

## Тривимірна густинна модель осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону

**І. Макаренко<sup>1</sup>, М. Бієлік<sup>2</sup>, В. Старостенко<sup>1</sup>, Я. Дерерова<sup>2</sup>, О. Савченко<sup>1</sup>,  
О. Легостаєва<sup>1</sup>, 2022**

<sup>1</sup>Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

<sup>2</sup>Інститут наук про Землю Словацької Академії наук, Братислава, Словаччина

Надійшла 20 вересня 2022 р.

Стаття присвячена побудові та розрахункам тривимірної густинної моделі осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону з метою отримання детальної схеми залишкового гравітаційного поля (stripped gravity map). Цьому сприяв глибокий аналіз великої кількості даних щодо висвітлення густинних властивостей неоген-четвертинних відкладів (Паннонський басейн, Трансильванська западина, Закарпатський прогин), моласових відкладів Передкарпатського прогину та флішових відкладів Зовнішніх Карпат у Чехії, Словаччині, Польщі, Україні. Базові дані для створення тривимірної густинної моделі осадових відкладів отримано в результаті лабораторних досліджень зразків порід з керн картоувальних і глибоких розвідувальних свердловин, а також зразків порід, відібраних з численних відслонень у регіоні досліджень. Оцінено середнє значення густини для моласових і флішових відкладів румунської частини Карпат за результатами зіставлення літолого-стратиграфічних комплексів цих відкладів у суміжних районах східної частини Українських Карпат з подібними в Румунських Східних Карпатах та аналізу наявних даних стосовно густини Передкарпатського прогину та Флішових Карпат для української частини. Застосовано методику досліджень, яка є модифікацією геологічного редукування. Її суть полягає у послідовному розрахунку і вилученню з аномального гравітаційного поля тривимірного гравітаційного ефекту осадових шарів, параметризація яких визначена краще, ніж тих, що залягають глибше. В результаті формується залишкове гравітаційне поле, зумовлене глибинними неоднорідностями, які пов'язані з консолідованою частиною земної кори та верхньою мантією. Гравітаційні ефекти розраховано у масштабі 1:4 000 000 за мережею 10×10 км із застосуванням сучасного програмного комплексу *GMT-Auto*. Детальна схема залишкового (звільненого від впливу товщі осадових відкладів) гравітаційного поля Карпатсько-Паннонського регіону (stripped gravity map) є ефективним інструментом у розумінні джерел домінуючих гравітаційних особливостей досліджуваного регіону. Так, *Паннонський басейн* проявляється загальним максимумом з низкою локальних позитивних аномалій (більш як 50 мГал), які спостерігаються над невеликими западинами, заповненими малощільними потужними осадовими відкладами: Дунайською, Сольнокською, Мако, Бекеш і Закарпатським прогином. Феномен додатних, а не від'ємних значень залишкового гравітаційного поля для цих структур можна пояснити проникненням в осадовий покрив вулканічних порід або наявністю тіл високої густини з особливим петрофізичним складом (метаморфічні комплекси?) в консолідованій частині земної кори. Іншою причиною може бути вплив регіонального фону, який зумовлений підніманням поділу Мохо в Паннонському басейні до глибини 24—26 км. Гравітаційний мінімум *Західних Карпат*, який на схемі аномального гравітаційного поля складається з двох частин (північної і південної), відображається одним інтенсивним мінімумом — південним (–60 мГал). Північна частина цього гравітаційного мінімуму практично знівельована після розрахунків гравітаційного ефекту осадового заповнення, тому можна припустити, що її джерелом є малощільні флішові і моласові відклади. Пів-

денну частину гравітаційного мінімуму Західних Карпат можна пояснити дефіцитом мас у консолідованій частині земної кори. Навіть після вивільнення від впливу товщі осадових відкладів інтенсивність гравітаційних мінімумів *Східних* (–80 мГал) і *Південних* (–100 мГал) *Карпат* залишилась великою, тому можна припустити, що вони зумовлені не тільки низькими значеннями густини осадових відкладів Зовнішніх Карпат і Передкарпатського прогину, а й додатковим гравітаційним ефектом глибинних неоднорідностей консолідованої частини земної кори (а можливо, і верхньої мантії).

**Ключові слова:** тривимірне моделювання, густина, залишкове гравітаційне поле (stripped gravity map), неоген-четвертинні відклади (Паннонський басейн, Трансильванська западина, Закарпатський прогин), моласові відклади Передкарпатського прогину, флішові відклади Зовнішніх Карпат, Карпатсько-Паннонський регіон.

**Вступ.** Карпатсько-Паннонський регіон разом з навколишніми територіями є дуже непростим пазлом, який складається з багатьох різних тектонічних одиниць на відносно невеликому просторі (платформ, басейнів та орогенів), що утворилися під час альпійського орогенезу в результаті злиття різних террейнів (рис. 1). Останні формують субстат неогенових депресій (Паннонський басейн і Трансильванська западина), Закарпатського прогину та виходять на поверхню у вигляді кристалічних масивів Внутрішніх Карпат та Східних Альп. Серед терейнів виділяють два великі. Перший, розміщується на північному заході Внутрішніх Карпат і в Східних Альпах, має назву АЛКАПА (скорочення від Альпи—Карпати—Паннонія), а другий — південно-східніше — Тися-Дакія [Csontos, Vörös, 2004; Horváth, Galacz, 2006; Гнилко, 2011; Dererova et al., 2019] (врізка, рис. 1).

Еволюція Карпатської дуги була зумовлена взаємопов'язаними процесами рифтогенезу, стоншення земної кори, латерального зміщення, обертальних рухів, конвергенції, зіткнення швів, субдукції, відходу плити, астеносферного піднімання і латеральної екструзії Східних Альп і Динарсько-Балканських орогенів, тоді як формування Паннонського басейну пов'язане із взаємодією стиснення, горизонтального зміщення та розширення [Horvath, 1993; Bielik et al., 2004a; Horváth, Galacz, 2006; Dererova et al., 2019].

Тривимірне гравітаційне моделювання вже давно стало одним з дієвих способів кількісної інтерпретації даних гравіметрії, які широко використовуються в геофізи-

ці для отримання важливої та достовірної інформації при дослідженні глибинних частин земної кори та більш глибинних горизонтів літосфери. Так, розрахунки і отримання карт залишкового гравітаційного поля (stripped gravity map) є одним із найефективніших методів дослідження структури дотретинного фундаменту (наприклад; [Bielik, 1988; Królikowski, Petecki, 2002; Makarenko et al., 2002; Yegorova et al., 2004; Bielik et al., 2004b, 2005; Szalaiova et al., 2008; Krajnak et al., 2012]). Загалом підхід геологічного редукування або стріпінгу (gravity stripping method) добре відомий в усьому світі (наприклад, [Dirkzwager et al., 2000; Starostenko et al., 2004; Ebbing et al., 2006; Tassara et al., 2006; Zanolli et al., 2006; Yegorova et al., 2007; Егорова и др., 2012]). Він дає змогу зняттям пошарового впливу вивчених (найчастіше верхніх) шарів моделі виявляти ефекти від глибинних неоднорідностей. Хаммер [Hammer, 1963] назвав це геологічною фільтрацією.

Виконані дослідження є продовженням робіт, розпочатих у 2002 р., метою яких було отримання сумарного гравітаційного ефекту осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону [Makarenko et al., 2002]. На той час ще не було достатньої кількості даних стосовно густинних властивостей моласових і флішових відкладів і тому моделювання було виконано із середньою густиною 2,42 і 2,62 г/см<sup>3</sup> відповідно. Подальшим кроком було отримання карти залишкового гравітаційного поля (stripped gravity map) за цими даними [Bielik et al., 2004b]. Попри невисоку якість побудованої карти, її застосування для вивчення гли-

бинної будови Карпатсько-Паннонського регіону було корисним, оскільки стало зрозуміло, що для якіснішої геологічної інтерпретації потрібна більш детальна і точна карта залишкового гравітаційного поля. Моласові та флішові відклади поширені на території Чехії, Словаччини, Польщі, України та Румунії, подальші дослідження дали можливість детальніше вивчити густину порід території кожної країни і побудувати відповідні схеми густини для цих відкладів. У статті [Bielik et al., 2005] описано сумарний гравітаційний ефект осадових відкладів Карпатсько-Паннонського регіону з використанням цих схем, а також нових результатів, пов'язаних з товщиною флішових відкладів південно-східної частини Польщі, північно-східної частини Словаччини і північно-західної частини України [Rylko, Tomas, 2005].

Поява нових даних щодо густини комплексів осадових порід України та детальний їх аналіз [Макаренко, 2021], уточненого аномального гравітаційного поля, нових програм вводу даних у комп'ютер *Space-Map* та *Isohypse* [Старостенко и др., 2011, 2016] та подальше більш детальне вивчення густини моласових і флішових комплексів дали можливість отримати нову, детальнішу схему залишкового гравітаційного поля Карпатсько-Паннонського регіону (*stripped gravity map*), вивільнену від впливу товщі осадових відкладів. Ця схема є головною метою даної роботи, суть якої полягала у побудові тривимірної густинної моделі осадового заповнення Карпато-Паннонського регіону, послідовному розрахунку і вилученню з гравітаційного поля тривимірного гравітаційного ефекту осадових шарів (неоген-четвертичних, моласових і флішових відкладів), параметризація яких визначена краще, ніж тих, що залягають глибше. В результаті отримано компоненту поля, яка пов'язана з консолидованою частиною кори та верхньою мантією.

**Короткий тектонічний нарис.** Карпатський гірський ланцюг утворює опуклу до північного сходу дугу, яка простягається більш як на 1500 км і є північною гілкою

Альпійського поясу Європи. У складі дуги розрізняють Західні, Східні, Південні Карпати, які різняться геологічною будовою, історією тектонічного розвитку та структурними особливостями осадових комплексів. Проте усі вони загалом зберігають характерну для орогенних споруд поперечну зональність, яка проявляється в існуванні трьох головних тектонічних елементів — Складчастих Карпат, передового Передкарпатського прогину, що складає зовнішній бік дуги, та системи внутрішніх неогенових прогинів і западин (рис. 1) [Строение..., 1978; Хаин, 2001; Гнилко, 2011; Кутас, 2016 та ін.].

**Складчасті Карпати** поділяються на молодші Зовнішні (Флішові) та стародавні Внутрішні (Центральні). Їх розділяє *Пенінська зона*, що простежується вузькою смугою (від 2—3 до 10 км) від Словаччини до північної частини Румунії і характеризується своєрідною будовою та історією геологічного розвитку. Зона за простяганням хоч і має загальний стиль тектоніки (мега-брекчії), але деталі її будови помітно змінюються, вона розпадається на сегменти. Головна особливість цієї зони — наявність в її межах дрібних і великих (до декількох кілометрів) блоків (скель) тріасових і юрських порід, безладно розсіяних у товщі крейдяних і палеогенових відкладів [Литосфера..., 1994; Гнилко, 2011; Кутас, 2016; Макаренко, 2021].

**Зовнішні (Флішові) Карпати** складені повністю зірваними зі своєї седиментаційної основи крейдяними, палеогеновими та нижньоміоценовими комплексами, для яких характерна покривно-складчаста будова, і частково неогеновою моласою. Вони формують велике алохтонне тіло і мають внутрішню складчастолускуватую будову. Луски групуються в окремі тектонічні покриви, що насунені один на одного і загалом у бік прилеглої платформи на моласове заповнення передового прогину. В різних країнах Карпатського регіону назви покривів і принципи районування різняться, але слід зазначити, що у польсько-словацькому та румунському сегментах Карпат межі та літофаціальне наповнення

основних покривів трактуються доволі однозначно. Зовнішні Карпати у нинішньому вигляді сформувались у пізньоальпійський час — у міоцені. Проте тут допускаються і

раніші — крейдяні та палеогенові покривноскладчасті деформації, які розпочались у внутрішніх частинах флішового поясу і поступово охоплювали все більш зовнішні

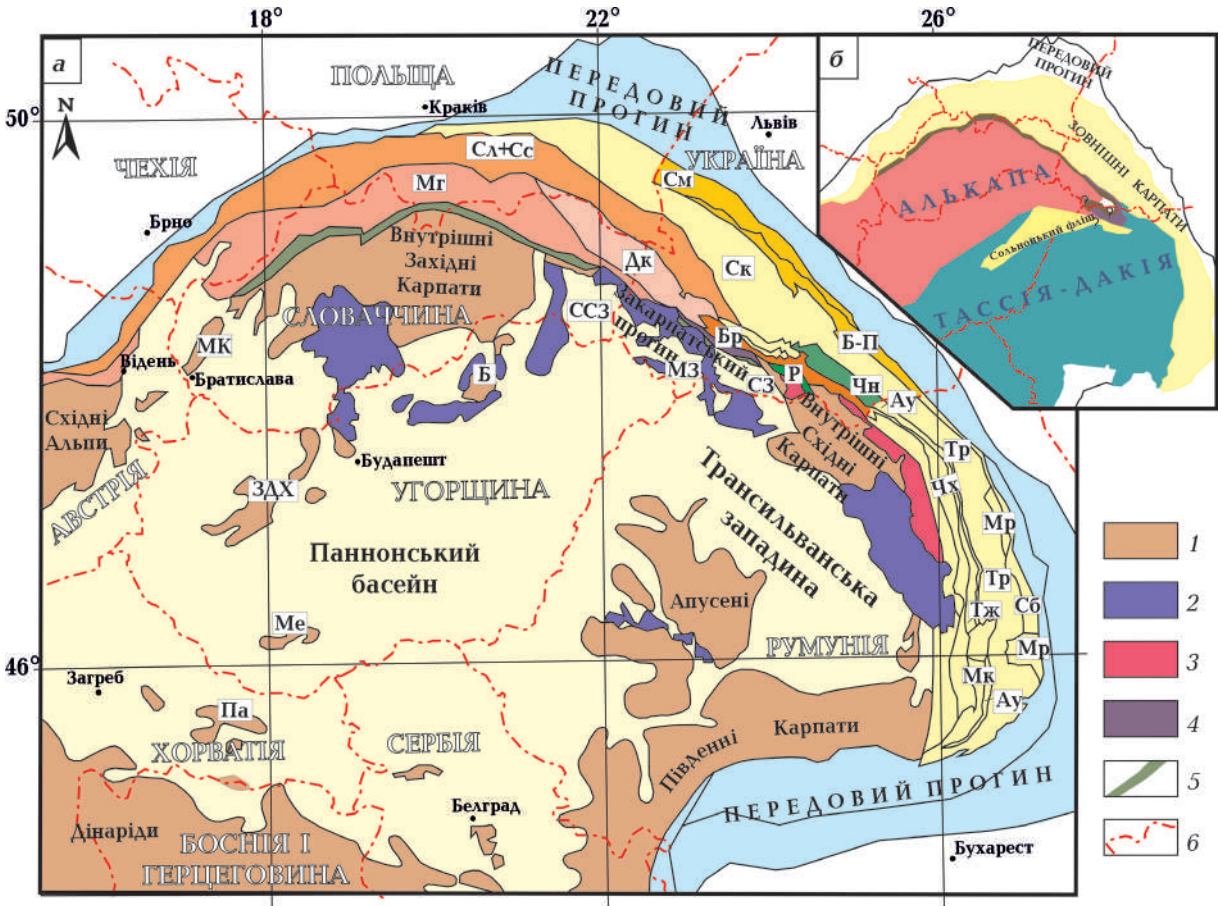


Рис. 1. Основні тектонічні одиниці Карпатсько-Паннонського регіону, за [Литосфера..., 1994; Bielik et al., 2005; Гнилко, 2011; Кутас, 2016; Dererova et al., 2019; Макаренко, 2021] (а); Тектонічна обстановка Карпатсько-Паннонського регіону, положення терейнів та основні геологічні кордони за [Гнилко, 2017], спрощена (б). 1 — кристалічні масиви Внутрішніх Карпат; 2 — площі неогенового вулканізму; 3 — Мармароський кристалічний масив; 4 — Монастирецький покрив (внутрішньокарпатський фліш); 5 — Пенінська зона; 6 — державний кордон. Покрови Зовнішніх Флішових Карпат: Мг — Магурський, Дк — Дуклянський, Сл+Сс: Сл — Сілезький (Кросненський), Сс — Субсілезький, Ск — Скольський (Східна Польща), Скибовий (Україна), См — Самбірський, Б-П — Бориславсько-Покутський, Р — Рахівський, Чн — Черногорський, Бр — Буркутський, Чх — Чахлеу, Тж — Теляжен, Мк — Макла, Ау — Аудія, Тр — Таркеу, Мр — Маргінальний складок, Сб — Субкарпатський. Западини: ССБ — Східно-Словацька, МЗ — Мукачівська, СЗ — Солотвинська; гори: МК — Малі Карпати, Ме — Мечек, Па — Папук, Б — Бюкк, ЗДХ — Задунайський хребет.

Fig. 1. The main tectonic units of the Carpathian-Pannonian region after [Chekunov, 1994; Bielik et al., 2005; Hnilko, 2011; Kutas, 2016; Dérerová et al., 2019; Makarenko, 2021] (a); Tectonic settings of the Carpathian-Pannonian region, position of terranes and main geological boundaries after [Hnilko, 2017] (b), simplified. 1 — crystalline massifs of the Inner Carpathians; 2 — areas of Neogene volcanism; 3 — Marmarosh crystalline massif; 4 — Monastyrets Nappe (Inner Carpathian flysch); 5 — Pieniny Klippen Belt; 6 — state border. Nappes of the Outer Flysch Carpathians: Мг — Magura, Дк — Dukla, Сл+Сс: Сл — Silesian (Krosno), Сс — Subsilesian, Ск — Skole (Eastern Poland), Скибовий (Україна), См — Sambir, Б-П — Borislav-Pokuttya, Р — Rakhiv, Чн — Chernogora, Бр — Burkut, Чх — Seahlău, Тж — Telazen, Мк — Makla, Ау — Audia, Тр — Tarcău, Мр — Marginal folds, Сб — Subcarpathian. Depressions: ССБ — East Slovakian, МЗ — Mukachevo, СЗ — Solotvyno. Mountains: МК — Malé Karpaty Mts., Ме — Mecsek, Па — Papuk, Б — Bükk, ЗДХ — Transdanubian Range.



його елементи [Гнилко, 2010, 2011; Гнилко и др., 2015; Кутас, 2016].

**Внутрішні Карпати** різко відрізняються від зовнішніх за характером структурно-формаційних комплексів та структурою і віком основних деформацій. Головними їх елементами є роз'єднані метаморфічні (кристалічні) масиви (Центральні, Західні і Східні Карпати, Апусені, Мармароський масив та Південні Карпати), фундамент яких складений доальпійськими (докембрійськими і палеозойськими) метаморфічними і магматичними утвореннями, а чохол — верхньопалеозойськими і мезозойсько-кайнозойськими відкладами. Структури

Внутрішніх Карпат складають більшу частину субстрату Паннонської системи неогенових басейнів. До Внутрішніх Карпат тяжіють альпійські магматичні комплекси — мезозойсько-кайнозойські вулканогенні, рідше інтрузивні утворення. Внутрішні Карпати — це область інтенсивного прояву ранньоальпійських насувних рухів, які зумовили утворення тектонічних покривів переважно у крейдяний період. За сучасними уявленнями вони лежать на двох мікроплитах — Алькапа і Тассія-Дакія, які до неогену формувались незалежно [Литосфера..., 1994; Horváth, Galacz, 2006; Гнилко, 2011, 2017; Кутас, 2016].

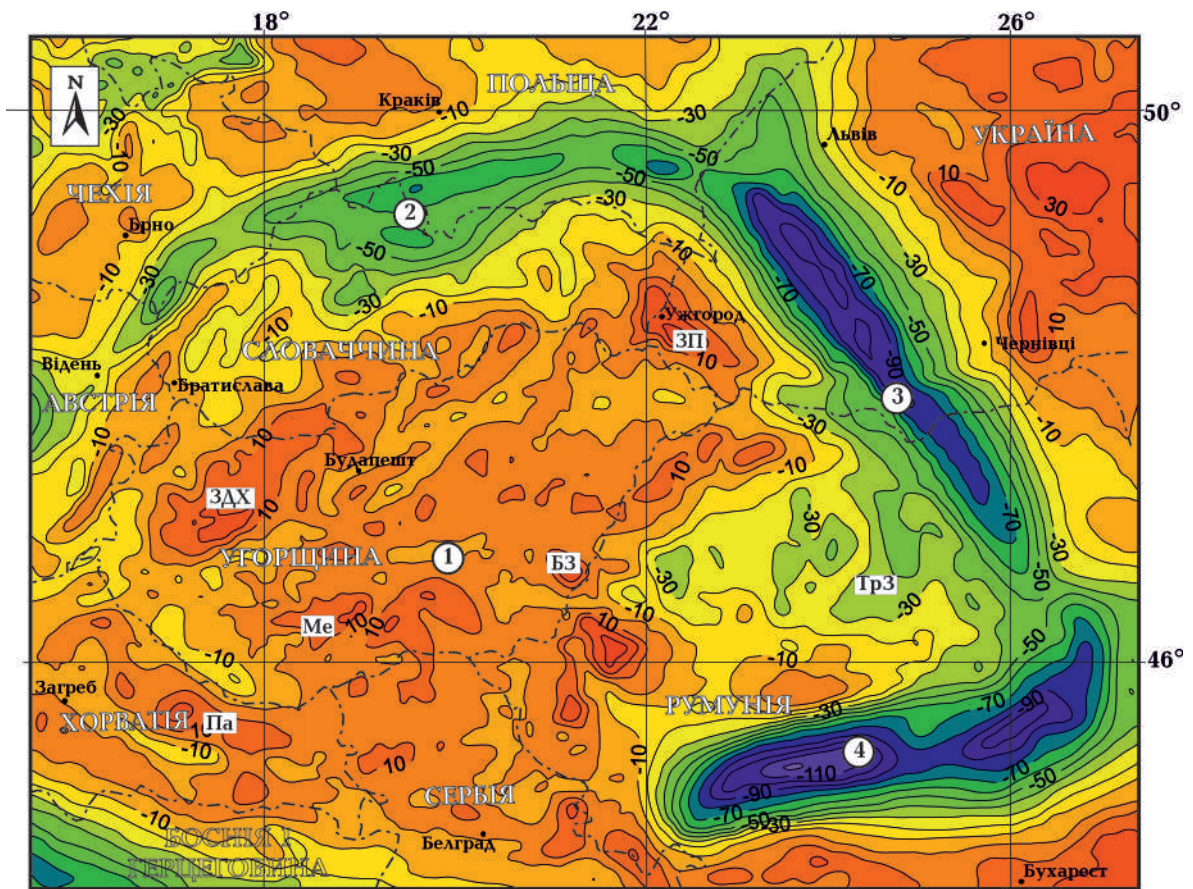


Рис. 2. Аномальне гравітаційне поле за [Bielik et al., 2004b; Схема..., 2002]. Перетин ізоліній 10 мГал. Цифри (у кружках): 1 — гравітаційний регіональний максимум Паннонського басейну; Карпатський регіональний мінімум: 2 — Західний, 3 — Східний, 4 — Південний. Скорочення: БЗ — западина Бекеш, ЗП — Закарпатський прогин. Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 2. Anomalous gravity field after [Bielik et al., 2004b; Scheme..., 2002]. Cross section of isolines 10 mGal. Numbers in circles: 1 — gravity regional maximum of the Pannonian Basin; 2 — Carpathian regional minimum: 2 — Western, 3 — Eastern, 4 — Southern. БЗ — Békés Basin, ЗП — Transcarpathian Trough. For other acronyms see Fig. 1.

У внутрішній частині Карпатської дуги розміщується обширний Паннонський басейн, Трансильванська западина і Закарпатський прогин. *Паннонський басейн* є системою неогенових басейнів, до якої з південного заходу примикають Динариди. Він заповнений моласовими та вулканічними формаціями пізньоміоценового та пліоценового віку великої товщини. Раніше басейн вважали «Паннонським серединним масивом», але подальше вивчення показало, що це накладена структура на внутрішні елементи суміжних складчастих систем. За сучасними уявленнями басейн сформувався в неогені як задуговий басейн на зануреній основі Внутрішніх Карпат унаслідок поєднання процесів мантийного діапїризму і диференційованого розтягнення континентальної літосфери. *Трансильванська западина* є неогеновою міжгірною депресією, яка межує зі Східними Карпатами (на півночі та сході), Південними Карпатами (на півдні) та гірським масивом Апусені (на заході). В її фундаменті розвинена сіть різноорієнтованих розломів, по яких відбувались висхідні та низхідні тектонічні рухи і формувались структурні елементи з неоднаковою товщиною осадових порід. *Закарпатський прогин* розміщується між Паннонським басейном і Східними Зовнішніми Карпатами. Північно-східну частину прогину облямовує Пенінська зона і Мармароський кристалічний масив. На південному сході вулканічними породами він відокремлений від Трансильванської западини, а на південному заході межує з Паннонською западиною. Прогин закладений наприкінці олігоцену на гетерогенній основі, яка складена палеозойськими, мезозойськими та палеогеновими утвореннями. В неогені формування прогину супроводжувалося магматичною діяльністю і нагромадженням моласових відкладів [Литосфера..., 1994; Bielik et al., 2004a; Гнилко, 2011; Кутас, 2016].

Із зовнішнього боку усю Карпатську дугу обрамляє *Передкарпатський прогин* (басейн форланду), який з дивовижною постійністю повторює морфологію дуги, по-

чинаючи зі схилів Богемського масиву на північному заході і закінчуючи зоною стикування Балкан з Мізійською плитою на півдні. Прогин заповнений неогеновими моласами, що нагромадились на крайовій частині платформи, що опустилась перед фронтом орогену. З урахуванням відмінностей у будові, віці, історії розвитку та особливостях формування кайнозойської осадової товщі в прогині виділяють Зовнішню і Внутрішню зони. Перша сформована у бадені і сарматі на протерозойсько-палеозойській основі, друга — в ранньому міоцені на крейдяно-палеогеновій [Строение..., 1978; Литосфера..., 1994; Bielek et al., 2004a; Гнилко, 2011; Кутас, 2016].

**Гравітаційне поле** (в редукції Буге) Карпатсько-Паннонського регіону характеризується двома головними особливостями: в ньому виділяють два типи аномалій — мозаїчні, які охоплюють внутрішню частину Карпатської дуги, і смугові негативні, розташовані над гірськими спорудами альпійського типу (рис. 2). Перші характерні для Паннонського басейну і Трансильванської западини, другі займають територію, що охоплює Складчасті Карпати і Передкарпатський прогин. Гравітаційний регіональний максимум Паннонського басейну характеризується позитивними аномаліями інтенсивністю до 10—30 мГал, розташованими над невеликими за площею гірськими масивами (Мечек, Папук, Задунайський хребет), Закарпатським прогином і западиною Бекеш. Трансильванській западині властиві значення поля до –30 мГал.

Особливо важливою рисою лінійно витягнутого Карпатського регіонального мінімуму, який має ширину близько 100—150 км, є різний градієнт зменшення сили тяжіння в різних його частинах при переході від окраїнних зон підвищених значень до центральної осевої частини. Регіональний мінімум сили тяжіння збігається з напрямком найбільш високоамплітудного в альпійській тектонічній системі Передкарпатського розлому та представлений окремими локальними мінімумами, які приурочені до Західних, Східних і Південних Карпат. Найбільш інтенсивний з них

— Південний, в якому поле сягає значень  $-110$  мГал. Він охоплює лише частково схил Південних Карпат та замикання Східних Карпат і майже повністю розміщується у Передкарпатському прогині. Мінімум Східних Карпат найбільш інтенсивною (до  $-100$  мГал) частиною розташований в Українських Карпатах і за своїм положенням відповідає Скибовому покриву Флішових Карпат і Внутрішній частині Передкарпатського прогину. Його зміщення до фронтальної частини останнього пов'язане із зростанням у ньому товщини легких моласових і соленосних порід [Заяць, 2013]. По обидва боки від осі мінімуму Східних Карпат значення гравітаційного поля збільшуються: на північний схід більш плавно, а на південний захід достатньо різко. На північному заході, біля кордону з Польщею, він розділяється на дві гілки. Перша, більш інтенсивна, повертає на захід, а друга поширюється на схил Східноєвропейської платформи, де спостерігається глибоке залягання поділу Мохо. Мінімум, приурочений до Західних Карпат, складається з двох частин і має максимальну інтенсивність  $-60$  мГал. Перша гілка, північна, більша за площею, витягнута з заходу на схід, відповідає Флішовим Карпатам. Друга збігається із Західними Карпатами і характеризується невеликою площею і ізометричною формою.

**Технологія тривимірного густинного моделювання.** У праці застосована методика досліджень, яка є модифікацією геологічного редукування. З аномального гравітаційного поля віднімається гравітаційний вплив шарів моделі, будова і фізичні параметри яких добре вивчені; у даному випадку це осадове заповнення Карпатсько-Паннонського регіону. Як наслідок, формується різницева гравітаційне поле, зумовлене глибинними неоднорідностями. Основи цієї методики розроблені раніше і докладно описані в працях [Макаренко, 2019; Макаренко и др., 2021].

Розрахунки гравітаційних ефектів осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону проведено у масштабі 1:4 000 000 за мережею  $10 \times 10$  км при за-

стосуванні сучасного програмного комплексу *GMT-Auto* [Старостенко и др. 2015; Starostenko et al., 2015]. Для введення інформації в комп'ютер використовували програмний комплекс *Isohypse* [Старостенко и др. 2016] та спеціальну програму *SpaceMap* [Старостенко и др., 2011]. Згаданий комплекс призначений для оцифрування геолого-геофізичних об'єктів, представлених ізолініями і розломами, тобто функціями з розривами першого роду, а програма дає можливість вводити зображення карт у комп'ютер, основним змістом яких є не ізолінії, а тіла (зони). Усі розрахунки проведено відносно референтного значення густини ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ), яке характеризує середнє значення густини дотретинного фундаменту.

**Структура густинної моделі.** Густинна модель осадового заповнення побудована з урахуванням усіх наявних (старих і нових) геолого-геофізичних даних і складається з тектонічно різних осадових комплексів: 1) неоген-четвертинні відклади Паннонської і Трансильванської западин, а також Закарпатського прогину; 2) моласові відклади Передкарпатського прогину; 3) флішові відклади Зовнішніх Карпат.

**Неоген-четвертинні відклади** представлені пісковіками, глинами, сланцями, пісковіками з ізольованими вапняками та евапоритами, а також глинами й мергелями в шарах, найближчих до поверхні.

Карта товщини неоген-четвертинних відкладів (рис. 3) складена за результатами узагальнення даних, наведених у публікаціях [Хоменко, 1971; Николаев, 1986; Tomek et al., 1987, 1989; Bielik, 1988; Royden, Horváth, 1988; Kilenyi, Šefara, 1989; Horvath, 1993; Lenkey, 1999; Lillie et al., 1994; Bucha et al., 1994; Литосфера..., 1994; Lankreijer et al., 1995; Matenco, 1997; Szafián et al., 1997; Szafián, 1999; Vozár, Šantavý, 1999; Hrušecký, 2000; Kováč, 2000; Makarenko et al., 2002; Bielik et al., 2004b, 2005; Alasonati Tašárová et al., 2009].

Паннонський басейн являє собою велику ізометричну чашеподібну структуру. Його розміри становлять приблизно 700 км за довгою віссю, 500 км — за короткою.



Шари осадів басейну мають полого залягання, в його межах виділено структури нижчого порядку [Николаев, 1986].

Східну частину басейну займає *Велика Угорська рівнина*, в якій поширені невеликі за розмірами дрібніші структури. У південній частині вона витягнута у меридіональному напрямку, що змінюється на північно-східний у північній частині. На заході западина обмежена Центральноугорським підняттям, на півночі — виступами донеогенової основи, на північному сході межує із Закарпатським прогином, на сході гори Апусені відділяють її від Трансильванської западини (див. рис. 1, 3). Товщина неоген-четвертинних відкладів у Великій Угорській рівнині в середньому становить 1—3 км, за винятком *Сольнокської* западини, де товщина відкладів підвищується до 5—6 км, і западин *Мако* та *Бекеш*, де вона має максимальні значення — більш як 6 км.

У північно-західній частині Паннонського басейну знаходиться *Дунайська* (Мала Угорська) западина ізометричної форми. Вона відокремлена Задунайським хребтом (частина Центральноугорського підняття) від Великої Угорської рівнини та виступами фундаменту на північному заході від Віденської западини. В центральній частині Дунайської западини спостерігається максимальна товщина неоген-четвертинних відкладів (до 8 км). Далі на південь знаходиться *Залайська западина*, яка відокремлена від Дунайської седловиною і має трикутну форму. Товщина неоген-четвертинних осадів у цій западині сягає 5 км. На південний схід від неї розташована западина *Драва*, витягнута в субширотному напрямку на 200 км за ширини 30—40 км і відокремлена від Великої Угорської рівнини Мечекським підняттям. Максимальна товщина неоген-четвертинних відкладів у центральній частині западини Драва досягає 3—4 км.

Уздовж периферії Паннонського басейну спостерігаються лінійно витягнуті ускладнені розломами великі негативні структури. У північно-східній частині басейну знаходиться *Закарпатський прогин* північно-західного простягання. Його

довжина дорівнює приблизно 250 км за ширини близько 40—60 км. Поперечними розломами прогин розділений на три западини: Східнославацьку, Мукачевську та Солотвинську. В першій товщина неоген-четвертинних відкладів становить більш як 5 км, у другій і третій — більш як 2 км відповідно.

У північно-західній частині Паннонського басейну знаходиться *Вігенська* западина, витягнута з південного заходу на північний схід на відстань приблизно 180 км за ширини 60 км. З північного заходу вона обмежена складчастими спорудами Східних Альп і Карпат і на великій відстані межує з Передкарпатським крайовим прогином. Віденська западина складається з декількох ізометричних мульд, розділених седловинами, в яких товщина неоген-четвертинних відкладів сягає 5 км. У південно-західній частині Паннонського басейну розміщується западина *Сави* субширотного простягання. Її довжина — 200 км, ширина — 15—40 км. Товщина неоген-четвертинних відкладів у центральній частині западини становить 5 км, зменшуючись у бік бортів до 1 км. *Штурійська западина* знаходиться в західній частині Паннонського басейну, витягнута у північно-східному напрямку, має ізометричну форму; відношення довжини до ширини — 3:1. Вона розділена на дві мульди, в яких товщина неоген-четвертинних відкладів змінюється від 2 км у центральних частинах до нуля на її бортах.

Мінімальні значення товщини неоген-четвертинних відкладів, а подекуди і їх відсутність, спостерігаються в районі *Задунайського хребта*, де на поверхню виходять тріасові та палеогенові породи донеогенової основи, у східній частині території Словаччини, на *Мечекському піднятті* та на південь від грабену Драва.

Заповнення западин Паннонського басейну представлено двома структурними комплексами. До нижнього входять відклади нижнього, середнього і частково верхнього міоцену (до сарматського ярусу включно), які головним чином складаються з глин, аргілітів, алевролітів, вапня-



ків, мергелей, пісковиків і конгломератів. Верхній структурний комплекс утворений породами верхнього міоцену, пліоцену та антропогену. В його складі переважають аргіліти, алевроліти, піски, пісковики та конгломерати [Николаев, 1986].

*Трансильванська западина* з півдня обмежена Південними Карпатами, із заходу — гірським масивом Апусені (див. рис. 1). Вона заповнена неоген-четвертинними відкладами, товщина яких перевищує 3 км. В її межах у складі неогену крім теригенних порід осадові встановлено декілька горизонтів туфів і туфітів. Виявлено також повсюдний розподіл доволі потужної товщі соленосних порід [Литосфера..., 1994].

**Моласові відклади Передкарпатського прогину.** Передовий прогин заповнений потужними моласовими відкладами, які виникли перед фронтом гірської споруди й складені переважно грубоуламковими породами (конгломератами, пісковиками, алевролітами). У внутрішній, прилеглий до Карпат частині прогину, моласові відклади, як правило, деформовані та приєднані до насувної споруди, а у зовнішній — практично недеформовані. З огляду на цю ознаку виділяють Внутрішню та Зовнішню зони передового прогину. Перша утворилася на флішовій основі, має таку саму складчасто-насувну структуру, як і Складчасті Карпати, містить ранні й пізні (у меншій кількості) моласи, являє собою східчасто занурюваний край молоді платформи, сформувалась у бадені і сарматі на протерозойсько-палеозойській основі. Зовнішня зона прогину складена лише пізніми моласами, що залягають на рифейських і мезозойських відкладах Східноєвропейської платформи. Ця зона сформувалась у ранньому міоцені на крейдіано-палеогеновій основі і повністю залучена до складної тангенціальної структури Карпат, інтенсивно зім'ята і порушена насувами [Строение..., 1978; Литосфера..., 1994; Bielik et al., 2004; Гнилко, 2011; Кутас, 2016].

Схема товщини моласових відкладів Передкарпатського прогину складена за даними праць [Matenco, 1997; Poprawa, Nemcok, 1989; Kovac, 2000; Makarenko et al., 2002;

Bielik et al., 2004a,b, 2005] (див. рис. 3). Найменша товщина (0—0,5 км) спостерігається на території Австрії, Чехії та в західній частині Польщі. Далі на схід моласові відклади займають більшу площу, їх товщина збільшується до 3—4 км, як і на території України, але площа їх поширення зменшується. З урахуванням відмінностей у віці, будові та історії розвитку донеогенового фундаменту, особливостей формування кайнозойської осадової товщі Передкарпатського прогину на території України виділено три самостійні покриви (з півночі на південь): Більче-Волицький (Зовнішня зона в колишньому розумінні), Самбірський та Бориславсько-Покутський, які раніше вважали підзонами Внутрішньої зони (див. рис. 1). Перший покрив характеризується переважно відсутністю в розрізі порід нижнього міоцену та розвитком потужної товщі відкладів тортону та сармату, під якими залягають породи різного віку починаючи від верхньої крейди до рифею. У другому і третьому покрявах поширені неогенові (стебницькі і воротиченські), палеогенові (поляницькі, менілітові та ін.) породи і відклади моласи, зім'ята у складні перекинуті складки і розбиті численними скидами на блоки [Макаренко, 2021].

Найбільшою глибиною занурення моласових відкладів характеризується місце перегину Східних Карпат (територія Румунії), де спостерігається поворот Карпатської дуги на південний захід. У цьому місці розташована структура зовнішньої зони Передового прогину — западина Фокшани, у межах якої залягають потужні (до 10 км у центральній частині) літологічно монотонні моласові утворення з високим вмістом галечників в інтервалі верхній пліоцен—плейстоцен. Внутрішня зона виповнена моласовою та нерито-вапняковою фациями [Литосфера..., 1994]. У Південних Карпатах товщина моласових відкладів знову зменшується до 3 км.

**Флішові відклади Зовнішніх Карпат.** Зовнішні Карпати становлять досить монотонні за складом і різноманітні за тектонікою величезні крейдіані, палеогенові та нижньоміоценові товщі флішу, яким

властива яскраво виражена лінійність як дрібних структурних форм, так і великих тектонічних зон, що простягаються на багато десятків, а іноді й сотні кілометрів. Лінійність, імовірно, прямо залежить від простягання глибинних розломів, які контролювали становлення тектоніки регіону впродовж усієї його історії розвитку.

Флішові Карпати територіально можна розділити на три частини: перша знаходиться на території Чехії, Словаччини і Польщі; друга, найбільш занурена, — на

території України; третя — на території Румунії (див. рис. 3). Тут виділяють кілька структурно-фаціальних зон та підзон — тектонічних покривів зі складчасто-лускатою внутрішньою структурою.

На територіях Чехії, Словаччини і Польщі з півдня на північ виділяють Магурський, Силезький та Субсилезький покриви (див. рис. 1). Магурський покрив складений породами палеоцен-еоценового флішу завтовшки більш як 2 км. Крейдяні відклади виходять на поверхню локально,

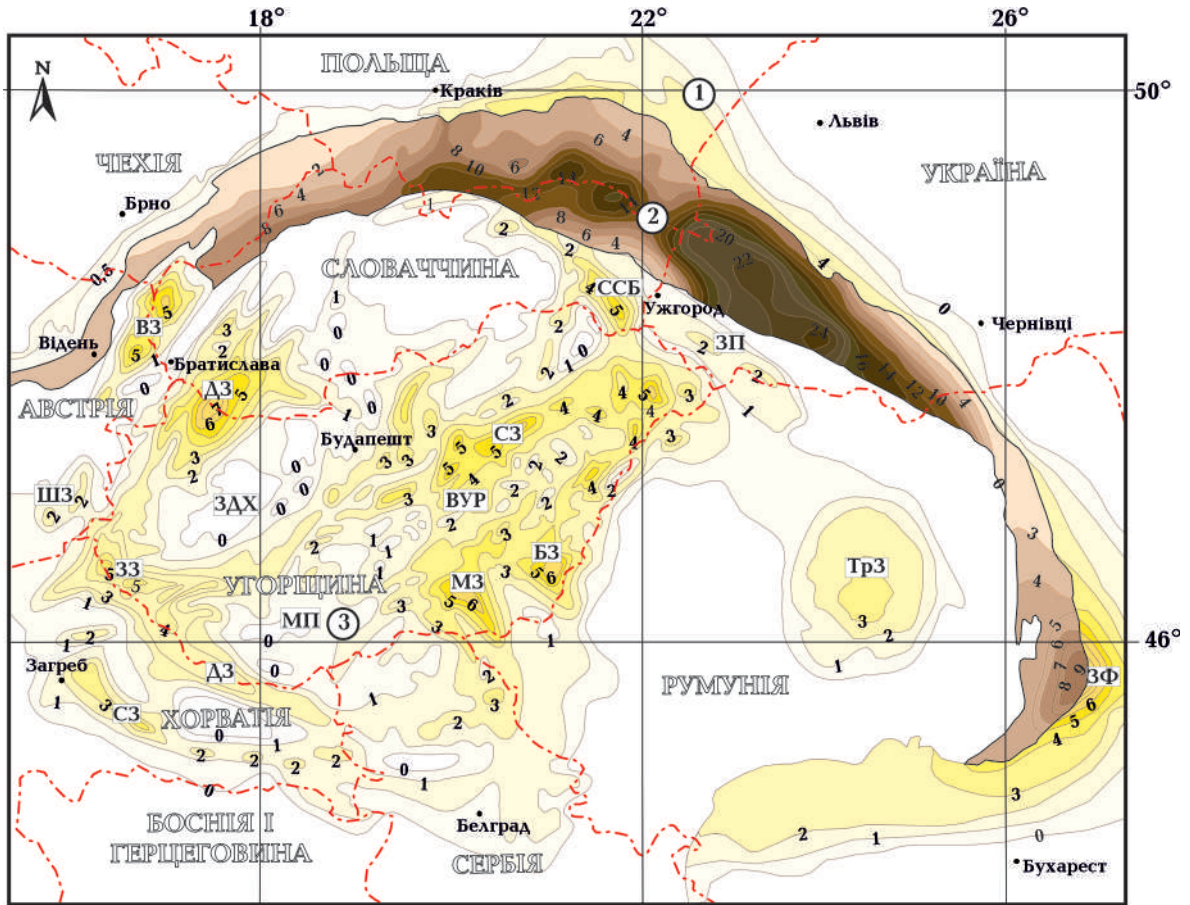


Рис. 3. Схема товщини осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону, км. Відклади (цифри у кружках): 1 — моласові, 2 — флішові, 3 — неоген-четвертинні. Структури Паннонського басейна: западини — ВЗ — Віденська, ДЗ — Дунайська, ШЗ — Штирийська, ЗЗ — Зала, ДЗ — Драва, СЗ — Сава, МЗ — Мако, БЗ — Бекеш, СЗ — Сольнокська, ССЗ — Східно-Словацька. ЗДХ — Задунайський хребет; МП — Мечекське підняття; ЗП — Закарпатський прогин; ВУР — Велика Угорська рівнина; ТрЗ — Трансильванська западина; ЗФ — западина Фокшани. Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 3. Scheme of the thickness of the Carpathian-Pannonian region sedimentary filling, in km. Deposits (numbers in circles): 1 — molasses, 2 — flysch, 3 — Neogene-Quaternary sediments. Structures of the Pannonian Basin: depressions — ВЗ — Vienna, ДЗ — Danube, ШЗ — Styrian, ЗЗ — Zala, ДЗ — Dráva, СЗ — Sava, МЗ — Makó, БЗ — Békés, СЗ — Solnok, ССЗ — East Slovakian. ЗДХ — Transdanubian Range; МП — Mecsek Mts.; ЗП — Transcarpathian Trough; ВУР — Great Hungarian Plain; ТрЗ — Transylvanian Depression; ЗФ — Focșani Depression. For other acronyms see Fig. 1.

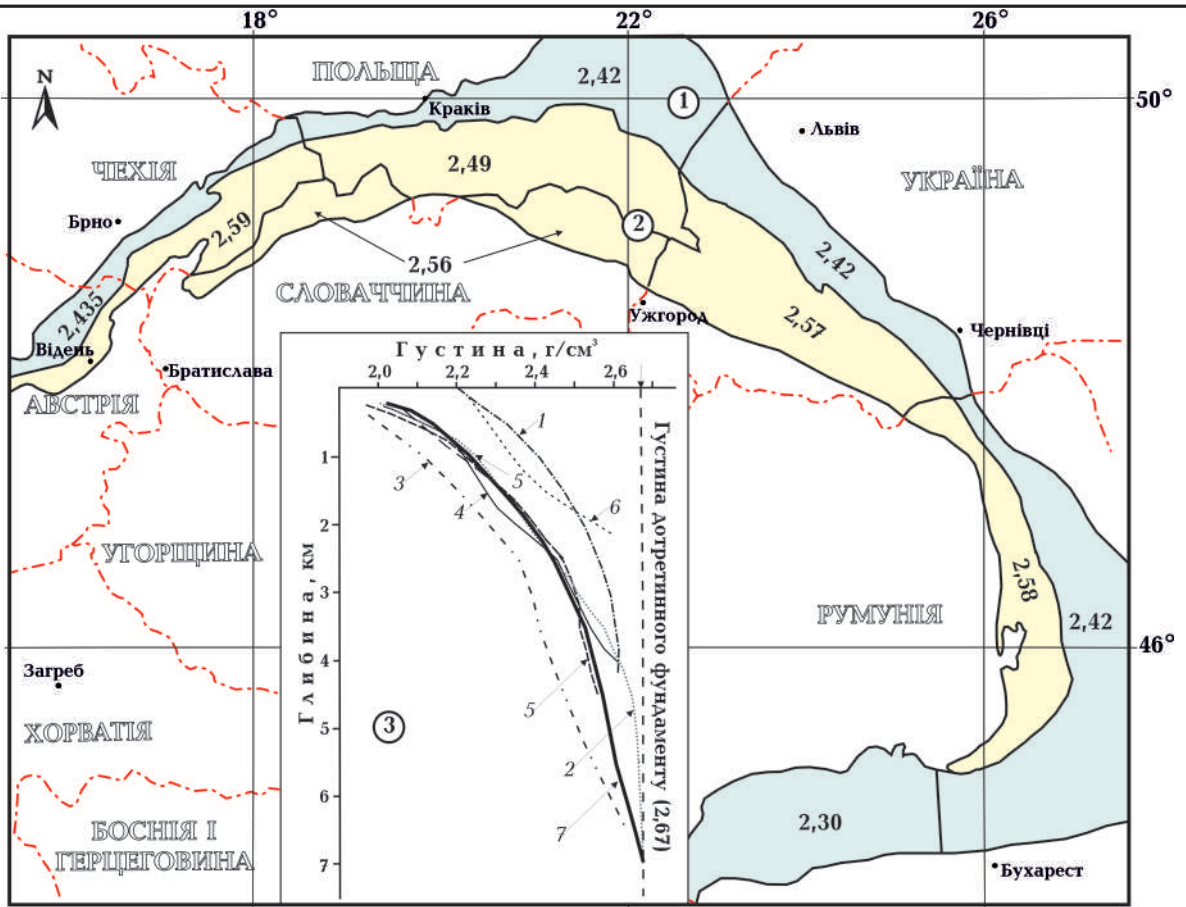


Рис. 4. Схема середньої густини моласових і флішових відкладів Карпатсько-Паннонського регіону. *Відклади (цифри в кружечках): 1 — моласові, 2 — флішові.* Криві зміни густини з глибиною в неоген-четвертинних відкладах за даними: 1 — [Granser, 1987], 2 — [Bielik, 1988], 3 — [Szafian et al., 1997], 4 — [Bucha et al., 1988], 5 — [Sefara, Szabo, 1997], 6 — [Хоменко, 1971], 7 — середня крива для тривимірних розрахунків. Інші умовні позначення див. на рис. 2, 3.

Fig. 4. Scheme of the average densities of molasse and flysch deposits of the Carpathian-Pannonian region. *Deposits (numbers in circles): 1 — molasse, 2 — flysch.* 3 — curves of density changes with depth in Neogene-Quaternary sediments according to the data: 1 — [Granser, 1987], 2 — [Bielik, 1988], 3 — [Szafian et al., 1997], 4 — [Bucha et al., 1988], 5 — [Sefara, Szabo, 1997], 6 — [Khomenko, 1971], 7 — average curve for three-dimensional calculations. For other acronyms see Figs. 2, 3.

поблизу фронту насувів. У покриві відсутні породи нижньої крейди, оскільки в процесі переміщення на північний схід вони zostалися в його тилівій частині і нині знаходяться на великій глибині. Друге пояснення відсутності порід нижньої крейди полягає в тому, що в межах Магурського покриву в ранній крейді не було осадо-нагромадження, а його автохтон був піднятою грядом, що постачала уламковий матеріал у прилеглі басейни осадо-нагромадження. Повністю відсутні в Магурському покриві і відклади олігоцену. Силезький покрив на території Чехії, Словаччини та

Польщі є пологим тектонічним покривом зі специфічною стебнянською літофацією верхньокрейдяно-палеогенового флішу. Його довжина 370 км, ширина — близько 30—35 км. Покрив тектонічно пере-криває розміщений на північ Субсилезький покрив, якому властиві верхньокрейдяно-палеогенові мергелі. Обидва покриви насунені в північному напрямку або на неогенові моласи Передкарпатського прогину (Чехія, західна частина Польщі), або на Скольський (Скибовий) покрив (східна частина Польщі), у стратиграфічному розрізі якого існує стрийська світа. Силезький



покрив складений тещинськими сланцями і вапняками титону—готериву, вежівськими, льготськими відкладами апту—нижнього альбу, годульськими і стебнянськими шарами верхнього альбу—верхньої крейди (можливо і нижнього палеоцену) і палеогену до кросненських шарів включно [Геологическое..., 1971; Литосфера..., 1994; Horváth, Galacz, 2006; Гнилко, 2010].

Практично на всіх схемах тектонічного районування Українських Карпат на північ від Мармароського масиву біля державного кордону з Румунією відображені Рахівський, Буркутський, Чорногорський та Скибовий покриви. Біля державного кордону зі Словаччиною та Польщею на північний схід від Пенінської зони зазвичай виділяють Магурський, Буркутський, Дуклянський, Кросненський (Силезький) та Скибовий покриви. Нижче наведено коротку характеристику цих тектонічних елементів.

Рахівський, Буркутський та Чорногорський внутрішні флішові покриви належать до Зовнішніх Східних Карпат (див. рис. 1), Дуклянський — до Зовнішніх Західних Карпат [Гнилко, 2011]. Рахівський внутрішній покрив Флішових Карпат простягається у вигляді дуже вузької переривчастої смуги, що обрамляє Мармароський кристалічний масив і зону Мармароських скель за їх зовнішньою периферією. Він утворений чорним переважно тонкошаровим трикомпонентним нижньокрейдяним флішем (рахівська світа) і є прямим продовженням покриву Чахлеу, або зони Сіная, що виділяється румунськими геологами. Буркутський покрив — тектонічна одиниця в межах Українських Карпат, обмежений (з південного сходу на північний захід) Рахівським і Вежанським покривами і простягається від Дуклянського на північному заході до державного кордону з Румунією на південному сході, де починається покрив Теляжен. Головне значення у будові Буркутського покриву мають піщаний комплекс порід альбу, верхньої крейди і палеоцену. Чорногорський покрив є просторовим (геометричним, але не структурним) продовженням Крос-

ненського покриву на південний схід. На території Українських Карпат покрив є прямим продовженням покриву Ауді Румунських Карпат. У його будові головне значення мають верхньокрейдяні теригенні породи і нижньокрейдяний чорний (шипотський) фліш [Геологическое..., 1971; Макаренко, 2021].

Дуклянський і Магурський покриви належать до внутрішніх флішових покривів Зовнішніх Західних Карпат. У межах Українських Карпат Дуклянський покрив із південного заходу обмежений лінією насуву Буркутського покриву, а на захід — Магурським покривом. Він частково насувний на північному сході на зону розвитку кросненського піщано-глинистого флішу олігоцену, що примикає до нього, а на південному сході — на Чорногорський покрив. Максимальна ширина Дуклянського покриву (25—30 км) припадає на державний кордон України з Польщею. На північному заході покрив поступово звужується та повністю ховається під Магурським покривом, який на українській території має вигляд невеликого клину малої площі. На південному заході Дуклянський покрив зчленовується з Пенінською зоною за крутим тектонічним контактом і перекривається ефузивами Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма [Литосфера..., 1994; Макаренко, 2021].

Скибовий та Кросненський (Силезький) покриви — це зовнішні флішові покриви. Скибовий покрив є найбільшим (до 40 км завширшки) та єдиним із усіх структурних одиниць Українських Карпат, який простягається через увесь регіон та займає найбільш зовнішнє положення. Кросненський (Силезький) покрив є більш внутрішнім. Він продовжується із Польських Карпат безпосередньо на українську територію і складений головним чином породами олігоцену (менілітово-кросненський фліш).

У Румунських Карпатах на відміну від Українських чітко проявилися тектонічні рухи австрійської фази орогенезу (у покриві Чахлеу), що зумовило послідовне зміщення у бік Передкарпатського прогину зони седиментації та, відповідно,

омолодження фаз складчастості. В Українських Карпатах такого зміщення зон седиментації крейдяного та палеогенового флішу немає, тому вважають, що у цьому регіоні не було австрійської та молодших фаз складчастості [Литосфера..., 1994; Briceag et al., 2009]. На території Румунії у складі Флішових Карпат виділяють покриви, що розташовані на схід від Мармароського масиву: Чахлеу, Теляжен, Аудія, Таркеу, покрив Маргінальних Складок (повний структурний аналог Бориславсько-Покутського покриву) та Субкарпатський покрив внутрішньої зони передового прогину (аналог Самбірського покриву).

*Покрив Чахлеу* — тектонічна одиниця, складена породами темнокольорового флішу нижньої крейди, дислокованого в складки в апт—альбі та насунутого на північний схід на початку палеогену. Наприкінці ранньої крейди зона інтенсивного осадоагромадження мігрувала на схід і охопила покриви Теляжен і Аудія, у будові яких крім нижньокрейдяного флішу беруть участь породи верхньої крейди і навіть палеогену. З цим етапом, але в пізніший час, пов'язано переміщення інтенсивного осадоагромадження далі на схід, де в покриві Таркеу утворився потужний (більш як 3 км) комплекс палеоцен-еоценового теригенного флішу.

*Покрив Теляжен* складений апт-альбським двокомпонентним флішем (сірі та зеленувато-сірі пісковики та вапняні аргіліти). Потужність відкладів нижньої крейди зменшується з півдня на північ від 2,5 до 1 км. Породи турону—коньяку, як і сенону, поширені у південній частині покриву — у районі занурення Флішових Карпат під неогенові моласи. Загалом покрив Теляжен переміщений на схід. Його ширина поступово зменшується в північному напрямку.

*Покрив Аудія*, або зона дрібних складок і лусок, має невеликі поперечні розміри (2—3 км). Контури тонкої лінії покриву прямолінійні, що може вказувати на круте залягання поверхні зміщувача. Через малі поперечні розміри, інтенсивну дислокованість порід нижньої крейди, збагаченість

їх кремнеземом (склоподібні пісковики) покрив розглядають як слід глибинного розлому, що відокремив його від смуги покривів Чахлеу—Теляжен. На північному заході Румунії та у межиріччі Сучава—Тіса ширина покриву дорівнює 14 км. Загалом він насунутий на відклади олігоцену (фліш кросненського типу).

У Румунії на продовженні Чорногорського і Буркутського покривів між покритими Аудія і Теляжен, в 50 км від українського державного кордону, з'являється з під їх насуву зона *Тороклеж* [Висир, 1971], яка вузькою смугою простягається на південний схід на 150 км. Південніше розміщується зона (покрив) *Макла*, яка з'являється на поверхні тільки в зоні перегину Східних Карпат (див. рис. 1). У її складі поширені червоні карбонатні аргіліти — аналоги яловецької світи. Ймовірно, ці дві зони є частинами однієї покривної одиниці [Шлапінський, 2018].

*Покрив Таркеу* повністю розміщується на території Румунії, його довжина становить близько 200 км, а максимальна ширина — 15—20 км. Західний кордон покриву утворює покрив Аудія, зі сходу покрив стикається зі Скибовим покривом. Особливо чіткі контури покриву Таркеу спостерігаються в районі, де покрив Аудія утворює крутий вигин на схід, а відклади палеогену по поздовжньому розриву різко обмежені нижньокрейдяними породами Скибового покриву. Ймовірно, в указаному районі покрив Таркеу ховається під покривом Аудія та замикається. Покрив Таркеу складений переважно породами палеогену, у складі яких поширений потужний (до 2 км) палеоцен-еоценовий піщаний фліш. Більшість покриву вивірена пісковиками Фуссару, літологічний склад яких близький до складу кросненського флішу. Вздовж периферії в покриві Таркеу на поверхню виходять породи верхньої (стрийська серія) і нижньої (спаська серія) крейди. Покрив Таркеу розташований кулісоподібно щодо Скибового покриву. Десятикілометрова смуга олігоценових відкладів разом із тильними скибами (Зелемянка, Ружанки, Славське) розміщується на захід від

покриву Таркеу і кулісоподібно стосовно скиб Орівської, Сколевської та Парашки.

Чахлеу-Рахівський покрив замикається на північному заході, на зміну йому на північ з'являється Теляжен-Буркутський покрив, що тягнеться до Магурського покриву. Ще на північний схід виділяється Дуклянський покрив, розташований кулісоподібно щодо Магурського покриву, під яким він, імовірно, простежується далеко на захід.

Схему товщини флішових відкладів Зовнішніх Карпат побудовано з огляду на дані публікацій [Poręwa, Nemcok, 1989; Mocanu, Radulescu, 1994; Krejč, Jurova, 1997; Matenco, 1997; Kovac, 2000; Bielik et al., 2004b; Rylko, Tomas, 2005; Заяць, 2013] (див. рис. 3). Товщина флішових відкладів варіює від декількох кілометрів на територіях Австрії та Чехії до 10—12 км у Західних Карпатах (територія Словаччини), 14 км у східній частині Польщі, збільшується до 22—24 км на території України і становить 9 км у Східних Карпатах (територія Румунії, зона Вранча). Вісь найбільшої товщини флішових відкладів має південно-західну орієнтацію. На державному кордоні України і Румунії вона вигинається на південь, а на державному кордоні Польщі з Чехією і Словаччиною — на захід.

**Густина параметризація моделі.** Якість результуючої карти залишкового гравітаційного поля, незважаючи на якість застосованого математичного методу, залежить здебільшого від моделі розподілу густини осадового чохла. Найважливішими параметрами для цієї моделі є геометрія шарів і густина порід. Дотепер накопичилася доволі велика кількість праць з висвітлення густини осадових гірських порід Карпатсько-Паннонського регіону в Чехії, Словаччині, Польщі, Україні [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатий и др., 1965; Хоменко, 1971; Биличенко и др., 1972; Мельничук и др., 1975; Ibrmajer, 1981; Granser, 1987; Sefara et al., 1987; Bielik, 1988; Bucha et al., 1994; Sefara, Szabo, 1997; Szafian, 1999; Krolikovski, Petecki, 2001; Makarenko et al., 2002; Bielik et al., 2004b; Проведення..., 2005, 2008; Деталізація...,

2005; Макаренко, 2021 та ін.]. Частина цих праць опублікована, інші результати відображені у наукових і виробничих звітах. Базові дані для створення тривимірної густинної моделі осадового чохла отримано за лабораторними дослідженнями зразків порід з керна картувальних і глибоких розвідувальних свердловин, а також зразків порід, відібраних з численних відслонень у регіоні досліджень. За результатами буріння отримано важливий матеріал про внутрішню структуру глибоких горизонтів флішу, що вказує на набагато більшу глибину залягання дофлішової основи, ніж передбачалося за даними сейсмічних робіт. Дані свердловин слугують надійним еталоном розрахунку фізичних параметрів для нових побудов та переінтерпретації геофізичного матеріалу глибинної будови усієї Карпатської дуги.

На жаль, ми не маємо у своєму розпорядженні даних стосовно густини моласових і флішових відкладів на території Румунії. Безпосередньо зіставити між собою зони, які встановлені в українській і румунській частинах Східних Карпат, дуже складно і це є однією з головних проблем, яку впродовж багатьох років розв'язують геологи. Втім, за відомостями з літератури в межах східної частини Українських Карпат геологи все ж зіставляють більшість тектонічних одиниць, виділених у Румунських Східних Карпатах [Высоцкий и др., 1963; Кульчицкий, 1966; Геологическое..., 1971; Совчик, 1976; Круглов и др., 1985; Литосфера..., 1994; Гнилко, 2011; Шлапінський, 2018]. Вивчення наявних даних щодо літолого-стратиграфічних комплексів румунської і української частин Карпат і даних стосовно густини Передкарпатського прогину та Флішових Карпат для української частини [Макаренко, 2021] дали змогу оцінити середнє значення густини для моласових і флішових відкладів румунської частини Карпат.

У моделі густина відкладів Паннонського басейну, Трансильванської западини та Закарпатського прогину змінюється з глибиною. Густина моласових відкладів Передкарпатського прогину та флішових



відкладів Зовнішніх Карпат змінюється тільки за площею і має середнє значення для всієї товщини відкладів.

**Густина неоген-четвертинних відкладів.** Для оцінювання густини неоген-четвертинних осаdів були проаналізовані дані публікацій [Субботин, 1955; Бородатый и др., 1965; Хоменко, 1971; Биличенко и др., 1972; Мельничук и др., 1975; Granser, 1987; Sefara et al., 1987; Bielik, 1988; Bucha et al., 1994; Sefara, Szabo, 1997; Szafian, 1999; Makarenko et al., 2002; Bielik et al., 2004b; Проведення..., 2005; Макаренко, 2021]. На рис. 4 показано криві зміни густини з глибиною за даними різних авторів і виведено середню криву, яку використано для розрахунку тривимірного гравітаційного ефекту неоген-четвертинних відкладів Паннонського басейну і Трансильванської западини, а також Закарпатського прогину. Середні значення густини ( $\text{г/см}^3$ ) для інтервалів глибин наведено в табл. 1.

**Густина моласових відкладів.** Для моделювання використано середні значення густини для всієї товщі моласових відкладів Передкарпатського прогину, хоча окремо були проаналізовані дані щодо значення густини Зовнішньої і Внутрішньої зон як за площею, так і за глибиною. Для оцінювання середньої густини використано дані публікацій [Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Биличенко и др., 1974, 1978, 1979; Мельничук и др., 1975; Ibrmajer, 1981; Krolikovski, Petecki, 2001; Деталіза-

ція..., 2005; Проведення..., 2005, 2008; Макаренко, 2021]. В результаті складено схему розподілу густини моласових відкладів, яка складається з п'яти частин (рис. 4).

Для територій Чехії і Словаччини густина моласових відкладів у північній і південній частинах Передкарпатського прогину має значення 2,436 і 2,41  $\text{г/см}^3$  відповідно. У середній частині прогину значення густини більші — 2,46  $\text{г/см}^3$  [Ibrmajer, 1981]. Значення густини отримано за 924 зразками, відібраними із свердловин на глибинах від 0 до 3,77 км. Середнє значення густини для цієї території дорівнює 2,435  $\text{г/см}^3$  (рис. 4).

Для території Польщі середнє значення густини (2,42  $\text{г/см}^3$ ) було прийнято за даними статті [Krolikovski, Petecki, 2001]. Дані отримано з двох джерел: каротажу свердловин (85 %) і лабораторних досліджень зразків керна із свердловин, що розподілені на всій території Польщі. За даними всіх свердловин визначено, що густина флішу значно змінюється залежно від глибини та площі поширення.

Дослідженнями густини охоплено усі райони української частини Передкарпатського прогину [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Мельничук и др., 1975; Деталізація..., 2005; Проведення..., 2005, 2008; Биличенко и др., 1974, 1978, 1979]. Результати робіт вказують на характер систематичного збільшення густини зі збільшенням віку порід.

Усі дослідники, які досліджували густи-

**Таблиця 1.** Середня густина ( $\text{г/см}^3$ ) неоген-четвертинних відкладів за даними різних авторів

Глибина, км	Granser, 1987	Bielik, 1988	Szafian et al., 1997	Bucha et al., 1988	Sefara, Szabo, 1997	Хоменко, 1971	Середнє значення густини, прийняте для моделювання
0—1	2,330	2,125	2,000	2,150	2,105	2,27	2,142
1—2	2,465	2,310	2,200	2,275	2,320	2,43	2,314
2—3	2,560	2,440	2,365	2,450	2,470	—	2,457
3—4	2,610	2,580	2,415	2,550	2,520	—	2,535
4—5	—	2,660	2,480	2,620	2,570	—	2,580
5—6	—	2,670	2,560	—	—	—	2,625
6—7	—	—	2,650	—	—	—	2,67

ну Більче-Волицького покриву (Зовнішня зона), зазначали, що з глибиною густина збільшується не тільки з переходом від однієї стратиграфічної товщі до іншої, а й усередині окремих світ і товщ. Наприклад, у відкладах дашавської і стебницької світ на фоні загального збільшення густини з глибиною виявлено стрибкоподібні зміни густини на  $0,05\text{—}0,08\text{ г/см}^3$ . Стебницькі (нижній тортон) відклади також характеризуються певною закономірністю збільшення густини з глибиною через зменшення пористості, яка в усій серії глинистих осадов Більче-Волицького покриву залежить від сучасної глибини залягання, тобто від статичного навантаження або зумовлена тектонічними процесами та геологічними умовами формування регіону: зміною процесів седиментації та денудації, що спричиняють залишкове ущільнення [Субботін, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Макаренко, 2021].

Для порід Самбірського та Бориславсько-Покутського покривів (Внутрішня зона) густина моласових відкладів, за винятком солей, також визначається їх пористістю, зміна якої на 1 % відповідає зміні густини на  $0,025\text{—}0,03\text{ г/см}^3$  [Бородатый и др., 1965]. На глибинах понад 1 км середня густина моласових піщано-глинистих відкладів практично не залежить від статичного навантаження та досягає значень  $2,44\text{ г/см}^3$  [Бородатый и др., 1965; Проведення..., 2003].

В українській частині Карпат для Більче-Волицького покриву (Зовнішня зона) середня густина становить  $2,40\text{ г/см}^3$ , за винятком його крайніх південно-східної і північно-західної частин, в яких вона зростає до  $2,41\text{ г/см}^3$  [Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Проведення..., 2005, 2008; Макаренко, 2021]. Для Самбірського та Бориславсько-Покутського покривів (Внутрішня зона) середня густина моласових відкладів дорівнює  $2,44\text{ г/см}^3$  [Бородатый и др., 1965; Проведення..., 2003]. У цілому для всього Передкарпатського прогину при моделюванні використано середнє значення густини  $2,41\text{ г/см}^3$ . Це не суперечить раніше використаним даним для української

території [Макаренко et al., 2002; Bielik et al., 2004b, 2005], але оскільки густина для Українських Карпат вивчена досконало за великою кількістю даних [Макаренко, 2021], у цій статті запропонований більш детальніший її аналіз (рис. 4).

Вище зазначено про відсутність даних щодо густини моласових відкладів Передкарпатського прогину для території Румунії. Тому насамперед було зроблено спробу зіставити розрізи міоценових відкладів української і румунської частин прогину, а потім вже оцінити значення густини за аналогією з даними Українських Карпат.

У румунській частині Передкарпатського прогину, де міоцен розкритий у великій кількості розвідувальних і експлуатаційних свердловин на площі всього прогину, можна виділити дві гілки — широтну і меридіональну. Розділ між ними проходить скрізь зону перегину Східних Карпат і збігається з площею максимальної товщини моласових відкладів (див. рис. 3). У меридіональній частині міоцен представлений більш повно, але перекритий у східній і південній частинах прогину пліоценовими осадовими утвореннями. У широтній частині міоцен виходить на поверхню лише у порівняно вузькій зоні на півночі, а в решті частини також перекритий потужною товщею пліоценових порід. Міоценові відклади Внутрішньої зони Передкарпатського прогину підрозділені на декілька великих літолого-стратиграфічних комплексів, які простежуються протягом усього прогину і відображають подібні умови його розвитку на територіях Українських і Румунських Карпат.

*Соленосний комплекс* (верхній ярус олігоцену) найбільш повно представлений і в Україні, і в Румунії. В румунській частині Внутрішньої зони виділено дві літологічно різні світи — гіпсоносну і соленосну. Перша розвинена у північній частині широтної гілки, на сході і заході меридіональної і представлена чорними аргілітами, слюдистими пісковиками, малопотужними пластами конгломератів, піскуватим гіпсом. Порооди другої, соленосної, світи спостерігаються в більшій частині меридіональної

гілки, а також у східній частині широтної. Це сірі соленосні глини, що перешаровуються, зеленуваті аргіліти з невеликими лінзами гіпсу, пісковиків і алевролітів, прошарки солі, а іноді і скупчення її. Поляницька світа української частини за своїм літологічним складом нагадує румунську гіпсоносну світу і складається із сірих, вапняних і середньозернистих пісковиків, алевролітів, сірих або темно-сірих тонко-сланцеватих вапняних аргілітів і конгломератів [Высоцкий и др., 1963; Проведення..., 2003]. Основна відмінність полягає у меншій загіпсованості порід поляницької світи і значно більшій їх потужності. Породи воротищенської світи української частини Внутрішньої зони Передкарпатського прогину, для яких характерна засолоненість і загіпсованість, добре зіставляються із соленосною товщею меридіональної гілки Румунії. Породи цієї світи розкриті бурінням у межах вузької смуги, витягнутої уздовж північно-східного схилу Карпат. Світа (потужністю до 700—1200 м) представлена доволі різноманітним набором порід — попелясто-сірими слаболітфікованими глинами, алевролітами, пісковиками, потужними лінзами гравелітів, «екзотичних» конгломератів (слобідських та ін.), олістостром. У дуже багатьох розрізах нижньоворотищенська світа складається з потужних соляно-глинистих брекчій, що включають уламки пісковиків, глин і гіпсу. Верхня ланка воротищенської світи місцями представлена чергуванням пісковиків, алевролітів, аргілітоподібних глин [Высоцкий и др., 1963; Андреева-Григорович и др., 2011].

*Конгломератовий комплекс бурдигальського віку (міоцен) найбільше виражений в українській частині прогину і в меридіональній зоні Румунії. Потужність відкладів досягає 1—1,5 км, як і в межах усього прогину представлені характерною товщею конгломератів і пісковиків. Найбільша товщина цих відкладів спостерігається в меридіональній гілці Румунії, на півдні вони виклинюються і з'являються знову тільки на півночі широтної гілки. Розрізи бурдигальських відкладів Румунії (товщина*

до 1 км) добре зіставляються із нижньоворотищенською (світа слобідських конгломератів) та середньоворотищенською світами Українського Передкарпаття, де у Внутрішній зоні серед нижньомоласових відкладів трапляються конгломерати, складені екзотичним матеріалом порід метаморфічного, виверженого й осадового походження: у південно-східній частині прогину так звані слобідські конгломерати, у північно-західній — трускавецькі. Слобідські конгломерати це кварцові сланці, філіти (чорні, сірі, темно-сірі, зелені, рідше червоні), кварцити. Зелені метаморфічні сланці складають тут основну масу уламкового матеріалу. Магматичні і жильні породи — порфіри, діабазы, молочно-білий і димчастий кварц. Уламки осадових порід містять пісковики, кварцові гравійники, червоні і фіолетові бітумінозні аргіліти, вапняки, доломіти. Трускавецькі конгломерати на відміну від слобідських складають слабовиражене перешарування конгломератів — уламків флішових порід з конгломератами, які сформовані переважно зеленими метаморфічними сланцями (кварцово-серицитовими, хлорито-серицитовими та ін.) [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Федущак, 1962; Высоцкий и др., 1963; Биличенко и др., 1974; Проведення..., 2003; Ryłko, Tomáš, 2005; Oszczyrko et al., 2012, 2014; Цар, 2018; Макаренко, 2021].

Слобідські конгломерати швидко вгору по розрізу змінюються товщею зеленувато-сірих пісковиків і аргілітів, що вже входять до складу добратівської світи, відклади якої відповідають шарам такого самого складу на території Румунії.

*Червонокольоровому комплексу (нижня частина гелвету) в українській частині Внутрішньої зони Передкарпатського прогину відповідає стебницька світа. Вона добре коррелює зі світою Тецкань у меридіональній гілці Румунії (товщина 0,5—1,2 км), яка складається з вапнякових аргілітів червонокольорових, рідше зеленуватих або сірих, алевролітів та пісковиків. Стебницька світа широко поширена в Українських Карпатах (товщина 2,0—2,5 км), розкрита багатьма свердловинами та представлена*



чергуванням гравелітів, пісковиків, алевролітів і глин. Глини слюдисті, вапнисті і мають строкате забарвлення. Світа містить у середній частині соленосні відклади, в нижній частині залягає товща конгломератів [Высоцкий и др., 1963; Проведення..., 2005].

*Глинисто-піщаний морський комплекс* охоплює верхню частину гелвету і нижній тортон. У його складі трапляються прошарки окремих товщ червонокольорових порід, а також соленосних і гіпсоносних відкладів, що вказує на істотні зміни режиму осадоагромадження в цей відрізок часу. В українській частині червонокольорова стебницька світа змінюється сірокольоровою галицькою — сірими вапнистими глинами з окремими прошарками щільних пісків, гравелітів і конгломератів. На території Румунії балицька світа відповідає світам Подурь та Кимпень. Як у Румунії, так і в Україні, верхня межа гелветських відкладів добре відбивається за появою глинистих відкладів з нижньотортонською мікрофауною. Нижньотортонські відклади української частини представлені темно-сірими і сірими глинами та мергелями. У румунській частині Внутрішньої зони прогину нижній тортон виділено під назвою глобигеринової світи, яка складена сірими глинами, глинистими сланцями з численними прошарками глинистих туфів, рідше пісковиків і пластів гіпсу. Глиниста товща нижнього тортона повсюдно змінюється соленосною і гіпсоносною товщами, які в українській частині прогину відомі під назвою гіпсоангідритового горизонту (глини, пісковіки, конгломерати), а в румунській частині — брекчії Косміна (Пістрару) різноманітного складу [Высоцкий и др., 1963; Биличенко и др., 1974, 1979; Проведення..., 2005].

*Глинистий комплекс* (верхній тортон) порівняно рівномірно поширений і в українській, і в румунській частині Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. В українській частині він представлений косівською світою, що широко поширена і добре вивчена як на поверхні, так і в свердловинах. Світа складена чергуванням

темно-сірих глин, алевролітів і пісковиків. У нижній частині залягають тонкі прошарки туфів і туфітів. Косівська світа добре корелює з спіріалісовою світою румунського розрізу тортону — товщею сірих вапняних глин з рідкими прошарками пісковиків [Высоцкий и др., 1963; Проведення..., 2008].

*Відклади сармату* в українській частині представлені тільки нижнім відділом (потужна піщано-глиниста товща). В румунській частині виділено повний розріз, виражений в меридіональній гілці потужною піщано-конгломератовою товщею, а в широтній — пісковиками, глинами і вапняками, що від низу до верху змінюють один одного. Відклади сармату виділено в українській частині Карпат під назвою дашавської світи, нижня частина якої представлена сірими вапняковими глинами з прошарками пісковіку, а верхня — сірими глинами. Товщина світи близько 3 км. У Румунії розріз відкладів сармату істотно інший. У меридіональній гілці сармат представлений потужною (1,5 км) товщею кластичних порід (від алевролітів до конгломератів, глин і мергелів). У широтній гілці в розрізі відкладів сармату виділено три літологічні світи: нижню піщану, середню глинисту і верхню карбонатну. Потужність відкладів сармату збільшується від 1 км у широтній зоні до 2,5 км у районі перегину Східних Карпат [Высоцкий и др., 1963; Биличенко и др., 1974, 1979; Проведення..., 2005].

У табл. 2 наведено дані щодо густини комплексів, розглянутих вище у зіставленні з даними для української частини Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Після аналізу даних стосовно густини різних авторів [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Биличенко и др., 1978; Проведення..., 2003, 2005, 2008; Деталізація..., 2005; Макаренко, 2021] отримано середнє значення густини для румунської частини —  $2,44 \text{ г/см}^3$ . Для Зовнішньої зони було взято значення  $2,41 \text{ г/см}^3$  за аналогією з українською частиною. Таким чином, середнє значення густини порід усього Передкарпатського прогину

**Т а б л и ц я 2. Співставлення літолого-стратиграфічних комплексів моласових відкладів Українських та Румунських Карпат та аналіз наявних даних про густину**

Система	Відділ	Літолого-стратиграфічний комплекс	Світа, підсвіта (Україна)	Світа, підсвіта (Румунія)	Густина за даними різних авторів, г/см <sup>3</sup>	Середнє значення густини, г/см <sup>3</sup>	
НЕОГЕНОВА	МОЦЕН	Сарматські відклади	Дашавська	—	2,26 за [Субботин, 1955]	2,335	
					2,38 за [Биличенко и др., 1974]		
		2,35 за [Биличенко и др., 1979]					
		2,35 за [Проведення..., 2005]					
		Глинистий комплекс	Косівська	Співріалісова	2,35 за [Субботин, 1955]	2,34 за [Проведення..., 2008]	2,345
					2,43 за [Биличенко и др., 1974]		
					2,48 за [Биличенко и др., 1979]		
		Глинисто-піщаний морський	Барановські шари (відклади нижнього торгону)	Подурь, Кимпень	2,48 за [Проведення..., 2005]	2,50 за [Деталізація..., 2005]	2,48
					2,50 за [Проведення..., 2008]		
		Червонокольоровий	Стебницька	Піпсо-ангідритовий горизонт	Тецкань	2,42 за [Субботин, 1955]	2,42 за [Субботин, 1955]
2,50 за [Гонтовий, 1961]							
2,50 за [Бородагый и др., 1965]							
2,51 за [Биличенко и др., 1979]							
Конгломератовий бурдигальського віку (моласса)	Добротівська	Шари Мойша	Шари Мойша	2,44 за [Проведення..., 2005]	2,40 за [Субботин, 1955]	2,42	
				2,48 за [Деталізація..., 2005]			
				2,41 за [Бородагый и др., 1965]			
				2,41 за [Проведення..., 2003]			
				2,46 за [Деталізація..., 2005]			
Соленосний аквітанського віку	Полянницька	Воротигищенська	Соленосна	2,40 за [Субботин, 1955]	2,55 за [Субботин, 1955]	2,49	
				2,50 за [Гонтовий, 1961]			
				2,48 за [Бородагый и др., 1965]			
Палеогенова	ОМГО-ЦЕН	Воротигищенська	Гіпсоносна	2,53 за [Биличенко и др., 1972]	2,50 за [Биличенко и др., 1972]	2,51	
				2,52 за [Проведення..., 2003]			

для румунської території Східних Карпат дорівнює  $2,42 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 4).

Для Південних Карпат прийнято значення густини  $2,30 \text{ г/см}^3$ , яка характерна для інтервалу глибин 0—3 км [Matenco, 1997; Bielak et al., 2005] (див. рис. 4).

**Густина флішових відкладів.** Для оцінювання середньої густини флішових відкладів *Зовнішніх Карпат* використано дані публікацій [Гонтовий, 1961; Бобровник, 1973; Мельничук и др., 1975; Ibrmajer, 1981; Krolikovski, Petecki, 2001; Проведення..., 2003; Макаренко, 2021]. У результаті була складена схема розподілу густини, що складається з п'яти частин (див. рис. 4).

Для територій Чехії і Словаччини середня густина флішових відкладів, в яких переважають пісковики, дорівнює  $2,59$  і  $2,56 \text{ г/см}^3$  відповідно [Ibrmajer, 1981].

Густина карпатського флішу Польщі змінюється в інтервалі  $2,39$ — $2,60 \text{ г/см}^3$  за даними дослідження 24 свердловин у південно-західній і 14 свердловин у південно-східній частинах території Польщі [Krolikovski, Petecki, 2001]. Флішові відклади визначені в усіх свердловинах, їх густина змінюється як за глибиною, так і за площею. Середнє значення густини в обох частинах однакове і дорівнює  $2,49 \text{ г/см}^3$ . Воно було прийнято для складання карти густини Флішових Карпат і моделювання.

Середні значення густини флішових відкладів для структурно-фаціальних зон Українських Карпат детально розглянуто і узагальнено в статті [Макаренко, 2021]. Середня густина Скибового покриву становить  $2,55 \text{ г/см}^3$ . Для Кросненського та Буркутського покривів вона однакова і дорівнює  $2,58 \text{ г/см}^3$ , для Свідовецького та Красношорського покривів її значення менше —  $2,56 \text{ г/см}^3$ , для Дуклянського покриву дорівнює  $2,57 \text{ г/см}^3$ . Менші значення середньої густини характерні для Чорногорського ( $2,54 \text{ г/см}^3$ ) та Рахівського ( $2,63 \text{ г/см}^3$ ) покривів. Отже, прийняте середнє значення густини флішових відкладів для території України дорівнює  $2,57 \text{ г/см}^3$ .

Для визначення середньої густини флішових відкладів території Румунії ми вчи-

нили так само, як у разі визначення густини моласових відкладів Передкарпатського прогину. Було зіставлено тектонічні одиниці (покриви) в межах східної частини Українських Карпат і виділених у Румунських Східних Карпатах [Высоцкий и др., 1963; Кульчицкий, 1966; Геологическое..., 1971; Круглов, 1973; Совчик, 1976; Круглов и др., 1985; Литосфера..., 1994; Гнилко, 2011; Шлапінський, 2018], і використано дані щодо густини Флішових Карпат для української частини [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатый и др., 1965; Бобровник, 1973; Мельничук и др., 1975; Проведення..., 2003; Макаренко, 2021].

У публікаціях [Кульчицкий, 1966; Геологическое..., 1971; Круглов, 1973; Совчик, 1976; Круглов и др., 1975; Литосфера..., 1994; Гнилко, 2011; Шлапінський, 2018] розглянуто основні питання кореляції палеогенових утворень Українських і Румунських Карпат. У прикордонних районах Румунських Карпат виділено низку покривів, що є природним продовженням структурно-фаціальних зон (покривів) суміжної території Українських Карпат (див. рис. 1). Із заходу на схід, тобто в напрямку від Мармароського масиву до зовнішньої частини, на території Румунії виділено п'ять покривів, які характеризуються специфічним розрізом крейдяно-палеогенових відкладів, що засвідчує про особливості умов їх утворення.

*Покрив Чахлеу* простягається до Південних Карпат, де він відомий під назвою внутрішнього покриву. В Українських Карпатах йому відповідає Рахівський покрив.

Румунські геологи в межах «внутрішнього покриву» виділяють дві самостійні тектонічні одиниці: верхній внутрішній покрив, який простежується на всьому протязі Румунських Карпат і йде в Українські, складений шарами Сінаю (аналог рахівської світи української частини) і піщаним флішем (аналог білотисівської і буркутської світ), та нижній внутрішній покрив, який представлений більш мергелістими породами. Різкі літолого-фаціальні відмінності між відкладами нижнього і верхнього покривів вказують на дово-



лі значну амплітуду переміщення. При порівнянні розрізів крейди української частини Рахівського покриву і території Румунії створюється враження, що в Українських Карпатах відклади нижнього покриву майже повсюдно перекриті насуненим комплексом верхнього покриву. Складні взаємовідношення цих відкладів з навколишніми породами не дають змоги остаточно вирішити питання, але здається ймовірним їх зіставлення у тектонічному плані з «нижнім внутрішнім покривом» румунських геологів.

*Покрив Теляжен* (нижній внутрішній покрив) зіставлений з Буркутським покривом Українських Карпат. Насамперед за особливостями розвитку крейדיаних відкладів і меншою мірою за характером тектоніки тут виділено дві структурно-фаціальні підзони: Буркутську і Сухівську. Буркутська підзона представлена відкладами білотисівської і буркутської світ. Першу визначає потужна монотонна товща, що складається з аргілітів, алевролітів і пісковиків, для яких характерний надзвичайно широкий розвиток підводнозсувної («закрученої», за термінологією О.С. Вялова) текстури. Саме за цією текстурованою ознакою вся товща на суміжній території Румунії отримала назву «курбікортикальний фліш», в якій на різних рівнях виділено одну чи декілька пачок піщанистого флішу (пісковик Котумба, Сіта-Тетару, Куїгеш, Мечуку Берті). До буркутської світи включено товщу товсторишного сірого піщаного флішу і масивношарових слюдяних пісковиків. Сухівська підзона складена білотисівською, сухівською і терешовською світами.

Під курбікортикальним флішем, у фронтальній частині покриву Теляжен, на поверхні з'являються давніші утворення: фліш Тороклеж, представлений пачками типу курбікортикального флішу, що чергуються зі сланцевими пачками типу чорних сланців і шарами Плесші.

*Покриву Аудія* на українській території відповідає Чорногорський покрив, в якому потужні товщі палеогену до південного сходу виклинюються, не мають продо-

вження у покриві Аудія, головна частина якого складається із серії чорних сланців. Дві третини розрізу представлені переважно глинисто-алевролітовою товщею. На серії чорних сланців без перерви залягають глинисті відклади з прошарками брекчій чи грубозернистих пісковиків, які містять уламки червоних гранодіоритів. Верхня частина розрізу складена масивними різнозернистими пісковиками, описаними під різними назвами: пісковики Сиріу (Прісака, Томнатек). За віком вони охоплюють палеоцен—пізній еоцен. Більшість румунських геологів вважають, що пісковики товщиною 400—600 м залягають незгідно на різних горизонтах верхньої крейди. Про їх аналоги в Українських Карпатах упевнено говорити важко. Можна допустити, що пісковики Сиріу (Прісака, Томнатек) за стратиграфічним положенням можуть відповідати чорногорським пісковикам, які залягають згідно на ялонецькій світі.

*Покрив Таркеу* залягає на продовженні Скибового покриву Українських Карпат, який відомий у літературі під назвою Зовнішнього флішу, на відміну від Внутрішнього флішу покривів Чахлеу і Теляжен. Нижня крейда поширена у внутрішній зоні покриву та представлена чорними сланцями, вище яких по розрізу залягають кольоровострокати глини та вапнякові мергелі. У зовнішніх зонах нижньокрейдяні відклади відсутні.

У покриві Таркеу відклади палеогену вхрест простягання змінюють літофаціальну зовнішність. Румунські геологи розрізняють декілька типів відкладів еоцену—палеоцену: внутрішній (тип Таркеу), проміжний (тип Тазлеу), крайовий (тип Доама). Відклади внутрішнього типу — пісковики Таркеу найбільш поширені, складають потужну товщу, а крайового типу представлені переважно глинисто-мергелистими породами і вапняками. Виділені типи розрізів характеризуються стійкістю своїх особливостей і складу порід, простежуються за простяганням на великі відстані, практично уздовж всієї дуги Румунських Карпат. Площі поширення того або іншого типу розрізу не мають чітких меж, і в

місцях їх зчленування спостерігаються взаємопереходи. Витриманість розрізів за простяганням засвідчує достатньо однаковість і стійкі умови осадоагромадження цієї частини палеогенового басейну в кожен певний період часу.

Основою відкладів *типу Таркеу* є строката товща, яка розкрита в інтервалі глибин 2584—2712 м («базальні шари» Румунських Карпат) та складена поліміктовими пісковиками, що перешаровуються, алевролітами, червоними і зеленими аргілітами.

Стратиграфічно вище залягає монотонна товща масивних і грубошарових поліміктових пісковиків, які чергуються з пачками тонкоритмічного сіро-зеленого флішу, що мають підлегле значення. Трапляються також розрізнені пласти конгломератів з галькою екзотичних порід. За віком відклади охоплюють палеоцен—середній еоцен. Такого типу пісковики спостерігаються у верхній частині розрізу Скибового покриву української частини Карпат, де палеоценові відклади представлені пісковиками ямненської світи.

Проміжний тип розрізу — *Тазлеу* — займає більш зовнішнє положення щодо описуваного типу Таркеу. Ці відклади широко поширені в Румунії, звужуються у північно-західному напрямку і практично виклинюються в басейні р. Сучава.

Основна частина розрізу, як у типі Таркеу, представлена грубо- і масивношаровими пісковиками (80 м), що чергуються з товщами тонкоритмічного сіро-зеленого флішу. Спостерігаються прошарки конгломератів, вапняків і мергелів. Останні приурочені переважно до верхньої частини і за стратиграфічним положенням зіставляються з буковинськими шарами Українських Карпат. У прикордонних районах розріз починається тонкоритмічним флішем (шари Сучевіци), які ззовні нагадують відклади манявської світи. За віком тип Тазлеу охоплює нижній—середній еоцен і повсюдно підстиляється строкатокольоровими відкладами, названими шарами Стража. Ці шари характерні не тільки для проміжного, а й для крайового

типу розрізів. Шари Стража належать до нижнього еоцену і відповідають надямненським «ієрогліфічним шарам»: з вапняковою складовою у внутрішній частині (фліш Поду Секу) та зі строкатокольоровими глинами у зовнішній (фліш Плопу). В північно-східних скибах на території України в розрізі палеоцен-еоценових відкладів виявлено закономірність у послідовності чергування і кількості пакетів масивношарових пісковиків і тонкоритмічного флішу. Це дає змогу виділити ямненську, манявську, вигодську і бистрицьку світи.

Крайовий тип розрізу — *Доамна* — в прикордонних частинах принципово не відрізняється від відкладів параавтохтону. Палеоцен-еоценова частина розрізу складена шарами Стража, які підстиляють вапняки Ізвор, а вище лежить тонкоритмічний сіро-зелений фліш типу манявської світи (шари Сучевіци). Виділяються окремі прошарки грубошаруватих пісковиків. Верхня частина розрізу складена мергелями і вапняками середнього еоцену. Верхній еоцен представлений шарами Бісерікані — переважно вапняковистими глинами і аргілітами.

На покрівлі верхньоеоценових відкладів покриву Таркеу в Румунії повсюдно залягають глобигеринові мергелі, які перекривають пісковики Лукечешті. Описані відклади продовжуються на території України і можуть спостерігатися в Орівській скибі і Бориславсько-Покутських складках, де до палеоцену належить верхня частина сіроцвітного мергельного флішу, яка відповідає стрийській світи.

Кореляція олігоценових відкладів прикордонних районів Українських і Румунських Карпат не викликає особливих труднощів. Лігостратиграфічні комплекси, що виділяються в розрізі Скибового покриву, відображаються на суміжній території покриву Таркеу, де виділено пісковики Фусару (відповідають нижньокросненським пісковикам), мергелисто-пісковиковий курбикортикальний фліш Вінецишу, дикий фліш (олістострома Слон).

*Покрив Маргінальних Складок* є найбільше зовнішнім у Флішових Румунських

Таблиця 3. Співставлення літолого-стратиграфічних комплексів флішових відкладів Українських та Румунських Карпат та аналіз наявних даних про густину

Покрови України/Румунія	Світа, підсвіта, породи (Україна)	Світа, підсвіта, породи (Румунія)	Густина за даними різних авторів, г/см <sup>3</sup>	Середня густина, г/см <sup>3</sup>
Рахівський/Чахлау	рахівська (чорні аргіліти з прошарками та лінзами алевролітів, рідше пісковиків і конгломератів)	фліш Сінаю (мергелісто-піщаний фліш, поліміктові конгломерати, базальтові і селіколітові породи)	2,63 за [Бородачій и др., 1965] 2,69 за [Бобровник, 1973] 2,62 за [Мельничук и др., 1975]	2,63
	білотисенська (породи аналогічні рахівській світі, але менш ущільнені)	піщаний фліш (піщано-сланцеві породи з пачками флішу та поліміктових конгломератів)	2,63 за [Бобровник, 1973]	
	буркутська (піщаники, аргіліти, сланці, гравеліти, конгломерати)	2,61 за [Бобровник, 1973]		
Буркутський/Теляжен	білотисенська (переважають алевроліти та арібнозернисті піщаники)	курбікортикальний фліш (піщаник Котумба, Сіта-Тетару, Кугеці, Мечуку Берті), а також мергелістий фліш Френі з осадовими брекчіями, фліш Тороклеж, подвійний еоценовий фліш (фація Шотриле), бігумінозні сланці (фація Валя Каселор), евапоріти	2,60 за [Бобровник, 1973]	2,61
	буркутська (масивні і товстошарові пісковики з рідкими прошарками аргілітів)	пісковики Сіріу, Прісака, Томнатек (масивні різнозернисті пісковики), а також чорні сланці та глини	2,62 за [Бородачій и др., 1965]	
	сухівська (глинисто-піщаний фліш, строкатокольорові аргіліти, мергелі)	2,60 за [Бородачій и др., 1965]		
Чорногорський/Аудна	терешовська (масивні, товстошарові піщаники, іноді з прошарками конгломератів, червоного та зелених аргілітів)	пісковики Сіріу, Прісака, Томнатек (масивні різнозернисті пісковики), а також чорні сланці та глини	2,50 за [Бородачій и др., 1965] 2,51 за [Бобровник, 1973] 2,60 за [Бородачій и др., 1965]	2,54
	чорногорська (пісковики кварцитовидні з прошарками чорних аргілітів)	строкатокольоровий фліш Стража	2,49 за [Субботин, 1955]	
Скибовий/Таркеу	ялонецька (пісковіки аргіліти, алевроліти)	пісковіки Таркеу	2,57 за [Макаренко, 2021] 2,64 за [Бобровник, 1973]	2,57
	надамянська строкатокольорові ієрогліфові шари	шари Сучевиці (тонкоритмічний фліш)	2,50 за [Бородачій и др., 1965] 2,60 за [Бобровник, 1973]	
	ямянська (грубошарові масивні різнозернисті пісковіки)	шари Плопу (строкатокольорові глини) та шари Поду Секу (вапняки), глобигеринові мергелі, піщаники Лукечешті	2,61 за [Бобровник, 1973]	
Бориславсько-Покутські складанальних Складок	нижньокросненські пісковіки (середньо- і грубозернисті, поліміктові складу з карбонатним і карбонатно-глинистим цементом)	пісковіки Фусару	2,59 за [Бобровник, 1973] 2,54 за [Бородачій и др., 1965] 2,51 за [Проведення ..., 2003] 2,54 за [Гонтовий, 1961]	2,54



Карпатах, виходить на поверхню в межах полувікон (див. рис. 1) і простежується свердловинами під покривом Таркеу. На північний захід, в Українських Карпатах, цей покрив продовжується у вигляді Бориславсько-Покутських складок. Він складений породами від нижньої крейди до нижнього міоцену.

У результаті зіставлення літолого-стратиграфічних комплексів палеогенових відкладів суміжних районів України і Румунії та аналізу даних щодо густини різних авторів для української території [Субботин, 1955; Гонтовий, 1961; Бородатий и др., 1965; Бобровник, 1973; Мельничук и др., 1975; Проведення..., 2003; Макаренко, 2021] розраховано середнє значення густини для флішових відкладів румунсь-

кої території (див. рис. 1), яке становить  $2,58 \text{ г/см}^3$  (табл. 3). Це значення використано при розрахунках тривимірного гравітаційного ефекту флішових відкладів, який є складовою сумарного гравітаційного ефекту осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону (рис. 4).

**Сумарний гравітаційний ефект** осадового заповнення Зовнішніх і Внутрішніх Карпат, розрахований від моделі, включає ефекти усіх осадових шарів і зумовлений товщиною відкладів (див. рис. 3) та значеннями густини (див. рис. 4).

Найбільший гравітаційний ефект ( $-80 \text{ мГал}$ ) походить від відкладів флішу і спостерігається в зоні переходу між Західними і Східними Карпатами. Східна частина Західних Карпат і Східні Карпати харак-

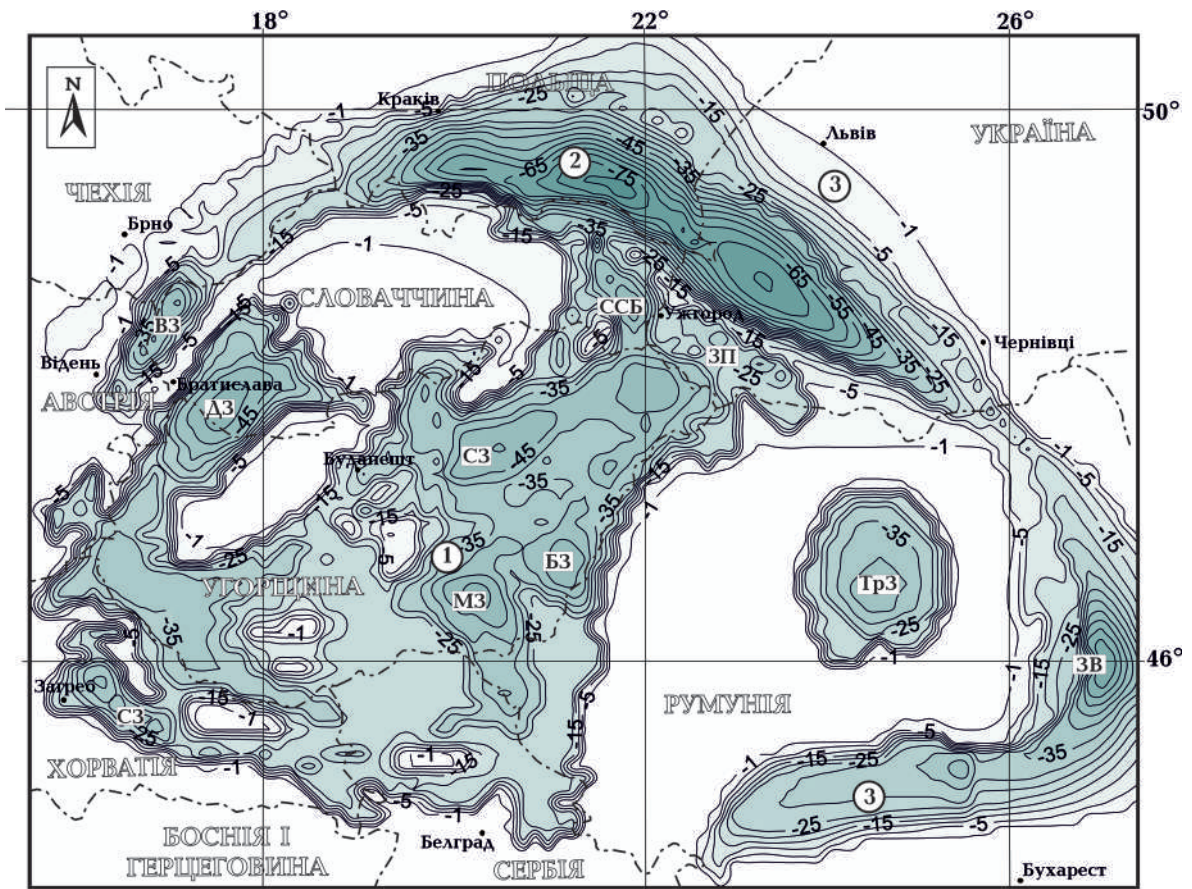


Рис. 5. Сумарний гравітаційний ефект осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону, мГал. *Відклади (цифри в кружечках): 1 — моласові, 2 — флішові, 3 — неоген-четвертинні. ЗВ — зона Вранча. Інші умовні позначення див. на рис. 3.*

Fig. 5. The total gravity effect of the Carpathian-Pannonian sedimentary filling, in mGal. *Deposits (numbers in circles): 1 — molasse, 2 — flysch, 3 — Neogene-Quaternary. ЗВ — Vrancea zone. For other acronyms see Fig. 3.*

теризуються ефектом в  $-65$  мГал. У місці перегину Східних Карпат (зона Вранча), де спостерігається поворот Карпатської дуги на південний захід, максимальні значення ефекту ( $-60$  мГал) зумовлені великою потужністю моласових відкладів (рис. 5).

Гравітаційний ефект неоген-четвертинних осадов Паннонського басейну змінюється від  $0$  до  $-50$  мГал. Найбільші значення спостерігаються над Дунайською западиною. Максимальною амплітудою характеризуються також западини Бекеш, Мако і Східнословачка. Віденська, Трансильванська западини, а також западина Сава відзначаються гравітаційним ефектом в  $(-35-40)$  мГал. У Закарпатському прогині гравітаційний ефект неоген-

четвертинних відкладів становить  $-25$  мГал.

Отриманий гравітаційний вплив моласових і флішових відкладів Зовнішніх Карпат є більшим, ніж це розраховано у попередніх працях [Макаренко et al., 2002; Bielik et al., 2004, 2005]. Незважаючи на це, гравітаційний вплив відкладів у Східних і Південних Карпатах (рис. 5) ще не досягає амплітуд гравітаційного мінімуму в цьому районі (див. рис. 2). Тому отримані результати засвідчують, що Карпатський гравітаційний мінімум у цих частинах орогену зумовлений не лише гравітаційним ефектом зменшеної густини.

**Залишкове гравітаційне поле Карпатсько-Паннонського регіону (stripped gravity map).** При відніманні гравітаційного

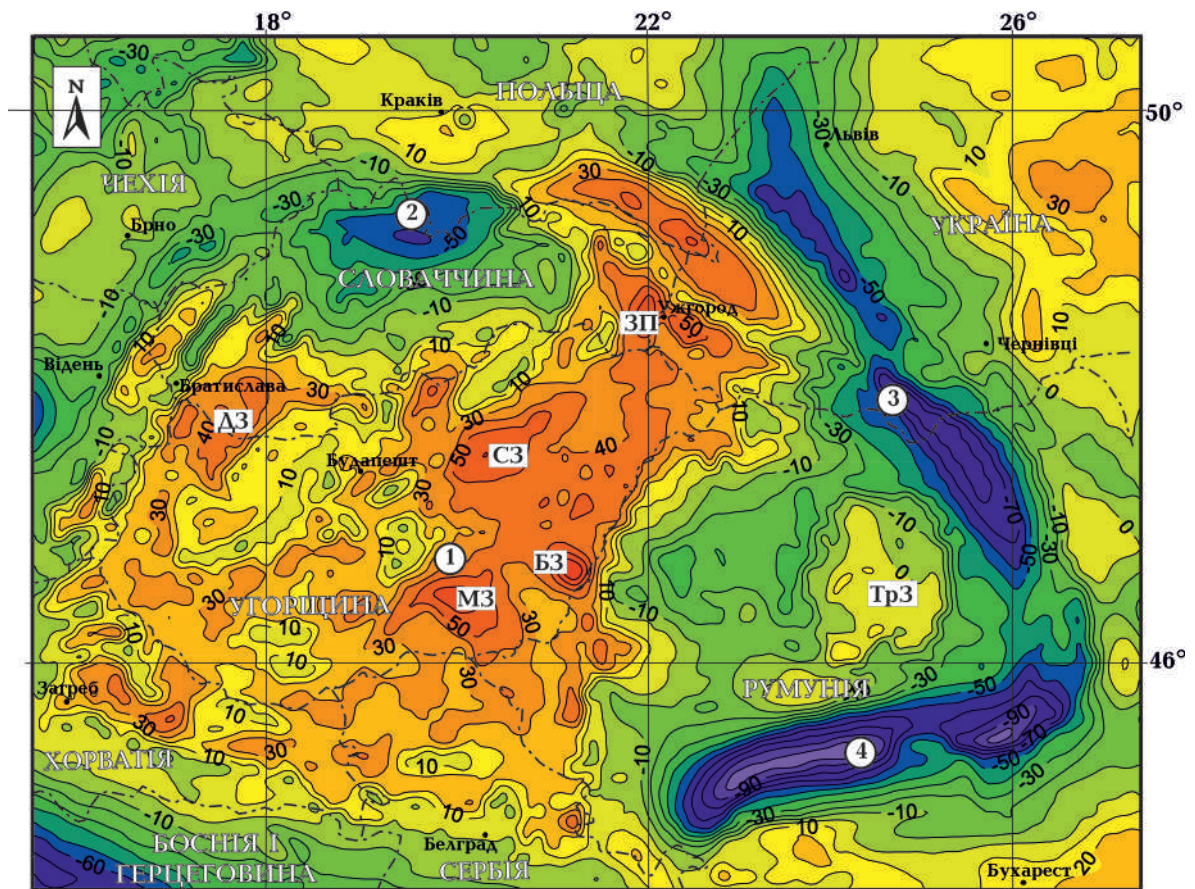


Рис. 6. Схема залишкового гравітаційного поля (stripped gravity map), мГал. Цифри у кружках: 1 — гравітаційний регіональний максимум Паннонського басейну, Карпатський регіональний мінімум: 2 — Західний, 3 — Східний, 4 — Південний. Інші умовні позначення див. на рис. 2, 3.

Fig. 6. Scheme of the residual gravity field (stripped gravity map), in mGal. Numbers in circles: 1 — gravity regional maximum of the Pannonian Basin; Carpathian regional minimum: 2 — Western, 3 — Eastern, 4 — Southern. For other acronyms see Figs. 2, 3.



ефекту осадової товщі (див. рис. 5) з аномального гравітаційного поля (див. рис. 2) одержано гравітаційні аномалії, зумовлені густинними неоднорідностями в залягаючих нижче шарах літосфери.

На перший погляд залишкове гравітаційне поле (рис. 6) здається повним аналогом аномального гравітаційного поля (рис. 2). Однак відмінності істотні не тільки в амплітуді, а й в характеристиках отриманих аномалій. Так, Паннонський басейн виявляється значним регіональним гравітаційним максимумом не тільки в аномальному гравітаційному полі (аномалії Буге) (див. рис. 2), а й на схемі залишкового гравітаційного поля, звільненого від впливу товщі осадових відкладів (рис. 6). Максимальні значення (більше як 50 мГал) спостерігаються над Дунайською западиною, а також над локальними структурами Великої Угорської рівнини (западни Сольнокська, Мако, Бекеш), витягнутими в меридіональному напрямку, який змінюється на північно-східний над Закарпатським прогином. Для цих басейнів, заповнених малоощільними потужними осадовими відкладами, характерні додатні, а не від'ємні значення залишкового гравітаційного поля. Цей феномен можна пояснити тим, що джерелами цих локальних максимумів сили тяжіння можуть бути вулканічні породи, що проникли в осадовий покрив, чи тіла високої густини з особливим петрофізичним складом (метаморфічні комплекси?) у консолідованій частині земної кори, позитивний гравітаційний ефект від яких більший за негативний гравітаційний ефект осадових відкладів. Іншою причиною може бути вплив регіонального фону, який зумовлений підніманням поділу Мохо в Паннонському басейні до 24—26 км.

Гравітаційний мінімум, приурочений до Західних Карпат, який на схемі аномального гравітаційного поля складається з двох частин (див. рис. 2), на схемі залишкового гравітаційного поля проявився одним інтенсивним мінімумом, південним, який має максимальну інтенсивність  $-60$  мГал. Північна частина цього гравітаційного мі-

німуму практично нівельована після розрахунків гравітаційного ефекту осадового заповнення. Тому можна припустити, що джерелом цієї частини гравітаційного мінімуму Західних Карпат є малоощільні флішові і моласові відклади. Південний інтенсивний гравітаційний мінімум Західних Карпат на схемі залишкового гравітаційного поля (рис. 6) швидше за все можна пояснити дефіцитом мас у консолідованій частині земної кори.

Східні та Південні Карпати на схемі залишкового гравітаційного поля (рис. 6) також, як і на схемі аномального гравітаційного поля (див. рис. 2) характеризуються значними від'ємними значеннями. Мінімум Східних Карпат складається з двох частин, які характеризуються замкненими відносними мінімумами: північним і південним. Перший за простяганням не з'єднується з південним ( $-80$  мГал), а продовжується у південно-східному напрямку, знижуючи свою інтенсивність до  $-60$  мГал. Мінімум Південних Карпат має інтенсивність  $-100$  мГал.

Навіть після звільнення від впливу товщі осадових відкладів інтенсивність Східного та Південного гравітаційних мінімумів залишилась великою, тому їх джерело не може бути пов'язане тільки з малоощільними флішовими відкладами Зовнішніх Карпат і моласою Передкарпатського прогину. Потрібно шукати додаткові джерела, щоб пояснити причину обох гравітаційних мінімумів. Звідси випливає, що Східний та Південний гравітаційні мінімуми є сумою негативних гравітаційних ефектів від поверхневих осадових відкладів і від потужної консолідованої частини земної кори. Як поверхневі, так і глибинні аномальні зони відображають дефіцит мас. Можна припустити, що гравітаційний вплив кайнозойських поверхневих відкладів Зовнішніх Східних Карпат і Передкарпатського прогину негативний, оскільки їх середня густина менша порівняно із середньою густиною консолідованої частини земної кори, яка, у свою чергу, менша за середню густину верхньої мантії під цими орогена-

ми, а тому їх гравітаційний вплив також негативний.

Незважаючи на те, що інтерпретації джерел основних гравітаційних аномалій Карпатсько-Паннонського регіону приділяють значну увагу багато авторів (наприклад, [Субботин, 1979; Ibrmajer, 1981; Lillie et al., 1994; Królikowski, Petecki, 2001; Bielik et al., 2006; Szafian, Horvath, 2006 та ін.]), це питання залишається відкритим. Виконана робота є наступним кроком у гравіметричному вивченні великих територій, що враховує сучасний стан геофізичної науки — автоматизований комплекс інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto*, який дає можливість будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом у них фізичних параметрів та уможливорює розв'язання складних геологічних задач. Отримана детальна схема залишкового гравітаційного поля Карпатсько-Паннонського регіону (*stripped gravity map*), яка звільнена від впливу товщі осадових відкладів, є одним із кроків щодо розуміння джерел панівних гравітаційних особливостей досліджуваного регіону. Для кращої відповіді на це питання потрібно вивчити особливості будови і густинну неоднорідність консолидованої частини земної кори і верхньої мантії. Цьому і буде присвячено наступний етап досліджень.

### Висновки

- Детально проаналізовано велику кількість даних стосовно висвітлення густинних властивостей неоген-четвертинних відкладів Паннонського басейну, Трансильванської западини, а також Закарпатського прогину, моласових відкладів Передкарпатського прогину та флішових відкладів Зовнішніх Карпат, які отримано за лабораторними дослідженнями зразків порід з керн картувальних і глибоких розвідувальних свердловин та відібраних з численних відслонень у Карпатсько-Паннонському регіоні.

- Оцінено середнє значення густини для моласових і флішових відкладів румунської частини Карпат за результатами зіставлення літолого-стратиграфічних комплексів моласових і флішових відкладів суміж-

них районів східної частини Українських Карпат з подібними в Румунських Східних Карпатах та аналізу наявних даних щодо густини для української території.

- За результатами тривимірного гравітаційного моделювання отримано детальну схему залишкового (звільненого від впливу товщі осадових відкладів) гравітаційного поля Карпатсько-Паннонського регіону (*stripped gravity map*), яка є ефективним інструментом у розумінні джерел панівних гравітаційних особливостей досліджуваного регіону.

- На схемі залишкового гравітаційного поля відображається таке:

- *Паннонський басейн* проявляється загальним максимумом з кількома локальними позитивними аномаліями (більш як 50 мГал), що спостерігаються над невеликими западинами, заповненими малоощільними потужними осадовими відкладами: Дунайською, Сольнікською, Мако, Бекеш, і над Закарпатським прогином. Феномен додатних, а не від'ємних значень залишкового гравітаційного поля для цих структур можна пояснити проникненням в осадовий покрив вулканічних порід або наявністю тіл високої густини з особливим петрофізичним складом (метаморфічні комплекси?) в консолидованій частині земної кори. Іншою причиною може бути вплив регіонального фону, який зумовлений підніманням поділу Мохо в Паннонському басейні до глибини 24—26 км.

- Гравітаційний мінімум *Західних Карпат*, який на схемі аномального гравітаційного поля складається з двох частин (північної і південної), проявився одним інтенсивним мінімумом, південним (–60 мГал). Північна частина цього гравітаційного мінімуму практично знівельована після розрахунків гравітаційного ефекту осадового заповнення, тому можна припустити, що її джерелом є малоощільні флішові і моласові відклади. Південну частину гравітаційного мінімуму Західних Карпат можна пояснити дефіцитом мас у консолидованій частині земної кори.

- *Східні та Південні Карпати* характеризуються значними від'ємними зна-



ченнями. Гравітаційний мінімум Східних Карпат поділяється на дві частини, які характеризуються замкненими відносними мінімумами: північним і південним. Перший за простяганням не з'єднується з південним (–80 мГал), а продовжується у південно-східному напрямку зі зниженням інтенсивності до –60 мГал. Мінімум Південних Карпат має інтенсивність –100 мГал. Обидва мінімуми зумовлені не тільки впливом кайнозойських поверхневих відкладів Зовнішніх Східних Карпат і Передкарпатського прогину, а й додатковим гравітаційним ефектом глибинних неоднорідностей кори (а може, і верхньої мантії).

**Подяка.** Автори висловлюють глибоку вдячність Словацьким дослідженням

(Slovak Research) та Агентству розвитку (Development Agency), під егідою яких була виконана робота в рамках проєктів No. APVV-16-0146, APVV-16-0482, APVV-19-0150, APVV-21-0159 та Словацькому грантовому агентству VEGA (проєкт No. 2/0006/19). Робота виконана в рамках наукових проєктів в ILP (CoLiBri), Adria Array and the Visegrad Grant CAPABLE, двостороннього наукового співробітництва між НАН України та Словацькою академією наук, а також наукової теми: «Геодинамічний розвиток та формування корисних копалин в осадових басейнах на основі новітніх геолого-геофізичних даних». Етап I «Аналіз геофізичних полів та побудова 2- і 3D геофізичних моделей Закарпатського прогину» (2022).

### Список літератури

- Андреева-Григорович А.С., Ващенко В.О., Гнилко О.М., Трофимович Н.А. Стратиграфія неогенових відкладів Українських Карпат та Передкарпаття. *Тетоніка і стратиграфія*. 2011. Вип. 38. С. 67—77.
- 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 г. *Отчет*. Ч. I. Львов, 1972. 68 с.
- Биличенко В.Я., Колесниченко О.В., Демчишин В.А. О результатах гравиметровых исследований, проведенных Заболотовской гравиметровой партией № 61/73 в Предкарпатском прогибе на площади Селятин—Косов—Драчинец—Красноильск в 1973 г. *Отчет*. Ч. I. Львов, 1974. 72 с.
- Биличенко В.Я., Процак П.Т., Демчишин В.А. О гравиметрических исследованиях в северо-западной части Предкарпатского прогиба, проведенных гравиметровой партией № 61/77 в 1977 г. *Отчет*. Т. I. Львов, 1978. 71 с.
- Биличенко В.Я., Процак П.Т., Демчишин В.А. О гравиметрических исследованиях, проведенных в северо-западной части Предкарпатского прогиба и полосе сочленения его с платформой, гравиметровой партией № 61/78 в 1978 г. *Отчет*. Т. I. Львов, 1979. 62 с.
- Бобровник М.Д. Некоторые данные о коллекторских свойствах пород флишевых Карпат. В кн.: *Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в украинских Карпатах*. Киев: Изд. УкрНИГРИ, 1973. С. 15—19.
- 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 ЗУГРЭ. Львов: Госгеолкомитет СССР, Государственный производственный геологический комитет УССР, Западно-Украинская геофизическая разведочная экспедиция, 1965. 202 с.
- Высоцкий И.В., Глушко В.В., Пятроуц И. Миоцен предгорного прогиба Восточных Карпат. *Сов. геология*. 1963. № 9. С. 12—29.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат*. Под ред. В.В. Глушко, С.С. Круглова. Москва: Недра, 1971. 392 с.
- Гнилко О. Про північно-східну границю Кросненської тектонічної зони в Українських

- Карпатах. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2010. № 2. С. 44—57.
- Гнилко О.М. Структури латерального витискання в Карпатах. *Геодинаміка*. 2017. № 1(22). С. 16—25.
- Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі теренової 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-Петербург. ун-та. Сер. 7 (Геология)*. 2015. Вып. 2. С. 4—24.
- Гонтовий І.З. Щільність порід Передкарпатського прогину. *Геол. журн.* 1961. Т. XXI. Вип. 4. С. 30—39.
- Деталізація виявлених нафтогазоперспективних об'єктів в межах Путильської площі по палеогенових, крейдових та юрських відкладах. *Звіт про науково-дослідну роботу*. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2005. 95 с.
- Егорова Т.П., Гобаренко В.С., Яновская Т.Б., Баранова К.П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 38—59. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116662>.
- Заяць Х. *Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ*. Львів: Центр Європи, 2013. 79 с.
- Круглов С.С. Основные черты структуры флишевого комплекса Украинских Карпат. В кн.: *Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в украинских Карпатах*. Киев: Изд. УкрНИГРИ, 1973. С. 19—27.
- Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Фильштинский Л.Е., Хижняков А.В. *Геодинамика Карпат*. Киев: Наук. думка, 1985. 136 с.
- Кульчицкий Я.О. О покровно-чешуйчатом строении южного склона Украинских Карпат. *Геол. сборник Львов. геол. об-ва*. 1966. № 10. С. 79—93.
- Кутас Р.И. Геотермические условия и мезокайнозойская эволюция Карпатско-Паннонского региона. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823>.
- Литосфера центральной и восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс*. Отв. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Макаренко І.Б. Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за даними 3D гравітаційного моделювання: *дис. ... г-ра геол. наук*. Київ, 2019. 380 с.
- Макаренко І.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.
- 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.
- Николаев В.Г. *Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие)*. Москва: Наука, 1986. 103 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.
- Проведення інтегральної інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних по сейсмічних профілях Орховицько-Дубаневицької площі з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів в юрських та сарматських відкладах. *Звіт про*

- науково-дослідну роботу. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2008. 132 с.
- Проведення детальної комплексної інтерпретації геолого-геофізичних даних по сейсмічних профілях Східно-Долинської ділянки з метою прогнозування перспективних в нафтогазовому відношенні об'єктів. *Звіт про науково-дослідну роботу*. Керівник О.П. Петровський. Івано-Франківськ, 2003. 93 с.
- Совчик Я.В. К сопоставлению палеогенового флиша Украинских и Румынских Карпат. *Геол. журн.* 1976. Т. 36. № 6. С. 46—54.
- 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>.
- Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Шарыпанов А.В., Савченко А.С., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. Интерактивный программный комплекс Isohurse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 1. С. 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720>.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы*. Под ред. В.Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
- Субботин С.И. *Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза: избранные труды*. Киев: Наук. думка, 1979. 376 с.
- Субботин С.И. *Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований*. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 260 с.
- Схема гравітаційного поля України. М-б 1:1 000 000*. Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія» Мінекоресурсів України, 2002.
- Федущак М.Ю. *Умови утворення екзотичних конгломератів воротиченської серії Перекрпаття*. Київ: Вид-во АН УРСР, 1962. 112 с.
- Хаин В.Е. *Тектоника континентов и океанов*. Москва: Научный мир, 2001. 605 с.
- Хоменко В.І. *Глибинна будова Закарпатського прогину*. Київ: Наук. думка, 1971. 230 с.
- Цар М.М. Конгломерати з екзотичним матеріалом в Українських Карпатах — поширення, склад, ймовірний генезис. *Геодинаміка*. 2018. № 1(24). С. 40—50. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.040>.
- Шлапінський В.С. Покутський глибинний розлом і його вплив на тектоніку і нафтогазоносність південно-східного сегменту Карпат. *Геодинаміка*. 2018. № 2(25). С. 49—64. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.02.049>
- Alasonati Tašárová, Z., Afonso, J.C., Bielik, M., Götze, H.J., & Hók, J. (2009). The lithospheric structure of the Western Carpathian-Pannonian region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modeling. *Tectonophysics*, 475, 454—469, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.03>.
- Bielik, M., Kloska, K., Meurers, B., Švancara, J., Wyberaniec, S., Fancsik, T., Grad, M., Grand, T., Guterch, A., Katona, M., Królikowski, C., Mikuška, J., Pašteka, R., Petecki, Z., Polechońska, O., Ruess, D., Szalaiová, V., Šefara, J., & Vozár, J. (2006). Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region. *Geologica Carpathica*, 57, 145—156.
- Bielik, M. (1988). A preliminary stripped gravity map of the Pannonian Basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51(1-3), 185—189. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90043-X).
- Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V., Dérerová, J., & Šefara, J. (2004b). Stripped gravity map of the Carpathian-Pannonian Basin Region. In: Proceedings of the 1st Workshop on International Gravity Field Research. *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 31, 107—117.

- Bielik, M., Makarenko, I., Starostenko, V., Legostaeva, O., Dérerová, J., Šefara, J., & Pašteka, R. (2005). New 3D gravity modeling in the Carpathian-Pannonian basin region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 35(10), 65—78.
- Bielik, M., Šefara, J., Kováč, M., Bezák, V., & Plašienka, D. (2004a). The Western Carpathians — interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics*, 393(1-4), 63—86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.044>.
- Briceag, A., Jipa, D., & Melinte, M.C. (2009). Early Cretaceous deposits of the Ceahlau Nappe (Romanian Bend region). *Geo-Eco-Marina*, 15, 177—185.
- Bucha, V., Blízkovsky, M., Burda, M., Krs, M., Suk, M., & Šefara, J. (1994). *Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians*. Springer-Verlag and Academia. Berlin-Heidelberg-New York-Praha, 355 p.
- Bucur, J. (1971). *Observații Privind nomenclatura tectonică în flisul cretacic și paleogen din Carpatii Orientali*. Dăriseamăsedint sedint. Inst. geol. 1969—1970. Vol. 57. No. 5. P. 23—32.
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1—56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Dérerová, J., Bielik, M., Kohút, I., & Godová, D. (2019). Calculation of temperature distribution and rheological properties of the lithosphere along transect IV in the Western Carpathian-Pannonian Basin region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 49(4), 497—510. <https://doi.org/10.2478/congeo-2019-0026>.
- Dirkzwager, J.B., Stephenson, R.A., & Legostaeva, O.V. (2000). The pre-Permian residual gravity field for the Dutch onshore and adjacent offshore. *Global and Planetary Change*, 27(1-4), 53—66. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00059-5).
- Ebbing, J., Braitenberg, C., & Götze, H.-J. (2006). The lithospheric density structure of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 414(1-4), 145—155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.015>.
- Granser, H. (1987). Three-dimensional interpretation of gravity data from sedimentary Basins using an exponential density-depth function. *Geophysical Prospecting*, 35(9), 1030—1041. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1987.tb00858.x>.
- Hammer, S. (1963). Deep gravity interpretation by stripping. *Geophysics*, 28(3), 369—378. <https://doi.org/10.1190/1.1439186>.
- Horváth, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226(1-4), 333—357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5).
- Horváth, 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.
- Hrušecký, I. (2000). Central part of the Danube basin in Slovakia. Geophysical and geological model in regard to hydrocarbon prospecting. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, VI, 2—55.
- Ibrmajer, J. (1981). Geological interpretation of gravity maps of Czechoslovakia. In Zátopek, A. (Ed.), *Geophysical Syntheses in Czechoslovakia* (pp. 135—148). Bratislava: Veda.
- Kilényi, É., & Šefara, J. (Eds.). (1989). *Pre-Tertiary basement contour map of the Carpatian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. 1:500000*. ELGI, Budapest.
- Kováč, M. (2000). *Geodynamický, paleografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskej oblasti v miocéne*. Bratislava: Veda, 202 p.
- Krajnak, M., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V.I., & Bosansky, M. (2012). The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), 181—199.
- Krejč, O., & Jurova, Z. (1997). *Strukturní mapa báze sedimentu flysových priekrovu s vyznacením prognostických ploch*. Manuskript of CGU Brno.
- Królikowski, C., & Petecki, Z. (2001). Recent results of the gravity and magnetotelluric modelling. lithosphere structure in the Polish Carpathians. *Slovak Geol. Mag.*, 7, 131—138.
- Królikowski, C., & Petecki, Z. (2002). Lithospheric structure across the Trans-European Suture



- Zone in NW Poland based on gravity data interpretation. *Geological Quarterly*, 46(3), 235—245.
- Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlôška, M., & Bierman, C. (1995.) Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube Basins: thin-skinned versus thick-skinned extension. *Tectonophysics*, 252(1-4), 433—451. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00099-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00099-2).
- Lenkey, I. (1999). *Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of Basin evolution*. Netherlands Research School of Sedimentary geology publication No. 990112. Vrije Universiteit Amsterdam, 215.
- Lillie, J.R., Bielik, M., Babuška, V., & Plomerová, J. (1994). Gravity modeling of the Lithosphere in the Eastern Alpine — Western Carpathian — Pannonian Basin Region. *Tectonophysics*, 231(4), 215—235. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90036-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90036-1).
- Makarenko, I., Legostaeva, O., Bielik, M., Starostenko, V., Dérerová, J., & Šefara, J. (2002). 3D gravity effects of the sedimentary complexes in the Carpathian-Pannonian region. *Geologica Carpathica*, 53 (Spec. Iss.), CD ROM.
- Matenco, L.C. (1997). *Tectonic evolution of the outer Romanian Carpathians: Constrain from kinematic analysis and exural modeling*. Vrije Universiteit, Amsterdam, 160 p.
- Mocanu, V., & Radulescu, F. (1994). Geophysical features of the Romanian territory. *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, 75, 17—36.
- Oszczypko, N., Uchman, A., & Bubniak, I. (2012). Foreland provenance of thick conglomerates in the early stage of Carpathian Foredeep development: the case of the Sloboda conglomerate (lower Miocene), western Ukraine. *Geological Quarterly*, 56(4), 789—802.
- Oszczypko, N., Uchman, A., & Bubniak, I. (2014). The Dobrotiv Formation (Miocene) in the Boryslav-Pokuttya and Sambir nappes of the Ukrainian Carpathians: a record of sedimentary environmental change in the development of the Carpathian Foredeep Basin. *Geological Quarterly*, 58(3), 393—408.
- Poprawa, D., & Nemcok, J. (1989). *Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*. PIG Warszawa, GÚDŠ Bratislava, UUG Praha, 9.
- Royden, L.H., & Horváth, F. (Eds.). (1988). *The Pannonian Basin: a Case Study in Basin Evolution*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem., 45. 375 p.
- Ryłko, W., & Tomaš, A. (2005). Basement structure below the West-Carpathian — East-Carpathian orogen junction (eastern Poland, north-eastern Slovakia and western Ukraine). *Geologica Carpathica*, 56(1), 29—40.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnar, J., Cizek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmesova, S., Husak, L., Janostik, B., Kral, M., Kubes, P., Kucharic, L., Kurkin, M., Lesko, B., Mikuska, J., Muska, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putis, M., Sutora, A., & Velich, R. (1987). *Strukturno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpat pre ucely prognózovania ložísk — geofyzikálne interpretácie*. SGU Bratislava-Geofyzika, n.p. Brno-Uran. priemysel Liberec, 267 p.
- Šefara, J., & Szabo, Z. (1997). Gravity maps — border zone of Austria, Slovakia and Hungary. *Geophysical Transactions ELGI*, 41, 101—122.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitiu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., & Sava, C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 381(1-4), 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Starostenko, V., Legostaeva, O., Makarenko, I., Savchenko, A., & Kuprienko, P. Ya. Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto). (2015). *7<sup>th</sup> BgGS National Conference with International Participation «GEOPHYSICS 2015»*. Sofia, May 20—23. CD-ROM.
- Szafián, P. (1999). *A case study in the Pannonian Basin and the surrounding mountain belt*. Netherlands Research School of Sedimentary geology publication No. 990102. Vrije Universiteit Amsterdam, 154.
- Szafián, P., Horváth, F., & Cloetingh, S. (1997) Gravity constrains on the crustal structure and slab evolution along a trans-Carpathian transect. *Tectonophysics*, 272(2-4), 233—247. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00260-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00260-0).

- Szafián, P., Horváth, F. (2006) Crustal structure in the Carpatho-Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modelling and their geodynamic significance. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 95: 50—67 DOI 10.1007/s00531-005-0488-x.
- Szalaiová, E., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Hók, J., Starostenko, V., Šujan, M., & Šefara, J. (2008) Calculation of a stripped gravity map with a high degree of accuracy: a case study of Liptovská Kotlina Basin (Northern Slovakia). *Geological Quarterly*, 52(2), 103—114.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006) Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9), B09404. <https://doi.org/10.1029/2005JB003976>.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R., & Koráb, T. (1987). Crustal profiles of active continental collision belt. Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophysical Journal International*, 89(1), 383—388. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb04435.x>.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J., & Zbořil, A. (1989). Crustal structures of the West Carpathians on deep seismic line 2T. *Mineralia Slovaca*, 21, 3—26.
- Vozár, J., & Šantavý, J. (Eds.) (1999). *Atlas hlbinných reflexných ch seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia*. Minist. živ. prostredia SR, 76 p.
- Yegorova, T.P., Bayer, U., Thybo, H., Maystrenko, Y., Scheck-Wenderoth, M., & Lyngsie, S.B. (2007). Gravity signals from the lithosphere in the Central European Basin System, *Tectonophysics*, 429(1-2), 133—163. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.002>.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kostyuchenko, S.L., Baranova, E.P., Starostenko, V.I., & Popolitov, K.E. (2004). Structure of the lithosphere below the southern margin of the East European Craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data. *Tectonophysics*, 381(1-4), 81—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.003>.
- Zanolla, C., Braitenberg, C., Ebbing, J., Bernabini, M., Bram, K., Gabriel, G., Götze, H.-J., Giammetti, S., Meurers, B., Nicolich, R., & Palmieri, F. (2006). New gravity maps of the Eastern Alps and significance for the crustal structures. *Tectonophysics*, 414(1-4), 127—143. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.012>.

## Three-dimensional density model of the sedimentary filling of the Carpathian-Pannonian region

I. Makarenko<sup>1</sup>, M. Bielik<sup>2</sup>, V. Starostenko<sup>1</sup>, Ya. Dererova<sup>2</sup>, O. Savchenko<sup>1</sup>, O. Legostaeva<sup>1</sup>, 2022

<sup>1</sup>S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

<sup>2</sup>The Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia

The work is devoted to the construction and calculations of a three-dimensional density model of the sedimentary filling of the Carpathian-Pannonian region in order to obtain a more detailed map of the residual gravity field (stripped gravity map). This research was facilitated by and in-depth analysis of a large amount of data highlighting the density properties of Neogene-Quaternary deposits (the Pannonian Basin, the Transylvanian Depression, the Transcarpathian Trough), molasse deposits of the Carpathian Foredeep and flysch deposits of the Outer Carpathians in the Czech Republic, Slovakia, Poland, and Ukraine. Basic data for the construction of a three-dimensional density model of sedimentary deposits were obtained from laboratory studies of rock samples from drill core logging and deep exploratory wells, as well as rock samples taken from numerous outcrops in the research region. The average value of the density for molasse and flysch

deposits of the Romanian part of the Carpathians was estimated based on the results of comparing the lithologic-stratigraphic complexes of these deposits in the adjacent areas of the eastern part of the Ukrainian Carpathians with similar ones in the Romanian Eastern Carpathians and the analysis of available data on the density of the Carpathian Foredeep and the Outer Flysch Carpathians for the Ukrainian part. The research method, which is a modification of geological reduction, has been applied in the work. Its essence consists of the sequential calculation and extraction of the three-dimensional gravity effect of sedimentary layers, the parameterization of which is better defined than those layers that lie deeper, from the anomalous gravity field. As a result, a residual gravity field is formed due to deep inhomogeneities associated with the consolidated part of the crust and the upper mantle. Calculations of gravity effects were carried out on a scale of 1:4,000,000 on a 10—10 km grid using the modern GMT-Auto. The detailed map of the residual (cleared of the effects of sedimentary layers) gravity field of the Carpathian-Pannonian region (stripped gravity map) is an effective tool in understanding the sources of the dominant gravity features of the studied region. Thus, *the Pannonian Basin* manifests itself as a general maximum with a number of local positive anomalies (more than 50 mGal), which are observed over small depressions filled with low-density thick sedimentary deposits: the Danube, Solnok, Makó, Békés Basins, and the Transcarpathian Trough. The phenomenon of positive and not negative values of the residual gravity field for these structures can be explained by the intrusion of the sedimentary cover of volcanic rocks, or the presence of high-density bodies with a special petrophysical composition (metamorphic complexes?) in the consolidated part of the crust. Another reason may be the effect of the regional background, which is due to the rise of Moho boundary in the Pannonian Basin to 24—26 km. The gravity minimum of *the Western Carpathians*, which on the map of the anomalous gravity field, consists of two parts (northern and southern), is reflected by one intense minimum, the southern one (–60 mGal). The northern part of this gravity minimum is practically leveled after calculations of the gravity effect of sedimentary filling, so it can be assumed that its source is low-density flysch and molasse deposits. The southern part of the gravity minimum of the Western Carpathians can be explained by the mass deficit in the consolidated part of the crust. Since the intensity of the gravity lows of the *Eastern* (–80 mGal) and *Southern* (–100 mGal) *Carpathians* remained high even after being cleared of the effect of the layer of sedimentary deposits, it can be assumed that they are due not only to the low values of the density of the sediments of the Outer Carpathians and the Carpathian Foredeep, but additionally also due to the gravity effect of deep inhomogeneities of the consolidated part of the crust (crustal root).

**Key words:** three-dimensional modeling, density, residual gravity field (stripped gravity map), Neogene-Quaternary sediments (Pannonian Basin, Transylvanian Depression, Transcarpathian Trough), molasse deposits of the Carpathian Foredeep, flysch deposits of the Outer Carpathians, Carpathian-Pannonian region.

## References

- Andreeva-Gryhorovych, A.S., Vashchenko, V.O., Hnylko, O.M., & Trofymovich, N.A. (2011). Stratigraphy of Neogene sediments of the Ukrainian Carpathians and Subcarpathians. *Tektonika i stratyhrifiya*, (38), 67—77 (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).
- Bilichenko, V.Ya., Kolesnichenko, O.V., & Demchishin, V.A. (1974). On the results of gravimetric studies carried out by the Zabolotovskaya gravimetric party No. 61/73 in the Cis-Carpathian trough on the Selyatyn-Kosov-Drachinets-Krasnoilsk area in 1973. *Report*. Part I. Lvov, 72 p. (in Russian).
- Bilichenko, V.Ya., Protsak, P.T., & Demchishin, V.A. (1978). On gravimetric studies in the north-western part of the Carpathian trough, carried out by gravimetric team No. 61/77 in 1977. *Report*. Vol. I. Lvov, 71 p. (in Russian).

- Bilichenko, V.Ya., Protsak, P.T., & Demchishin, V.A. (1979). On gravimetric studies carried out in the northwestern part of the Carpathian trough and the band of its junction with the platform, gravimetric batch No. 61/78 in 1978. *Report*. Vol. I. Lvov, 62 p. (in Russian).
- Bobrovnik, M.D. (1973). Some data on reservoir properties of flysch Carpathian rocks. In *Prospects for oil and gas potential and the direction of regional and exploration work for oil and gas in the Ukrainian Carpathians* (pp. 15—19). Kiev: Ed. of the Ukrainian Research and Geological Survey Institute (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).
- Vysotskiy, I.V., Glushko, V.V., & Patrouts, I. (1963). Miocene of the foothill foredeep of the Eastern Carpathians. *Sovetskaya geologiya*, (9), 12—29 (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).
- Hnylko, O. (2010). On the north-eastern boundary of the Krosno tectonic zone in the Ukrainian Carpathians. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, (2), 44—57 (in Ukrainian).
- Hnylko, O.M. (2017). Structures of the lateral extrusion in the Carpathians. *Geodynamics*, (1), 16—25. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.018> (in Ukrainian).
- 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 structures of cliff zones and inter-cliff flysch of the Inner Ukrainian Carpathians is the result of convergence and collision of microcontinental terranes. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Ser. 7 (Geologiya)*, (2), 4—24 (in Russian).
- Hontovyi, I.Z. (1961). Rock density of the Pre-carpathian Trough. *Geologicheskij Zhurnal*, XXI(4), 30—39 (in Ukrainian).
- Detailing of the identified oil and gas prospective objects within the Putylska Square by Paleogene, Cretaceous and Jurassic deposits. (2005). *Report on research work*. Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 95 p. (in Ukrainian).
- Yegorova, T.P., Gobarenko, B.S., Yanovskaya, T.B., & Baranova, K.P. (2012). The structure of the lithosphere of the Black Sea by the results of 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geofizicheskij Zhurnal*, 34(5), 38—59. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116662> (in Russian).
- Zayats, H.B. (2013). *The deep structure of the depth of the Western region of Ukraine based on seismic research and the directions of exploration for oil and gas*. Lviv: Tsentr Evropy, 80 p. (in Ukrainian).
- Kruglov, S.S. (1973). The main features of the structure of the flysch complex of the Ukrainian Carpathians. In *Prospects for oil and gas potential and the direction of regional and exploration work for oil and gas in the Ukrainian Carpathians* (pp. 19—27). Kiev: Ed. of the Ukrainian Research and Geological Survey Institute (in Russian).
- Kruglov, S.S., Smirnov, S.E., Spitkovskaya, S.M., Filyshinskiy, L.E., & Khizhnyakov, A.V. (1985). *Geodynamics of the Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 136 p. (in Russian).
- Kulchitskiy, Ya.O. (1966). On the integumentary-scaly structure of the southern slope of the Ukrainian Carpathians. *Geologicheskij sbornik L'vovskogo geologicheskogo obshchestva*, (10), 79—93 (in Russian).
- Kutas, R.I. (2016). Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpatho-Pannonian Region. *Geofizicheskij Zhurnal*, 38(5), 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823> (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1994). *Lithosphere of Cen-*



- tral and Eastern Europe. Young platforms and Alpine fold belt.* Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Makarenko, I.B. (2019). Heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent regions inferred from 3D gravity modeling. *Doctor's thesis.* Kyiv, 380 p. (in Ukrainian).
- 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 the adjacent regions as a result of 3D gravity modeling.* Kyiv: Naukova Dumka, 204 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*, 248 p. (in Russian).
- Nikolaev, V.G. (1986). *Pannonian basin (structure of the sedimentary cover and development).* Moscow: Nauka, 103 p. (in Russian).
- Conducting an integral interpretation of a complex of geological and geophysical data on seismic profiles of the South-Bushtyna structure in the Solotvyn 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).
- Conducting an integral interpretation of a complex of geological and geophysical data on seismic profiles of the Orkhovytsia-Dubanevytska area for the purpose of forecasting promising oil and gas objects in the Jurassic and Sarmatian deposits. (2008). *Report on research work.* Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 132 p. (in Ukrainian).
- Carrying out a detailed complex interpretation of geological and geophysical data on seismic profiles of the East Dolyna area with the aim of forecasting promising oil and gas facilities. *Report on research work.* (2003). Head O.P. Petrovsky. Ivano-Frankivsk, 93 p. (in Ukrainian).
- Sovchik, Ya.V. (1976). On comparison of the Paleogene flysch of the Ukrainian and Romanian Carpathians. *Geologicheskii Zhurnal*, 36(6), 46—54 (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). *Geofizicheskiy 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. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(1), 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Sharypanov, V.M., Sharypanov, A.V., Savchenko, A.S., Legostayeva, O.V., Makarenko, I.B., & Kuprienko, P.Ya. (2016). Interactive software package Isohypse for three-dimensional geological and geophysical models, and its practical use. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(1), 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720> (in Russian).
- Sollogub, V.B., Guterh, A., & Prosen, D. (Eds.). (1978). *The structure of the earth's crust and upper mantle of Central and Eastern Europe.* Kiev: Naukova Dumka, 271 p. (in Russian).
- Subbotin, S.I. (1979). *Issues of gravimetry, studies of the Earth's crust and mantle, the theory of tectogenesis: selected works.* Kiev: Naukova Dumka, 376 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).
- Scheme of gravity field of Ukraine. 1:1 000 000.* (2002). Northern State Regional Geological Enterprise «Northern Geology» of the Ministry of Natural Resources of Ukraine (in Ukrainian).
- Fedushchak, M.Yu. (1962). *Conditions for the formation of exotic conglomerates of the Votytshchen series of the Precarpathia.* Kyiv: Publ. House of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 112 p. (in Ukrainian).
- Khain, V.E. (2001). *Tectonics of continents and*

- oceans. Moscow: Nauchny Mir, 605 p. (in Russian).
- Khomenko, V.I. (1971). *Deep structure of Transcarpathian depression*. Kyiv: Naukova Dumka, 230 p. (in Ukrainian).
- Tsar, M.M. (2018). Conglomerates with the exotic material in the Ukrainian Carpathians — distribution, composition, probable genesis. *Geodynamics*, (1), 40—50. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.040> (in Ukrainian).
- Shlapinskyi, V.E. (2018). Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians. *Geodynamics*, (2), 49—64. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.02.049> (in Ukrainian).
- Alasonati Tašárová, Z., Afonso, J.C., Bielik, M., Götze, H.J., & Hók, J. (2009). The lithospheric structure of the Western Carpathian-Pannonian region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modeling. *Tectonophysics*, 475, 454—469. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.03>.
- Bielik, M., Kloska, K., Meurers, B., Švancara, J., Wyberanec, S., Fancsik, T., Grad, M., Grand, T., Guterch, A., Katona, M., Królikowski, C., Mikuška, J., Pašteka, R., Petecki, Z., Polechońska, O., Ruess, D., Szalaiová, V., Šefara, J., & Vozár, J. (2006). Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region. *Geologica Carpathica*, 57, 145—156.
- Bielik, M. (1988). A preliminary stripped gravity map of the Pannonian Basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51(1-3), 185—189. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90043-X).
- Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V., Dérerová, J., & Šefara, J. (2004b). Stripped gravity map of the Carpathian-Pannonian Basin Region. In: Proceedings of the 1st Workshop on International Gravity Field Research. *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 31, 107—117.
- Bielik, M., Makarenko, I., Starostenko, V., Legostaeva, O., Dérerová, J., Šefara, J., & Pašteka, R. (2005). New 3D gravity modeling in the Carpathian-Pannonian basin region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 35(10), 65—78.
- Bielik, M., Šefara, J., Kováč, M., Bezák, V., & Plašienka, D. (2004a). The Western Carpathians — interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics*, 393(1-4), 63—86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.044>.
- Briceag, A., Jipa, D., & Melinte, M.C. (2009). Early Cretaceous deposits of the Ceahlau Nappe (Romanian Bend region). *Geo-Eco-Marina*, 15, 177—185.
- Bucha, V., Blížkovský, M., Burda, M., Krs, M., Suk, M., & Šefara, J. (1994). *Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians*. Springer-Verlag and Academia. Berlin-Heidelberger-New York-Praha, 355 p.
- Bucur, J. (1971). *Observații Privind nomenclatura tectonică în flișul cretacic și paleogen din Carpatii Orientali*. Dăriseamăsedint sedint. Inst. geol. 1969—1970. Vol. 57. No. 5. P. 23—32.
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1—56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Dérerová, J., Bielik, M., Kohút, I., & Godová, D. (2019). Calculation of temperature distribution and rheological properties of the lithosphere along transect IV in the Western Carpathian-Pannonian Basin region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 49(4), 497—510. <https://doi.org/10.2478/congeo-2019-0026>.
- Dirkzwager, J.B., Stephenson, R.A., & Legostaeva, O.V. (2000). The pre-Permian residual gravity field for the Dutch onshore and adjacent offshore. *Global and Planetary Change*, 27(1-4), 53—66. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00059-5).
- Ebbing, J., Braitenberg, C., & Götze, H.-J. (2006). The lithospheric density structure of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 414(1-4), 145—155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.015>.
- Granser, H. (1987). Three-dimensional interpretation of gravity data from sedimentary Basins using an exponential density-depth function. *Geophysical Prospecting*, 35(9), 1030—1041. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1987.tb00858.x>.
- Hammer, S. (1963). Deep gravity interpretation by stripping. *Geophysics*, 28(3), 369—378. <https://doi.org/10.1190/1.1439186>.

- Horváth, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226(1-4), 333—357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5).
- Horváth, 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.
- Hruščeký, I. (2000). Central part of the Danube basin in Slovakia. Geophysical and geological model in regard to hydrocarbon prospecting. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, VI, 2—55.
- Ibrmajer, J. (1981). Geological interpretation of gravity maps of Czechoslovakia. In Zátapek, A. (Ed.), *Geophysical Syntheses in Czechoslovakia* (pp. 135—148). Bratislava: Veda.
- Kilényi, É., & Šefara, J. (Eds.). (1989). *Pre-Tertiary basement contour map of the Carpatian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. 1:500000*. ELGI, Budapest.
- Kováč, M. (2000). *Geodynamický, paleografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskej oblasti v miocéne*. Bratislava: Veda, 202 p.
- Krajnak, M., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V.I., & Bosansky, M. (2012). The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), 181—199.
- Krejč, O., & Jurova, Z. (1997). *Strukturní mapa baze sedimentu flysovyh prikrovu s vyznacenim prognostnich ploch*. Manuskript of CGU Brno.
- Królikowski, C., & Petecki, Z. (2001). Recent results of the gravity and magnetotelluric modelling. lithosphere structure in the Polish Carpathians. *Slovak Geol. Mag.*, 7, 131—138.
- Królikowski, C., & Petecki, Z. (2002). Lithospheric structure across the Trans-European Suture Zone in NW Poland based on gravity data interpretation. *Geological Quarterly*, 46(3), 235—245.
- Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlôška, M., & Bierman, C. (1995.) Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube Basins: thinned versus thick skinned extension. *Tectonophysics*, 252(1-4), 433—451. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00099-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00099-2).
- Lenkey, I. (1999). *Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of Basin evolution*. Netherlands Research School of Sedimentary geology publication No. 990112. Vrije Universiteit Amsterdam, 215.
- Lillie, J.R., Bielik, M., Babuška, V., & Plomerová, J. (1994). Gravity modeling of the Lithosphere in the Eastern Alpine — Western Carpathian — Pannonian Basin Region. *Tectonophysics*, 231(4), 215—235. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90036-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90036-1).
- Makarenko, I., Legostaeva, O., Bielik, M., Starostenko, V., Dérerová, J., & Šefara, J. (2002). 3D gravity effects of the sedimentary complexes in the Carpathian-Pannonian region. *Geologica Carpathica*, 53 (Spec. Iss.), CD ROM.
- Matenco, L.C. (1997). *Tectonic evolution of the outer Romanian Carpathians: Constrain from kinematic analysis and exural modeling*. Vrije Universiteit, Amsterdam, 160 p.
- Mocanu, V., & Radulescu, F. (1994). Geophysical features of the Romanian territory. *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, 75, 17—36.
- Oszczypko, N., Uchman, A., & Bubniak, I. (2012). Foreland provenance of thick conglomerates in the early stage of Carpathian Foredeep development: the case of the Sloboda conglomerate (lower Miocene), western Ukraine. *Geological Quarterly*, 56(4), 789—802.
- Oszczypko, N., Uchman, A., & Bubniak, I. (2014). The Dobrotiv Formation (Miocene) in the Boryslav-Pokuttya and Sambir nappes of the Ukrainian Carpathians: a record of sedimentary environmental change in the development of the Carpathian Foredeep Basin. *Geological Quarterly*, 58(3), 393—408.
- Poprawa, D., & Nemcok, J. (1989). *Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*. PIG Warszawa, GÚDŠ Bratislava, UUG Praha, 9.
- Royden, L.H., & Horváth, F. (Eds.). (1988). *The Pannonian Basin: a Case Study in Basin Evolution*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem., 45. 375 p.

- Ryłko, W., & Tomáš, A. (2005). Basement structure below the West-Carpathian — East-Carpathian orogen junction (eastern Poland, north-eastern Slovakia and western Ukraine). *Geologica Carpathica*, 56(1), 29—40.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnar, J., Cizek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmesova, S., Husak, L., Janostik, B., Kral, M., Kubes, P., Kucharic, L., Kurkin, M., Lesko, B., Mikuska, J., Muska, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putis, M., Sutora, A., & Velich, R. (1987). *Strukturno-tektonicka mapa vnutornych Zapadnych Karpat pre ucely prognozovania ložísk — geofyzikalne interpretacie*. SGU Bratislava-Geofyzika, n.p. Brno-Uran. priemysel Liberec, 267 p.
- Šefara, J., & Szabo, Z. (1997). Gravity maps — border zone of Austria, Slovakia and Hungary. *Geophysical Transactions ELGI*, 41, 101—122.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Ruskov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitiu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., & Sava, C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 381(1-4), 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Starostenko, V., Legostaeva, O., Makarenko, I., Savchenko, A., & Kuprienko, P. Ya. Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto). (2015). *7<sup>th</sup> BgGS National Conference with International Participation «GEOPHYSICS 2015»*. Sofia, May 20—23. CD-ROM.
- Szafián, P. (1999). *A case study in the Pannonian Basin and the surrounding mountain belt*. Netherlands Research School of Sedimentary geology publication No. 990102. Vrije Universiteit Amsterdam, 154.
- Szafián, P., Horváth, F. (2006) Crustal structure in the Carpatho-Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modelling and their geodynamic significance. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 95: 50—67 DOI 10.1007/s00531-005-0488-x.
- Szafián, P., Horváth, F., & Cloetingh, S. (1997) Gravity constrains on the crustal structure and slab evolution along a trans-Carpathian transect. *Tectonophysics*, 272(2-4), 233—247. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00260-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00260-0).
- Szalaiová, E., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Hók, J., Starostenko, V., Šujan, M., & Šefara, J. (2008) Calculation of a stripped gravity map with a high degree of accuracy: a case study of Liptovská Kotlina Basin (Northern Slovakia). *Geological Quarterly*, 52(2), 103—114.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006) Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9), B09404. <https://doi.org/10.1029/2005JB003976>.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R., & Koráb, T. (1987). Crustal profiles of active continental collision belt. Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophysical Journal International*, 89(1), 383—388. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb04435.x>.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J., & Zbořil, A. (1989). Crustal structures of the West Carpathians on deep seismic line 2T. *Mineralia Slovaca*, 21, 3—26.
- Vozár, J., & Šantavý, J. (Eds.) (1999). *Atlas hlbinných reflexných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia*. Minist. živ. prostredia SR, 76 p.
- Yegorova, T.P., Bayer, U., Thybo, H., Maystrenko, Y., Scheck-Wenderoth, M., & Lyngsie, S.B. (2007). Gravity signals from the lithosphere in the Central European Basin System, *Tectonophysics*, 429(1-2), 133—163. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.002>.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kostyuchenko, S.L., Baranova, E.P., Starostenko, V.I., & Popolitov, K.E. (2004). Structure of the lithosphere below the southern margin of the East European Craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data. *Tectonophysics*, 381(1-4), 81—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.003>.
- Zanolla, C., Braitenberg, C., Ebbing, J., Bernabini, M., Bram, K., Gabriel, G., Götze, H.-J., Giammetti, S., Meurers, B., Nicolich, R., & Palmieri, F. (2006). New gravity maps of the Eastern Alps and significance for the crustal structures. *Tectonophysics*, 414(1-4), 127—143. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.012>.