

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. Елисеев 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-Ядловсько-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 напряму 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 діапівів 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.

У ранньому протерозої (2,6–1,9 млрд років) у результаті конвективних процесів у мантії та підйому значних мас основних і ультраосновних магм по активізованих архейських розломах виникли субширотні тангенціальні сили розтягання і, як наслідок, утворилися субмеридіональні континентальні рифти (подібні сучасним африканським – Західному та Східному, а також рифту Червоного моря). До таких відносимо субмеридіональні нижньопротерозойські континентальні рифти Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовський і Немирівсько-Воронківсько-Страшенський.

Відомо, що континентальні рифти виникають при розтяганні та стоншенні літосфери під впливом її розігріву в місцях підйому астеносфери. Коли верхні шари розтягуються, окремі блоки починають сковзати вниз, створюючи хребти й западини. У процесі рифтинга кора занурюється, западини заповнюються синрифтовими опадами, піддаються ерозії блоки та континенти. Якщо розтягання продовжується, плита розколюється на дві окремі плити і виникає нова океанічна улоговина. Синрифтові осади перетворюються морськими осадами. У Червоному морі перетворення континентального рифту в океанічний відбувається й на сьогодні. Процес рифтогенезу в Червоному морі поширюється з півдня на північ. У центральній частині моря перетворення континентального рифту в океанічний і початкове проникнення океанічної кори відбувається вздовж протяглих осьових тріщин. Надалі області, де утвориться океанічна кора, розростаються від точок до лінійних сегментів, формуючи трюги, що спостерігаються на дні моря. Зрештою лінійні сегменти зливаються в протяжну осьову зону спрединга океанічного дна, подібну існуючій у південній частині Червоного моря [1].

Наведений приклад сучасного розвитку континентального рифту в Червоному морі, описаний Е. Бонатті [1], і перехід його в океанічний полегшує нам задачу відновлення геодинамічних обстановок у докембрії. Для цієї мети можуть бути використані і такі ознаки, як склад осадів, базальтів і наявність теригенного матеріалу.

Ранньопротерозойський рифтогенез, який призвів до інтенсивного розтягання, розуцільнення та прогинання архейської протокори, а також до утворення в регіоні великих басейнів – трюгів субмеридіонального простягання. На дні басейну у вузьких глибоких жолобах, як по простяганню басейну, так і в трансформних розломних зонах, що перетинають його, відбувалися процеси осадонакопичення й вулканізму. Центром спрединга служили активізовані в ранньому протерозої архейські субмеридіональні й північно-західні розломні зони. Основним матеріалом зносу були кори вивітрювання архейських порід. Розмив і перевідкладення кори вивітрювання, розвиненої на відкладеннях архею, підтверджуються наявністю в породах бузької серії окатаних цирконів, вік яких 2800 млн років. Немалу роль при цьому відіграли хімічні опади, що створили могутні шари карбонатно-глинистих, піщаних і піщано-карбонатно-глинистих порід з різними кількісними співвідношеннями в них карбонату, монтморилоніту, каоліну, шамозиту й інших глинистих мінералів. Подальше розтягання й опускання дна басейну при одночасному спливанні мантійного матеріалу в розуцільнені зони призвели до дискретного розриву кори, проникнення у верхні шари і виливу коматит-толеїтових магм. Передував цьому інтенсивний приплив флюїдів і газоподібних продуктів дегазації мантії, які винесли на поверхню значну кількість заліза й інших рудних речовин. Вилив магм мав імпульсивний характер, про що свідчить перешарування вулканогенних і осадових утворень.

Дискретний характер ранньопротерозойського вулканізму в межах Немирівсько-Воронківсько-Страшенського палеорифта підтверджується виявленням шарів основних і

ультраосновних порід, а поряд з ними й залізистих порід тільки в ядрах синклінальних і моноклінальних структур на окремих ділянках рифтової зони. Такий комплекс порід зустрічається в Білоцерківсько-Володарському районі на півночі зони та у Воронківсько-Косницькому районі на півдні зони, де відкрито родовища залізних руд.

У Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовській рифтовій зоні основні, ультраосновні й залізисті породи залягають у північній частині – Ядловсько-Трактемирівські магнітні аномалії та у межах Голованівського, Бандурівського, Фрунзовського й Одеського гравітаційних максимумів (у центральній і південній частинах палеорифту).

Інверсія напрямку тангенціальних сил призвела до закриття басейнів, скупчування осадових і вулканогенних порід, утворення складчастої гірської системи й передгірних молас (фрунзовські конгломерати). Процес стиску – скупчування сприяв більш інтенсивному тепловому потоку, проникненню великих мас флюїдів, газоподібних речовин і гранітизуючих розчинів, які призвели до високотемпературного метаморфізму й ультраметаморфізму вулканогенно-осадових порід і, як наслідок, формування породних асоціацій бузької та тетерівської серій, а також становлення великих масивів гранітів і мігматитів.

Бузька серія порід складає корені складчастих структур. Вона на Середньому Побужжі представлена утвореннями рошаківської, кошаро-александрівської, хашчавато-завалівської та синицівської світ, різними гранітами й мігматитами. Тетерівська серія містить у собі утворення виленської, кочерівської, городської та клевої світ, а також різні граніти й мігматити.

Необхідно відзначити, що безпосередньо в Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовській рифтовій зоні розташовані такі родовища й рудопрояви залізистих кварцитів: на півночі – Трактемирівські рудопрояви, у центральній частині – Улянівське, Шамраївське, Чемерпільське, Савранське, Байбузовське й Байталінське родовища, у південній частині – Фрунзовське родовище. У трансформних розломних зонах виявлені залізорудні родовища: в Одеській зоні – Бакшинсько-Капустянське й Ананієвське, в зоні Гвоздавського розлому – Полянецьке та Гвоздавське, у Врадівській зоні – Богданівське, Вільшанське, Слюсаревське та Любашівське, у Лозоватсько-Тарнаватській зоні – Молдовське й Тарнаватсько-Секретарське, у Христинівсько-Голованівській зоні – Голованівське, Ємилівське та Лашівське родовища.

У межах Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовської структури зустрічаються масиви основних і ультраосновних порід; у корі вивітрювання останніх розвідані родовища силікатного нікелю та заліза, легованого нікелем. У центральній частині рифту розвідане Улянівське родовище силікатного нікелю. У межах Голованівського гравітаційного максимуму в Тарнаватсько-Лозоватській трансформній розломній зоні знайдено масиви ультраосновних порід з нікеленою корою вивітрювання: Кумарівські, Тарноватський, Демов'ярський і Молдовський, у Христинівсько-Голованівській розломній зоні – Липовеньківські (Західний і Шкільний), Капітанівський. Поряд з нікелевими рудами в зазначених масивах виявлені тіла хромітів і рудопроявлення молібдену, золота, платини тощо.

Подальший процес дебазифікації мантії та підйом астеносфери призвели до утворення аномальних ділянок мантії, спливання величезних мас гранітного матеріалу і, як наслідок, утворення масивів рапаківіподібних гранітів та супутніх їм лабрадоритів, анортозитів і основних порід: Коростенського масиву на північному заході Українського щита, Корсунь-Новомиргородського – у центральній його частині та Реутського (Молдовського) – на південному заході (період 1750–1650 млн років).

Тривалий час (1650–650 млн років) Український щит і розташований на північний схід Воронежський кристалічний масив постійно здійснювалися під впливом конвективних потоків у мантиї, підйому її поверхні, утворення аномальних ділянок мантиї та спливання значних мас основних лав. Ці ж фактори спричинили активізацію нижньопротерозойських розломних зон північно-західного простягання й виникнення тангенціальних сил північно-східного й південно-західного напрямів, які призвели до утворення в рифей-венді на консолидованій у ранньому протерозой земній корі зон розущільнення, палеорифтів і палеоавлакогенів, у яких, поряд з інтенсивним осадоконакопиченням, відбувалися виливи основних лав. Крім того, рифей-вендські вулканогенно-осадові утворення пронизувалися глибинними флюїдами, що несуть рудне навантаження.

У північно-східній частині Українського щита під впливом зазначених факторів утворився Прип'ятсько-Дністровсько-Донецький палеоавлакоген північно-західного простягання, довжиною близько 1200 км при ширині кілька сотень кілометрів і глибини 25 км. Заповнено Прип'ятсько-Дністровсько-Донецький авлакоген палеозойськими та мезозойськими відкладеннями й незначними по потужності виливами основних лав. Більш інтенсивний розвиток авлакогена спостерігався в палеозой (девон-пермі), про що свідчать могутні (до декількох кілометрів) шари осадових порід з характерними корисними копалинами.

Майже одночасно з описаним палеоавлакогеном і під дією тих самих факторів у південно-західній частині Українського щита утворився Дністровський палеорифт північно-західного простягання (310–330°), що простягається від лінії Торнквіста (глибинний розлом, що обмежує із заходу Східноєвропейську платформу) до меридіана м. Миколаєва на сході. Палеорифт займає центральну частину у великій Дністровській зоні розломів; ширина палеорифта змінюється від 15 до 55 км, борти рифту круті, найчастіше зміщені поперечними розривними порушеннями. Дністровська зона розломів перетинає ряд рифтогенних зон розломів субмеридіонального простягання більш давнього закладення – нижньопротерозойські Немирівсько-Воронківсько-Страшенську, Трахтемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовську й Одеську.

Геодинамічна обстановка в регіоні показує, що утворена в середньому рифей Дністровська рифтова долина являла собою місце зносу й акумуляції продуктів руйнування й вивітрювання кристалічного фундаменту. Таким чином, на дні рифтогенної западини утворилися Сорокські базальні шари каменської світи, розкриті численними щілинами. Потужність шарів змінюється від 0,5 до 5,0 м. Порооди відрізняються поганим сортуванням і витриманістю складу. В окремих місцях переважають конгломерати й конгломерато-брекчії, гравеліти та піщаники. Уламки представлені породами кристалічного фундаменту, мають напівокатану й кутасту форму; цементом служать аргіліти, аргілітові піщаники (переважно бурого кольору), у цементі містяться багато сульфідів.

Дискретно перекриваються сорокські шари палеобазальтами масивного складання, приховано-кристалічної та дрібнокристалічної структури, темно-сірий чи темно-зелений кольору. Виділяються два основні різновиди палеобазальтів: афірові й мигдалекам'яні. Мигдалекам'яні різновиди, як правило, займають верхні частини розрізу. Мигдалини розміром до 15 мм складені кальцитом, рідше дрібнолусковим хлоритом.

Над палеобазальтами залягають конгломерато-брекчії чи гравеліто-брекчії, що складаються з уламків різних кристалічних порід, в основному палеобазальтів, зцементованих продуктами вивітрювання пісчано-алевритисто-глинистого складу, бурого кольору, потужністю до 10 м.

Спреди́нг Дністровського палеорифту завершився в середньому рифейі (1200–1100 млн років) дискретним виливом базальтових магм у рифтогенну долину.

Аналіз ізотопного складу свинцю вивітрених базальтів, що містять ураноносний лейкоксен [4], вказує на те, що розрахований вік гіпергенних концентрацій урану становить по $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1171 ± 50 , по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – 1166 ± 66 , по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1187 ± 84 млн років. Ці факти дають нам право говорити про середньорифейський вік палеобазальтів.

Описана тектонічна позиція Середнього Придністров'я, виражена в перетині нижньопротерозойських субмеридіональних розломів більш молодими рифей-вендськими субширотними й північно-західними розломами, створила сприятливі умови для локалізації рудних речовин у роздробленому кристалічному фундаменті.

Висновки. У Дністровській зоні розломів спостерігається просторовий зв'язок між ореолами поширення рудної речовини в докембрійському фундаменті та в осадовому чохлі. Таке накладення ореолів розсіювання рудних елементів можна пояснити кількаразовою активізацією розломних зон і в післярифейський час. Активізація розломних зон призвела до значного розущільнення, дроблення й інтенсифікації потоків флюїдів, що несуть рудні навантаження, інтенсифікації гідротермально-метасоматичних процесів, а отже, і мобілізації рудної речовини в них. Подальша активізація призвела до вилуговування й виносу рудних речовин з їх реалізацією в більш пізніх басейнах осадоконакопичення. Зруденіння в різних зонах фундаменту і в чохлі представлено ураном, золотом, кобальтом, міддю, молибденом, нікелем, оловом, свинцем, цинком. Із нерудних виявлено фтор і барит.

Найбільш високі концентрації рудних речовин знайдено у вузлах перетинання зазначених систем розломів. Таких вузлів перетинання на Середньому Придністров'ї на схід від Реутського (Молдовського) масиву рапаківі-подібних гранітів виділено кілька: Сорокський, Воронківсько-Косницький, Кам'янський і Рибницький.

Сорокський вузол (перетинання Сорокської субмеридіональної зони розломів Дністровською зоною) розташований у східному контакті Реутського (Молдовського) масиву рапаківі-подібних гранітів. У кристалічному фундаменті відзначені підвищені концентрації рудних елементів (%): свинцю – до 9,0, цинку – до 1,0, кобальту – до 0,03, ванадію – до 0,03, молибдену – від 0,03 до 1,0, олова – до 0,1, срібла – до 10 г/т, золота – 0,4 г/т. Із нерудних відзначені фтор (до 1,0 %), барит (до 0,7 %) і графіт (родовище графіту належить до середнього). В осадовому чохлі спостерігаються аномальні концентрації золота – до 0,3 г/т, свинцю – до 4,0 %, цинку – до 1,0 %, міді – до 0,04 %; із нерудних відзначаються високі змісти фтору та барію – до 9,2 і 1,0 % відповідно.

Воронківсько-Косницький вузол (перетинання Воронківсько-Страшенської розломної зони Дністровською) розташований у центральній частині Немирівсько-Воронківсько-Страшенського палеорифту. У розрізі кристалічного фундаменту переважають гранітоїди й чарнокитоїди, серед яких зустрічаються в значних кількостях метабази-ти, ультрабази-ти, кальцифіри, різні кристалосланці й піроксен-магнетитові кварцити. В зазначеному перетинанні відзначені аномальні концентрації рудних елементів (%): марганцю – до 1,0, кобальту – до 0,03, нікелю – до 0,1, свинцю – до 1,0, міді – до 0,02, олова – до 0,02, молибдену – до 0,02 і стронцію – до 0,03; із нерудних: фтору – до 9,8 % і барію – до 0,05 %. Підвищені вмісти золота виявлені в базальних гравелітах, збагачених сульфідами.

Кам'янський вузол являє собою перетинання Кам'янської субмеридіональної зони розломів Дністровським палеорифтом. Кристалічні породи фундаменту інтенсивно ка-

таклазовані, роздроблені, брекчіровані, спостерігаються численні мілонітові шви. Серед метасоматично змінених порід зустрічаються гранат-гіперстенові, кордієрит-гранат-магнетитові, біотит-хлоритові, магнетит-хлоритові, кварц-серицитові альбітизовані відмінності, зустрічаються прошарки скарнів і скарноїдів потужністю 1–10 м. У скарнях спостерігається вкраплена мінералізація срібла, каситериту та шееліту. Уран-торій-рідкометалева асоціація визначена в метасоматично змінених породах – магнетит-біотит-хлоритових, епідот-хлоритових. У кристалічному фундаменті встановлені підвищені концентрації (%): вольфраму до 0,7, олова до 0,15, берилію до 0,004, молібдену до 0,0005, свинцю до 0,15, цинку до 0,1, міді до 0,03, нікелю до 0,002, літію до 0,002, фтору до 14,1 і барію 7,7. У осадовому чохла зустрічаються аномальні вмісти: золота 0,3–0,5 г/т, свинцю 0,3 %, цинку 0,1 %, фтору 0,8 % і барію 5,5 %.

УДК 551.733 (477)

Аналіз наведеного матеріалу дозволяє зробити висновки про перспективність пошуків широкого спектра корисних копалин у вузлах перетину архей-протерозойських субмеридіональних розломних зон із Дністровською рифейською рифтогенною зоною.

1. Бонатті Э. Континентальний рифтогенез // У світі науки. – 1987. – № 5. 2. Димитров Г.Х. Геодинамічні обстановки в докембрії південно-західної частини Українського щита – основа металогенічних прогнозів // Металогенія докембрію і метаморфогенне рудоутворення: Тез. доп., Київ, 1990. – К., 1990. – Ч. 1. 3. Димитров Г.Х., Коваль В.Б., Няга В.І. Геологічні передумови виявлення рудопоясів золота і рідких металів у Середньому Придністров'ї (на території України і Молдови) // Мінералог. журн. – 1997. – Вип. 19, № 4. 4. Шумлянський В.О., Дудар Т.В., Деревська К.І. Хрустовська світа в розрізі верхнього протерозою північно-західного Причорномор'я // Доп. АН УРСР. Серія Б. – 1989. – № 12.

Надійшла до редколегії 20.05.05

В. Гриценко, канд. геол.-мінералог. наук

ГЕОЛОГІЧНА ШВИДКІСТЬ ОСАДКОНАГРОМАДЖЕННЯ

Йдеться про висновки, які випливають з дослідження геологічної швидкості накопичення осадових утворень у рифейських, вендських і ранньопалеозойських басейнах заходу України. Результати свідчать про суттєве зменшення геологічної швидкості осадонагромадження, що може бути підтвердженням тези про послаблення тектонічної активності із плином часу.

The article deals with examine of speed of sedimentation in West Ukrainian paleobasins. We must understand that geological speed of sedimentation is result of interaction of coalescent processes. The comparison rank of sedimentary rocks shows slowly decreasing sequence from Rifean to Lower Devonian in observed basins. Consequently, we get objective result that tectonic activity there was reduced.

Постановка проблеми. На багатьох наукових зібраннях в останні роки порушують питання про швидкість осадонагромадження та геологічні катастрофи. Ці проблеми можуть мати наукове розв'язання, або вирішуватись із позиції біблійних джерел, які виводять всю історію Землі та людства з 20 тисяч років.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Геологи з філософським мисленням підкреслювали складність геологічних процесів, проблеми та труднощі їх дослідження, а також значення для подальшого розвитку науки. Вони впевнені, що деякі протиріччя в теоріях засновників (Валтер, Головкинський) не можуть спростувати досягнення геології за 200 років, а навпаки, лише є рушієм для поліпшення доказової бази. А для креаціоністів (напр., А. Лаломов) ці проблеми є підставою для методологічного доведення "божого творіння". Ті самі факти прихильники різних підходів застосовують для обґрунтування різних теорій, підсвідомо відкидають факти, які суперечать обраній парадигмі, або свідомо викривляють, чи навіть спотворюють висновки.

Намагання знайти початок та корені розвитку мають глибоке світоглядне значення. Ми з повагою приймаємо й інші гіпотези та намагаємось їх зрозуміти, якщо нема розходження із законами природи або здоровим глуздом. Іноді деякі з них важко зрозуміти, але, сподіваємось, що практика та досліді зможуть довести правоту тих чи інших гіпотез і теорій.

Об'єктивним критерієм реальності макроеволюції є геологічний літопис. Палеонтологія має значення "пробного каменю" для філогенетики завдяки накопиченню інформації через вивчення все більшої кількості древніх організмів [5; 9]. Для підрахунків у цій статті використані новітні геохронологічні визначення геологічних рубежів [13]. Розвиток Землі відбувався дуже тривалий час. За геохронологічним датуванням вік найдавніших геологічних утворень, які зафіксовані на древніх щитах – жорстких структурах земної кори, становить 4,5–3,5 млрд років. Межа між еоархеєм та палеоархеєм зафіксована датою

3,6 млрд років. Архей і протерозой за даними геохронології розділені на межі 2,5 млрд років. Протерозой змінився фанерозоем (ерою явного життя) 540 млн років тому [13]. Дослідники розробили та використовують такі радіогеохронологічні методи: вуглецевий, калій-аргоновий, стронційний, гелієвий, уран-свинцевий, свинець-свинцевий, самарій-неодимовий тощо, які придатні для визначення віку порід різних частин стратиграфічної шкали. Це пов'язано з відмінностями в часі напіврозпаду певних ізотопів. Вік найбільш молодих відкладів кінця антропогену вимірюють вуглецевим методом, за яким дата в 20 тис. років тому припадає на кінець валдайського (вюрмського) зледеніння (тривало в інтервалі 35000–20000 pp.) [15]. Початок антропогену має вік, який виміряний вже за калій-аргоновим методом –1750 ± 50 тис років. [9].

Ю. Тесленко вживає термін "нуклеостратиграфія" для розчленування та визначення віку осадових гірських порід за складом радіоактивних елементів і продуктів їх розкладу [1].

Виклад основного матеріалу дослідження. Геохронологічні дані не завжди дають гармонічну картину. Часто мінерали, які використовують для аналізів, зазнають вивітрювання або метаморфізму, що спотворюють результати аналізу. Особливо великі похибки за мінімальних кількостей необхідних ізотопів [15]. Таким виміром не можна довіряти. Не доцільно вимірювати вік порід за сучасними базальтами, коли похибка методу може досягати + / – 5 млн років. Такі випадки помилкового геологічного датування дали підстави піддавати критиці сам принцип радіогеохронології [8]. Метод вдосконалюється, але він має дуже суттєвий недолік – велику вартість аналізів.

Геологічні події. Геологічні події (рядові, значні й катастрофічні) відбувались в історії Землі періодично або мали коливальний характер. У більшості випадків вони не мали глобального розповсюдження. Катастрофічні землетруси відбувались у сейсмічних зонах і там змінювались більш спокійними тектонічними фазами.