

Глибинна будова Транс'європейської шовної зони (за матеріалами сейсмотомографії та ГСЗ) і деякі уявлення про її розвиток

О.Б. Гінтов¹, Т.О. Цветкова¹, І.В. Бугаєнко¹, А.М. Заєць¹, Г.В. Муровська^{1,2}, 2022

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

^{1,2}Університет Парми, Департамент наук про хімію,
життя та навколишнє середовище, Парма, Італія

Надійшла 22 серпня 2022 р.

Розглянуто глибинну корову і мантіяну будову Транс'європейської шовної зони (ТЄШЗ) за результатами геолого-геофізичних досліджень у межах від Балтійського до Чорного морів. Основу вивчення корової будови ТЄШЗ склали матеріали ширококутних глибинних сейсмічних зондувань, виконаних міжнародними науковими колективами за участю Інституту геофізики НАН України. Мантіяну будову ТЄШЗ досліджено до глибини 800 км за розробленою в Інституті 3D *P*-швидкісною моделлю мантії Євразії згідно з методом тейлорового наближення. Зроблено висновок, що глибинна корова і мантіяна будова зони є результатом одночасної дії плито- і плюм-тектонічних процесів. ТЄШЗ утворилась на двох основних колізійних етапах: наприкінці ордовіку—на початку силуру внаслідок приєднання до Східноєвропейської платформи (СЄП) мікроконтиненту Авалонія, і наприкінці карбону — на початку пермі з приєднанням до СЄП європейських герцинських (варисційських) терейнів. Корова структура ТЄШЗ являє собою трог завширшки 150 (іноді до 200) км і завглибшки від декількох кілометрів до 21 км. Він складений алохтонним комплексом палеозоїд, які зазнали каледонського і герцинського орогенезу за межами трогу. За результатами сейсмотографічних досліджень мантіяна будова ТЄШЗ має подвійну природу: з одного боку, зона простежується субвертикально до глибини 700 км, з іншого — в її межах повсюдно виділяються похилі шари — слєби, що занурюються на південний захід на глибини 350—600 км, тобто є слідами субдукційних процесів, які передували або супроводжували утворення цієї зони. Обидві структурні особливості накладаються одна на одну, чим утруднюється палеотектонічний і геоісторичний аналіз формування ТЄШЗ. Занурення ТЄШЗ на великі глибини у мантію може бути пояснене її підсиленою проникливістю для адвекції надглибинних мантіяних флюїдів, які встановлюються тут сейсмотографічними та палеомагнітними методами. Передбачається декілька варіантів утворення ТЄШЗ — *A*- або *B*-субдукція під час підсування північно-східної плити під південно-західну за всіх варіантів.

Ключові слова: Транс'європейська шовна зона, кора, мантія, сейсмотомографія, Авалонія, субдукція, палеотектоніка.

Вступ. Транс'європейську шовну зону (ТЄШЗ), або зону чи лінію, Тейс-сейре-Торнквіста (ТТЗ або ТТЛ)* у статті розглянуто в межах ділянки від 60° пн.ш./10° сх.д. (Свеко-Норвезький масив) до 46° пн.ш./33° сх.д. (Західночор-

номорська западина), яку найкраще вивчено і геологічно, і геофізично. Деякі дослідники, наприклад М.Л. Копп [Копп, 2005], продовжують цю зону до Індійського океану, називаючи її Транс'євразійською, а у праці [Литосфера..., 1994] зазначено, що ТТЛ входить до складу Добрудзько-Північноморського лінеаменту — головної частини глобальної зони, що простежується від Гренландії до Загросу.

* У статті використано всі три назви залежно від змісту: загальний термін — ТЄШЗ, положення лінії на поверхні — ТТЛ, положення на поверхні і ширини — ТТЗ.

У більшості вітчизняних і зарубіжних робіт уявлення про геологічну будову і розвиток ТЄШЗ розглядали, головним чином за матеріалами геолого-геофізичного вивчення поширених в її межах породних комплексів земної кори. Мантійні розрізи охоплюють глибини не більш як 20—30 км від поділу Мохо, скільки дозволяють методи ГСЗ. Лише у публікаціях [Zielhuis, Nolet, 1994; Яновская, Королева, 2012] на основі вивчення хвиль V_S зона переходу від Східно'європейської (СЄП) до Західно-європейської (ЗЄП) платформ**, зокрема ТТЗ, досліджена до глибин відповідно 140 і 300 км, причому в праці [Яновская, Королева, 2012] ТТЗ чітко простежується тільки до глибини 160 км.

У запропонованій статті розглянуто розріз мантії до глибин, головним чином, 850 км на основі вивчення V_P хвиль. Подібне сейсмотомографічне дослідження мантійної зони переходу від СЄП до ЗЄП виконувалось і раніше [Цветкова, Бугаєнко, 2012; Цветкова и др., 2021], хоча прямої задачі вивчення безпосередньо ТЄШЗ тоді не ставилось і процеси розвитку її у часі не розглядалися. У цій статті згадані питання розглянуто з геодинамічних позицій.

Уявлення про планове положення ТТЛ, та й взагалі про положення південно-західної окраїни СЄП, не є однозначними. У праці [Литосфера..., 1994] розглянуто дев'ять варіантів положення південно-західної окраїни СЄП, у тому числі ТТЛ, запропонованих у 1950—1980-х роках, починаючи зі Г. Штілле і закінчуючи міжнародними тектонічними картами Європи масштабу 1:2 500 000 (рис. 1). Більш точне положення ТТЛ показано на пізніших міжнародних тектонічних картах світу та Європи під ред. В.Є. Хаїна. Тектонічна основа однієї з них [Тектоническая..., 1985] використана в цій статті. Існують і сучасні уявлення про положення ТТЛ на поверхні СЄП (наприклад: [Mikołajczak et

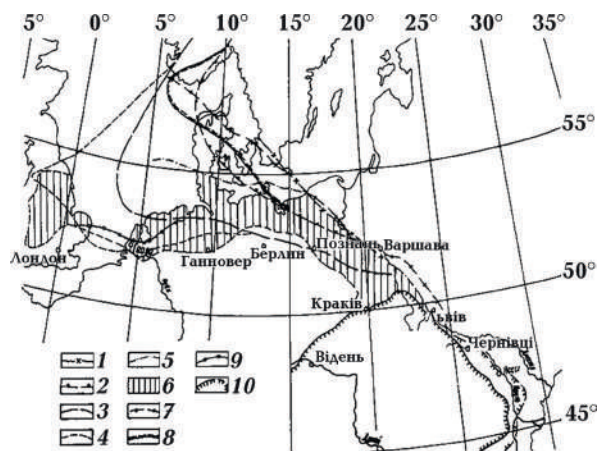


Рис. 1. Положення південно-західної окраїни СЄП [Литосфера..., 1994] за уявленнями різних дослідників: 1 — ТТЛ, за [Swidzinski, 1953]; 2 — окраїна Фенносарматії, за Г. Штілле [Karnkowsky, 1977]; 3 — окраїна древньої платформи, за [Международная..., 1962]; 4 — окраїна платформи, за Б. Бейлі [Andrusov, 1968]; 5 — південно-західне обмеження доведеного докембрійського цоколя древньої платформи, за [Международная..., 1981]; 6 — площа, що трактується у статті [Международная..., 1962] як область з невідомим віком фундаменту, а в праці [Международная..., 1981] — як плита з дальсландським, байкальським, частково з більш древнім і більш молодим фундаментом; 7 — границя між добайкальським фундаментом, розташованим з північного сходу, і палеозойським — з південного заходу, перекритим платформним чохлам за проектом № 86 МГК [Swidzinski, 1953]; 8 — фрагмент окраїни древньої платформи, за [Gertner, 1960]; 9 — те саме, за Г. Кольбелем [Karnkowsky, 1977]; 10 — зовнішня окраїна Альпійсько-Карпатської споруди [Международная..., 1981].

Fig. 1. The position of the southwestern edge of the EEP [Lithosphere..., 1994] according to the ideas of various researchers: 1 — TTL according to [Swidzinski, 1953]; 2 — the outskirts of Fennosarmatia according to H. Shtille [Karnkowsky, 1977]; 3 — edge of the ancient platform according to [International..., 1964]; 4 — edge of the platform according to B. Bailey [Andrusov, 1968]; 5 — south-western limitation of the proven Precambrian basement of the ancient platform according to [International..., 1981]; 6 — area interpreted in the work [International..., 1964] as an area with an unknown age of the foundation, and in the work [International..., 1981] — as a plate with Dalsland, Baikal, partly with an older and younger foundation; 7 — boundary between the pre-Baikal basement, located from the northeast, and the Paleozoic basement from the southwest, covered by a platform cover according to the project No. 86 of the MGK [Swidzinski, 1953]; 8 — fragment of the edge of the ancient platform according to [Gertner, 1960]; 9 — the same according to H. Kolbel [Karnkowsky, 1977]; 10 — outer edge of the Alpine Carpathian structure [International..., 1981].

** Назва ЗЄП використовується у статті за традицією, хоча більшість європейських геологів розглядають її не як молоді платформи, а як мозаїку терейнів, називаючи регіон Варисцидами Західної і Центральної Європи.

al., 2019)], проте вони мало відрізняються від показаних на міжнародних тектонічних картах. Цікавою є праця [Hippolyte, 2002], в якій вказані не лише точне положення ТТЗ від Балтійського до Чорного моря, а й її ширина, яка сягає біля денної поверхні ~200 км (рис. 2). Перетин ТЄШЗ геотраверсами PANCAKE і RomUkrSeis [Starostenko et al., 2013, 2020] також дає уявлення про її ширину біля денної поверхні 140—150 км.

За палеотектонічними [Dumitrescu et al., 1962; Хаин, Божко, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Cocks, Torsvik, 2006; Torsvik et al., 2012 та ін.], геолого-геофізичними [Тектоника..., 1986; Геотектоника..., 1990; Тектонічна..., 2007; Деревська, 2008; Гнилко, 2016; Муровська, 2019; Starostenko et al., 2020 та ін.], геоморфологічними [Спиця, 2016] даними ТЄШЗ утворилась у ранньому палеозої і

постійно активізувалась аж до сучасності. Тому є сенс розглядати глибинну будову ТЄШЗ, а також тектонічні та геодинамічні процеси її розвитку окремо на коровому і мантіїному рівнях, оскільки коро́ва будова зони тісно пов'язана з плитотектонічними процесами, тоді як на великих глибинах більший вплив на мантіїну структуру виявляють процеси плюмтектонічні, в тому числі флюїдні.

1. Коро́ва будова ТЄШЗ

Ж.П. Іпполіто [Hippolyte, 2002], використовуючи власні тектонофізичні дослідження, а також праці румунських та польських геологів, вважає, що ТЄШЗ сформована системою глибинних розломів, серед яких головними є Рава-Руський та його продовження у Польщі, розломи Солка, Сирет, Печенега-Камена, Капідава-Овідіу. Дослідження виконувались ще до проведення ширококутних робіт ГСЗ уздовж геотраверсів PANCAKE і RomUkrSeis, тому потребують деяких уточнень. Після проведення досліджень вздовж геотраверсу PANCAKE будова ТЄШЗ з позиції тектоніки плит була розглянута у публікаціях [Гинтов и др., 2014а, 2015; Муровська, 2019], а після досліджень вздовж геотраверсу RomUkrSeis їй присвячено багато уваги в праці [Starostenko et al., 2020]. Якщо

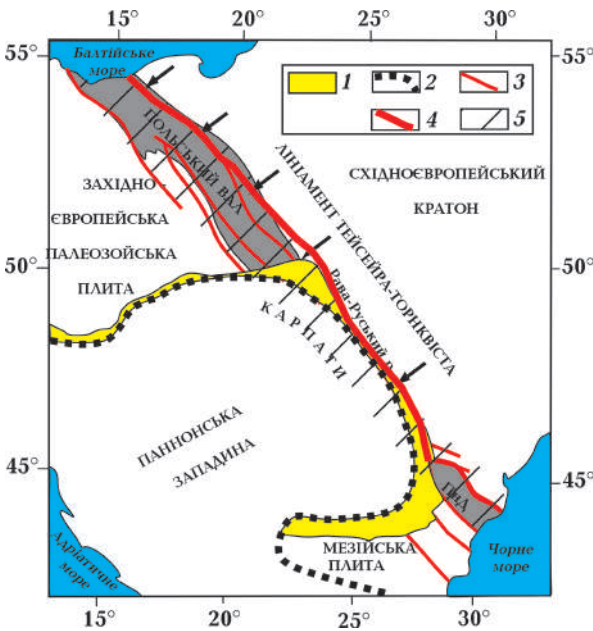


Рис. 2. Положення ТТЗ на схемі Центральної Європи, за [Hippolyte, 2002] (спрощено Г.В. Муровською [Murovska, 2019]): 1 — Передкарпатський прогин; 2 — Головний Карпатський насув; 3 — розломи; 4 — розломи східного обмеження ТТЗ; 5 — ТТЗ. ПнД — Північна Добруджа.

Fig. 2. Position of the TTZ on the scheme of Central Europe, according to [Hippolyte, 2002] (simplified by G.V. Murovska [Murovska, 2019]): 1 — Pre-Carpathian depression; 2 — Main Carpathian thrust; 3 — faults; 4 — faults of the eastern limit of the TTZ; 5 — TTZ. ПнД — Northern Dobrudja.

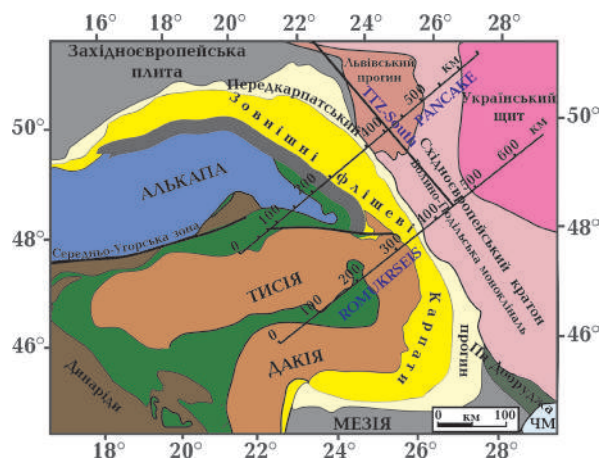


Рис. 3. Положення сейсмічних профілів PANCAKE, RomUkrSeis, за [Murovska, 2019] і геотраверсу ТТЗ-South, за [Janik et al., 2022].

Fig. 3. Location of PANCAKE and RomUkrSeis seismic profiles, according to [Murovska, 2019] and TTZ-South geotraverse, according to [Janik et al., 2022].

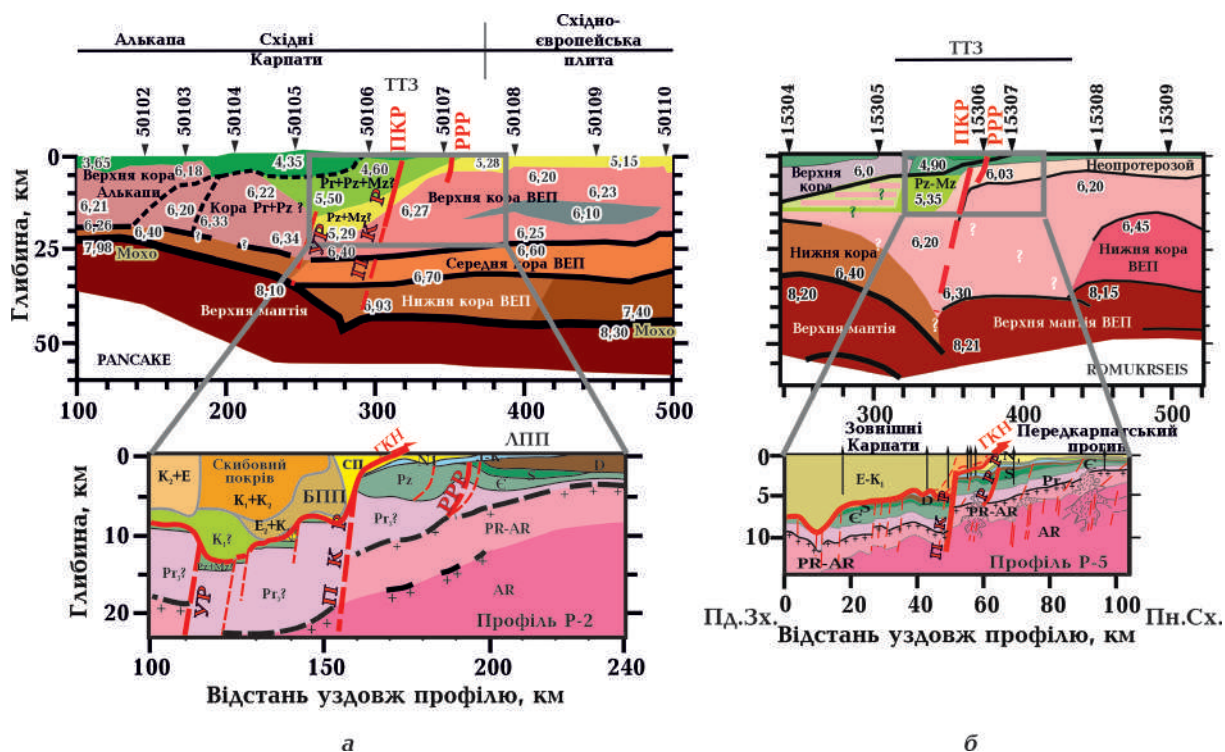


Рис. 4. Глибинна будова земної кори Українських (Східних) Карпат та положення Передкарпатського розлому уздовж профілів ГСЗ, за [Starostenko et al., 2022]: а — PANCEAKE [Starostenko et al., 2013], б — RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020]; профілі СГТ, за [Заяць, 2013] (нижче): а) СГТ Р-2, б) СГТ Р-5.

ГКН — Головний Карпатський насув, ПКР — Передкарпатський розлом, PPP — Рава-Руський розлом, УР — Ужоцький розлом, СП — Стрийський прогин.

Fig. 4. The deep structure of the earth's crust of the Ukrainian (Eastern) Carpathians and the position of the Pre-Carpathian fault along the DSS profiles, according to [Starostenko et al., 2022]: а — PANCEAKE [Starostenko et al., 2013], б — RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020]; CDP profiles according to [Zayats, 2013] (below): а) CDP R-2, б) CDP R-5.

ГКН — Main Carpathian thrust, ПКР — Pre-Carpathian fault, PPP — Rava-Rusky fault, УР — Uzhok fault, СП — Stryi depression.

у 2002 р. вважали, що Рава-Руський розлом на північному сході обмежує ТЄШЗ, то нині стало зрозуміло, що цей розлом обмежує лише Рава-Руський блок каледонід [Тектонічна..., 2007], а північно-східна границя ТЄШЗ знаходиться над Львівським палеозойським прогином (ЛПП) ССП.

На рис. 3 показано положення геотраверсів PANCEAKE і RomUkrSeis [Муровська, 2019], доповнено профілем TTZ-South), а на рис. 4 — сейсмогеологічні розрізи за цими геотраверсами та профілями СГТ [Starostenko et al., 2022].

Основну увагу в конкретному випадку привертає так званий Підкарпатський трог (ПТ), глибина якого на геотраверсі PANCEAKE досягає 21 км, зі швидкостями

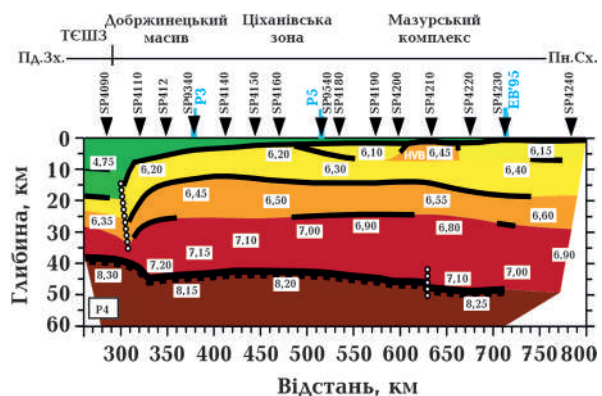


Рис. 5. Модель кори та верхньої частини мантії вздовж профілю POLONAISE'97 P4 (північна частина), за [Grad et al., 2006].

Fig. 5. Model of the crust and upper part of the mantle along the POLONAISE'97 P4 profile (northern part), according to [Grad et al., 2006].

поширення сейсмічних хвиль у породах, що його складають, 4,60—5,29 км/с, які на 0,70—1,60 км/с нижчі від швидкостей в оточуючих комплексах (рис. 4, а). На геотраверсі RomUkrSeis ПТ заглиблюється до –15 км і швидкості порід у ньому становлять від 4,90 до 5,35 км/с, що на 0,85—1,13 км/с менше, ніж швидкості порід оточення (рис. 4, б). Аналогічні або близькі низькошвидкісні структури спостерігаються в земній корі й на інших профілях ГСЗ, які перетинають ТЄШЗ (POLCRUST-01, POLONAISE 97 P4, CEL-01, CEL-O5, VRANCEA-2001) [Grad et al., 2006; Starostenko et al., 2020] і простежені на сейсмічному профілі TTZ-South, прокладеному вздовж зони в межах територій Польщі та України [Janik et al., 2022]. Зрозуміло, що ПТ із пониженими швидкостями в складчастих палеозойських і мезозойських комплексах, що його виповнюють (і навіть верхньопротерозойських), а також із серією розломів, які зафіксовані в ньому (Ужоцьким, Передкарпатським, Краковецьким, Городоцьким, Рава-Руським [Тектонічна..., 2007]), і є головною тектонічною структурою, тобто ТЄШЗ, у розрізі кори. В межах України вона перекрита насумом Карпатського орогену і Передкарпатського прогину.

Як зазначалось, найбільш поширеною донедавна вважалася думка, що ТЄШЗ обмежена з північного сходу Рава-Руським розломом. Цієї думки дотримувались як прибічники, так і критики плитотектонічних механізмів розвитку території південно-західної окраїни СЄП. Проте сейсмічний профіль TTZ-South перетинає геотраверси PANCAKE і RomUkrSeis досить далеко (біля 100 км) на схід від осьової зони ПТ і перелічених розломів (див. рис. 3) і все ж фіксує понижені швидкості верхньої кори порівняно із швидкостями верхньої кори СЄП. Це означає, що ТЄШЗ виходить далеко за межі Рава-Руського розлому на схід. Однак як це пов'язати з деталями внутрішньої структури ПТ, зокрема рельєфом поверхні Мохо у його межах (див. рис. 4)? Згідно з даними ГСЗ і СГТ, у статті [Starostenko et al., 2022] по-

казано, що кільові структури у поверхні Мохо на глибині 45—50 км (максимальна глибина для району досліджень) збігаються з уявною точкою перетину поділу глибинним Передкарпатським розломом, який, за даними СГТ, слугує і найбільш амплітудним скидом поверхні підкарпатського палеозойського і докембрійського фундаменту. Автори вважають, що цей розлом контролює, швидше за все, найбільш низькошвидкісну товщу порід ПТ (5,29 км/с на геотраверсі PANCAKE і 6,03 км/с на геотраверсі RomUkrSeis), яка є розуцільненою внаслідок процесів розломного динамометаморфізму, тобто Передкарпатський розлом є центральною частиною ТЄШЗ. Розлом занурюється в мантію досить круто, а біля поверхні зливається з субгоризонтальними, вергентними на північний схід насувами порід ТЄШЗ на Львівський палеозойський прогин. Як бачимо, за одними поглядами, субгоризонтальна частина насувів каледонід ТЄШЗ пов'язана з Передкарпатським розломом, за іншими — з Рава-Руським. Швидше за все, вони обидва, як й інші перелічені вище розломи, виположуючись у приповерхневих горизонтах кори, зливаються у єдину насувну структуру, яка перекриває частково ЛПП, продовжуючись від осьової частини ПТ на північний схід не менш як на 100 км. З рис. 4 бачимо, що ці комплекси продовжуються й на південний захід від Передкарпатського розлому ще на 50 км, тобто загальна ширина комплексів ТЄШЗ у приповерхневій частині кори сягає більш як 140—150 км (див. публікацію [Huppolute, 2002]).

У межах Польщі ТЄШЗ збігається з Польським валом, який утворився в результаті мезокайнозойської інверсії Польсько-Датського жолоба, сформованого каледонідами та герцинідами, і має ширину близько 150 км. Проте профілі POLONAISE 97 P4, CEL-01, CEL-O5, що його перетинають, у північно-східній частині розрізів, показують таку саму геофізичну картину, як і геотраверси PANCAKE та RomUkrSeis (рис. 5), тобто ширина ТЄШЗ біля поверхні навіть більша за 150 км.

Отже, у верхній корі ТЄШЗ займає досить широкий простір у вигляді насувного покриву потужністю від 2—3 до 15 км, а в середній та нижній корі звуженою занурюється в мантию. Інакше кажучи, у верхній корі зону можна розглядати як палеопротин зі складною внутрішньою структурою та історією розвитку. Склад і структура його порід в межах української частини детально досліджені карпатськими геологами і відображені у публікаціях [Геотектоніка..., 1990; Тектонічна..., 2007 та ін.]. Оскільки відомі палеотектонічні реконструкції були задіяні із запізненням, українські геологи зосередили основну увагу на геологічній будові окраїнної частини Балтики СЄП, яка йменується Балтійсько-Дністровською перикратонною зоною прогинів або Балтійсько-Придністровською зоною перикратонних опускань, Віслянсько-Дністровською зоною, Дністровським перикратоном та ін. У деяких, навіть недавніх працях (наприклад [Тектонічна..., 2007]), розвиток південно-західної окраїни СЄП розглянуто в руслі геосинклінальної теорії.

Хоча автори Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 [Тектонічна..., 2007] і відокремили себе від поглядів нової глобальної тектоніки (вони розглянуті в останньому розділі цієї статті), проте надали об'єктивну інформацію з геології району.

Ключовим моментом у цій інформації є розгляд каледонської складчастості, пов'язаної з Рава-Руською зоною, яка була розбурена в межах Передкарпатського передового прогину і яка обмежена з північного сходу саме Рава-Руським розломом. Рава-Руську зону виділяють як невеликий фрагмент протяжної зони каледонської складчастості, а однойменний розлом — як насув, по якому каледонські складчасті комплекси частково перекривають Львівський палеозойський прогин. З південного заходу на Рава-Руську зону по Городоцькому розлому насунута Коханівська зона салаїрської складчастості. Коханівська зона, у свою чергу, по Краковецькому розлому ускладнена насувом з боку Лежайського масиву каледонської, на думку С.С. Круг-

лова, складчастості. Каледоніди представлені інтенсивно дислокованою товщею темно-сірих аргілітів («граптолітових сланців») з поодинокими тонкими прошарками вапняків. Вік аргілітової товщі датується силуром—раннім девонем^{***}. Аргіліти залягають під кутами до 55—85° і місцями ускладнені зонами сколів з дзеркалами ковзання. Каледоніди Рава-Руської зони вважають частиною ЗЄП, хоча О.С. Ступка [Ступка, 2018], посилаючись на багатьох сучасних європейських геологів, вважає, що ЗЄП взагалі не можна вважати молодю платформою, оскільки комплекси, що її складають, — авалонські та герцинські, є алохтонними. На його думку, «цей мікроплитний структурний ансамбль із мозаїчною будовою має колізійне походження внаслідок різноспрямованої взаємодії континентів Гондвани, Лавразії та Балтики» [Ступка, 2018, с. 58].

У праці [Геотектоніка..., 1990] розглянуто два варіанти розвитку південно-західної окраїни СЄП — варіант дністровських передкратонних занурень, які завершуються на південному заході формуванням міogeосинклінального трогоу, і (дуже вузько) плитотектонічний варіант, у якому ТЄШЗ пов'язується з Добрудзько-Північноморським шовним лінеamentом (ДПШЛ), сформованим наприкінці рифею—у венді. Автори вважають, що якщо припустити розпад Пангеї I (можливо, мається на увазі Родинія або Паннотія) у венді—палеозой та виділення СЄП у самостійний материк, оточений океанами, то ДПШЛ міг досягти таких розмірів, що в ньому сформувалася перехідна до океанічної кора, яка була «скупчена» при зіткненні ЗЄП і СЄП. Більш широко у цю тему автори не заглиблювались.

Підсумовуючи розгляд корової будови ТЄШЗ, слід зазначити, що її будова відображає дуже складну і не до кінця ще з'ясовану історію становлення колізійної

^{***} Цей вік не зовсім узгоджується з палеотектонічними побудовами, за якими палеозой Рава-Руської зони необхідно відносити до більш давнього (ордовік) авалонського комплексу каледонід (див., наприклад, [Cocks, Torsvik, 2006; Гнилко, 2016]).

зони між СЄП і ЗЄП. Насамперед це стосується насувної структури ПК, яку слід пов'язувати з плитотектонічними процесами, і докембрійської кристалічної кори, в якій південно-західне обмеження СЄП є багатоваріантним. Автори схиляються до варіанта центральної ролі Передкарпатського глибинного розлому і кільового заглиблення поверхні Мохо, яке вказує на можливу насую-зсувну природу розлому і ТЄШЗ. До речі, у праці [Rozaryski et al., 1982] зазначено, що під час каледонського орогенезу відбулося лівостороннє переміщення вздовж ТЄШЗ на відстань від 500 до 1500 км. На можливі великомасштабні зсуви вздовж ТТЗ вказується і у праці [Литосфера..., 1994].

2. Мантійна будова ТЄШЗ

У статті використана 3D P -швидкісна модель мантії Євразії, в тому числі СЄП, отримана дослідниками [Geuko, 2004; Цветкова, Бугаенко, 2012] згідно з методом тейлорового наближення. З огляду на нерівномірність використаної системи спостережень (бюлетені ISC 1964—2006) представлена модель висвітлює мантію у досліджуваному регіоні до глибин 1700—2500 км, проте для розв'язання поставленої у статті задачі виявилось достатнім обмежитись глибиною 850 км. Для візуалізації результатів було запропоновано узагальнену модель середньої швидкості мантії під Євразією та її оточенням [Гейко та ін., 1998]. Результати подано у вигляді горизонтальних і вертикальних перетинів. Горизонтальні перетини побудовані в ізолініях швидкості V_P з кроком 25 км за глибиною, вертикальні (з кроком 1°, як за довготою, так і за широтою) — у значеннях нев'язок: $\delta = V_P - V_{\text{сер.}}$, де $V_{\text{сер.}}$ — узагальнена модель середньої швидкості мантії Євразії, прийнята за одновимірну референтну. Подання вертикальних перерізів у нев'язках дає можливість більш рельєфно відобразити внутрішню будову мантії.

Як показано у публікації [Гейко та ін., 1998], точність визначення V_P методом тейлорового наближення становить $\pm 0,015$ км/с, тому основні швидкісні ізолінії на перерізах проведено через

0,05 км/с (ізолінії 0,025 є проміжними).

Для викладення результатів використано також хіміко-мінералогічну модель Ю.М. та Д.Ю. Пуцаровських [Пуцаровський, Пуцаровський, 2010], котра враховує світові дані сейсмотомографії, дані щодо хімічного складу мантії та особливостей мантійних границь. За цією моделлю мантія поділяється на стабільні та активізовані ділянки. В межах зазначених глибин стабільна верхня мантія (поділ Мохо — 410 км) має підвищені швидкісні характеристики, а активізована — понижені; стабільна перехідна зона верхньої мантії (410—670 км) — понижені, а активізована — підвищені; стабільна зона поділу I (670—850 км) — підвищені, а активізована — понижені. В моделі Пуцаровських допускається відхилення границь мантії за глибиною ± 10 %. Як для активізованої, так і для стабільної мантії передбачається пошарова інверсність швидкостей та інверсність швидкісних характеристик активізованої та стабільної мантії відносно одна одної. Зміна швидкісних характеристик на границях різних шарів мантії за вертикаллю пояснюється зміною співвідношень головних мантійних мінералів (Mg, Fe, Si, Al) та поліморфними мінеральними переходами як функціями температури і тиску.

Згідно з моделлю Пуцаровських, за даними сейсмотомографічних досліджень, що використані в цій статті, мантія ЗЄП вважається активізованою, а СЄП — стабільною.

Мантійний швидкісний розріз ТЄШЗ описано шляхом зіставлення його з положенням ТТЛ на поверхні. У статті використано положення ТТЛ, за [Тектоническая..., 1985], яке з точністю $\pm 1^\circ$ збігається з осью вою лінією ТТЛ, за [Huppilite, 2002].

Загальна швидкісна характеристика мантії досліджуваного регіону в межах глибин 50—2500 км розглянута у статті [Цветкова и др., 2021]. У цілому, модель Ю.М. та Д.Ю. Пуцаровських підтверджується, хоча наявність окремих швидкісних аномалій обох знаків у межах розглядуваних нами глибин вносить в неї деякі ускладнення. Зокрема, стабільною високошвидкіс-

ною верхню мантію СЄП у регіоні можна вважати до глибини 300 км, а на наступних 110 км спостерігається зміна її швидкісної характеристики, яка поступово наближається до характеристики перехідної зони верхньої мантії. Також у зоні поділу I регіону на глибинах 750—800 км немає чіткого поділу на СЄП і ЗЄП.

Горизонтальні перетини. Наочне уявлення про зв'язок ТЄШЗ з глибинною будовою СЄП і ЗЄП дають горизонтальні сейсмотомографічні перетини району перехідної зони між цими двома структурами Євразійської плити. Горизонтальні перетини охоплюють значну територію і тому «з пташиного польоту» можна розглянути швидкісні характеристики мантії на різних глибинах. До того ж вони відображають структурні плани глибинних горизонтів, що дає змогу продовжити або обмежити поширення швидкісних неоднорідностей на певні глибини. На жаль, обсяг статті не дає змогу навести достатню кількість горизонтальних перетинів, тому ми обмежились тільки вісьмома найбільш характерними (рис. 6, 7). Також слід зазначити, що нерівномірність системи спостережень у районі досліджень найбільш яскраво позначається саме по лінії ТЄШЗ (доволі густа система в межах ЗЄП і надто рідка в межах СЄП), через що план ізоліній V_p у перехідній зоні між СЄП і ЗЄП досить хвилястий і потребує хоча б мисленого згладжування.

На горизонтальних перетинах бачимо, що на різних рівнях мантії, від 50 до 700 км, за доволі різнопланової структури швидкісного поля взагалі, з наближенням до ТТЛ з обох боків орієнтація швидкісних структур і градієнтних зон стає субпаралельною до неї: середній азимут простягання 25—30°. Це засвідчує, що ТЄШЗ дуже заглиблюється у мантію. На глибинах від 50 до 200—250 км ТЄШЗ досить чітко контролюється нульовою ізолінією, тобто відмежовує високошвидкісну СЄП від низькошвидкісної ЗЄП. Далі, починаючи з глибини 300 км, спостерігається процес інверсії швидкісних характеристик СЄП і ЗЄП, який повністю завершується на гли-

бині близько 400—450 км. У цьому проміжку поле V_p південно-західніше ТЄШЗ поступово стає високошвидкісним, що характерно для півдня ЗЄП та Середземномор'я на цих глибинах. Швидкісне поле розглядуваного проміжку дуже ускладнене локальними позитивними і негативними неоднорідностями різних форм і різного простягання, тому ТЄШЗ простежити важко. Та вже починаючи з рівня 450 км і до глибин 700 км ТЄШЗ досить чітко простежується субпаралельно зоні переходу від СЄП до ЗЄП уздовж ізоліній V_p з азимутом 25—30°. З глибини від 450 до 600 км мантія під СЄП практично повністю низькошвидкісна, хоча у проміжку 450—550 км прилегла до ТЄШЗ її частина залишилася високошвидкісною. Під південною частиною ЗЄП мантія повністю високошвидкісна. На глибинах 600—700 км, у межах ділянки і СЄП, і ЗЄП, прилеглої до ТЄШЗ і паралельної до неї, мантія низькошвидкісна.

Отже, можна говорити про продовження ТЄШЗ у мантію до глибини ~700 км, тобто до зони поділу I або до головної геодинамічної границі (ГГГ). Починаючи з глибини 750 км структурний план горизонтів змінюється, орієнтація мантієвих структур стає північно-східною, і ТЄШЗ тут уже не простежується.

З огляду на те, що ТЄШЗ є границею літосферних плит, товщина яких у районі досліджень становить ~200 (СЄП) і ~80 км (ЗЄП) [Гинтов и др., 2014б], виникає питання щодо її продовження на значні глибини у верхню мантію та перехідну зону. Єдиним поки що поясненням можна вважати визначну роль у формуванні структури ТЄШЗ мантієвої флюїдної адвекції [Лукин, Шестопалов, 2018], яка була спрямована у зону з нижньої мантії після розтягу літосфери, утворення моря Торнквіста і серії згаданих вище зон розломів. У статті [Цветкова та ін., 2019] наведено карту-схему значень градієнтів $\partial V_p / \partial z$ на головній геодинамічній границі, яка відображає ступінь різкості сейсмотомографічного відображення ГГГ у межах СЄП. Ці значення в межах усієї ТТЛ одні з найнижчих, що вказує на «розмитість» тут ГГГ і її підви-

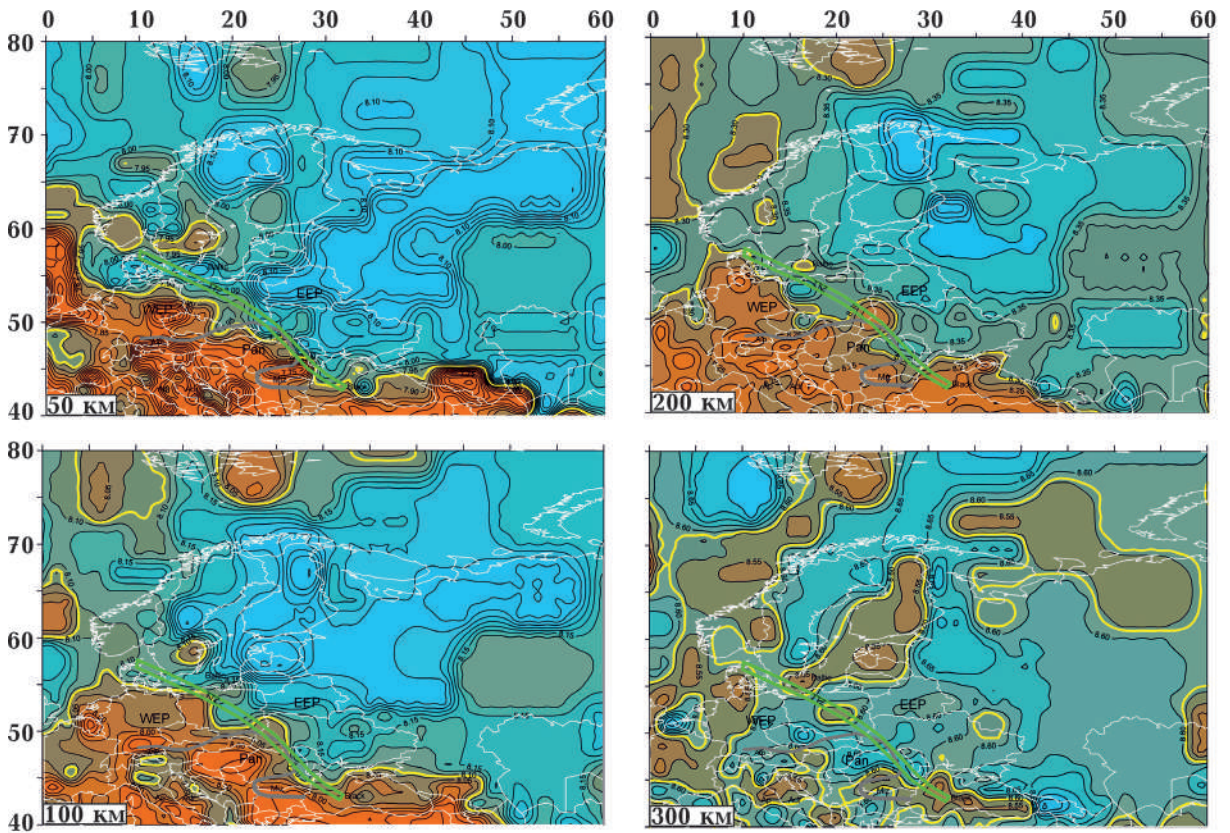


Рис. 6. Горизонтальні перетини тривимірної P -швидкісної моделі мантії на рівнях 50, 100, 200 і 300 км. Зеленим виділено досліджену частину ТТЗ, жовтим — швидкісну границю між підвищеними (відтінки блакитного) і пониженими (відтінки червоного) швидкостями (нульову ізолінію), білим — кордони держав. Умовні позначення: Adr — Адриатичне море, Ap — Апеніни, Baltic — Балтійське море, Black — Чорне море, C — Карпати, EEP — Східноєвропейська платформа, Miz — Мізійська плита, Pan — Паннонія, ТТЗ — зона Тейсейре-Торнквіста, WEP — Західноєвропейська платформа.

Fig. 6. Horizontal cross-sections of the 3D P -velocity model of the mantle at the 50, 100, 200, and 300 km levels. The investigated part of the TTZ is highlighted in green, the speed limit between increased (shades of blue) and reduced (shades of red) speeds (zero isoline) is highlighted in yellow, state borders are in white. Conventional designations: Adr — Adriatic Sea, Ap — Apennines, Baltic — Baltic Sea, Black — Black Sea, C — Carpathians, EEP — East European platform, Miz — Mysian Plate, Pan — Pannonia, TTZ — Teiseira-Tornquist Zone, WEP — West European Platform.

щину проникність для мантійних флюїдів. Наприклад, у праці [Поляченко и др., 2014] наведено дані стосовно перемагнічування силурійських і девонських відкладів Поділля під впливом високих температур, що були викликані у пізньому карбоні — ранній пермі припливом флюїдів уздовж ТЄШЗ. Найбільш яскравий прояв надглибинних мантійних флюїдів у межах ТЄШЗ встановлено на півдні Балтики та в межах Волино-Поділля (флюїди f_1 і f_2) у публікації [Цветкова та ін., 2021].

З продовженням ТЄШЗ на значну гли-

бину постає також відоме питання щодо будови та коренів континентів. Це одне з кардинальних питань, яке зіштовхує прибічників та противників плитотектонічної парадигми і яке навіть Ю.М. та Д.Ю. Пушчаровських [Пушчаровский, Пушчаровский, 2010] змусило шукати компромісні шляхи його вирішення. Посилаючись на сейсмологічні дані А. Дзевонські та ін., вони припускають, що корені континентів мають глибини близько 500 км. А за сейсмологічними картами, наведеними у праці [Grand, 1997], на глибині навіть 800 км у межах Єв-

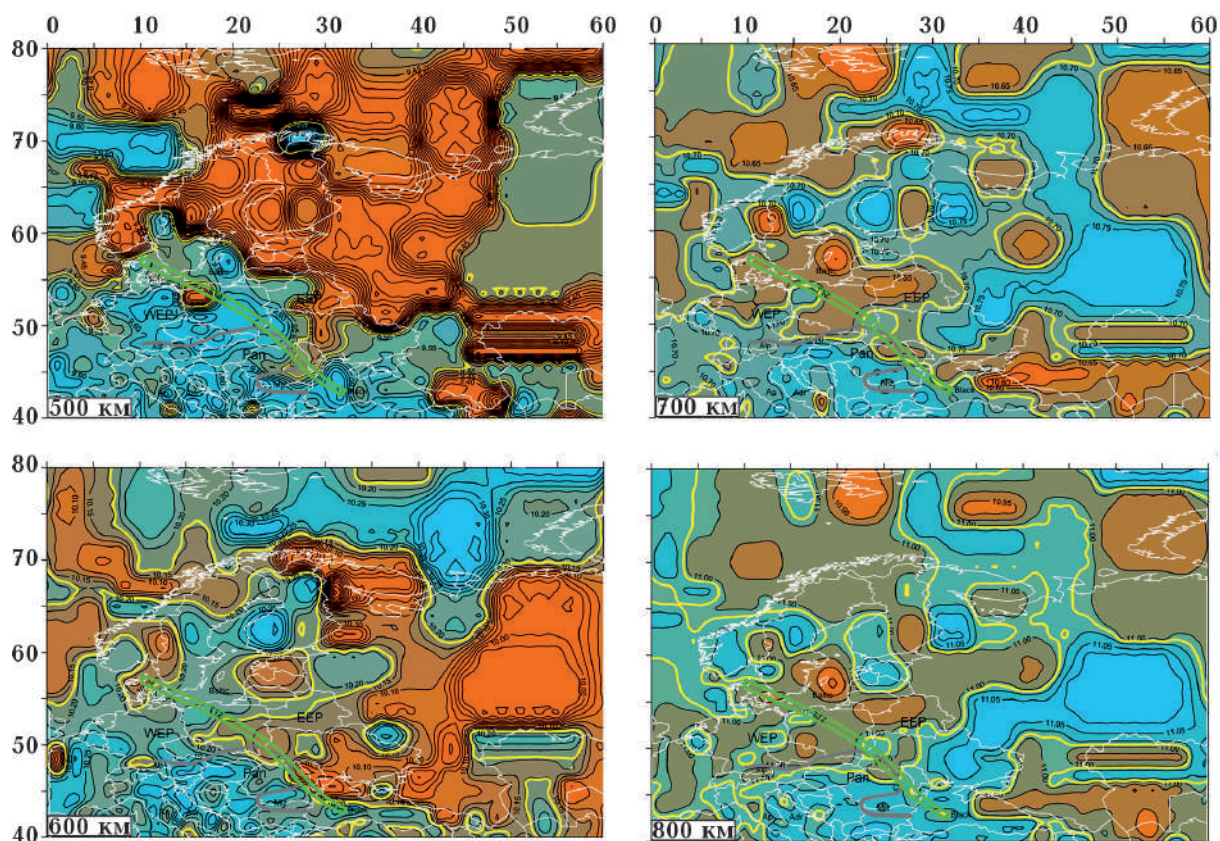


Рис. 7. Горизонтальні перетини тривимірної P -швидкісної моделі мантії на рівнях 500, 600, 700 і 800 км. Умовні позначення ті самі, що і на рис. 6.

Fig. 7. Horizontal sections of the three-dimensional P -velocity model of the mantle at the levels of 500, 600, 700 and 800 km. Conventional designations are the same as in fig. 6.

разійської платформи границя між середньо- та високошвидкісними зонами проходить практично по ТТЛ. Тому автори праці [Пуцаровский, Пуцаровский, 2010] ще раз повернулись до Вегенерівської теорії переміщення материків, хоча й наводять дані щодо значної кількості площин переміщення шарів у верхній мантії.

Як показано нижче, у випадку ТЄШЗ постійно удосконалювані механізми тектоніки плит все ж відіграють вирішальну роль.

Вертикальні перетини. Майже на всіх вертикальних широтних і довготних перетинах досліджуваного району (а їх тут більш як 50) уздовж всієї лінії ТЄШЗ простежуються сліди відносно високошвидкісних шарів літосфери — слевів, які занурюються з рівня 50 км у мантію на глибини 350—600 км. На рис. 8 зображено вісім

таких перетинів, а на рис. 9 — перетини вздовж 47° пн.ш. і 27° сх.д. у доволі великому масштабі для більш чіткого зображення структури слеву. Як показано далі, ці мантійні структури відображають давні, головним чином палеозойські, субдукційні процеси, тому їх сліди у швидкісному полі не завжди чіткі. Проте досвід комплексування сейсмотомографічних досліджень і ГСЗ у межах УЩ [Bogdanova et al., 2006; Гинтов, 2019] засвідчує, що за сейсмотомографічними даними іноді можна простежити сліди субдукційних процесів навіть ранньопротерозойського віку.

У районі досліджень сліди розглядуваних відносно високошвидкісних шарів літосфери на суміжних широтних і довготних профілях об'єднані у п'ять слевів завширшки 250—500 км, які простягаються, від початку занурення, на відстань до

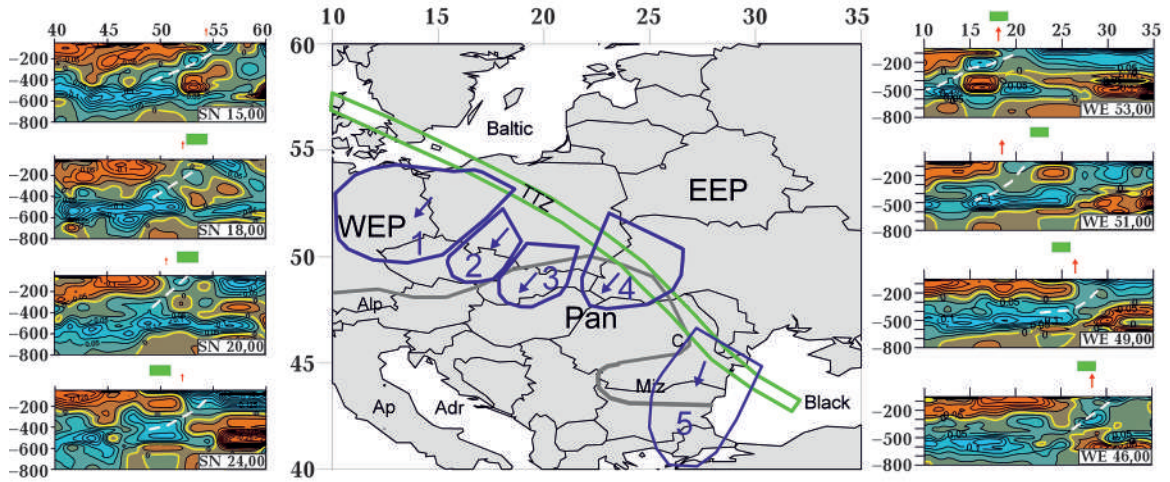


Рис. 8. Вертикальні довготні (15°, 18°, 20° і 24° сх.д.) та широтні (46°, 49°, 51° та 53° пн.ш.) перетини тривимірної *P*-швидкісної моделі мантії і проєкція на поверхню п'яти слів (у центрі), напрямок занурення яких показано синіми стрілками. На перетинах: зелений прямокутник — ТТЛ, червоні стрілки — початок занурення слєбу у верхню мантію, жовтий колір — швидкісні границі між підвищеними (відтінки блакитного) і зниженими (відтінки червоного) швидкостями (нульові ізолінії), білі переривчасті лінії — осьові лінії слєбів. Інші умовні позначення ті самі, що й на рис. 6.

Fig. 8. Vertical longitudinal (15°, 18°, 20°, and 24° E) and latitudinal (46°, 49°, 51°, and 53° N) sections of the three-dimensional *P*-velocity model of the mantle and projection onto the surface of 5 slabs (in the center), dip direction which are shown by blue arrows. On the intersections: green rectangles show the TTL, red arrows — the beginning of slab immersion into the upper mantle, yellow — velocity boundaries between increased (shades of blue) and decreased (shades of red) velocities (zero isolines), white dashed — axial lines of slabs. Other notations are the same as in fig. 6.

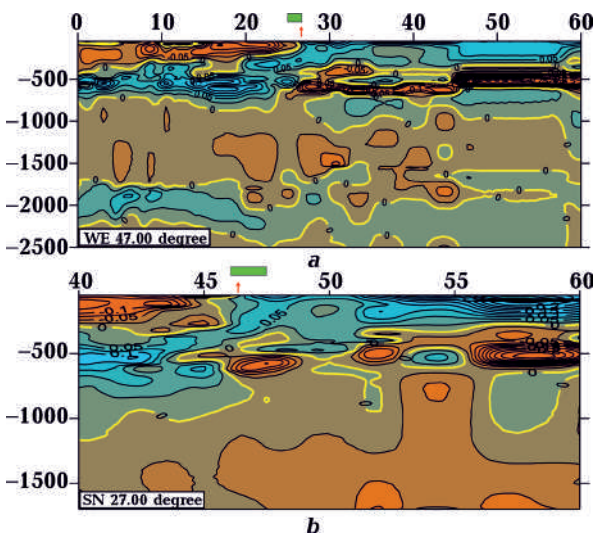


Рис. 9. Вертикальні широтний і довготний перетини тривимірної *P*-швидкісної моделі мантії вздовж 47° пн.ш. (а) і 27° сх.д. (б). Вертикальний/горизонтальний масштаби приблизно: 1×1 — верхній рисунок і 1×2 — нижній. Умовні позначення див. на рис. 6.

Fig. 9. Vertical latitudinal and longitudinal sections of the three-dimensional *P*-velocity model of the mantle along 47° N. (a) and 27° east. (b). Vertical/horizontal scale approx: 1×1 — top fig. and 1×2 — lower. Symbols in Fig. 6.

800 км. Напрямок занурення слєбів (сині стрілки) визначено за співвідношенням їх довжин на широтних і довготних перетинах. І планове розташування, і напрямок занурення не залишають сумнівів у історико-геологічному зв'язку цих структур з формуванням ТЄШЗ. Протяжність і глибина занурення слєбів указують на користь існування у той час у межах досліджуваної території океанічної кори.

Зіставлення горизонтальних і вертикальних перетинів між собою відносно глибини занурення ТЄШЗ у мантію може викликати уяву про їх протиріччя: на перший погляд, на вертикальних перетинах ТЄШЗ за вертикаллю заглиблюється не більш як на 200—250 км (форму і заглиблення слєбів тут не взято до уваги), тоді як на горизонтальних — до 700 км. Однак у даному випадку відіграють роль декілька факторів — і точність побудови перетинів, і наявність локальних мантійних неоднорідностей, що заважає іноді правильно інтерпретувати перетин. Наприклад, на перети-

нах рис. 9 у районі 28° сх.д. і 47° пн.ш. (вихід ТЄШЗ на поверхню) низькошвидкісні неоднорідності на глибинах 400 і 600 км мають виступи та пережими, котрі, можливо, з'явилися тут не випадково, що дає можливість продовжити ТЄШЗ на глибину субвертикально.

Отримані сейсмотографічні дані становлять значний інтерес і викликають запитання палеогеодинамічного характеру, які розглянуто у подальшому.

Палеогеодинамічний аналіз

Палеогеодинамічний аналіз утворення і формування внутрішньої будови навіть таких, хоч і протяжних, але відносно вузьких тектонічних структур, як ТЄШЗ, неможливий без розгляду геодинамічних процесів глобального рівня. Процес утворення ТЄШЗ бажано розглядати на фоні загального геодинамічного розвитку заходу Євразійської плити, починаючи з раннього протерозою.

Авторів передусім цікавить континент Балтика (майбутня СЄП) та океанічні простори, що його оточували починаючи з того часу. І сам континент, і океани мають різні назви у різних публікаціях [Хаин, Божко, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Dumitrescu et al., 1962; Rast, Skehan, 1983; Rogers, 1996; Cocks et al., 1997; McKerrow et al., 2000; Rogers, Santosh, 2002; Cocks, Torsvik, 2006; Torsvik et al., 2012; Bogdanova et al., 2006; Grad et al., 2006; Li, Zhong, 2009; Nance et al., 2010], тому, для спрощення будемо орієнтуватись на праці [Хаин, Божко, 1988] для докембрію і [Cocks, Torsvik, 2006] для палеозою, додаючи назви інших авторів у дужках.

За уявленнями В.Є. Хаїна і М.А. Божко [Хаин, Божко, 1988], до рубежу 2,5 Ga відбулося об'єднання архейських мегаблоків Землі в Пангею 0 (або Кенорленд, за [Li, Zhong, 2009]), розпад якої припускається наприкінці першої половини раннього протерозою. Приблизно в той самий період усі мегаблоки (мікроплити) УЩ та Воронізького кристалічного масиву об'єдналися у мікроконтинент Сарматію і почалося зближення Сарматії з Фенноскандією. У другій половині палеопротерозою (2,0—1,6 Ga)

відбулися субдукція Фенноскандії під Сарматію, їх колізія (1,83—1,75 Ga) і утворення ними разом з мікроконтинентом Волго-Уралія континенту Балтика [Bogdanova et al., 2006]. Із західною та південно-західною частинами Балтики, перетвореної наприкінці протерозою у СЄП, пов'язані тектонічні процеси, які є найцікавішими відносно формування ТЄШЗ.

Кінець палеопротерозою відрізняється подібністю процесів консолідації сіалічної кори на більшості континентів світу. Це дало змогу висловити ідею про утворення 2,1—1,8 Ga (за іншими даними, 1,9—1,5 Ga) суперконтиненту Пангея I [Хаин, Божко, 1988], або Колумбія (Нуна) [Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002; Bogdanova et al., 2006] і початок її розпаду близько 1,6 Ga тому.

Мезопротерозой (ранній та середній рифей, 1,6—1,0 Ga. На відміну від попереднього періоду мезо- та неопротерозою у межах південно-західної частини Балтики характеризується досить різким переходом до відносно спокійного режиму геодинамічного розвитку. Найменш геологічно інформативним на території України виявився ранньорифейський відрізок мезопротерозою (1,6—1,35 Ga). На цьому часовому відрізку відбувався в основному процес тектонотермальної переробки (ТТП) архейських і ранньопротерозойських комплексів фундаменту.

Середній рифей в історії Землі відзначений об'єднанням більшості основних плит у суперконтинент Родинія (~1,1 Ga) [Li, Zhong, 2009] (Пангея I, за [Хаин, Сеславинский, 1991]), хоча і час його формування, і розташування його елементів викликають суперечки (на відміну від Пангеї I кінця палеопротерозою, за працею [Хаин, Божко, 1988], Пангея I, за [Хаин, Сеславинский, 1991], значно молодша).

Неопротерозой (пізній рифей—венд, 1,0—0,542 Ga). З цим періодом, за [Хаин, Божко, 1988], пов'язане поширення океану Прототетис з Південно-Східної Азії на захід (близько 0,85 Ga він зайняв Середземноморський регіон), утворення океану Япетус (венд) на місці сучасної Північної Атлантики, а також розпад суперконтиненту

ненту Родинія. У венді на місці Родинії сформувався суперконтинент Паннотія (600—550 млн років тому), якій наприкінці венду розпався на Гондвану і мініконтиненти Північноамериканський (Лаврентію), Сибірію, Балтику—СЄП, Арморику та ін. (рис. 10).

Фанерозой (0,542—0 Ga)

Палеозой. Слід зазначити, що на схемах глобальних палеотектонічних реконструкцій, наведених у працях [Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991] для палеозою, більша частина ТЄШЗ, разом з південною частиною Східної Європи, покрита водами Палеотетису і є «німою».

Тому розгляд історії геодинамічного розвитку літосферної смуги навколо ТЄШЗ для цього періоду дещо спрощений і має уточнюватись. Уточнення можна отримати з пізніших палеорекоконструкцій для палеозою, зокрема публікацій [Cocks, Torsvik, 2006; Torsvik et al., 2012]. У першій з них показана палеорекоконструкція і для пізнього венду (рис. 11, а), порівняння якої з палеорекоконструкцією В.Ю. Хаїна і М.А. Божко (див. рис. 10) змушує дещо переглядати палеозойську історію, викладену у публікаціях [Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991].

Палеомагнітні дані, одержані за 10—20



Рис. 10. Глобальна палеотектонічна схема-реконструкція. Венд (за М.А. Божко) [Хаин, Божко, 1988]: 1 — континентальна ранньодокембрійська кора; 2 — платформний чохол; 3 — авлакогени; 4 — енсіалічні інтракратонні геосинкліналі; 5 — енсиматичні інтракратонні геосинкліналі; 6 — зони негеосинклінальної ТТП фундаменту; 7 — новоутворені складчасті системи; 8 — акреційні комплекси; 9 — пасивні окраїни; 10 — океанічна кора; 11 — вулканоплутонічні пояси; 12 — зони субдукції; 13 — кодомська складчастість у межах Прототетису (640—600 млн років тому); 14 — розломи; 15 — границі континентальної кори. Мініконтинент Балтика розташований між мініконтинентами Гондвана і Сибір.

Fig. 10. Global paleotectonic scheme-reconstruction. Vend (according to M.A. Bozhko) [Khain, Bozhko, 1988]: 1 — continental Early Precambrian crust; 2 — platform case; 3 — avlacogens; 4 — ensialic intracratonic geosynclines; 5 — enzymatic intracratonic geosynclines; 6 — zones of non-geosynclinal TTP of the foundation; 7 — newly formed folded systems; 8 — accretion complexes; 9 — passive outskirts; 10 — oceanic crust; 11 — volcano-plutonic belts; 12 — subduction zones; 13 — Codom folding in the Prototethys region (640—600 million years); 14 — faults; 15 — boundaries of the continental crust. The Baltic minicontinent is located between the Gondwana and Siberia minicontinents.

років після цих праць, показали, що Балтика у венді була повернута до Гондвани і Лаврентії своїм східним (у сучасних координатах), уральським, боком, і щоб зайняти шляхом її обертання положення, показане на рис. 10, було потрібно 70 млн років. Дослідження [Cocks, Torsvik, 2006; Torsvik et al., 2012] ґрунтуються на так званій конфігурації Пангея-А, в якій, на відміну від інших конфігурацій, палеомагнітні дані добре узгоджуються з фауністичними, седиментологічними, палеокліматичними і тектонічними даними, хоча в цій моделі автори вимушені відмовитись від суто дипольного магнітного поля Землі (октуполь 10—15 % компонент). Палеомагнітні дослідження в Україні [Бахмутов, Поляченко, 2018] підтверджують ефективність використання конфігурації Пангея-А для палеотектонічних побудов як у докембрії, так і в палеозої.

У статті [Cocks, Torsvik, 2006] крім іншої орієнтації Балтики показано, що у венді території Арморика, Перуніка, Адрія, Рено-Герцінія, Мізія, які склали майбутню Європу, були частиною Гондвани і притиснуті до її північноафриканського узбережжя. До Гондвани (між Африкою та Південною Америкою) тоді також приєднався терейн Авалонія. Континенти Гондвана, Лаврентія, Балтика і Сибірія були розділені океанами Япетус і Арктичний. Океан Палеотетіс з'явився лише на палеореко́нструкції для середнього девону (у праці [Хаин, Сеславинский, 1991] він показаний у середньому ордовіку). У ранньому ордовіку, за [Cocks, Torsvik, 2006], між південною окраїною Балтики і Гондваною (північною окраїною Африки) розпочався процес спредингу, океанічний проміжок розширився (він одержав назву моря Торнквіста), а в середньому ордовіку поширився і до західної окраїни Балтики, тому має пряме відношення до ТЄШЗ. ТЄШЗ (або ТТЛ) вперше згадується при палеотектонічному аналізі ордовіку і у праці [Хаин, Сеславинский, 1991].

Західні спеціалісти надають важливого значення процесам, пов'язаним з мікроконтинентом Авалонією, які вплинули на

весь хід палеозойського (кембрій—девон) розвитку досліджуваного регіону. За їх уявленнями [Rast, Skehan, 1983; Cocks et al., 1997; McKerrow et al., 2000; Nance et al., 2010], Авалонська острівна мікроконтинентальна дуга типу Японської сформувалась у пізньому протерозої шляхом об'єднання платформи Мідленд, Авалонської платформи Ньюфаундленду, блоку Нью-Брунсвік та ін., тобто включала, зокрема, території сучасних південної Англії, Данії, північної Німеччини та Польщі. Близько 650—640 млн років тому вона зіштовхнулася з Африканським узбережжям (активною окраїною) Гондвани, а у кембрії (ранньому ордовіку, за [Cocks, Torsvik, 2006]) відділилася від Африканської платформи і почала рухатися через океан Япетус у напрямку материків Балтики та Лаврентії. Місце Япетусу і моря Торнквіста почав займати океан Реїкум, який виник між відділеною Авалонією і Гондваною і розширювався в міру просування Авалонії на північ (рис. 11, б).

Наприкінці ордовіку Авалонія приєдналася до СЄП, при цьому закриття океану Япетус супроводжувалось субдукцією під Авалонією, тобто у південних румбах. На палеореко́нструкції [Cocks, Torsvik, 2006] для пізнього ордовіку вперше показано ТТЛ, яка розмежовує Авалонію і Балтику, але, за сучасною географією, вона проходить від Північного моря до південно-східної Польщі, тобто не продовжується в межах України та Румунії.

Приєднання Авалонії до Північноамериканського континенту відбулося наприкінці силуру. В результаті породи Авалонії складають крайові частини материків Лаврентія і Балтика, тобто Авалонія зайняла простір океану Япетус і моря Торнквіста. На їх місці через сильне стиснення виникла каледонсько-акадська складчастість, яка сформована переважно авалонськими комплексами. Об'єднання згаданих материків привело до створення суперматерика Лаврусія (Євро-Америка).

Закриття Япетусу і моря Торнквіста з приєднанням Авалонії до СЄП зумовило формування в районі зіткнення сутури,

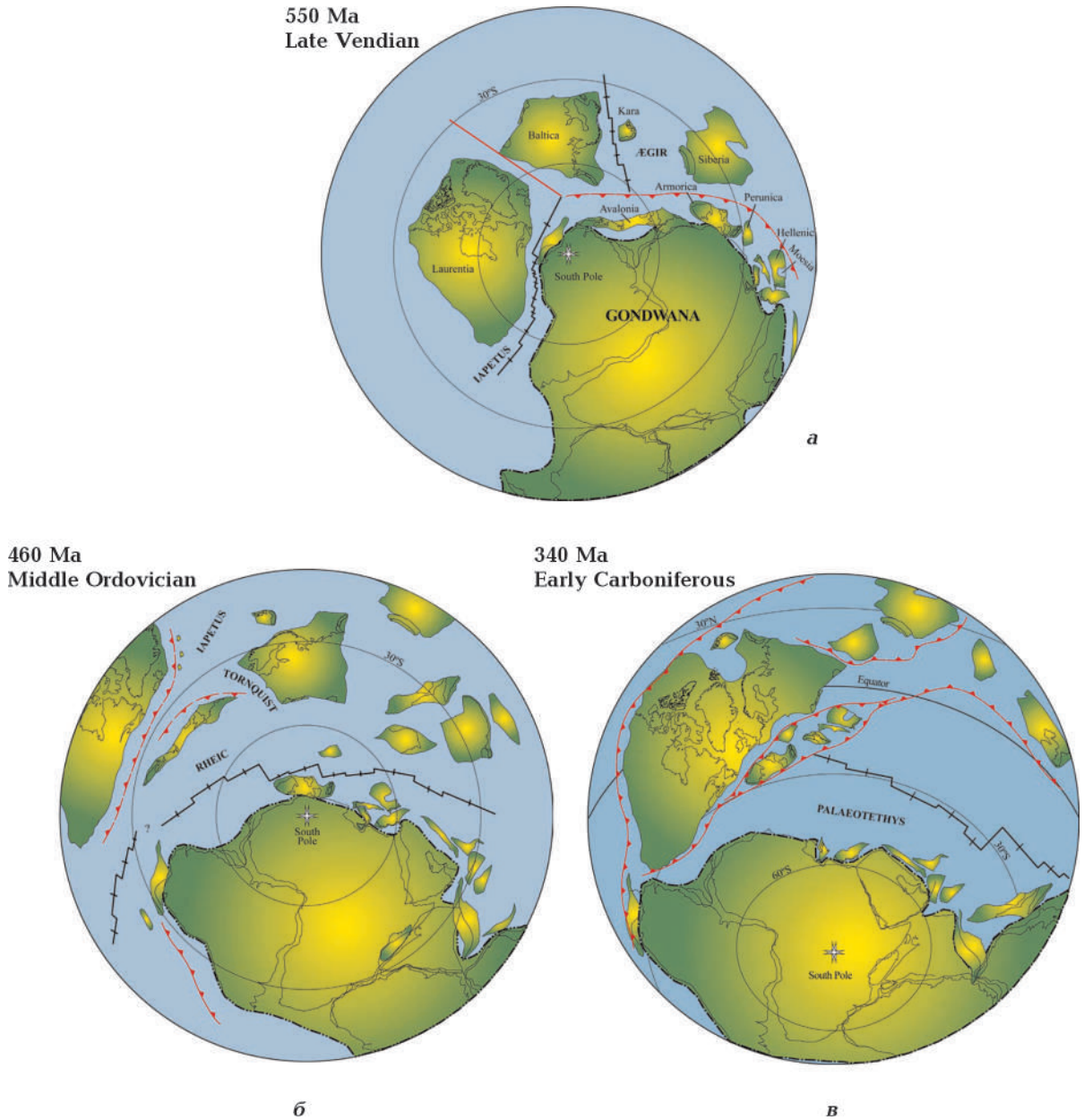


Рис. 11. Палеотектонічні реконструкції Південної півкулі Землі, за [Cocks, Torsvik, 2006]: *a* — пізній венд — 550 млн років тому; рівноплощова проекція Шмідта з центром на Південний полюс; осі спредингу показано чорними лініями, зони субдукції — червоні лінії з зубчиками, розломи — червоні лінії без зайвого орнаменту; штрих-пунктирна чорна лінія — межа між «ядром» Гондвани і терейнами, що до неї примикають; *б* — середній ордовік — 460 млн років; *в* — ранній карбон (турнейський період, 340 млн років). Рівноплощова проекція Шмідта з центром проекції на 15° S.

Fig. 11. Paleotectonic reconstructions of the Southern Hemisphere of the Earth, according to [Cocks, Torsvik, 2006]: *a* — Late Vendian — 550 million years ago. Schmidt planar projection centered on the South Pole. Spreading axes are shown by black lines, subduction zones are red lines with teeth, faults are red lines without unnecessary ornamentation. The dash-dotted black line marks the boundary between the «core» of Gondwana and the terranes adjacent to it; *b* — Middle Ordovician — 460 million years; *b* — Early Carboniferous (Touneian period, 340 million years). Schmidt planar projection with the projection center at 15° S.

якою і є ТЄШЗ. У межах досліджуваної нами частини ТЄШЗ породи авалонського комплексу поширені на території Польщі

(Польський вал, за [Hippolyte, 2002], див. рис. 2), північної Данії та південної Швеції (ділянка ТТЛ Зоргенфрей—Торнквіст),

а також у межах Рава-Руської зони.

Таким чином, вік утворення ТЄШЗ, за [Cocks, Torsvik, 2006], — пізній ордовік — початок силуру. Втім, у цьому процесі брали участь Авалонія і Балтика, тоді як майбутня західна та південна Європа у вигляді декількох терейнів знаходилась ще на півночі Гондвани і геологічно належала до північної Африки. Наприкінці силуру — на початку девону між цими терейнами і Гондваною утворилася зона спредингу, котра наприкінці девону перетворилась на океан Палеотетіс, а океан Реікум почав закриватись. Субдукційні процеси, які за цього відбувалися (рис. 11, в), привели в межах терейнів до формування герцинської (варисційської) складчастості. Терейни Рено-Герцинія, Арморика, Перуніка, Адрія, Еленіди, Понтиди, Мізія почали наближатись до Лаврусії і наприкінці карбону увійшли до неї, приєднавшись до структур минулої Авалонії і зайнявши більшу частину сучасної Західної та Центральної Європи. Саме з того часу можна вважати, що ТЄШЗ розмежовує СЄП і ЗЄП. Інакше кажучи, ТЄШЗ розмежовує СЄП і колаж західноєвропейських структур «старої Авалонії» та приєднаних до них наприкінці карбону — на початку пермі терейнів Реікуму — Палеотетісу.

Слід також додати, що наприкінці карбону відбулася колізія Гондвани та Лаврусії і почала формуватися Пангея-А, за [Cocks, Torsvik, 2006], або Пангея II, за [Хайн, Сеславинский, 1991].

У мезозої — кайнозої західні та південні контури Євразійської плити (ЄАП) дуже змінилися після утворення океану Неотетіс, його закриття та формування Альпійсько-Гімалайського поясу (АГП) колізійного типу. Глибинна будова і палеогеодинаміка зони переходу від ЄАП до АГП на ділянці від Польщі до Чорного моря, в тому числі ТЄШЗ, були детально розглянуті у праці [Гинтов и др., 2014б] і не потребують повторення. Проте нагадаємо, що перехід від ЄАП до АГП на ділянці від Польщі до Чорного моря, встановлений за даними сейсморозвідки та показаний лінією заширшки близько 40 км у праці [Grad et

al., 2008], і є розглядувана нами ТЄШЗ як границя між товстою (>40 км) і тонкою (<40 км) корою. Вона зміщена на південний захід відносно виходу на денну поверхню на ~100 км, про що йшла мова у розділі «Корова будова ТЄШЗ». Було показано, що швидкісні та густинні характеристики літосфери ЄАП та АГП, тобто їх плавучості, не суперечать можливості субдукції літосферних плит як під ЄАП, так і під АГП.

Втім увагу переважно було звернуто на південну, причорноморську, частину СЄП, де у мантії були встановлені слєби завтовшки 150—200 км і завдовжки 200—750 км, занурені в астеносферу в різні проміжки часу, починаючи з пермо-тріасу. Практично скрізь початок занурення цих слєбів біля поверхні збігається з відомими і передбачуваними, за геологічними даними, сутурами субширотного простягання — Донбаською, Північнокримською, Таганрозькою та ін. [Юдин, 2007], котрі відповідають закритим океанічним басейнам — Палео- та Неотетісу, Вардарському та ін.

Що ж до власне ТЄШЗ, тобто її південно-західної, прикарпатської, частини, то вже тоді була встановлена спільність структури ТЄШЗ, яка за даними ГСЗ у корі не простежується за вертикаллю, а є похилою системою розломів, що відокремлює СЄП від насунутого на неї обрамлення.

Проте на розглянуті у цій статті слєби південно-західного занурення увагу було звернуто вже пізніше, у публікації [Цветкова и др., 2021]. Більшу частину цих слєбів (з 1-го по 4-й) можна пов'язувати або з океаном Япетус, який у ранньому ордовіку омивав береги західної частини Балтики і субдукував на південь під Авалонію, або з морем Торнквіста, яке могло субдукувати під Авалонію в середньому ордовіку перед її зіткненням з Балтикою (рис. 11, б). Слєб 5, розташований за межами зони зіткнення Авалонії та Балтики, можна пов'язувати з океаном Реікум, що субдукував під майбутні європейські терейни у пізньому силурі і в пізньому девоні — ранньому карбоні, коли океан Реікум був на стадії закриття (рис. 11, в). Однак цей слєб можна пов'язати і з пізнішими мезо-

зойськими субдукційними процесами, що зумовили утворення Північнодобрудзької сутури, яка сформувалась у мезозої на місці ТЄШЗ [Зоненшайн и др., 1990; Csontos, Vögös, 2004]. Усі ці питання відкриті і потребують вивчення, особливо з огляду на те, що існують думки про розвиток авалонських комплексів і в районі Добруджі [Munteanu, Tatu, 2003].

На палеотектонічних реконструкціях праці [Cocks, Torsvik, 2006], на які ми спираємося, південно-західна границя Балтики також показана вздовж сучасної ТТЛ, хоча докембрійський фундамент СЄП продовжується ще близько 50 км на південний захід від ТТЛ, а ТЄШЗ як сутура мала б бути ближче до осьової частини океанічного басейну, що закривається, а не до берегової лінії. Тут можливі такі варіанти.

Варіант а: океан Япетус і море Торнквіста в ордовіку чи океан Реікум у девоні—карбоні, всі з океанічною корою, заходили доволі далеко на схід від ТТЛ (це питання до геологів) і субдукували у південно-західному напрямку.

Варіант б: ми маємо справу з А-субдукцією, за якої в середньому ордовіку (див. рис. 11, б) море Торнквіста субдукувало під Балтику і чинило на неї сильний тиск, що призводило до насувів корових пластин у північно-східному напрямку та реакції (у відповідь) континентальної літосфери, яка субдукувала у південно-західному напрямку. Механізм континентальної субдукції у такому напрямку розглядав Є.І. Паталаха [Паталаха и др., 2004] для пояснення поперекового розтягу УЩ у фанерозої. Цей механізм, який відповідає варіанту б, більш прийнятний з палеогеографічних позицій, але з геодинамічного погляду характер та розміри встановлених слевів 1—4 засвідчують, швидше за все, їх океанічне походження. Це питання також залишається відкритим.

Висновки.

1. Глибинна корова і мантійна будова Транс'європейської шовної зони (ТЄШЗ), досліджена авторами на ділянці між Балтійським та Чорним морями, відображає

складну історію її геологічного розвитку, яка є результатом одночасної дії плито- і плюмтектонічних процесів.

2. ТЄШЗ утворилась на двох основних колізійних етапах: наприкінці ордовіку — на початку силуру в результаті приєднання до Східноєвропейської платформи (СЄП) мікроконтиненту Авалонія, і наприкінці карбону — на початку пермі, коли до авалонської, каледонської частини Європи приєдналась решта європейських, герцинських, терейнів (Арморика, Рено-Герцинія та ін.).

3. Корова структура ТЄШЗ є трогом, який у межах України зветься Підкарпатським (ПТ), завширшки 150 км (іноді до 200 км) і завглибшки від декількох кілометрів до 21 км, складений алохтонним комплексом палеозоїд, які зазнали каледонського і герцинського орогенезу за межами ПТ. Трог перекритий крейдяним—неогеновим флішово-моласовим комплексом Зовнішніх Карпат і Передкарпатського прогину та молодшими осадами кайнозою. За даними ГСЗ вся земна кора в межах ТЄШЗ має понижені швидкісні характеристики і найбільший прогин у поділі Мохо.

4. Особливість ПТ полягає в тому, що він несе в основному ознаки стиснення, насувів у сучасному північно-східному напрямку і лівих та правих зсувів. Ці процеси відбувалися під час приєднання до СЄП авалонських (каледонських) та армориканських (герцинських) терейнів, а також під час формування Карпатського орогену. Процеси розтягу мали локальний характер при формуванні місцевих поздовжніх прогинів, наприклад Стрийського юрського та ін.

5. Мантійна будова ТЄШЗ, за результатами сейсмотомографічних досліджень методом тейлорового наближення, відображає її складну структуру, природа якої ще не з'ясована до кінця. З одного боку, ТЄШЗ заглиблюється у мантію до рівня близько 700 км (що добре бачимо на горизонтальних перетинах різних глибинних рівнів) як субвертикальне обмеження Східноєвропейського кратону. З іншого боку, на вертикальних перетинах добре простежуються похилі шари — слеві, що

занурюються на південний захід, починаючи від ТТЛ, на глибини 350—600 км, тобто є слідами субдукційних процесів, які передували утворенню ТЄШЗ. Обидві структурні особливості накладаються одна на одну, чим утруднюється палеотектонічний і геоісторичний аналіз формування ТЄШЗ.

6. Встановлення зон субдукції ще раз підкреслює вирішальну роль плитотектонічних процесів при формуванні південно-західної країни Балтики — СЄП. Стає більш зрозумілою і складна насувна структура Підкарпатського трогу на всю його глибину.

7. Занурення ТЄШЗ на великі глибини у мантию можна пояснити її підсиленою проникністю для адвекції надглибинних мантийних флюїдів, які встановлюються сейсмотомографічними та палеомагнітними методами.

8. Спільний аналіз даних щодо мантийної будови ТЄШЗ і відомих палеотектоніч-

них реконструкцій верхнього протерозою — палеозою веде до декількох можливих моделей її утворення.

А. Ділянки Зоргенфрей—Торнквіст і Польсько-Українська прикарпатська (слеби 1—4) — наявність океанічного басейну на місці ТТЛ і на північному сході від неї (океан Япетус або море Торнквіста) та його субдукція на південний захід у ордовіку—силурі.

Б. Ті самі ділянки (слеби 1—4) — А-субдукція, тобто субдукція у південно-західному напрямку континентальної літосфери як реакція на субдукцію океанічної літосфери моря Торнквіста під Балтику—СЄП у середньому ордовіку.

В. Ділянка Добруджа—Західночорноморська западина (слеб 5) — субдукція і закриття океану Реікум у девоні—карбоні з півночі у бік Добруджі або юрсько-крейдяна субдукція під Мезію і закриття Вардарського басейну з утворенням Північнодобрудзької сутури на місці ТЄШЗ.

Список літератури

- Бахмутов В.Г., Поляченко Е.Б. Палеомагнитные данные. В кн.: *Очерки геодинамика Украины*. Киев: Ві ЕН ЕЙ, 2018. С. 323—340.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П., Ливанова Л.П., Гейко К.В. Региональная 3-D *P*-скоростная структура мантии северо-западной Евразии — I. Европа. 1. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 3. С. 67—91.
- Геотектоника Вольно-Поголии*. Отв. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.
- Гинтов О.Б. Плитово-плюмовая тектоника как единый механизм геодинамического развития тектоносферы Украины и смежных регионов. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 6. С. 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064>.
- Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В., Шлапинский В.Е. Тектонофизический и плинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 3. С. 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.16050>.
- Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014б. Т. 36. № 5. С. 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>.
- Гнилко О.М. Геологічна будова та еволюція Українських Карпат: *автореф. дис ... г-ра геол. наук*. Львів, 2016. 46 с.
- Деревська К.І. Палеогеотермальний режим літогенезу та гіпогенного рудоутворення в межах Балтійсько-Дністровської перикратонної зони прогинів у рифейі—фанерозої: *автореф. дис ... г-ра геол. наук*. Київ, 2008. 38 с.
- Заяць Х.Б. *Глибинна будова нагр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ*. Львів: Центр Європи, 2013. 80 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. *Тектоника литосферных плит территории СССР*. Кн. 2. Москва: Недра, 1990. 334 с.

- Копп М.Л. *Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы*. Москва: Наука, 2005. 340 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс. Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Лукин А.Е., Шестопалов В.М. От новой геологической парадигмы к задачам региональных геолого-геофизических исследований. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 4. С. 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610>.
- Международная тектоническая карта Европы. 1:2 500 000. Под ред. Н.С. Шатского. Москва: Изд-во АН СССР, ГУГК, 1962. 16 л.
- Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. 1:2 500 000. Под ред. А.А. Богданова, В.Е. Хаина. Москва: ЮНЕСКО, АН СССР, ГУГК, 1981. 20 л.
- Муровська Г.В. Глибинна будова і альпійська геодинаміка Карпатського і Кримсько-Чорноморського регіонів України: *автореф. дис. ... г-ра геол. наук*. Київ, 2019. 40 с.
- Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Трофименко Г.Л. Проблемы тектоно-геодинамической эволюции юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. Киев, 2004. 234 с.
- Поляченко Е., Бахмутов В., Константиненко Л., Тейсер-Еленська М., Кадзялко-Хофмоклъ М., Скарбовийчук Т., Якухно В. Новые результаты палеомагнитных исследований красноцветных силурийских отложений Подолии. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 34—47. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116052>.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. *Геология мантии Земли*. Москва: Геос, 2010. 138 с.
- Спиця Р.О. Неотектонічно активні розломні порушення зони зчленування Українських Карпат і платформних рівнин. *Укр. географ. журн.* 2016. № 3. С. 206—214.
- Ступка О.С. «Молоді платформи» — традиційні уявлення і реальність (геодинамічний аспект). *Геодинаміка*. 2018. № 1(24). С. 51—59.
- Тектоника Украинских Карпат. Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат. 1:200 000*. Киев: Изд. Министерства геологии УССР, УкрНИГРИ, 1986. 152 с.
- Тектоническая карта Европы*. Под ред. В.Е. Хаина. Москва: Изд. Мингео СССР, 1985.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка*. Відпов. ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007. 95 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. *Историческая геотектоника. Докембрий*. Москва: Недра, 1988. 384 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. *Историческая геотектоника. Палеозой*. Москва: Недра, 1991. 398 с.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672>.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Главная геодинамическая граница и сейсмическая визуализация плюмов Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 1. С. 137—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158868>.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Скоростное строение мантии пограничья Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 5. С. 181—192. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244080>.
- Юдин В.В. *Геодинамика Черноморско-Каспийского региона*. Киев: Изд. УкрГГРИ, 2007. 143 с.
- Яновская Т.Б., Королева Т.Ю. Скоростное строение верхней мантии в зоне перехода от Восточно-Европейской платформы к Западной Европе по данным сейсмического шума. *Физика Земли*. 2012. № 7-8. С. 3—9.
- Andrusov, D. (1968). *Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpaten*. Bratislava: Publ. House SAV, 188 p.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Gutерch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motu-

- za, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., & Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—625). Geol. Soc., London, Mem. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.36>.
- Cocks, L.R.M., McKerrow, W.S., & van Staal, C.R. (1997). The margins of Avalonia. *Geological Magazine*, 134(5), 627—636. <https://doi.org/10.1017/S0016756897007425>.
- Cocks, L.R.M., & Torsvik, T.H. (2006). European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 83—95). Geol. Soc., London, Mem.
- 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>.
- Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Lăzărescu, V., Miărauta, O., Pauliuc, S., & Georgescu, C. (1962). Memoire a la carte tektonique de la Roumanie. *Anuarul Comitetului Geologic Romaniei*, 33, 5—96.
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(1), 3—22.
- Gertner, H.R. (1960). Über die Verbindung der Bryuchstücke des kaledonischen Gebirges in nordischen Mitteleuropa. *XXI Intern. Geol. Congr. Pt. 19* (pp. 96—101).
- Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Środa, P., Czuba, W. EUROBRIDGE'94-97, POLONAISE'97 and CELEBRATION 2000 Seismic Working Groups. (2006). Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. *Geological Quarterly*, 50(1), 9—22.
- Grand, S.P., Hilst, R.D., & Widiyantoro, S. (1997). High resolution global tomography: a snapshot of convection in the Earth. *Geological Society of America Today*, 7(4), 2—7.
- Hippolyte, J.-C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357(1-4), 33—53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zayats, K., Mechie, J., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Głuszyński, A., Tolkunov, A., Amashukeli, T., Gryn', D., & Chulkov, S. (2022). Lithospheric Structure of the East European Craton at the Transition from Sarmatia to Fennoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). *Minerals*, 12, 112. <https://doi.org/10.3390/min12020112>.
- Karnkowsky, P. (1977). Wqiebne Podloze Karpat. *Prz. Geol.*, (6), 289—297.
- Li, Z.-X., & Zhong, S. (2009). Supercontinent—superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(1-4), 143—156. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.05.004>.
- McKerrow, W.S., Mac Niocaill, C., Ahlberg, P.E., Clayton, G., Cleal, C.J., Eagar, R.M.C. (2000). The late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 179, 9—20. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.03>.
- Mikołajczak, M., Mazur, S., & Gaęała, Ł. (2019). Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 547—567. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1668-9>.
- Munteanu, M., & Tatu, M. (2003). The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic Amalgamation of Gondwana — and East European Craton — derived Terranes. *Gondwana Research*, 6(2), 185—196. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70969-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70969-2).
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., & Woodcock, N.H. (2010). Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, 17(2-3), 194—222. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.001>.
- Pozaryski, W., Brochwicz-Lewinski, W., & Tom-

- czyk, H. (1982). Sur le caractere heterochronique de la ligne Teisseyre-Tornquist, entre Europe centrale et orientale. *C. R. Acad. Sci.*, 295(6), 691—697.
- Rast, N., & Skehan, J.W. (1983). The evolution of the Avalonian plate. *Tectonophysics*, 100, 257—286. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90191-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90191-9).
- Rogers, J.J.W. (1996). A history of continents in the past three billion years. *The Journal of Geology*, 104(1), 91—107. <https://doi.org/10.1086/629803>.
- Rogers, J.J.W., & Santosh, M. (2002) Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5, 5—22. [http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70883-2](http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70883-2).
- Starostenko, V.I., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., Gintov, O.B., & Amashukeli, T.A. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Геофиз. журн.* Т. 44. № 1. С. 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Gryn, D., Mechie, J., & Tolkunov, A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians — From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, 794, 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, C.M., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., Van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., & Cocks, R.L.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 325—368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Swidzinski, H. (1953). *Mapa geologiczna Karpat Polskich. 1:200 000*. Warszawa.
- Zielhuis, A., & Nolet, G. (1994). Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe. *Science*, 265, 79—81. <https://doi.org/10.1126/science.265.5168.7>.

The deep structure of the Trans-European Suture Zone (based on seismic survey and GSR data) and some insights in to its development

O.B. Gintov¹, T.O. Tsvetkova¹, I.V. Bugaenko¹, L.N. Zayats¹, G.V. Murovska^{1,2}, 2022

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

^{1,2}University of Parma, Department of Life Sciences and Environmental Sustainability,
Parma, Italy

Deep crust and mantle structure of the Trans-European Suture Zone (TESZ) is considered on the basis of geological and geophysical investigations in the Baltic Sea-Black Sea section. The crustal structure of TESZ was studied on the basis of wide-angle depth seismic sounding (WDS), which was performed by international scientific teams with the participation of the Institute of Geophysics of NAS of Ukraine. TESZ mantle structure was studied down to a depth of 800 km by the 3D P-velocity model of the Eurasian mantle according to the Taylor approximation method developed in the Institute of Geophysics of NASU. It is concluded that the deep crustal and mantle structure of the zone is a result of

the simultaneous action of plate- and plum tectonic processes. TESZ was formed on two major collision stages: in the late Ordovician — early Silurian as a result of the accession of the Avalonia microcontinent to the East European Platform (EEP), and in the late Carboniferous — early Permian with the accession of the European Hercynian (Varisian) terranes to EEP. The TESZ crustal structure is a trough of 150 (sometimes up to 200) km wide and several to 21 km deep, built by the allochthonous complex of paleozooids that underwent Caledonian and Hercynian orogens beyond the trough. Mantle structure of the TESZ, according to seismic tomographic studies, is of dual nature: on the one hand, the zone is traced subvertically to a depth of 700 km, on the other, within the zone there are everywhere inclined layers — slips to the depth of 350—600 km, that is the traces of subduction processes, which preceded or accompanied TESZ formation. Both structural features overlap each other, which complicates paleotectonic and geohistorical analysis of TESZ formation. TESZ sinking to greater depths in the mantle can be explained by its increased permeability for advection of ultra-deep mantle fluids, established here by borogenic tomographic and paleomagnetic methods. Several variants of TESZ formation are assumed — A- or B-subduction during north eastern plate thrusting under the south western one in all variants.

Key words: Trans-European suture zone, crust, mantle, seismotomography, Avalonia, subduction, palaeotectonics.

References

- Bakhmutov, V.G., & Polyachenko, E.B. (2018). Paleomagnetic data. In *Essays of geodynamics of Ukraine* (pp. 323—340). Kiev: VI EN EY (in Russian).
- Geyko, V.S., Tsvetkova, T.A., Sannikova, N.P., Livanova, L.P., & Geyko, K.V. (1998). Regional 3-D P-velocity structure of the mantle of north-western Eurasia — I. Europe.1. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 20(3), 67—91 (in Russian).
- Chebanenko, I.I. (Ed.). (1990). *Geotectonics of Volyn-Podoliy*. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2019). Plate-plume tectonics as an integrated mechanism of geodynamic development of the tectonosphere of Ukraine and adjacent regions. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(6), 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064> (in Russian).
- Gintov, O.B., Bubnyak, I.N., Vykhot, Yu.M., Murovskaya, A.V., Nakapelyukh, M.V., & Shlapinskiy, V.E. (2014a). Tectonophysical and palinspatic sections of the Ukrainian Carpathians along the geo-traverse DOBRE-3 (PAN-CAKE). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(3), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050> (in Russian).
- Gintov, O.B., Yegorova, T.P., Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Murovskaya, A.V. (2014b). Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).
- Hnylko, O.M. (2016). Geological structure and evolution of the Ukrainian Carpathians. *Extended abstract of Doctor's thesis*. Lviv, 46 p. (in Ukrainian).
- Derevska, K.I. (2008). Paleogeothermal regime of lithogenesis and hypogene ore formation within the Baltic-Dniester pericratonic zone of depressions in the Riphean-Phanerozoic. *Extended abstract of Doctor's thesis*. Kyiv, 38 p. (in Ukrainian).
- 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).
- Zonenshayn, L.P., Kuzmin, M.I., & Natapov, L.M. (1990). *Tectonics of the lithospheric plates of the territory of the USSR*. Book 2. Moscow: Nedra, 340 p. (in Russian).
- Kopp, M.L. (2005). *Mobilist neotectonics of the platforms of South-Eastern Europe*. Moscow: Nauka, 340 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1994). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platforms and Alpine folded belt*. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).

- Lukin, A.E., & Shestopalov, V.M. (2018). From new geological paradigm to the regional geological and geophysical survey. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(4), 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610> (in Russian).
- Shatsky, N.S. (Ed.). (1962). *International tectonic map of Europe. 1:2 500 000*. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, GUGK, 16 p. (in Russian).
- Bogdanova, A.A., & Khain, V.E. (Ed.). (1981). *International tectonic map of Europe and adjacent regions. 1:2 500 000*. Moscow: UNESCO, Academy of Sciences of the USSR, GUGK, 20 p. (in Russian).
- Murovska, G.V. (2019). Deep structure and alpine geodynamics of the Carpathian and Crimean-Black Sea regions of Ukraine. *Extended abstract of Doctor's thesis*. Kyiv, 40 p. (in Ukrainian).
- Patalakha, E.I., Senchenkov, I.K., & Trofimenko, G.L. (2004). *Problems of the tectono-geodynamic evolution of the southwestern foreland of the East European craton and its orogenic framework*. Kyiv, 234 p. (in Russian).
- Polyachenko, E., Bakhmutov, V., Konstantinenko, L., Teyser-Elenska, M., Kadzialko-Hofmohl, M., Skarboviychuk, T., & Yakuhno, V. (2014). New results of paleomagnetic studies of red-colored Silurian deposits. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(3), 34—47. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116052> (in Russian).
- Pushcharovsky, Yu.M., & Pushcharovsky, D.Yu. (2010). *Geology of the Earth's mantle*. Moscow: Geos, 138 p. (in Russian).
- Spytsa, R.O. (2016). Neotectonically active fracture faults of the junction zone of the Ukrainian Carpathians and platformed plains. *Ukrainian Geographical Journal*, (3), 206—214 (in Ukrainian).
- Stupka, O.S. (2018). «Young platforms» — traditional ideas and reality (geodynamic aspect). *Geodynamika*, (1), 51—59 (in Ukrainian).
- Tectonics of the Ukrainian Carpathians. Explanatory note to the tectonic map of the Ukrainian Carpathians. 1:200 000. (1986). Kiev: Ed. of the Ministry of Geology of the Ukrainian SSR, Ukrainian Research and Geological Survey Institute, 152 p. (in Russian).
- Khain, V.E. (Ed.). (1985). *Tectonic map of Europe*. Moscow: Edition of the Ministry of Geology of the USSR (in Russian).
- Gurskiy, D.S., & Kruglov, S.S. (Eds.). (2007). *Tectonic map of Ukraine. 1:1000 000. Part 1. Explanatory note*. Kyiv: Kyiv: Publ. of the Ukrainian State Geological Prospecting Institute, 95 p. (in Ukrainian).
- Khain, V.E., & Bozhko, N.A. (1988). *Historical geotectonics. Precambrian*. Moscow: Nedra, 384 p. (in Russian).
- Khain, V.E., & Seslavinskiy, K.B. (1991). *Historical geotectonics. Paleozoic*. Moscow: Nedra, 398 p. (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., & Bugaenko, I.V. (2012). Seismotomography of the mantle under the East European platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(5), 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672> (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2019). The main geodynamic border and seismic visualization of plumes under the East European Platform. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(1), C. 137—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158868> (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2021). Speed structure of the mantle of the border of the Eastern European and West European platforms. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(5), 181—192. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244080> (in Russian).
- Yudin, V.V. (2007). *Geodynamics of the Black Sea-Caspian region*. Kyiv: Publ. of the Ukrainian State Geological Prospecting Institute, 143 p. (in Russian).
- Yanovskaya, T.B., & Koroleva, T.Yu. (2012). Velocity structure of the upper mantle in the transition zone from the East European platform to Western Europe according to seismic noise data. *Fizika Zemli*, (7-8), 3—9 (in Russian).
- Andrusov, D. (1968). *Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpaten*. Bratislava: Publ. House SAV, 188 p.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., & Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East Eu-

- ropean Craton. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—625). Geol. Soc., London, Mem. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.36>.
- Cocks, L.R.M., McKerrow, W.S., & van Staal, C.R. (1997). The margins of Avalonia. *Geological Magazine*, 134(5), 627—636. <https://doi.org/10.1017/S0016756897007425>.
- Cocks, L.R.M., & Torsvik, T.H. (2006). European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Ed.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 83—95). Geol. Soc., London, Mem.
- 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>.
- Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Lăzărescu, V., Mirăuta, O., Pauliuc, S., & Georgescu, C. (1962). Memoire a la carte tektonique de la Roumanie. *Anuarul Comitetului Geologic Romaniei*, 33, 5—96.
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(1), 3—32.
- Gertner, H.R. (1960). Über die Verbindung der Bryuchstücke des kaledonischen Gebirges in nordischen Mitteleuropa. *XXI Intern. Geol. Congr. Pt. 19* (pp. 96—101).
- Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Środa, P., Czuba, W. EUROBRIDGE'94-97, POLONAISE'97 and CELEBRATION 2000 Seismic Working Groups. (2006). Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. *Geological Quarterly*, 50(1), 9—22.
- Grand, S.P., Hilst, R.D., & Widiyantoro, S. (1997). High resolution global tomography: a snapshot of convection in the Earth. *Geological Society of America Today*, 7(4), 2—7.
- Hippolyte, J.-C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357(1-4), 33—53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovska, A., Zayats, K., Mechie, J., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Głuszyński, A., Tolkunov, A., Amashukeli, T., Gryn', D., & Chulkov, S. (2022). Lithospheric Structure of the East European Craton at the Transition from Sarmatia to Fennoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). *Minerals*, 12, 112. <https://doi.org/10.3390/min12020112>.
- Karnkowsky, P. (1977). Wqiebnie Podloze Karpat. *Prz. Geol.*, (6), 289—297.
- Li, Z.-X., & Zhong, S. (2009). Supercontinent—superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(1-4), 143—156. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.05.004>.
- McKerrow, W.S., Mac Niocaill, C., Ahlberg, P.E., Clayton, G., Cleal, C.J., Eagar, R.M.C. (2000). The late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 179, 9—20. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.03>.
- Mikołajczak, M., Mazur, S., & Gaęała, Ł. (2019). Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 547—567. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1668-9>.
- Munteanu, M., & Tatu, M. (2003). The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic Amalgamation of Gondwana — and East European Craton — derived Terranes. *Gondwana Research*, 6(2), 185—196. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70969-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70969-2).
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., & Woodcock, N.H. (2010). Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, 17(2-3), 194—222. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.001>.
- Pozaryski, W., Brochwicz-Lewinski, W., & Tomczyk, H. (1982). Sur le caractere heterochronique de la ligne Teisseyre-Tornquist, entre Europe centrale et orientale. *C. R. Acad. Sci.*, 295(6), 691—697.
- Rast, N., & Skehan, J.W. (1983). The evolution of the Avalonian plate. *Tectonophysics*, 100, 257—

286. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90191-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90191-9).
- Rogers, J.J.W. (1996). A history of continents in the past three billion years. *The Journal of Geology*, 104(1), 91—107. <https://doi.org/10.1086/629803>.
- Rogers, J.J.W., & Santosh, M. (2002) Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5, 5—22. [http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70883-2](http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70883-2).
- Starostenko, V.I., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., Gintov, O.B., & Amashukeli, T.A. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Геофиз. журн.* Т. 44. № 1. С. 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Gryn, D., Mechie, J., & Tolkunov, A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians — From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, 794, 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Nicot, C.M., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., Van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., & Cocks, R.L.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 325—368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Swidzinski, H. (1953). *Mapa geologiczna Karpat Polskich. 1:200 000*. Warszawa.
- Zielhuis, A., & Nolet, G. (1994). Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe. *Science*, 265, 79—81. <https://doi.org/10.1126/science.265.5168.7>.