

Тектонічна еволюція внутрішньоплитних структур Сарматії у фанерозої. 2. Тектонічні каркаси деформацій

Олексій Барташук¹

д. геол. н., професор кафедри фундаментальної і прикладної геології,
¹Харківський 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>;

Різновікові системи розломів земної кори досліджувалися як тектонічні каркаси деформацій Сарматської плити за свідченням з Дніпровсько-Донецького авлакогена. У кристалічному фундаменті та структурних поверхах осадового чохла Дніпровського грабена виділено чотири структуроутворюючих системи тектонітів: дорифейську кратонну, палеозойську рифтогенну та дві пострифтові системи ранньої (ларамійська фаза, сенон-ранній еоцен) і новітньої (аттична фаза, неоген-квартер) епох кайнозойської платформної активізації. З'ясовано, що палеозойські тектоніти склали рифтогенну решітку та каркас герцинської (заальська фаза) складчастості. Інверсійні деформації авлакогена контролюються ре-активованими дорифейськими і новоствореними кайнозойськими системами тектонітів, які незгідно накладаються на рифтові лінії. Збігання напрямів ре-активованих «реверсних» систем тектонітів з лініями шовних зон фундаменту обумовлене їх позицією уздовж мобільних кордонів мегаблоків, що об'єдналися у ядрі Сарматії як акреційні терейни. Це заперечує уявлення про формування пострифтового каркасу з прямим успадкуванням напрямів і генетичних типів палеозойських тектонітів. Реконструйовано генетичні типи «реверсних» систем тектонітів: у палеозої в умовах меридіонального розтягу і широтного стиску кори Сарматії сформувався скидо-розсувний рифтогенний каркас, натомість у кайнозої, в обстановці загально-плитного меридіонального колізійного стресу у регіональному зсувному полі напруг утворився підкидо-насувний і скидо-зсувний каркас. Визначено кінематичний механізм природного феномена просторово-часової інверсії параметрів поля напруг: геодинамічні осі у фанерозої зміщувалися у напрямку проти годинникової стрілки на $\sim 15^\circ$ за одну епоху тектогенезу із загальним переміщенням від палеозою до кайнозою на $\sim 60^\circ$. Протягом структурної еволюції у земній корі Сарматії сформувалися чотири тектонічні каркаси і плани деформацій: рифтовий (D–C₁), інверсійний синеклізний (C₂–P₁) і два колізійних платформних (T–K₁), (K₂–KZ). Встановлено закономірності розподілу у межах авлакогена новітніх зон розтягу/стиску, пов'язаних з ділянками підвищеної щільності ре-активованих тектонітів. Отримано важливий для пізнання закономірностей формування та еволюції земної кори теоретичний висновок: перебудови інфраструктури платформ відбуваються у перемінному полі напруг за деформаційними каркасами ре-активованих систем тектонітів, складених «реверсним» типом розломів змінного генетичного типу і кінематики.

Ключові слова: Дніпровсько-Донецький авлакоген; геотектонічна технологія; морфометричний і тектонофізичний аналізи; дорифейські, палеозойські, кайнозойські системи тектонітів; «реверсні» розломи; тектонічні каркаси деформацій.

Як цитувати: Барташук Олексій, Суярко Василь, Чуєнко Олександр (2025). Структурна еволюція земної кори Східноєвропейської платформи: свідчення із Сарматської плити. 2. Тектонічні каркаси деформацій. Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія», (62), 25-49. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2025-62-02>

Incites: Bartaschuk Oleksii, Suyarko Vasyl, Chuienko Oleksandr (2025). Tectonic Evolution of the Intra-plate Structures of Sarmatia in the Phanerozoic. 2. Tectonic frameworks of deformations. Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University. Series Geology. Geography. Ecology, (62), 25-49. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2025-62-02> [in Ukrainian]

Постановка проблеми. Відомо, що розривні тектонічні структури – *тектоніти* є важливим елементом структури земної кори платформ, який визначає такі умови і особливості тектонічної та седиментаційної еволюції регіональних структур, як тектонічний стиль деформацій, характер складчастості, магматизму, сейсмічності, речовинний склад і розподіл корисних копалин в межах басейну седиментації. Деформації земної кори у процесі структурної еволюції відбиваються у її подільності за системами тектонітів на літосферні плити, терейни, мегаблоки, сегменти та менші за

розмірами тектонічні блоки, пластини і луски [1,2,5,6]. Тектоніти, порушуючи консолідовану кору шляхом механічного дроблення, обумовлюють глобальний перманентний характер структурної еволюції кори завдяки своїй рухливості і спроможності до неодноразової ре-мобілізації протягом етапів тектогенезу [3-6]. Тектоніти складаються із кількох різновікових деформаційних зон сколювання наближеної азимутальної орієнтації, тому характер їх структурного прояву визначають генетичні типи тріщин, які є складовими елементами їх інфраструктури [4,5,7-10]. За

динамічно спільними системами тектонітів на протязі епох тектоно-магматичної активізації платформ формуються каркаси деформацій земної кори, які використовують найбільше проявлені у даному регіоні регулярні напрямки планетарної решітки тріщинуватості [2-6,11]. Глобальна решітка тектонітів має усталену в геологічному часі азимутальну орієнтацію по відношенню до фігури Землі. Збіг тектонофізичних і палеомагнітних даних вказує на її формування у перемінному полі напружень і деформацій земної кори у геохронології. Тому на горизонтальному майданчику триосового тензору деформацій осі максимального стиску (σ_1) і розтягу (σ_3) завжди розташовуються відповідно до сучасних меридіанів і паралелей, натомість у полях напруг ранішніх геологічних епох вони були обернені на кути кратні 15° [3-6]. Варіації інверсій стресового поля обумовлюється глобальним ротаційним механізмом і відображаються у просторових варіаціях структури регматичної решітки. Зміни параметрів обертання планети викликають певні зміщення азимутальної орієнтації геодинамічних осей, тому зміна режимів деформацій має період, близький до геологічної епохи. Відповідно до чинного тектонічного режиму змінюється як генетичний тип, так і кінематика тектонітів, а також вергентність рухів геомас гірських порід за ними тощо [3-6,11,12].

Раніше було з'ясовано, що новітня просторова структурна диференціація земної кори Сарматії є слідством перебудов інфраструктури стародавнього кратонного ядра Східноєвропейської платформи (СЄП) протягом етапів тектоно-магматичної активізації [11,12,13]. На даний час на тлі загальної субмеридіональної орієнтації дорифейських структур фундаменту Сарматії палеозойські внутрішньо-плитні геоструктури мають північно-західне, як Дніпровсько-Донецький авлакоген (ДДА), та північно-східне простягання. Молодшим, мезозойсько-кайнозойським регіональним структурам на її південній, північно-східній та західній околицях властиве близько-широке простягання. Така різка структурна незгідність простягання фанерозойських геоструктур Сарматії з «вмороженою» анізотропією структурою її супракрустального дорифейського цоколю свідчить на користь їх деформаційної, накладеної природи [11].

Метою дослідження є з'ясування просторового і динамічного співвідношення рифтових і пострифтових систем тектонітів палеозойського і кайнозойського віку, а також дорифейських глибинних розломів, ре-активованих на етапах платформної активізації, у межах внутрішньо-плитної палеорифтової геоструктури СЄП – ДДА. Для досягнення мети вивчалися особливості структурно-

динамічного прояву - зміни генетичних типів, кінематики і вергентності рухів у різновікових *системах тектонітів*, які складають рифтові та інверсійні каркаси деформацій у дорифейському кристалічному фундаменті і структурних поверхах платформного осадового чохла. Для вирішення цих завдань використано оригінальну комплексну методику реконструкції напружено-деформованого стану земної кори і діагностики кінематичних механізмів розривних та складчастих деформацій земної кори [11].

Оригінальна методика реконструкції полів тектонічних напруг і діагностики кінематичних механізмів структурних деформацій земної кори.

Тектоніти грають визначну структуроутворюючу роль у процесі структурно-кінематичної еволюції літосфери через повсюдне поширення, рухливість і спроможність до неодноразової реактивації протягом геологічної історії [1-7,10-13]. Тому, реконструкція геодинамічних обстановок і тектонічних режимів формування і ре-активації тектонітів на етапах платформної активізації є важливою теоретичною задачею геотектоніки [3,6,11-13].

За даними польових тектонофізичних досліджень тектоніти на геологічних мікро- та мезорівнях зазвичай складаються із кількох елементарних деформаційних зон сколювання наближеної азимутальної орієнтації. За таких обставин структурний прояв тектонітів будь якого масштабу безпосередньо залежить від переважних генетичних типів тріщинуватості складових зон [1,3-6]. Тому в основу тектонофізичних методів реконструкції головних параметрів полів палеонапруг покладено структурно-кінематичний і парагенетичний аналізи тектонітів [4,6,14].

Нами було створено оригінальну методику реконструкції напружено-деформованого стану земної кори на підставі комплексного аналізу розривних і складчастих деформацій [11]. На практиці ця методика передбачає проведення геотектонічних досліджень у декілька етапів, послідовність виконання яких ілюстровано нижче за даними з ДДА. На першому етапі складається аналітична електронна база тектонітів, виявлених бурінням і сейсморозвідкою у складчастому фундаменті і структурних поверхах платформного чохла. У якості вихідних картографічних даних для геоінформаційних технологій використовуються карти структурних поверхів (рис. 1), геофізичних полів, неотектонічних рухів, орогідрографії, схеми морфометричного та аерокосмогеологічного дешифрування геологічних об'єктів у денному рельєфі. Зважаючи на переважну криволінійну конфігурацію тектонітів у плані до них застосовується технологія фрагментації дугоподіб-

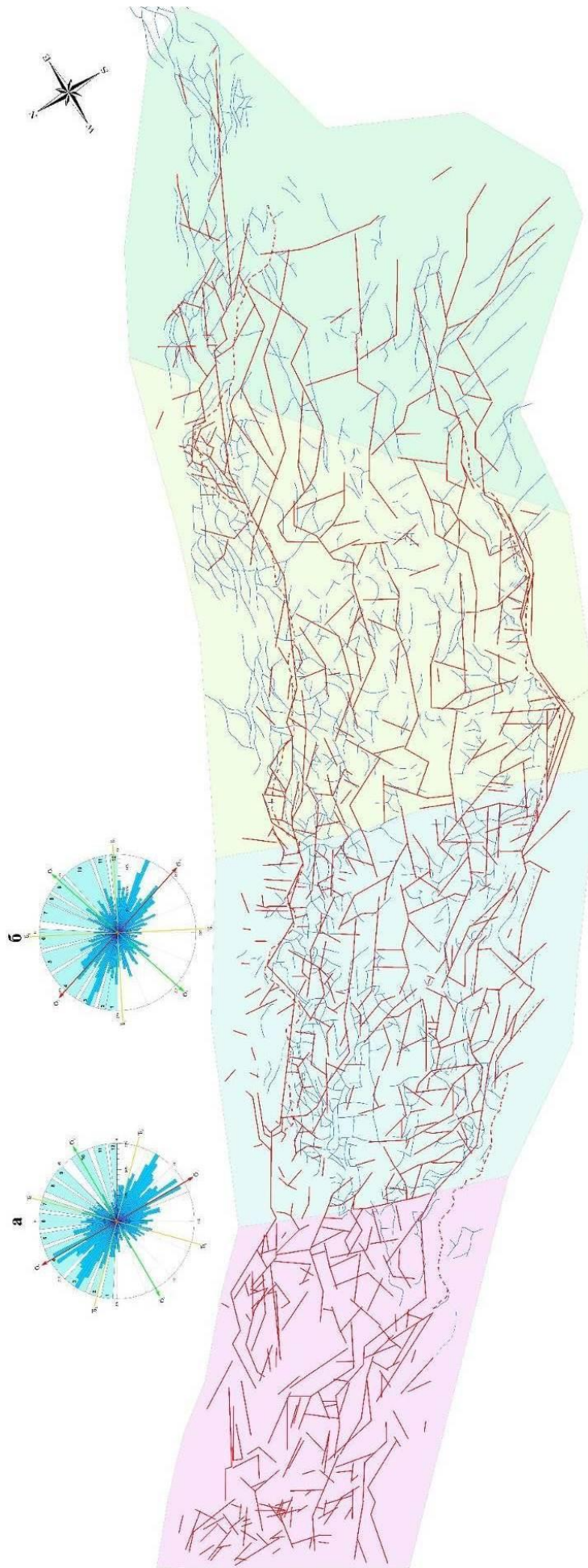


Рис. 1. Порівняльна тектонічна схема рифтогенних систем тектонітів дорифейського фундаменту (червоний) та верхньовізейського комплексу осадового чохла (блакитний) Дніпровсько-Донецького авлакогена /
 Fig. 1. Comparative tectonic scheme of tectonites riftogenic systems of the pre-Rifean basement (red) and the Upper Visean complex of the sedimentary cover (blue) of the Dnieper-Donetsk aulacogen

них трас на прямолінійні відрізки-вектори.

На другому етапі вивчається просторовий розподіл отриманих сукупностей лінементів з використанням кругових троянд-діаграм (рис. 2). На підставі статистичного аналізу азимутальної орієнтації і густини дорифейських тектонітів фундаменту, фанерозойського осадового чохла, денного рельєфу визначаються максимально дина-

мічно виразні напрямки регматичної решітки реалізовані регіональними системами тектонітів. Азимутальні максимуми троянд розглядаються у якості структуроутворюючих систем тектонітів, які надалі піддаються детальному аналізу.

На третьому етапі на підставі морфометричного, структурно-кінематичного та парагенетичного аналізу структурних рисунків тектонітів з

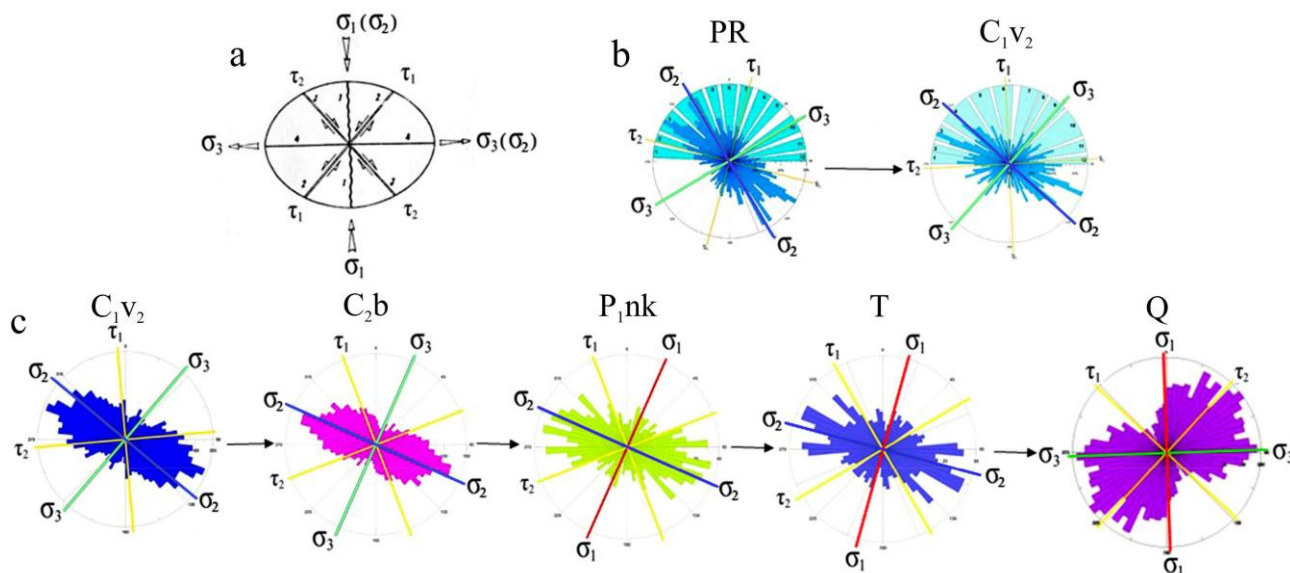


Рис. 2. Схема реконструкції кінематичного механізму просторово-часової інверсії геодинамічних осей напруг у змінному полі тектонічних деформацій в геохронології фанерозоя у межах Дніпровсько-Донецького авлакогена за даними статистичного аналізу троянд-діаграм. а- принципова схема триосового еліпсоїда деформації (за Гзовським, 1975 р.); б, с- реконструкція геодинамічних осей: б- для рифтового етапу, с- для етапів тектонічної інверсії. Осі нормальних стресових напруг: σ_1 - максимального стискування; σ_2 - середнього (проміжного) стискування; σ_3 - мінімального стискування (максимального розтягування); τ_1, τ_2 - максимальних дотичних напруг /

Fig. 2. Pie charts of the spatio-temporal distribution of the stress field tensor in the Dnipro-Donets Paleorift. A – scheme of the deformation ellipsoid tensor, by [3], B – the regional plan, C – the central part (Lokhvytsa, Izyum segments). The stress field tensor: σ_1 – the maximum normal stresses; σ_2 – the average normal stresses; σ_3 – the minimum normal stresses; τ_1, τ_2 – the pair of maximum tangential stresses

використанням еталонних рисунків генетичних типів деформацій визначаються генетичні типи тектонітів, кінематика і напрями переміщень масивів гірських порід за їх площинами (вергентність). Кінематика розломів спочатку визначається на геологічних і сейсмічних розрізах, тоді переноситься на структурні карти поверхів осадового чохла (рис. 3-5). Дані про параметри різновікових систем тектонітів дають можливість реконструювати тектонічні режими їх формування та наступної еволюції. З залученням загальновідомих діагностичних структурно-кінематичних індикаторів з'ясовуються генетичні типи деформацій і кінематичні механізми формування природних геологічних об'єктів - деформаційних структурних парагенезів та їх структурних ансамблів. Для контролю враховуються дані польових інструментальних визначень параметрів тектонітів, що простягаються у межі геологічно закритих

територій палеозападин з прилеглих антеклизіт. Далі на основі цифрованих карт структурних поверхів складаються порівняльні тектонічні схеми різновікових тектонітів (рис. 6). По результатах аналізу цих схем з'ясовуються особливості просторового розподілу і структурної позиції систем тектонітів у регіоні, визначається які з них є прямо успадкованими, а які сформувалися незалежно від стародавнього тектонічного каркасу [13]. Такий аналітичний підхід дає можливість встановлювати крім просторових, також динамічні співвідношення систем тектонітів, утворених і ре-активованих в однакових або різних тектонічних режимах.

На четвертому етапі проводиться реконструкція головних параметрів поля тектонічних напруг із врахуванням отриманих даних про генетичний тип, кінематику і вергентність різновікових тектонітів. При цьому виділяються системи тек-

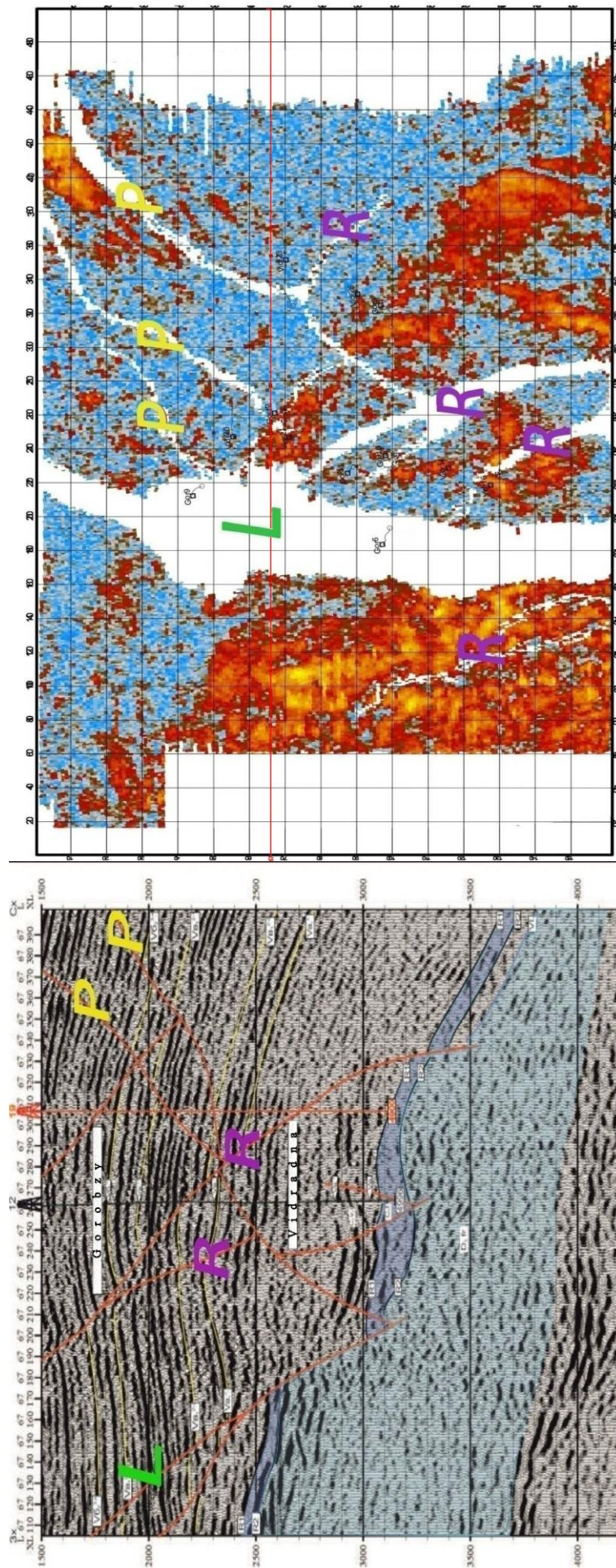


Рис. 3. Приклад генетичної ідентифікації палеозойських систем тектоніків на сейсмічному розрізі і на карті атрибутів сейсмічного хвильового поля осадового чохла Дніпровсько-Донецького авлакогена. Типи тектоніків: L- магістральний скидо-зеув (тріщини відриву), P, R- система діагональних розломів оперення (тріщини сколювання) /

Fig. 3. An example of genetic identification of Paleozoic tectonite systems on a seismic section and on the seismic wave field attribute map of the sedimentary cover of the Dnieper-Donetsk aulacogen. Tectonite types: L- main strike-slip (detachment plume faults (cleavage cracks), P, R- system of diagonal plume faults (cleavage cracks)

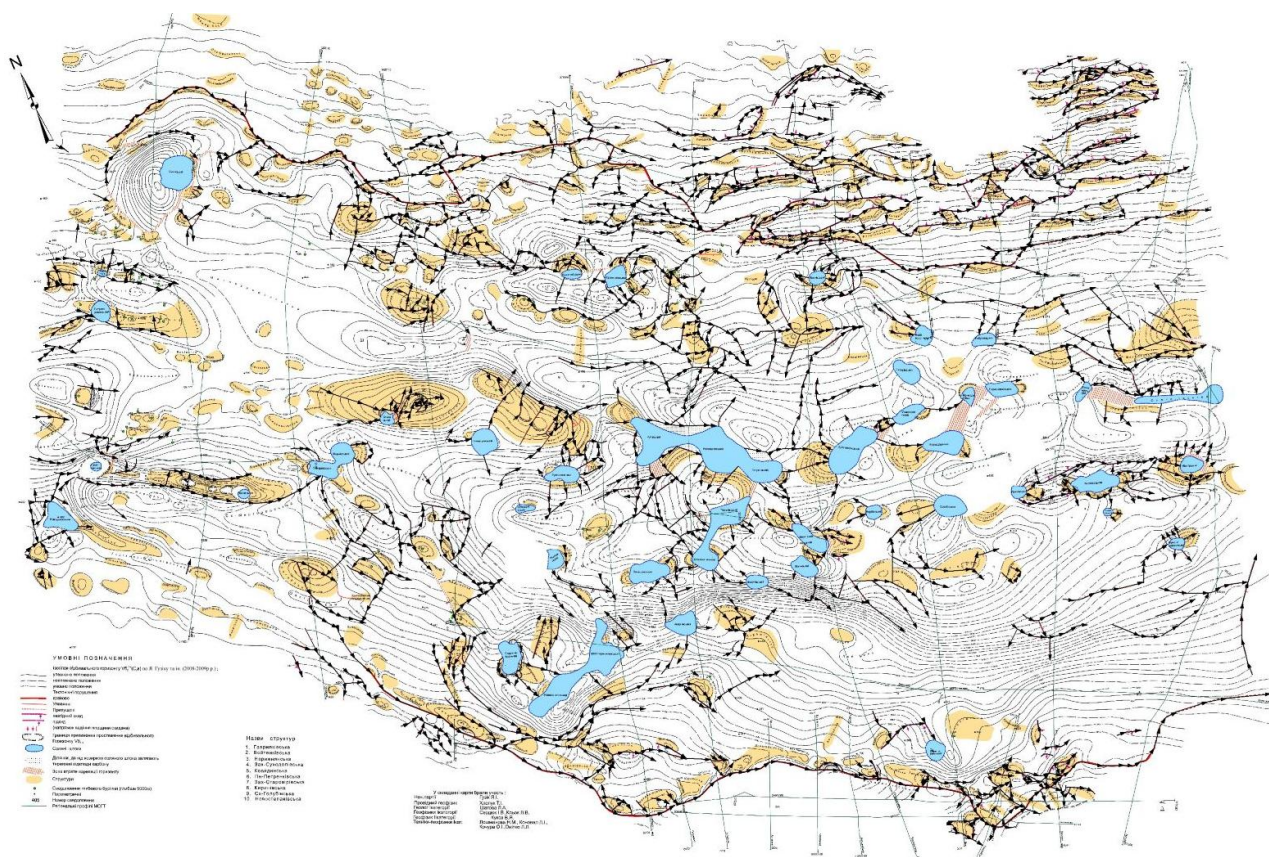


Рис. 4. Приклад застосування технології фрагментації дугоподібних трас розломів на сукупність прямолінійних відрізків на цифровій структурній карті башкирського ярусу середнього карбону у межах Ізюмського сегменту Дніпровсько-Донецького авлакогена /

Fig. 4. An example of the application of the technology of fragmentation of arcuate fault lines to a set of linear vector segments on a digital structural map of the Middle Carboniferous Bashkirian stage within the Izyum segment of the Dnieper-Donetsk aulacogen

тонітів «реверсного» типу – таких, що змінюють у геохронології свій генетичний тип і кінематику рухів (рис. 7). Послідовність операцій з відновлення азимутальної орієнтації геодинамічних осей полів палеонапруг на кругових трояндах-діаграмах і картах аналогічна технології, яка використовується у методі морфолого-кінематичного аналізу [4,6,14]. З врахуванням отриманих даних щодо генетичних типів, кінематики і вергентності регіональних систем тектонітів у структурних поверхнях плитного чохла вирішується зворотна задача - реконструкції геодинамічного типу полів напруг та визначення орієнтування головних стресових осей на горизонтальному майданчику триосьового тензору деформацій. Отримані дані щодо параметрів новітнього поля напруг дають змогу встановити розподіл осей палеонапруг на структурних картах і схемах (рис. 8, 5) [11]. При цьому враховується структурні рисунки лінеаментних зон і кільцевих геологічних структур, дешифрованих за морфометричними та аерокосмогеологічними даними, які використовуються у якості додаткових структурно-кінематичних індикаторів типу поля напруг і деформацій земної кори [17].

На заключному етапі геотектонічного моделювання комплекс отриманих даних щодо просторово-часових змін генетичних типів регіональних систем тектонітів і головних параметрів напружено-деформованого стану земної кори узагальнюється у формалізованому вигляді в *геотектонічній моделі геологічної еволюції геоструктури*, яка складається з двох принципових схем. Перша принципова схема ілюструє *азимутальний розподіл реалізованих напрямів планетарної релієфної тріщинуватості і закономірності змін за ними генетичних типів і кінематики структуроутворюючих систем тектонітів у геологічному часі та об'ємі структурних поверхнь платформного чохла* (рис. 9). Ця схема застосовується далі для визначення кінематичного механізму просторово-часової інверсії параметрів регіонального поля напруги відповідних змін тектонічних режимів і планів деформацій вихідної структури у геохронології. Для цього використовуються порівняльні троянди-діаграми змін азимутальних напрямів у часі та порівняльні тектонічні схеми тектонітів деформаційного каркасу певного етапу геологічного розвитку регіону, як наприклад для реконструкції кінематики стресових осей протягом

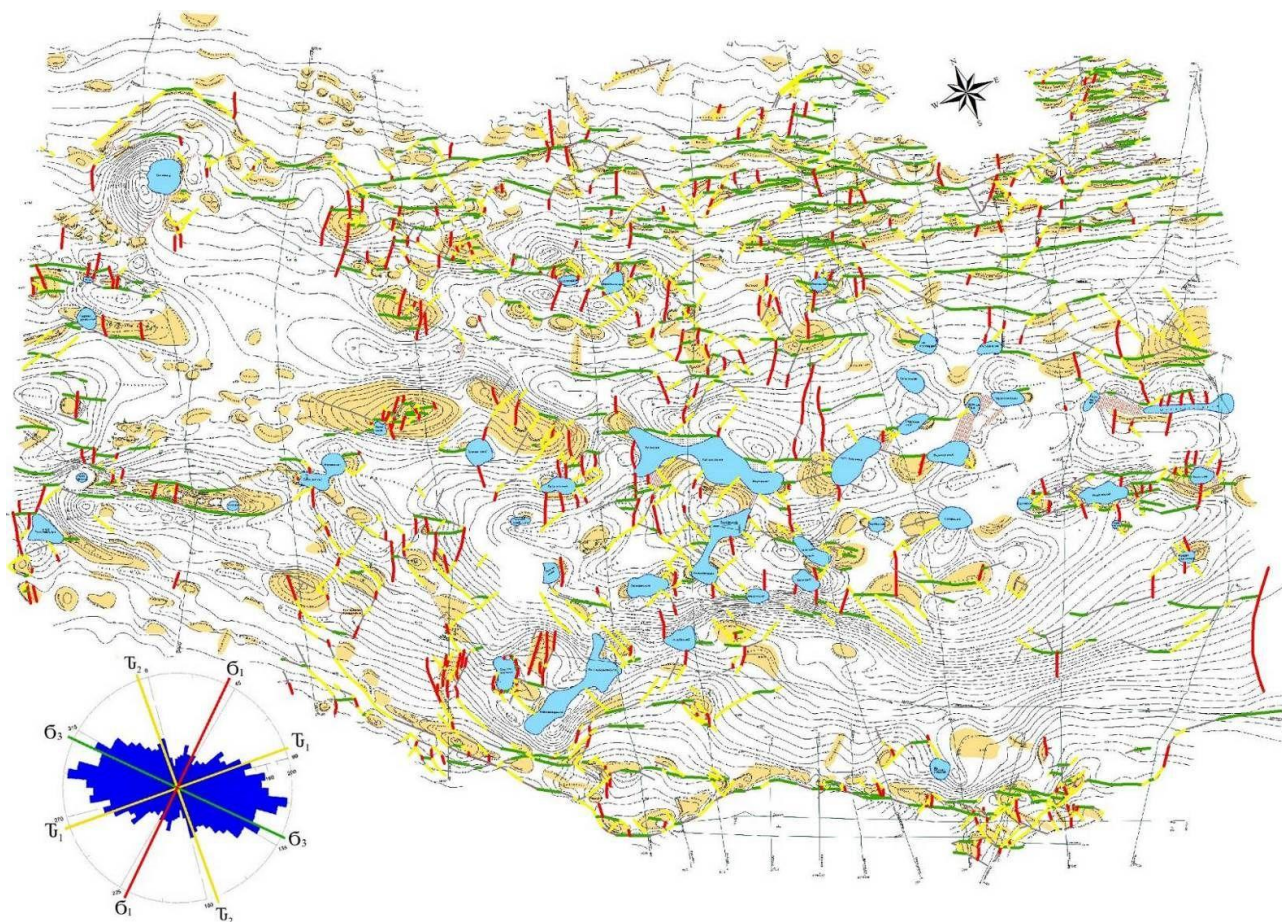


Рис. 5. Приклад реконструкції головних осей поля тектонічних напружень у системах палеозойських тектонітів на цифровій структурній карті башкирського ярусу середнього карбону у межах Ізюмського сегменту Дніпровсько-Донецького авлакогена.

Вставка: кругова троянда-діаграма азимутального розподілу тектонітів /
 Fig. 5. An example of reconstruction of the main axes of the tectonic stress field in Paleozoic tectonite systems on a digital structural map of the Middle Carboniferous Bashkirian stage within the Izyum segment of the Dnieper-Donetsk aulacogen. Inset: circular rose diagram of the azimuthal distribution of tectonites

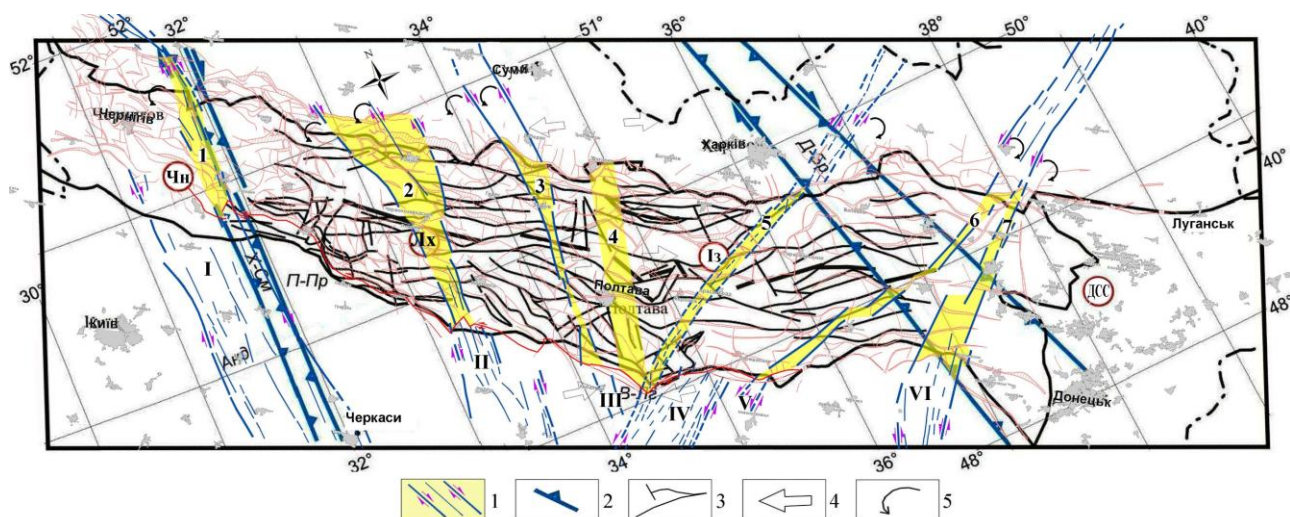


Рис. 6. Порівняльна тектонічна схема просторового розподілу палеозойських рифтогенних систем тектонітів піддольного комплексу девону (чорне) та ре-активованих у пострифтовому каркасі дорифейських глибинних розломів (жовте) у межах Дніпровсько-Донецького авлакогена /

Fig. 6. Comparative tectonic scheme of the spatial distribution of Paleozoic riftogenic systems of tectonites of the Devonian subsalt complex (black) and reactivated in the post-rift framework of pre-Rifean deep faults (yellow) of the Dnieper-Donetsk aulacogen

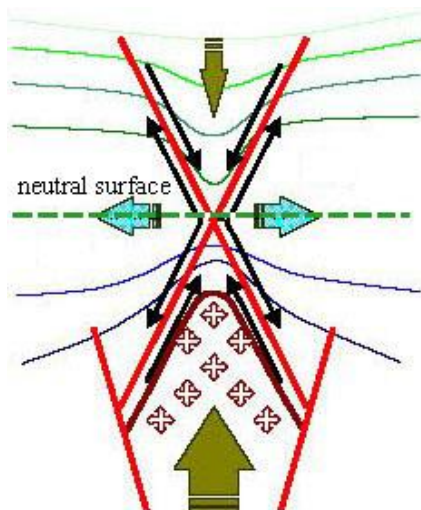


Рис. 7. Принципова кінематична модель формування у ре-активованих системах тектонітів «реверсних розломів» шляхом зміни їх вихідних генетичних типів, за О. Тимурзієвим, 2009 [6] /

Fig. 7. A principle kinematic model of the formation of "reverse faults" in reactivated tectonic systems by changing their initial genetic types, after O. Tymurziev, 2009 [6]

головного рифтового етапу (рис. 10).

Систематизація комплексу отриманих геологічних даних для регіону, що вивчається, дає можливість у рамках геотектонічної моделі скласти концептуальну схему просторово-часової інверсії геодинамічних напруг і тектонічних режимів деформацій земної кори у межах регіональної геоструктури, як наприклад для палеорифтового поясу ДДА (рис. 11). На цих підставах встановлюється загальний напрям і кінематичний механізм природного явища просторово-часової інверсії параметрів поля напруг. Для Сарматії він полягає у наступному [11-13]: на протязі геологічної історії розвитку рифтогенної структури геодинамічні осі у межах зазнали азимутального зміщення у напрямку проти годинникової стрілки на $\sim 15^\circ$ протягом епохи тектогенезу при їх загальному переміщенні від палеозоя до кайнозоя на $\sim 60^\circ$. Протягом фанерозойської еволюції у земній корі Сарматії сформувалися чотири структурних плани деформацій: рифтовий ($D-C_1$), інверсійний синеклізний (C_2-P_1) і два колізійних платформних ($T-K_1$) та (K_2-KZ). Отже, отримана геотектонічна модель є результатом комплексного аналізу наявних даних з геологічної будови та історії розвитку внутрішньо-плитної регіональної структури і в подальшому може використовуватись як теоретична основа для з'ясування особливостей структурно-кінематичної еволюції земної кори літосферної плити, до інфраструктури якої вона належить.

Вихідні аналітичні дані. Для проведення тектонофізичних досліджень різновікових деформаційних структур у межах ДДА з залученням геоінформаційних технологій нами було створено цифрові моделі дорифейських, палеозойських систем тектонітів території палеозападини на ос-

нові геологічних карт масштабів 1:500000 (рис. 1, б) та, частково, для центральної і південно-східної частини, у масштабі 1:200000 (рис. 11) [15-17]. Ці моделі порівнювалися з цифровими моделями кайнозойських систем тектонітів, які були отримані по результатах морфометричного аналізу гідрографічної та яружно-балочної мереж на основі карт та схем денного рельєфу і гідрографічної мережі масштабів 1:500 000, 1:1 000 000 (рис. 12,13) [18].

Обговорення результатів.

1. Еволюція розломно-блокової подільності земної кори Дніпровсько-Донецького авлакогена протягом фанерозоя.

Завданням дослідження є виділення і порівняльний аналіз просторового розподілу і тектонічної позиції головних систем різновікових тектонітів, які контролювали тектонічні каркаси фанерозойських деформацій земної кори на території ДДА. Польовими спостереженнями на геологічних відслоненнях на території Українського щита і ДСС встановлено, що окремі тіла тектонітів мають сітчасту внутрішню структуру, а їх системи різного віку відрізняються за просторовим поширенням, тектонічною позицією і вергентністю рухів геомас гірських порід за ними [4,19,20]. З'ясовано, що протягом структурно-кінематичної еволюції земної кори більшість з них зазнала зсувних дислокацій зі значними горизонтальними компонентами переміщень і на даний час мають криволінійні траси (рис. 1,4,6) [2-4,14-17]. Враховуючи, що для коректного визначення азимутального орієнтування тектонітів необхідні прямолінійні елементи, кожен з виділених розломів був розбитий на прямі відрізки вручну [13]. До речі, на даний час є можливість виконати таку операцію за допо-

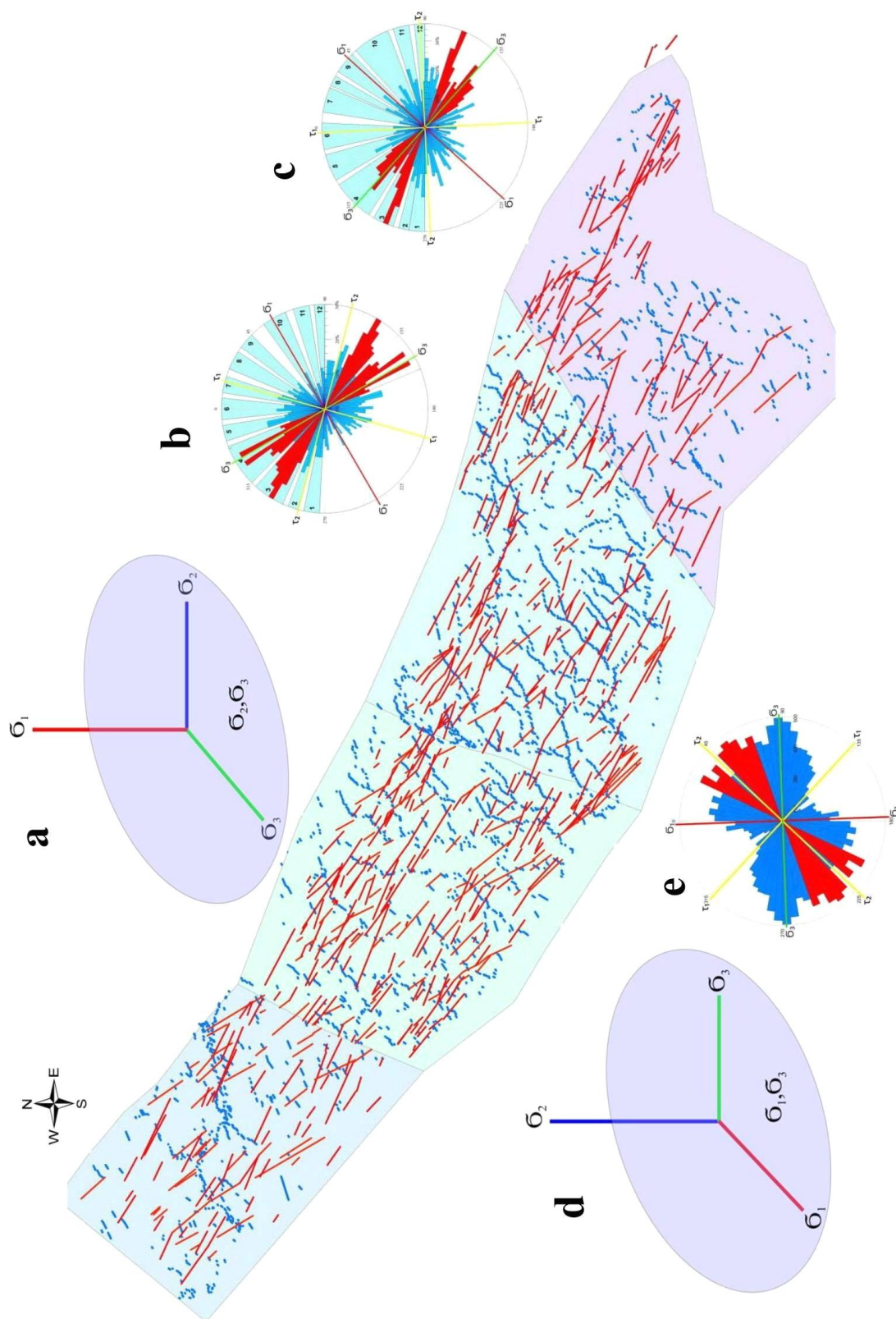


Рис. 8. Порівняльна тектонічна схема просторового розподілу рифтогенних і пострифтових діагональних систем тектонітів і реконструкція геодинамічних осей стресового поля у системах дорифейських (b), палеозойських (c) і кайнозойських (e) тектонітів Дніпровсько-Донецького авлакогену. На врізках: a, d – принципові схеми напружено-деформованого стану земної кори рифтового і колізійного етапів; b, c, e – відновлення осей тектонічних напруг на розах діаграм азимутального розподілу систем тектонітів у: б – фундаменті; в – в осадовому чохлі; д – рельєфі донної поверхні. Решта умовних позначень на рис. 2 / Fig. 8. Comparative tectonic scheme of spatial distribution of riftogenic and post-rift diagonal tectonic systems and reconstruction of geodynamic stress field axes in pre-Rifean (b), Paleozoic (c) and Cenozoic (e) tectonic systems of the Dnieper-Donetsk aulacogen. In the insets: a, d – schematic diagrams of the stress-strain state of the Earth's crust during the rift and collision stages; b, c, e – reconstruction of tectonic systems in: b – basement; c – in the sedimentary cover; d – the day surface relief. The remaining symbols in Fig. 2.

Геологічна епоха	Азимути простягання систем тектонітів, №/град												
	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	84-90	273-279	282-288	291-312	315-339	342-351	354-6	9-18	24-30	39-45	54-63	72-78	84-90
PR ₂		сколи, * зсуви		відриви, скиди	відриви, скиди			сколи, зсуви			сколи, зсуви		сколи, зсуви
D+C ₁	сколи, зсуви		відриви, скиди	відриви, скиди		сколи, зсуви			сколи, зсуви			сколи, зсуви	
C ₂₊₃			сколи, підкиди			сколи, зсуви			сколи, зсуви			сколи, зсуви	
P ₂ + T			сколи, підкиди			сколи, зсуви			сколи, зсуви			сколи, зсуви	
J + K		сколи, підкиди			сколи, зсуви			відриви, скиди			сколи, зсуви		відриви, скиди
P		сколи, підкиди			сколи, зсуви			відриви, скиди			сколи, зсуви		відриви, скиди
N	сколи, підкиди			сколи, зсуви		відриви, скиди				сколи, зсуви		відриви, скиди	
Q	сколи, підкиди			сколи, зсуви		відриви, скиди				сколи, зсуви		відриви, скиди	

Рис. 9. Принципова схема азимутального розподілу у Дніпровсько-Донецькому авлакогені реалізованих напрямів планетарної решітки тріщинуватості та просторово-часової інверсії генетичних типів систем тектонітів за ними у фанерозі. *Генетичні типи тріщинуватості: сколи і горизонтальні зсуви; відриви і скиди; підкиди і насуви /

Fig. 9. Schematic diagram of the azimuthal distribution in the Dnieper-Donetsk aulacogen of realized directions of the planetary lattice of fracturing and spatiotemporal inversion of genetic types of tectonic systems behind them in the Phanerozoic. *Genetic types of fracturing: cleavages and horizontal shifts; detachments and faults; thrusts and thrusts

могою процедури Split Line At Vertices з розділу Data Manager Tools у програмному пакеті ArcGIS [21]. По результатах цієї процедури криві траси розломів було розбито на сукупність векторів, обмежених вертексами (вузли ліній, послідовність яких визначає лінійний об'єкт у векторному форматі геоданих) (рис. 11). Для кожного з отриманих векторів розраховувалися азимутальні напрямки за допомогою модуля «Polar Plots and Circular Statistics» для ArcGIS, розміщеного у вільному доступі в мережі Інтернет [22]. За допомогою цього модуля в ArcGIS будувалися кругові троянди-діаграми, на яких були отримані значення азимутів простягання регіональних систем тектонітів в інтервалі від 0 до 360°, обраних у якості головних (рис. 2).

Далі визначалися закономірності просторового розподілу підвищеної густини розломів обраного азимутального діапазону. Для цього для дорифейської, палеозойської і кайнозойської систем тектонітів виділялися напрямки, на основі цифрових карт різновікових структурних поверхів були побудовані схеми тектонічних каркасів деформацій на всю територію ДДА та окремо для складових тектонічних сегментів (Чернігівського, Лохвицького, Ізюмського, Західно-Донецького грабена) з додаванням троянд-діаграм відповідного періоду геохронології. На заключному етапі складалися порівняльні тектонічні схеми та будувалися порівняльні моделі структурних взаємодій різновікових систем тектонітів, як,

наприклад, рифтових ранньорифейських і палеозойських та післярифтових кайнозойських (рис. 1, 6, 8).

У літосфері Сарматії раніше було виявлено всього вісім азимутальних напрямів регматичної решітки, використаних тектонітами [2,3]. При цьому встановлено, що системи тектонітів різного віку та азимутальної орієнтації відрізняються за структурно-динамічним проявом, зумовленим змінами у геохронології їх генетичних типів: 285 - 290° (PR₃, O, S – сколи, зсуви, P-підкиди, насуви), 310 - 315° (D-C₁- підкиди, насуви, N-сколи, зсуви), 340 - 345° (PR₃- відриви, скиди, C₁₋₂, C₂₋₃, P₂, T₂₋₃ - сколи, зсуви), 0° та 90° (D - сколи, зсуви), 15–20° (PR₃, O, S-сколи, зсуви, P- відриви, скиди), 45–50° (відриви, скиди), 70–75° (PR₃ – підкиди, насуви, C₁₋₂, C₂₋₃, P₂, T₂₋₃ – сколи, зсуви).

З використанням геоінформаційних технологій і даних сейсморозвідки, у тому числі за технологією 3D, створено аналітичну електронну базу різновікових тектонітів ДДА у кількості понад 32 тисяч. На підставі статистичного аналізу у фундаменті і структурних поверхах осадового чохла палеозападини уточнено їх азимутальний розподіл і серед них встановлено *шість головних регіональних структуроутворюючих напрямів* (два ортогональних і чотири діагональних), реалізованих в азимутах: 1 - 273-279° і 9-18°, 2 - 282-288° і 24-30°, 3 - 291-312° і 39-45°, 4 - 315-339° і 54-63°, 5 - 342-351° і 72-78°, 6 - 354-6° і 84-90° [11-13] (рис. 2, 9).

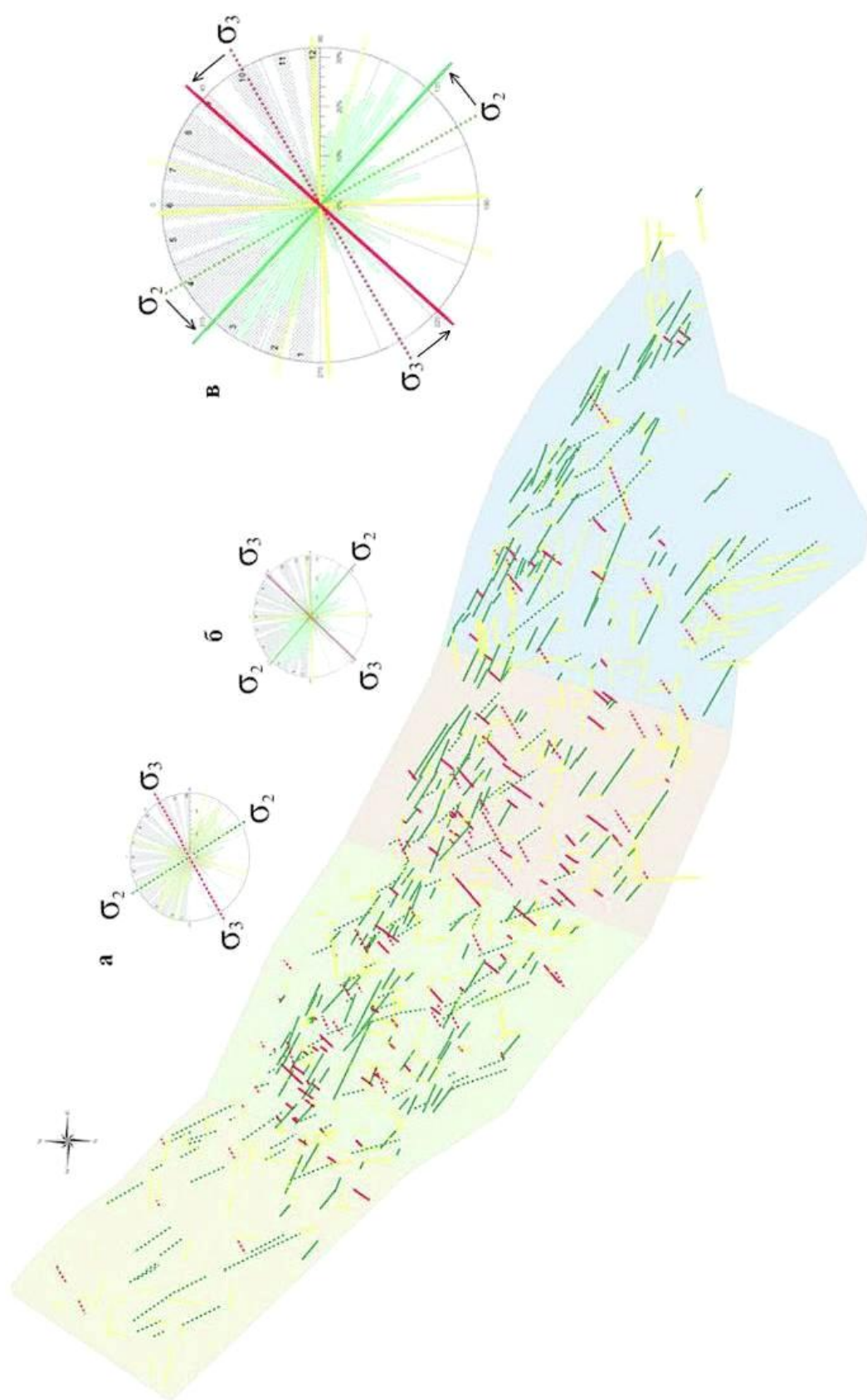


Рис. 10. Приклад ідентифікації генетичних типів і кінематичного механізму просторово-часової інверсії геодинамічних осей напруг у рифтогенних системах тектонітів Дніпровсько-Донецького авлакогена на порівняльній схемі рифтогенної решітки дорифейських та палеозойських систем тектонітів. На візках: кругові троянди-діаграми з визначенням головних осей поля напруг рифтового етапу: а – у поверхні дорифейського фундаменту, б – верхньовізейському комплексу осадового чохла; в – діагностика кінематичного механізму просторово-часової інверсії параметрів геодинамічних систем рифтогенних систем тектонітів. На візках: Fig. 10. An example of identification of genetic types and kinematic mechanism of spatiotemporal inversion of geodynamic systems of tectonites of the Dnieper-Donetsk aulacogene on a comparative diagram of the riftogenic lattice of pre-Rifean and Paleozoic tectonite systems. Insets: circular rose diagrams with determination of the main axes of the stress field of the rift stage: а – at the surface of the pre-Rifean basement, б – Upper Visean complex of the sedimentary cover; в – diagnostics of the kinematic mechanism of spatiotemporal inversion of parameters of the stress-strain state of the Earth's crust

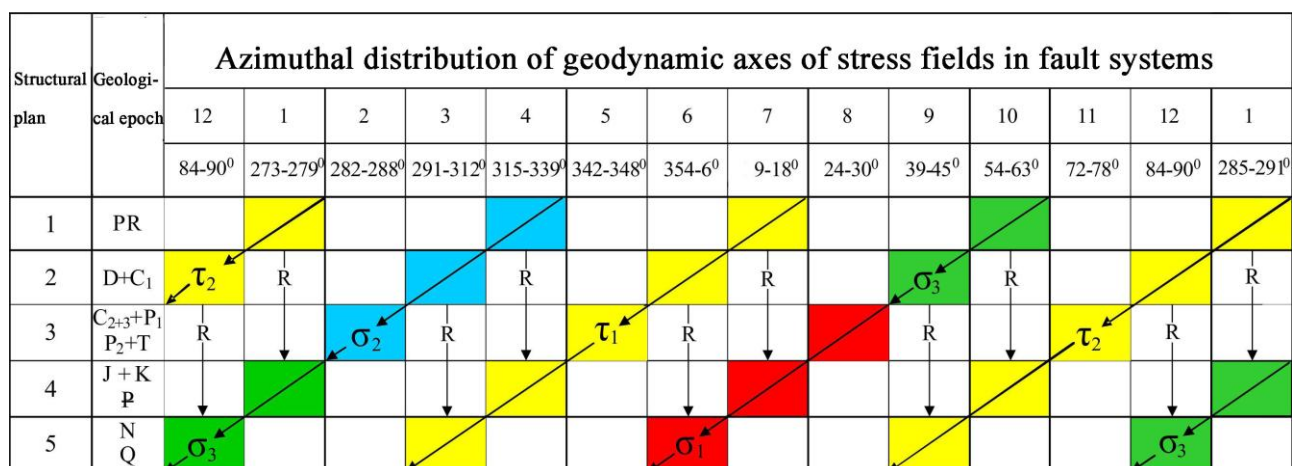


Рис. 11. Принципова схема просторово-часової інверсії осей геодинамічних напруг і еволюції тектонічних режимів та структурних планів деформацій Дніпровсько-Донецького авлакогена у фанерозої.

Осі нормальних стресових напруг: σ_1 - максимального стиску; σ_2 - середнього (проміжного) стиску; σ_3 - мінімального стиску (максимального розтягу); τ_1, τ_2 - максимальних дотичних напруг;

R - ре-активовані системи тектонітів, що зазнавали змін генетичного типу («реверсні розломи») /

Fig. 11. Schematic diagram of the spatiotemporal inversion of geodynamic stresses and the evolution of tectonic regimes and structural plans of deformations of the Dnieper-Donetsk aulacogen in the Phanerozoic. Normal stress axes: σ_1 - maximum compression; σ_2 - average (intermediate) compression; σ_3 - minimum compression (maximum tension); τ_1, τ_2 - maximum tangential stresses; R - reactivated systems of tectonites that underwent genetic type changes.

Symbol: R - "reverse faults"

За результатами статистичного аналізу побудованих троянд-діаграм з'ясовано, що у структурних планах дорифейського метаморфізованого фундаменту і палеозойських складчастих поверхів ДДА проявлені два регіональні азимутальні максимуми у північно-західній діагональній системі тектонітів (рис. 14, 1, 2, b) [13]. Орієнтація цих систем тектонітів у просторі Дніпровського грабена співпадає з генеральним напрямом простягання осі палеорифтового поясу, утворюючи типовий для інфраструктури деформаційних зон сколювання зсувний рисунок тектонітів (рис. 14, 15) [6-10].

Разом ці просторово близькі та динамічно спряжені тектоніти склали рифтогенну *магістральну* систему. Згідно нашої кінематичної моделі рифтогенезу за їх напрямками на дорифтовому етапі у «холодній» земній корі Сарматії закладалася ранньорифейська «зародкова» лінійна мегазона сколювання (горизонтального зсування) [23, 11]. Передбачено, що в інфраструктурі плити в горизонтально-зсувному режимі за механізмом Pull-apart basin сформувалася низка вузьких трогових улоговин, заповнених континентальними моласоїдними товщами.

У відповідності до моделі, на головному рифтовому етапі, протягом девонського епізоду епіплатформного рифтогенезу, у земній корі Українського щита за *магістральною* системою тектонітів сформувався скидо-розсувний каркас майбутнього Дніпровського грабена. Доплитний комплекс, що накопичився у ранньорифейських тро-

гових улоговинах, тоді перекривався плитними рифтовими формаційними комплексами палеозою. В обстановці загально-плитного розтягу блоки земної кори розсувалися у південному напрямку від вихідної лінії ранньорифейських трогових басейнів, утворюючи плечі і що молодші скидові уступи-щаблі, наближені до осьової частини грабена. Формування поясу девонських рифтових грабенів відбувалося за механізмом деформацій простого розтягу земної кори у полі напруг з горизонтальною орієнтацією осей проміжного (σ_2) і мінімального (σ_3) стресу (максимального розтягу) та вертикальною віссю максимального стресу (σ_1), при цьому за простяганням поясу розташовувалася вісь σ_2 , ортогонально - вісь σ_3 (рис. 8). У таких геодинамічних умовах в гірських породах рифтогенного палеобасейну утворилися відкриті для мантийних струменів вертикально орієнтовані тріщини відриву і розриви-скиди.

Одночасно рифтогенез у континентальній корі Сарматії контролювався *трансформною* системою зсувів (скидо-зсувів), сформованих у ре-активованій меридіональній (354-6°) системі дорифейських тектонітів. Уздовж динамічно спряженої системи зсувів-трансформ утворилися "тектонічні рейки" рифтингу, за якими розсувалися плечі рифту, закладалася поперечна сегментація майбутнього рифтового поясу та латерально зміщувалася вісь Дніпровського грабена (рис. 14) [23].

Тектоніти нижньопермського і тріасового віку мають аналогічні азимутальні максимуми у рифтовому північно-західному напрямку, але в них

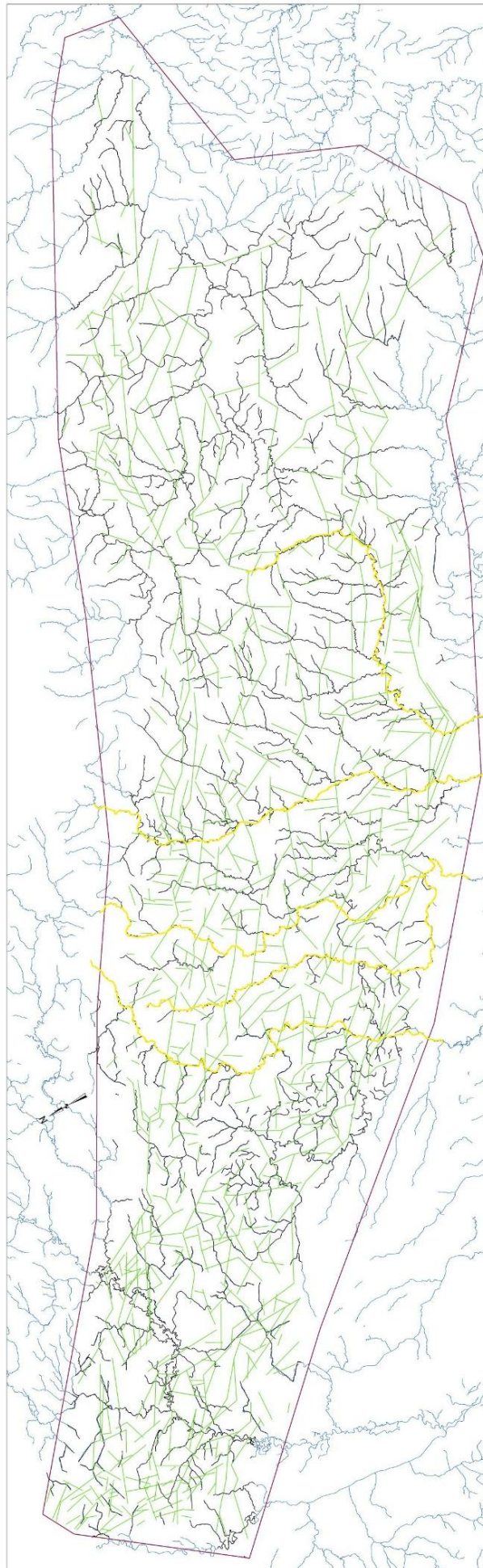


Рис. 12. Порівняльна тектонічна схема сучасної гідрографічної мережі (чорне), та систем тектонітів у поверхні дорифейського фундаменту (зелене) Дніпровсько-Донецького авлакогена; річкові долини, що розглядаються (жовте) / Fig. 12. Comparative tectonic diagram of the modern hydrographic network and tectonic systems at the surface of the pre-Rifean basement of the Dnieper-Donetsk aulacogen; river valleys under study (yellow)

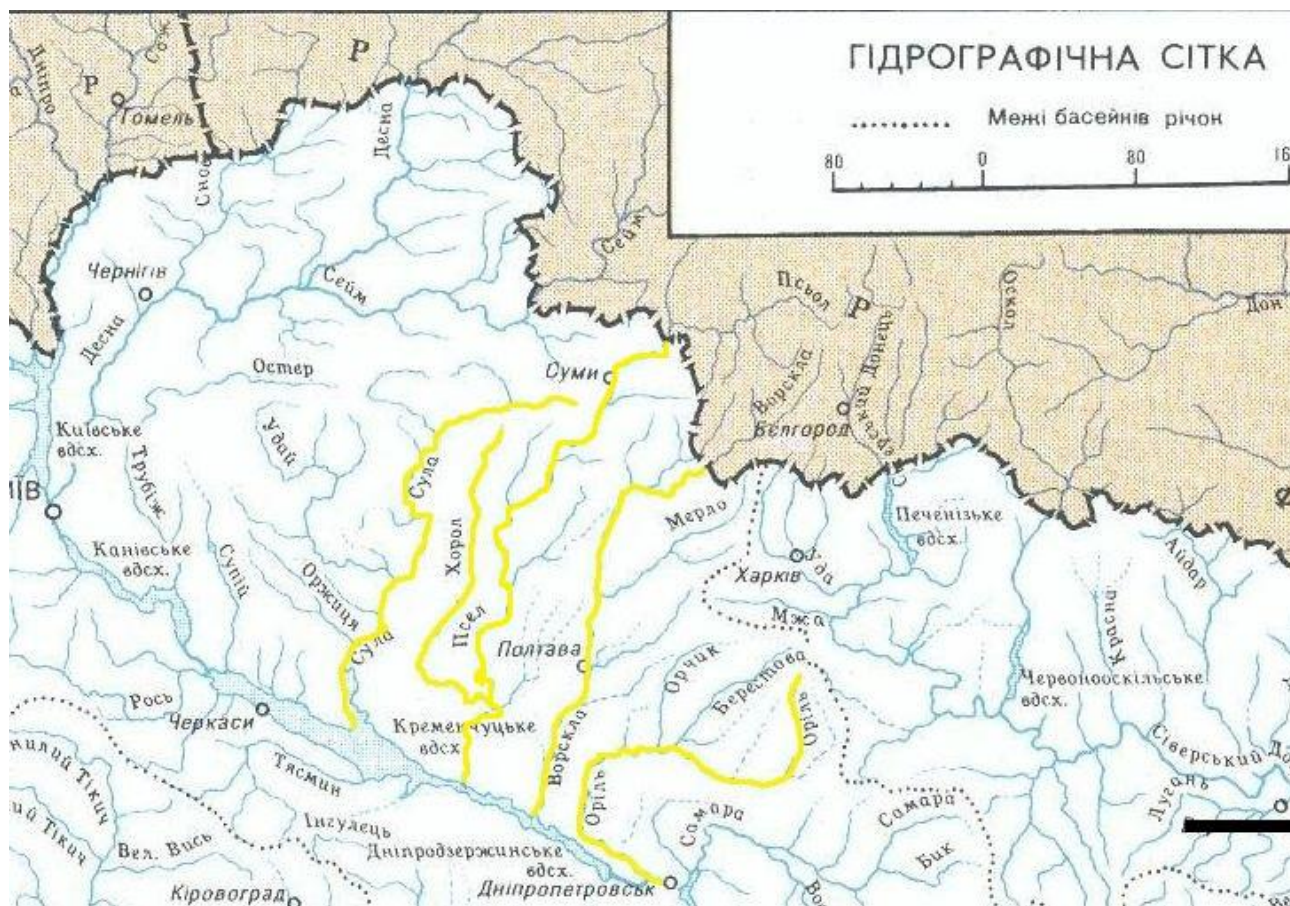


Рис. 13. Розподіл річкових систем басейну Дніпра на території Дніпровсько-Донецького авлакогена на фрагменті карти гідрографічної мережі України; річкові долини, що розглядаються (жовте) / Fig. 13. Distribution of river systems of the Dnieper basin on the territory of the Dnieper-Donetsk aulacogen, on fragment of the map of the hydrographic network of Ukraine; river valleys under study (yellow)

додатково проявляється третій – широтний максимум (рис. 2, с). Це може бути свідченням успадкованості напрямку ліній герцинської складчастості (заальська фаза) та вергентності пізньогерцинських рухів у ранньокімерійську епоху тектогенезу. Проте P_1 - T формаційні комплекси платформного чохла тут не аналізовані через повний розмив P_2 комплексу перших на теренах палеозападини та обмежене поширення у розрізі других на ділянках глибокого денудаційного зрізу.

Системи тектонітів, які успадковують північно-західний і меридіональний напрями дорифейських зон розломів, частково ре-активовані в рифтовій решітці (рис. 4, b). Натомість в інверсованій структурі авлакогена дорифейські системи, що ре-мобілізовані в каркасі альпінотипних деформацій, мають переважно північно-східний і широтний напрями (рис. 4, с). При цьому, є певні відмінності у розподілі максимально виразних азимутальних максимумів ре-активованих тектонітів по сегментах авлакогена. На порівняльній схемі просторового розподілу і змін напрямів ре-активованих систем дорифейських «реверсних» тектонітів встановлено, що на тлі регіональних рифтових максимумів північно-західних напрямів у

сегментах західної частини палеозападини (Чернігівський, Лохвицький) максимально проявлені субмеридіональні напрями (рис. 16, а,б), натомість у східній частині (Ізюмський і Західно-Донецький грабен) – субширотні напрями (рис. 16, в,г). Такі особливості будови регіонального деформаційного каркасу тектонічної інверсії рифтогенної структури можуть свідчити про формування у межах Західної та Східної частин палеорифтового поясу окремих планів інверсійних деформацій. Результатом структурної диференціації загального каркасу стало утворення двох геодинамічно відносно самостійних Західної і Східної мікроплит з протилежною кінематикою рухів за субрегіональними системами тектонітів, розділених у центрі Дніпровського грабена, на кордоні Лохвицького та Ізюмського сегментів, тектонічної віссю кінематичної симетрії, яка протрасована нами за комплексом діагностичних геологічних і морфометричних ознак уздовж Ворсклянського тектонічного щабля (цифра II на рис. 16).

Протягом епох платформної активізації відбувалася ре-мобілізація стародавніх систем тектонітів, вихідний генетичний тип яких змінювався у відповідності до меридіонального напрямку

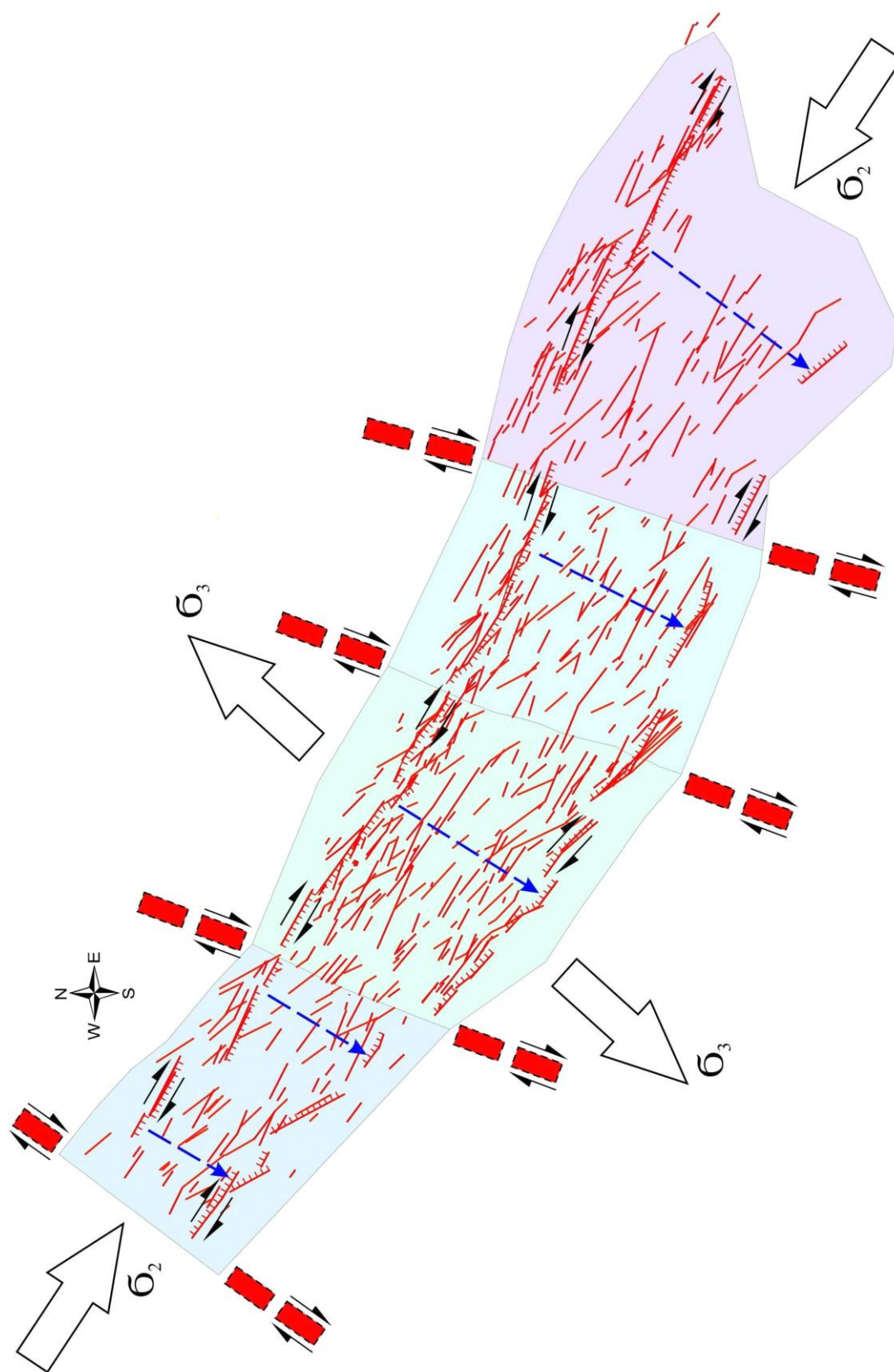


Рис. 14. Принципова кінематична модель рифтогенезу на тектонічній схемі рифтогенного каркасу Дніпровсько-Донецького авлакогену. Стрілки: геодинамічні осі нормальних стресових напруг (білий): σ_2 - проміжного стиснення (максимального розтягу); напрям розсування геоблоків від дорифейської «зародкової» мегазони сколювання (синій). "тектонічні рейки рифтінгу" - горизонтальні зуви-трансформи (червоний пунктир) / Fig. 14. Principle kinematic riftogenesis model on the tectonic scheme of the Dnieper-Donetsk avlucogen.model of the formation of the Dnieper-Donetsk rift. Arrows: geodynamic axes of normal stress stresses (white): σ_2 - intermediate compression, σ_3 - minimum compression (maximum tension); direction of geoblocks spreading from the pre-Rifean "germ" megazone of cleavage (blue). "tectonic rifting rails" - horizontal shear-transforms (red dotted line)

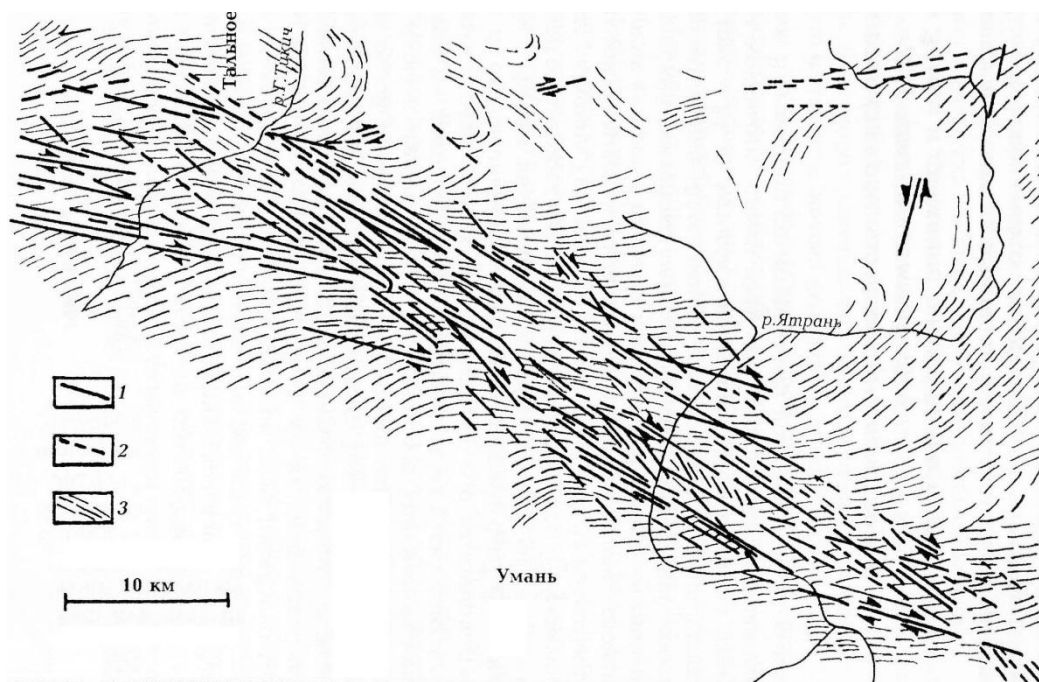


Рис. 15. Тектонічна модель типової деформаційної зони сколювання у структурі Українського щита, за О. Гінтовим та ін. [4] /

Fig. 15. Tectonic model of the cleavage deformation zone in the structure of the Ukrainian Shield, by O. Gintov et al. [4]

осі колізійного стресу. Тектоніти рифтогенних *магістральної* і *трансформної* систем, а також північно-східної діагональної ($9-18^\circ$, $39-45^\circ$, $54-63^\circ$) і субширотної гілки ортогональної систем ($84-90^\circ$, $273-279^\circ$) зазнали ре-активації в обстановці загально-плитної колізії у регіональному горизонтально-зсувному полі напруг. При цьому вони зазнавали змін вихідного генетичного типу і кінематики, і відповідно, структурно-динамічного прояву в інверсованому рифтовому каркасі. За цими напрямками утворювались «реверсні» системи тектонітів, які брали участь у формуванні тектонічних решіток деформацій у молодших за віком структурних поверхнях платформного чохла [11].

Внаслідок цього уздовж ліній реверсних систем *магістральних* тектонітів закладалися головні структурні зони прирозломної пізньогерцинської складчастості (рис. 10). Тектоніти північно-східної системи кайнозойського інверсійного каркаса успадкували лінії дорифейських систем глибинних розломів у південно-східній частині палеозападини. Завдяки їх ре-мобілізації у підкидонасуйному і зсувному режимі у ранню (ларамійська фаза) та новітню (аттична фаза) епохи кайнозойського тектогенезу найбільших деформацій зазнала рифтова структура Західно-Донецького грабена.

У наступному розділі обговорюються структурні наслідки альпінотипних колізійних деформацій палеорифта за ре-активованими системами тектонітів.

2. Особливості структурно-динамічного прояву ре-активованих систем тектонітів у структурі Дніпровсько-Донецького авлакогена.

Протягом фанерозоя в осадовому чохлі ДДА сформувалися три головних структуроутворюючих системи тектонітів [11-13]: рифтогенна палеозойська, яка слугувала у пізньогерцинську епоху каркасом герцинської інверсійної складчастості (заальська і, можливо, пфальцьська фази), та дві кайнозойських системи, утворених колізійними рухами у ранню (ларамійська фаза, сенон-ранній еоцен) і новітню (аттична фаза, неоген-квартер) епохи альпійського тектогенезу. Разом з кайнозойськими, системи ре-активованих дорифейських тектонітів об'єднуються у геодинамічно спряженому новітньому тектонічному каркасі альпінотипних колізійних деформацій земної кори авлакогена. Розглянемо просторове і динамічне співвідношення ре-активованих дорифтових, рифтогенних палеозойських та післярифтових (інверсійних) кайнозойських тектонітів різних азимутальних напрямків у ДДА (рис. 17).

Інструментальними вимірами у різних тектонічних регіонах Сарматії визначено північну вергентність герцинських, південно-західну ларамійських та південно-східну аттичних систем тектонітів, у тому числі в ДДА [19, 20]. В розрізі осадового чохла палеозападини герцинські тектоніти з розмивом та кутовою незгодою перекриваються підшвою мезозойського комплексу. Ларамійські тектоніти перетинають кам'яновугільні та мезозойські відклади і перекриваються підшвою па-

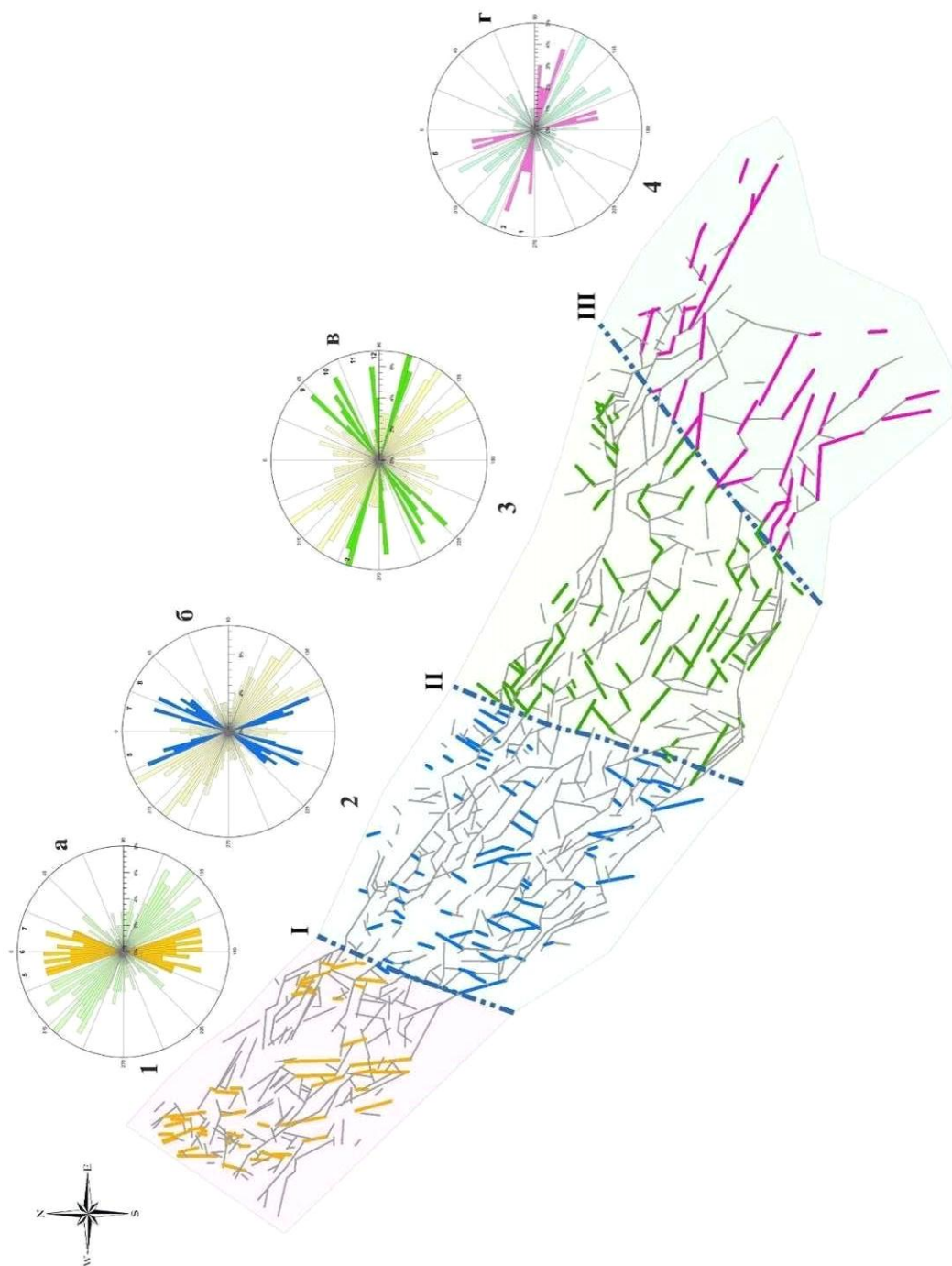


Рис. 16. Тектонічна схема просторового розподілу і змін напрямів ре-активованих систем дорифейських «реверсних» тектонітів на тлі палеозойського рифтогенного каркасу в межах сегментів Дніпровсько-Донецького авлакогена. На візках: а-г- виділення ре-активованих систем як азимутальних максимумів на кругових трояндах-діаграмах у межах сегментів: 1 – Чернігівського (жовтий), 2 – Лохвицького (зелений), 3 – Ізюмського (синій), 4 – Західно-Донецький грабен (фіолетовий). Міжсегментні кордони, складені ре-активованими системами дорифейських тектонітів (синій пунктир): I – Західноінгулецька, II – Верховцівсько-Львівська, III – Центральноприазовсько-Слов'янська /

Fig. 16. Tectonic scheme of spatial distribution and changes in directions of reactivated systems of pre-Rifean "reverse" tectonites against the background of the Paleozoic riftogenic framework within the segments of the Dnieper-Donetsk aulacogen. Insets: a-d - highlighting of reactivated systems as azimuthal maxima on circular rose diagrams within the segments: 1 - Chernihiv (yellow), 2 - Lokhvytsky (blue), 3 - Izyum (green), 4 - Western Donetsk graben (purple). Intersegmental boundaries formed by reactivated systems of pre-Rifean tectonites (blue dotted line): I - Western Inguletska, II - Verkhovtshiv-Lgov, III - Central Pryazovsko-Slovyanogorsk

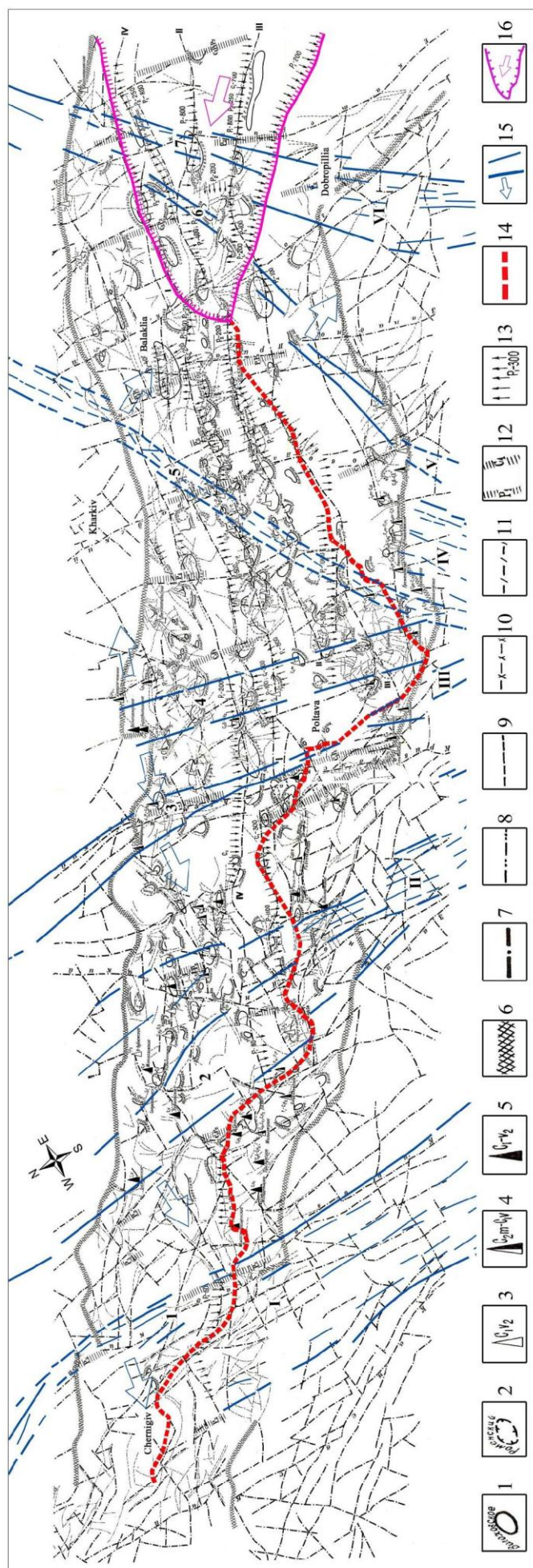


Рис. 17. Порівняльна тектонічна схема рифтогенних і пострифтових систем тектонітів ре-активованих у зонах дорифейських глибинних розломів та комплексів фанерозойського осадового чохла Дніпровсько-Донецького авлакогена (картографічна основа за ред. Глушко, 1978, з доповненнями за Барташчуком О. В., 2019). Умовні позначення: 1- структури чохла; 2- соляні штоки; 3-5- родовища: газові, газоконденсатні, нафтові; 6-11- розломи: крайові, у фундаменті, девоні, карбоні, пермі, на локальних структурах; 12-13- зміни товщин осадових комплексів: за стратиграфічною приналежністю, за градієнтними зонами; 14- межі тектонічних районів різних типів інверсійних деформацій; 15- міжсегментні кордони кінематикою та вергентністю рухів за системами тектонітів; 16- кордон Західно-Донецької покривно-складчастої області /

Fig. 17. Comparative tectonic scheme of riftogenic and post-rift systems of tectonites reactivated in zones of pre-Rifean deep faults and complexes of the Phanerozoic sedimentary cover of the Dnieper-Donetsk aulacogen (cartographic basis according to ed. Glushko, 1978, with additions according to Bartashchuk O., 2019). Symbols: 1- cover structures; 2- salt stocks; 3-5- deposits: gas, gas condensate, oil; 6-11- faults: marginal, in the basement, Devonian, Carboniferous, Permian, on local structures; 12-13- changes in the thickness of sedimentary complexes: by stratigraphic affiliation, by gradient zones; 14- boundaries of tectonic regions of different types of inversion deformations; 15- intersegmental boundaries by kinematics and vergence of movements along tectonic systems; 16- boundary of the Western Donets nappe-folded region

леогену з розмивом та кутовою незгодою. Аттичні тектоніти наскрізь пронизують кам'яновугільні, мезозойські, палеогенові та неогенові відклади і перекриваються антропогеновими з розмивом та кутовою незгодою. Завдяки близькості віку, просторового поширення і структурно-тектонічної позиції у межах палеозападини ларамійські та аттичні тектоніти на цій території природно об'єднуються у спільну систему альпінотипних тектонітів (рис. 2, 8-10).

Кордони неотектонічних блоків на теренах ДДА виділялися стандартними методами морфометричного аналізу. Задовільно визначаються нами у денному рельєфі новітні підкиди (насуви) і, меншою мірою, скиди та зсуво-скиди і розсуви. Підкиди та скиди утворюють горстові підняття, тектонічні тераси і шаблі у поверхні фундамента та структурних поверхнях осадового чохла. Ускладнюючи будову північного моноклінального схилу борту, вони прилягають з півночі до зони крайового порушення. Його площа на всьому протязі зазнала тут дугоподібних дислокацій і набула характерної для зон горизонтального зсування кулісної будови. Прикладом структурного прояву альпійської неотектонічної активзації є низка крупних підняття у підшві кайнозою довжиною у десятки кілометрів і висотою понад 100 м, що розташовується на північному схилі Західно-Донецького грабена. В денному рельєфі вони виражені видовженими пагорбами заввишки 20 - 100, розділених балками, річковими долинами тощо[24]. По фронту підкидів та насувів у палеозойських відкладах у прилеглих частинах насунутих блоків зазвичай розвинені вузькі та похилі складки насунання, а також структурні лінії «перетиснутої», вузької та більш амплітудної підкидо-складчастості. Такі пострифтові деформації викликали формування на південно-східній периферії у структурі інверсованого авлакогена Західно-Донецької покривно-складчастої області (рис. 17, крайня права частина) [25]. Геологічні дані, підтверджені положеннями гірничої механіки, є свідченням того, що альпінотипні підкидо-насувні каркаси сформувалися в умовах азимутального орієнтування ре-активованих систем тектонітів будь якого віку і вихідного генетичного типу перпендикулярно до розташованої за меридіаном осі максимального загально-плитного стресу (рис. 2, 8-10).

Новітні скиди, скидо-зсуви, скидо-розсуви в ДДА розповсюджені обмежено, переважно в центральній частині Дніпровського грабена. За їх участі не утворилися великі амплітудні і протяжні лінійні структури, тому вони непевно простежуються в орогідрографії як улоговини, сідловини та ін. негативні структурні форми. Формування скидів і розсувів в інверсованій структурі авла-

когена ми пов'язуємо з утворенням новітніх геодинамічних зон розтягу земної кори[11]. Зони розтягу, у тому числі пов'язані з деформаційними зонами зсування [26], відповідно до положень гірничої механіки, складаються з систем тріщин відриву – розсувів і відкритих тріщин сколювання – розривів типу скидо-зсувів, які закономірно орієнтуються під гострим кутом до осі загально-плитного стресу (рис. 2-5, 8-10) [1].

Прямими морфометричними діагностичними ознаками наявності у земній корі зон розтягу вважаються низинні ділянки рельєфу з підвищеною щільністю гідрографічної мережі [27]. Новітні зони розтягу структурно відбиваються у денному рельєфі формуванням просторово зближених та односпрямованих, видовжених субмеридіонально систем річкових долин. Ця морфометрична ознака яскраво проявляється в асиметричній будові щільної мережі крупних річок лівобережжя басейну Дніпра (Сула, Хорол, Псел, Ворскла, Оріль) (рис. 12, 13, жовті річкові долини). Характерною рисою будови гідрографічної мережі на цій території є розвинення припливів у цих річок лише з одного боку – зазвичай на схилах піднятого борту долини ріки. При цьому, уздовж лівих, східних берегів річок Пселі Ворскла та, навпаки, правого, західного берега ріки Сула сформувалися низки прибережних уступів-пагорбів заввишки у десятки метрів. Крайові височини цієї просторово сполученої гідрографічної системи, зі сходу та заходу обмежують широку та розлогу низину у денному рельєфі. Ця новітня улоговина розташована у центральній частині Дніпровського грабена і вся заповнена щільною мережею інтенсивно меандрованих долин річок та їх припливів, зламаної, дугоподібної у плані морфології. Їх загальне північне простягання та збільшена відносна щільність проявляється у межах східної частини Лохвицького та західної частини Ізюмського сегментів і загалом збігається у просторі з площею поширення прогнозованих нами у земній корі за морфометричними (рис. 12, 13), геологічними (рис. 3, 4), тектонофізичними (рис. 3-5) діагностичними ознаками на цій території палеозападини новітніх зон розтягу.

Розлогі річкові долини розділяються вузькими, видовженими височинами, які займають структурну позицію уступів-шаблів, за якими східний та західний схили кайнозойської улоговини занурюються у напрямку її депоцентру. Найвиразнішою з новітніх позитивних структур є Приворсклянська височина, розташована над Ворсклянським виступом, проявленим у фундаменті і, частково, палеозойському структурному плані (рис. 17, цифра III). Він сформований у піднятому крилі Верховцівсько-Львівської зони глибинних розломів фундаменту, що територіально трасується на

меридіані м. Полтава (цифра 4 на рис. 6). Ворсклянський виступ у поверхні дорифейського фундаменту утворює структурний щабель, що розділяє сегменти західної частини палеозападини (Чернігівський і Лохвицький), де збереглася слабо деформована рифтова структура земної кори, і східної частини (Ізюмський сегмент і Західно-Донецький грабен), де вона інтенсивно деформована альпійськими рухами.

На більшості території ДДА палеозойські тектоніти зазвичай розташовуються у глибокому ерозійному зрізі під мезозойсько-кайнозойським платформним чохлам. У Західно-Донецькому грабені, де вони вивчені у природних відслоненнях, за системами палеозойських та кайнозойських тектонітів формуються зони катаклазування та брекчіювання осадових порід у розрізі різновікових стратиграфічних комплексів. Ці зони шириною у перші десятки метрів складені глинистими мілонітами та тектонічними брекчіями з уламками вміщуючих порід, рідше - бластокатаклазитами [20].

Дорифейські трансрегіональні коро-мантіїні розломи перетинають всю літосферу Сарматії товщиною 180-260 км, заглиблюючись у мантію до 100-200 км [28, 4]. На Українському щиті і Воронезькій антеклизі інструментальними методами встановлено і за даними дешифрування аерокосмічних знімків протрасовано в межах ДДА кілька їх меридіональних ре-активованих систем, які уперек, незгідно перетинають структуру рифтогенної палеозападини (рис. 6, 16, 17) [29].

Палеозойський скидовий каркас контролював формування лінійної структури палеорифту, а як частково ре-активований, також і умови син- і пострифтової басейнової седиментації у палеозападині. Через пострифтові підкидо-складчасті і покривно-насувні деформації рифтові скиди частково збереглися лише у північно-західній частині палео-западини (Західна мікроплита) і майже повністю зруйновані в її південно-східній частині (Східна мікроплита). Релікти скидо-розсувного каркасу розміщуються нерівномірно у сучасній інверсованій структурі дорифейського фундаменту ДДА (рис. 17). Найвиразніше проявлені фрагменти парних структурних ліній крайових порушень та прибортових і осьових магістральних систем тектонітів, за якими сформувалися найбільш амплітудні тектонічні щаблі-уступи, поздовжні до простягання Дніпровського грабена. На південному сході Ізюмського сегмента і в Західно-Донецькому грабені інтенсивність інверсійних деформацій рифтової структури була найбільшою. Скиди рифтового етапу тут зазнали ре-активації і здебільше були перетворені на підкиди, рідше простежуючись як реліктові фрагменти, на кшталт Красноріцького зонального скиду на

північному фланзі грабена (рис. 17, крайня права частина).

Магістральні рифтогенні системи тектонітів північно-західних азимутів простягання різко незгідно, ортогонально та діагонально, перетинаються зі зміщеннями по літералі системами дорифейських реверсних систем тектонітів меридіонального та північно-східного напрямків, ре-активованих як горизонтальні зсуви. За ними у структурі фундаменту сформувалися сім поперечних до його простягання лінійних зон горизонтально-зсувних деформацій. З північного заходу на південний схід це: Чернігівсько-Ніжинська, Глобино-Конотопська, Кобеляцько-Лебединська, Михайлівсько-Охтирська (центральна), Карлівсько-Чугуївська, Лозівсько-Старобільська, Добропільсько-Сватівська структурні зони (рис. 6, 17) [30]. Ці новітні трансформні зони займають структурну позицію новітніх між-сегментних кордонів ДДА.

Крім поперечних деформацій зі зміщеннями і дугоподібними викривленнями у плані за трансформними скидо-зсувними зонами, трасипарних крайових скидів перериваються пострифтовими плікативними дислокаціями. Лінії обох прибортових схилів Дніпровського грабена ускладнюють кілька ансамблів крупних сигмоїдальних горстових виступів фундаменту, сформованих за системами новітніх скидів. Уступи розділяються ланцюжками структурних заток на північному (Синівська, Валківська, Шевченківська) і південному (Городнянська, Лохвицька, Михайлівська) схилах Дніпровського грабена (рис. 11, 17).

Простягання більшості магістральних рифтогенних ліній у структурі дорифейського фундаменту і палеозойського комплексу приблизно збігаються у просторі Дніпровського грабена. Палеозойські тектоніти нерідко оновлюють лінії древніх тектонічних блоків, але частіше їх траси проходять паралельно зі зміщеннями, не збігаючись з ними, що встановлено на порівняльних тектонічних схемах (рис. 1, 6, 8, 16, 17). Натомість, у межах Західно-Донецького грабену, на західних схилах ДСС план інверсійних деформацій принципово інший: альпінотипні тектоніти використовують тут палеозойські лінії лише частково на локальних ділянках, здебільше перетинаючи їх під різними кутами.

Відмінності у просторових співвідношеннях тектонітів палеозойського та кайнозойського віку можуть бути обумовлені докорінними змінами геотектонічних умов збереженості/руйнування рифтового каркасу у напрямку з північного заходу на південний схід. Структурна і генетична диференціація тектонітів за простяганням авлакогена викликана тим, що з кінця мезозою – початку кайнозою різні сегменти палеозападини по-різному

реагували на загально плитні колізійні рухи через відмінності будови та зміни простягання осі грабена в їх межах (рис. 16, 17). Південно-західна частина (Чернігівський і Лохвицький сегменти), яка зберегла реліктову рифтову кору, ще й досі поводить як єдиний жорсткий блок (Західна мікроплита) і не піддається неотектонічній активізації у такому ступені як решта території. Натомість Ізюмський сегмент і Західно-Донецький грабен (Східна мікроплита), які мають стоншену кору океанічного типу без гранітного шару, зазнали значних неотектонічних деформацій.

Результати порівняльного аналізу азимутальної орієнтації та просторового розміщення рифтових і пострифтових систем тектонітів на теренах ДДА не підтверджують попередні уявлення про формування пострифтових систем тектонітів осадового чохла за напрямками рифтових ліній з успадкуванням генетичних типів палеозойської системи тектонітів [31,32]. З'ясовано, що ці окремі системи виникли у різних геодинамічних обстановках за протилежних напрямів орієнтування осі максимального стресу, тому відрізняються за генетичними типами складових систем тріщинуватості, кінематикою та вергентністю рухів геомас за ними. У палеозої при субширотному стиску формувалася переважно лівозсувний структурний ансамбль деформацій, а в кайнозої, в умовах субмеридіонального стиску – здебільше правозсувний. Про структурні прояви колізійних деформацій і кінематичні механізми формування інверсованої структури авлакогену більш розлого йдеться у наступній частині статті.

Таким чином, системи дорифейських тектонітів, ре-активовані у складі колізійного каркасу деформацій, частково успадковують напрями рифтової решітки і дорифтового стародавнього каркасу. Проте, так само, як кайнозойські тектоніти, вони складаються з «реверсного» типу розломів і змінюють свій вихідний генетичний тип і, відповідно, структурний прояв через зміну тектонічного режиму деформацій. У платформному рифтовому режимі вихідним типом розломів були скиди, скидо-зсуви та розсуви, натомість у режимі колізійного стресу вони перетворювалися на підкиди, насуви, зсуво-насуви і слугували каркасом інверсійних деформацій: тектонічних зривів у підвалині, складчастих і покривно-насувних дислокацій дорифейського фундаменту та фанерозойських комплексів осадового чохла.

Отримані результати порівняльного тектонічного аналізу свідчать, що тектоніти у зонах дорифейських глибинних розломів, які розмежовують древні геоблоки земної кори, ре-активувалися на неотектонічному етапі розвитку регіону не повсюдно та не на усьому своєму протязі, а їх інфраструктура (дрібні, непротижні розриви) не завжди

збігається з внутрішньою структурою розломів палеозою. До того ж ці тектоніти зазвичай ре-активувалися з протилежною кінематикою латеральних зміщень та іншою вергентністю рухів, що більшою мірою було пов'язано зі зміною напрямів дії зовнішніх сил.

На цих підставах зроблено такий загальний висновок: системи тектонітів різного віку та азимутальної орієнтації у земній корі ДДА складають тектонічні каркаси деформацій, динаміка і кінематика яких перманентно поновлювалася через ре-активацію давніх систем розломів шляхом формування «реверсних» систем у перемінному полі напружень.

Наукова новизна.

1. Результати порівняльного тектонічного аналізу різновікових систем тектонітів ДДА заперечують попередні уявлення, щодо прямого успадкування кайнозойськими системами тектонітів напрямів і генетичних типів палеозойських тектонітів рифтогенного каркасу. З'ясовано, що ці різновікові системи сформувалися у різних геодинамічних обстановках за протилежного напрямку орієнтування осі максимального стресу, тому відрізняються за генетичними типами тріщинуватості, кінематикою та вергентністю рухів геомас гірських порід за ними.

2. З'ясовано, що збігання загальних напрямів дорифейських систем тектонітів, ре-активованих у меридіональних напрямках, з мобільними зонами глибинних коро-мантіїних розломів фундаменту обумовлене тектонічною позицією останніх уздовж кордонів мегаблоків, що об'єдналися у ядрі Сарматії як акреційні терейни.

3. Показано, що перебудови інфраструктури рифтогенної палеозападини протягом фанерозойських епох тектоно-магматичної активізації відбувалися у перемінному полі тектонічних напруг шляхом змін генетичного типу, кінематики і вергентності рухів у ре-активованих системах розломів різного віку та азимутальних напрямків завдяки формуванню у них «реверсних» систем тектонітів, які складають молодші за віком тектонічні каркаси і контролюють нові плани деформацій.

4. Реконструйовано вихідні генетичні типи рифтогенних і ре-активованих у складі «реверсних» систем пострифтових тектонітів. У палеозої, в умовах меридіонального розтягу і широтного стиску кори Сарматії, сформувалася рифтогенний розломний каркас з магістральних скидо-розсувів та трансформних скидо-зсувів, натомість у кайнозої, в обстановці інтерференції загально-платформного меридіонального колізійного стресу і регіонального зсувного поля напруг утворився деформаційний підкидо-насувний, підкидо- та скидо- зсувний каркас.

5. Вперше встановлено загальні закономірності розміщення у структурі інверсованого авлакогену новітніх зон розтягу/стиску земної кори, пов'язаних з ділянками підвищеної щільності певних генетичних типів тектонітів і деформаційних парагенезів, які вони контролюють.

Висновки. З використанням оригінальної методики реконструкції напружено-деформованого стану земної кори і діагностики кінематичних механізмів розривних та складчастих деформацій земної кори на основі геоінформаційних технологій отримано наступні теоретичні висновки для пізнання закономірностей структурно-кінематичної еволюції земної кори Сарматії у складі кратонного ядра Східноєвропейської платформи.

1. Палеозойські динамічно спряжені магистральні системи тектонітів сучасного північно-західного простягання склали каркас девонського рифтового поясу. Наприкінці палеозою за їх напрямками сформувалися зближені паралельні лінії герцинської (заальська фаза) складчастості в інверсованому осадовому чохла Дніпровсько-Донецької палеозападини.

2. Інверсійні деформації рифтової структури контролювалися тектонічним каркасом, який складається з дорифейських і палеозойських систем розломів, ре-активованих у складі «реверсних» систем тектонітів інших генетичних типів, та новітніх систем кайнозойських тектонітів колізійного етапу. Обидва каркаси незгідно, ортогонально та діагонально накладалися на вихідну, лінійну рифтогенну решітку та сформовані за нею лінії герцинської складчастості.

3. У палеозої, в умовах меридіонального розтягу і широтного стиску кори Сарматії, сформувалася рифтова решітка скидо-розсувів та скидо-зсувів, натомість у кайнозої, в обстановці загально-плитного меридіонального колізійного стресу і регіональному горизонтально-зсувному

полі напруг утворився підкидо-насувний, підкидо- та скидо-зсувний каркас деформацій.

4. За комплексом діагностичних ознак встановлено загальні закономірності поширення у земній корі ДДА новітніх регіональних зон розтягу/стиску, пов'язаних з ділянками підвищеної щільності певних генетичних типів тектонітів і деформаційних парагенезів, що ними контролюються. Ділянки новітніх зон розтягу у межах авлакогену займають тектонічну позицію у центральній, зануреній частині палеозападини. Структурно у денному рельєфі вони відбиваються у формуванні просторово зближених та односпрямованих, видовженої меридіонально, територіально зближеної системи річкових долин лівобережжя басейну Дніпра, розташованих на північному схилі Придніпровської низини. Ділянки новітніх зон стиску земної кори яскраво відбиваються у формуванні новітніх підняттях у підодшві кайнозою у південно-східній частині та палеозойських комплексах уздовж усього південного моноклінального схилу Дніпровського грабена. У палеозойському комплексі це розлогі структурні тераси, ускладнені лініями дрібної прирозломної ранньокайнозойської (ларамійської) складчастості. Найбільш яскраво та наочно структурні результати неотектонічних рухів відбиваються в формуванні сучасних вишин на кшталт Донецького кряжу, Приазовської височини та менших за розмірами позитивних форм рельєфу у межах Західно-Донецького грабена.

У наступній частині статті на підставі отриманих даних щодо просторового розподілу і структурної позиції пострифтових тектонічних каркасів деформацій розглядатимуться тектонічні режими деформацій і природні кінематичні механізми формування розривних та складчастих структурних парагенезів у межах новітніх зон розтягу/стискання земної кори у межах ДДА.

Список використаних джерел

1. Gzovsky M.V. (1975). *Fundamentals of tectonophysics*. M., Nauka, 536.
2. Chebanenko I.I. (1966). *Fault tectonics of Ukraine*. K., Nauk. Dumka, 178.
3. Chebanenko, I.I. (1977). *Theoretical aspects of tectonic divisibility of the earth's crust*. Kiev, Naukova Dumka.
4. Gintov, O. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of deformations of the earth's crust of Ukraine*. Kyiv, Phoenix.
5. Chikov, B.M. (2011). *Introduction to the physical foundations of static and dynamic geotectonics*. Sib. Dep. Rus. Acad. Sci., V. Sobolev Inst. Geol. Min. "Geo", Novos-k.
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. Dr. of science g.-m. MSU, 40.
7. Woodcock J.T. (1986). *The role of strike-slip fault systems at plate boundaries*. Phil. Trans. R. Soc. London, 13-29.
8. Moody L., Hill M. (1956). *Wrench fault tectonic*. Bull. Geol. Soc. Amer., 64, 9, 1207.
9. Wilson J. T. (1965). *A new class of faults and their bearing on continental drift*. Nature, 207, 343-347.
10. Sylvester A. G. (1988). *Strike-slip faults*. Geol. Soc. Amer. Bull., 100, 1666-1703.
11. Bartashchuk O.V. (2021). *Geodynamic conditions of oil and gas bearing capacity of the Dnipro-Donetsk paleorift: Author's abstract. dis. Dr. geol. of science*. Kyiv, Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 33.

12. Барташук, О. (2024). Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої. *Доповіді Національної академії наук України*, (3), 62–71. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2019.03.062>
13. Барташук, О. В. (2016). Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Лінеamenti. *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, (45), 14–23. <https://periodicals.karazin.ua/geoeco/article/view/8176>
14. Rebetsky, Yu. (2002). Review of methods of reconstruction of tectonic stresses and increments of seismic-tectonic deformations. *Tectonics today*. M.: OIFZ RAN, 227–243.
15. Kruhlov S., Arsirii Yu., Velikanov V., Znamenska T., Lysak A., Lukin O., Shashkevych I., Popadiuk I., Radzivil A., Kholodnykh A. (2007). *Tectonic map of Ukraine. Scale 1: 1 000 000*. Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service. Ukrainian State Geological Exploration Institute. K.: UkrDHR.
16. *Map of Precambrian structural zoning of the southwestern part of the East European platform (1992). Scale 1:1,000,000. Ed. L.S. Galetsky. Set of maps "Geology and metallogeny of the southwestern part of the East European platform. Scale 1:1,000,000. Ed.-in-chief A.I. Zaritsky. K.: Goskormogeologiya, Geoprognoz, Tsentrgeologiya, PO "Belarus", VSEGEI, Voronezh state University.*
17. *Map of faults and main lineament zones of the southwest of the USSR (using space photography data) (1988). Scale 1:000 000. Ed. N. Krylov. M., USSR Ministry of Geology, 4.*
18. Скано́вана карта річок і річкових басейнів України. Інтернет ресурс: <https://megaobzor.net/gidrografiya-ukrayiny-karta-richok/>
19. Goryainov S. (1999). On the Alpine complication of the geological structure in different regions of Ukraine. *Supplement of the NAS of Ukraine*, 8, 106–111.
20. Goryainov S., Denysenko D., Divitsky O. (1997). *Metamorphic and metasomatic complexes of the Middle Buzhye*. Kharkiv State University, Kharkiv, 225.
21. Glushko V. (ed.) (1978). *Deep geological sections of the Dnieper-Donets basin (in connection with oil and gas prospects). Explanatory note to geological maps of VAT on sections 5000 and 6000 m on a scale of 1:500,000*. Kyiv: UKRNIIGAZ, UKRNIGRY, 88, 2 maps.
22. Jenness J., 2014. Polar Plots for ArcGIS. Jenness Enterprises. Available at: http://www.jennessent.com/arcgis/Polar_Plots.htm
23. Барташук О.В. (2017). Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Лінійні зони горизонтально-здвигових дислокацій рифтового етапу. *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, (47), 7–17. <https://periodicals.karazin.ua/geoeco/article/view/10324>
24. Горайінов, С. (2022). Альпійські тектонічні рухи і соляна тектоніка Східної України. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, (56), 67–75. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2022-56-04>
25. Барташук, О., Суярко, В., Чусько, О., & Перрі, Б. Д. (2024). Тектонічна еволюція внутрішньоплітних структур Сарматії у фанерозої. 1. Структурно-речовинна диференціація літосфери і тектонічна подільність земної кори за геофізичними даними. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, (60), 12–27. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-60-01>
26. Atmaoui N., Kukowski N., Stockhert B., Konig D. (2006). Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch.)*, 95, 225–28.
27. Stelmakh V. Yu., Melniychuk M. M. (2022). *Hydrography of Ukraine: lecture notes. Methodological development for students of the Faculty of Geography*. Lutsk, 121.
28. *Geology and oil and gas capacity of the Dnieper-Donets Basin. Deep faults and combined oil and gas traps (1991). Ed. V. K. Gavrish: Naukova dumka, 172.*
29. Chebanenko I., Znamenskaya T., Shatalov N. (1991). Manifestations of strike-slip tectonics in the structure of the lithosphere of Ukraine. *Strike-slip tectonics dislocations and their role in the formation of minerals*. M.: Nauka, 85–91.
30. 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].
31. Stovba S. N. (2008). *Geodynamic evolution of the Dnieper-Donetsk Basin and Donbass: Author's abstract. dis. Dr. Geol. of science*. Kyiv: NII Oil and gas industry (SE Naukanoftogaz), 495.
32. *Geology and oil and gas capacity of the Dnieper-Donets Basin. Deep structure and geotectonic development (1989). Ed. V. K. Gavrish. K.: Naukova dumka, 208.*

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. 2. Tectonic frameworks of deformations

Oleksii Bartaschuk ¹

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

¹ V.N. Karazin Kharkiv National University, Kharkiv, Ukraine;

Vasyl Suyarko ¹

DSc (Geology and Mineralogy), Professor,

Department of Fundamental and Applied Geology;

Oleksandr Chuienko ¹,

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

ABSTRACT

Objective. Based on data from the Dnieper-Donetsk Aulacogene, the role of different-age systems of crustal faults as tectonic frameworks of deformations of the Sarmatian plate was investigated.

Methods. An integrated method for reconstructing the stress-strain state of the crust was proposed based on geoinformation technologies, morphometric, tectonophysical methods, and comparative structural analysis of discontinuous and folded deformations.

Results. Four main fault systems were identified in the pre-Rifean basement and Phanerozoic sedimentary cover of the Aulacogene. There are pre-Rifean cratonic, Paleozoic riftogenic, and two post-rift systems of early (Laramian phase, Senonian-Early Eocene) and recent (Attic phase, Neogene-Quarter) Cenozoic activation. It is established that Paleozoic tectonites formed a riftogenic lattice and a framework of the Hercynian (Zaalian phase) folding of the Dnieper Graben cover. It is found that the inversion deformations of the Aulacogene are controlled by the frameworks of reactivated pre-Rifean and Cenozoic tectonites, which are unconformably superimposed on rift lines. Previous ideas about the direct reactivation of the latest tectonites with the inheritance of the directions and genetic types of Paleozoic tectonites were not confirmed. The coincidence of the directions of the latest tectonic systems, reactivated in meridional directions, with the suture zones of the basement is due to their position on the moving boundaries of megablocks, which united in the core of Sarmatia as accretionary terranes. The original and reactivated genetic types of "reverse" tectonites were reconstructed: in the Paleozoic, under conditions of meridional stress and latitudinal extension of the Sarmatian crust, a thrust-shear rift framework was formed, while in the Cenozoic, a thrust-shear framework was formed in a regional shear field.

Scientific novelty. The kinematic mechanism of the natural phenomenon of spatiotemporal inversion of stress field parameters was determined. Geodynamic axes in the Phanerozoic underwent a counterclockwise shift of $\sim 15^\circ$ during the tectogenesis epoch, which caused their general displacement from the Paleozoic to the Cenozoic by $\sim 60^\circ$. Because of this, four deformation planes were formed in the Sarmatian crust: rift (D–C1), inversion (C2–P1), two collisional (T–K1) and (K2–KZ). The distribution patterns of the latest tension/compression zones in the aulacogen in areas of increased density of certain genetic types of tectonites and deformation parageneses have been established.

Conclusion. A theoretical conclusion has been obtained for understanding the patterns of formation and evolution of the Earth's crust: the restructuring of the platform infrastructure occurs in a variable stress field due to changes in the genetic type and kinematics of tectonites with the formation of "reverse" reactivated systems that constitute younger tectonic deformation frameworks.

Practical significance. The application of the original method of reconstruction of the stress-strain state of the Earth's crust made it possible to identify tectonic modes and kinematic mechanisms of fault and fold deformations of the Earth's crust in Sarmatia.

Keywords: Dnieper-Donetsk aulacogen; geoinformation technologies, morphometric and tectonophysical analyses; pre-Ryphean, Paleozoic, Cenozoic tectonic systems; "reverse" faults; tectonic frameworks of deformations.

References

1. Gzovsky M.V. (1975). *Fundamentals of tectonophysics*. M., Nauka, 536.
2. Chebanenko I.I. (1966). *Fault tectonics of Ukraine*. K., Nauk. Dumka, 178.
3. Chebanenko, I.I. (1977). *Theoretical aspects of tectonic divisibility of the earth's crust*. Kiev, Naukova Dumka.
4. Gintov, O. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of deformations of the earth's crust of Ukraine*. Kyiv, Phoenix.
5. Chikov, B.M. (2011). *Introduction to the physical foundations of static and dynamic geotectonics*. Sib. Dep. Rus. Acad. Sci., V. Sobolev Inst. Geol. Min. "Geo", Novos-k.
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. Dr. g.-m. of science. MSU, 40.
7. Woodcock J.T. (1986). *The role of strike-slip fault systems at plate boundaries*. Phil. Trans. R. Soc. London, 13-29.
8. Moody L., Hill M. (1956). *Wrench fault tectonic*. Bull. Geol. Soc. Amer., 64, 9, 1207.
9. Wilson J. T. (1965). *A new class of faults and their bearing on continental drift*. Nature, 207, 343-347.
10. Sylvester A. G. (1988). *Strike-slip faults*. Geol. Soc. Amer. Bull., 100, 1666-1703.

11. Bartashchuk O.V. (2021). *Geodynamic conditions of oil and gas bearing capacity of the Dnipro-Donetsk paleorift: Author's abstract. dis. Dr. geol. of science*. Kyiv, Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 33.
12. Bartashchuk, O. (2024). Phanerozoic evolution model of a stress strain state of the Earth crust at the Dnieper-Donets paleorift. *Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine*, (3), 62–71. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2019.03.062> [in Ukrainian].
13. Bartashchuk, O. V. (2016). System organization of consolidated basement's disjunctive tectonics in Dnipro-Donets paleorift. Part 1. Lineaments. *Visnyk of V.N. Karazin Kharkiv National University, Series "Geology. Geography. Ecology"*, (45), 14-23. Available at <https://periodicals.karazin.ua/geoeco/article/view/8176> [in Ukrainian]
14. Rebetsky, Yu. (2002). Review of methods of reconstruction of tectonic stresses and increments of seismic-tectonic deformations. *Tectonics today*. M.: OIFZ RAN, 227-243.
15. Kruhlov S., Arsirii Yu., Velikanov V., Znamenska T., Lysak A., Lukin O., Shashkevych I., Popadiuk I., Radzivil A., Kholodnykh A. (2007). *Tectonic map of Ukraine. Scale 1: 1 000 000*. Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service. Ukrainian State Geological Exploration Institute. K.: UkrDHRI.
16. *Map of Precambrian structural zoning of the southwestern part of the East European platform (1992). Scale 1:1,000,000*. Ed. L.S. Galetsky. Set of maps "Geology and metallogeny of the southwestern part of the East European platform. Scale 1:1,000,000. Ed.-in-chief A.I. Zaritsky. K.: Goskossmogeologiya, Geoprognoz, Tsentrgeologiya, PO "Belarus", VSEGEI, Voronezh state University.
17. *Map of faults and main lineament zones of the southwest of the USSR (using space photography data) (1988). Scale 1:000 000*. Ed. N. Krylov. M., USSR Ministry of Geology, 4.
18. Scanned map of rivers and river basins of Ukraine. Available at: <https://megaobzor.net/gidrografiya-ukrayiny-karta-richok/>
19. Goryainov S. (1999). On the Alpine complication of the geological structure in different regions of Ukraine. *Supplement of the NAS of Ukraine*, 8, 106-111.
20. Goryainov S., Denysenko D., Divitsky O. (1997). *Metamorphic and metasomatic complexes of the Middle Buzhye*. Kharkiv State University, Kharkiv, 225.
21. Glushko V. (ed.) (1978). *Deep geological sections of the Dnieper-Donets basin (in connection with oil and gas prospects). Explanatory note to geological maps of VAT on sections 5000 and 6000 m on a scale of 1:500,000*. Kyiv: UKRNIIGAZ, UKRNIIGRY, 88, 2 maps.
22. Jenness J., 2014. *Polar Plots for ArcGIS*. Jenness Enterprises. Available at: http://www.jennessent.com/arcgis/Polar_Plots.htm
23. Bartashchuk O.V. (2017). System organization of disjunctive tectonics in consolidated basement of Dnipro-Donets paleorift. Part 2. Linear zones of horizontal-shear dislocation at rifting stage. *Visnyk of V.N. Karazin Kharkiv University, series "Geology. Geography. Ecology"*, 47, 7-17. [in Ukrainian]
24. Goryainov, S. (2022). Alpine tectonic movements and salt tectonics of Eastern Ukraine. *Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, Series "Geology. Geography. Ecology"*, (56), 67-75. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2022-56-04> [in Ukrainian]
25. 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]
26. Atmaoui N., Kukowski N., Stockhert B., Konig D. (2006). Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch.)*, 95, 225–28.
27. Stelmakh V. Yu., Melniychuk M. M. (2022). *Hydrography of Ukraine: lecture notes. Methodological development for students of the Faculty of Geography*. Lutsk, 121.
28. *Geology and oil and gas capacity of the Dnieper-Donets Basin. Deep faults and combined oil and gas traps (1991)*. Ed. V. K. Gavrish. Naukova dumka, 172.
29. Chebanenko I., Znamenskaya T., Shatalov N. (1991). Manifestations of strike-slip tectonics in the structure of the lithosphere of Ukraine. *Strike-slip tectonics dislocations and their role in the formation of minerals*. M.: Nauka, 85-91.
30. 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].
31. Stovba S. N. (2008). *Geodynamic evolution of the Dnieper-Donetsk Basin and Donbass: Author's abstract. dis. Dr. Geol. of science*. Kyiv: NII Oil and gas industry (SE Naukanoftogaz), 495.
32. *Geology and oil and gas capacity of the Dnieper-Donets Basin. Deep structure and geotectonic development (1989)*. Ed. V. K. Gavrish. K.: Naukova dumka, 208.

Authors Contribution: All authors have contributed equally to this work

Conflict of Interest: The authors declare no conflict of interest

Received 22February 2025

Accepted 12 April 2025