

УДК 551.243/553.41

О. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук,
Д. Кравченко, канд. геол. наук,
А. Сухорада, канд. геол.-мінералог. наук

КАТАЗОНАЛЬНІ ТЕКТОНОФАЦІЇ ЗОН ТЕКТОНІЧНОЇ ТЕЧІЇ ГРАНІТОЇДІВ

Розглянуто катазональні тектонофації гранітоїдів як своєрідні дислокаційні фації, що за сумою структурних ознак відображають відносну інтенсивність деформаційних перетворень цих порід, з урахуванням Р-Т-умов і механізмів таких перетворень. Наведено ознаки тектонофацій за десятибальною шкалою.

The granite tectono-facies of catazone examine as dislocation facies, which represent comparative intensity of rock deformation take into account pressure-temperature conditions and mechanism of transformations. Indications of tectono-facies were brought according to ten-point scale.

Вступ. Поняття про тектонофації є однією із важливих складових тектонофаціального аналізу як методології, що базується на парагенетичному принципі й оцінює дислокаційні перетворення геологічних середовищ із урахуванням Р-Т-умов та реологічних властивостей середовищ. При цьому під тектонофаціями розуміються природні ряди порід за ступенями деформації з притаманними їм структурними парагенезисами [11]. У рамках таких рядів кожна тектонофація за сумою ознак (складом і кількісними характеристиками відзначених парагенезисів) відображає відносну інтенсивність дислокаційних перетворень порід, фізичні умови середовищ, у яких ці перетворення відбувалися, та механізми таких перетворень. Подібні ряди створюють латеральну структурну зональність ухрест простягання зон тектонічної течії гірських порід, до яких належать в'язкі розломи (в англомовній літературі їх називають Shear zones [16; 20]), в'язкі протрузії, крайові частини граніто-купольних структур та інші подібні тектонічні структури. При цьому до катазональних (що належать катазоні) належать ті тектонофації гранітоїдів і відповідні їм тектонічні структури відзначеного типу, які сформувалися в термальних умовах, що відповідають гранулітовій та амфіболітовій фаціям.

У даній роботі розглядаються катазональні тектонофації, що формуються у гранітоїдних середовищах будь-якого походження за температур, близьких до солідусних, за яких зберігається стійкість первинних породоутворювальних мінералів. Крім того, до цієї групи віднесені тектонофації так званої локальної катазони, що охоплює інтрузивні тіла гранітоїдів, які у сферу інтенсивних дислокаційних перетворень потрапили на ранній, субсолідусній стадії остигання у твердій фазі [7]. Особливу групу катазональних дислокаційних утворень становлять трахітоїдні структури течії певних типів гранітоїдів. Їх формування пов'язане з метасоматичним порфіробластезом в умовах транстенсії [15]. Тому в даній роботі тектонофації подібних структур не розглядаються.

Вивченню кількісних характеристик деформаційних структур у гранітоїдах із позицій тектонічної течії, як не дивно, присвячена досить обмежена література – [1; 3; 4; 6; 13; 16; 18; 19] та деякі інші роботи. Такий стан речей, мабуть, викликаний тим, що дислокаційні перетворення гранітоїдів при субсолідусних температурах від-

буваються без суттєвої зміни мінерального складу та переважно проявлені у вигляді текстурних змін і відображаються у гнейсуватих і вторинних смугастих текстурах, які ще й сьогодні багатьма дослідниками сприймаються як тінюві або, в кращому випадку, як прототектонічні. Дислокаційні перетворення гранітоїдів в умовах катазони дійсно відзначаються певною специфікою. На форми їх реалізації, крім відзначеної мінеральної стійкості, впливає їх первинна масивна текстура, кристалічна, найчастіше середньо- та крупнозерниста структура та полімінеральність, а також відсутність або слабка проявленість первинної анізотропії.

У катазональних умовах тектонічна течія гранітоїдів являє собою структурні перетворення, що забезпечують рух твердої речовини за системою більш-менш упорядкованих площинних мікро- та мезоповерхнях (сланцюватих тощо) і переважно здійснюються за рахунок пластичної формозміни зерен породоутворювальних мінералів, шлірів, ксенолітів, реститів, скіалітів. Вона забезпечується формуванням орієнтованих (гнейсуватих) текстур у супроводі тектонічного розлізнування та вторинного розшарування гранітоїдних середовищ, а також птігматизації та дезінтеграції жильних тіл. Реальні прояви подібних деформацій у високотемпературних умовах експериментально відтворено на прикладі окремих мінералів (у т. ч. кварцу). Їх результати розглядаються в роботах [2; 3; 5; 9; 10; 14; 17] та інших.

Десятибальна шкала катазональних тектонофацій. Для якісно-кількісної оцінки дислокаційних перетворень порід і середовищ у тектонофаціальному аналізі використовується десятибальна шкала тектонофацій, яка складається із суми ознак, що враховує відносні ступені таких перетворень, починаючи практично від нульових (тектонофація I) і закінчуючи тими максимально можливими, що повністю змінюють будову середовища (тектонофація X) [11; 12]. Теоретичне обґрунтування подібної шкали базується на розрахунках відносних ступенів деформації геологічних тіл за моделями еліпсоїда обертання та видовження-скорочення. Перша модель характеризує загальну тенденцію тектонічної течії на макрорівні, а друга – локальні тенденції цього процесу в пластичних середовищах на мезо- та мікрорівнях.

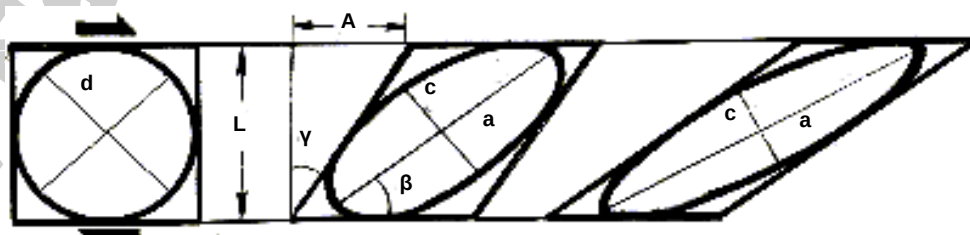


Рис. 1. Аналіз зсувної деформації на прикладі двовісної моделі еліпсоїда обертання (досліджується квадрат і вписане в нього коло)

Модель еліпсоїда обертання в механіці звичайно використовується для визначення параметричних характеристик простого зсуву, що ініціюється дією пари сил (рис. 1). Є. Паталах [11] використав цю модель для визначення кількісних характеристик деформації гірських порід за десятибальною шкалою тектонофацій при одностовій зсувній течії. За цією моделлю бали тектонофацій визначаються за значеннями кута зсуву (γ) та за розрахунками відповідних цьому куту компонентів деформації по головних осях (a , c) деформації за формулами: $\epsilon_a = (a-d)/d$, та $\epsilon_c = (c-d)/d$,

де d – діаметр тіла до деформації. Крім того, відносна величина деформації відзначеної фігури при зсуві названого типу вираховується за співвідношенням довжини довгої осі (a) до короткої осі (c), тобто за $a : c$. При цьому кожному балу перших восьми (I–VIII) тектонофацій відповідають десятиградусні інтервали цього кута, а двом (IX–X) останнім – п'ятиградусні інтервали. Нижче наведена шкала тектонофацій, що базується на розрахунках компонентів деформації по головних осях еліпсоїда для кожної (із числа відзначених десяти) тектонофації.

Таблиця 1. Частина шкали тектонофацій, яка розрахована за кутом зсуву та за урахуванням зміни геометричних параметрів еліпсоїда обертання по головних осях деформації (за Є. Паталахом) [11]

Показники деформації за значеннями:	Бали тектонофацій									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
кута зсуву, γ	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–85	85–90
компоненти розтягання, ϵ_a	0–10	1–20	20–40	40–60	60–80	80–120	120–200	200–480	480–1060	>1060
компоненти стиснення, ϵ_c	0–9	9–17	17–29	29–38	38–45	45–55	55–67	67–83	83–91	91–100
$a:c$	1–1,2	1,2–1,4	1,4–2,0	2,0–2,6	2,6–3,2	3,2–4,8	4,8–9,0	9,0–33,3	33,3–142,9	>142,9

У високопластичних середовищах, до яких належать гранітоїди в умовах катазони, тектонічна течія на мезо- та мікрорівні здійснюється, як свідчать численні дані (й у т. ч. ті, що наведені нижче), за **моделлю видовження – скорочення**. За такою моделлю пластична деформація тіл відбувається без обертання головних осей деформації (рис. 2). Вісь a в цьому випадку збігається з напрямом транспортування матеріалу, якому в природних умовах відповідає лінійність. За цією моделлю умовно вписане або реальне тіло, що має початкову форму кулі, при розтягу – стисненні зазнає видовження по осях a та b і скорочення по осі c без обертання цих осей. Тіло при цьому набуває форми тривісного еліпсоїда (рис. 2). Відрив у такому випадку здійснюється

по поверхнях bc і ac , у яких діють найбільші нормальні напруження σ_1 та σ_2 відповідно. У той же час сколювання, ковзання збігається зі спряженими круговими перетинами S_1 , у яких діють найбільші дотичні напруження (τ_1). Кут між останніми у пружному середовищі дорівнює 90° , а у пластичних середовищах він, залежно від величини деформації, зменшується, і за дуже великої деформації може досягати нуля. Відповідним чином змінюється положення цих поверхонь відносно напрямку головних осей деформації (a та c). Зокрема, за мінімальної деформації кут між кожною такою поверхнею та віссю a теоретично дорівнює 45° , а при збільшенні деформації він зменшується аж до 0° , відносно ж осі c змінюється в діапазоні від 0 до 90° .

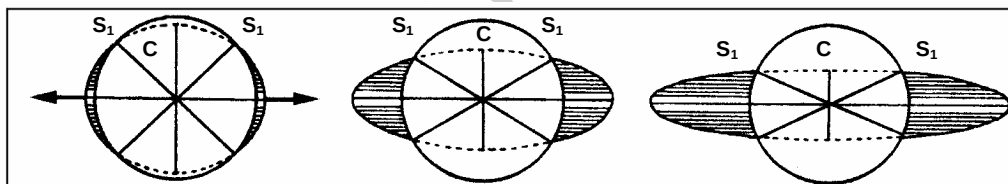


Рис. 2. Аналіз деформації на прикладі моделі еліпсоїда видовження – скорочення

Важливою рисою зсувної течії за даною моделлю є **градієнтний характер зміни параметрів еліпсоїдів** вхрест простягання відповідних тектонічних структур (рис. 3).

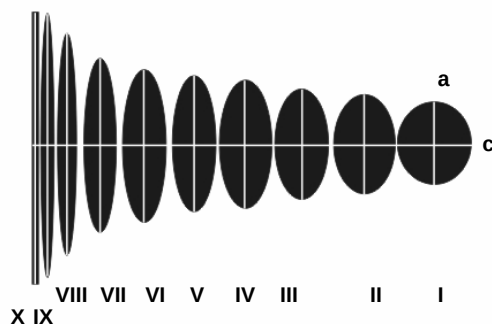


Рис. 3. Типовий для катазони градієнтний ряд природних "еліпсоїдів" деформації в зонах в'язких розломів, який визначений дослідним шляхом на прикладі пластично деформованих зерен кварцу. Римськими цифрами позначені бали тектонофацій

Відносна величина деформації геологічних тіл та відповідний їй бал тектонофації за цією моделлю визнача-

ються за: 1) відношенням довгої осі до короткої ($a : c$) пластично деформованих мікро- та мезотіл; 2) значеннями компонентів деформації еліпсоїда по основних осях (ϵ_a та ϵ_c); 3) величиною кута між спряженими поверхнями S_1 .

Треба зазначити, що подібна модель щодо оцінки відносних ступенів деформації порід ще на початку минулого століття яскраво була використана Е. Клоосом [18] на прикладі деформованих оолітів на крилах складок. Згодом її використання для оцінки деформацій на будь-яких інших геологічних об'єктах знайшло висвітлення в роботах [3; 4; 6; 9; 14; 18] та інших.

У гранітоїдах роль подібних еліпсоїдів відіграють усі пластично деформовані за цією моделлю мікро- та мезотіла, які до деформації мали кульоподібну або просто ізометричну форму. До таких тіл належать пластично деформовані зерна окремих породоутворювальних мінералів, шліри, ксеноліти та рестити, гнізда жильних порід. Заміри параметрів таких тіл напряму несуть інформацію про відносну (з урахуванням перебільшення або зниження межі текучості цих тіл щодо реологічних властивостей породи в цілому) величину деформації відповідної частини гранітоїдного середовища й таким чином дозволяють визначити бал тектонофації. При цьому враховується мінеральна

вибірковість щодо пластичної деформації. Дослідні дані свідчать, що відносно найменший опір пластичній деформації спричиняють зерна – скупчення біотиту. Сліди такої їхньої деформації з'являються уже в тектонофації II (тут і далі римські цифри означають бал тектонофації) і максимуму вона досягає уже в тектонофації VIII. Відзначені зерна та скупчення перетворюються в дуже тонкі мікропластиночки. Другими межу текучості долають кварц і рогова обманка. Сліди деформації їх зерен з'являються в тектонофації III, але в наступних тектонофаціях більш ефективно деформується кварц. Зокрема, у вищих (VIII–X) тектонофаціях він тече буквально "як вода", перетворюючись у тектонофації X практично у мікропластиночки з параметрами, що характеризуються значеннями $a : c > 20$. Формозміна без втрати суцільності цього мінералу відбувається шляхом полігонізації (розпаду на вільні від напружень субзерна (під мікроскопом створюють мозаїчне згасання). Що ж стосується рогової обманки (і амфіболів узагалі), то пластична деформація її зерен значно відстає від кварцу, і в тій же тектонофації X характеризується значеннями $a : c$, що не перевищують 5–6. Ще слабкіше пластично деформуються зерна плагіоклазів і калієвих польових

шпатів. Навіть у вищих тектонофаціях значення $a : c$ їх деформованих зерен не перевищує 3. Зовсім слабо подібним чином деформуються піроксени. При цьому їх деформація відбувається тільки за участі амфіболізації. Внаслідок такої реологічної диференціації гнейсуватість утворюється головним чином за рахунок сплюснення – видовження й односистемного орієнтування зерен біотиту, кварцу та рогової обманки. Інші мінерали (польові шпати, піроксени, гранати) концентруються у вигляді лінзоподібних або смугастих уособлень. Як сумарний результат розгнейсовані породи набувають лінзоподібно-смугастої, а за великих деформацій – тонкосмугастої текстури.

З урахуванням відзначених тенденцій та особливостей тектонічної течії гранітоїдів у катазоні, тектонофаціальна шкала, крім названих ознак, доповнена цілим рядом природних мезо- та мікроскопічних ознак, які визначалися дослідним шляхом і узгоджені з відзначеними вище теоретичними параметрами зсувної деформації. До таких ознак, наприклад, належать наявність і ступені стиснення птігматитових складок жильних тіл та деяких форм первинної (тіньової, прототектонічної тощо) смугастості (табл. 2).

Таблиця 2. Природні ознаки тектонофацій у гранітоїдних середовищах

Ознаки тектонофацій	Бали тектонофацій									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
За кутами між великими площинами (ab) плоских зерен, лусок і віссю a (лінійністю)	До 45	До 40	До 35	До 30	До 25	До 20	До 15	До 10	До 5	До 0
За a : c пластично деформованих зерен кварцу	1,0–1,2		1,2–2,6		2,6–3,0	3,0–4,0	4,0–6,0	6,0–10,0	10,0–20,0	>20,0
За a : c пластично деформованих зерен і скупчень біотиту	1,0–2,0		2,0–4,5		4.5–7,0	7,0–12,0	12,0–20,0	> 20,0		
За a : c пластично деформованих зерен рогової обманки	1,0–1,5						1,5–2,5		2,5–4,0	
За структурою порід	Певна первинна		Певна первинна з рисами гранобластової та лепідобластової		Гранолепідобластова з реліктами певної первинної			Лепідогранобластова		
За текстурою порід	Масивна		Масивна з рисами гнейсуватості		Грубо та помірно гнейсувата			Гнейсувата		
За ступенями стиснення складок первинної смугастості та жильних тіл (кут між крилами; град.)	180–160	140–160	120–140	100–120	80–100	60–80	40–60	20–40	10–20	0–10
За інтенсивністю мезорозлінування (кут спряження мезорозривів; град.)	Мезорозлінування не проявлено.				До 30	До 25	До 20	До 15	До 10	До 5
							Розосередження лінз, будин		Структура тектонічного меланжу	

Крім того, врахована ще одна важлива ознака тектонофацій, яка певною мірою узгоджується з кутовими співвідношеннями кругових перетинів (S_2) еліпсоїда видовження – скорочення. Таким перетинам у гранітоїдних породах, що зазнали пластичної течії, відповідають поверхні розсланцювання (розгнейсування), що маркуються плоскими чи лускатими зернами породотворювальних мінералів. За відносно малих деформацій, тобто за слабого розгнейсування, кути відхилення плоских поверхонь зерен цих мінералів від генерального напрямку течії (осі a) можуть досягати 30°. У наступних тектонофаціях при зростанні деформації цей кут поступово зменшується і в тектонофації X досягає нуля. У цьому відношенні навіть запропоновано визначати ступені деформованості гранітів за позірними силуетами, які створюються лускатими зернами біотиту [6]. Зокрема, у недеформованих гранітах (тектонофація I) такі силуети мають кругову форму. У на-

ступних тектонофаціях ця форма стає еліпсоподібною (лінзоподібною), а в тектонофації X переходить у паралельно-смугасту.

Висновки. Наведені дані з обґрунтування десятибальної шкали тектонофацій зон тектонічної течії гранітоїдів в умовах катазони свідчать, що такі фації фактично відображають характер і відносну величину набутої при подібній течії структурної анізотропії. Така анізотропія проявляється в розвитку гнейсуватих текстур на мікрорівні та вторинної смугастості на мезорівні. Шкала тектонофацій у цілому відображає характер і направленість еволюції подібної анізотропії.

Подібна направленість процесів несе явні ознаки самоорганізуючих систем, що керуються законами синергетики [8].

1. Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. – Л., 1946. 2. Делицин И.С. Особенности пластической деформации кварца // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1974. – № 3. – С. 72–82. 3. Елисеєв Н.А. Основы структурной петрологии. – Л., 1967. 4. Заика-Новацкий В.С. Региональная текстура катазоны и условия ее образования (на примере Украинского щита) // Тектонофаціальний аналіз і його роль в геології, геофізиці і металлогенії: Матеріали I Всесоюзного тектонофаціального совещания. – Алма-Ата, 1991. – С. 81–87. 5. Кристи Дж., Эрделл А.Дж. Деформационные структуры в минералах // Электронная микроскопия. М., 1979. – С. 396–399. 6. Лукиенко А.И. Тектонофации гранитоидов // Тектонофаціальний аналіз і його роль в геології, геофізиці і металлогенії: Матеріали I Всесоюзного тектонофаціального совещания. – Алма-Ата, 1991. – С. 73–76. 7. Лукиенко А.И. Динамометаморфизм гранитоидов при деформации их тел на субсолидусной стадии теплового становления // Петрология и минералогия Казахстана. – Алма-Ата, 1988. – С. 122–123. 8. Лукиенко О.І. Синергетика тектонічної течії гірських порід у зонах розломів (із позицій тектонофаціального аналізу) // Геолог України. – 2005. – № 2. 9. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. – М., 1991. 10. Моррисон-Смит Д. Дж. Дис-

локационные структуры в синтетектоническом кварце // Электронная микроскопия в минералогии. – М., 1979. – С. 397–404. 11. Паталаха Е.И. Тектонофаціальний аналіз складчатих сооруже́ний фанерозоя – М., 1986. 12. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А. Тектонофации мезозоны. Атлас микроструктур. – Алма-Ата, 1987. 13. Сорвачев К.К. Пластические деформации в гранитоидных структурах. – М., 1978. 14. Ремзи Дж. Г. Количественная оценка деформаций горных пород // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. Т. 7.: Тектоника. – М., 1984. – С. 135–149. 15. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Проблеми генетичної типізації сланцюватості // Вісн. Київ ун-ту. Геологія. – 2004. – № 26. – С. 13–15. 16. Burg J.P., Laurent P. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite // Tectonophysics. – 1978. – V. 169. – P. 1–21. 17. Flinn D. The deformation matrix and the deformation ellipsoid // J. Struct. Geol. – 1979. – Vol. 1. – P. 299–307. 18. Cloos E. Oolite deformation in the South Mountain fold. Marzland // Bull. Geol. Soc. Amtr. – 1947. – Vol. 58. – P. 843–918. 19. Cloos H. Plutone und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen // 16 th. Int. Geol. Congr.: Rept. – 1936. – Vol. I. – P. 235–253. 20. Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // J. Struct. Geol. – 1980. – V. 2. – P. 83–99.

Надійшла до редколегії 20.05.05

УДК 551.251 553. 07

Г. Димитров, канд. геол.-мінералог. наук,
В. Коваль, д-р геол.-мінералог. наук

ГЕОДИНАМІЧНИЙ АНАЛІЗ ФОРМУВАННЯ КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ

Проведено аналіз геодинамічних обстановок, умов рифтогенезу й утворення нижньопротерозойських і рифей-вендських континентальних палеорифтів на різних етапах розвитку докембрію південно-західної частини України й півночі Молдови. Відображено геодинамічні обстановки дискретного розриву земної кори під час утворення нижньопротерозойських Немірівсько-Воронківсько-Страшенського та Трактємірівсько-Ядлівсько-Тальнівсько-Фрунзовського палеорифтів, у яких відмічено проникнення толейт-коматитових лав і, збагачених рудними й нерудними елементами, глибинних флюїдів. Докладно розглядаються геодинамічні обстановки розвитку рифей-вендського Дністровського континентального палеорифту. Коротко описано перспективні для пошуків рудних і нерудних корисних копалин ділянки перетину нижньопротерозойських палеорифтів рифей-вендським Дністровським палеорифтом.

Analysis of geo-dynamic events, rifting-genesis conditions and formation of Lower Proterozoic and Riphean-Vendian continental paleorifts at various stages of development for the south-western part of Ukraine and the northern part of Moldova has been given. Geo-dynamic environments of the discrete disruptions of the Earth's crust over the formation period of the Lower Proterozoic Nemirovsko-Vorontsovsko-Strashentsky and Traktemirovsko-Yadlovsko-Talnovsko-Frunzovsky paleorifts where intrusions of tholeiite-komatiite lavas were recorded together with hypogene fluids rich with metal and non-metal elements. Geo-dynamic environments of the Riphean-Vendian Dniester continental paleorift development are being considered in detail. Intersection sites of the Lower Proterozoic paleorift promising for discoveries of ore and non-ore minerals are briefly described.

Постановка проблеми. Геодинамічний аналіз дозволяє з нових позицій розглянути історію й особливості формування архей-нижньопротерозойських, рифей-вендських і більш пізніх палеозойських і мезозойських та мезо-кайнозойських структурних споруджень південного заходу України й півночі Молдови [2; 3].

У докембрійському фундаменті південно-західної частини України, що являє собою область широкого поширення утворень гранулітової фації метаморфізму, збереглися сліди активних геодинамічних режимів, що відбивають циклічний розвиток кори та її взаємодію з мантією. Геодинамічні обстановки, седиментогенез і магматизм становлять єдину низку факторів, що визначають історію розвитку Землі на визначеному етапі. Геодинамічні обстановки в докембрії змінювалися залежно від збільшення потужності та щільності земної кори, зміни напрямку тангенціальних рухів (розтягання – стиску), появи теплових аномалій тощо. При цьому особливо варто підкреслити значення тангенціальних тектонічних рухів, тому що вони є основними факторами у формуванні структури континентальної кори протягом усієї її історії. Режим рифтогенезу, створений тангенціальними силами, очевидний, тому ми можемо знайти загальні риси між рифтогенезом у фанерозойі і на сьогодні.

Першопричиною розвитку рифтогенезу служать зміни, що відбуваються в мантії, – тепломасопереніс, що супроводжується спливанням мантійних діапірів і утворенням аномальної мантії. Остання, порівняно з нормальною мантією, розушліплена (відзначається зниження швидкості подовжніх хвиль), має високу електро- й теплопровідність, підвищену в'язкість, одночасно, виступаючи джерелом теплогенерації та флюїдів. Флюїди – субстанція, що ви-

значає хід багатьох глибинних процесів. При цьому слід відмітити, що зазначені процеси охоплюють не тільки вузьку смугу рифту, а й набагато більші області.

Виклад основного матеріалу. Архейський етап (3,9–2,6 млрд років) характеризується геодинамічною обстановкою, у якій були відсутні великі континенти через відносно тонку земну кору. В умовах розтягання в басейнах осадоконакопичення по численних розломах проникали значні маси основних лав, флюїдів і газоподібних речовин, що збільшують основність і рудне навантаження осадових утворень. На заключній стадії розвитку архейської кори в результаті значного підвищення температури й тиску, зміни тангенціальних сил на стиснення сформувалася термодинамічна обстановка гранулітової фації метаморфізму. При цьому створилася основна структурна канва, що включає північно-західну складчастість і систему розломів, що збігається з напрямом складчастості, ортогональну північно-східну та субмеридіональну складчастість. На архейському етапі розвитку кори в досліджуваному регіоні утворився Дністровсько-Бузький гранулітовий пояс, у межах якого широко поширені парагенетичні асоціації порід (формації) гранулітової фації метаморфізму й ультраметаморфізму, представлені гіперстеновими, двопіроксеновими, гранат-магнетит-піроксен-біотитовими гнейсами та сланцями, ендербітами й чарнокитами.

Застосування положень сучасної мобілістської концепції до архейського гранулітового Дністровсько-Бузького поясу проблематичне через відсутність і неможливість виявлення чітких геодинамічних причин деформації осадових і вулканогенних товщ та відсутність серед них інтрузивних магматичних утворень.