

ОСОБЛИВОСТІ РАННЬОДОКЕМБРІЙСЬКОГО МЕТАМОРФІЗМУ ТА ЙОГО ЗВ'ЯЗКУ З ТЕКТОНІКОЮ

Головними особливостями ранньодокембрійських стратигенних утворень фундаменту древніх платформ є їх повсюдний метаморфізм та наявність серед них монофаціальних (ареальних) та поліфаціальних (зональних) метаморфічних комплексів. Перші з них поширені тільки у фундаменті епікарельських кратонів, другі відомі та в структурах неогеою. Показано, що монофаціальний метаморфізм був відносно незалежним від тектонічних факторів і пов'язаний головню з специфічними умовами нагромадження вихідних дометаморфічних товщ та високотемпературними умовами їхнього перетворення вже у приповерхневій частині земної кори. Поліфаціальний метаморфізм має чітку геоструктурну приуроченість і зумовлений геотектонічними режимами формування відповідних комплексів.

Ключові слова: регіональний метаморфізм; монофаціальний метаморфізм; поліфаціальний метаморфізм; ранній докембрій; древня платформа; кратон; щит

Вступ

Однією з найважливіших особливостей ранньодокембрійського фундаменту щитів, зокрема і Українського щита, є повсюдний метаморфізм стратигенних вулканогенно-осадових товщ. Неметаморфізовані комплекси відсутні, а найменший ступінь метаморфізму відповідає зеленосланцевій фації. Найпоширенішими на щитах і в фундаменті древніх платформ взагалі є високотемпературні стратометаморфічні комплекси, які належать амфіболітовій та гранулітовій фаціям метаморфізму.

Метаморфізм

Як відомо, головними чинниками метаморфізму, що беруть участь у перетворенні вихідних вулканогенно-осадових товщ на метаморфічні комплекси, є *температура, тиск та газорідинний компонент (флюїд)*, який сприяє перебігу процесів перекристалізації. Останній, на думку більшості дослідників, має, як і два інші чинники, ендегенну природу. Зазвичай вважають, що вихідний склад дометаморфічних товщ у процесах власне метаморфізму має пасивне значення, яке збільшується лише за досягнення умов ультраметаморфізму.

На сьогодні розрізняють декілька видів прояву метаморфізму, які виділяють за різними ознаками і, відповідно, позначають різними назвами – *регіональний, локальний, контактний, дислокаційний* та інші. Види метаморфізму поділяють за роллю окремих чинників та масштабами прояву. Найпоширенішими на щитах є комплекси, які виникли внаслідок регіонального метаморфізму. Петрологічні моделі, які розроблені для регіонального метаморфізму на матеріалах досліджень фанерозойських вулканогенно-осадових товщ, напрями пов'язують його з тектонічними процесами і рухами.

Існує дві головні моделі метаморфізму фанерозойських комплексів. Перша з них – це “*модель занурення, або поховання (погребення – рос.)*”, за якою метаморфізм відбувається внаслідок прогинання ділянок земної кори і переміщення (“занурення”) вулканічно-осадових товщ від денної по-

верхні на глибини панування високих температур і тиску, а їхнє сучасне поширення на поверхні є наслідком наступного підняття та денудації [Добрецов, 1981]. Підвищення температури з глибиною пояснюють існуванням геотермічного градієнту стаціонарного теплового поля. Ця модель безпосередньо пов'язує метаморфізм з тектонічними рухами. Температура метаморфізму визначається або на якісному рівні на підставі принципу фацій метаморфізму, з використанням типоморфних мінеральних парагенезисів, або прямим визначенням температур за допомогою “*мінеральних термометрів*”. Встановлення глибини занурення товщ під час метаморфізму, а відтак і масштабів прогинання, відбувається за допомогою “*мінеральних барометрів*” відповідно до уявлень про наявність у земній корі та взаємозв'язку градієнтів температури і літостатичного тиску. За параметрами тиску розрізняють метаморфізм нормального (помірного), підвищеного і високого тиску. Останні два зазвичай пов'язують з додатковими, крім літостатичного тиску, тектонічними напруженнями типу тектонічного стресу, з автоклавним ефектом та деякими іншими гіпотетичними процесами. Ранньодокембрійський монофаціальний метаморфізм М.Л. Добрецов виділяє під власною назвою “*нуклеарного метаморфізму*”, який “*по суті відповідає моделі метаморфізму погребення при специфічному високому тепловому потоку в археї*” [Добрецов, 1981, с. 139].

Другою поширеною моделлю метаморфізму є “*модель підйому температурних фронтів (ізоград)*”, а відповідний процес різні автори визначають як “*термодинамометаморфізмом*”, “*плутонометаморфізмом*” та іншими назвами. Підвищення температур і метаморфізм осадово-вулканічних товщ за цими уявленнями, крім як під впливом стаціонарного теплового поля, відбувається привнесенням глибинного тепла магмою або розігрітим ювенільним флюїдом. Тобто, якщо за першою моделлю метаморфізм пов'язаний з безпосереднім тектонічним переміщенням товщ, які зазнають метаморфічних перетворень, то за другою – тектонічні процеси діють опосередковано, через створення шляхів для переміщення теплоносіїв у зону

метаморфізму стратигенних товщ. В обох випадках ознакою зв'язку метаморфізму з тектонікою є приуроченість зон метаморфізму до рухомих зон (поясів) та повсюдна складчаста деформованість метаморфічних товщ.

Особливості

ранньодокембрійського метаморфізму

Такі головні уявлення про метаморфізм фанерозойських комплексів та його зв'язок з тектонікою стосовно ранньодокембрійських комплексів вимагають певної корекції. При цьому не викликає сумніву сам зміст метаморфізму як процесу перетворення первинних вихідних стратигенних осадових та вулканогенних товщ, сформованих на земній поверхні, тобто в межах *екзосфери*, або простору, де домінують екзогенні фактори, на метаморфічні кристалічні породні асоціації, які виникають під впливом *ендогенних факторів* – температури та тиску. Вочевидь, залишаються незмінними і закономірності ендогенних мінеральних перетворень, або зміни фацій метаморфізму, там, де переходи між фаціями спостерігаються. Потрібно відкоригувати уявлення щодо природи та ролі окремих факторів ранньодокембрійського метаморфізму, зокрема й ролі тектоніки під час метаморфічних перетворень.

Підставою для уявлень про специфіку ранньодокембрійського метаморфізму, зокрема ролі в ньому тектоніки, є зараз уже майже загально визнане існування в природі двох типів метаморфічних комплексів – *монофаціальних*, або *ареальних*, та *поліфаціальних*, або *зональних*. Перші з них властиві лише ранньому докембрію, в той час як поліфаціальні зональні комплекси відомі як в ранньодокембрійському фундаменті щитів, так і в фанерозойських складчастих системах. Монофаціальні комплекси, які є найпоширенішими на різних щитах, зокрема й на Українському щиті, характеризуються приналежністю усіх порід до однієї з високотемпературних фацій метаморфізму – *гранулітової* чи *амфіболітової* – та відсутністю прогресивних (проградних) переходів до порід інших фацій метаморфізму. Поліфаціальним комплексам, не зважаючи на їхнє значно менше поширення на площі, навпаки, властиві породні асоціації, що належать різним фаціям метаморфізму, між якими існують поступові прогресивні переходи, на підставі чого встановлюють існування температурної зональності під час метаморфізму.

Саме існування та формування лише в ранньому докембрії монофаціальних грануліто-гнейсових та амфіболіто-гнейсових метаморфічних комплексів, які не відомі в неогей і не знаходять пояснення в межах названих моделей регіонального метаморфізму, потребують розроблення інших теоретичних концепцій щодо ранньодокембрійського метаморфізму, передусім природи монофаціального метаморфізму, та з'ясування ролі у ньому тектонічних процесів. Крім того, безумовно викликає інтерес і вимагає обґрунтування причина

існування двох типів метаморфічних комплексів у фундаменті щитів, умови їхнього утворення, їхні геоеволюційні зв'язки та зв'язок з тектонікою. Але перед тим, як перейти до розгляду власне природи та умов прояву раннього кембрійського метаморфізму, варто коротко розглянути деякі загальні геолого-структурні риси фундаменту щитів древніх, епікарельських платформ, на яких досліджувалися ці проблеми, та структурну позицію метаморфічних комплексів.

Основні риси геологічної будови щитів

За сучасними даними, у фундаменті щитів древніх платформ поширені п'ять головних типів стратигенних метаморфічних комплексів: а) грануліто-гнейсові, б) амфіболіто-гнейсові, в) зеленокам'яні (метавулканогенні), г) залізо-кременисто-сланцеві (метавулканогенно-хемогенно-теригенні), д) гнейсо-сланцеві (метакарбонатно-теригенні) [Кирилюк, 1999]. Ці комплекси складають основу стратиграфії фундаменту, є підставою для його геотектонічної періодизації [Кирилюк, 2010] і для розуміння, разом із супутніми утвореннями, історії та умов формування ранньодокембрійської земної кори щитів. Значне площове поширення на щитах мають грануліто-гнейсові комплекси, діафторовані в умовах амфіболітової фації. З грануліто-гнейсовими, грануліт-діафторитовими та амфіболіто-гнейсовими комплексами асоціюють характерні для кожного з них заміщуючі ультраметаморфічні гранітоїдні та гранітоподібні утворення, які за даними ізотопного датування мали тривале формування, значно пролонговане за віковими межами утворення самих комплексів. Інші стратигенні метаморфічні комплекси супроводжуються завершальними гранітоїдними інтрузіями відповідних етапів розвитку. Основні та ультраосновні магматичні прояви, за винятком зеленокам'яних структур та габро-анортозитової формації у межах рапаківі-габро-анортозитових масивів, не мають на щитах скільки-небудь помітного поширення і, відповідно, геологічної ролі.

Тектонічна структура фундаменту щитів, за матеріалами порівняльного вивчення щитів древніх платформ Північної Євразії, найбільш наочно висвітлюється за допомогою обмежених розломами однорангових структурних елементів – мегаблоків, у яких зазначені стратометаморфічні комплекси, разом із супутніми ультраметаморфічними утвореннями, складають структурні поверхні. На підставі різних закономірних сполучень стратометаморфічних комплексів у мегаблоках, та супутніх стійких ознак (особливості метаморфізму, проявів ультраметаморфізму та магматизму, характеру деформацій тощо) виділено декілька типів мегаблоків: гранулітовий, грануліт-амфіболітовий, гранітно-зеленокам'яний та інші [Кирилюк, 2012]. У багатоповерхових мегаблоках різні комплекси належать до різних структурних поверхів, які доцільно називати інфраструктура (нижній структурний поверх) та супраструктура (верхній структур-

ний поверх) мегаблоків. Ці назви мають підкреслити специфічну для щитів обставину, яка полягає в тому, що різні (нижні і верхні) структурні поверхи на етапі формування верхніх поверхів зазнають спільних ендегенних перетворень, наслідком чого є їхні структурно та метаморфічно узгоджені контакти та труднощі визначення і, зазвичай, умовне проведення на картах цих контактів.

Стратометаморфічні комплекси мають на щитах неоднакове поширення і займають різну структурну позицію. Грануліто-гнейсові комплекси, в діафторованому чи недіафторованому вигляді, відомі зараз у всіх типах мегаблоків, що свідчить про їхнє формування на всій території щитів і древніх платформ взагалі. Амфіболіто-гнейсові комплекси відомі в більшості мегаблоків, а за непрямыми даними припускається їхнє формування на території всіх мегаблоків, крім гранулітових. Водночас зеленокам'яні, залізисто-кременисто-сланцеві та гнейсо-сланцеві комплекси поширені тільки у відповідних типах мегаблоків і немає ніяких підстав припускати їхнє поширення у геологічному минулому за межами цих мегаблоків.

Такі закономірності логічно пов'язувати з структурно-тектонічною еволюцією фундаменту щитів, у якій на підставі зазначених даних можна виділити два принципово різних геотектонічних етапи розвитку фундаменту [Кирилюк, 1999]: 1) етап нечіткої догеоблокової тектонічної диференціації, або еогей, з його поділом на дві стадії – ранній еогей (формування вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів) та пізній еогей (формування амфіболіто-гнейсових комплексів); 2) етап чіткої геоблокової диференціації, або протогей, з поділом на ранній (зеленокам'яні комплекси) та пізній (залізисто-кременисто-сланцеві та гнейсо-сланцеві комплекси). У системі геохронологічної періодизації еогей відповідає нижньому архею “Общей стратиграфической шкалы докембрия России” (ОСШ) [Общая..., 2002] та еоархею Міжнародної шкали геологічного часу (GTS) [Van Kripendonk et al.]^{*}, протогей – верхньому архею та нижньому протерозою ОСШ та архею і палеопротерозою GTS.

Повноцінним представником щитів Північної Європи, на якому чітко виявлені зазначені характерні риси цього типу геоструктур, є Український щит. Основні риси його будови з використанням зазначеної термінології відображено на рис. 1.

На Українському щиті відомі усі типи стратометаморфічних комплексів, тут вперше був застосований мегаблоковий поділ фундаменту [Каляев и др., 1980], на базі якого пізніше були виділені усі відомі типи мегаблоків щитів [Кирилюк, 1986].

Залучення Українського щита до цієї роботи викликано тим, що пояснення окремих її положень

^{*} У чинній “Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита” [2004] деякі підрозділи еогейу на підставі ізотопно-геохронологічних даних потрапили до неоархею.

вимагає посилань на конкретні приклади. Для цього і вибраний Український щит, хоч аналогічні розглянутим нижче ситуації притаманні й іншим щитам.

Монофаціальний метаморфізм і його зв'язок з тектонікою

Уявлення про існування монофаціальних та поліфаціальних метаморфічних комплексів були введені в науку Б.Я. Хорєвою [1966]. Встановлення серед метаморфічних утворень двох названих типів комплексів стало важливим емпіричним узагальненням і мало великий вплив на подальше вивчення геології раннього докембрію, зокрема на розроблення геологічних основ стратиграфії, вирішення проблеми співвідношення “віку” і “ступеня метаморфізму” стратигенних комплексів та деяких інших. Саме тому ці уявлення про існування двох типів метаморфічних комплексів – *монофаціального та поліфаціального*, з варіаціями в назвах (неоднорідний, зональний, азональний, арельний), швидко набули значного поширення [Глебовицкий, 1973; Добрецов и др., 1974; Лазько и др., 1975; Усенко и др., 1972], абсолютно справедливо узаконені сучасними стратиграфічними та петрографічними кодексами [Петрографический..., 2009; Стратиграфический ..., 2006] та рекомендується для використання під час проведення геологічних робіт.

Першовідкривач двох типів метаморфічних комплексів Б.Я. Хорєва вважала їх результатом двох різних петролого-генетичних типів метаморфізму. Перший з них, під впливом якого утворилися монофаціальні комплекси, вона визначила як регіональний динамо-геотермічний метаморфізм, який “осуществляется под влиянием тепла, зависящего только от величины среднего или “нормального” геотермического градиента, *меняющегося на разных этапах развития Земли*” ([Хорєва, 1969], с. 232 – курсив В.К.). Тим самим Б.Я. Хорєва визнавала геоеволюційний характер зміни температурності метаморфізму. Інший – регіональний плутонічний метаморфізм, внаслідок якого виникли поліфаціальні комплекси, за Б.Я. Хорєвою розвивається в зонах підвищених геотермічних аномалій і зумовлює утворення поліфаціальних комплексів, за рахунок неметаморфізованих товщ, або раніше сформованих низькотемпературних метаморфічних комплексів.

Якщо метаморфізм поліфаціальних (зональних) комплексів є достатньо зрозумілим, або в межах “моделі занурення”, або в зонах підвищеного теплового поля за рахунок підйому температурних фронтів, то природа високотемпературного монофаціального метаморфізму не має на сьогодні достатньо переконливого і визнаного пояснення. Б.Я. Хорєва, так і не знайшовши достатньо вагомих причин та механізму формування монофаціальних комплексів за рахунок первинних стратигенних вулканічно-осадових товщ, перейшла згодом на “нестратиграфічні” позиції утворення високотемпературних дозеленокам'яних комплексів за рахунок речовини первинної кори [Хорєва, 1978]. Такі уявлення

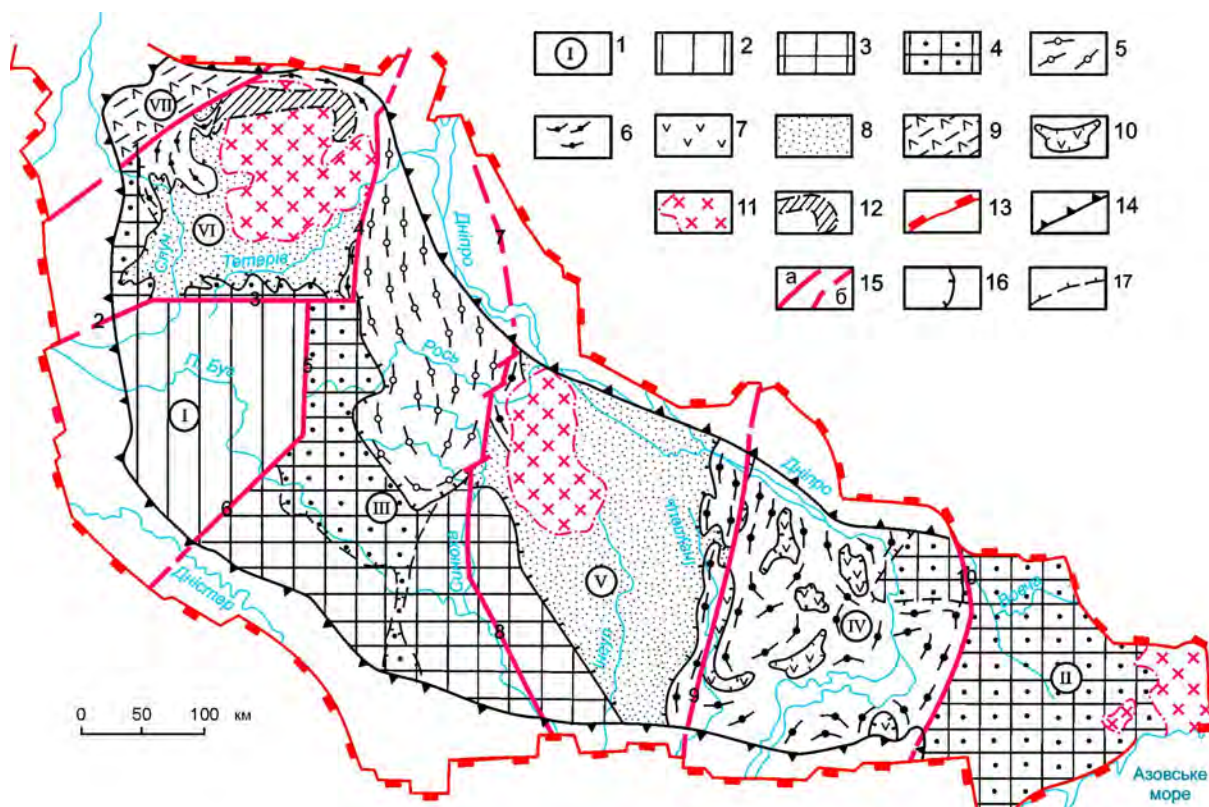


Рис. 1. Схема мегаблокового поділу та поширення головних стратометаморфічних комплексів у фундаменті Українського щита

1 – головні структурні елементи (цифри на схемі): I-VI – мегаблоки: Подільський гранулітовий (I), Приазовський грануліт-діафторитовий (II), Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий (III), Придніпровський гранітно-зеленокам'яний (IV), Кіровоградський (V) та Волинський (VI) гранітно-гнейсо-сланцеві; Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс (VII).

2-9 – стратометаморфічні комплекси і супутні ультраметаморфічні та інтрузивні утворення – структурні поверхні та підповерхні мегаблоків: 2 – грануліто-гнейсовий супраструктури Подільського мегаблоку; 3 – грануліто-гнейсовий інфраструктури Бузько-Росинського та Кіровоградського мегаблоків; 4 – грануліт-діафторитові різних мегаблоків; 5 – амфіболіто-гнейсовий супраструктури Бузько-Росинського мегаблоку; 6 – амфіболіто-гнейсові інфраструктури Придніпровського, Кіровоградського та Волинського мегаблоків; 7 – зеленокам'яний (метавулканогенний) та залізисто-кременисто-сланцевий (метатеригено-вулканогенно-хемогенний) супраструктури Придніпровського мегаблоку (об'єднані в масштабі схеми); 8 – гранітно-гнейсо-сланцеві супраструктури Кіровоградського та Волинського мегаблоків; 9 – вулканоплутонічний комплекс Волино-Поліського поясу.

10 – зеленокам'яні пояси – фрагменти супраструктури Придніпровського мегаблоку; 11 – великі автономні інтрузивні масиви (дрібні масиви включені у площі комплексів, які вони проривають); 12 – Овруцький прогин та його сателіти.

13-17 – геологічні границі: 13 – щита за крайовими скидами; 14 – щита за виходами фундаменту; 15 – міжмегаблокові зони розломів (а) та їхнє продовження під платформним чохлам (б); 16 – структурних поверхнів мегаблоків (підшва супраструктури мегаблоків); 17 – грануліт-діафторитових зон інфраструктури

висловлювали ще деякі дослідники різних регіонів поширення ранньодокембрійських комплексів, як от І.О. Слензак за результатами досліджень гранулітового комплексу західної частини Українського щита, В.В. Жданов стосовно високотемпературних комплексів Балтійського щита, А.А. Кузнецов щодо Анабарського щита, А.В. Кінякін – Алдано-Станового щита. Проте ці погляди не знайшли достатнього фактологічного обґрунтування і, відповідно, скільки-небудь значного поширення.

Серед прихильників стратигенної природи монофаціальних комплексів однорідність метаморфізму здебільшого розглядається як ознака, що ха-

рактеризує сучасний ерозійний зріз [Добрецов и др., 1974], при цьому підкреслюється велика глибина їхнього формування [Ревердатто и др., 1977], яка за мінімальними оцінками багатьох дослідників становить 10 км для амфіболітової фації, 15-16 км для гранулітової фації і могла досягати 30-35 км [Хлестов, 1970 та ін.]. Ці значення почали дещо скорочуватися у зв'язку з визнанням високих температур поверхні Землі в археї (рис. 2) і приповерхневих частин земної кори [Глебовицкий, Шульдинер, 1996; Добрецов, 1979, 1980, 1981; Шульдинер, 1976, 1981, 1982], проте все ще залишаються значними.

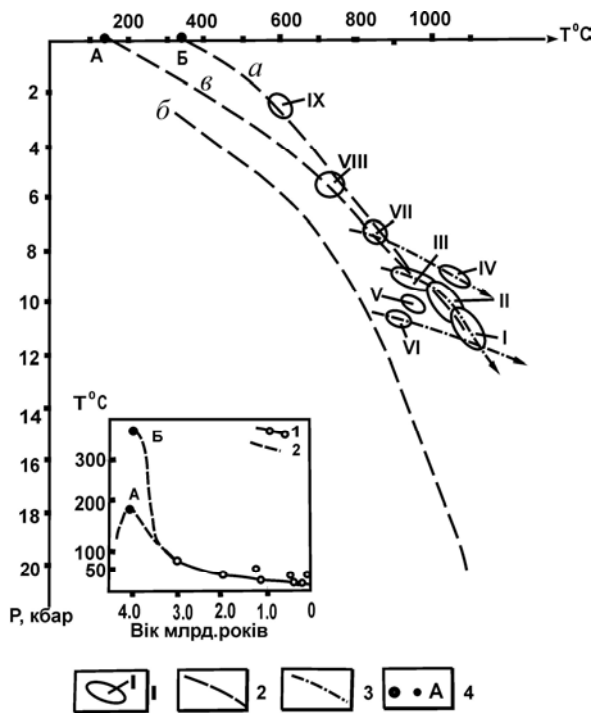


Рис. 2. Умови ранньодокембрійського метаморфізму та архейські геотерми (за В.І. Шульдинером [1976] з доповненнями М.Л. Добрецова [1980])

1 – РТ-умови метаморфізму ранньодокембрійських комплексів різних регіонів [Добрецов, 1980]: I – чогарський, прогресивний етап, II – чогарський, регресивний етап, III – алданський, IV – Земля Ендербі, V – сутамський, VI – анабарський, VII – ун-гринський, VIII – слюдянський, XI – чукотський; 2 – середні архейські геотерми: а) за В.І. Шульдинером, б) за Л.Л. Перчуком, в) за М.Л. Добрецовим; 3 – варіації Р і Т у конкретних комплексах; 4 – температура поверхні Землі за даними, наведеними на врізці (тут – зміна температури поверхні Землі з плином часу: 1 – за ізотопними відношеннями в кременистих породах [Knauth, Epstein, 1976]; 2 – за петрологічними даними)

Але головне, що при цьому неминуче, в явному або неявному вигляді, визнається можливість того, що один і той самий віковий комплекс може, залежно від глибини занурення, набувати стану і вигляду або монофаціального гранулітового, або амфіболітового комплексу, інакше кажучи, може брати участь в метаморфічній зональності з широким площовим поширенням монофаціальних зон. Ця концепція не узгоджується з даними про постійну кореляцію формаційного складу комплексів зі ступенем і характером їх метаморфізму і неможливістю їхнього уявного зведення один до одного “елімінацією метаморфізму” [Кирилюк, 2005, 2012].

Якщо припускати, як це ще й досі роблять деякі дослідники, виникнення метаморфічних порід і формацій усіх різнофаціальних комплексів з однакових початкових стратигенних товщ, така постійна кореляція ступеня метаморфізму та геолого-

формаційного складу свідчила б про визначальну роль *ендогенних чинників метаморфізму* в утворенні сучасного складу і зовнішнього вигляду різновікових комплексів. До цього висновку у підсумку і призводять все ще існуючі уявлення про близькі початкові формації – геосинклінальні в межах попередньої геотектонічної парадигми, або їхні плитно-тектонічні аналоги, які нібито покладено в основу не тільки фанерозойських, але і всіх ранньодокембрійських складчастих комплексів.

Визнання різного вихідного складу вулканогенних і осадових товщ у віковому ряду докембрійських комплексів щитів приводить до протилежного висновку про *визначальну роль початкового складу метаморфічних комплексів у формуванні їхнього фінального (що дійшов до наших днів) стану*, з характерним для кожного з комплексів складом метаморфічних формацій та ступенем їх метаморфізму. Інакше кажучи, в цьому випадку можна говорити про те, що специфічний шлях розвитку, свого роду “генетичний код”, кожного з ранньодокембрійських метаморфічних комплексів щитів, закладався переважно ще на стадії його екзогенезу.

Саме такі уявлення складають основу моделі високотемпературного монофаціального метаморфізму та супутнього ультратеморфізму, запропоновану автором [Кирилюк, 1977], відповідно до якої монофаціальні комплекси *за визначенням*, а не лише у сучасному денудаційному зрізі, відповідають своїй назві. Автор, як і багато інших дослідників, вважає монофаціальні грануліто-гнейсові комплекси найбільш древніми – ранньоархейськими (ранньоеогейськими) стратигенними утвореннями, а амфіболіто-гнейсові комплекси – молодшими, середньоархейськими (пізньюоеогейськими). Його гіпотетична модель має на меті обґрунтування саме такої послідовності формування та можливих причин відмінності метаморфізму цих комплексів.

Не зупиняючись на викладенні змісту цієї моделі [Кирилюк, 1977], графічне відображення якої показано на рис. 3, зазначимо, що еволюційного монофаціального метаморфізму, яка віддзеркалилась у зміні мінеральних парагенезисів гранулітової фації ранньоеогейських комплексів амфіболітовою фацією пізньюоеогейських комплексів, автор розглядає як наслідок спрямованої, незворотної зміни складу вихідних стратигенних товщ і похованого в них порового флюїду. Вони відображають різні глобальні умови літогенезу – за відсутності гідросфери (безгідросферна, “афродібна” стадія) у ранньому археї (ранньому еогей) та у водному середовищі (термогідросферна стадія), починаючи з середнього архею (пізнього еогейу) [Кирилюк, 2023], а також спрямоване зниження температури і, можливо, тиску в земній корі.

За умов високої температури земної поверхні, понад +300–500 °C під час формування вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів [Кирилюк, 1971, 1977; Шульдинер, 1976, 1981], слабкометаморфізовані породи в безводних (“сухих”) відкладах, як і породи амфіболітової фації, не могли виникати взагалі (рис. 3, а), а процеси анатексису могли

розпочинатися лише на значних глибинах. З іншого боку, водонасичені відклади вихідних товщ амфіболіто-гнейсових комплексів, за близьких pt -праметрів верхньої частини земної кори, вже на відносно незначній глибині досягали умов амфіболітової фації та супроводжувалися масовим анатексисом (рис. 3, б), який і зумовлював термостатування комплексу на рівні амфіболітової фації. Потужність слабкометаморфізованих порід була вкрай незначною, і ймовірність їх зустрічі в сучасному ерозійному зрізі дуже мала. З іншого боку, як би глибоко не занурювалися еозойські утворення амфіболітової фації (рис. 3, в, зона II), вони завжди будуть відокремлені температурним стрибком від “сухої” гранулітової основи, яка їх підстилає. У верхній приконтатній частині останньої у більшості випадків спостерігаються прояви діафторезу амфіболітової фації.

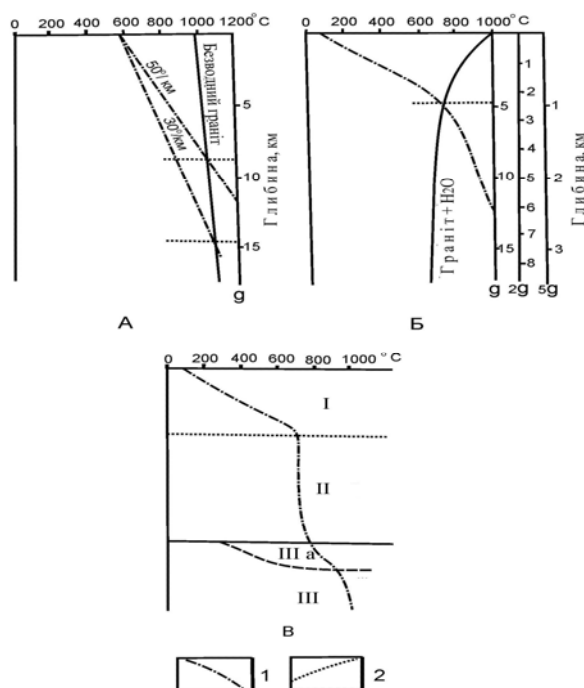


Рис. 3. Передбачуваний розподіл температур і положення рівнів анатексису в еогейській земній корі під час формування монофаціальних метаморфічних комплексів [Кирилюк, 1977].

1 – геотерми, 2 – рівні анатексису.

А – ранній еогей, етап формування грануліто-гнейсових комплексів.

Б – пізній еогей, етап формування амфіболіто-гнейсових комплексів: геотерма показана для областей підняття (гранулітові мегаблоки), рівень анатексису – для областей прогинання і нагромадження товщ (грануліт-амфіболітові мегаблоки).

В – пізній еогей, геотерма і фації метаморфізму в областях прогинання: I – зона седиментації і низькотемпературного метаморфізму; II – зона амфіболітового метаморфізму і анатексису (амфіболіт-гранітовий комплекс, супраструктура), положення рівня анатексису те ж, що на Б; III – гранулітовий комплекс (інфраструктура); IIIa – зона високотемпературного діафторезу.

Отже, з наведеної моделі можна зробити висновок, що вирішальне значення на формування специфічних ознак метаморфізму ранньоегейських комплексів – його *монофаціальності* та *високотемпературності* – мали: а) висока температура земної поверхні на початковій геологічній стадії формування земної кори та висока температура приповерхневої частини земної кори, б) зумовлений цим специфічний характер літогенезу у субаеральних “сухих” (безводних, вуглекислотних) умовах під час формування вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів у ранньому архей (ранньому еогей) та у термогідросферних водних умовах під час нагромадження вихідних товщ амфіболіто-гнейсових комплексів упродовж середнього архею (пізнього еогей). Під час літогенезу був похований у послідовно сформованих вихідних товщах спочатку сухий вуглекислотний (ранній архей), а пізніше (середній архей) водний флюїд, який у взаємодії з високою температурою земної кори і зумовив особливості та відмінності метаморфізму грануліто-гнейсових та амфіболіто-гнейсових комплексів. *Тектонічний чинник на власне процесах монофаціального метаморфізму та відмінностях метаморфізму грануліто-гнейсових і амфіболіто-гнейсових комплексів не позначився.*

До речі, наступні метаморфічні перетворення у монофаціальних комплексах, як показали дослідження метаморфізму фундаменту Українського щита, можуть бути пов'язані саме з тектонічними чинниками. Такими явищами, які ймовірно зумовлені тектонічними рухами та супутніми змінами структурного положення, є ознаки повторного метаморфізму в монофаціальних комплексах.

У *грануліто-гнейсових комплексах* такими ознаками є повторний гранулітовий метаморфізм підвищеного тиску та повторний метаморфізм (діафторез) в умовах амфіболітової, а іноді і більш низькотемпературних епідот-амфіболітової та зеленосланцевої фацій. Приклади використання історії метаморфізму грануліто-гнейсових комплексів для тектонічних висновків отримані під час вивчення побужького гранулітогнейсового комплексу західної частини Українського щита.

І.С. Усенко та І.Б. Щербаков [1966, 1970] описали на Середньому Побужжі явища еклогітизації основних кристалічних сланців, що є ознакою метаморфізму підвищеного тиску. На думку І.Б. Щербакова, еклогітизовані породи є частиною складного багатоетапного гранулітового метаморфізму, в якому виділяються: а) головна фаза гранулітового метаморфізму, б) виникнення піроксен-плагіоклазових симплектитів навколо рогової обманки, в) еклогітизація як завершальний процес гранулітового метаморфізму. Поява рогової обманки в двопіроксенових кристалічних сланцях пояснюється підняттям тектонічних блоків і пов'язаним з цим початком регресивної стадії, за якою знову наставало підвищення температури. Утворення симплектитів, що передують еклогітизації, пов'язується або з частковим плавлен-

ням за підвищення температури і розкладанні рогової обманки [Щербаков, 1975], або з привнесенням SiO_2 в ізотермічних умовах [Усенко и др., 1982]. Сам процес еклогітизації полягає у виникненні гранату замість піроксенів, рогової обманки та плагіоклазу, нерідко за рахунок симплектичних облямівок [Усенко, Щербаков, 1966].

Такі явища еклогітизації основних кристалічних сланців описані на різних ділянках Середнього Побужжя та в різних формаціях, що належать як дністровсько-бузькій (ендербіто-гнейсова формація), так і бузькій (високоглиноземисто-кварцитова формація) серіям. А взагалі мінералогічні ознаки гранулітового метаморфізму підвищеного тиску притаманні усьому гранулітовому комплексу південної частини Бузько-Росинського мегаблоку, на відміну від Подільського мегаблоку, грануліто-гнейсовий комплекс якого має ознаки формування в умовах метаморфізму помірного тиску. Окрім явищ еклогітизації, це підтверджується знаходженням тут у високоглиноземистих гранат-сіліманітових гранулітах найбільш магнезійного для цього району гранату ($f = 54\text{--}56\%$) із вмістом піропу 42 %, що відповідає сутамській фації глибинності [Усенко и др., 1982]. У деяких місцях на закритій частині Дністровсько-Бузького межиріччя під час геолого-знімальних робіт були встановлені сапфіринвісні породи з гіперстеном, кордієритом і силіманітом. Поява сапфіринвісних порід, на думку Р.І. Сіроштана зі співавторами [Сіроштан и др., 1982], свідчить про існування умов метаморфізму, перехідних до дістен-сіліманітової фаціальної серії, і ймовірно корелюється за часом з еклогітизацією основних кристалічних сланців.

Обговорюючи природу мінеральних перетворень, пов'язаних з явищами еклогітизації основних кристалічних сланців, І.С. Усенко та І.Б. Щербаков писали: "Реакционные соотношения минералов являются прямым следствием вертикальных тектонических движений и позволяют наметить ряд опусканий и поднятий данного участка щита, сопровождавшихся соответствующими изменениями минеральных парагенезисов" ([Усенко, Щербаков, 1966.] с. 59).

З тектонічними рухами і зміною внаслідок цього структурно-тектонічної позиції окремих ділянок поширення грануліто-гнейсових комплексів щитів пов'язані прояви повторного накладеного метаморфізму – *діафторезу* – переважно амфіболітової фації, але іноді і більш низькотемпературних фацій. За сучасними даними можна виділити два принципово різних морфологічних прояви діафторезу: а) *локальний*, зазвичай пов'язаний з різними за масштабом розривними порушеннями – від дрібних (розміром у десятки сантиметрів – перші метри) зон тріщинуватості до досить широких (сотні метрів – кілометри), але лінійних зон розломів; б) *площівний*, що охоплює нелінійні за формою території розміром у сотні – тисячі км^2 . В обох випадках для діафторезу грануліто-гнейсових комплексів необхідне привнесення води. І якщо в

першому типі глибинне джерело водного флюїду, навіть при його загальній теоретичній проблематичності, не може викликати серйозних заперечень та альтернативного пояснення, то для другого, поширенішого типу і походження флюїду, і структурна позиція зон діафторезу вимагають свого з'ясування.

На Українському щиті площівний діафторез грануліто-гнейсового комплексу широко проявився у Приазовському мегаблоці, на всій території поширення приазовського комплексу (рис. 1) та в західній частині Бузько-Росинського мегаблоку (рис. 4), де діафторований побузький грануліто-гнейсовий комплекс становить основу собітового гранітно-метаморфічного комплексу [Кирилюк, 1986а, 1986б].

Крім того, діафторовані грануліто-гнейсові комплекси відомі у Придніпровському мегаблоці (славгородський комплекс) [Бобров и др., 2010] та в південній і західній частинах Волинського мегаблоку (сосновський комплекс) [Кирилюк Смоголюк, 1993].

Найбільш обґрунтованою треба вважати структурну позицію собітового гранітно-метаморфічного комплексу в Бузько-Росинському мегаблоці, за аналогією з яким можна передбачити умови протікання діафторезу і в інших мегаблоках. Собітовий комплекс охоплює площу, розташовану між побузьким гранулітовим комплексом та тікицьким амфіболіт-гранітовим комплексом. Ширина смуги, яку займає собітовий комплекс, становить від 40 до 80 км (рис. 4), вона простягається спочатку з півночі на південь, уздовж зони зчленування Подільського та Бузько-Росинського мегаблоків, а далі в межах останнього на південний схід. Вузке меридіональне відгалуження діафторитів тяжіє до Тальнівського розлому. Смуга має неправильну форму, ступінь діафторезу і супутнього ультраметаморфізму в ній проявились досить однорідно, у зв'язку з чим формування собітового комплексу не може бути пов'язане із зонами розломів.

Більш імовірним за геологічними уявленнями та геофізичними даними здається приуроченість собітового комплексу до верхньої частини нижнього структурного поверху (інфраструктури) мегаблоку, складеного гранулітовим комплексом, безпосередньо під верхнім структурним поверхом (супраструктурою), складеним тікицьким комплексом.

Стосовно Бузько-Росинського мегаблоку вже давно висловлювалася думка про нахил його шаруватої (поверхової) будови у північно-східному – східному напрямку [Метаморфизм..., 1982; Щербаков, 1975] у зв'язку з інтенсивнішим підняттям його південно-західної частини. У цьому ж напрямку нахилена за геофізичними даними поверхня K_2 , яку І.Б. Щербаков [1975] розглядав як границю між амфіболітовою та гранулітовою фаціями, нижче якої і вздовж якої, імовірно, і поширюється собітовий комплекс на глибині. Водний флюїд для діафторезу міг частково мати ювеніль-

ну природу, але через його розсіяний (неконцентрований, малопотужний) потік через грануліти, що залягають нижче, він не викликав у них діафторезу. Але його поступове нагромадження під “обводненою” тикицькою амфіболіт-гранітовою супраструктурою, з якої до того ж міг відбуватися “підсос” водного флюїду “сухою” гранулітовою інфраструктурою, може бути допустимим поясненням природи і структурної позиції площівних діафторитів гранулітової фації.

Якщо приймати таку модель за ймовірну, то усі території поширення “площівних” діафтори-

тів можна розглядати як ділянки, на яких у минулому гранулітові комплекси були перекриті молодшими товщами – структурними поверхами. Це не обов’язково мали бути амфіболіт-гранітові комплекси, але і гнейсо-сланцеві комплекси, як це є у Волинському та Кіровоградському мегаблоках. На підставі цього можна з великою імовірністю припускати, що Приазовський мегаблок, у якому гранулітовий комплекс зазнав площівного діафторезу, в минулому був перекритий амфіболіт-гранітовою чи гнейсо-сланцевою супраструктурою.

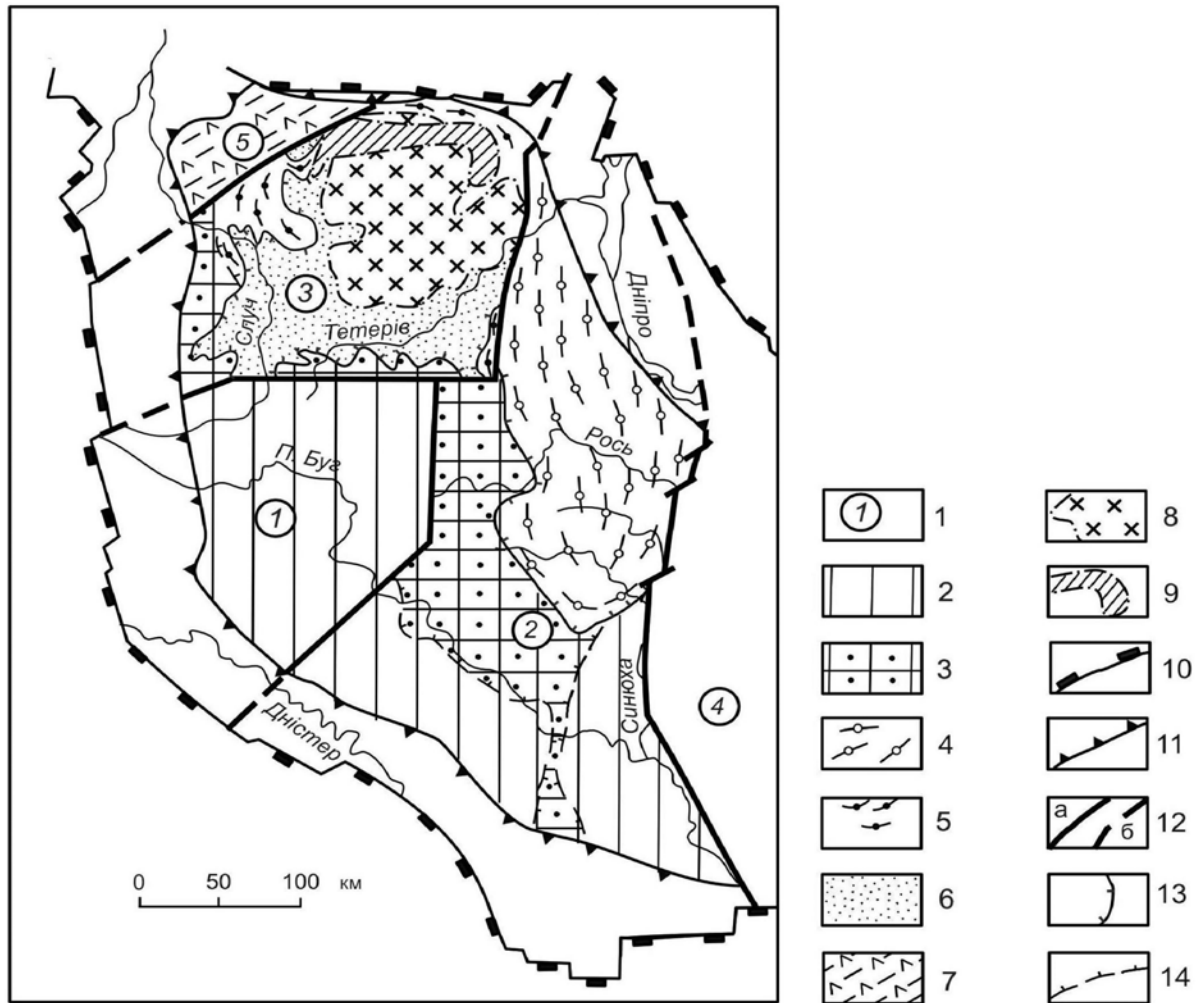


Рис. 4. Геолого-структурна схема західної частини Українського щита

1 – основні геоструктурні елементи: 1–4 – мегаблоки: Подільський (1), Бузько-Росинський (2), Волинський (3), Кіровоградський (4); 5 – Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс.

2–6 – гранітно-метаморфічні комплекси: 2 – побузький гранулітовий; 3 – собітовий грануліт-діафторит-гранітовий інфраструктури Бузько-Росинського мегаблоку та сосновський інфраструктури Волинського мегаблоку; 4 – тикицький амфіболіт-гранітовий супраструктури Бузько-Росинського мегаблоку; 5 – амфіболіт-гранітовий інфраструктури Волинського мегаблоку; 6 – тетерівський гранітно-гнейсосланцевий.

7 – осницький вулканоплутонічний комплекс; 8 – Коростенський габро-анортозит-рапаківі-гранітний масив; 9 – Овруцький прогин та його сателіти.

10–14 – геологічні границі: 10 – щита за крайовими скидами; 11 – щита за виходами фундаменту на денну поверхню; 12 – міжмегаблокові зони розломів (а) та їхнє продовження під платформним чохлам (б); 13 – структурних поверхів мегаблоків (підшва супраструктури мегаблоків); 14 – грануліт-діафторитових зон

Повертаючись до Бузько-Росинського мегаблоку, варто додати, що обидва процеси накладеного метаморфізму в гранулітовій інфраструктурі мегаблоку – повторного метаморфізму підвищеного тиску та амфіболітового діафторезу – відбувалися, ймовірно, одночасно, у зв'язку із формуванням амфіболіт-гранітової супраструктури, але на різних рівнях глибини, які зараз розкриті на денудованій поверхні кристалічного фундаменту Бузько-Росинського мегаблоку внаслідок все того ж нерівномірного підняття. Тобто, не лише ділянки прояву діафторезу, але й території поширення гранулітових комплексів підвищеного тиску можна вважати такими, на яких у геологічному минулому існувала амфіболіт-гранітова супраструктура.

У межах Українського щита територією, на якій немає жодних ознак поширення амфіболіт-гранітового комплексу, є Подільський мегаблок, а на всій іншій території щита існування цього комплексу в минулому можна припускати на підставі тих чи інших прямих або непрямих даних. В усіх мегаблоках є прояви площинного діафторезу амфіболітової фації, ознаки повторного гранулітового метаморфізму підвищеного тиску відомі лише у Бузько-Росинському мегаблочі і, як показує зіставлення з іншими регіонами, комплекси підвищеного та високого тиску в них теж притаманні амфіболіт-гранулітовим мегаблокам.

В *амфіболіто-гнейсових комплексах* можливості використання даних щодо умов метаморфізму для задач тектонічного аналізу дуже обмежені. Це зумовлене, передусім, одноманітним мінеральним складом порід амфіболіто-гнейсових комплексів, що не дає можливості ні для детальнішого їхнього розчленування на метаморфічні субфації у межах амфіболітової фації, ні для встановлення стадій регресивного або етапів повторного амфіболітового метаморфізму.

Чи не єдиним помітним проявом повторного метаморфізму є явища діафторезу зеленосланцевої фації в породах аульського амфіболіто-гнейсового комплексу Придніпровського мегаблоку. Причому саме зеленосланцевого, а не епідот-амфіболітового, оскільки мінералогічні асоціації останнього, якщо він і мав місце, близькі до первинних мінеральних парагенезисів амфіболіто-гнейсового комплексу і важко діагностуються. Діафторез зеленосланцевої фації тяжіє до приконтатних зон з середньо-придніпровським зеленокам'яним комплексом та, ймовірно, як і у випадку площинного діафторезу амфіболітової фації по гранулітах, відбувався в інфраструктурі Придніпровського мегаблоку під зеленокам'яною супраструктурою.

Явища зеленосланцевого діафторезу можна спорадично спостерігати і вздовж окремих дрібних розломів, але вони, по-перше, не мають скільки-небудь значного поширення, а, по-друге, не можуть бути прив'язані до певної стадії тектогенезу.

Зв'язок зонального (поліфаціального) метаморфізму з тектонікою

Зональний, або поліфаціальний метаморфізм на щитах проявлений у протогейських комплексах –

пізньоархейських зеленокам'яних та ранньопротерозойських гнейсо-сланцевих і залізисто-кременисто-сланцевих. Як зазначалося вище, зональний метаморфізм ранньодокембрійських комплексів фундаменту щитів, зокрема й Українського щита, загалом може бути пояснений з позицій традиційних уявлень стосовно регіонального метаморфізму за моделями “занурення” або “підйому температурних фронтів”. Тобто, ранньодокембрійський зональний метаморфізм вочевидь пов'язаний з тектонічними рухами та процесами, можливо з деякими поправками на успадкований від попередніх етапів дещо підвищений температурний стан приповерхневої частини земної кори.

Одночасно, чітка приуроченість різних геолого-формаційних комплексів лише до певних структурно-формаційних типів мегаблоків, а також деякі особливості їхнього метаморфізму дають можливість дещо деталізувати уявлення про зв'язок температурних умов і, відповідно, рівня та фаціальної приналежності метаморфізму з історією тектонічних рухів мегаблоків. Потреба в цьому виникає ще й через необхідність з'ясування деяких вікових особливостей метаморфізму протогейських комплексів, зокрема таких, як принципово різний метаморфізм одновікових ранньопротерозойських (пізньопротогейських) гнейсо-сланцевих та залізисто-кременисто-сланцевих комплексів, а також інтенсивніший метаморфізм нижньопротерозойських гнейсо-сланцевих комплексів порівняно з верхньоархейськими зеленокам'яними комплексами.

Розгляд цього питання має не лише теоретичний, але і практичний інтерес у зв'язку з тим, що вже давно існує, але й досі залишається остаточно не вирішеною проблема співвідношення стратиграфічного віку метаморфічних комплексів щитів та ступеня їхнього метаморфізму. Нагадаємо, що тривалий час існували уявлення про майже пряму кореляцію відносного віку та ступеня метаморфізму за принципом – чим давніший вік, тим вищий ступінь метаморфізму. Але подальші стратиграфічні та ізотопно-геохронологічні дослідження довели, що цей принцип не завжди витримується, може використовуватися з обмеженнями і лише стосовно конкретних геоструктурних елементів. А для частини дослідників неузгодженості між ступенем метаморфізму та ізотопними визначеннями віку дали підстави для того, щоб взагалі відмовитися від ідеї зв'язку і кореляції стратиграфічного віку та ступеня метаморфізму, що безумовно є не виправданим і передчасним.

За таких уявлень і практично повної відсутності можливостей визначення відносної вікової послідовності стратигенних метаморфічних комплексів щитів на підставі безпосередніх структурно-стратиграфічних спостережень, через їхній постійний метаморфізм, ізотопно-геохронологічні методи багато дослідників вважають зараз єдиним достовірним шляхом визначення геохронологічного віку, що вже призвело впродовж останніх десятиріч до багатьох “революційних” змін у регіональних стратиграфічних схемах та негатив-

но позначається передусім на якості геологічних карт останнього покоління. Між тим здається, що можливість використання ступеня метаморфізму як одного з критеріїв визначення відносної стратиграфічної послідовності метаморфічних комплексів, як показують матеріали досліджень Українського щита, себе остаточно не вичерпала, але *може бути застосована лише у межах конкретного мегаблоку*. Для окремого мегаблоку важко запропонувати хоч якісь теоретичні засади, крім умовляючих, що могли б пояснити більш високотемпературний метаморфізм молодших стратиграфічних комплексів відносно давніших, менш метаморфізованих.

Зазвичай для таких висновків використовують лише ізотопно-геохронологічні визначення, що не можна визнати коректним. Сучасні ізотопні визначення віку різних стратометаморфічних комплексів щитів, зокрема Українського щита, показують, що основна маса отриманих значень потрапляє у віковий інтервал раннього протерозою з максимумом близько 1900–2100 млн років. Більш древні цифри в різнофаціальних комплексах дуже рідкісні, а іноді й взагалі відсутні. Винятком є визначення з зеленокам'яних комплексів, зокрема з конкської серії Українського щита, де пізньоархейські датування понад 2700 млн років відносно слобкометаморфізованих порід є звичайним явищем.

Якщо не пов'язувати визначення віку високотемпературних порід, як монофаціальних, так і зональних комплексів, з їх стратиграфічним віком і вважати різнофаціальні метаморфічні комплекси похідними різновікових стратиграфічних комплексів, то сучасні масові, а не вибіркові ізотопно-геохронологічні дані дають підстави для висновку про те, що ендегенні метаморфічні процеси в усіх різновікових комплексах, у високотемпературних зонах на рівні сучасного денудаційного зрізу, закінчилися приблизно одночасно близько 1900–2100 млн років тому. Це призвело до стабілізації в них ізотопних систем, і лише на низькотемпературних рівнях, як от в зеленокам'яних комплексах, вони стабілізувалися раніше. Такий висновок, до речі, є, мабуть, єдино можливим за будь-яких умов, навіть якщо вважати за ймовірне неодноразове формування подібних за складом і ступенем метаморфізму стратигенних комплексів, зокрема монофаціальних.

Зазначимо, що до цього часу немає жодних структурно-геологічних даних, які б доводили давніший стратиграфічний вік зональних комплексів відносно монофаціальних, тоді як розташування зональних стратометаморфічних комплексів вище монофаціальних має численні підтвердження і має вагомий підстави бути передбачуваним для усіх без винятку зональних комплексів у разі з'ясування їхньої структурної позиції.

Отже, геоеволюційна зміна монофаціальних, ареальних комплексів поліфаціальними зональними в геологічному розвитку фундаменту щитів є практично беззаперечним фактом. Найімовірні-

шим поясненням цього може бути еволюція температурного стану земної поверхні та верхньої, приповерхневої частини земної кори, від високотемпературного на початку архею (раннього еогею) до значно остиглого у ранньому протерозої (пізньому протогей). Ще раз варто наголосити, що це стосується еволюційної зміни вихідних товщ монофаціальних комплексів, тоді як процеси метаморфізму і в монофаціальних, і в зональних комплексах тривалий час відбувалися синхронно і закінчилися практично одночасно, про що й свідчать ізотопно-геохронологічні дані.

Зараз початковий високотемпературний стан приповерхневої частини земної кори теж є практично загально визнаним і використання цієї вихідної позиції рекомендується під час вивчення ранньодокембрійських метаморфічних комплексів під час проведення геологічних знімів [Геологическая..., 1996]. Ось як охарактеризовано початкові умови архейського метаморфізму у недавньому методичному посібнику з геологічного картування метаморфічних комплексів: "В настоящее время ... метаморфические комплексы хорошо изучены и по ним получены сотни определенных *PT*-параметров, совокупность которых позволяет судить о господствовавших в архее термодинамических условиях метаморфизма. Имеющиеся данные свидетельствуют о сильной корреляционной связи между температурой и давлением в процессе метаморфизма, выраженной в виде четкого линейного тренда, которому подчинены как прогрессивные, так и регрессивные метаморфические преобразования. Такая линейная связь может быть только в случае сохранявшегося в течение всего архея на всей континентальной части планеты однородного термального режима, при котором колебания температуры на каждом уровне глубинности не превышали в основном 100–150 °С.

Полученная зависимость характеризует особое положение континентальной геотермы в архее (рис. 5). В сравнении с современной континентальной геотермой она сильно (примерно на 300 °С) смещена в высокотемпературную область. ... Экстраполяция архейской геотермы к дневной поверхности дает для нее очень высокую температуру – до +400–500 °С" ([Геологическая..., 1996], с. 21).

Водночас гірськопорідний та геолого-формаційний склад нижньопротерозойських комплексів свідчить про існування у цей час обстановок, вже близьких до фанерозойських умов літогенезу. Більшість дослідників, які визнають вікову специфіку метаморфізму, теж пов'язують зниження ступеня метаморфізму і перехід від монофаціального до поліфаціального метаморфізму з загальним охолодженням земної кори і зменшенням фонового теплового потоку. Сучасні геологічні дані дають можливість говорити про істотний вплив охолодження на метаморфізм протогейських товщ лише у приповерхневих частинах, оскільки верхні стратиграфічні рівні протогейських комплексів за

рівнем метаморфізму справді сильно відрізняються від еогейських комплексів. Разом з тим базальні рівні протогейських комплексів, за потужності товщ у середньому до 10 км, практично не відрізняються за ступенем метаморфізму від підстилаючих утворень, що не дає можливості говорити про істотне охолодження всієї земної кори.

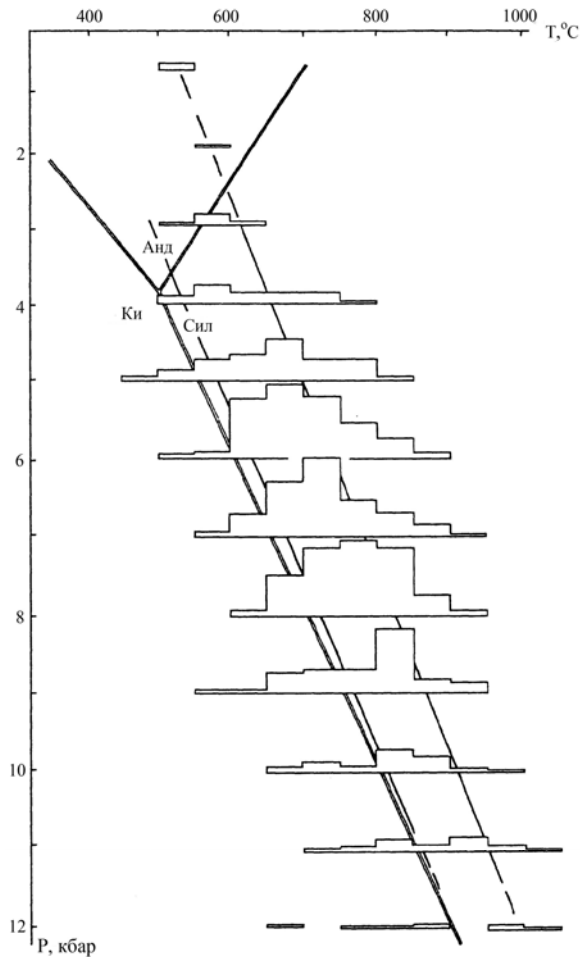


Рис. 5. Співвідношення температур і тисків у архейських метаморфічних комплексах (633 визначень) [Глебовицький, Шульдинер, 1996] (за допомогою гістограм показано розподіл температур у гранулітових і поліфаціальних комплексах архейських граніт-зеленокам'яних областей на різних рівнях глибинності. Тренд, окреслений лініями по максимумах гістограм, характеризує положення архейської геотерми в PT -координатах за В.І. Шульдинером).

Нагадаємо, що породи верхньоархейського зеленокам'яного комплексу (конкська серія Придніпровського мегаблоку Українського щита та їх аналоги на інших щитах) метаморфізовані переважно в умовах зеленосланцевої та епідот-амфіболітової фацій. Вони входять разом з залізисто-кременисто-сланцевою криворізькою серією до складу супраструктури Придніпровського мегаблоку, інфраструктура якого складена переважно гранітоїдами з "включеннями" в них метаморфіч-

них порід амфіболіто-гнейсового комплексу, що належать аульській серії. Повсюдно зберігається порівняно низький ступінь метаморфізму зеленокам'яних комплексів в оточенні значно більших за об'ємом гранітоїдних мас, з якими вони утворюють характерну для більшості щитів асоціацію гранітно-зеленокам'яних областей.

Вікові співвідношення зеленокам'яних комплексів з оточуючими гранітоїдами неоднозначні. Більшість дослідників розглядає основну масу гранітоїдів як гранітно-амфіболітовий (тоналітовий, сірогнейсовий) фундамент, хоч надійні дані стосовно залягання зеленокам'яних комплексів на денудованій гранітній поверхні відсутні. Проте у багатьох випадках навпаки встановлюється активний вплив гранітів на метаморфічні породи зеленокам'яних структур, який приводить до появи в них мінеральних асоціацій амфіболітової фації. Гранітоїди з активними контактами виокремлюють сурський комплекс, який нібито належить разом з зеленокам'яними комплексами до одного геотектонічного етапу. Уявно давніші, "дозеленокам'яні" гранітоїди, хоч це і не підтверджено ізотопно-геохронологічними визначеннями, виділяють як дніпропетровський комплекс [Кореляційна..., 2004]. Вони теж зазнали ремобілізації на зеленокам'яному етапі і такі утворення іноді виділяють у самостійний саксаганський комплекс [Кореляційна..., 2004].

Звертає на себе увагу те, що за активних співвідношень гранітів з метаморфічними утвореннями зазвичай майже повністю зберігаються характерні для зеленокам'яних структур ізольовані синклінали, а прояви термального впливу швидко загасають з віддаленням від контакту. Це дає підставу припускати, що формування гранітоїдів відбувалося безпосередньо під зеленокам'яними товщами, як під екраном, імовірно, в результаті сегрегації висхідних, розсіяних у гранітно-амфіболітовій інфраструктурі анатектичних розплавів. Через специфічний, переважно ультрабазит-базитовий склад і високу гідратованість зеленокам'яних товщ їхня подошва могла слугувати розділом між високотемпературною, гранітно-амфіболітовою областю кондуктивно-конвективного теплопереносу в інфраструктурі гранітно-зеленокам'яних поясів і середньо-низькотемпературною областю кондуктивного теплопереносу у розташованих вище зеленокам'яних утвореннях супраструктури.

Нижньопротерозойські залізисто-кременисто-сланцеві комплекси, які залягають стратиграфічно вище зеленокам'яного комплексу і до яких на Українському щиті належать криворізька та білозерська серії, теж метаморфізовані в умовах переважно зеленосланцевої та частково епідот-амфіболітової фацій. У разі наявності неоднорідності метаморфізму, для них теж встановлюється тенденція підвищення температур метаморфізму в напрямку до подошви розрізів, хоч надійні факти проривання їх гранітоїдами, крім невеликих жильних проявів, невідомі.

Нижньопротерозойські гнейсо-сланцеві комплекси на Українському щиті поширені у Волинському (тетерівська серія) та Кіровоградському (інгуло-інгулецька серія) мегаблоках, де вони складають верхній структурний ярус (супраструктуру) мегаблоків, нижній структурний ярус (інфраструктура) яких складений гранулітовими і гранітно-амфіболітовими комплексами. Аналогічні комплекси за їх складом, характером метаморфізму і структурною позицією відомі на різних щитах (ладозька серія Балтійського щита, удоканська серія Алдано-Станового щита та інші). Характеризуються близькими умовами залягання із зеленокам'яними товщами, гнейсо-сланцеві комплекси загалом інтенсивніше і нерівномірно метаморфізовані порівняно з зеленокам'яними та залізисто-кременисто-сланцевими комплексами. Звичайний ступінь їхнього метаморфізму відповідає умовам епідот-амфіболітової та низькотемпературної амфіболітової фацій, але нерідко досягає високотемпературної амфіболітової фації, а іноді, як, наприклад, у межах Кіровоградського мегаблоку, і гранулітової фації в зоні переходу інгуло-інгулецького комплексу до грануліто-гнейсової інфраструктури в південно-західній частині мегаблоку. Загальний відносно підвищений температурний рівень метаморфізму гнейсо-сланцевих комплексів пояснюється, ймовірно, різними причинами. З одного боку, це викликано кращою відносно зеленокам'яних товщ проникністю гнейсо-сланцевих комплексів для гранітоїдного і флюїдного теплоносіїв, які зафіксовані у тілі комплексів у вигляді гранітних масивів, пегматів, слюдяно-кварцових та кварц-карбонатних жил.

З іншого боку, фундамент гнейсо-сланцевих комплексів, ймовірно, відрізнявся вищою температурою приповерхневої частини, оскільки саме в підшві перекриваючих товщ ступінь метаморфізму досягає високотемпературної амфіболітової і навіть гранулітової фацій, тобто граничних температур метаморфізму фундаменту, за переходу до яких зникають завуальовані метаморфізмом границі різновікових комплексів інфра- та супраструктури. Більш високотемпературні нижньопротерозойські гнейсо-сланцеві комплекси, як показує кореляція з іншими щитами, завжди розташовані у гранітно-гнейсосланцевих мегаблоках, тоді як зеленокам'яні та залізисто-кременисто-сланцеві комплекси – у гранітно-зеленокам'яних мегаблоках.

На фоні загального охолодження протогейської земної поверхні, порівняно з еогейською, різний температурний рівень інфраструктури протогейських комплексів у різних мегаблоках заслуговує на спеціальне дослідження. Річ у тім, що нагромадження вихідних протогейських товщ – і карбонатно-теригенних (гнейсо-сланцевих), і вулканогенних (зеленокам'яних) – скрізь відбувалося у водних басейнах, тобто за приблизно однакової температури денудативної поверхні незгідності і з

приблизно однаковим розподілом температури з глибиною. Тому наступний різний метаморфізм у різних мегаблоках міг бути зумовлений саме різним геотектонічним розвитком мегаблоків, зокрема характером їхніх тектонічних рухів.

Спробуємо розглянути питання про температурний режим мегаблоків на підставі дослідження поведінки ізотерм відносно ерозійної поверхні під час вертикальних рухів мегаблоків (рис. 6).

Приймаємо умовний початковий розподіл температури за постійної температури на поверхні (t_n^0), яка збільшується з глибиною відповідно до стаціонарного (фонового для земної кори) температурного градієнта в умовах постійного джерела тепла. Під час здійснення геоблоку з таким характером розподілу температури і дії поверхневої ерозії поведінка його ізотерм у верхніх частинах геоблоків, що піднімаються, визначатиметься двома тенденціями: а) загальним охолодженням верхніх частин літосфери, яке супроводжується міграцією (“опусканням”) геоізотерм вниз; б) механічним “підйомом” геоізотерм та їх наближенням до ерозійної поверхні внаслідок денудації. У разі високих температур внутрішніх частин мегаблоків і існування разом з метаморфічними утвореннями гранітного розплаву, підйом і ерозія мегаблоків приводитиме до виділення додаткового тепла за рахунок декомпресії [Шкодзінський, 1981].

Можливі три варіанти поведінки геоізотерм залежно від визначальних чинників:

а) взаємна компенсація тенденцій і збереження постійного положення геоізотерм відносно ерозійної поверхні (рис. 6, А-II);

б) охолодження мегаблоків і відступання геоізотерм від ерозійної поверхні за незначної швидкості підняття і переважання тепловтрат (рис. 6, А-IV);

в) наближення ізотерм до ерозійної поверхні і розігрівання верхніх, приповерхневих частин геоблоків (рис. 6, А-III). В останньому випадку, як видно зі схеми, відносно початкового положення ерозійної поверхні відбувається охолодження, що відображає загальну тенденцію термічної еволюції літосфери, але температура і геотермічний градієнт у верхній частині мегаблоку при цьому підвищується.

Ймовірно, для пояснення структурно-метаморфічних взаємовідносин нижньодокембрійських комплексів щитів слід припустити саме останній варіант термічної еволюції мегаблоків, тобто підйом геоізотерм до ерозійної поверхні. Цей варіант здається цілком вірогідним у зв'язку з тим, що мегаблоки на той час були складені розігрітими кристалічними породами, в яких не відбувалося істотних витрат тепла на фазові мінеральні перетворення. Вони здійснювали лише кондуктивне теплоперенесення від неглибоко розташованого джерела тепла, яким для розміщених вище комплексів були більш високотемпературні підстилаючі утворення.

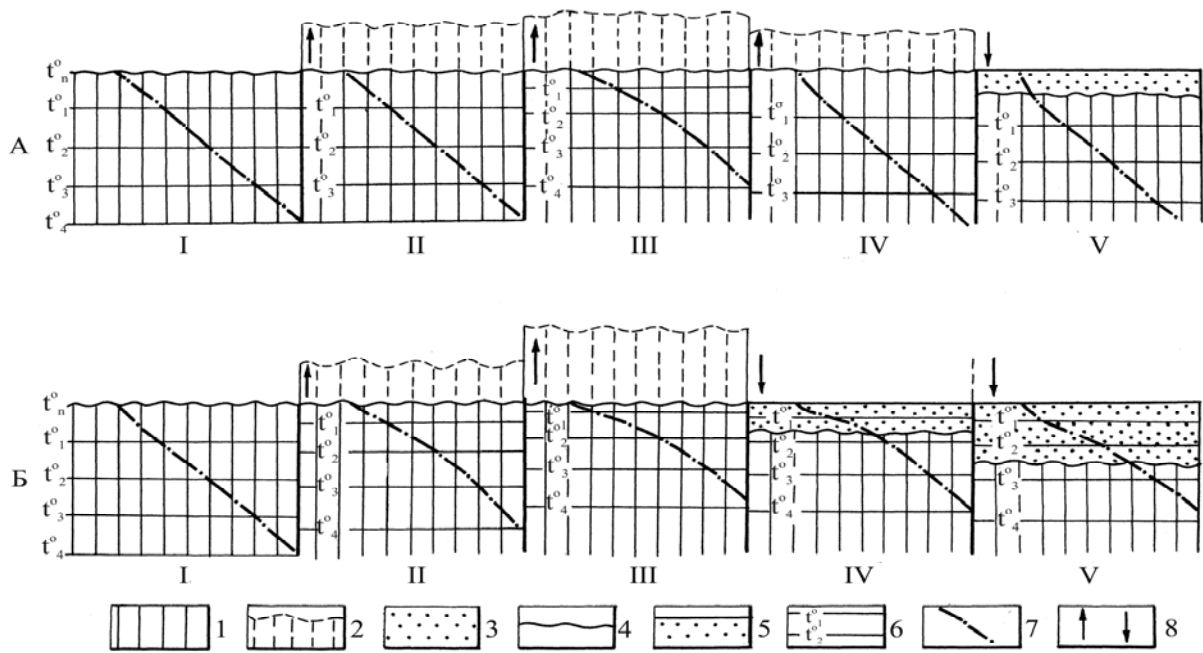


Рис. 6. Різні варіанти міграції палеоізоTERM під час вертикальних переміщень мегаблоків і модель метаморфізму супраструктури за рахунок тепла фундаменту (інфраструктури):

1 – кристалічні утворення; 2 – еродована частина блоків; 3 – осадово-вулканогенні товщі; 4 – ерозійна поверхня; 5 – рівень седиментації; 6 – положення ізоTERM; 7 – положення геотERM; 8 – напрямок переміщення мегаблоків.

А – варіанти поведінки ізоTERM при піднятті мегаблоків: I – початковий розподіл ізоTERM (температура поверхні t_n^o приймається постійною); II – поведінка ізоTERM при рівності тенденцій охолодження (x) та механічного підйому ізоTERM (y); III – поведінка ізоTERM при $x < y$; IV – поведінка ізоTERM при $x > y$. V – поведінка ізоTERM під час занурення після початкового положення або після попереднього підняття за варіантом $x > y$.

Б – модель метаморфізму супраструктури за варіантом ($x < y$): I – початкове положення мегаблоку і розподілу ізоTERM; II–III – послідовні стадії підняття мегаблоку; IV–V – послідовні стадії занурення

По суті, наближення геоізоTERM до ерозійної поверхні (рис. 6, А-III) відображає підйом джерела тепла. З нього видно, що зміна температурних умов у приповерхневих частинах під час підняття мегаблоків і перерви в осадонагромадженні може створювати сприятливіші умови для наступного “метаморфізму занурення”, ніж у мегаблоках, які постійно опускаються.

Запропонована модель термічної еволюції дає підставу припускати, що під час перерв у нагромадженні початкових товщ усіх нижньодокембрійських комплексів не було термічної (рис. 6, Б-II, Б-III), а у багатьох випадках, імовірно, і тектонічної консолідації фундаменту. Відбувалося лише тимчасове охолодження і затвердіння – “крустифікація” – верхньої (приповерхневої) частини мегаблоків. Під час прогинання та нагромадження товщ верхнього структурного поверху, охолоджена частина кори швидко зазнавала регенерації до своїх попередніх верхніх граничних, або близьких до них, температурних умов (рис. 6, Б-IV, Б-V) і надалі розвивалася як інфраструктура разом з супраструктурою, яка її перекривала. Важливим наслідком з цієї моделі можна вважати пояснення інтенсивнішого метаморфізму гнейсо-сланцевих комплексів, які фор-

мувалися після тривалого підняття мегаблоків і перерви в осадонагромадженні порівняно з зеленокам’яними комплексами, які мають більш древній стратиграфічний вік, але формувалися або без перерви після вихідних товщ амфіболіто-гнейсових комплексів, або з невеликою перервою.

Відповідно до запропонованої моделі, у блоках, що тривало піднімаються і зазнають ерозії, за сприятливих умов на порівняно невеликій глибині тривалий час може існувати температурний режим, близький до максимальних параметрів метаморфізму комплексів, які його складають. Тоді природно відбуватимуться процеси кріптометаморфізму [Никитина, 1976], які можуть змінювати, зокрема, первинні ізотопні відносини і відповідні датування. Такі перетворення не можна вважати “омолодженими” у повному розумінні цього слова, оскільки породи, що несуть їх, у більшості випадків, ймовірно, не зазнавали попередньої стабілізації. Ці перетворення в областях тривалого підняття відбувалися, швидше за все, в ході статичного метаморфізму. Про це, зокрема, можуть свідчити, наприклад, недеформовані дайки, складені метаморфічними породами, ізофасціальними метаморфічними товщам, які їх вміщують. Такі дайки, з мінеральними асоціаціями гранулітової фації

і віком близько 2000 млн років, відомі у Середньому Побужжі, де вони січуть стратигенні гранулітові утворення з віком понад 3300–3600 млн років [Бобров і др., 2010].

Можливість існування розглянутих умов термічної еволюції слід мати на увазі під час використання ізотопно-геохронологічних визначень “абсолютного віку” для інтерпретації геотектонічної історії літосфери загалом і конкретних регіонів, які досить часто пов’язують з гіпотетичними тектонічними та супутніми петрологічними “епізодами” (подіями) і які, швидше за все, фіксують лише час стабілізації ізотопних систем під час тривалого остигання мегаблоків.

Висновки

Підводячи підсумок розгляду питання про особливості ранньодокембрійського метаморфізму та його зв’язку з тектонікою і формуванням фундаменту щитів древніх платформ, на підставі узагальнення даних про різні щити та порівняння з традиційними уявленнями, розробленими для геоструктур неогену, можна зробити такі основні висновки:

1. Головна особливість ранньодокембрійського метаморфізму, зокрема відсутність у фундаменті Українського щита неметаморфізованих стратигенних (первинних вулканогенно-осадових) комплексів, зумовлена не стільки тектонічними причинами, скільки специфічним температурним станом верхньої частини земної кори, хоча окремі неоднорідності прояву метаморфізму мають, безумовно, тектонічну природу.

2. Серед стратометаморфічних комплексів виділяються: а) монофаціальні (ареальні) грануліто-гнейсові та амфіболіто-гнейсові, б) поліфаціальні зеленокам’яні, залізисто-кременисто-сланцеві та гнейсо-сланцеві. Монофаціальні комплекси сформовані за рахунок егейських (ранньо- та середньо-архейських) вихідних товщ, поліфаціальні – за рахунок протогейських (пізньоархейських та ранньо-протерозойських) товщ.

3. Зміна монофаціальних (ареальних) егейських комплексів поліфаціальними (зональними) протогейськими комплексами, імовірно, зумовлена загальним охолодженням земної поверхні і приповерхневої частини земної кори, яке супроводжувалося формуванням чіткої геотектонічної диференціації – виникненням на початку протогену геоблокової подільності.

4. Первинний монофаціальний метаморфізм комплексів є порівняно незалежним від тектонічних чинників. Відмінності гранулітового і амфіболітового метаморфізму відповідних комплексів, ймовірно, зумовлені передусім дометаморфічним складом вихідних стратигенних товщ і його похованим синседиментаційним флюїдом, особливості яких, своєю чергою, виникли внаслідок різних палеокліматичних та палеогеографічних умов їхнього формування. Повторний метаморфізм монофаціальних комплексів має тектонічну природу і пов’язаний з

наступними тектонічними рухами та зміною їхньої структурної позиції.

5. У грануліто-гнейсових комплексах повторний метаморфізм проявлений у двох видах: а) повторний гранулітовий метаморфізм підвищеного тиску, б) накладений метаморфізм – діафторез – амфіболітової фації. Останній має два морфологічних прояви – локальний лінійний та площинний. Локальний діафторез розвинений уздовж розломів, площинний – займає досить великі неправильні за формою території. Як повторний метаморфізм підвищеного тиску, так і площинний діафторез, імовірно, пов’язані з прогинанням окремих територій, яке супроводжувалося нагромадженням вихідних товщ верхніх структурних поверхів, в інфраструктурі яких, передусім під амфіболіто-гранітовою супраструктурою, на різних рівнях глибинності і відбувався повторний метаморфізм: у верхній частині – діафторез, а нижче – повторний метаморфізм підвищеного тиску.

6. В амфіболіто-гнейсових комплексах діафторез зеленосланцевої фації іноді спостерігається на приконтаткових ділянках з зеленокам’яними комплексами, де він може бути пов’язаний або з пограничними розломами, або, як і у випадку з діафторезом грануліто-гнейсових комплексів, був сформований у верхній, приконтатній частині амфіболіто-гнейсової інфраструктури з зеленокам’яною супраструктурою.

7. Поліфаціальний (зональний) метаморфізм виявляє більш чіткий зв’язок з тектонічною структурою, передусім через його приуроченість до певних структурно-формаційних та геокінематичних типів мегаблоків. Зеленокам’яні та залізисто-кременисто-сланцеві комплекси, метаморфізовані у діапазоні від зеленосланцевої до епідот-амфіболітової фації, приурочені до гранітно-зеленокам’яних мегаблоків і частково до грануліт-діафоритових мегаблоків у вигляді локальних прирозломних структур. Гнейсо-сланцеві комплекси, метаморфізовані в діапазоні від епідот-амфіболітової до амфіболітової, а іноді і гранулітової фації, поширені лише в гранітно-гнейсо-сланцевих мегаблоках. Як показано вище, відмінність у ступені метаморфізму комплексів різних мегаблоків могла бути зумовлена різним режимом тектонічних рухів мегаблоків та пов’язаною з цим їхньою різною термічною еволюцією.

Література

- Бобров А.Б., Кирилюк В.П., Гошовский С.В. и др. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита – европейский эталон. – Львов: ЗУКЦ, 2010. – 160 с.
- Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие / Ред. В.А. Глебовицкий, В.И. Шульдинер. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. – 416 с.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. – Л.: Наука, 1973. – 128 с.

- Глебовицкий В.А., Шульдинер В.И. Фациальные типы и серии метаморфических комплексов // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. – СПб: изд. ВСЕГЕИ, 1996. – 416 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. – М.: Недра, 1974. – 328 с.
- Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли // Метаморфизм раннего докембрия: 4-й Всесоюз. симпоз. по метаморфизму, 12–14 сент. 1979 г. – Апатиты, 1979. – С. 5–6.
- Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли // Метаморфизм раннего докембрия. – Апатиты, 1980. – С. 19–31.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. – М.: Недра, 1981. – 236 с.
- Каляев Г.И., Крутиховская З.А., Рябенко В.А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. – Л: Наука, 1980. – С. 18–32.
- Кирилук В.П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры // Геол. журн. – 1971. – Т. 31, № 6. – С. 42–54.
- Кирилук В.П. Модель раннедокембрийского монофациального метаморфизма и ультраметаморфизма // Геология метаморфических комплексов. Вып. VI. Межвуз. научн. тематич. сборник. – Свердловск: изд. УПИ, 1977. – С. 40–47.
- Кирилук В.П. Формационное расчленение и корреляция нижнедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. – К., 1986. – 40 с.
- Кирилук В.П. Условия формирования гранитно-метаморфических формационных комплексов щитов // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 176–180.
- Кирилук В.П. Об особенностях геологического строения и эволюции щитов древних платформ // Сб. научн. трудов НГАУ. Геология полезных ископаемых. – Днепропетровск. – 1999. – № 6. Т. 1. – С. 32–35.
- Кирилук В.П. Головні підсумки морфопарагенетичних геолого-формаційних досліджень нижнього докембрію // Вісник ЛНУ. Сер. геол. – 2005. – Вип. 19. – С. 52–74.
- Кирилук В.П. Геотектонічна періодизація раннього докембрію // Геол. журн. – 2010. – № 3. – С. 111–119.
- Кирилук В.П. “Геодинамика” и раннедокембрийская геология щитов древних платформ // Геодинаміка. – 2012. – № 2 (13). – С. 43–54.
- Кирилук В.П., Смоголюк А.Г. Об основных структурных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита // Геол. журн. – 1993. – № 3. – С. 54–69.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка) / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – К.: УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
- Лазько Е.М., Кирилук В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). – Львов: Вища шк., 1975. – 239 с.
- Метаморфизм Украинского щита / И.С. Усенко, И.Б. Щербаков, Р.И. Сироштан и др. – К.: Наук. думка, 1982. – 308 с.
- Никитина Л.П. Процессы криптометаморфизма (типы, кинематика) // Термодинамический режим метаморфизма. – Л.: Наука, 1976. – С. 215–226.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. – 13 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье, испр. и доп. – СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
- Ревердатто В.В., Хлестов В.В., Шарпов В.Н. Метаморфизм: анализ геологических ситуаций и разработка физических моделей / Геология и геофизика. – 1977. – № 1. – С. 32–41.
- Сироштан Р.Н., Щербакова Т.Г., Кравченко Г.Л. и др. Метаморфизм сапфириносодержащих пород Украинского щита // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Тез. докл. – Винница: АН СССР, 1982. – С. 218–219.
- Стратиграфический кодекс России. – 3-е изд. – СПб: Изд. ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
- Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Сироштан Р.И. и др. Карта метаморфических фаций Украинского щита // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 1. Тр. всесоюзн. симпоз. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972. – С. 139–149.
- Усенко И.С., Щербак Н.П., Щербаков И.Б. и др. Магматические формации Украинского щита // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. – Л.: Недра, 1982. – С. 15–22.
- Усенко И.С., Щербаков И.Б. Об эколитоподобных породах Побужья // Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы: Тез. докл. I регионального петрограф. совещ. По Европейской части СССР. – К.: Наук. думка, 1966. – С. 57–59.
- Усенко И.С., Щербаков И.Б. Об эколитизированных основных породах Украинского щита // Петрография докембрия Русской платформы. – К.: Наук. думка, 1970. – С. 199–208
- Хлестов В.В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрий. – Геол. и геофиз. – 1970. – № 8. – С. 81–86.
- Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в по-

- движных поясах // Геотектоника. – 1966. – № 6. – С. 64–83.
- Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и их место в в процессе развития складчатых областей // Геологическое строение СССР: Т. V. Основные проблемы геологии. – М.: Недра, 1969. – С. 218–240.
- Хорева Б.Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. – Л.: Недра, 1978. – 214 с.
- Шкодзинский В.С. Эволюция фазового состава и генезис гранитной магмы // Геохимия. – 1981. – № 1. – С. 45–62
- Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов // Геол. и геофиз. – 1976. – № 2. – С. 67–75.
- Шульдинер В.И. Метаморфизм и геотерма эогея // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 123–143.
- Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. – М.: Недра, 1982. – 226 с.
- Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1975. – 280 с.
- Van Kranendonk M.J., Gehling J., Shields G. Precambrian / J.G. Ogg, G. Ogg, F. Gradstein. The Concise Geologic Time Scale. – Cambridge University Press. – 2008. – P. 23–36.
- Knauth L. P., Epstein S. Hydrogen and Oxygen ratios in nodular and bedded cherts // Geochim. et cosmochim. acta. – 1976. – Vol. 40. – P. 1095–1108.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МЕТАМОРФИЗМА И ЕГО СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ

В.П. Кирилюк

Главными особенностями раннедокембрийских стратигенных образований фундамента древних платформ является их повсеместный метаморфизм и наличие среди них монофациальных (ареальных) и полифациальных (зональных) метаморфических комплексов. Первые из них распространены только в фундаменте эпикарельских кратонов, вторые известны и в структурах неогей. Показано, что монофациальный метаморфизм был относительно независимым от тектонических факторов и связанным главным образом со специфическими условиями накопления исходных дометаморфических толщ и высокотемпературными условиями их преобразования уже в приповерхностной части земной коры. Полифациальный метаморфизм имеет четкую геоструктурную приуроченность и обусловлен геотектоническими режимами формирования соответствующих комплексов.

Ключевые слова: региональный метаморфизм; монофациальный метаморфизм; полифациальный метаморфизм; ранний докембрий; древняя платформа; кратон; щит

FEATURES OF PRECAMBRIAN METAMORPHISM AND THEIR RELATION TO TECTONICS

V.P. Kyrylyuk

The Early Precambrian stratigenic basement formations of ancient platforms are distinguished by their all-present metamorphism and the presence of monofacial (areal) and polyfacial (zonal) metamorphic complexes. Areal complexes are only often found in the basement of Epikarelian kratons, while the zonal complexes were also known to occur in Neogeos structures. Evidence suggests that occurrences of monofacial metamorphism were relatively independent from tectonic factors, and were primarily linked to specific conditions, such as the accumulation of initial premetamorphic layers and high-temperature conditions of their transformation in the near-surface layers of the Earth's crust. Polyfacial metamorphism is clearly geostrophically time-bound, and its occurrences are conditionally dependant on particular geotectonic settings of formation of particular geological complexes.

Key words: regional metamorphism; monofacial metamorphism; polyfacial metamorphism; Early Precambrian; ancient platform; kraton; shield.