

ГЕОТЕРМІЧНІ УМОВИ І СТРУКТУРА ЗЕМНОЇ КОРИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИХ КАРПАТ

Р.І. Кутас

*Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, просп. Акад. Палладіна, 32, Київ, 03680, Україна,
e-mail: kutasroman@gmail.com*

Наведено результати спільного аналізу сейсмічних і геотермічних даних уздовж двох профілів сейсмічного зондування (CEL 05 і PANCAKE), що перетинають Західні (на території Польщі) і північну частину Східних Карпат (на території України). Товщина земної кори змінюється від 24–25 км у Паннонському басейні до 45–50 км у межах Транс'європейської сутурної зони (ТЄСЗ) та Східноєвропейського кратону (СЄК). При цьому змінюється і структура земної кори. Тришарова кристалічна кора, типова для докембрійської платформи, трансформується у двошарову в зоні ТЄСЗ на профілі CEL 05 і під прогином Східних Карпат на профілі PANCAKE. У прогині під Зовнішніми Карпатами товщина осадового шару сягає 18–20 км. Його верхня частина (8–10 км) представлена насумом флішoidних утворень крейди – раннього міоцену, а нижня – очевидно, осадовими породами від палеозою до неогену. Густина теплового потоку уздовж цих профілів змінюється від 35–40 мВт/м² у межах СЄК до 100–130 мВт/м² у Паннонському басейні. Аналіз геотермічних даних і 2D моделювання дають змогу пов'язати неоднорідності теплового поля з особливостями геодинамічної еволюції регіону від пізнього протерозою до теперішнього часу. Формування локальних і зональних аномалій залежить від будови земної кори, розподілу в ній радіогенних джерел тепла і зміни умов теплоперенесення. Високі теплові потоки в Паннонському басейні асоціюються з підняттям астеносфери до глибин 40–50 км наприкінці олігоцену – в міоцені.

Ключові слова: Карпати, структура земної кори, тепловий потік, геотермічна модель.

Вступ. Розподіл теплових потоків і температур у верхніх шарах земної кори загалом узгоджується з тектонічним районуванням, що свідчить про зв'язок теплової еволюції літосфери з геодинамічними процесами, які контролюють її розвиток і особливості будови. Разом з тим у розподілі геотермічних параметрів існують певні регіональні закономірності і різномасштабні локальні аномалії, які порушують ці закономірності. Вони зумовлені різними чинниками, які діють одночасно або послідовно і впливають на умови теплоперенесення, розподіл джерел тепла, глибинні енергетичні процеси. Для розуміння природи цих збурень необхідно їх розділити в часі та просторі і визначити ступінь узгодженості (чи не узгодженості) з будовою літосфери і земної кори або з геодинамічними процесами та переміщенням речовини на різних глибинних рівнях. Це може бути реалізовано через інтерпретацію окремих геотермічних аномалій та моделювання теплової еволюції з урахуванням даних щодо структури та особливостей розвитку літосфери конкретного геологічного регіону.

Нижче представлено результати комплексного аналізу геологічної будови і теплового поля північної частини Карпатського регіону. Результати геотермічних досліджень у цьому регіоні

висвітлено у публікаціях [3, 7, 14–16 та ін.]. Теплове поле характеризується значною неоднорідністю. Густина теплового потоку змінюється від 35–40 до 100–130 мВт/м². Однією із знакових особливостей теплового поля є поступове зростання геотермічної активності від платформного обрамлення Карпатської дуги до Паннонського басейну з одночасним підвищенням диференціації і ускладненням структури теплового поля. Втім виявлені закономірності не мають поки що однозначної інтерпретації.

В останні роки в цьому регіоні виконано великий обсяг досліджень земної кори сейсмічними методами на основі нових і досконаліших методичних розробок [9, 10, 19, 20]. Одержані результати сприяють проведенню глибшого аналізу геотермічних даних, інтерпретації та моделюванню теплового поля з урахуванням глибинної будови літосфери і швидкісних характеристик земної кори та верхньої мантії вздовж сейсмічних профілів. Дослідження виконано вздовж двох профілів: CEL 05, що перетинає Західні Карпати на території Польщі, і PANCAKE, що перетинає північну частину Карпат на території України [9, 20] (рис. 1).

Характеристика проблеми. Карпати є частиною Альпійського складчастого поясу. Їх сучасна

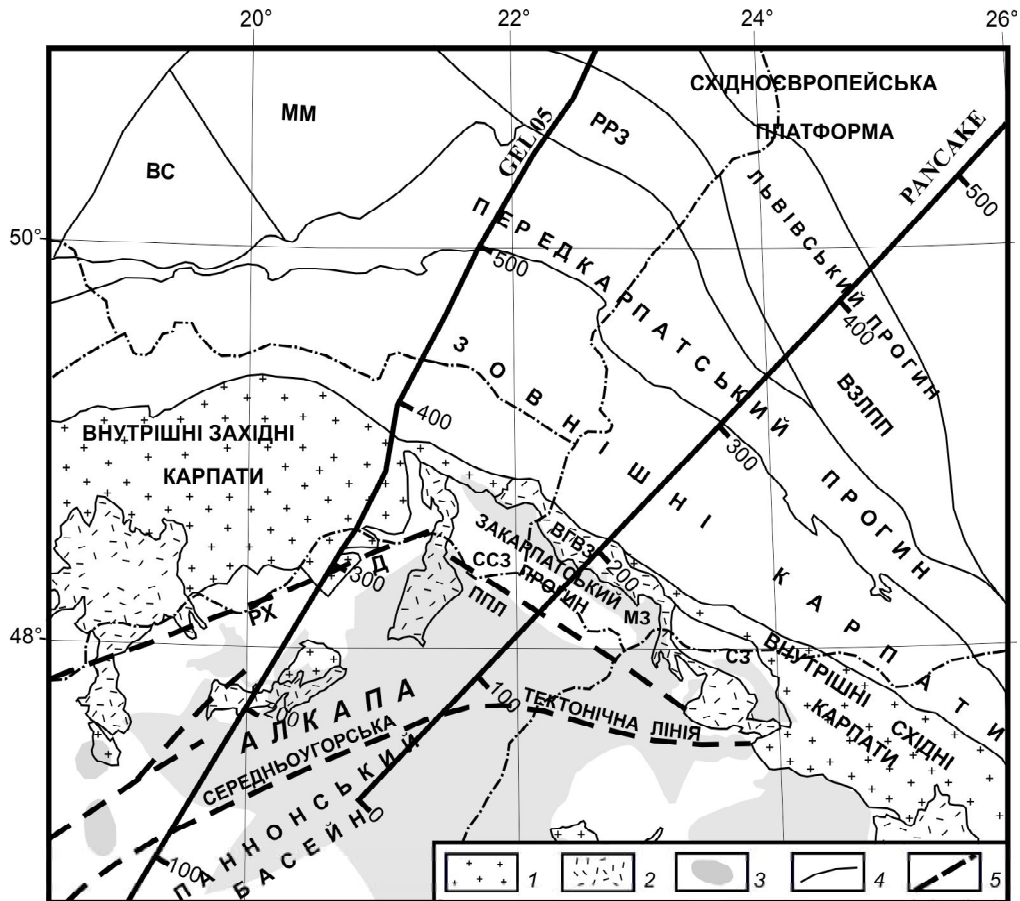


Рис. 1. Схема тектонічного районування Східних та Західних Карпат і положення профілів глибинних сейсмічних досліджень (Cel 05 і PANCAKE): 1 – доальпійські масиви Західних Внутрішніх Карпат; 2 – неовулканіти; 3 – зона прояву неогенового магматизму; 4 – межі тектонічних зон; 5 – зони тектонічних порушень. Скорочення: ВЗЛПП – Внутрішня зона Львівського палеозойського прогину, РРЗ – Рава-Руська зона, ВГВЗ – Вигорлат-Гутинська вулканічна зона, ММ – Малопольський масив, СВ – Верхньосилезька тектонічна одиниця, ССЗ – Східнославацька западина, МЗ – Мукачівська западина, СЗ – Солотвинська западина, ППЛ – Припаннонська тектонічна лінія, РХ і Д – системи тектонічних порушень Раба-Хурбаново і Дарно

тектонічна структура сформувалась у неогені в результаті конвергенції та колізії кількох мікроплит з Євразійською плитою [1, 2, 8, 10, 12, 18 та ін.]. За структурно-формаційними ознаками та історико-геологічними особливостями за простяганням Карпати поділяють на три сектори – Західні, Східні і Південні [6]. У поперечному перетині виділяють Паннонський басейн, Внутрішні (Центральні) та Зовнішні (Флішові) Карпати, які розмежовує зона Пенінських скель, і Передкарпатський прогин (рис. 1). Внутрішні Карпати представлені розрізненими кристалічними масивами, складеними доальпійськими (переважно докембрійськими і палеозойськими) магматичними і метаморфічними утвореннями, перекритими мезо-кайнозойськими осадами і вулканітами. Вони мають покривно-складчасту будову, яка сформувалась у допізньокрейдяний час. За сучасними уявленнями в основі Внутрішніх Карпат лежать три мікроплити – Алкапа (Альпи-Карпати-Паннонія) на півночі і Тися-Дакія на півдні. Їх розділяє Середньоугорська тектонічна зона. В неогені земна кора Внутрішніх Карпат зазнала суттєвих змін у зв'язку із закладанням Паннон-

ського басейну і проявами магматичної активності. Зовнішні Карпати складені флішоїдними комплексами крейди, палеогену і нижнього міоцену, які у вигляді пакета покривів утворюють на краю Євразійської плити акреційну призму. Покривно-складчаста споруда Зовнішніх Карпат сформувалась у крейді – ранньому міоцені. В неогені вздовж зовнішнього боку Карпатської дуги на платформному фундаменті (палеозойському Західноєвропейської і докембрійському Східноєвропейської платформ) утворився Передкарпатський прогин. Прогин заповнюють моласові відклади, товщина яких збільшується від перших сотень метрів на межі з платформою до 5–6 км під насувом Складчастих Карпат. Східноєвропейську і Західноєвропейську платформи розділяє Транс'європейська сутурна зона (ТЄСЗ), яка представлена різновіковими і різномасштабними блоками, що утворились унаслідок руйнування крайових зон прилеглих платформ.

Наявні геологічні і геофізичні дані свідчать про тривалу і багатофазову історію розвитку Карпатського регіону починаючи з пізнього протерозою або раннього палеозою. Альпійський етап

геологічного розвитку Карпат почався в середині тріасу з деструкції континентальної кори і утворення океанічних басейнів в умовах розтягання. Наприкінці крейди режим розтягання змінився стисканням, закриттям океанічних басейнів і утворенням акреційної системи Складчастих Карпат у результаті субдукції океанічної (або субокеанічної) літосфери і зіткнення мікроплит Алкапа, Тися і Дакія з Євразійською плитою [2, 8, 10, 12]. Ці геодинамічні процеси супроводжувалися значними змінами структури літосфери і земної кори, глибинними тепломасопотоками, магматичною активністю, горизонтальними і вертикальними переміщеннями літосферних блоків і пластин. Вказані загальні риси еволюції літосфери прослідковуються в досліджуваному регіоні, але одночасно існує багато дискусійних питань щодо будови та розвитку літосфери і земної кори як регіону в цілому, так і його окремих тектонічних одиниць. Це стосується тектонічного районування, виділення меж Євразійської плити і прилеглих мікроплит, тектонічного положення і геодинамічної природи Пенінської кліпової зони, утворення і тектонічного походження внутрішньокорових меж, варіацій товщини і структури земної кори, походження глибинних тепломасопотоків, розподілу температур і оцінки їх впливу на еволюцію літосфери та вулканічну активність та ін. У статті основну увагу приділено комплексному аналізу будови земної кори і теплового стану літосфери і земної кори.

Вихідні дані і методика досліджень. Комплексний аналіз структури земної кори ґрунтується на результатах глибинних сейсмічних досліджень земної кори вздовж двох профілів, що перетинають Західні і Східні Складчасті Карпати [9, 20] (рис. 1). Геотермічну характеристику земної кори подано за даними щодо розподілу теплових потоків у зоні профілів (з урахуванням поверхневих збурень, зокрема впливу рельєфу, зміни палеоклімату, частково динаміки підземних вод) і результатами моделювання теплового поля [3, 4, 14, 16, 17]. Тепловий баланс земної кори формується за рахунок радіогенних джерел енергії земної кори і надходження тепла із надр Землі. Мантійний потік має дві складові – квазістаціонарну, або потік неактивізованої мантії, і нестаціонарну, або потік активізованої мантії. Стаціонарним можна вважати мантійний тепловий потік літосфери, яка протягом останніх 250–400 млн років не зазнавала активізації, тобто докембрійських платформ. Можна прийняти, що його середнє значення дорівнює 20 ± 2 мВт/м². Нестационарний аномальний потік створюють глибинні масопотоки – конвекція, глибинні плюми, діапіри та ін.

У твердій літосфері розподіл температур і теплових потоків описують теорією теплопровідності. Він може бути відтворений на основі розв'язку

стаціонарного або нестаціонарного (за наявності нестаціонарної складової) рівняння теплопровідності, якщо відомі структура середовища, розподіл у ньому радіогенних джерел тепла і теплофізичних параметрів та умов теплообміну на його верхній і нижній межах. Методику побудови 2D геотермічних моделей методом підбору на основі числового розв'язку рівняння теплопровідності детально проаналізовано у статтях [4, 13]. Моделювання дає змогу побудувати температурні розрізи земної кори, оцінити корову (радіогенну) та мантійну складові теплового потоку, виділити геотермічні аномалії і запропонувати їх геологічну та геодинамічну інтерпретацію.

Виклад основного матеріалу. Згідно з існуючими схемами тектонічного районування [1, 5, 6 та ін.], *профіль PANCAKE* (рис. 1, 2) перетинає з північного сходу на південний захід схил Східноєвропейської платформи (Волино-Подільську монокліналь, Львівський палеозойський прогин) (інтервал пікетів 650–350 км), Передкарпатський прогин (350–295 км), Зовнішні (Флішові) Складчасті Карпати (295–200 км), Закарпатський прогин (200–165 км), Паннонський басейн (165–0 км) [20].

За структурою земної кори, її швидкісними параметрами на профілі можна виділити три ділянки, яким відповідають різні рівні теплового потоку. Північно-східна ділянка належить докембрійській Східноєвропейській платформі. Товщина земної кори тут становить 42–48 км, швидкість поширення сейсмічних хвиль у породах верхньої мантії – 8,1–8,3 км/с. Кора має чотиришарову структуру: осадовий шар, товщина якого зростає у південно-західному напрямку від перших сотень метрів на схилах Українського щита до 5–6 км у Львівському палеозойському прогині, і трьох шарів кристалічної кори (граніто-гнейсового, проміжного (діоритового) і базальтового). Товщина граніто-гнейсового шару ($V_p = 6,0\text{--}6,3$ км/с) досягає 20–25 км. В його межах на глибинах 12–18 км виділено горизонт розушльнених порід із зниженою швидкістю (6,0–6,1 км/с).

У напрямку Передкарпатського прогину верхній шар заглиблюється під осадові породи. Він поступово руйнується і стоншується. Товщина середнього шару ($V_p = 6,4\text{--}6,7$ км/с) майже не змінюється, нижнього ($V_p = 6,8\text{--}7,4$ км/с) – поступово зменшується у південно-західному напрямку з 16 до 6 км. Саме за рахунок нижнього шару зменшується товщина земної кори в напрямку до Складчастих Карпат. У такому ж напрямку на цій ділянці профілю змінюються внутрішня структура шарів і їх швидкісна характеристика, що ускладнює проведення південно-західної межі докембрійської платформи. У верхній частині кори платформу можна обмежити південно-захід-

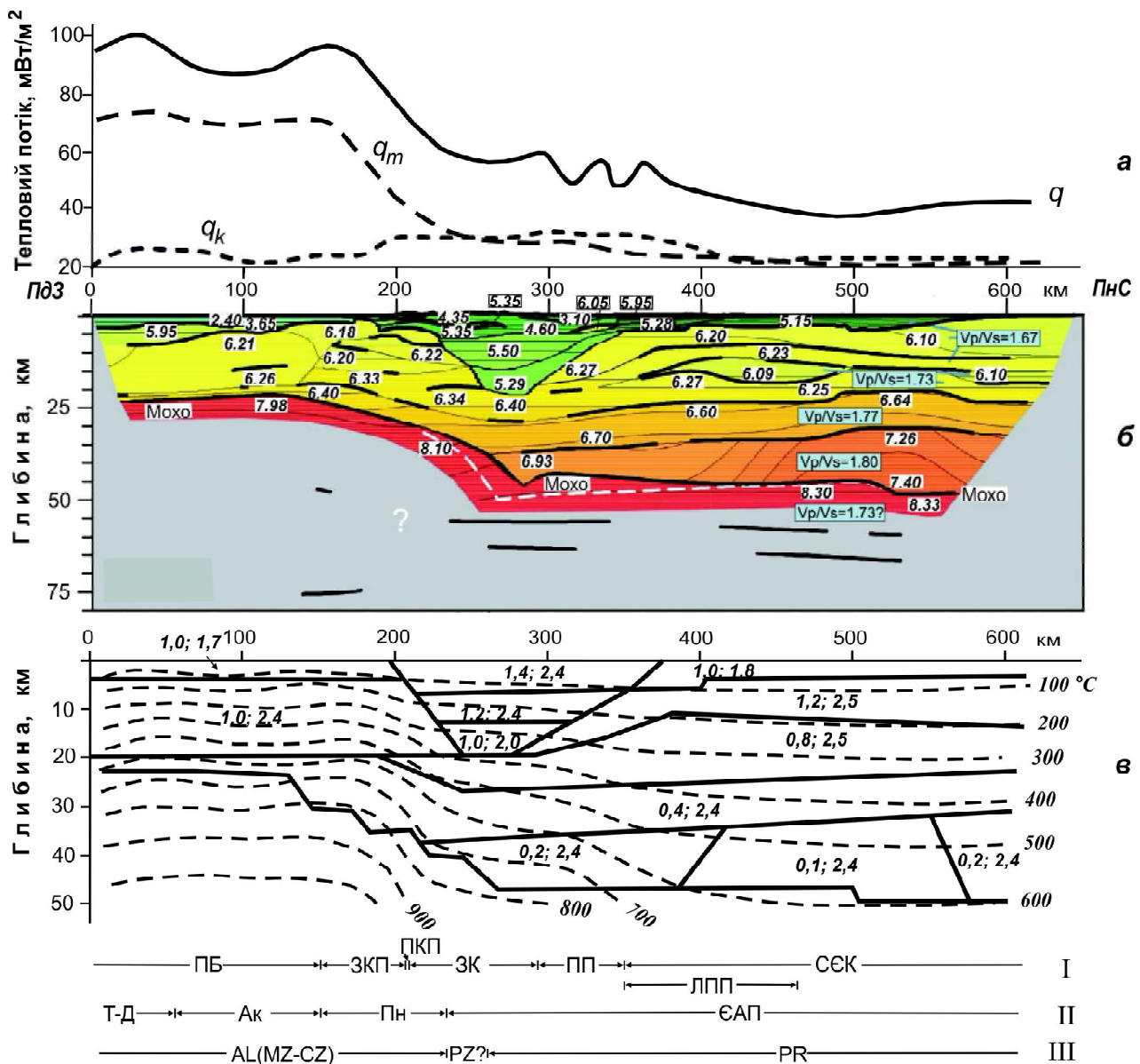


Рис. 2. Геотермічна модель земної кори вздовж профілю PANCAKE: *a* – крива q – середні значення теплових потоків за результатами вимірювань в свердловинах; q_k , q_m – кора і мантійна складові теплового потоку; *b* – геологічний і сейсмічний розрізи [20]; *c* – геотермічна модель: розподіл радіогенних джерел тепла (мкВт/м³) (цифри зліва) і теплопровідність гірських порід (Вт/(м·К)) (цифри справа). Ізолінії – температури, °С. Сучасне тектонічне районування: I. СЕК – Східноєвропейський кратон, ЛПП – Львівський палеозойський прогин, ПП – Передкарпатський прогин, ЗК – Зовнішні Карпати, ПКП – Пенінський кліповий пояс, ЗКП – Закарпатський прогин, ПБ – Паннонський басейн. II. Базові тектонічні елементи: ЕАП – Євразійська плита, Пн – Пенінська мікроплита (?), Ак – мікроплита Алкапа, Т-Д – мікроплита Тися-Дакія. III. Фази тектонічної активності: PR – пізньопротерозойська, PZ – ранньо- і пізньопалеозойська, AL (MZ-CZ) – альпійська (мезо-кайнозойська)

ною межею внутрішньої зони Львівського палеозойського прогину (інтервал 380–390 км), де починається руйнування верхнього шару кристалічної кори, а на рівні середнього і нижнього шарів кори межа продовжується під прогином Зовнішніх Карпат до Ужоцького розлому, де ці шари “зрізаються” підняттям поділу Мохо з 48 до 30 км. Шари кристалічної кори характеризуються різним розподілом швидкості. У верхньому і середньому шарах ізолінії швидкості субгоризонтальні, але вони не паралельні межах шарів, зокрема поверхні верхнього кристалічного шару, що, можливо, вказує на його нерівномірну денудацію. В нижньому шарі ізолінії швидкості в ме-

жах Волино-Подільського блока вирисовують під зоною Волинських трапів антиклінальну структуру з підвищенням швидкості в її куполі на 0,3–0,4 км/с. Очевидно, цю структуру слід пов’язувати з утворенням наприкінці рифею рифтової структури і насиченням земної кори базальтовими розплавами. На сучасному етапі в тепловому полі вони не проявляються. Для цього відрізка профілю характерні відносно низькі (38–45 мВт/м²) теплові потоки. Радіогенний потік земної кори становить 20–25 мВт/м², мантіїний практично залишається постійним (21 ± 2 мВт/м²). Структурні особливості земної кори суттєво на розподіл теплового потоку не впливають. Пов’язані з ними

варіації теплового потоку не перевищують 5–7 мВт/м². Усі згадані особливості теплового поля дають змогу стверджувати, що цей відрізок профілю знаходиться в межах докембрійського кратону, межа якого з глибиною поступово зміщується у південно-західному напрямку.

Центральна частина профілю за тектонічним поділом приповерхневого шару простягається від Львівського палеозойського прогину до Пенінських скель (інтервал пікетів від 380 до 200 км), але по поверхні Мохо її, вочевидь, слід обмежити інтервалом, в якому товщина земної кори змінюється від 40 до 24 км (200–280 км). На цьому інтервалі профілю повністю змінюється структура земної кори. Під Зовнішніми Карпатами по фундаменту тут виділено прогин, глибина якого сягає 20 км. Осадова товща, що заповнює прогин, має чотиришарову будову. Склад шарів поки що не може бути схарактеризований однозначно. З упевненістю можна віднести до неогенових молас шар з $V_p < 3,2$ км/с, до насуву флішових утворень – шар з $V_p < 4,6$ км/с. Їх товщина досягає 8 км. Два нижні шари ($V_p = 5,45$ – $5,55$ км/с і $V_p = 5,29$ км/с) поступово занурюються із збільшенням товщини уздовж північно-східного борту під Передкарпатський прогин і Східні Карпати. На південному заході вони незгідно контактують з Пенінським блоком. Імовірно вони представлені різновіковими (від палеозою до кайнозою) осадовими породами автохтону. Горизонтальні ізолінії швидкості в осадовій товщі обмежені нахиленими межами прогину, що може вказувати на поступове заглиблення прогину в умовах опускання фундаменту. Верхній шар кристалічної кори повністю зруйнований, а два шари із швидкостями, характерними для середньої частини кори докембрійської платформи, фрагментарно прослідковуються до підняття поділу Мохо.

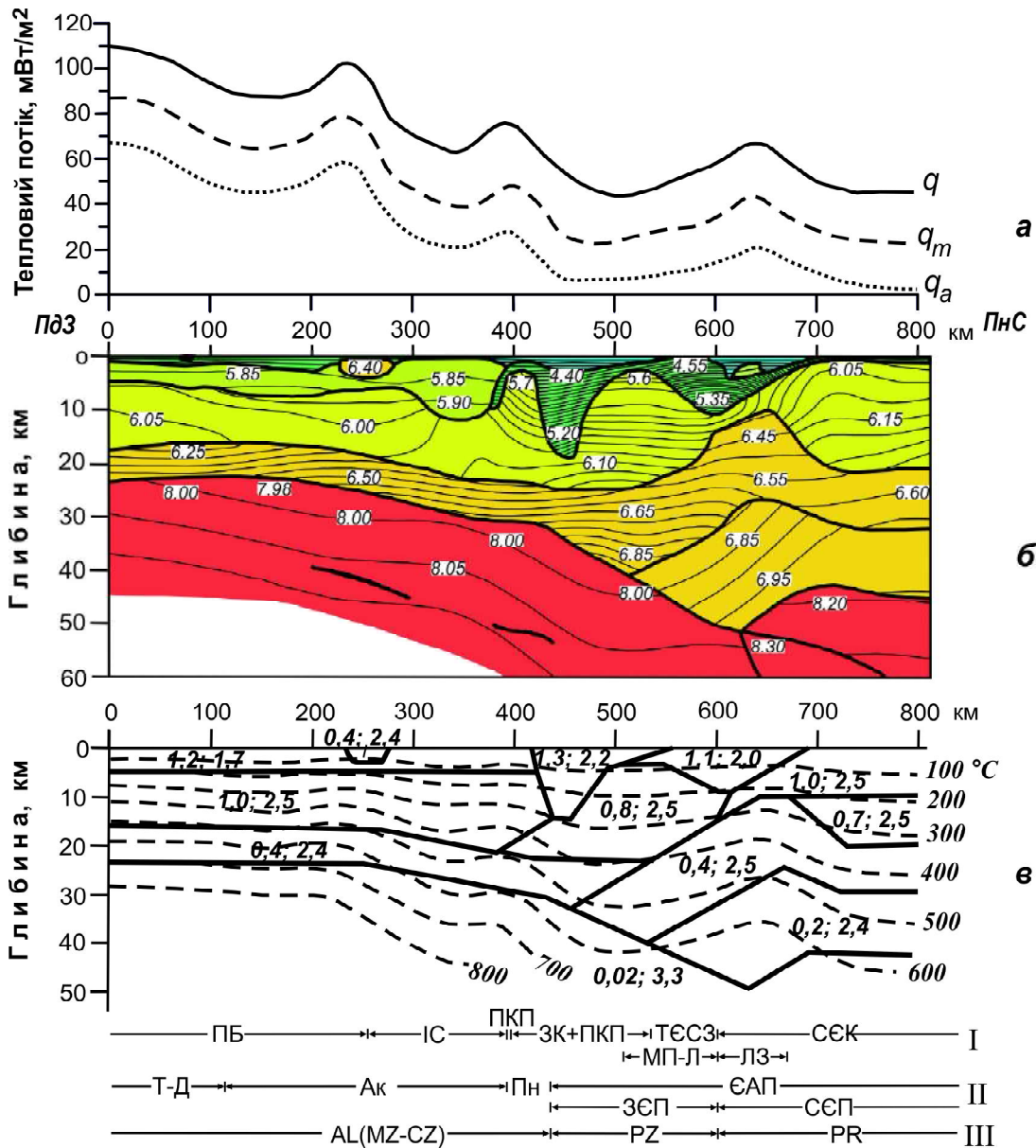
У західній частині цієї ділянки профілю виділяється піднятий блок континентальної кори Пенінського блока ($V_p < 6,2$ – $6,4$ км/с), який за мікроблоковою структурою суттєво відрізняється від сусідніх блоків Східноєвропейського кратону і Закарпатського прогину. Субгоризонтальні ізолінії швидкості в середньому шарі цього блока з північного сходу обмежує борт прогину Східних Карпат, з південного заходу – тектонічна зона, яка прослідковується за зміною швидкісної характеристики від Пенінського кліпового поясу у вигляді нахиленого під Закарпатський прогин тонкого низькошвидкісного шару. В нижній корі субгоризонтальне простягання ізоліній швидкості у бік Зовнішніх Карпат обмежене нахиленим на північний схід поділом Мохо. Швидкість V_p у породах верхньої мантії зменшується до 8,1–8,0 км/с. Така структура земної кори могла утворитися в результаті насуву верхньої частини земної кори Закарпатського і Пенінського блоків у північно-

східному напрямку вздовж межі, яка розділяє на сучасному етапі верхню і нижню кору, і підплавлення земної кори знизу з можливим відтоком і заглибленням розплаву під Складчасті Карпати.

Інтенсивність теплового поля на цьому інтервалі профілю зростає. В Передкарпатському прогині густина теплового потоку змінюється від 50 до 60 мВт/м². У північно-східній частині Карпат вона становить 55–60 мВт/м², а в південно-західній, починаючи з Дуклянської зони, підвищується до 70 мВт/м². Корова складова теплового потоку змінюється від 20 до 30, а мантійна – від 25 до 40 мВт/м². Будова і склад земної кори тут впливають на розподіл теплового потоку значно більше. За рахунок нерівномірного розподілу радіогенних джерел тепла і зміни теплофізичних параметрів коливання теплового потоку досягають 10 мВт/м². Однак визначальний вплив при наближенні до Закарпатського прогину має збільшення мантійного теплового потоку.

Південно-західна частина профілю проходить через Закарпатський прогин і Паннонську западину (мікроплити Алкапа і Тися-Дакія). Товщина земної кори тут зменшується до 22–25 км, а швидкість у верхньомантійних породах – до 7,9–8,0 км/с. Кора має тришарову будову. Товщина осадової товщі, представленої неогеновими відкладами, досягає 3,0–3,5 км. Кристалічна кора – низькошвидкісна, слабоградієнтна ($V_p < 6,2$ – $6,4$ км/с). Ізолінії швидкості в корі не узгоджуються з головними межами шарів, що може вказувати на відносне горизонтальне переміщення шарів уздовж цих меж. Таке припущення пов'язане з підвищенням температури в земній корі, яке супроводжувалось розшарованістю земної кори за реологічними властивостями. Густина теплового потоку на цій ділянці збільшується до 80–130 мВт/м². Коровий потік становить 19–24 мВт/м², мантійний підвищується до 65–70 мВт/м². Підвищення теплового потоку зумовлене підняттям астеносфери і альпійським неовулканізмом.

Профіль CEL 05 (рис. 3) перетинає східний сектор Західних Карпат. Він починається у Паннонському басейні і закінчується на Східноєвропейській платформі [9]. Подібно до попереднього профілю в його межах також можна виділити декілька відрізків, які суттєво відрізняються як за будовою земної кори, так і за морфологією теплового поля. Як і на профілі PANCAKE, Східноєвропейська платформа (інтервал пікетів 700–800 км) характеризується тришаровою будовою кристалічної земної кори і низькими значеннями теплового потоку (40–45 мВт/м²). Товщина верхнього шару ($V_p = 6,0$ – $6,2$ км/с) кристалічної кори 18–20 км, середнього ($V_p = 6,45$ – $6,60$ км/с) і нижнього ($V_p = 6,85$ – $7,0$ км/с) – відповідно 10–12 і 12–15 км. В усіх



Ще раз зазначимо, що на профілі PANCAKE цей перехід відбувається під прогином Зовнішніх Карпат, перекритих Кросненським покривом. Отже, трансформація земної кори не пов'язана генетично з утворенням акреційної призми і орогену Зовнішніх Карпат в неогені. Звичайно, формування Карпатського орогена в умовах стискання супроводжувалося деформаціями земної кори, які проявляються у внутрішньокорових розломах і зривах, горизонтальних і вертикальних переміщеннях окремих пластин і блоків літосфери, але утворення відносно низькошвидкісної тонкої двошарової земної кори уздовж межі Східноєвропейського кратону, очевидно, відбулося на попередніх етапах геологічної історії, імовірно в ранньому палеозої. Можливо, цей процес був багатофазним.

Верхній шар кристалічної кори Східноєвропейського кратону занурюється під Люблінську западину. При цьому зменшується його товщина і змінюється структура. За розподілом ізоліній швидкості можна зробити логічне припущення, що продовження кратону у південно-західному напрямку обмежено зоною вертикального положення ізоліній швидкості (ізолінії швидкості 5,9–6,0 км/с). На цьому самому інтервалі профілю за сейсмічними даними над середнім шаром вирисовується куполоподібне підняття з амплітудою до 10 км. Підняття простежується також по поверхні нижнього шару. Деформації середньої і нижньої земної кори на краю кратону, можливо, мають тектонічну природу, але не можна виключати і їх магматичне походження. Вагомим аргументом на користь останнього припущення є наявність в основі осадової товщі Люблінської западини лінзоподібного високошвидкісного тіла.

Під Малописьським масивом середній шар земної кори кратону заглиблюється. За швидкісною характеристикою можна зробити припущення, що його верхня частина трансформується у нижній шар кори під Зовнішніми Карпатами, а нижня частина разом з нижнім шаром “зрізається” поверхнею Мохо, яка піднімається з глибини 52 км на межі кратону до 25–32 км під Карпатами і Панноньським басейном. Швидкість мантийних порід на цьому інтервалі профілю зменшується від 8,2 до 7,9 км/с. Характерною особливістю внутрішньої структури земної кори тут є неузгодженість виділених за сейсмічними даними меж шарів з розподілом у них ізоліній швидкості. Зазначена неузгодженість, імовірно, пов'язана з тектонічною природою цих меж і субгоризонтальними відносними переміщеннями по них шарів земної кори. Теплові потоки на вказаній ділянці профілю становлять 40–70 мВт/м².

Ранньопалеозойські структури (Малописьська і Лисогорська) характеризуються низькими тепловими потоками (40–50 мВт/м²), Люблінсь-

ка западина – підвищеними (55–70 мВт/м²). Тепловий потік земної кори дорівнює 21–26 мВт/м², мантиї – 20–23, а в Люблінській западині – 35–45 мВт/м². Густина теплового потоку в межах Малописьського масиву узгоджується з його ранньопалеозойським або пізньопротерозойським віком, а в Люблінській западині – з мезозойським збуренням. Підвищення теплового потоку в Люблінській западині на 15–20 мВт/м² може бути зумовлене різними чинниками: наявністю в розрізі кори об'єктів з високою теплопровідністю або концентрацією радіогенних джерел тепла, магматичною активністю, флюїдними потоками, підняттям астеносфери. Аналіз геолого-геофізичних даних і математичне моделювання не дають підстав для поєднання аномальних теплових потоків з підвищеною теплопровідністю уже згадуваних високошвидкісних тіл у земній корі. Пов'язана з ними аномалія не може перевищувати 5–7 мВт/м². Крім того вона значною мірою компенсується відносно низьким вмістом радіоактивних елементів у високошвидкісних породах. Подібна за інтенсивністю аномалія теплового потоку узгоджується з пізньоміоценовими магматичними об'єктами в середній або нижній корі. Однак слід зазначити, що теплове поле в зоні Львівсько-Люблінської депресії доволі неоднорідне. На наш погляд, воно формується за рахунок потоків глибинних флюїдів, що піднімаються по локальних зонах тектонічних порушень. За геологічними даними, система розломів у цьому районі була активною з пізнього мезозою до неогену [1, 2, 5].

В інтервалі пікетів 400–510 км профіль перетинає Передкарпатський прогин і Зовнішні Складчасті Карпати. В структурі осадового шару земної кори тут зберігаються такі самі закономірності, як і на профілі PANCAKE. Загальна товщина осадових відкладів сягає 18 км. Верхня частина розрізу (7–10 км) представлена флішоїдними утвореннями алохтона ($V_p = 4,0–4,5$ км/с) (нижня крейда – ранній міоцен). Під ним, імовірно, залягають автотонні відклади: флішовий комплекс, моласи неогену, платформні осадові породи мезозою і палеозою ($V_p = 5,0–5,3$ км/с). Саме такий розріз був розкритий найближчою свердловиною Кузьміна-1, пробуреною південніше від профілю в межах Сколівського покриву [2, 11]. Однак у структурі і швидкісній характеристиці кристалічної кори є суттєві відмінності. Кристалічна кора тут має двошарову структуру. Її товщина зменшується до 30–35 км, швидкість порід під поверхнею Мохо – до 8,0 км/с. Товщина верхнього шару кристалічної кори 6–8 км ($V_p = 6,0–6,1$ км/с), нижнього шару – 8–10 км ($V_p = 6,5–6,7$ км/с). Шар із швидкістю 7,0–7,2 км/с, який виділено на профілі PANCAKE в основі кори і який простягається від платформи до центральної частини

прогину, на профілі CEL 05 відсутній. Іншу структуру має зона розмежування Передкарпатського прогину і тектонічних елементів платформи. Якщо в районі профілю PANCAKE цей перехід проявляється через поступове флексуру- чи східцеподібне занурення всієї кристалічної кори і нагромадження осадів без суттєвого порушення паралельності внутрішньокорових меж та ізоліній швидкості, то на профілі CEL 05 таке поступове занурення Малопольського масиву під Передкарпатський прогин не спостерігається. Межа між ними більше нагадує зону нахилоного розлому, що продовжується в глибину до межі між верхнім і нижнім шарами кристалічної кори, яку, з огляду на суттєву різницю в будові і розподілі швидкостей по її різні боки, можна розглядати як поверхню тектонічного зриву. Південно-західним обмеженням Карпатського прогину, можливо, також є зона розлому. Між цим розломом і Пенінським кліповим поясом (інтервал 390–420 км) під шаром низькошвидкісних осадів на глибині менш як 5 км за сейсмічними даними виділено обмежений блок, який характеризується підвищенням швидкості з глибиною від 5,7 до 6,0 км/с. Автори статті [9], спираючись на результати буріння та інші геолого-геофізичні дані, верхню частину розрізу цього блока до глибин 8–10 км відносять до флішового комплексу Магурського покриву, в основі якого, ймовірно, лежить верхня кора Пенінської тектонічної одиниці, обмежена знизу вже згадуваною вище поверхнею зриву.

Тепловий потік у Передкарпатському прогині і Східних Складчастих Карпатах становить 45–55 мВт/м², а у південно-східній частині (Дуклянській і Магурській зонах) підвищується до 65–70 мВт/м². Внесок земної кори варіює від 20 до 28 мВт/м², верхньої мантії – від 23 до 35, у південно-західній частині підвищується до 40 мВт/м². Підвищення теплового потоку на цій ділянці пов'язане з вулканічною і гідротермальною активністю в кайнозої [16].

Зовнішні Карпати від Внутрішніх (інтервал 300–390 км) відділяє Пенінський кліповий пояс, який виділено у вигляді нахилоного у південно-західному напрямку шару понижених швидкостей до поверхні кристалічної кори (до глибини 10 км). Ця тектонічна зона може бути продовжена у верхньому шарі кристалічної кори за зміною швидкісної характеристики (за зміною субгоризонтального положення ізотерм на субвертикальне) на глибину до 20 км до межі нижнього шару кристалічної кори (поверхні тектонічного зриву). У Внутрішніх Карпатах верхній шар ($V_p = 5,7–5,9$ км/с) представлений метаморфізованими відкладами мезозою і палеозою. Кристалічна кора має двошарову будову. Товщина верхнього шару ($V_p = 6,0–6,1$ км/с) 12–15 км, нижнього ($V_p = 6,4–6,6$ км/с) – 8–10, земної

кори в цілому – 28–35 км, швидкість у підкорових породах – 8 км/с. Слід відмітити суттєву різницю в структурі і розподілі швидкостей верхньої (осадовий і верхній кристалічний шари) і нижньої земної кори. Верхня частина неоднорідна. Її товщина зростає у напрямку до Карпат. Ізолінії швидкості не узгоджуються з межами шарів. Їх простягання змінюється від субгоризонтального до майже вертикального, що може свідчити про блокову і насувну структуру цієї частини кори і переміщення осадового комплексу по поверхні фундаменту. Товщина нижнього шару під Внутрішніми Карпатами і Паннонським басейном практично не змінюється. Шар поступово занурюється під Зовнішні Карпати, але ізолінії швидкості зберігають горизонтальне положення і ніби “зрізаються” його нахиленими верхньою і нижньою межами. Такий розподіл меж і швидкостей за незмінної товщини шару зумовлений, очевидно, не розтяганням, нахилом чи підсовуванням нижнього шару. Ймовірніше, верхня межа утворилася в альпійський час унаслідок зриву і переміщення верхньої частини кори у північному напрямку. Нижня межа сформувалася за поступового руйнування і “вимивання” кори потоком підкорової речовини або її підплавлення, інтенсивність якого була максимальною в центральній частині Паннонського басейну, або дії цих процесів одночасно.

Структура земної кори в Паннонському басейні (пікети 0–300 км) суттєво не змінюється. Вона ускладнюється за рахунок активних вулканічних процесів. Зокрема, між Внутрішніми Карпатами і Паннонським басейном (інтервал 240–280 км) у верхній частині розрізу серед низькошвидкісних порід виділено лінзоподібне тіло, в якому швидкість перевищує 6,4 км/с. На структуру нижніх горизонтів земної кори це тіло не впливає, але зафіксовано аномалію гравітаційного поля і підвищення теплового потоку на 20–25 мВт/м². Товщина земної кори в Паннонському басейні зменшується до 22–28 км, швидкість у підкорових породах – до 7,8–7,9 км/с. У межах масивів Центральних Західних Карпат теплові потоки дещо нижчі, ніж у Магурській і Пенінській зонах (55–65 мВт/м²). Радіогенний потік земної кори дорівнює 19–24, мантійний – 30–45 мВт/м². У Паннонському басейні тепловий потік підвищується до 100–130 мВт/м² за рахунок мантійної складової (60–70 мВт/м²) і вулканічної діяльності (10–30 мВт/м²). За результатами моделювання теплового поля підвищення мантійного теплового потоку пов'язане з підняттям астеносфери під Паннонським басейном наприкінці олігоцену – на початку неогену (30–20 млн років тому) до глибин 40–50 км і утворення осередків плавлення у верхах мантії і земній корі. Вплив неоднорідностей в будові зем-

ної кори на величину теплового потоку не перевищує 5–10 мВт/м².

Висновки. Виконаний комплексний аналіз сейсмічних, геотермічних та інших геолого-геофізичних даних уздовж двох сейсмічних профілів, що перетинають Західні і Східні Карпати, свідчить про наявність певних характерних закономірностей в будові земної кори, які суттєво порушені та ускладнені генетичними, структурними, речовинними і тепловими відмінностями. Найзначніші зміни в структурі земної кори і, відповідно, її тепловому режимі характерні для регіону завширшки понад 200 км, який знаходиться між Східноєвропейським кратоном і Паннонським басейном і представлений Транс'європейською сутурною зоною, Передкарпатським прогином і Зовнішніми Складчастими Карпатами. На цьому інтервалі тришарова кристалічна кора давнього кратону трансформується у двошарову, товщина земної кори зменшується від 50–40 до 30–22 км, а сейсмічні швидкості в підкоровій верхній мантії – з 8,2–8,3 до 7,9–7,95 км/с.

Зміна структури земної кори, її швидкісних параметрів і, очевидно, складу відбувається не тільки по латералі, а й з глибиною. Різноглибинні горизонти земної кори мають різні внутрішню структуру і розподіл сейсмічних швидкостей. Відсутність узгодженості між різноглибинними горизонтами свідчить про тектонічну природу їх меж і значні горизонтальні переміщення, які проявляються в покривно-складчастій будові осадової товщі і підтверджуються результатами буріння.

У північній частині Карпатського регіону густина теплового потоку змінюється від 40 до 130 мВт/м². Тут можна виокремити три геотермічні зони, які відповідають трьом фазам тектонічної активності: пізньопротерозойській–ранньопалеозойській з низьким тепловим потоком (35–55 мВт/м²), пізньопалеозойській–ранньомезозойській з середнім тепловим потоком (50–70 мВт/м²) і пізньомезозойській – кайнозойській з високим тепловим потоком (> 70 мВт/м²).

Аналіз теплового поля, структури земної кори, результатів 2D числового моделювання геотермічних умов дає змогу вважати, що коливання теплового потоку зумовлені головно зміною його мантіїної складової на етапах підвищення тектономагматичної активності, яка супроводжується перебудовою структури літосфери і, відповідно, зміною умов теплоперенесення та розподілу радіогенних джерел тепла. Високі теплові потоки в Паннонському басейні і Закарпатському прогині асоціюються з підняттям астеносфери 25–30 млн роки тому, зумовленим закриттям наприкінці мезозою – на початку кайнозою крайових морських басейнів, і колізійними процесами на краю Євразійської плити.

1. *Карпатська нафтова провінція* / за ред. В.В. Колодія. – Львів; Київ: Укр. видавн. центр, 2004. – 388 с.
2. *Крупський Ю.З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України / Ю.З. Крупський. – К.: УкрДГПІ, 2001. – 144 с.
3. *Кутас Р.И.* Тепловое поле и геотермический режим литосферы // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований / Р.И. Кутас. – Киев: Наук. думка, 1993. – С. 115–135.
4. *Кутас Р.И.* Технологія моделювання теплового поля в складних однорідних та неоднорідних середовищах: програмне забезпечення, методичні принципи, практичні результати / Р.И. Кутас, І.М. Корчагін, О.В. Цвященко, С.Д. Зубаль // Геоінформатика. – 2003. – № 2. – С. 35–45.
5. *Кутас Р.И.* Геотермічна модель земної кори через Східні Карпати вздовж сейсмічного профілю Добре-3 (PANCAKE) / Р.И. Кутас // Геодинаміка – 2013. – № 2 (15). – С. 192–194.
6. *Тектонічна карта України. М-б 1 : 1 000 000* / ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. – К.: УкрДГПІ, 2007.
7. *Geothermal Atlas of Europe* / Ed. by E. Hurtig (Editor-in-Chief), V. Cermak, R. Naenel, V. Zui. – Gotha: Hermann Naak Verlagsgesellschaft. Geographisch-Kartographische Anstalt Germany, 1992. – 156 p.
8. *Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic / J. Golonka // Tectonophysics. – 2011. – V. 381. – P. 235–273.
9. *Grad M.* Lithosphere structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile Cel 05 / M. Grad, A. Guterch, G.R. Keller // Journal of Geophys. Res. – 2006. – V. 52. – P. 97–113.
10. *Janik T.* Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications / T. Janik, M. Crad, A. Guterch, J. Vozar, M. Bielik, A. Vozarova, E. Hegedüs, C. A. Kovacs, I. Kovacs // J. Geodynamics. – 2011. – V. 52. – P. 97–113.
11. *Karnkowski P.* Nowe mozliwosci poszukiwan zloz ropy naftowej i gazu ziemnego / P. Karnkowski // Nafta-Gaz. – 1992. – № 5–6. – P. 82–92.
12. *Konečný V.* Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprising in the mantle / V. Konečný, M. Kováč, J. Lexa, J. Sefara // EGU Stephan Mueller. Spec. Publ. Ser. 1. – 2002. – P. 165–194.
13. *Kutas R.* Modelling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere / R. Kutas, V. Tsvyashchenko, D. Majcin // Romanian Geophysics. – 2000. – V. 7, suppl. 1. – P. 348–351.
14. *Lenkey L.* Geothermics of Pannonian basin and its bearing on the neotectonics / L. Lenkey, P. Dövényi, E. Horváth, S. A. P. L. Cloeting // EGU Stephan Mueller, Special publication. Ser. 3. – 2002. – P. 29–40.
15. *Majcin D.* Thermal conditions for geothermal energy in transcarpathian depression / D. Majcin, R.I. Kutas, D. Bilčík, V. Bezák // 7th Congress of the Balkan Geophysical Society, EAGE, Tirana, 7–13 Oct., 2013. – Tirana, 2013. – 5 p.

16. *Majcin D.* Regional and local phenomena influencing the thermal state in the Flysch belt of the NE part of Slovakia / D. Majcin, D. Bilčík, R. Kutas, P. Hlavňová, V. Bezák, L. Kucharič // Contributions to Geophysics and Geodesy. – 2014. – V. 44(4). – P. 271–292.
17. *Majorowicz J.A.* Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment / J.A. Majorowicz, V. Cermak, J. Safond, P. Krzywiec, M. Wroblewska, A. Guterch, M. Grad // Physics and Chemistry of the Earth. – 2003. – V. 28. – P. 375–391.
18. *Royden L.* Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system / L. Royden // The Pannonian Basin: A study in Basin evolution / Eds L. H. Royden, F. Horvath. – AAPG Memoir 45, 1988. – 375 p.
19. *Šroda P.* Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04: seismic models and geological implications / P. Šroda, W. Gzuba, M. Grad, A. Guterch, A.K. Tokarshi, T. Janik, M. Rauch, G.R. Keller, E. Hegedüs, J. Vazar and CELEBRATION 2000 Working Group // Geophys. J. Int. – 2006. – V. 67. – P. 737–760.
20. *Starostenko V.I.* Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton / V.I. Starostenko, T. Janik, K. Kolomiyets, W. Czuba, P. Šroda, M. Grad, I. Kovács, R. Stephenson, D. Lysynchuk, H. Thybo, I. M. Artemieva, V. Omelchenko, O. Gintov, R. Kutas, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedüs, K. Komminaho, O. Legostaeva, T. Tiira, A. Tolkunov // Tectonophysics. – 2013. – V. 608. – P. 1049–1072.

Надійшла до редакції 05.08.2015 р.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Р.И. Кутас

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, просп. Акад. Палладина, 32, Киев 03680, Украина, e-mail: kutasroman@gmail.com

Приводятся результаты совместного анализа сейсмических и геотермических данных вдоль двух профилей сейсмического зондирования (CEL 05 и PANCAKE), пересекающих Западные (на территории Польши) и северную часть Восточных Карпат (на территории Украины). Мощность земной коры изменяется от 24–25 км в Паннонском бассейне до 45–50 км в пределах Трансьевропейской сутурной зоны (ТЕСЗ) и Восточно-Европейского кратона (ВЕК). При этом изменяется и структура земной коры. Трехслойная кристаллическая кора, типичная для докембрийской платформы, трансформируется в двухслойную в зоне ТЕСЗ на профиле СТЛ 05 и под прогибом Восточных Карпат на профиле PANCAKE. Под Внешними Карпатами мощность осадочного слоя достигает 18–20 км. Его верхняя часть (8–10 км) представлена надвигом флишоидных образований мела – раннего миоцена, а нижняя, очевидно, осадочными породами от палеозоя до неогена. Плотность теплового потока вдоль этих профилей изменяется от 35–40 мВт/м² в пределах ВЕК до 100–130 мВт/м² в Паннонском бассейне. Анализ геотермических данных и 2D моделирование позволяют увязать неоднородности теплового поля с особенностями геодинамической эволюции региона от позднего протерозоя до настоящего времени. Локальные и зональные аномалии связаны со строением земной коры, распределением в ней радиогенных источников тепла и изменением условий теплопереноса. Высокие тепловые потоки в Паннонском бассейне ассоциируются с поднятием астеносферы до глубин 40–50 км в конце олигоцена–миоцена.

Ключевые слова: Карпаты, структура земной коры, тепловой поток, геотермическая модель.

GEOTHERMAL CONDITIONS AND CRUSTAL STRUCTURE OF THE NORTHWESTERN CARPATHIANS

R.I. Kutas

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, 32 Palladin Ave., Kyiv 03680, Ukraine, e-mail: kutasroman@gmail.com

Purpose. The main objective of this study is to analyze the features of the crustal structure and its thermal state along two transects crossing the northern part of the Carpathian and Pannonian region, using new seismic data and the results of the heat flow measurements in the vicinity of profiles (corrected for relief, paleoclimate and thrust effects). This region was investigated by a dense system of deep seismic sounding profiles (experiment CELEBRATION 2000), extended from the Pannonian Basin to the European Paleozoic Platform in the north and to the East European Craton in the northeast or east. The resulting seismic models reveal complex structure in the crust and large variations in the depth of Moho discontinuity (25–48 km). The heat flow density changes from 35 to 130 mW/m². This paper focuses on the southern and central parts of the CEL 05 (in Poland) and PANCAKE (in Ukraine) profiles crossing the Carpathian and Pannonian regions.

Findings. The CEL 05 profile starts in the Pannonian basin and crosses the Inner Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Outer Western Carpathians, Trans-European Suture Zone, including Malopolska and Lysogory tectonic units, and the slope of the East European Craton with the Lublin Trough. The thickness of crystalline crust increases along profile from the Pannonian basin (23–30 km) to the Outer Western Carpathians (30–35 km), Trans-European Suture Zone and East

European Craton (42–50 km). The crystalline crust is two-layered beneath the Pannonian basin and Outer Western Carpathians ($V_p = 5,9\text{--}6,2$ km/s and $6,5\text{--}6,8$ km/s, respectively), while beneath the Trans-European Suture Zone and East European Craton margin the crust is three-layered (6,0–6,4, 6,4–6,7 and 6,7–7,0 km/s, respectively), which that is typical for cratonic areas. Subcrustal velocities increase from 7,8–8,0 km/s in the PB to 8,1–8,25 in the East European Craton. The PANCAKE profile crosses the Pannonian Basin, Transcarpathian Trough, Outer East Carpathians, Carpathian Foredeep and East European Craton (L'viv Paleozoic Trough). There are no substantial differences in the crustal structure as compared to CEL 05 profile, but three-layered crystalline crust (42–48 km in thickness) in the PANCAKE profile is observed beneath the Carpathian Foredeep and Outer East Carpathians, and a two-layered crust (25–30 km) remains beneath the Pannonian Basin and Transcarpathian Trough. The prominent crustal tectonic feature of both profiles is a zone (beneath the Outer East Carpathians and Carpathian Foredeep) with thick sediments with the velocity of $V_p < 5$ km/s reaching down to the depth of 18–20 km. Its uppermost part forms the Outer East Carpathians accretionary prism (up to 8 km in thickness).

Practical value/implications. The geological and geophysical analysis and mathematical modeling of the thermal field suggest that the basic patterns in the distribution of heat flows are controlled by the regional tectonic zonation, features of the geological development of the region and its crustal structure. High heat flow is provided by high mantle heat flow (35–50 mW/m²). Low heat flow values are typical for the Precambrian and Early Paleozoic areas with a thick crust (40–50 km). The most part of the Carpathian Foredeep and Outer Carpathians is also characterised by relatively low heat flow density, which may suggest presence of the Precambrian or Early Paleozoic basement beneath the accretionary prism of the Outer Carpathians. An intermediate heat flow density (50–70 mW/m²) is associated with late Paleozoic – early Mesozoic structures (southwestern slope of the Outer East Carpathians and Inner Carpathians). High heat flow in the Pannonian basin is associated with peculiarities of the crust formation at the Alpine stage of evolution, as well as with magmatic activity. The increased heat flow was caused by crust extension and the asthenosphere upraise 25–30 Ma ago. The surface heat flow variations (5–10 mW/m²) in the Folded Carpathians can be caused by lateral changes of radiogenic heat production or thermal conductivity in the sedimentary layer.

Keywords: Carpathians, crustal structure, heat flow, geothermal model.

References:

1. Kolodiy V.V. *Karpatska naftova provintsiya* [Carpathian petroliferous province]. L'viv; Kyiv: *Ukrayins'ryy Vydavnychyy tsentr*, 2004, 388 p.
2. Krupskyy Yu. Z. *Heodynamichni umovy formuvannya i naftohazonosnist' Karpatskoho ta Volyno-Podil'skoho rehioniv Ukrayiny* [Geodynamic conditions of forming and gas-bearing of the Carpathian and Volyn'-Podolian regions Ukraine]. Kyiv, *Ukrainian state scientific Research Institute*, 2001, 144 p.
3. Kutas R. I. Thermal field and geothermal regime of the lithosphere. Lithosphere Central and Eastern Europe. Summary of the Studies. Editors-in-Chief A. V. Chekunov. Kyiv, *Naukova dumka*, 1993, pp. 115-132.
4. Kutas R.I., Korchagin I.M., Tsvyaschenko A.V., Zubal' S. *Tekhnolohiya modelyuvannya teplovoho polya v skladnykh odnorodnykh ta neodnorodnykh seredovyschakh: prohramne zabezpechennya, metodychni pryntsyppy, praktychni rezultaty* [Modelling technology of thermal field in homogeneous and non-homogeneous environment programs, methodical principles, practical results]. *Geoinformatika* (Ukraine), 2003, no. 2, pp. 35-45.
5. Kutas R.I. *Heotermichna model zemnoyi kory cherez Skhidni Karpaty vzdovzh seismichnoho profilu Dobre-3 (PANCAKE)* [Geothermal model of the earth's crust across the Eastern Carpathians along the seismic profile Dobre-3 (PANCAKE)]. *Geodynamika* (Ukraine), 2013, no. 2(15), pp. 192-194.
6. Hurskyy D.S., Kruhlov S.S. *Tektonichna karta Ukrayiny m-b 1: 1 000 000* [Tectonic map of the Ukraine 1 : 1 000 000, 2007]. Kyiv, *Ukrainian state scientific Research Institute*, 2007.
7. Cermak V., Haenel R., Zui V. Geothermal Atlas of Europe. Ed. by E. Hurtig (Editor-in-Chief). Gotha, *Hermann Haak Verlagsgesellschaft. Geographisch-Kartographische Anstalt Germany*, 1992, 156 p.
8. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 2011, vol. 381, pp. 235-273.
9. Grad M., Guterch A., Keller G.R. Lithosphere structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile Cel 05. *Journal of Geophysical Research*, 2006, vol. 111, pp. 1-23.
10. Janik T., Crad M., Guterch A., Vozar J., Bielik M., Vozarova A., Hegedüs E., Kovacs C. A., Kovacs I. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *Journal Geodynamics*, 2011, vol. 52, pp. 97-113.
11. Karnkowski P. Nowe mozliwosci poszukiwan zloz ropy naftowej i gazu ziemnego. *Nafta-Gaz*, 1992, no. 5-6, pp. 82-92.
12. Konečný V., Kováč M., Lexa J., Sefara J. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *European Geoscience Union Stephan Mueller, Special Publication, Series 1*, 2002, pp. 165-194.
13. Kutas R., Tsvyashchenko V., Majcin D. Modelling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere // *Romanian Geophysics*, 2000, vol. 7, suppl. 1, pp. 348-351.
14. Lenkey L., Dövényi P., Horváth E., Cloeting S. A. P. L. Geothermics of Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *European Geoscience Union Stephan Mueller, Special Publication, Series 3*, 2002, pp. 29-40.
15. Majcin D., Kutas R.I., Bilčík D., Bezák V. Thermal conditions for geothermal energy in transcarpathian depression. In 7th congress of the Balkan Geophysical Society, *European Association of Geoscientists & Engineers*, Tirana, 7-13 October, 2013, 5 p.

16. Majcin D., Bilčík D., Kutas R., Hlavňová P., Bezák V., Kucharič L. Regional and local phenomena influencing the thermal state in the Flysch belt of the NE part of Slovakia. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 2014, vol. 44/4, pp. 271-292.
17. Majorowicz J.A., Cermak V., Safond J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A., Grad M. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2003, vol. 28, pp. 375-391.
18. Royden L. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. The Pannonian Basin: A study in Basin evolution [Eds L.H. Royden and F. Horvath]. *American Association of Petroleum Geologists Memoir 45*, 1988, 375 p.
19. Šroda P., Gzuba W., Grad M., Guterch A., Tokarshi A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vazar J. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpatians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04: seismic models and geological implications and CELEBRATION 2000 Working Group. *Geophysical Journal International*, 2006, vol. 167, pp. 737-760.
20. Starostenko V.I., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 2013, vol. 608, pp.1049-1072.

Received 05/08/2015