зони, представленої Пенінським поясом та Монастирецьким покривом, які розвертаються у меридіональному напрямку в зоні зчленування з терейном Тися-Дакія. Розташований нижче блок з густиною 2,64 г/см³ може бути пов'язаний з Мармароським кристалічним масивом, в якому породи палеозою (філіти та кварцити) характеризуються інтервалами густини 2,64—2,80 і 2,40—2,72 г/см³, і з Рахівським покривом. Зазначимо, що наявність, порід нижньої крейди в цьому покриві, а також блока крейди на геологічній карті західних областей України на зрізах 5 і 7 км дає можливість припустити, що густина 2,64 г/см³ може відповідати породам буркутської (2,61 г/см³) чи рахівської (2,63 г/см³) світи з домішками інтрузій андезито-да-

цитів із середньою густиною 2,69 г/см³.

• Межа розуцільненої зони, виділеної за даними густинного моделювання, проходить по південно-східній гільці Стрийсько-Латорицької зсувної зони, яка на густинному розрізі хоч і виявляється фрагментарно, але, можливо, подібна до розлому мантийного закладання, оскільки спостерігається латеральна диференціація значень густини, тобто різка зміна їх у бік зменшення. Особливо це відображається в «базальтовому» шарі, виділеному за даними сейсмометрії, де різниця значень густини становить 0,05 г/см³. У межах розуцільнених блоків в районі ПК110 в усьому розрізі земної кори зафіксовано гіпоцентри землетрусів, найбільше скупчення яких спостерігається у верхній частині земної кори. Їх наявність також може бути тісно пов'язана із зонами розуцільнення земної кори, тому що сейсмічна активність сприяє розширенню каналів руху флюїдів.

• Результати густинного моделювання проаналізовано в світі терейнової тектоніки. Встановлено, що кора терейну Алькапа вздовж профілю представлена трьома великими блоками з дрібнішою блоковою будовою всередині кожного. При цьому Мукачівській западині відповідають два більш щільні блоки з різною будовою кори. Північно-східній частині Солотвинської западини належить найменш ущільнений третій блок, східна межа якого збігається із зоною скупчення гіпоцентрів землетрусів. Земна кора південно-східної частини Солотвинської западини розуцільнена в усьому розрізі, характеризується великою кількістю порушень й блоків з різною густиною і, ймовірно є перехідною зоною між терейнами Алькапа і Тися-Дакія.

• Виділено дві літосферні розломні зони. Перша відокремлює Мукачівську западину від Солотвинської. Друга зона розташована між Хустським і Тячевським розломами в розуцільненій зоні в усьому розрізі земної кори, до складу якої входять різнорідні блоки сутурних зон і терейну Тисії-Дакії. Можна припустити, що Виноградівський розлом є зв'язувальною ланкою між двома цими зонами, оскільки він характери-

зується великим скупченням гіпоцентрів землетрусів, і розміщується в зоні переходу від розтягу і опускання до стискання і підняття. З літосферними зонами можуть бути пов'язані зони знижених швидкостей (густини) Закарпатського прогину, які є найбільш активними горизонтами сучасних геолого-геофізичних перетворень мінерального середовища земної кори і можуть бути потенційним джерелом глибинної нафти та газу.

Подяка. Автори висловлюють глибоку подяку О.В. Усенку за цінні поради та зауваження при обговоренні роботи, які

враховані та значно покращили зміст. Автори вдячні Словацьким дослідженням (Slovak Research) та Агентству розвитку (Development Agency), під егідою яких була виконана робота в рамках проєктів No. APVV-21-0159, APVV-19-0150 та Словацькому грантовому агентству VEGA (проєкти No. 2/0002/23, No. 1/0107/23). Робота виконана в рамках двостороннього наукового співробітництва між НАН України та Словацькою академією наук, а також наукової теми: «Аналіз геофізичних полів та побудова 2- і 3D геофізичних моделей Закарпатського прогину» (2022).

Список літератури

- Андреева-Григорович А., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2009. № 2(147). С. 58—70.
- Анікеєв С., В., Пиріжок Н. Відображення Закарпатського глибинного розлому у гравімагнітних полях. В кн.: *Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища*. Під ред. В.Ю. Максимчука. Львів: Растр-7, 2021. С. 171—174.
- Анікеєв С., Максимчук В., Пиріжок Н. Густинна модель земної кори Українських Карпат по профілю PANCAKE. *Геодинаміка*. 2022. № 2(33). С. 28—49. <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.028>.
- Биличенко В.Я., Вус М.И., Вульчин М.Г. *О результатах гравиметровых исследований, проведенных Ужгородской гравиметровой партией № 61/71 в Закарпатском прогибе на площади Берегово—Свалява—Перечин—Ужгород в 1971 году*. Отчет. Ч. I. Львов, 1972. 68 с.
- Бородатый И.И., Эйхберг Ю.Я., Столярова Е.Н., Гощицкая Г.В., Кохановская Л.В., *Обобщение, оперативный анализ и геологическая интерпретация сейсмических и гравиметровых съемок по отдельным регионам Западных областей УССР*. Отчет о работах тематической партии № 100/64. Фонды ЗУ-ГРЭ. Львов: Госгеолкомитет СССР, Государственный производственный геологический комитет УССР, Западно-Украинская геофизическая разведочная экспедиция, 1965. 202 с.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.М., Ільєнко В.А. Сучасні геоелектромагнітні дослідження Українських Карпат. *Геофиз. журн*. 2022. Т. 44. № 3. С. 30—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261966>.
- Буров В.С., Вишняков И.Б., Глушко В.В., Досин Г.Д., Круглов С.С., Кузовенко В.В., Свириденко В.Г., Смирнов С.Е., Совчик Я.В., Утробин В.Н., Шакин В.А. *Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1:200 000)*. Львов: Изд. УкрНИГРИ, 1986. 152 с.
- Вербицкий Т., Ігнатишин В., Латиніна Л., Юркевич О. Сучасні деформації земної кори Березівської горстової зони. *Геодинаміка*. 1998. № 1. С. 118—120.
- Геологические карты западных областей Украины на срезах –3000, –5000, –7000 м. М-б 1:500 000*. Ред. В.В. Глушко. Министерство геологии УССР, 1979.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат*. Под ред. В.В. Глушко, С.С. Круглова. Москва: Недра, 1971. 392 с.
- Гинтов О.Б. *Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины*. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Ч. 1. Основні

- елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*. 2011. № 1(10). С. 47—56. <https://doi.org/10.23939/jgd2011.01.047>.
- Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Формирование структур Утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат — результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестник Санкт-Петербургского университета*. 2015. Вып. 2. С. 4—24.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. (2019). Астеносферные линзы в мантии нефтегазовых регионов. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2019. 15, № 2. С. 35—51 <https://doi.org/10.15407/grimo2019.02.035>.
- 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.
- Гравиметрическая карта СССР в м-бе 1:1000000*. Под ред. Н.Б. Сажинной. Министерство геологии и охраны недр СССР. Всесоюзный научно-исследовательский Институт геофизических методов разведки, 1960.
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат*. За ред. В.І. Старостенка. Київ: Наук. думка, 2005. 255 с.
- Ентин В.А. Геофизическая основа Тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Корчин В.А., Буртный П.А., Коболев В.П. *Термобарическое петрофизическое моделирование в геофизике*. Киев: Наук. думка, 2013. 312 с.
- Красовский С.С. *Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия*. Киев: Наук. думка, 1989. 247 с.
- Красовский С.С. *Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле*. Киев: Наук. думка, 1981. 262 с.
- Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Фильштинский Л.Е., Хижняков А.В. *Геодинамика Карпат*. Киев: Наук. думка, 1985. 136 с.
- Крупський Ю.З. *Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Погільського регіонів України*. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2001. 256 с.
- Кутас Р.И. Геотермические условия и мезокайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823>.
- Кутас Р.И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. *Геофиз. журн.* 2014. № 6. С. 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016>.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа*. Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1989. 188 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс*. Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Лозиняк П., Місюра Я. Особливості геологічної будови донеогенового фундаменту Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2010. № 3-4 (152-153). С. 73—84.
- Лозиняк П.Ю., Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Неогенова та сучасна геодинаміка і сейсмічність літосфери Закарпаття. *Геодинаміка*. 2011. 2(11). С. 170—172. <https://doi.org/10.23939/jgd2011.02.170>.
- Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З., Варичев А.С., Ступка О.О. *Тектономагматическая эволюция Карпат*. Киев: Наук. думка, 1995. 158 с.
- Макаренко И.Б. Плотность осадочных комплексов Украинских Карпат (обобщение). *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 6. С. 120—161. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i6.251556>.
- 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.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.К., Кучай В.К., Кулагин В.К. *Тектоническая расслоенность литосферы новейших подожных поясов*. Москва: Наука, 1982. 115 с.
- Максимчук В.Ю., Пиріжок Н.Б., Прони-

- шин Р.С., Тимошук В.Р. Деякі особливості сейсмічності Закарпаття. *Геодинаміка*. 2014. № 2(17). С. 139—147. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.139>.
- Мацьків Б.В., Зобков О.В., Ковальов Ю.В. та ін. Звіт про геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території планшетів М-34-XXIX, М-34-XXXV, L-34-V (Ужгородська група аркушів), проведених у 1991—1996 рр., Берегове. Геоінформ, 1996. 413 с.
- Мацьків Б.В., Пукач Б.Д., Воробканич В.М., Пастуханова С.В., Гнилко О.М. *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Нагвірна), L-35-I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка*. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2009. 188 с.
- Мельничук М.И., Кузнецова В.Г., Сомов В.И., Максимчук В.Е., Нагирный Т.С., Сокурова А.Н. Связь физических полей с глубинным строением Карпатского региона. Заключительный отчет 1971—1975. 1975. 248 с.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Геодинаміка, тектоніка та сейсмічність Карпатського регіону України. *Геодинаміка*. 2013. № 2(15). С. 247—249. <https://doi.org/10.23939/jgd2013.02.247>.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Глибинні пастково-колекторські тектонічні структури в літосфері Карпатського регіону України: природа, походження і перспективні ресурси. *Наук. вісник Ів.-Франк. нац. техн. ун-ту нафти і газу*. 2002. № 3(4). С. 10—21.
- Назаревич А., Назаревич Л. Глибинные особенности сейсмотектонического процесса в Украинских Карпатах. *Conference Proceedings, 13th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, May 2014*. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20140419>.
- Назаревич А., Назаревич Л., Байрак Г., Пиріжок Н. Сейсмотектоніка зони перетину Оашського і Закарпатського глибинних розломів (Українське Закарпаття). *Геодинаміка*. 2022. № 2(33). С. 99—114. <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.100>.
- Николаевский В.Н. *Геомеханика и флюидодинамика*. Москва: Недра, 1996. 447 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>.
- Павленкова Н.И. Особенности миграции глубинных флюидов в консолидированной земной коре. *Актуальные проблемы нефти и газа*. 2018. № 4(23). С. 1—9. <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2018-23.art42>.
- Приходько М.Г., Кречковський З.С., Рапп В.В. и др. Отчет по крупномасштабному глубинному геологическому картированию в пределах листов М-34-141-Б; -142-А, В; -142-Б-в, г (Береговский рудный район) за 1981—1985 гг. Берегово. Геоинформ, 1985. 277 с.
- Приходько М.Г., Пономарьова Л.Д. *Геологічна будова Закарпатського прогину*. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2018. 84 с.
- Проведення інтегральної інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних по сейсмічних профілях Південно-Буштинської структури в Солотвинській западині з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів*. Звіт про науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2005. 101 с.
- Пронишин Р.С., Пустовитенко Б.Г. Некоторые аспекты сейсмического климата и погоды в Закарпатье. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1982. № 10. С. 74—81.
- Свириденко В.Г. Геологическое строение до-неогенового фундамента Закарпатского прогиба: *автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук*. Львов, 1973. 24 с.
- Сологуб В.Б. *Литосфера Украины*. Киев: Наук. думка, 1986. 183 с.
- Сомов В.И. Современная направленность развития тектонических структур Карпато-Балканского региона (по данным инструментальных исследований). *Геофиз. журн.* 1990. Т. 12. № 6. С. 39—47.
- Сомов В.И. Современные движения земной коры Карпат и сопредельных стран. *Геотектоника*. 1974. № 6. С. 64—71.
- Старостенко В.И., Койфман Л.И., Костюке-

- вич А.С. Плотностная модель литосферы на участке Чернигов-Берегово. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V*. Киев: Наук. думка, 1987. С. 67—74.
- Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Савченко А.С. Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-auto). *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.
- Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Савченко А.С., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. Об автоматизированной интерактивной обработке геофизических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 1. С. 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы*. Ред. А. Гутерх, Д. Просен, В.Б. Соллогуб. Киев: Наук. думка, 1978. 272 с.
- Субботин С.И. *Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований*. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 260 с.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій*. Ред. К.Р. Третяк, В.Ю. Максимчук, Р.І. Кутас. Львів: Вид-во Львівської політехніки, 2015. 420 с.
- Схема гравітаційного поля України. М-б 1:1000 000*. Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія» Мінекоресурсів України, 2002.
- Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000*. Ред. Д.С. Гурський, С.С.Круглов. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007.
- Трипольский А.А., Шаров Н.В. *Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным*. Петрозаводск: Изд. КНЦ РАН, 2004. 159 с.
- Хоменко В.І. *Глибинна будова Закарпатського прогину*. Київ: Наук. думка, 1971. 230 с.
- Чекунов А.В. *Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР*. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
- Чекунов А.В. Эволюция астенолитов и ее геологические следствия. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1988. № 3. С. 30—34.
- Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С. Глубинное строение и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. *Советская геология*. 1969. № 10. С. 57—68.
- Babuska, V., Plomerova, J. & Pajdusak, P. (1988). Lithosphere-Asthenosphere in central Europe: Models derived from P residuals. In *Proc. of the 4th EGT Workshop: The Upper Mantle, Commission of the European Communities, European Science Foundation* (pp. 37—48).
- Dererova, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. <https://doi.org/10.1029/2005TC001883>.
- Golonka, J., Waśkowska, A., Cichostępski, K., Dec, J., Pietsch, K., Łój, M., Bania, G., Mościcki, W.J., & Porzucek, S. (2022). Mélanges, Flysch and Cliffs in the Pieniny Klippen Belt (Poland): An Overview. *Minerals*, 12, 1149. <https://doi.org/10.3390/min12091149>.
- Hnylko, O., & Hnylko, S. (2019). Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian nappe (Ukrainian Carpathians). *Geodynamics*, (1), 60—75.
- Horvath, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226, 333—357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5).
- Horvath, F., & Galacz, A. (Eds.). (2006). *The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography*. Budapest: Hantken Press, 625 p.
- Kiss, J. (2017). An alternative model for the development of the Carpathian Basin and its environment. *Magyar Geofizika*, 58(2), 66—75.
- Korchin, V., Rusakov, O., & Karnaukhova, O. (2022). The construction of the model of the regional trap of abiogenic hydrocarbons in the crystalline crust of the Transcarpatian depression (Ukraine). *Norwegian Journal of development of the International Science*, 92, 3—14. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7078322>.

- Kovac, M., & Marton, E. (1998). To rotate or not rotate: Palinspastic reconstruction of the Carpatho-Pannonian area during the Miocene. *Slovak Geological Magazine*, 4(2), 169—194.
- Lenkey, I. (1999). Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of Basin evolution. *Phd. Thesis*. Amsterdam: Vrije Universiteit Amsterdam, 215 p.
- Lillie, R.J., Bielik, M., Babuska, V., & Plomerova, J. (1994). Gravity modelling of the lithosphere in the eastern Alpine-western Carpathian-Pannonian Basin region. *Tectonophysics*, 231, 215—235. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90036-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90036-1).
- Murovskaya, A., Verpakhovska, O., Hnylko, O., Chorna, O., & Yegorova, T. (2023). Transcarpathian Depression: Study of Low-Velocity Zones in the Earth's Crust Based on the Seismic Regional Profiles Data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(2), 30—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i2.278310>.
- Orlyuk, M., Kutas, R., Marchenko, A., Bakarjieva, M., & Makarenko, I. (2022). Geophysical characteristics of the Eastern (Ukrainian) Carpathian's lithosphere: oil and gas potential aspect. *Geologica Balcanica. XXII International Congress of the CBGA, Plovdiv, Bulgaria, 7—11 September 2022*, Abstracts. P. 175.
- Orlyuk, M.I., Marchenko, A.V., & Bakarjieva, M.I. (2021). Geomagnetic field of the western region of Ukraine in connection with the fracture-block tectonics and hydrocarbon deposits. *XXth International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. 11—14 May 2021, Kiev, Ukraine. Paper21067_ENG. Conference CD-ROM Proceedings* (pp. 186—192). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521067>.
- Plašienka, D., Aubrecht, R., Bezák, V., Bielik, M., Broska, I., Bučová, J., Fekete, K., Gaži, P., Gedl, P., Golej, M., Halásová, E., Hók, J., Hrdlička, M., Jamrich, M., Józsa, Š., Klanica, R., Konečný, P., Kubiš, M., Madarás, J., Majcin, D., Marko, F., Molčan, M., Potočný, T., Schlögl, J., Soták, J., Suan, G., Šamajová, L., Šimonová, V., Teťák, F., & Vozár, J. (2021). *Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt—Central Western Carpathian contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia)* (pp. 1—148). Comenius University Bratislava, Slovakia.
- 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>.
- Šefara, J., Bielik, M., Konečný, P., Bezák, V., & Hurai, V. (1996). The latest stage of development of the western Carpathian lithosphere and its interaction with asthenosphere. *Geologica Carpathica*, 47, 339—347.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedús, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V.I., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., Gintov, O.B., & Amashukeli, T.A. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(1), 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.

Depth structure of the Transcarpathian Depression (Ukrainian part) according to density modeling data

I. Makarenko¹, O. Savchenko¹, J. Dererova², A. Murovskaya^{1,3}, V. Starostenko¹,
M. Bielik², O. Legostaeva¹, 2023

¹S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

²The Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia

³University of Parma, Department of Life Sciences and Environmental Sustainability, Parma, Italy

The presented research is devoted to the construction and calculations of the density model along the regional CMRV-DSS profile RP-17 (Chop–Velyky Bychkiv), running along the Transcarpathian Depression. Based on the results of density modeling, the distribution of density in the Earth's crust was obtained in accordance with its seismic structure and gravity field as well as the density structure of individual layers. A tectonic interpretation of the obtained results was provided. The Mukachevo and Solotvyno parts of Transcarpathian Depression have their own structural features, autonomous geological development and are distinguished by Neogene geodynamics. The analysis of density properties showed that in the Neogene sedimentary layer of both depressions there is a change in the density of various rocks in the depth intervals of 200–950; 950–1450; 1450–2050 m. In the Solotvyno depression in the depth intervals of 200–950 and 1450–2050 m, the density is greater than in Mukachevo, due to the presence of sandstones, tuffs, mudstones, and siltstones. In the interval 950–1450 m of Solotvyno depression, on the contrary, the density is lower than in Mukachevo one, due to the presence of salt and clay. The Earth's crust of Mukachevo depression is more compacted, as it contains a «basalt» layer. The Solotvyno depression consists of two parts and its average density corresponds to a diorite composition. The north-western block is of higher density and more homogeneous. The south-eastern one is of lower density and composed of a large number blocks of different densities separated by faults. The boundary of the lower density zone (PK 105–110) runs along the south-eastern branch of the Stryi-Latorytsia shear zone. This zone appears fragmentary on the density section, being similar to a mantle fault, with a lateral differentiation of density values, as well as the largest concentration of earthquakes, especially in the upper part of the Earth's crust. The low-density area is probably associated with the transition from the Solotvyno depression to the structures located to the south-east of it. Thus, the block with the lowest density (2,38 g/cm³) of the Mesozoic-Paleozoic folded basement can be attributed to the Fore-Alkapa suture zone, represented by the Pieniny Klippen Belt and the Monastyrets nappe, which turns in the meridional direction in the zone of junction with the Tisza-Dacia terrane. The block located below with a density of 2,64 g/cm³ can be connected with the Marmarosh massif, or with the Rakhiv nappe. It was established that the crust of the Alkapa terrain along the profile is represented by three large blocks with a smaller block structure inside each one. The two more density blocks with different crust structure correspond to the Mukachevo depression. The lowest density third block belongs to the north-eastern part of the Solotvyno depression, the eastern border of which coincides with the area of clustering of earthquake hypocenters. The south-eastern part of the Solotvyno depression probably represents a transition zone between the Alkapa and Tisza–Dacia terrains. Two lithospheric fault zones are distinguished. The first one separates Mukachevo and Solotvyno depressions. The second zone is located between the Khust and Tyachiv faults in the low-density zone along the entire section of the Earth's crust. These

two zones are assumed to be connected by the Vynogradiv fault. It is characterized by a large cluster of earthquakes and located in the transition from extension and subsidence to compression and uplift. Low velocity (density) zones of the Transcarpathian depression can be associated with lithospheric fault zones. There are the most active horizons of modern geological and geophysical transformations of the mineral environment of the Earth's crust and can be a potential source of deep oil and gas.

Key words: density modeling, density distribution, lithosphere, CMRV-DSS profile RP-17 (Chop—Velykyi Bychkiv), Transcarpathian Depression, Mukachevo depression, Solotvino depression, terrain tectonics, Alkapa, Tisza-Dacia.

References

- Andreyeva-Grygorovych, A., Ponomaryova, L., Prykhodko, M., & Semenenko, V. (2009). Stratigraphy of neogene deposits of the Transcarpathian Depression. *Geology and Geochemistry of Combustible Fossils*, (2), 58—70 (in Ukrainian).
- Anikeev, S., Maksymchuk, V., & Pyrizhok, N. (2021). Reflection of the Transcarpathian deep fault in gravimagnetic fields. In V.Yu. Maksymchuk (Ed.), *Geophysics and geodynamics: forecasting and monitoring of the geological environment* (pp. 171—174). Lviv: Rastr-7 (in Ukrainian).
- Anikeyev, S., Maksymchuk, V., & Pyrizhok, N. (2022). Density model of the Earth's crust of the Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Geodynamics*, (2), 28—49. <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.028> (in Ukrainian).
- Bilichenko, V.Ya., Vus, M.I., & Vulchin, M.G. (1972). *On the results of gravimetric studies carried out by the Uzhgorod gravimetric party No. 61/71 in the Transcarpathian trough on the Beregovo—Svalyava—Perechin—Uzhgorod area in 1971*. Report. Part I. Lvov, 68 p. (in Russian).
- Borodatyy, I.I., Eikhberg, Yu.Ya., Stolyarova, E.N., Goshchitskaya, G.V., & Kokhanovskaya, L.V. (1965). *Generalization, operational analysis and geological interpretation of seismic and gravimetric surveys for individual regions of the Western regions of the Ukrainian SSR*. Report on the work of the thematic party No. 100/64. Funds ZUGRE. Lvov: State Geological Committee of the USSR, State Production Geological Committee of the Ukrainian SSR, West Ukrainian Geophysical Exploration Expedition, 202 p. (in Russian).
- Burakhovich, T.K., Kushnir, A.M. & Ilyenko, 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).
- Burov, V.S., Vishnyakov, I.B., Glushko, V.V., Dosin, G.D., Kruglov, S.S., Kuzovenko, V.V., Sviridenko, V.G., Smirnov, S.E., Sovchik, Ya.V., Utrobin, V.N., & Shakin, V.A. (1986). *Tectonics of the Ukrainian Carpathians (explanatory note to the tectonic map of the Ukrainian Carpathians scale 1:200,000)*. Lvov: Ed. UkrNIGRI, 152 p. (in Russian).
- Verbytskyi, T., Ihnatyshyn, V., Latynina, L., & Jurkevych, O. (1998). Recent deformations of the Earth's crust in the Berehove horst zone. *Geodynamics*, (1), 118—120 (in Ukrainian).
- Glushko, V.V. (Ed.). (1979). *Geological maps of the western regions of Ukraine on sections –3000, –5000, –7000 m. Scale 1:500,000*. Ministry of Geology of the Ukrainian SSR (in Russian).
- Glushko, V.V., & Kruglov, S.S. (Eds.). (1971). *Geological structure and fossil fuels of the Ukrainian Carpathians*. Moscow: Nedra, 392 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of the Earth's crust of Ukraine*. Kyiv: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Hnylko, O.M. (2011). Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrane tectonics section. 1. Main units of the Carpathian building. *Geodynamics*, (1), 47—56. <https://doi.org/10.23939/jgd2011.01.047> (in Ukrainian).
- Gnilko, O.M., Gnilko, S.R., & Generalova, L.V. (2015). The formation of the structures of the Cliff Zones and the inter-cliff flysch of the Inner Ukrainian Carpathians is the result of the convergence and collision of microcontinental terranes. *Bulletin of St. Petersburg University*, (2), 4—24 (in Russian).

- Gordienko, V.V., Gordienko, L.Ya. (2019). Astenospheric linzes in the mantle of oil and gas/bearing regions. *Geology and Mineral Resources of World Ocean*, 15(2), 35—51. <https://doi.org/10.15407/gpimo2019.02.035>. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., Tarasov, V.N., & Usenko, O.V. (2011). *Ukrainian Carpathians (geophysics, deep processes)*. Kiev: Logos, 128 p. (in Russian).
- Sazhina, N.B. Ed. (1960). *Gravimetric map of the USSR in scale 1:1000000*. Ministry of Geology and Subsoil Protection of the USSR. All-Union Research Institute of Geophysical Methods of Exploration (in Russian).
- Starostenko, V.I. (Ed.). (2005). *Research of the modern geodynamics of the Ukrainian Carpathians*. Kyiv: Naukova Dumka, 255 p. (in Ukrainian).
- Entin, V.A. (2005). Geophysical basis of the Tectonic map of Ukraine, scale 1 : 1,000,000. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(1), 74—84 (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtyny, P.A., & Kobolev, V.P. (2013). *Therobaric petrophysical modeling in geophysics*. Kiev: Naukova Dumka, 312 p. (in Russian).
- Krasovskiy, S.S. (1989). *Gravitational modeling of the deep structures of the Earth's crust and isostasy*. Kiev: Naukova Dumka, 247 p. (in Russian).
- 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., Smirnov, S.E., Spitkovskaya, S.M., Filshinskiy, L.E., & Khizhnyakov, A.V. (1985). *Geodynamics of the Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 136 p. (in Russian).
- Krupskyy, Yu.Z. (2001). *Geodynamic conditions of formation and oil and gas potential of the Carpathian and Volyn-Podilskiy regions of Ukraine*. Kyiv: Ed. UkrDGRI, 256 p. (in Ukrainian).
- Kutas, R.I. (2016). Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpatho-Pannonian Region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(5), 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823> (in Russian).
- Kutas, R.I. (2014). Thermal flow and geothermic models of the Earth's crust of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(6), 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016> (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1989). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. East European platform*. Kiev: Naukova Dumka, 188 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1994). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platforms and Alpine fold belt*. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Loznyiak, P., & Misiura, Ya. (2010). Main features of the geological structure of Pre-Neogene basement of the Transcarpathian Depression. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, (3-4), 73—84 (in Ukrainian).
- Lozynyak, P.Yu., Nazarevich, A.V., Nazarevich, L.E. Neogene and modern geodynamics and seismicity of Transcarpathian lithosphere. (2011). *Geodynamics*, 2 (11), 170—172. <https://doi.org/10.23939/jgd2011.02.170>. (in Ukrainian).
- Lyashkevich, Z.M., Medvedev, A.P., Krupskiy, Yu.Z., Varichev, A.S., & Stupka, O.O. (1995). *Tectonomagmatic evolution of the Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 158 p. (in Russian).
- Makarenko, I.B. (2022). The density of sedimentary complexes of the Carpathian-Pannonian region (generalization). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(6), 120—161. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i6.251556> (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).
- Makarov, V.I., Trifonov, V.G., Shchukin, Yu.K., Kuchay, V.K., Kulagin, V.K. (1982). *Tectonic layering of the lithosphere of the latest mobile belts*. Moscow: Nauka, 115 p. (in Russian).
- Maksymchuk, V.Yu., Pyrizhok, N.B., Pronyshyn, R.S., & Tymoschuk, V.R. (2014). Some peculiarities of seismicity Transcarpathia. *Geodynamics*, (2), 139—147. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.139> (in Ukrainian).
- Matskiv, B.V., Zobkov, O.V., Kovalev, Yu.V. etc.

- (1996). Report on the 1:200,000-scale geological survey of the territory of tablets M-34-XX-IX, M34-XXXV, L-34-V (Uzhgorod group of sheets), carried out in 1991—1996, Berehove. Geoinform, 413 p. (in Ukrainian).
- Matskiv, B.V., Pukach, B.D., Vorobkanych, V.M., Pastukhanova, S.V., & Hnylko, O.M. (2009). *State geological map of Ukraine on a scale of 1:200,000, sheets M-34-XXXVI (Hust), L-34-VI (Baya-Mare), M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Visheu-De-Sus). Carpathian series. Explanatory note*. Kyiv: Ed. UkrDGRI, 188 p. (in Ukrainian).
- Melnichuk, M.I., Kuznetsova, V.G., Somov, V.I., Maksimchuk, V.E., Nagirnyy, T.S., & Sokurova, A.N. (1975). *Connection of physical fields with the deep structure of the Carpathian region. Final report 1971—1975*. 1975. 248 p. (in Russian).
- Nazarevych, A.V., & Nazarevych, L.E. (2013). Geodynamics, tectonics and seismicity of Carpathian region of Ukraine. *Geodynamics*, (2), 247—249. <https://doi.org/10.23939/jgd2013.02.247> (in Ukrainian).
- Nazarevych, A.V., & Nazarevych, L.E. (2002). Deep trap-collector tectonic structures in the lithosphere of the Carpathian region of Ukraine: nature, origin and prospective resources. *Scientific Bulletin of Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas*, (3), 10—21 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A., & Nazarevych, L. (2014). Deep features of the seismotectonic process in the Ukrainian Carpathians. *Conference Proceedings, 13th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, May 2014*. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20140419> (in Russian).
- Nazarevych, A., Nazarevych, L., Bayrak, G., & Pyrizhok, N. (2022). Seismotectonics of the Oash and Transcarpathian deep faults junction zone (Ukrainian Transcarpathians). *Geodynamics*, (2), 99—114. <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.100> (in Ukrainian).
- Nikolaevskiy, V.N. (1996). *Geomechanics and fluid dynamics*. Moscow: Nedra, 447 p. (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Bakarjjeva, M.I., & Marchenko, A.V. (2023). Magnetic characteristics and tectonic structure of the Earth's crust of the Carpathian oil and gas region as a component of complex hydrocarbon criteria. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(5), 77—105. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272328>.
- Pavlenkova, N.I. (2018). Features of migration of deep fluids in the consolidated Earth's crust. *Actual problems of oil and gas*, (4), 1—9. <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2018-23.art42> (in Russian).
- Prikhodko, M.H., Krechkovsky, Z.S., Rapp, V.V. etc. (1985). Report on large-scale deep geological mapping within the limits of sheets M-34-141-B; -142-A, B; -142-B-v, g (Beregovo Ore District) for 1981-1985. Berehovo. Geoinform, 277 p. (in Russian).
- Prykhodko, M.G., & Ponomaryova, L.D. (2018). *Geological structure of the Transcarpathian Depression*. Kyiv: Ed. UkrDGRI, 84 p. (in Ukrainian).
- Carrying out an integral interpretation of a complex of geological and geophysical data on seismic profiles of the South-Bushtyna structure in the Solotvyno depression with the aim of forecasting promising oil and gas objects*. (2005). Report on research work. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 101 p. (in Ukrainian).
- Pronishin, R.S., & Pustovitenko, B.G. (1982). Some aspects of seismic climate and weather in Transcarpathia. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, (10), 74—81 (in Russian).
- Sviridenko, V.G. (1973). Geological structure of the pre-Neogene basement of the Transcarpathian Depression. *Extended abstract of candidate's thesis*. Lvov, 24 p. (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kyiv: Naukova Dumka, 183 p. (in Russian).
- Somov, V.I. (1990). The contemporary trend in the development of tectonic structures of the Carpathian-Balkan region (from data of experimental studies). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 12(6), 39—47 (in Russian).
- Somov, V.I. (1974). Modern movements of the Earth's crust of the Carpathians and neighboring countries. *Geotectonics*, (6), 64—71 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Koyfman, L.I., & Kostyukevich, A.S. (1987). Density model of the litho-

- sphere in the Chernihiv-Beregovo area. In *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverses I, II, V* (pp. 67—74). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., & Savchenko, A.S. (2015). Software system for automated data interpretation of potential fields (GMT-Auto). *Geofizicheskii Zhurnal*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Sharypanov, V.M., Savchenko, A.S., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., & Kuprienko, P.Ya. (2011). On the automated interactive processing of graphic images of geological and geophysical objects. *Geofizicheskii Zhurnal*, 33(1), 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325> (in Russian).
- Guterkh, A., Prosen, D., & Sollogub, V.B. (Eds.). (1978). *The structure of the Earth's crust and upper mantle of Central and Eastern Europe*. Kiev: Naukova Dumka, 272 p. (in Russian).
- Subbotin, S.I. (1955). Deep structure of the Soviet Carpathians and adjacent territories according to geophysical research data. Kiev: Publ. House of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 260 p. (in Russian).
- Tretyak, K.R., Maksymchuk, V.Yu., & Kutas, R.I. (Eds.). (2015). *Modern geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and adjacent territories*. Lviv: Publ. House of Lviv Polytechnic, 420 p. (in Ukrainian).
- Scheme of gravity field of Ukraine. 1:1000 000*. (2002). Northern State Regional Geological Enterprise «Northern Geology» of the Ministry of Natural Resources of Ukraine (in Ukrainian).
- Hurskyy, D.S., & Kruglov, S.S. (Eds.). (2007). *Tectonic map of Ukraine. 1:1 000 000*. Kyiv: Ed. UkrDGRI (in Ukrainian).
- Tripolskiy, A.A., & Sharov, N.V. (2004). *Lithosphere of the Precambrian shields of the Earth's Northern Hemisphere according to seismic data*. Petrozavodsk: Publ. House of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 159 p. (in Russian).
- Khomenko, V.I. (1971). *Deep structure of Transcarpathian depression*. Kyiv: Naukova Dumka, 230 p. (in Ukrainian).
- Chekunov, A.V. (1972). *The structure of the Earth's crust and tectonics of the south of the European part of the USSR*. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (1988). Evolution of asthenoliths and its geological consequences. *Doklady AN USSR. Ser. B*, (3), 30—34 (in Russian).
- Chekunov, A.V., Livanova, L.P., & Geyko, V.S. (1969). Deep structure and some features of the tectonics of the Transcarpathian Depression. *Sovetskaya Geologiya*, (10), 57—68 (in Russian).
- Babuska, V., Plomerova, J. & Pajdusak, P. (1988). Lithosphere-Asthenosphere in central Europe: Models derived from P residuals. In *Proc. of the 4th EGT Workshop: The Upper Mantle, Commission of the European Communities, European Science Foundation* (pp. 37—48).
- Dererova, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. <https://doi.org/10.1029/2005TC001883>.
- Golonka, J., Waśkowska, A., Cichostępski, K., Dec, J., Pietsch, K., Łój, M., Bania, G., Mościcki, W.J., & Porzucek, S. (2022). Mélange, Flysch and Cliffs in the Pieniny Klippen Belt (Poland): An Overview. *Minerals*, 12, 1149. <https://doi.org/10.3390/min12091149>.
- Hnylko, O., & Hnylko, S. (2019). Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian nappe (Ukrainian Carpathians). *Geodynamics*, (1), 60—75.
- Horvath, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, 226, 333—357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5).
- Horvath, F., & Galacz, A. (Eds.). (2006). *The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography*. Budapest: Hantken Press, 625 p.
- Kiss, J. (2017). An alternative model for the development of the Carpathian Basin and its environment. *Magyar Geofizika*, 58(2), 66—75.

- Korchin, V., Rusakov, O., & Karnaukhova, O. (2022). The construction of the model of the regional trap of abiogenic hydrocarbons in the crystalline crust of the Transcarpathian depression (Ukraine). *Norwegian Journal of development of the International Science*, 92, 3—14. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7078322>.
- Kovac, M., & Marton, E. (1998). To rotate or not rotate: Palinspastic reconstruction of the Carpatho-Pannonian area during the Miocene. *Slovak Geological Magazine*, 4(2), 169—194.
- Lenkey, I. (1999). Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of Basin evolution. *Phd. Thesis*. Amsterdam: Vrije Universiteit Amsterdam, 215 p.
- Lillie, R.J., Bielik, M., Babuska, V., & Plomero, J. (1994). Gravity modelling of the lithosphere in the eastern Alpine-western Carpathian-Pannonian Basin region. *Tectonophysics*, 231, 215—235. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90036-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90036-1).
- Murovskay, A., Verpakhovska, O., Hnylko, O., Chorna, O., & Yegorova, T. (2023). Transcarpathian Depression: Study of Low-Velocity Zones in the Earth's Crust Based on the Seismic Regional Profiles Data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(2), 30—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i2.278310>.
- Orlyuk, M., Kutas, R., Marchenko, A., Bakarjieva, M., & Makarenko, I. (2022). Geophysical characteristics of the Eastern (Ukrainian) Carpathian's lithosphere: oil and gas potential aspect. *Geologica Balcanica. XXII International Congress of the CBGA, Plovdiv, Bulgaria, 7—11 September 2022*, Abstracts. P. 175.
- Orlyuk, M.I., Marchenko, A.V., & Bakarjieva, M.I. (2021). Geomagnetic field of the western region of Ukraine in connection with the fracture-block tectonics and hydrocarbon deposits. *XXth International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. 11—14 May 2021, Kiev, Ukraine. Paper21067_ENG. Conference CD-ROM Proceedings* (pp. 186—192). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521067>.
- Plašienka, D., Aubrecht, R., Bezák, V., Bielik, M., Broska, I., Bučová, J., Fekete, K., Gaži, P., Gedl, P., Golej, M., Halásová, E., Hók, J., Hrdlička, M., Jamrich, M., Józsa, Š., Klanica, R., Konečný, P., Kubiš, M., Madarás, J., Majcin, D., Marko, F., Molčan, M., Potočný, T., Schlögl, J., Soták, J., Suan, G., Šamajová, L., Šimonová, V., Teťák, F., & Vozár, J. (2021). *Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt—Central Western Carpathian contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia)* (pp. 1—148). Comenius University Bratislava, Slovakia.
- 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>.
- Šefara, J., Bielik, M., Konečný, P., Bezák, V., & Hurai, V. (1996). The latest stage of development of the western Carpathian lithosphere and its interaction with asthenosphere. *Geologica Carpathica*, 47, 339—347.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V.I., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., Gintov, O.B., & Amashukeli, T.A. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(1), 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.