


ГЕОЛОГІЯ

<https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-60-01>
УДК 551.242:551.77(477)


Надійшла 11 березня 2024 р.
Прийнята 20 квітня 2024 р.

Тектонічна еволюція внутрішньоплитних структур Сарматії у фанерозої. 1. Структурно-речовинна диференціація літосфери і тектонічна подільність земної кори за геофізичними даними


Олексій Барташук¹

д. геол. н., професор кафедри фундаментальної і прикладної геології,
¹ Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, Харків, Україна,
e-mail: alekseybart@gmail.com,  <https://orcid.org/0000-0001-7831-6134>;

Василь Суярко¹

д. геол.-мін. н., професор, кафедра фундаментальної та прикладної геології,
e-mail: vgsuyarko@gmail.com,  <https://orcid.org/0000-0002-3693-4767>;

Олександр Чуєнко¹

зав. лабораторії по дослідженню порід, мінералів і викопних організмів,
e-mail: chuenko@karazin.ua,  <https://orcid.org/0000-0001-6717-4695>;

Брюс Дж. Перрі²

PhD, геолог-розвідник, геохімік-аналітик,

² Flightline Minerals Canada INC., Камлупс, Британська Колумбія, Канада,
dr.bruce.j.perry.ph.d.canada@gmail.com, [Scopus Id 7201468973](https://scopus.com/authors/details/scopusid/7201468973)

Досліджувалася будова літосфери Сарматії за новітніми інтегрованими геолого-геофізичними, тектонофізичними, аерокомогеологічними, неотектонічними даними і результатами гравітаційного, магнітного, густинного та сейсмічного (ГСЗ, сейсмотомографія) моделювання. Метою дослідження було виявлення природи неоднорідностей літосфери Сарматії та їх впливу на характер процесу структурно-речовинної диференціації земної кори. Методика. Виконано порівняльний геотектонічний аналіз структури, складу і співвідношень окремих шарів консолідованої земної кори, розділу Мохо і підкорової мантії. По результатах аналізу з'ясувалися характер взаємозв'язку структури та складу поверхів літосфери і шарів земної кори, особливості тектонічної подільності кратонного ядра Сарматії. Результати. З'ясовано співвідношення і закономірності просторового розподілу окремих поверхів літосфери, шарів земної кори і коромантії суміші, структури розділу Мохо і підкорової мантії на території України. На підставі зіставлення сучасної сегментації консолідованої кори зі структурою поверхів літосфери встановлено, що сучасну структурно-речовинну неоднорідність Сарматської плити визначає вихідна, «вбудована» анізотропія літосфери, натомість структура земної кори не має однозначного зв'язку з рельєфом підшви сучасної сейсмічної літосфери. Винятками є її підйом з утворенням мантіїних купольних структур в окремих районах Західної та Східної мікроплит і під Лохвицьким сегментом Дніпровсько-Донецького авлакогена. Наукова новизна. З'ясовано характер впливу неоднорідності літосфери Сарматії, «вмороженої» протягом стабілізації дорифейського кратонного ядра Східноєвропейської платформи, на сучасну сегментацію та структурно-речовинну диференціацію земної кори. Вперше зроблено висновок про деформативну природу структурної диференціації земної кори Сарматії, яка сформувалася на тлі вихідної анізотропії літосфери під впливом процесів мантіїної активізації на етапах тектонічної еволюції у фанерозої. Практична значимість. Отримані дані щодо геодинамічного взаємозв'язку структурних поверхів літосфери, шарів земної кори і коромантії суміші можуть бути використані для геологічної інтерпретації при з'ясуванні геодинамічних умов формування і тектонічної еволюції внутрішньоплитних геоструктур Сарматії у фанерозої.

Ключові слова: літосфера, анізотропія, земна кора, тектонічна еволюція, структурна диференціація, Східноєвропейська платформа, Сарматія.

Як цитувати: Барташук Олексій. Тектонічна еволюція внутрішньоплитних структур Сарматії у фанерозої. 1. Структурно-речовинна диференціація літосфери і тектонічна подільність земної кори за геофізичними даними / Олексій Барташук, Василь Суярко, Олександр Чуєнко, Брюс Дж. Перрі // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія», 2024. – Вип. 60. – С. 12-27. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-60-01>

In cites: Bartaschuk Oleksii, Suyarko Vasyl, Chuienko Oleksandr, Perry Bruce J. (2024). Tectonic Evolution of the Intra-plate Structures of Sarmatia in the Phanerozoic. 1. Geophysical analysis of structural and substance differentiation of the lithosphere and tectonic divisibility of the Earth's crust. Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, series "Geology. Geography. Ecology", (60), 12-27. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-60-01> [in Ukrainian]

Постановка проблеми. Земна кора південного сегменту дорифейського кратонного ядра Східноєвропейської платформи (СЄП), Сарматської плити, складається з різноманітного за розміром, віком, складом і будовою ансамблю геоблоків і терейнів континентальної земної кори. Вважається, що у сучасній структурі земної кори Сарматії ці тектонічні елементи розподілені майже навпіл у складі двох геодинамічно відносно самостійних Західної і Східної мікроплит, які відрізняються за структурою, товщинами і речовинним складом шарів земної кори [1]. Тектонічна еволюція Сарматії розглядається за свідченнями з внутрішньо-плитних геоструктур - кристалічних масивів Українського щита (УЩ), Воронезької антеклиз (ВА) та рифтогенних палеозападин Дніпровсько-Донецького авлакогена (ДДА), Донецької складчастої споруди (ДСС). Протягом фанерозойських етапів активізації у контрастних геодинамічних обстановках відбувалося формування та багаторазові перебудови цих регіональних геоструктур [1-2]. Геодинамічні обстановки і тектонічні режими деформацій елементів інфраструктури в їх межах суттєво відрізнялися за механізмами, напрямками і кінематикою рухів геоблоків і активізованих мас гірських порід на етапах платформної активізації [3]. Природа як від'ємних (осадових басейнів та ін.), так і позитивних (антекліз, валів та ін.) внутрішньо-плитних геоструктур континентальної земної кори є різноманітною, проте їх об'єднують загальні для усіх критерії і тенденції геологічного розвитку. Головним є тектонічний критерій розподілу їх загальної структури на складові системо-утворюючі сукупності позитивних та від'ємних інфраструктур [4]. Інфраструктурні елементи постійно утворюються, деформуються і руйнуються у ході тектонічної еволюції, протягом якої в їх межах змінюються напрямки та кінематика переважних рухів блоків і геомас гірських порід (вергентність) [1-3,5,6]. Структурна диференціація земної кори протікає у різноманітних геодинамічних обстановках середини плит [1,2,7,8], тому формування їх інфраструктури проявляється по-різному в залежності від переважного тектонічного режиму на етапах тектонічної еволюції регіональних геоструктур [9-11]. Наприклад, структурні елементи різних сегментів у лінійних рифтогенних басейнах відрізняються за тектонічним стилем через варіації інтенсивності та режимів деформацій уздовж їх простягання [1, 8, 11]. До того ж протягом тектонічної еволюції всередині осадових басейнів через інверсію режимів деформацій вихідні інфраструктурні елементи можуть змінюватися на нові структурні парагенези [3, 5, 6, 8, 11]. Як наслідок, структура басейнів тривалого розвитку рід-

ко зберігає інфраструктуру, узгоджену з вихідним тектонічним планом, зазвичай протягом тектонічної еволюції первинна структура зазнає інверсійних деформацій і набуває різною мірою незгідного, або цілком оберненого плану відповідно до їх первинної структури [1,6,9,11].

Тектоніка Сарматії досліджувалася шляхом інтеграції наявних геофізичних даних. Виконувалася порівняльний тектонічний аналіз характеру структурних співвідношень складових шарів, тектонічної подільності консолідованої земної кори, структури розділу Мохо і підкорової мантії. Вивчався вплив неоднорідностей літосфери Сарматії, набутих на протязі дорифейської стабілізації у складі кратонного ядра Східноєвропейської платформи, на загальний напрям та хід еволюційного процесу структурно-речовинної диференціації континентальної земної кори. Піднята проблема крім науково-теоретичного має також важливе практичне значення, оскільки більшість осадових басейнів є вугле-, рудо- та нафтогазонасними територіями (провінціями) на кшталт Донбасу, Криворізького залізрудного басейна, Дніпровсько-Донецької западини, внутрішньо-басейнові структури яких містять родовища рудних і нерудних корисних копалин та вуглеводнів [1, 5, 6].

Методика досліджень. Для дослідження будови окремих поверхів літосфери та шарів земної кори Сарматії використовувалися інтегровані геолого-геофізичні, тектонофізичні, дистанційні, неотектонічні дані. Для їх аналізу застосовувалися методи порівняльно-тектонічного і структурного аналізу, геологічних аналогій, створення тематичних карт з використанням комп'ютеризованих географічних інформаційних систем. По результатах з'ясувалися взаємозв'язки структури та складу індивідуальних та різноманітних поверхів літосфери і шарів земної кори, особливості тектонічної подільності та структурної диференціації земної кори Сарматської літосферної плити.

Обговорення результатів.

Співставлення тектонічної подільності і структурно-речовинної диференціації поверхів літосфери і шарів земної кори Сарматії за геофізичними даними. Дорифейське кратонне ядро СЄП складається з трьох великих континентальних плит - Фенноскандії, Сарматії та Волгоуралії [14] (рис. 1). Транс'європейська тектонічна шовна зона Тейшейра-Торнквіста (TESZ) на заході слугує кордоном стародавньої СЄП з молодією Західноєвропейською плитою, утвореною кількома спаяними фанерозойськими терейнами. Тектонічний шов TESZ сформувався внаслідок колізії континентальних мікроплит до початку герцинського етапу тектогенезу. Уральські гори є

східним кордоном СЄП, що утворився через закриття Уральського палео-океану у карбоні (0,35-0,25 млрд років тому). Сарматська плита стабілізувалася протягом пізнього архея-палеопротерозоя завдяки об'єднання кількох терейнів континентальної кори віку 3,8–2,8 млрд років [14,15]. Сарматія відокремилася від Волгоуралії близько 2,0 млрд років тому через утворення між ними терейну океанічної кори. На початках формування кратонного ядра СЄП (1,75 млрд років тому) на північній околиці Сарматії розпочалася субдукція континентальної кори, яка викликала її зіткнення з Фенноскандією. Остаточо кратонне ядро СЄП сформувалося внаслідок об'єднання літосферних плит Фенноскандії, Сарматії і Волгоуралії 1,25–0,8 млрд років тому [15]. Тоді у континентальній корі протягом кількох пізньо-рифейських епізодів рифтінгу сформувався Середньоруський рифтовий пояс субмеридіонального простягання, складений низкою кулісно ешелонованих грабенів [17] (рис. 1). На західній і східній околицях пояса розташовані Волино-Оршанський прогин, який відокремлює Фенноскандію від Сарматії, та Пачелмський авлакоген, що відділяє Сарматію від Волгоуралії, ще далі на південний захід розташувалася палеорифтова структура ДДА (рис. 1, 2).

Територія України охоплює різноманітні геологічні структури Сарматської плити у межах платформної частини стародавньої СЄП (УЩ, ДДА, ДСС, Волино-Подільська плита), молодих Західноєвропейської і Скіфської плит та зон зчленування різновікових платформ, де розташовані Передобруджинський прогин, Південноукраїнська монокліналь (Причорноморська западина), гірсько-складчасті споруди Карпат і Криму та Чорноморська западина у складі Альпійсько-Гімалайського мобільного пояса. За новітніми геофізичними даними літосфера і земна кора Сарматії мають неоднорідну, диференційовану структурно-речовинну будову (рис. 2) [17-30]. За усіма структурними ознаками у спостережених геофізичних полях Сарматський літосферний сегмент виділяється серед інших як найбільше деформована складова кратонного ядра СЄП.

Літосфері Сарматії притаманна суттєва неоднорідність орієнтації вектора розщеплення поперечної сейсмічної хвилі [22,23,25] (рис. 1, 3). Ця швидкісна анізотропія вважається свідченням структурно-речовинної гетерогенності, обумовленої стародавньою дорифейською, вбудованою («вмороженою») анізотропією літосфери [19]. Поверхнево-хвильова томографія надала можливість детально аналізувати будову усіх поверхів літосфери на території СЄП у великому діапазоні глибин, отримати зображення структур верхньої мантії, на кшталт зон високої швидкості,

які можуть обмежувати товщину літосфери, контролюючи склад її поверхів. На глобальній швидкісній моделі за томографією [25] (рис. 3) літосферна плита СЄП відбивається як регіон з найбільш швидкісною речовиною літосфери, ніж у середньому у Євразії на глибинах від 15-20 км до значно нижче 200 км. Високошвидкісне тіло континентальної літосферної плити простягається від Уралу до TESZ та від Арктики до Чорноморської западини. Натомість у південному сегменті СЄП в межах Сарматії напрями розщеплення зсувної хвилі різко змінюються з усталених субмеридіональних азимутів простягання на північно-західний, тоді переходячи на субширотний на півдні, у межах Скіфської молодшої плити. При цьому літосфера під Сарматією значно тонша за таку інших двох сегментів (рис. 2).

По результатах порівняльного структурного аналізу морфології і простягання спостережених магнітних і гравітаційних лінеаментних аномалій з швидкісними сейсмічними анізотропними аномаліями отримано інформацію про взаємодію динамічно пов'язаної геосистеми «консолідована кора-верхня мантія» [21]. Зокрема, аналіз комплексу цих трьох незалежних даних дав можливість ідентифікувати, локалізувати та виокремити деформації в земній корі та літосфері, які є вертикально когерентними, тобто геодинамічно спряженими, від накладених, без-кореневих деформацій [22].

Аналіз гравітаційного і магнітного спостережених аномальних полів свідчить, що разом вони відображають важливі структурні особливості глибинних шарів консолідованої земної кори СЄП, значна площа якої перекрита потужними відкладами плитного осадового чохла. На моделі залишкового магнітного поля Східноєвропейської літосферної плити яскраво відбиваються рифтогенні структури авлакогенів Пачелми та ДДА, а також міжплитний Польсько-литовсько-білоруський террейн як лінеаменти з низько-амплітудними варіаціями (рис. 4). Уральські гори відображаються переважно плямами позитивних аномалій, вишикуваних уздовж простягання пояса. Тектонічний кордон між СЄП та Уралом визначається лінійною негативною магнітною аномалією. Центральна частина Руської плити має найбільш складну структуру магнітного поля, поєднуючи мозаїчні поля і лінійні аномалії різної азимутальної орієнтації. Магнітному полю УЩ властива значна диференціація через розвиток аномальних зон з горизонтальними градієнтами до 10 мкТ/км (рис. 4).

Гравітаційне поле Сарматської плити та прилеглих регіональних структур аналізовано за даними супутникових спостережень на глобальній моделі EIGEN-6S2 за розподілом аномалій

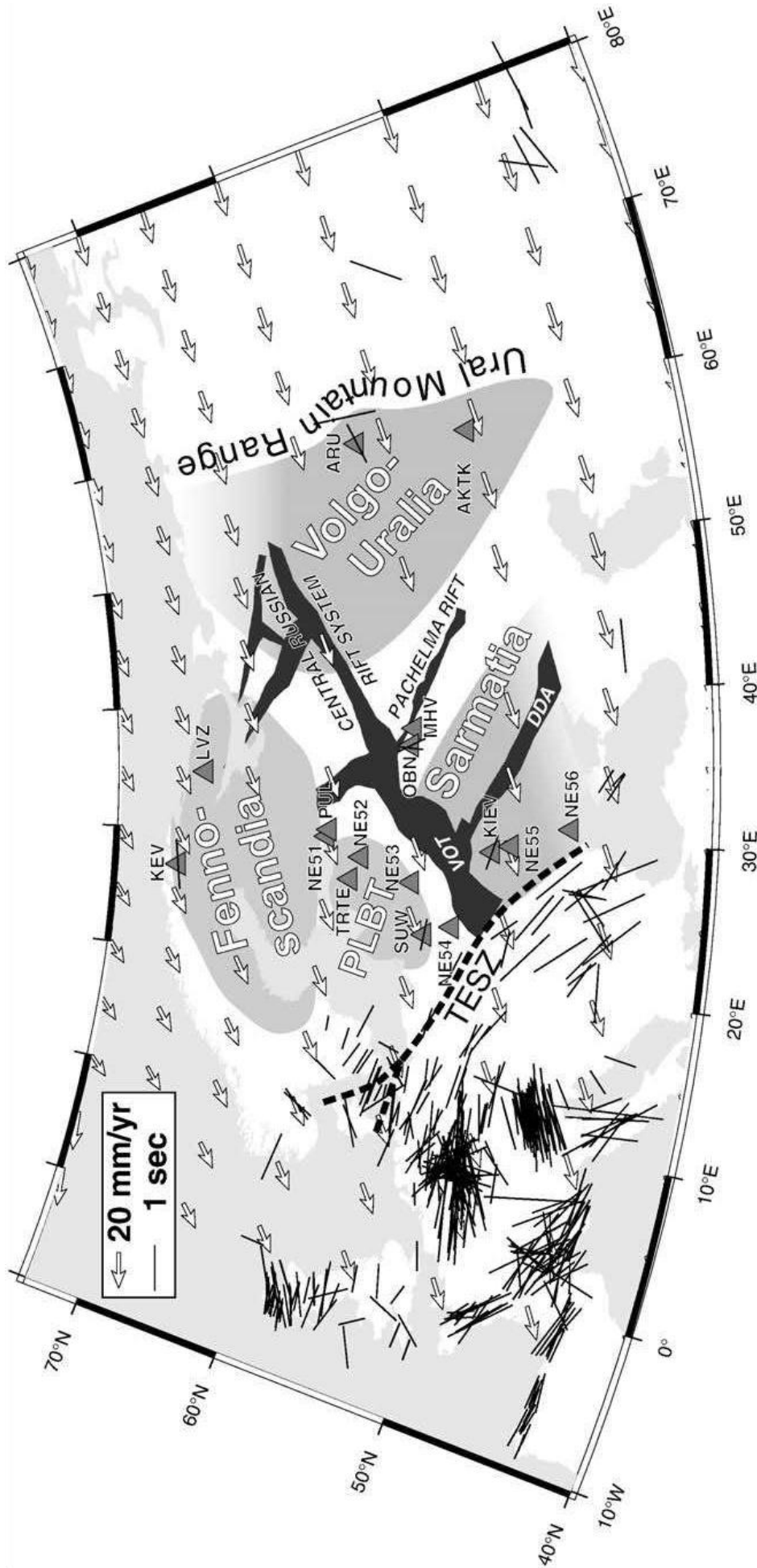


Рис. 1. Сегментация літосфери, кордони і палеорифтові пояси за [16] на швидкісній моделі Східноєвропейської платформи, згідно [22]: PLBT- польсько-литовсько-білоруський террейн Фенноскандії; DDA - Дніпровсько-Донецький авлакоген, VOT- Волино-Оршанський прогин. Чорні смуги - спостережені розщеплення поперечної хвилі, згідно (<http://www.gm.univ-montp2.fr/splitting>); білі стрілки - вектори руху Східноєвропейської літосферної плити відносно системи відліку гарячої точки HS3-Nuve11A, згідно [24]; трикутники – станції спостереження /

Fig. 1. Segmentation of the lithosphere, boundaries and paleorift belts by [16] on the speed model of the East European Platform, according to [22]. Symbols: PLBT - Polish-Lithuanian-Belarusian terrane of Fennoscandia; DDA - Dniipro-Donetsky avlakogen, VOT- Volyn-Orshansky depression. Black bars - observed shear wave splitting, according to (<http://www.gm.univ-montp2.fr/splitting>); white arrows - movement vectors of the East European lithosphere plate relative to the hot spot reference system HS3-Nuve11A, according to [24]; triangles are observation stations

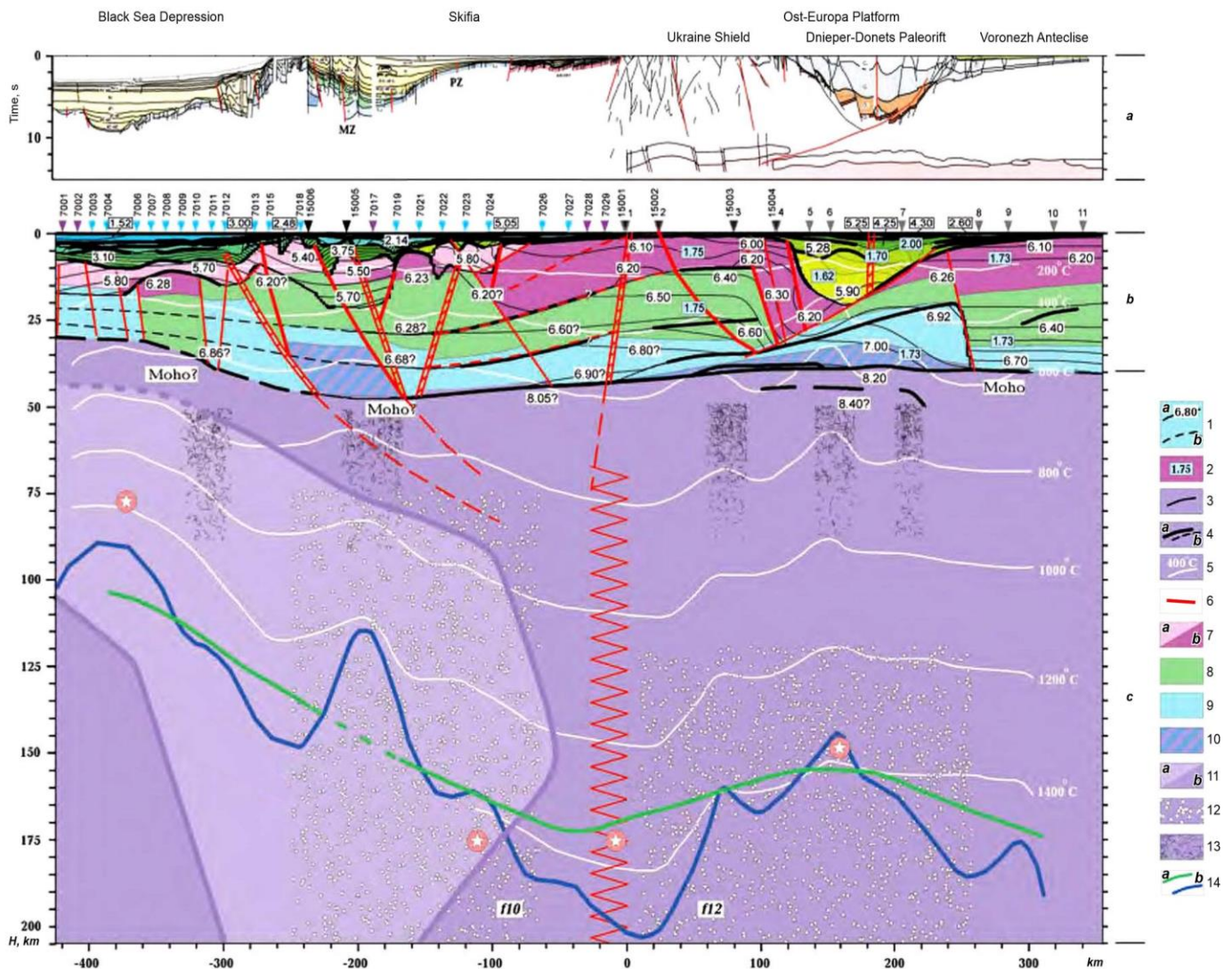


Рис. 2. Розрізи літосфери Східноєвропейської платформи вздовж профілю DOBRE fraction'99/DOBRE-2 [Сидоренко та ін., 2017] зі змінами згідно [31]. Умовні позначення: а – осадовий чохол, б – консолідована кора, в – мантія; 1- швидкість Р-хвилі, 2- Vp/Vs, 3- горизонти відбиття, 4- Мохо, 5- ізотерна, град С, 6- розломи, 7,8,9 – земна кора: 7- верхня (низька і регулярна щільність), 8- середня, 9- нижня; 10- коро-мантійна суміш, 11- низько- та високо швидкісна мантія, 12- глибинні флюїди, 13- термічні аномалії, 15- покрівля астеносфери: геотермічна та сейсмічна /

Fig. 2. Sections of the lithosphere Eastern European Platform along the DOBRE fraction'99/DOBRE-2 profile [by Sydorenko et al., 2017] with changes according to [31]. Symbols: a – sedimentary cover, b – consolidated crust, c – mantle; 1- P-wave speed, 2- Vp/Vs, 3- reflection horizons, 4- Moho, 5- isotherm, grad C, 6- faults, 7,8,9 – Earth's crust: 7- upper (low and regular density), 8- middle, 9- bottom; 10- crust-mantle mix, 11- low and high speed mantle, 12- deep fluids, 13- thermal anomalies, 15- roof of the asthenosphere: geothermal and seismic

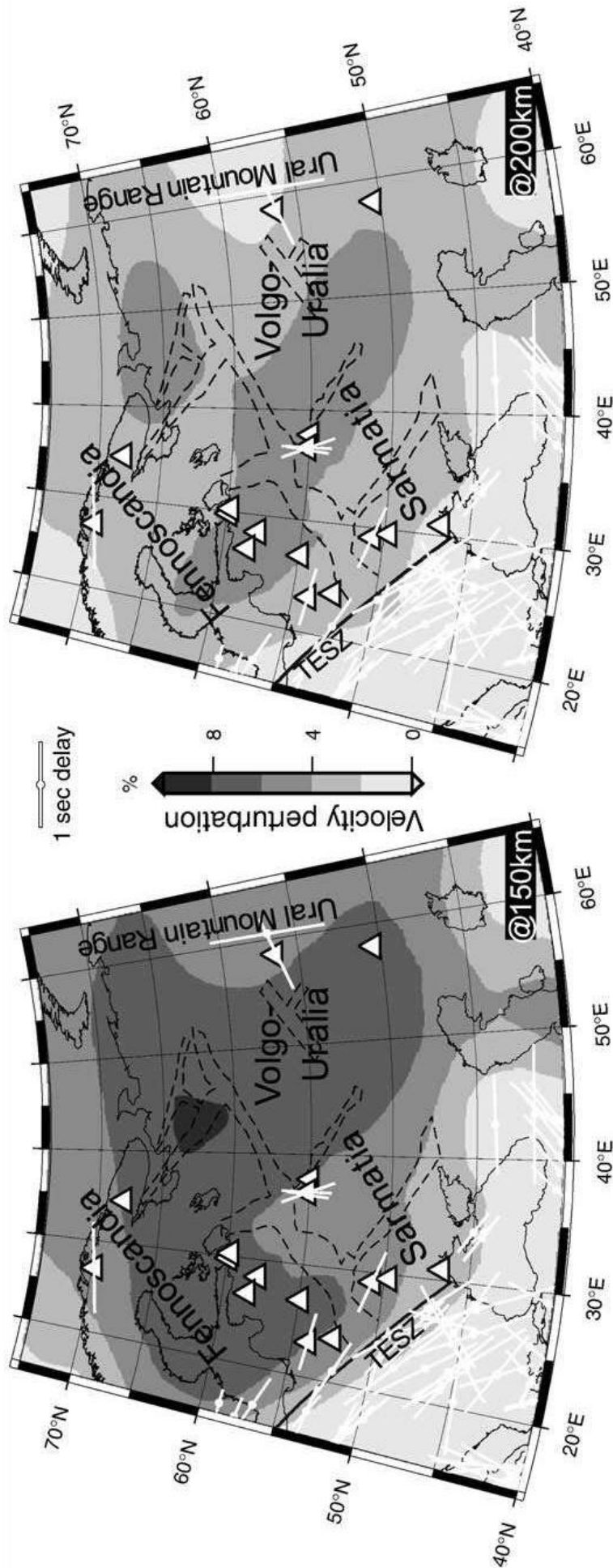


Рис. 3. Томографічна модель швидкості поверхневої хвилі у літосфері Східноєвропейської платформи у глибинних перерізах 150 км (ліворуч) і 200 км (праворуч), згідно [24]. Збурення швидкості у відсотках відносно PREM. Напрями розщеплення зсувної хвилі – білі смуги, трикутники – станції спостереження, чорний пунктир-рифтові пояси за [17] /

Fig. 3. Tomographic model of surface wave velocity of the East European Platform lithosphere in depth sections of 150 km (left) and 200 km (right), according to [24]. Velocity perturbation as a percentage relative to PREM. The directions of shear wave splitting are white stripes, triangles are observation stations, black dotted lines are rift belts by [17]

Буге та аномалій у вільному повітрі, висот геоїду та другої вертикальної похідної гравітаційного потенціалу [22] (рис. 5). Найбільш виразно у полі сили тяжіння у вільному повітрі відбивається структура УЩ, якій властиві додатні аномалії (до + 40 мГал) широтного в центральній та східній частинах і північно-західного простягання у західній частині на тлі невиразно-нейтрального поля ВА (рис. 5, б).

Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецькому авлакогену, як складовій структурі протяжного Лінеаменту Карпінського властиве неоднорідне, диференційоване гравітаційне поле: мінімуми поля Прип'ятського прогину сусідують з Чернігівським максимумом. У Дніпровському грабені аномалії змінюються від позитивних (+40 мГал) у його північно-західній частині до негативних (-30 мГал) у південно-східній, натомість ДСС відповідає широтний максимум +40 мГал. Розподіл гравітаційних аномалій у вільному повітрі (рис.

5, б) свідчить про подовження структури ДДА у південно-східному напрямку до Валу Карпінського, що далі переходить у Мангишлацько-Туаркирський сегмент [11,16]. Це вважається геофізичною ознакою існування структури великого Сарматсько-Туранського лінеаменту (Лінеамент Карпінського), який є найбільшим планетарним мобільним поясом північно-західного азимуту простягання [28]. З північного сходу Сарматія відокремлена від Волгоуралії структурою Пачелмського авлакогена з лінійним гравітаційним мінімумом північно-західного простягання, який на схід змінює велика негативна аномалія Прикаспійської западини. Загалом структурам земної кори Сарматії і молодшим структурам її південного облямування притаманне північно-західне простягання спостережених аномалій поля сили тяжіння, що виразно проявляється у розподілі другої похідної гравітаційного потенціалу (рис. 5, г).

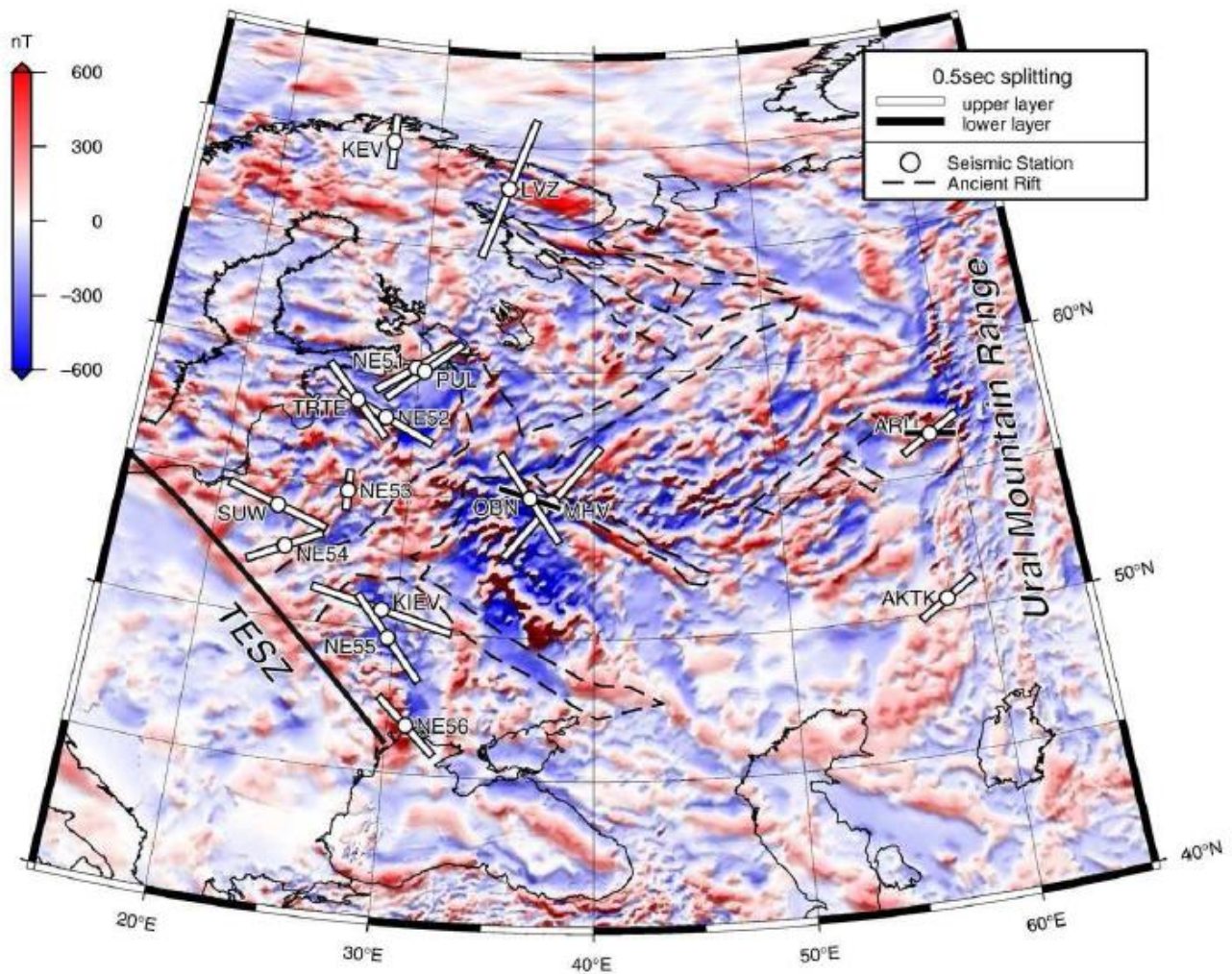


Рис. 4. Залишкове спостережене магнітне поле Східноєвропейської літосферної плити, згідно [26] чорний пунктир – палеорифтові пояси, згідно [16]. Середні показники розщеплення поверхневої хвилі – білі смуги, згідно [23] /

Fig. 4. The residual observed magnetic field of the East European lithosphere plate, according to [26], the black dotted line is paleorifts. Average values of surface wave splitting are white bars, according to [23]

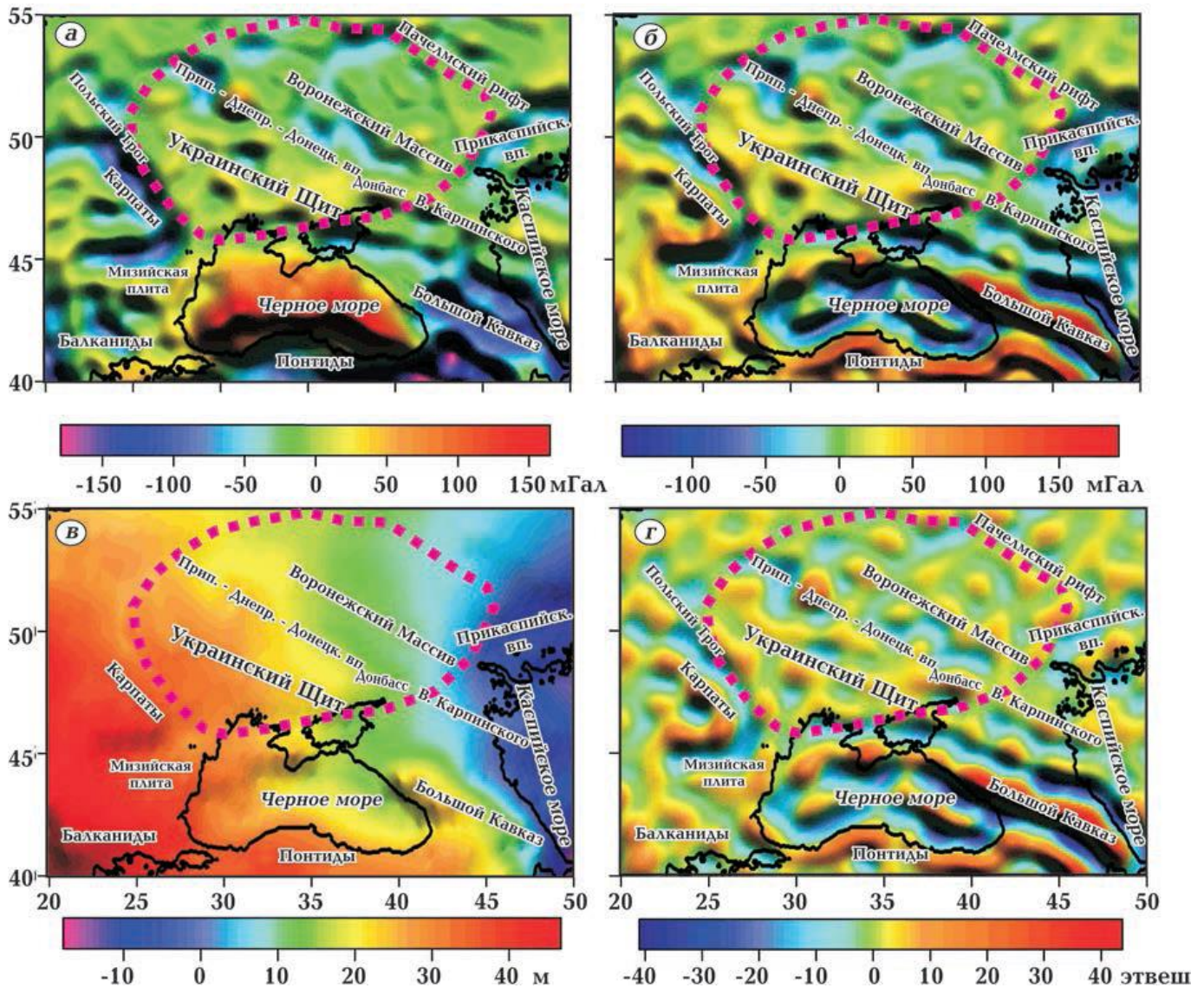


Рис. 5. Гравітаційне поле Сарматії (червоний пунктир) та навколишніх структур за супутниковими даними на моделі EIGEN-6S2, згідно [27]: аномалії Буге, мГал(а); аномалії у вільному повітрі, мГал(б); висоти геоїду, м (в); друга радіальна похідна гравітаційного потенціалу, етвеш (г) / Fig. 5. The gravity field of Sarmatia and surrounding units according to satellite data model EIGEN-6S2, according to [27]: Bouguer anomalies, mGal (a); Free Air anomalies, mGal (b); geoid heights, m (in); the second radial derivative of gravity potential, etvesh (g). Sarmatia is outlined in red dotted line

Аналіз просторового розподілу типів консолідованої кори (гранітного, діоритового, базальтового) і «коро-мантіїної суміші» на густинній моделі свідчить, що Сарматії притаманне загальне зменшення основності кори з заходу на схід уздовж структури УЩ [29] (рис. 6). При цьому на заході переважає базальтоїдний тип кори з вмістом базальту 40-70%, на сході діоритовий та гранітно-діоритовий. У ДДА поширена переважно діоритова кора, на тлі якої в осьовій частині Дніпровського грабена розвинений базальтоїдний тип. Винятком є західна частина Чернігівського сегменту, де базальтоїдний тип пов'язаний з вторгненням основних магматичних тіл на рифтовому етапі. Нерівномірним є розподіл типів

кори щодо осі палеорифта у Лохвицькому та Ізюмському сегментах, де кора має підвищену намагніченість «діоритового» та «базальтового» шарів.

На відміну від УЩ та ВА, коро-мантіїна суміш під ДДА складає понад 20% від товщини "базальтового" шару. Асиметрія поширення суміші уздовж авлакогену може свідчити про її нерівномірне «розтікання» внаслідок пульсуючого прояву кількох девонських (франських і фаменських) епізодів рифтингу, якими були викликані мантіїна декомпресія з вторгненням магми у кору [17]. Тяжіння лінійних зон підвищеного вмісту коро-мантіїної суміші до кордонів між геоблоками з різними типами кори може бути свідче-

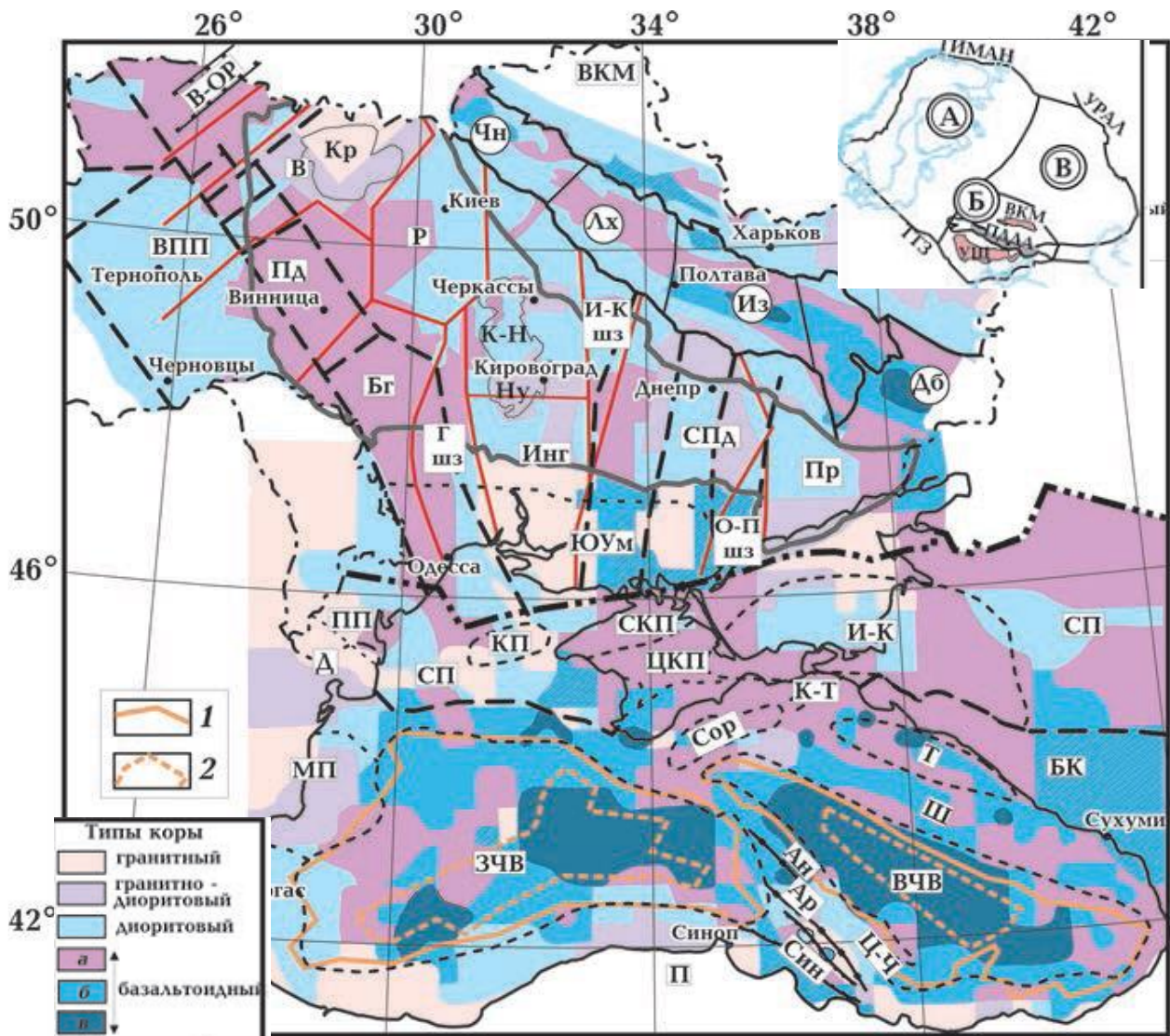


Рис. 6. Типи земної кори Сарматії та прилеглих територій за співвідношенням складу шарів, згідно [29]. Геодинамічні області земної кори, згідно [30]: 1 - розтягнутої континентальної; 2 - океанічної. Підтипи базальтоїдної кори за вмістом базальту: 1 - 40-70% (а), 2 - 70-90% (б), 3 - 100% (в). Умовні позначення: Геоструктурні елементи Сарматії, згідно [5,15-17,30]: 1-11 - кордони: 1- Дніпровсько-Донецького авлакогена; 2- Українського Щита; 3 - плутони (Кр - Коростенський, К-Н - Корсунь-Новомиргородський; Ну - Новоукраїнський масив); 4 - міжгеоблокові розломи УЩ; 5 - проекції на земну поверхню зон зміщення розділу Мохо; 6 - структур Чорноморської западини; 7 - осі хребтів Андрусова (Ан) та Архангельського (Ар); 8 - Синопської (Сін) улоговини; 9 - південний кордон Скіфської плити (СП); 10 - південний кордон Східноєвропейської платформи (СЄП); 11 - зеленокам'яних структур. Тектонічне районування території України: 12 - Український щит (УЩ); 13 - Воронежський кристалічний масив (ВКМ); 14 - ДДА, СП, ВПП; 15 - південно-східна околиця Західноєвропейської платформи; 16 - Південно-Українська монокліналь (ЮОУм); 17 - Донецька складчаста споруда (Донбас); 18 - складчасті системи Добруджі, Криму, Карпат; 19 - Переддобруджинський та Передкарпатський прогини; 20 - Чорноморська западина. Геоблоки УЩ: В - Волинський; Пд - Подільський; Р - Росинський; Бг - Бузький; Ін - Інгільський; СПд - Середньопридніпровський; Пр - Приазовський. Шовні зони: Гшз - Голованівська; І-Кшз - Ігулецько-Криворізька; О-Пшз - Оріхово-Павлоградська; В-ОР - Волино-Оршанський рифт. Сегменти ДДА: Чн - Чернігівський, Лх - Лохвицький, Із - Ізюмський, Дб - Донбаський. Структури Чорноморської западини та прилеглих територій: МП - Мізійська плита, Д - Добруджа; прогини СП: ПП - Переддобруджинський, КП - Каркінітський, СКП - Північнокримський, І-К - Індоло-Кубанський; улоговини: ЗЧВ - Західно-Чорноморська, ВЧВ - Східно-Чорноморська, С - Сорочіна, Т - Туапсинська; підняття: Ш - Шацького, Ц-Ч - Центрально-Чорноморське. К-Т - Керченсько-Таманський прогин, П - Понтіди. Трансрегіональні тектонічні шви: Х-См - Херсон-Смоленськ, Д-Бр - Донецьк-Брянськ. Плити СЄП (врізка): А - Фенноскандія, Б - Сарматія, В - Волгоуралія. ПДДА - Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький авлакоген; ТТЗ - тектонічний шов Тейшейра-Торнквіста /

Fig. 6. Types of the earth's crust of Sarmatia and adjacent territories by ratio layer composition, according to [29]. Geodynamic regions of the earth's crust, according to [30]: 1 - stretched continental; 2 - oceanic. Subtypes of basaltoid crust according to basalt content: 1 - 40-70% (a), 2 - 70-90% (b), 3 - 100% (c). Notations: geostructural elements of Sarmatia, according to [5,15-17,30]: 1-11 - boundaries: 1- Dnipro-Donetsk avlakogen; 2- Ukrainian Shield; 3 - plutons (Kr - Korostenskyi, K-N - Korsun-Novomyrhorodskyi; Nu - Novoukrainskyi massif); 4 - intergeoblock faults of the USH; 5 - projections on the Earth's surface of displacement zones of the Moho section; 6 - structures of the Black Sea depression; 7 - axes of the Andrusov (An) and Arkhangelsky (Ar) ridges; 8 - Sinopsky (Syn) basin; 9 - the southern border of the Scythian Plate (SP); 10 - the southern border of the Eastern European Platform (EEP); 11 - greenstone structures. Tectonic zoning of the territory of Ukraine: 12 - Ukrainian Shield (USH); 13 - Voronezh crystalline massif (VKM); 14 - DDA, SP, VPP; 15 - south-eastern edge of the Western European platform; 16 - South Ukrainian monocline (South Ukrainian monocline); 17 - Donetsk folding structure (Donbas); 18 - folded systems of Dobrudja, Crimea, Carpathians; 19 - Pre-Dobrudzha and Pre-Carpathian depressions; 20 - Black Sea depression. Geoblocks of the UCH: V - Volynskyi; South - Podilskyi; R - Rosynskyi; Bg - Buzky; In - Ingulsky; SPD - Middle Pridniprovskyi; Pr - Priazovskiy. Seam zones: Gshz - Golovanivska; I-Kshz - Inguletsko-Kryvorizka; O-Pshz - Orihovo-Pavlogradska; V-OR - Volyn-Orshansky rift. DDA segments: Chn - Chernihivskyi, Lh - Lokhvytskyi, Iz - Izyumskyi, Db - Donbasskyi. Structures of the Black Sea Basin and adjacent territories: MP - Miziyska plate, D - Dobruja; SP deflections: PP - Preddobrudzhinsky, KP - Karkinitzky, SKP - North Crimean, I-K - Indolo-Kubansky; basins: ZCHV - West Black Sea, VCHV - East Black Sea, S- Sorokina, T - Tuapsinsk; rise: W - Shatskogo, Ts-Ch - Central Black Sea. K-T - Kerch-Taman depression, P - Pontides. Transregional tectonic seams: Kh-Sm - Kherson-Smolensk, D-Br - Donetsk-Bryansk. SEP plates (inset): A - Fennoscandia, B - Sarmatia, C - Volgouralia. PDDA - Pripyat-Dnipro-Donetsk avlakogen; TTZ - Teixeira-Tornqvist tectonic seam

нням, на нашу думку, неодноразової активізації дорифтового каркасу розломів зі збільшенням його проникності для мантіїних флюїдів і формуванням власного тектонічного стилю переробки нижньої кори в різних сегментах палеорифта.

Товщини «гранітного шару» можуть опосередковано відображати вік і тектонічні режими активізації кори. «Гранітний» шар розташований у геоструктурах, яким властивий базальтоїдний тип кори (базальту 40-100%). Руйнування до повної зникнення під Дніпровським грабеном «гранітного» і значним стоншення «діоритового» шарів вважається наслідком розтягнення і стоншення кори і наступного вторгнення основних порід у верхню частину земної кори протягом рифтогенезу [17]. Релікти рифту збереглися в Чернігівському і частково Лохвицькому сегментах, натомість цілком перероблений на етапах тектонічної інверсії ДДА «без-гранітний» тип кори з «базальтовим мантіїним вікном» утворився в Ізюмському і Донбаському сегментах авлакогену (рис. 6).

Зменшення основності речовини земної кори із заходу на схід Сарматії уздовж простягання внутрішньо-плитних структур УЩ, ВА та ДДА є речовинним підтвердженням зробленого нами раніше висновку про розділ майже навпіл дориффейського кратонного ядра Сарматії на рубежі Інгuleцько-Криворізької тектонічної шовної зони УЩ на дві, відносно геодинамічно самостійних Західну та Східну мікроплити (рис. 6) [1]. Кожна з мікроплит охоплює кілька великих геоблоків - континентальних терейнів, які відрізняються за товщиною, речовинним складом, структурою шарів консолідованої кори та рельєфом розділу Мохо [17-29].

До складу Західної мікроплити Сарматії входять Волинський, Подільський, Росинський,

Бугський геоблоки, Голованівська шовна зона та Інгuleцький геоблок УЩ, а також їх північні продовження під рифтогенну структуру ДДА та на південних схилах ВА. Західній мікроплиті властиві значні варіації товщин земної кори: від максимальних при глибині розділу Мохо понад 65 км до мінімальних (менше 40 км) при його здійсненні під Коростенським і Корсунь-Новомиргородським вулкано-магматичними структурами. Під цими плутонічними масивами склад кори варіює від гранітного до базальтоїдного (вміст базальту 40-70%). Структури на розділі Мохо тут мають повсюдне меридіональне і північ-північно-західне простягання (рис. 7). Різка зміна азимутів простягання структур у підшві консолідованої кори спостерігається на північно-західному кордоні ССП, у зоні зчленування Сарматії зі Фенноскандією - у межах Волино-Оршанського авлакогена і Волино-Поліського вулканічного пояса та на північно-східному зануренні УЩ під структуру ДДА.

Східна мікроплита, на відміну від Західної, більше диференційована як за складом і структурою шарів кори, так і рельєфом розділу Мохо. Вона охоплює Середньопридніпровський та Приазовський геоблоки УЩ та їх північні продовження під ДДА та на ВА. В структурі підшви консолідованої кори під ними сформувалися синклінорії північ-північно-східного простягання, занурені на глибини понад 50 км та антиклінорії, підняті до 35-40 км у розділі Мохо [29] (рис. 7). Кора має тут меншу потужність (до 40-45 км) і основність порівняно із Західною мікроплитою. Склад кори Східної мікроплити з заходу на схід змінюється від базальтоїдного (вміст базальту 40-70%) до гранітно-діоритового (рис. 6).

Таким чином, анізотропія літосфери Сарматії проявляється у варіаціях складу і товщин ін-

дивідуальних шарів консолідованої кори, рельєфі розділу Мохо, підосвах літосфери і консолідованої земної кори (рис. 2-7). Це природне явище яскраво відбивається уздовж простягання ДДА у суттєвих структурних відмінностях кори західної

(Чернігівський та Лохвицький сегменти) і східної (Ізюмський та Донецький сегменти) частин палеорифта, розділених тут Верховцівсько-Львовським коро-мантіїним розломом, трасованим на меридіані міста Полтава (рис. 6, 7).

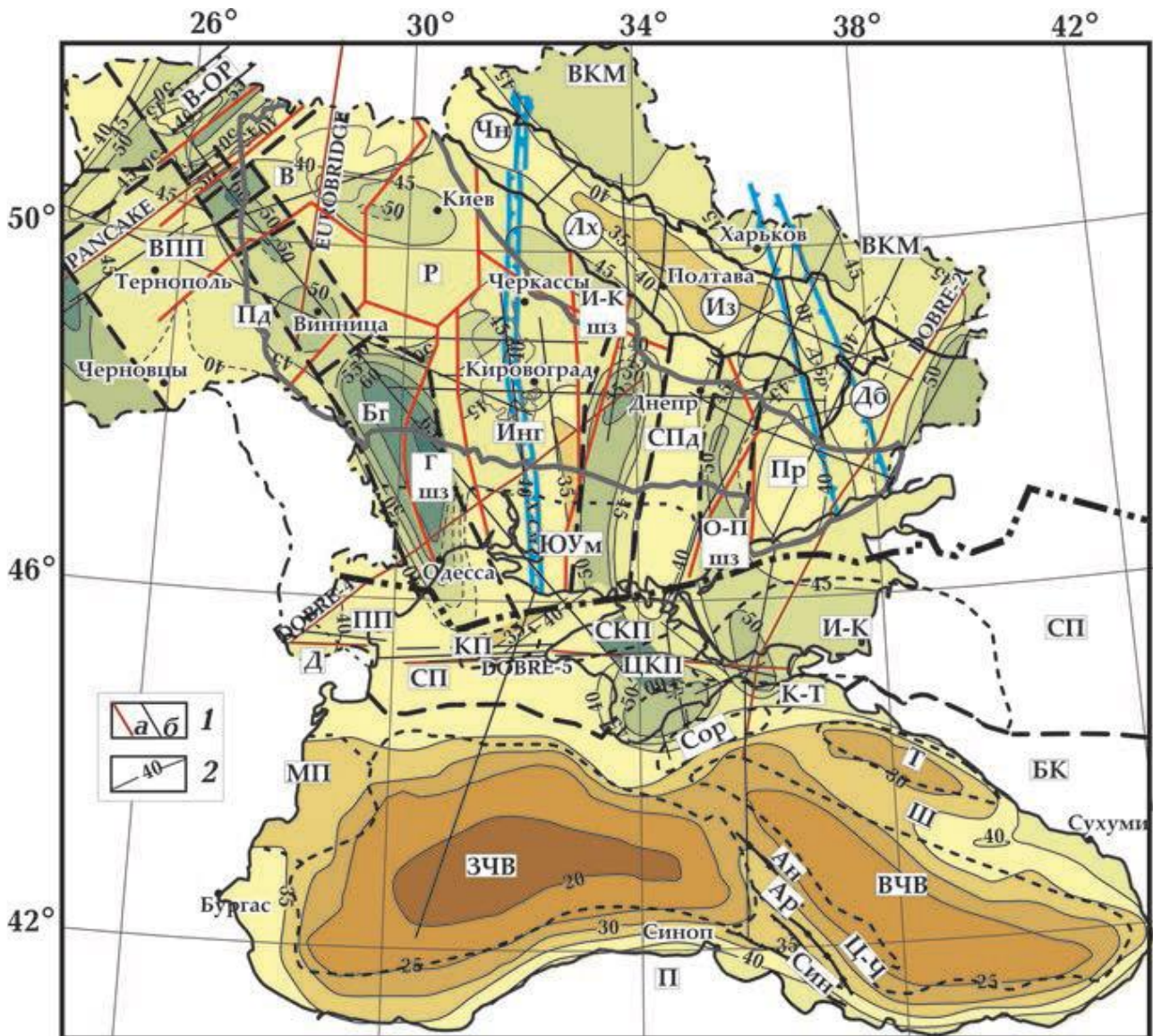


Рис. 7. Рельєф підосви консолідованої земної кори (розділу Мохо), км, згідно [29]:

1 - сейсмічні профілі: міжнародні геотраверси (а) та ГСЗ (б);

2 - глибини залягання розділу Мохо, км. Інші умовні позначення на рис. 6 /

Fig. 7. Relief of the sole of the consolidated Earth's crust (Moho section), km, according to [29]:

1 – seismic profiles: international geotraverse (a) and DSZ (b); 2 – the depths of the Moho discontinuity, km (the dotted line shows the assumed ones). For other legends see Fig. 6

За результатами аналізу геофізичних ознак субширотна структурно-речовинна диференціація літосфери притаманна також кристалічним масивам УЩ та ВА. Палео-Український щит протягом дорифейського кратонного етапу, до утворення у його тілі ранньорифейсько-девонської рифтогенної структури ДДА, охоплював у своєму складі обидва кристалічних масиви. У ході пізньоархейсько-ранньопротерозойських колізійних процесів кратонної стабілізації скла-

дові континентальні геоблоки західної (Волинський, Подільський, Бугський, Росинський, Інгульський) та східної (Середньопридніпровський, Азовський) частин УЩ об'єдналися у складі ядра Сарматії [5, 16]. Отже, анізотропія літосфери має «вбудовану» природу внаслідок процесів стабілізації кратонного ядра Сарматії, коли у первинній структурі дорифейського палеощита об'єдналися різні за віком, складом, структурою і власною кінематикою рухів терейни континента-

льної кори. У сучасній структурі Сарматії вони входять до складу двох геодинамічно відносно самостійних Західної та Східної мікроплит [1]. Форми рельєфу підшви консолидованої кори УЩ (рис. 7) мають незгідні співвідношення зі структурами верхньої частини кори (рис. 4, 5). Інгулецько-Криворізька шовна зона роділяє Інгульський і Середньопридніпровський геоблоки та розділяє УЩ на західну та східну частини. Західній частині притаманний структурний ансамбль лінійних прогинів північ-північно-західного простягання глибиною до 65 км у розділі Мохо. У східній частині УЩ структури рельєфу Мохо краще узгоджуються з простяганням субмеридіональних дорифейських структур.

За результатами співставлення рельєфу підшви консолидованої кори зі структурою верхньої частини кори з'ясовано, що у межах Сарматії і на прилеглих територіях сформувалися чотири структурних плани деформацій земної кори (рис. 7). Глибинні структури кори субмеридіонального простягання є найдавнішими (архей-палеопротерозойський) і розташовані переважно у Східній мікроплиті та частково у східній частині Західної мікроплити. Північно-східне простягання мають корові структури у межах Голованівської шовної зони і в західній частині Західної мікроплити (Бугський, Росиєський, Подільський геоблоки), а також у зоні тектонічного зчленування Фенноскандії та Сарматії в межах Волино-Оршанського крайового рифтогенного прогину і на північно-західних околицях Волино-Подільської плити. Структури кори північно-західного простягання розташовані околицями та уздовж всього південно-західного кордону ССП та оточують масив УЩ з заходу, півдня та півночі, де розміщується ранньорифейсько-палеозойська рифтогенна структура ДДА, яка на південний схід переходить у трансрегіональну структуру Валу Карпинського.

На підставі викладених даних зроблено важливий теоретичний висновок: сучасна тектонічна подільність і просторова неоднорідність тектонічного стилю деформацій земної кори Сарматії є результатом докорінних структурних перебудов її кратонного ядра протягом фанерозойської еволюції. Дорифейські структури мають субмеридіональну орієнтацію, натомість післярифейським деформаційним структурам консолидованої кори Сарматії притаманне загальне північно-західне простягання, а молодшим мезозойсько-кайнозойським структурам її південного облямування властиве широтне простягання. Це яскраво відбивається у відповідних змінах складу і товщин складових шарів земної кори і спостерігається в аномальних геофізичних полях (сили тяжіння, магнітному, анізотропії швидкос-

тей) (рис. 2-7). Незгідність простягання структур верхньої частини кори з глибинною структурою дорифейського супракрустального чоколя (рис. 6) є свідченням їх деформаційної, накладеної природи, сформованої протягом фанерозойських етапів тектонічної еволюції.

Дані зі структурної диференціації земної кори Сарматської плити можуть бути використані для подальшої геологічної інтерпретації при вивченні геодинамічних умов формування і тектонічної еволюції внутрішньо-плитних геоструктур Сарматії у фанерозої. У наступних частинах статті на підставі геологічної інтерпретації отриманих даних буде зроблено спробу реконструювати геодинамічні обстановки, тектонічні режими та можливі кінематичні механізми деформацій земної кори Сарматії у фанерозої.

Висновки щодо значення «вбудованої» на протязі дорифейського етапу формування кратонного ядра Східноєвропейської платформи анізотропії літосфери Сарматії як передумови сучасної тектонічної подільності і структурної диференціації земної кори зроблені з огляду на особливості взаємозв'язку її динамічно спряжених поверхів, незгідність сучасного структурного плану та сегментації консолидованої кори з рельєфом підшви сейсмічної літосфери і шарів земної кори.

Висновки. 1. Аналіз геофізичних свідчень гетерогенності земної кори та анізотропії літосфери надав можливість з'ясувати причини незгідності тектонічного районування (блокової подільності та сегментації) структури різних поверхів літосфери і земної кори ССП. Розбіжність сейсмічних (густинних і швидкісних) та інших глибинних неоднорідностей кори, спостережених у геофізичних полях, з при-поверхневою структурою крихкої кори повсюдно проявляється у літосферній плиті ССП, особливо в межах Сарматії. Починаючи з глибини 15-20 км розподіл і конфігурація спостережених глибинних неоднорідностей не збігається з більшістю приповерхневих структур земної кори. На УЩ сейсмічні блоки та тектонічні геоблоки часто не корелюються з геотектонічною зональністю і великими структурними елементами будови супракрустальних комплексів кристалічного чоколя (сегментацією літосфери). Мозаїчна блокова тектонічна подільність земної кори ССП та Сарматії відображає багаторазову переробку зі змінами і варіаціями у часі та просторі різноманітних геодинамічних обстановок і відповідних режимів деформацій земної кори.

2. За структурних ознак у спостережених геофізичних полях Сарматія є найбільш деформованим сегментом стародавнього кратонного ядра ССП зі значно стоншеною літосферою. Внаслідок вихідної анізотропії літосфери, «вмо-

роженої» протягом стабілізації Сарматії, тіло плити складається з різноманітного за віком, структурою та складом ансамблю геоблоків-терейнів континентальної земної кори. У сучасній структурі Сарматії ансамбль терейнів розділений майже навпіл Криворізько-Кременчуцькою шовною зоною на дві геодинамічно відносно самостійних Західну і Східну мікроплити.

3. Протягом тектонічної еволюції внаслідок неодноразових епізодів тектонічної активізації у межах Сарматії і на прилеглих територіях стародавньої ССП і молодших платформ сформувалися чотири структурних плани деформацій земної кори. Стародавні структури архей-палеопротерозойського кратонного ядра субмеридіональної орієнтації розташовані переважно у Східній та східній половині Західної мікроплит. Північно-

східне простягання мають структури Голованівської шовної зони, західної половини Західної мікроплити (Бугський, Подільський геоблоки) та зони зчленування Фенноскандії та Сарматії у межах Волино-Оршанського рифтогенного прогину і на північно-західних околицях Волино-Подільської плити. Структури північно-західного простягання розташовані околицями та уздовж всього південно-західного кордону ССП, оточуючи УЩ з заходу та півночі, широтні структури Чорноморської западини і Понтід оточують південні околиці Сарматії. Різка просторова незгідність орієнтування фанерозойських деформаційних структур кори з первинною «вбудованою» анізотропною структурою дорифейського супра-крустального цоколю є свідченням їх вторинної, накладеної, деформаційної природи.

Список використаної літератури

1. Бартацук О.В. Геодинамічні умови нафтогазоносності Дніпровсько-Донецького палеорифту: автореф. д-ра геол. наук. Київ: Інст. геол. наук НАН України, 2021, 33 с.
2. Бартацук О.В. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // Доповіді НАНУ, 2019. № 3. С. 62-6.
3. Бартацук, О. В., Суярко, В. Г. (2018). Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровсько-Донецького палеорифта). Частина 1. Структурні прояви тектонічної течії у фундаменті. Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія», (49), 10-23. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2018-49-01>
4. Chikov V.M. Introduction to the physical foundations of static and dynamic geotectonics. Ed. A.E. Kontorovich / RAS, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy. N-k: publishing house "Geo", 2011, 299 p.
5. Гінтов О. Б. Польова тектонофізика та її застосування при вивченні деформацій земної кори України. – Київ: Фенікс, 2005, 572 с.
6. Timurziev A. Recent shear tectonics of sedimentary basins: tectonophysical and fluiddynamic aspects (in connection with oil and gas content). Author's abstract. dis. d. g.-m. s. M.: MSU, 2009, 40 p.
7. Meijers, M.J., Hamers, M.F., van Hinsbergen, D.J., D.G., Kitchka, A., Langereis, C.G. & Stephenson, R.A. (2010). New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): Implications for the Pangea A vs. B controversy. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1-2), 18-33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.028>.
8. Kopp M.L., Kolesnichenko A., Mostryukov A.A. et al. Reconstruction of Cenozoic stress and deformation of the eastern Russian Plate and ways of its application for solving regional and applied problems. *Geodynamics*, 2017. Issue 2 (23). pp. 46-67. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.046>.
9. Alvarez Ph., Maurin J.-C. Evolution du bassin Proterozoïque supérieur de Comba // *Precambrian Research*. 1991. Vol. 50. № 1–2. P. 139–152.
10. Bebeshev I. Evolution of Jurassic sedimentary basins of eastern Central Asia. Author's abstract. dis. d. g.-m. n. M.: GIN AN SSSR, 1988. 48 p.
11. Sobornov K. Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1995. Vol. 321. Serie II. P. 161–169.
12. Sylvester, A.G, 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 100, pp. 1666-1703.
13. Rebetsky Yu. Review of methods for reconstructing tectonic stresses and increments of seismotectonic deformations. *Tectonics today*. M.: OIPHZ RAS, 2002, pp. 227-243.
14. Bogdanova, S., Pashkevich, I., Gorbatshev, R., Orlyuk, M. (1996). Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268 (1–4), 1–21.
15. Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*, Geol. Soc. London – *Memoirs*, pp. 599–626.
16. Zonenshain L., Kuzmin M., Natapov L. *Tectonics of lithospheric plates on the territory of the USSR. Book 1. M.: Nedra*, 1990, 328 p.
17. Starostenko V.I., Pashkevich I.K., Makarenko I.B., Kuprienko P.Ya., Savchenko O.S. (2017). Heterogeneity of the lithosphere of the Dnieper-Donets depression and its geodynamic consequences. 1. Deep structure. *Geodynamics*, 1 (22), 125-138.

18. Reguzzoni, M., & Sampietro, D. (2015). GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.
19. Geiko, V. S., Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. (2005). Regional 3D-velocity model of the Sarmatian mantle (southwest of the East European Platform). *Geophysical Journal*, 27, 6, pp. 927–939.
20. Tsvetkova T., Bugaenko I., Zaets L. (2020). Seismic tomography of the mantle under the Dnieper-Donets depression and its surroundings. Part I. *Geophysical Journal*, 42(2), 71-85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i2.2020.201742>.
21. Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T. et al. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CD Profile. In M. Sosson, R. Stephenson, S. A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London, Special Publ. 428, pp. 307-321.
22. Wüsterfeld, A., et al. (2009). Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetism, *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.010>
23. Silver, P.G. (1996). Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, pp. 385–432.
24. Gripp, A., Gordon, R. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, pp. 321–361.
25. Debayle, E., Kennett, B., Priestley, K. (2005). Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate motion deformation of Australia. *Nature* 433, pp. 509–512.
26. Korhonen, J.V., Fairhead, J.D., Hamoudi, M., Hemant, K., Lesur, V., Manda, M., Maus, S., Purucker, M., Ravat, D., Sazonova, T., Thébaud, E. (2007). *Magnetic Anomaly Map of the World, published by Commission for Geological Map of the World, supported by UNESCO, 1st Edition, GTK, Helsinki, 2007. ISBN 978-952-217-000-2.*
27. Chernaya, O., & Egorova, T. (2021). The gravitational field of Sarmatia according to satellite data (model EIGEN-6S2) and its interpretation. *Geophysical Journal*, 43(3), pp. 47-63. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i3.236380>.
28. Aizberg R. E., Garetsky R. G., Sinichka A. M. (1971). Sarmato-Turanian lineament of the earth's crust. In the book: *Problems of theoretical and regional tectonics*. M.: Nauka, pp. 41–51.
29. Makarenko, I. (2021). Density heterogeneity of the earth's crust in Ukraine and adjacent regions according to three-dimensional gravity modeling data. *Geophysical Journal*, 43(2), 45-95. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230190>
30. Nikishin, A., Okay, A. I., Tuysuz, O., Demirel, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). The Black Sea Basins Structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin Structure and Fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, pp. 638-655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>
31. Bartashchuk O.V. (2024). Structural evolution of the Earth crust of the East European platform: evidence from the Sarmatia plate. 1. Intra-plate tectonic and stages of the evolution of the Earth's crust. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 33(1), 022-034. <https://doi.org/10.15421/112403>

Внесок авторів: всі автори зробили рівний внесок у цю роботу.

Конфлікт інтересів: автори повідомляють про відсутність конфлікту інтересів.

Tectonic Evolution of the Intra-plate Structures of Sarmatia in the Phanerozoic. 1. Geophysical analysis of structural and substance differentiation of the lithosphere and tectonic divisibility of the Earth's crust

Oleksii Bartaschuk¹

DSc (Geology), Professor of the Department of Fundamental and Applied Geology,
¹ V.N. Karazin Kharkiv National University, Kharkiv, Ukraine;

Vasyl Suyarko¹

DSc (Geology and Mineralogy), Professor,
Department of Fundamental and Applied Geology,

Oleksandr Chuienko¹

Head of laboratory for the study of rocks, minerals and fossil organisms;

Bruce J. Perry²

PhD, Exploration Geologist, Analytical Geochemist,

² Flightline Minerals Canada INC., Kamloops, B.C., Canada

ABSTRACT

Purpose. The structure of the Sarmatia's lithospheric plate was studied based on the latest integrated geological, geophysical, tectonophysics, aerocosmo-geological, neo-tectonic data and the gravity, magnetic, dense and seismic (GSZ, seismotomography) modeling data. The aim of the study to reveal the nature of heterogeneities of the Sarmatia Lithosphere and their influence on the nature of the process of structural and material differentiation of the Earth's continental crust.

Method. A comparative geotectonic analysis of the structure, composition, and relationships of individual layers of the consolidated crust, the Moho section, and the sub-crustal mantle was performed. According to the results of the analysis, the nature of the relationship between the structure and composition of the Lithosphere component surfaces and the layers of the Earth's crust, the peculiarities of the tectonic division of the Pre-Rifean craton core of Sarmatia were clarified.

Results. The relationship and regularities of the spatial distribution of individual floors of the Lithosphere, the layers of the Earth's continental crust and the core-mantle mixture, the structure of the Moho interface and the sub-crustal mantle on the territory of Ukraine have been clarified. Based on the comparison of the modern segmentation of the consolidated crust with the structure of the lithosphere layers, it was established that the modern structural and material heterogeneity of the Sarmatia plate core is determined by the original, "built-in" anisotropy of the Lithosphere, while the structure of the Earth's crust does not have an unequivocal connection with the relief of the sole of the modern seismic lithosphere. Exceptions are its rise with the formation of mantle dome structures in separate areas of the Western and Eastern micro-plates and under the Lokhvytskyi segment of the Dnipro-Donetsk Avlacogen. Scientific novelty. The nature of the impact of the heterogeneity of the Sarmatia's lithosphere, "frozen" during the stabilization of the Pre-Rifean craton core of the East European Platform, on the modern segmentation and structural-material differentiation of the Earth's continental crust has been clarified.

Scientific novelty. For the first time, a conclusion was made about the deformational nature of the structural differentiation of the continental crust of Sarmatia, which was formed against the background of the initial anisotropy of the Lithosphere under the influence of processes of mantle activation at the stages of tectonic evolution in the Phanerozoic.

Practical significance. The obtained data on the geodynamic relationship between the structural surfaces of the lithosphere, the layers of the Earth's crust and the coromantium mixture can be used for geological interpretation when elucidating the geodynamic conditions of the formation and tectonic evolution of the intra-plate geostructures of Sarmatia in the Phanerozoic.

Keywords: *Lithosphere, anisotropy, Earth's crust, tectonic evolution, structural differentiation, East European Platform, Sarmatia.*

References

1. Bartashchuk O.V. (2021). *Geodynamic conditions of oil and gas bearing capacity of the Dnipro-Donetsk paleorift: autoref. Dr. geol. science. Kyiv: Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 33 [in Ukrainian].*
2. Bartashchuk, O. (2019). *Evolution of the stress-deformed field of the Earth crust of Dnieper-Donets paleorift at Phanerozoic. Dop. Nation. Acad. Sci. Ukraine. 3, 62-71 [in Ukrainian].*
3. Bartashchuk O.V., Suyarko V. G. (2018). *Horizontally displaced of geomasses in the continental rift structures (on the example of the Dnipro-Donetsk paleorift). Part 1. Structural manifestations of tectonic flows in basement. Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, Series "Geology. Geography. Ecology" (49), 10-23. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2018-49-01> [in Ukrainian].*
4. Chikov, B. M. (2011). *Introduction to the physical foundations of static and dynamic geotectonics. Sib. Dep. RAS, V. Sobolev Inst. Geol. Min. "Geo", N-k.*
5. Gintov, O. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of deformations of the earth's crust of Ukraine. Phoenix, Kyiv.*
6. Timurziev A. (2009). *Recent shear tectonics of sedimentary basins: tectonophysical and fluiddynamic aspects (in connection with oil and gas content). Author's abstract. dis. d. g.-m. n. M.: MSU, 40.*
7. Meijers, M.J., Hamers, M.F., van Hinsbergen, D.J., D.G., Kitchka, A., Langereis, C.G. & Stephenson, R.A. (2010). *New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): Implications for the Pangea A vs. B controversy. Earth and Planetary Science Letters, 297(1-2), 18-33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.028>.*
8. Kopp, Kolesnichenko, Vasiliev et al. (2017). *Reconstruction of Cenozoic stress and deformations in the eastern east european platform with its regional and practical application. Geodynamics, 2 (23), 46-66.*
9. Alvarez Ph., Maurin J.-C. (1991). *Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba. Precambrian Research. 50, (1-2), 139-152.*
10. Bebeshev I. (1988). *Evolution of Jurassic sedimentary basins of eastern Central Asia. Author's abstract. dis. d. g.-m. s. M.: GINAS USSR, 48.*
11. Sobornov K. (1995). *Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia. C.R. Acad. Sci. Paris. 321 (II), 161-169.*
12. Sylvester, A.G. (1988). *Strike-slip faults. Geol. Soc. Amer. Bull, 100, 1666-1703.*
13. Rebetzky, Yu. (2002). *Review of methods of reconstruction of tectonic stresses and increments of seismic-tectonic deformations. Tectonics today. M.: OIFZ RAN, 227-243.*
14. Bogdanova, S., Pashkevich, I., Gorbatshev, R., Orlyuk, M. (1996). *Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 268 (1-4), 1-21.*
15. Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. (2006). *EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European*

- Craton. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*, Geol. Soc. London – Memoirs, 599–626.
16. Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., Natapov, L.M., Page, B.M. (Eds.) (1990). *Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis*, 21, AGU.
 17. Starostenko V.I. Pashkevich, I. B. Makarenko et al. (2017). Heterogeneity of the lithosphere of the Dnieper-Donets depression and its geodynamic consequences. Part 1. Deep structure. *Geodynamics*, 1 (22), 125 -138.
 18. Reguzzoni, M., & Sampietro, D. (2015). GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.
 19. Gejko V. S., Cvetkova T. A., Shumljanskaja L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. (2005). The regional 3D velocity model of the Sarmatia mantle (south-west of the East European platform), *Geophysical journal*, 27(6), 927–939.
 20. Tsvetkova, T., Bugaenko, I., & Zaets, L. (2020). Speed structure of the mantle under the Dnieper-Donets Depression and its surroundings. Part I. *Geophysical journal*, 42(2), 71–85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i2.2020.201742>.
 21. Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T. et al. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CD Profile. In M. Sosson, R. Stephenson, S. A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London, Special Publ. 428, 307-321.
 22. Wüstefeld, A., et al. (2009). Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetics, *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.010>
 23. Silver, P.G. (1996). Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 385–432.
 24. Gripp, A., Gordon, R. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, 321–361.
 25. Debayle, E., Kennett, B., Priestley, K. (2005). Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate motion deformation of Australia. *Nature*, 433, 509–512.
 26. Korhonen, J.V., Fairhead, J.D., Hamoudi, M., Hemant, K., Lesur, V., Manda, M., Maus, S., Purucker, M., Ravat, D., Sazonova, T., Thébaud, E. (2007). *Magnetic Anomaly Map of the World*, published by Commission for Geological Map of the World, supported by UNESCO, 1st Edition, GTK, Helsinki. ISBN 978-952-217-000-2.
 27. Chornaya, O., Yegorova, T. (2021). Gravity field of Sarmatia according to satellite data (model EIGEN-6S2) and its interpretation. *Geophysical journal*, 43(3), 47–63. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i3.236380>.
 28. Ayzberg, R., Garetskiy, R., Sinichka, A. (1971). Sarmato-Turanian lineament of the earth's crust. In *Problems of theoretical and regional tectonics*, 41–51. M.: Nauka.
 29. Makarenko, I. B. (2021). Density heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent territories from three-dimensional gravity modelling. *Geophysical journal*, 43(2), 45–95. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230190>.
 30. Nikishin, A., Okay, A. I., Tuysuz, O., Demire, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). The Black Sea Basins Structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin Structure and Fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638-655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>
 31. Bartashchuk O.V. (2024). Structural evolution of the Earth crust of the East European platform: evidence from the Sarmatia plate. 1. Intra-plate tectonic and stages of the evolution of the Earth's crust. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 33(1), 022-034. <https://doi.org/10.15421/112403>

Authors Contribution: All authors have contributed equally to this work

Conflict of Interest: The authors declare no conflict of interest

Received 11 March 2024

Accepted 20 April 2024